

n° 143
4 microfiches

Stéphane OPERTO

Thèses et documents microfichés

Structure et origine du plateau de Kerguelen
(océan Indien austral) :
implications géodynamiques

Modélisation
de données sismiques grand-angle marines

ORSTOM
éditions

THESE de DOCTORAT de l'UNIVERSITE PARIS 6

Spécialité:

Sciences de la Terre (Géophysique marine)

présentée par

OPERTO Stéphane

pour obtenir le grade de DOCTEUR de l'UNIVERSITE PARIS 6

Sujet de la thèse:

**STRUCTURE ET ORIGINE DU PLATEAU DE KERGUELEN
(OCEAN INDIEN AUSTRAL): IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES
MODÉLISATION DE DONNÉES SISMIQUES GRAND-ANGLE MARINES**

soutenue le 3 février 1995, devant le jury composé de :

MM.	G. Boillot	Président
	Ph. Charvis	Directeur de Thèse
	A. Hirn	Rapporteur
	Ph. Huchon	Examineur
	G. Pascal	Rapporteur
	P. Mechler	Examineur
	M. Recq	Examineur

n° 143

4 microfiches



Thèses et documents microfichés



Orstom, l'Institut français de recherche scientifique
pour le développement en coopération

La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective» et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite» (alinéa 1^{er} de l'article 40).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code pénal.

© ORSTOM éditions 1995, Paris

ISSN : 0767-922X
ISBN : 2-7099-1285-6

AVANT-PROPOS

Au terme de mes trois années de thèse qui s'inscrivent dans la continuité de mon DEA, je voudrais exprimer ma reconnaissance, comme il est de coutume, aux personnes qui m'ont aidé.

Je voudrais remercier Jean Mascle, directeur du laboratoire de Villefranche-sur-mer, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire et son frère Georges pour m'y avoir orienté habilement lors de mon errance initiale pendant le DEA.

Ce travail n'aurait pas pu avoir lieu sans le soutien financier de l'IFRTP (ex-mission de recherche des TAAF) et de l'UR 14 de l'ORSTOM. Je remercie également les personnels IFRTP, GENAVIR et CGM qui ont participé à la campagne KeOBS et ont tous contribué à son succès. Je remercie particulièrement le commandant du Marion Dufresnes Yvan Fercoq et son équipage pour la qualité de la navigation pendant la campagne KeOBS ainsi que Jean Le Pavec et ses canoniers pour la mise en oeuvre de la source sismique.

Je voudrais remercier Georges Pascal et Alfred Hirn qui ont accepté d'être les rapporteurs de cette thèse, Gilbert Boillot qui a accepté de présider le jury ainsi que Philippe Huchon et Pierre Mechler qui ont accepté de juger mon travail.

La primeur de mes remerciements s'adressent bien évidemment en premier lieu à Philippe Charvis d'abord pour sa gentillesse et sa disponibilité tout au long des trois années de thèse mais aussi durant mon DEA, pour son sens du dévouement et sa conscience professionnelle lorsqu'il a fallu me dégager de corvées administratives diverses et variées. Je le remercie également pour avoir sacrifié beaucoup de (bon) temps à la lecture et à la correction du manuscrit et pour s'être investi dans mon après thèse me permettant de me concentrer sur la rédaction de ce mémoire.

Je voudrais également exprimer ma très vive reconnaissance à François Glangeaud pour m'avoir enseigné les bases du traitement du signal avec beaucoup de patience et surtout pour m'avoir fait partager son enthousiasme scientifique inaltérable. Je voudrais le remercier également pour la part active qu'il a pris dans l'interprétation des données du bassin océanique d'Enderby. J'associe à ces remerciements Jean-Michel Vanpé qui m'a fait profiter de son expérience en programmation informatique. et de façon plus générale le personnel du CÉPHAG qui m'a permis avec patience lors de mes courts séjours à Grenoble de profiter sans retenue de leur moyen informatique.

Je voudrais également remercier Maurice Recq (mon grand-père spirituel) pour de nombreuses raisons. La première est d'avoir bien voulu partager avec moi les heures de quart et le plateau de 9 heures, quand il arrivait à bon port, lors de la campagne KeOBS au cours desquelles j'ai appris tant de choses que ce soit sur Kerguelen, la sismique réfraction, la Bretagne, le prêt-à-porter et la gastronomie Anglaise... Je le remercie également pour ces calembours quotidiens jamais pris en défaut qui ont apporté aux cahiers de quart une petite touche humoristique qui leur fait généralement si cruellement défaut. Plus sérieusement, je le remercie pour m'avoir fait partager sa grande connaissance de Kerguelen et pour les discussions que nous avons eues par la suite sur la structure profonde du plateau de Kerguelen.

Mes remerciements vont également aux membres orstomiens du laboratoire:

- Jacques Récy qui a généreusement mis la main au portefeuille (de l'ORSTOM) pour financer les outils de traitement et de modélisation des données de sismique au centre de calcul de l'ORSTOM à Villefranche-sur-mer et pour m'avoir permis de participer à plusieurs congrès et stage;

- Yann Hello, non pas pour son mauvais caractère mais pour m'avoir permis de

travailler, par l'intermédiaire des OBS utilisés durant la campagne KeOBS, sur des données sismiques de très grande qualité; merci également pour m'avoir facilité l'obtention d'une année post-doctorale à Austin.

- Bernard Pontoise pour les diverses discussions que nous avons eu ensemble;

- Pierre Lebellegard pour m'avoir initié à l'informatique et au traitement des données lors de mon DEA et au début de ma thèse. J'associe à ces remerciements (même s'il ne lâche pas facilement les Mégaoctets sur les disques) son successeur à Villefranche sur mer, Bertrand Toussaint pour ses interventions au quotidien.

- Pierrick Roperch qui m'a beaucoup aidé au cours de mon DEA et au début de ma thèse en informatique; Rémy Louat grand rival de Maurice Recq sur la campagne KeOBS en matière de calembours, pour la part qu'il a pris dans le traitement des données OBS au cours de la campagne;

Et pour conclure avec la famille orstomienne et la famille Mascle, je remercie Martine Mascle pour les petits services rendus au quotidien au secrétariat de l'ORSTOM.

Je remercie Colin Zelt pour nous avoir fourni son programme de tracé de rai et d'inversion des temps d'arrivée ainsi que David Lyness et le professeur Chris Chapman pour m'avoir consacré un peu de leur temps lors d'un séjour à Cambridge.

Je remercie Yves Descatoire, mon partenaire de double préféré lors de nos parties de ping-pong quotidiennes, pour avoir effectué plusieurs illustrations de cette thèse;

Merci à Jean-Yves Royer pour ses précieuses informations sur la cinématique de l'océan Indien.

Je remercie également, par ordre géographique, Jocelyne, Francine (Merci pour les tirages effectués avec tant de patience), Véronique, Jacques, Jean-Yves, Eric, François, Carole, Marie-Odile, Caroline, Laetitia, Françoise, Frédérique, Virginie et Agnès;

Encore merci à Marie-Odile pour son dévouement et pour le temps consacré.

Je remercie Alessandra pour avoir sacrifié le jour (et la nuit) de ses 26 ans à la mise en forme de ce manuscrit que je lui dédie à défaut de plus beau cadeau.

RÉSUMÉ

La structure profonde des principales unités morfo-structurales du plateau sous-marin de Kerguelen (plateau de Kerguelen-Heard au nord et bassin de Raggatt au sud) et du bassin océanique d'Enderby est présentée à partir de l'analyse des données de sismique grand-angle de la campagne MD66 / KeOBS.

Les temps d'arrivée des ondes ont été modélisés avec la méthode d'inversion itérative au sens des moindres carrés de Zelt & Smith (1992); les amplitudes ont été modélisées à l'aide de sismogrammes synthétiques calculés avec la méthode de la réflectivité (Fuchs & Muller, 1971).

L'épaisseur importante de la croûte du bassin d'Enderby (10-13 km) suggère que sa mise en place a été affectée par la proximité du point chaud de Kerguelen au Crétacé.

Les coefficients de Poisson dans la croûte, estimés à partir de l'analyse des ondes P et des ondes converties P-S enregistrées sur les trois composantes des OBS (stations sismiques sous-marines), sont comparables à ceux mesurés en laboratoire sur des échantillons ophiolitiques.

La croûte du domaine nord du plateau de Kerguelen a une épaisseur (21-23 km) et une loi de vitesse en fonction de la profondeur compatibles avec un modèle de plateau océanique (couche 3 très épaisse, vitesses élevées (>7,2 km/s) à la base de la croûte). Sa mise en place résulterait de l'action du point chaud de Kerguelen sur ou à proximité de la dorsale séparant la plaque indienne de la plaque australo-antarctique entre ~130 et 100 Ma, selon une configuration comparable à celle de l'Islande actuelle.

La structure du domaine sud du plateau de Kerguelen montre des différences significatives comparativement à celle du domaine nord. La croûte, d'une épaisseur de 22-23 km, est constituée d'une croûte supérieure avec des vitesses comparables à celle de la couche 2 océanique et une croûte inférieure de 15-16 km d'épaisseur. La croûte inférieure est caractérisée par une augmentation régulière de la vitesse entre des valeurs de 6,6 km/s à 9 km de profondeur et 6,9 km/s à 19 km de profondeur. Entre 19 et 25 km de profondeur, la croûte est réflective comme le montrent plusieurs réflexions grand-angle enregistrées aux distances pré-critiques entre l'onde réfractée dans la croûte inférieure non réflective et l'onde PmP, réfléchi sur le Moho.

La croûte inférieure réflective a plusieurs propriétés originales:

1- elle constitue, en moyenne, une zone à faible vitesse à la base de la croûte (vitesse moyenne: 6,7 km/s);

2- la croûte inférieure n'est réflective que dans une direction parallèle à l'axe du plateau; elle est associée à une anisotropie (apparente?) de vitesse dans la croûte inférieure réflective avec un axe lent parallèle à l'axe du plateau;

3- la réflectivité semble diminuer du sud-est vers le nord-ouest;

4- une anisotropie de vitesse est observée dans le manteau supérieur avec un axe rapide dans la direction parallèle à l'axe du plateau.

Les vitesses (6,6-6,9 km/s) dans la croûte inférieure non réflective sont atypiques d'une croûte océanique d'une vingtaine de kilomètres d'épaisseur, supposée riche en constituants ultramafiques. La structure du bassin de Raggatt est, par contre, comparable à celle d'une croûte continentale faiblement étirée dans la direction NNW-SSE et recouverte de coulées volcaniques. La réflectivité de la croûte inférieure résulterait de cisaillements ductiles dans sa partie supérieure et d'intrusions magmatiques dans sa partie inférieure.

L'origine du plateau de Kerguelen est intimement liée à l'histoire crétacée des continents adjacents. Les domaines nord et sud du plateau de Kerguelen représenteraient respectivement l'Islande et la marge 'Hatton Bank'.

ABSTRACT

The deep structure of the submarine Kerguelen Plateau (including the Kerguelen-Heard Plateau northward and the Raggatt Basin southward) and of the Enderby oceanic Basin are inferred from the analysis of wide-angle seismic profiles recorded during the MD66 / KeOBS experiment.

Velocity models derived from 2D iterative travel time inversion (Zelt & Smith, 1992) and forward modeling of the amplitude using synthetic seismograms computed with the reflectivity method (Fuchs & Muller, 1971).

The crustal thickness determined in the Enderby basin (10-13 km) suggests that the oceanic crust of the Enderby Basin was created in the vicinity the Kerguelen mantle plume at Cretaceous time. Poisson's ratios in the crust were inferred from analysis of P and P-S converted waves recorded on the three components of the OBSs (Ocean Bottom Seismometers). The Poisson's ratios in the crust of the Enderby basin are in good agreement with those derived from laboratory measurements on ophiolite samples.

The crust of the northern Kerguelen Plateau is 21-23 km thick. Its velocity-depth function is consistent with that of an oceanic plateau composed of a thickened oceanic crust, dominated by the thickening of layer 3 and characterized by high velocities at the base of the crust ($> 7,2$ km/s) related to ultramafic rocks.

The deep structure of the southern Kerguelen Plateau differs significantly from the one of the northern domain. The 22-23 km thick crust is composed of an upper crust with seismic velocities consistent with an oceanic layer 2 and a 15-16 km thick lower crust. The lower crust exhibits seismic velocities increasing downward from 6.6 km/s at 9 km depth to 6.9 km/s at 19 km depth. Several pre-critical wide-angle reflections located between the wave refracted in the lower crust and the wave reflected from the Moho (PmP).

The reflective lower crust exhibits several unusual properties:

1- this is a low velocity layer located at the base of the crust as its average velocity is only 6.7 km/s;

2- reflections from the lower reflective crust are only observed along the profile parallel to the trend of the Kerguelen Plateau; it is related to a (apparent) velocity anisotropy, with the low-velocity axis parallel to the trend of the plateau;

3- reflectivity of the lower crust decreases north-eastward;

4- a velocity anisotropy, with the high-velocity axis parallel to the trend of the plateau, is observed in the upper mantle.

Seismic velocities observed in the lower crust (6.6-6.9 km/s) are not consistent with a 20 km-thick oceanic crust usually enriched in ultramafic material. Furthermore, the deep structure of the Raggatt Basin is similar to a stretched continental crust (along a NNW-SSE direction) and overlain by volcanic flows. Reflectivity of the lower crust could be related to ductile shear-zones associated to magmatic intrusions at the base of the crust.

The origin of the Kerguelen Plateau is strongly related to the cretaceous history of the adjacent continents. The northern and southern domains of the Kerguelen Plateau could be respectively the cretaceous equivalent of Iceland and the Hatton Bank margin.

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS

INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
-----------------------------	---

PREMIÈRE PARTIE: GÉNÉRALITÉS

Chapitre 1. Présentation du plateau de Kerguelen.	9
1.1. Contexte géodynamique.	9
1.2. Origine et formation du plateau de Kerguelen.	13
1.3. Structure du plateau et de l'archipel de Kerguelen.	21
1.3.1. Stratigraphie sismique du plateau de Kerguelen.	21
1.3.4. Structure profonde du plateau de Kerguelen	23
1.3.5. Structure profonde de l'archipel de Kerguelen.	25
Chapitre 2. Présentation de la campagne océanographique MD66/KeOBS.	26
2.1. Objectifs scientifiques.	26
2.2. Localisation des profils.	26
2.3. Acquisition des données.	29
Chapitre 3. Méthodes: Traitement et Analyse des données sismiques	31
3.1. Introduction	31
3.2. Représentation des données sismiques.	32
3.3- Traitement des données.	32
3.3.1. Pré-traitement des données.	33
3.3.2. Amélioration du rapport signal sur bruit.	34
a. Filtrage fréquentiel.	34
b. Filtrage en K et FK.	36
3.3.3. Identification et séparation des ondes.	39
a. Déconvolution spectrale (ou blanchiment)	39
b. Filtrage matriciel (SMF: Spectral Matrix Filtering).	42
3.4- Inversion itérative 2D des temps d'arrivée aux moindres carrés.	46
3.5. Modélisation des amplitudes et des formes d'onde.	53

DEUXIÈME PARTIE: RÉSULTATS

Chapitre 4. Structure profonde du bassin océanique d'Enderby.	58
4.1. Introduction.	58
4.2. Nomenclature utilisée.	59
4.3. Interprétation qualitative des données.	62
4.3.1. Interprétation de la composante verticale	63
a. Interprétation des ondes P	63
b. Interprétation qualitative des ondes doublement converties.	69
4.3.2. Interprétation qualitative des composantes horizontales.	70
4.4. Traitements des données trois composantes.	73
4.5. Modélisation 2D des temps d'arrivée.	76
4.5.1. Description du modèle final.	77
4.5.2. Analyse des incertitudes.	81
a. sur les vitesses dans la couche 2.	81
b. sur les vitesses dans la couche 3 et sur la profondeur du Moho.	81
4.5.3. Estimation des coefficients de Poisson.	84
a. Estimation du coefficient de Poisson moyen dans les sédiments.	84

b. Estimation du coefficient de Poisson moyen dans la couche 2.....	85
c. Estimation du coefficient de Poisson moyen dans la couche 3	85
4.5.4. Modélisation des temps d'arrivée de la composante horizontale.....	85
4.6. Modélisation des amplitudes.	87
4.6.1. Paramètres contrôlant les phénomènes de conversion.	87
a. Influence des vitesses dans les sédiments.....	88
b. Influence des vitesses au sommet de la couche 2	89
c. Influence de la transition sédiment-couche 2.	92
4.6.2. Contrainte sur la vitesse des ondes S au toit de la couche 2.	92
4.6.3. Résultats de la modélisation des amplitudes.....	94
a. Structure du sommet de la couche 2.....	100
b. Structure de la couche 2 océanique	102
c. Structure de la couche 3.	107
d. Profondeur et structure du Moho	108
Chapitre 5. Structure profonde du plateau de Kerguelen-Heard.....	110
5.1. Introduction.	110
5.2. Analyse qualitative des données du plateau de Kerguelen-Heard	110
5.3. Inversion des temps d'arrivée.	121
5.4. Modélisation 1D des amplitudes.....	127
Chapitre 6. Structure profonde du bassin de Raggatt.	138
6.1. Introduction.	138
6.2. Qualitative description of the data and phase nomenclature.	139
6.3. Travel time inversion	156
6.4. Reflectivity synthetic seismogram modeling.	177
6.4.1. Structure of the dipping reflectors extrusives.	177
6.4.2. Structure of the Reflective zone and Moho	196

TROISIÈME PARTIE: DISCUSSION

Introduction	211
Chapitre 7. Structure profonde du bassin océanique d'Enderby	213
7.1. Rappel des principaux résultats du chapitre 4.	213
a. Modèle 2D de l'ensemble du profil	213
b. Modèles de vitesse P et S du bassin d'Enderby	214
7.2. Identité de la croûte océanique du bassin d'Enderby	217
7.3. Modèle pétrologique de la croûte du bassin océanique d'Enderby.....	222
7.3.1. Influence de la porosité sur les vitesses sismiques.	222
7.3.2 Analyse pétrologique.	225
7.4. Conclusion.....	227
Chapitre 8. Le plateau de Kerguelen-Heard: un plateau océanique typique.	229
8.1. Rappels des principaux résultats du chapitre 5.	229
8.2. Origine du plateau de Kerguelen-Heard.....	230
Chapitre 9. Le bassin de Raggatt: un fragment de marge continentale ?	235
9.1. Résumé des principaux résultats du chapitre 7.	235
9.2. Analyse des épaisseurs et des vitesses crustales.	238
9.2.1. Épaisseur des couches de la croûte.....	238
9.2.2. Analyse des vitesses dans la croûte supérieure.....	241
9.2.3 Analyse des vitesses dans la croûte inférieure.	244
a. Considérations préliminaires.....	244
b. Comparaison avec la croûte inférieure océanique.	244
c. Comparaison entre la croûte continentale inférieure.	247
9.3. Analyse de la réflectivité à la base de la croûte.	253
9.3.1: Croûte inférieure réflexive (rappels)	253
9.3.2. Couche à faible vitesse à la base de la croûte océanique.....	254

9.3.3. Réflectivité de la croûte inférieure et du Moho océanique.	255
9.3.4 Réflectivité de la croûte inférieure et du Moho continentale	258
9.3.5 Origine de la réflectivité à la base de la croûte inférieure	261
Chapitre 10. Discussion finale.	267
10.1: Introduction.	267
10.2. Comparaison des unités du plateau de Kerguelen.	267
10.2.1. Domaine nord et archipel de Kerguelen.	267
10.2.2. Domaines nord et sud et bassin d'Enderby.	269
10.2. Corrélation avec les résultats antérieurs	275

CONCLUSION

GLOSSAIRE.	281
BIBLIOGRAPHIE.	282

LISTE DES ILLUSTRATIONS

INTRODUCTION GENERALE

Figure I.1. Répartition mondiale des Grandes Provinces Volcaniques.....	2
Figure I.2. Conséquences géologiques de l'activité des points chauds	2
Figure I.3. Formation d'un panache mantellique	3
Figure I.4. Structure sismique d'une marge continentale volcanique.....	5
Figure I.5. Plan de position de la campagne MD66/KeOBS	7

PREMIÈRE PARTIE: GÉNÉRALITÉS

Figure 1.1. Carte de l'océan Indien.....	10
Figure 1.2. Carte bathymétrique du plateau de Kerguelen	11
Figure 1.3. Carte gravimétrique du plateau de Kerguelen	13
Figure 1.4. Profil de sismique multitrace dans le bassin de Raggatt	16
Figure 1.5. Constitution isotopique des basaltes du plateau de Kerguelen.....	17
Figure 1.6. Modèle de fonctionnement d'un panache mantellique.....	18
Figure 1.7.(a-c). Formation du plateau de Kerguelen.....	20
Figure 1.8. (a-b). Analyse de vitesse dans le bassin de Raggatt.....	24
Figure 2.1. Plan de position de la campagne MD66/KeOBS	27
Figure 3.1. Spectre d'amplitude des données.....	33
Figure 3.2.(a-c). Re-échantillonnage des signaux	35
Figure 3.3. Spectre d'amplitude du filtre passe-bande Butterworth 2 pôles	36
Figure 3.4. Spectre FK avant (a) et après (b) filtrage.....	37
Figure 3.5.(a-e). Filtrages fréquentiel et FK.....	38
Figure 3.6.(a-c). Déconvolution des traces à proximité de l'OBS	40
Figure 3.7. Corrélation entre les données de multitrace et de réfraction	41
Figure 3.8. Signature de la source sismique	42
Figure 3.9. (a-b). Exemple de déconvolution	43
Figure 3.10.(a-b). Exemple de déconvolution de l'onde PmP	43
Figure 3.11. (a-d). Exemple d'application du filtrage matriciel.....	45
Figure 3.12. (a-c). Représentation schématique de trois 'stratégies' d'inversion des temps d'arrivée	49
Figure 3.13 (a-c). Stratégie d'inversion pour une structure complexe	50
Figure 3.14. Utilisation de l'onde conique	52
Figure 3.15.(a-c). Elimination des erreurs de troncature et de repliement.....	57

DEUXIÈME PARTIE: RÉSULTATS

Figure 4.1. Illustration des ondes enregistrées par un capteur vertical	61
Figure 4.2. Illustration des ondes enregistrées par un capteur horizontal.....	61
Figure 4.3. Position des OBS le long du profil d'Enderby	62
Figure 4.4. Modèle schématique de vitesse d'une croûte océanique.....	63
Figure 4.5.(a-e). Sections enregistrées dans le profil d'Enderby.....	64
Figure 4.6. Section sismique enregistrée par la composante verticale de l'OBS 371	
Figure 4.7. Sections enregistrées par les composantes horizontales de l'OBS 3...	72
Figure 4.8. Rotation des deux composantes horizontales.....	73
Figure 4.9.(a-b). Relocalisation et orientation de l'OBS	74
Figure 4.10 (a-d). Création des composantes SV et SH.....	75
Figure 4.11. Modèle initial utilisé pour l'inversion des temps d'arrivée.....	76
Figure 4.12. Modèle de vitesse du bassin d'Enderby.....	77
Figure 4.13.(a-e). Résultat du tracé de rais dans le modèle final.....	80

Figure 4.14 (a-e). Analyse des incertitudes	82
Figure 4.15. Pointé des ondes g et gs.....	84
Figure 4.16. Résultat du tracé de rais pour la composante horizontale.....	86
Figure 4.17.(a-b). Coefficients Rpp et Rps à l'interface sédiment-couche 2.....	90
Figure 4.18.(a-c). Influence de l'interface sédiment-couche 2 sur les ondes transmises	91
Figure 4.19. Pointé de l'onde g	93
Figure 4.20. Mesure de l'amplitude de l'onde g	94
Figure 4.21 (a-b). Loi de vitesse des ondes P et S en fonction de la profondeur pour l'OBS 3 du profil d'Enderby	95
Figure 4.22.(a-b). Loi de vitesse des ondes P / la vitesse des ondes S	96
Figure 4.23. Sismogrammes synthétiques pour la comp. verticale de l'OBS 3 ($V_r=7,0$ km/s)	98
Figure 4.24. Sismogrammes synthétiques pour la comp. verticale de l'OBS 3 ($V_r=4,0$ km/s)	99
Figure 4.25 (a-b). Comparaison directe entre sismogrammes enregistrés et synthétiques	100
Figure 4.26 (a-c). Courbes d'amplitude maximale / distance	104
Figure 4.27.(a-b). Sismogrammes synthétiques pour la composante horizontale.....	105
Figure 4.28.(a-d). Influence de la structure de l'interface sédiment-couche 2 ...	106
Figure 4.29. Comparaison entre l'onde PmP observée et calculée	109
Figure 5.1. Position des OBS le long des profils (1, 2) du bassin de Kerguelen-Heard	111
Figure 5.2.(a-f). Sections enregistrées par les OBS des profil 1 et 2.....	113
Figure 5.3. Détail de la section sismique enregistrée par l'OBS 4 du profil 2 ...	119
Figure 5.4.(a-b). Détail de la section enregistrée par l'OBS 5 du profil 1.....	120
Figure 5.5. Modèle de vitesse du profil 1.....	122
Figure 5.6.(a-f). Résultat du tracé de rais dans le modèle final	124
Figure 5.7. Analyse d'incertitude.....	125
Figure 5.8. Modélisation de l'amplitude de l'onde Plc / la distance	126
Figure 5.9. Lois de vitesse 1D pour des OBS des profils 1 et 2.....	131
Figure 5.10. Sismogrammes synthétiques pour l'OBS 1 du profil 1.....	132
Figure 5.11. Sismogrammes synthétiques pour l'OBS 2 du profil 1.....	133
Figure 5.12. Tracé de rai pour l'OBS 4 du profil 2.....	134
Figure 5.13. Sismogrammes synthétiques pour l'OBS 4 du profil 2.....	135
Figure 5.14. Courbes d'amplitude en fonction de la distance	136
Figure 5.15. Sismogrammes synthétiques pour l'OBS 4 du profil 2.....	137
Figure 6.1. Location of lines 4 and 5 in the Raggatt basin.....	139
Figure 6.2.(a-e). Record sections for line 4	141
Figure 6.3.(a-e). Record sections for line 5	146
Figure 6.4. PmP amplitude-distance curves	151
Figure 6.5.(a-e). PmP separation using spectral matrix filtering (OBS 5-line 4).....	153
Figure 6.6.(a-e). PmP separation using spectral matrix filtering (OBS 5-line 4).....	153
Figure 6.7.(a-b). Best fitting velocity models across line 4 and 5.....	156
Figure 6.8. Ray tracing from OBS 5 for line 4	159
Figure 6.9.(a-d). Detail of record sections for line 4 and 5	162
Figure 6.10.(a-f). Analysis of uncertainty.....	166
Figure 6.11. Detail of record section from OBS 5 for line 4 centered on PmP and Pn phases	170
Figure 6.12.(a-d). Detail of record section from OBS 4 (a), OBS 3(b) and OBS 2 (c) for line 4 centered on PmP and Pn phases	171
Figure 6.13.(a-b). Detail of record section from OBS 1 (a) for line 5 centered on PmP phase	174

Figure 6.14.(a-b). Detail of record section from OBS 5 (a) for line 5 centered on PmP phase	175
Figure 6.15.(a-c). Detail of record section OBS 4 (a), OBS 3(b1 and b2), OBS 2 (c) for line 5 centered on PmP phase.....	176
Figure 6.16.(a-f). 1D velocity functions for lines 4 and 5	178
Figure 6.17.(a-f). Reflectivity synthetic seismogram sections for lines 4 and 5 .	179
Figure 6.18. (a-f). Direct comparison of data with reflectivity synthetic seismograms with superposed travel time curves	182
Figure 6.19.(a-f). Amplitude-distance curves for lines 4 and 5.....	186
Figure 6.20. Correlation between 1D velocity-depth functions and reflection profile across Raggatt basin	195
Figure 6.22.(b-h). 1D velocity models of the RZ used to model record section from OBS 5 for line 4	200
Figure 6.23.(a-h). Reflectivity synthetic seismogram sections.....	204
Figure 6.24.(a-h). Travel time modeling of wide-angle reflections	206
Figure 6.25.(a). Observed and computed PmP amplitude-distance curves from OBS 5 for line 4.....	207
Figure 6.26. Spectral amplitude of the PmP.....	208

TROISIÈME PARTIE: DISCUSSION

Figure 7.1. Modèle 2D de vitesse du bassin océanique d'Enderby.....	214
Figure 7.2.(a-d). Modèles de vitesse 1D pour l'OBS 3 du profil d'Enderby	216
Figure 7.3. Modèle d'accrétion magmatique	218
Figure 7.4. Rapport entre l'épaisseur de la couche 2 et l'épaisseur de la croûte magmatique représenté en fonction de l'épaisseur de la croûte magmatique	220
Figure 7.5. Vitesse moyenne dans la couche 3 océanique représentée en fonction de l'épaisseur de la couche 3 océanique	220
Figure 7.6. Structure type d'un complexe ophiolitique	221
Figure 7.7. Comparaison entre les vitesses dans le bassin d'Enderby et des ophiolites	223
Figure 7.8. Influence de deux populations de fissures (fines et larges) sur le coefficient de Poisson	225
Figure 7.9. Estimation de la porosité	226
Figure 8.1. Modèle de vitesse 2D pour le profil 1 (Domaine nord).....	230
Figure 8.2. Image sismique de la croûte supérieure.....	230
Figure 8.3. Rapport entre l'épaisseur de la couche 2 et l'épaisseur totale de la croûte magmatique à partir d'une synthèse des données sismiques enregistrées sur la croûte océanique	233
Figure 8.4. Vitesse moyenne dans la couche 3 / l'épaisseur de la croûte magmatique	233
Figure 8.5. Comparaison entre la loi de vitesse en fonction de la profondeur de l'Islande et du plateau de Kerguelen-Heard.....	233
Figure 9.1. Corrélation entre les lois de vitesse et le profil de sismique multitrace dans le bassin de Raggatt	235
Figure 9.2. Loi de vitesse 1D en fonction de la profondeur obtenue pour l'OBS 5 du profil 4 (orienté NNW-SSE dans le bassin de Raggatt)	238
Figure 9.3. Loi de vitesse 1D en fonction de la profondeur obtenue pour l'OBS 3 du profil 5 (orienté E-W dans le bassin de Raggatt).....	238
Figure 9.4. Volume magmatique émis sous une dorsale par décompression adiabatique du manteau asthénosphérique en fonction de la température potentielle dans le manteau	239

Figure 9.5. Rapport entre l'épaisseur de la couche 2 sur l'épaisseur de la croûte magmatique représenté en fonction de l'épaisseur de la croûte magmatique	240
Figure 9.6.(a-b). Vitesse des ondes P dans les gabbros.....	245
Figure 9.7. Comparaison entre la structure profonde du bassin de Raggatt et celle de Broken Ridge	246
Figure 9.8. Vitesse sismique à 10 km de profondeur dans la croûte magmatique en fonction de la température potentielle dans le manteau	247
Figure 9.9. Vitesse moyenne dans la couche 3 en fonction de l'épaisseur crustale totale à partir d'une synthèse des mesures sismiques dans la croûte océanique.	247
Figure 9.10. Comparaison entre la structure profonde du bassin de Raggatt et de l'Islande.....	248
Figure 9.11. Vitesse des ondes P dans la croûte continentale inférieure.....	250
Figure 9.12. Vitesse dans la croûte continentale inférieure dans les zones de rif	250
Figure 9.13. Vitesse dans la croûte continentale inférieure dans les marges passives	250
Figure 9.14. Vitesses sismiques dans la croûte continentale inférieure.....	251
Figure 9.15. Structure de la marge continentale d'Hatton Bank.....	252
Figure 9.16. Bloc diagramme schématique représentant la structure de la lithosphère océanique	256
Figure 9.17. Profil de sismique vertical enregistré à proximité de la marge continentale non volcanique de Terre Neuve	260
Figure 9.18.(a-b). Structure sismique et réflectivité de la marge continentale volcanique nord-est américaine	261
Figure 9.19. Anisotropie grande échelle dans le Basin and Range.....	262
Figure 9.20. Interprétation géologique de la croûte inférieure réflective	265
Figure 10.1. Le plateau de Kerguelen: équivalent crétacé de la grande province volcanique nord-atlantique?	274

LISTE DES TABLEAUX

PREMIÈRE PARTIE: GÉNÉRALITÉS

Table 1.1. Stratigraphie au site ODP 750 Leg 120.....	24
Table 2.1. Position des profils KeOBS	29
Table 2.2. Positon calculée des OBS des profils 1,2,4,5 et 7.....	30

DEUXIÈME PARTIE: RÉSULTATS

Table 4.1. Modèle 1.....	97
Table 4.2. Modèle 2	97
Table 5.1. Synthèse de l'inversion des temps d'arrivée.....	122
Table 5.2. Modèle de vitesse 1D obtenu pour l'OBS 1 du profil 1	128
Table 5.3. Modèle de vitesse 1D obtenu pour l'OBS 2 du profil 1 (distances >0)	128
Table 5.4. Modèle de vitesse 1D obtenu pour l'OBS 2 du profil 1 (distances <0)	129
Table 5.5. Modèle de vitesse 1D obtenu pour l'OBS 4 du profil 2	129
Table 6.1. Results of the 2D travel time inversion for lines 4 and 5.....	160
Table 6.2. Velocity-depth function from OBS 1 for line 5.....	188
Table 6.3. Velocity-depth function from OBS 3 for line 5	189
Tables 6.4 and 6.5. Velocity-depth functions from OBS 4 (upper table) and 5 (lower table) for line 5	191
Table 6.6. Velocity-depth function from OBS 2 for line 4	192
Table 6.7. Velocity-depth function from OBS 5 for line 4	194
Table 6.7. Velocity-depth function in the reflective zone (OBS 5-line 4)	210

PREMIERE PARTIE: GÉNÉRALITÉS

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les Grandes Provinces Volcaniques: Définition et classification.

Les Grandes Provinces Volcaniques (LIPs: Large Igneous Provinces) représentent les régions géologiques constituées d'importants volumes de roches extrusives et intrusives, de composition principalement mafique (riches en Magnésium et en fer), formés selon des processus géodynamiques autres que l'expansion océanique normale. En domaine continental, les Grandes Provinces Volcaniques sont représentées par les trapps continentaux constitués d'entassements basaltiques de nature tholéïtite dans la croûte continentale (Trapp du Décan, Rajmahal, ...). Sur la transition continent-océan, elles sont représentées par les marges continentales volcaniques telles les marges nord-Atlantique Hatton Bank, Voring, Lofoten. L'expression la plus océanique des Grandes Provinces Volcaniques regroupe les grands plateaux océaniques (plateau d'Ontong-Java, plateau de Kerguelen) et les îles intra-océaniques (Hawaii, Réunion). L'activité volcanique anormalement intense à l'origine de leur formation est le point commun à ces structures qui permet de les regrouper sous une seule famille géologique malgré la diversité des contextes géodynamiques dans lesquels elles sont installées. La distribution des Grandes Provinces Volcaniques à l'échelle du globe suggère que des événements géologiques majeurs soient responsables de leur mise en place (Figure I.1).

La compréhension des processus géodynamiques responsables de la mise en place des grandes provinces volcaniques suscite un intérêt particulier au sein de la communauté scientifique dans la mesure où l'on devine que la mise en route de ces processus a bouleversé l'histoire de la Terre, impliquant d'importantes modifications de l'environnement (modification de la géométrie des bassins océaniques, de la composition physique et chimique de l'hydrosphère en raison de l'interaction entre les laves et l'eau de mer, des transferts de gaz en particulier dans l'atmosphère durant les éruptions, extinction d'espèces animales) (Coffin & Eldholm, 1994). Larson (1991) montre la corrélation entre la mise en place des Grandes Provinces Volcaniques et une augmentation globale de la température de l'atmosphère, des dépôts de schistes noirs, de la production de pétrole, du niveau de la mer à l'ère Crétacé moyen et une augmentation de la production de charbon et de gaz durant la période du Permien. Une augmentation du taux d'accrétion océanique et du dégazage du manteau résulterait de ces anomalies géologiques. La mise en place des grandes provinces volcaniques pourrait être également responsable des périodes magnétiquement calmes du Crétacé moyen (124-83 Ma) et de l'ère Permienne (323-248 Ma) (Figure I.2).

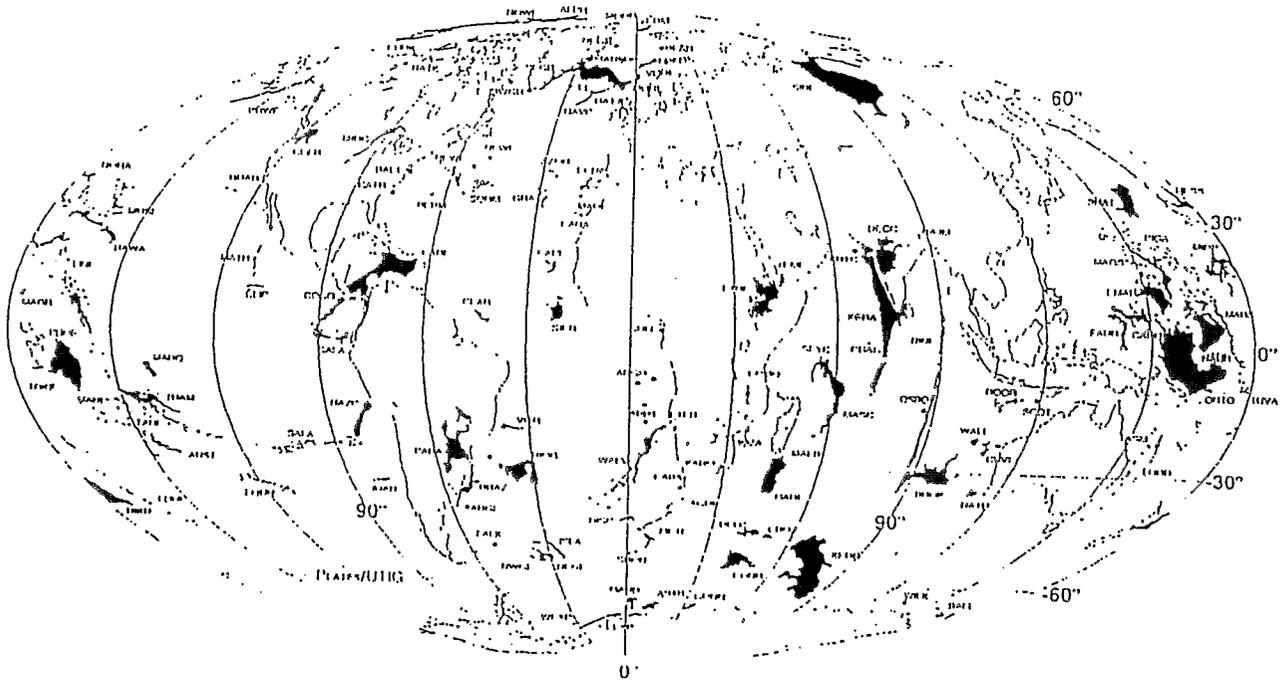


Figure I.1. Répartition mondiale des Grandes Provinces Volcaniques
 Les Grandes Provinces Volcaniques regroupent les trapps continentaux, les marges continentales volcaniques, les rides sous-marines et les chaînes de monts sous-marins (Coffin, 1990)

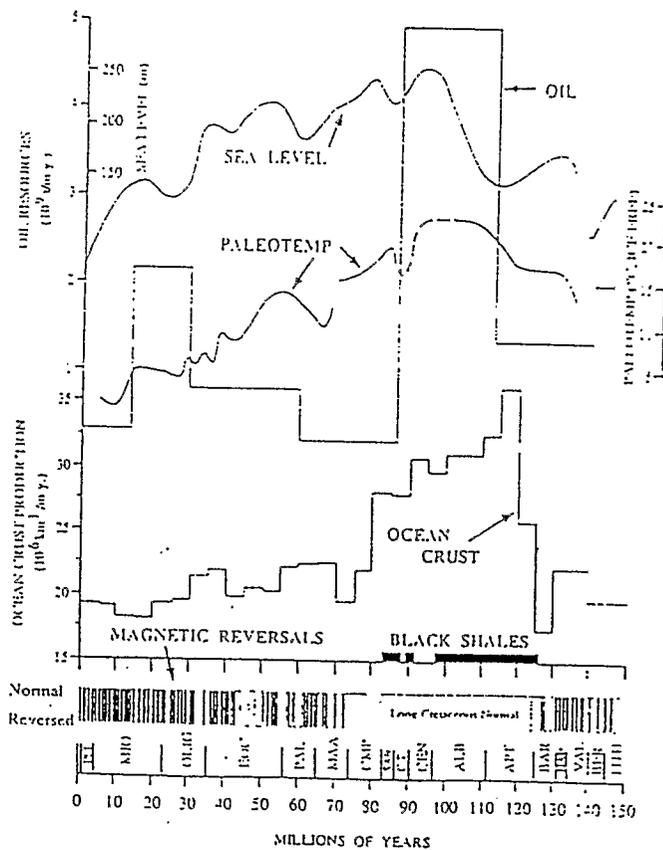


Figure I.2. Conséquences géologiques de l'activité des points chauds
 Représentation de la stratigraphie des inversions magnétiques, du taux de production de croûte océanique, des paléo-températures à la surface de l'eau, des variations eustatiques du niveau de la mer, des périodes de dépôt de schistes noirs et des ressources pétrolières au long des temps géologiques (Larson, 1991).

Représentation de la stratigraphie des inversions magnétiques, du taux de production de croûte océanique, des paléo-températures à la surface de l'eau aux latitudes élevées, des variations eustatiques du niveau de la mer, des périodes de dépôt de schistes noirs et des ressources pétrolières au cours des temps géologiques (Larson, 1991).

Modèles de formation.

La formation des grandes provinces volcaniques est la plus part du temps associée à la notion de point chaud développée la première fois par Wilson (1963) et Morgan (1971). Un point chaud est défini par une zone fixe par rapport au référentiel terrestre où perdure une activité volcanique pendant un laps de temps important à l'échelle des temps géologiques. Les points chauds représentent l'expression en surface de processus profonds initiés probablement à l'interface noyau-manteau inférieur et entretenus par la convection du manteau. Ces processus peuvent être illustrés par un panache mantellique constitué d'un conduit dans lequel le matériel mantellique remonte vers la surface. Ce panache mantellique prend probablement naissance à la frontière thermique constituée par la limite entre le noyau et le manteau inférieur.

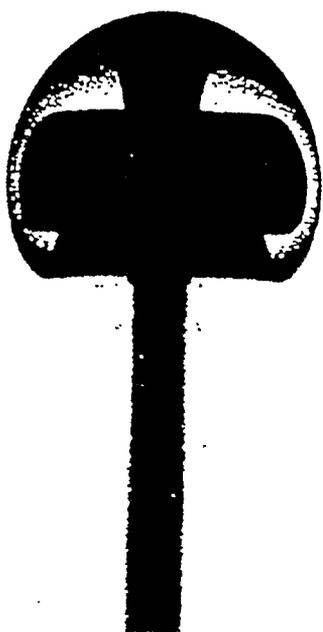


Figure I.3. Formation d'un panache mantellique

Photographie de la formation d'un panache mantellique, formé par injection de glucose chaud dans un réservoir de glucose plus froid (Griffiths & Campbell, 1990).

Un panache mantellique prendrait naissance sous forme d'un diapir et se développerait au fur et à mesure de son ascension, constituant une large tête sphérique au-dessus d'un conduit étroit et long (Figure I.3). Lorsque le panache mantellique arrive à la base de la lithosphère, la tête du panache s'aplatit et fond par décompression produisant d'énormes quantités de magma émises en un laps de temps très court (pour une synthèse, voir Duncan & Richards (1991)).

Lorsque le panache mantellique arrive à la base de la lithosphère océanique, il contribuera à la formation d'un plateau océanique ou d'une île océanique. En domaine continental, l'action des points chauds est la plupart du temps associée au processus de rupture lithosphérique. Deux grandes familles de modèles sont généralement proposées qui conduisent toutes deux à la rupture continentale: 1- Le premier type de modèle fait jouer un rôle actif au

point chaud. Dans ce cas, la conduction et l'amincissement de la lithosphère résultent de la présence du point chaud à la base de la lithosphère et provoquent l'activité volcanique. L'activité volcanique peut conduire dans un premier temps à la formation de trapps continentaux et dans un deuxième temps lors de la rupture des plaques à la mise en place d'une marge volcanique. 2- Le deuxième type de modèle fait jouer un rôle passif au point chaud. Dans ce cas, l'extension lithosphérique précède le volcanisme. Elle est responsable de la fusion partielle du matériel contenu dans le panache mantellique par décompression adiabatique lors de sa remontée passive sous la lithosphère continentale accélérant son amincissement.

Le point commun de ces modèles est la durée de la mise en place des Grandes Provinces Volcaniques est très courte à l'échelle des temps géologiques (quelques millions d'année) et correspond à des événements catastrophiques. Néanmoins, une étude menée en laboratoire a montré qu'un panache mantellique se subdivisait en deux parties lorsqu'il franchissait l'interface séparant le manteau inférieur du manteau supérieur (Bercovici & Mahoney, 1994). Cette séparation est responsable de deux phases volcaniques espacées de 20 à 40 Ma correspondant à l'action des deux panaches mantelliques créés à l'interface manteau supérieur-manteau inférieur. Cette étude expérimentale est en accord avec les caractéristiques de plusieurs Grandes Provinces Volcaniques suggérant que leur histoire ait été affectée par deux phases volcaniques distinctes.

L'étude de la structure profonde de plusieurs marges volcaniques a permis de montrer que d'importants volumes de magma lors du développement de la marge et lors de la phase initiale d'ouverture océanique (marge Cuvier sur la marge ouest de l'Australie (Hopper et al., 1992), les marges Atlantiques Américaines (Holbrook & Kelemen, 1993; Holbrook et al., 1994; Holbrook et al., 1994) pouvaient être émis sans impliquer le fonctionnement d'un point chaud. Le modèle de Mutter et al. (1988) propose que des petites cellules de convection, activées par les gradients latéraux de température entre la croûte continentale et l'asthénosphère, soient responsables du magmatisme abondant lors de la phase initiale de l'ouverture océanique.

Structure profonde des Grandes Provinces Volcaniques.

L'étude de la structure profonde des Grandes Provinces Volcaniques en est encore à son stade précoce. Des études récentes ont permis de déterminer la structure profonde de plusieurs marges continentales volcaniques (e.g. Fowler et al., 1989; Spence et al., 1989; White & McKenzie, 1989; Hopper et al., 1992; Holbrook et al., 1994; Holbrook et al., 1994). Trois domaines constituent ces marges (Figure I.4): un domaine de croûte continentale faiblement étirée avec une croûte inférieure réfléchive, un domaine de

transition continent-océan et le domaine de croûte océanique. Le domaine de transition continent-océan est caractérisé: 1- par une partie extrusive constituée de coulées basaltiques montrant sur les profils de sismique verticale des réflecteurs pentés en direction de l'océan. Les vitesses sismiques à la base des séquences de réflecteurs pentés peuvent atteindre 7,0 km/s (Spence et al., 1989; Holbrook et al., 1994). 2- Une couche à la base de la croûte pouvant atteindre 15 km d'épaisseur caractérisée par des vitesses (7,2-7,5 km/s) et des densités élevées. Cette couche est transparente sismiquement (Holbrook et al., 1994). Elle est interprétée comme du matériel magmatique, sous-plaqué à la base de la croûte continentale très étirée ou directement en contact avec la partie extrusive (White & McKenzie, 1989).

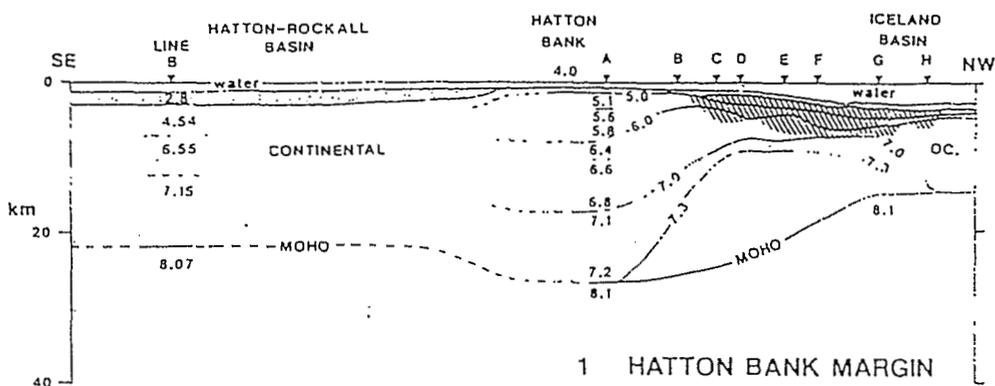


Figure I.4. Structure sismique d'une marge continentale volcanique
Exemple de la marge continentale volcanique d'Hatton Bank (Fowler et al., 1989).

Des vitesses sismiques anormalement élevées, pour des constituants de la croûte océanique (>7,20 km/s), observées à la base de la croûte dans les zones de transition continent-océan pourraient constituer une caractéristique commune à la structure profonde des Grandes Provinces Volcaniques (plateaux océaniques, îles océaniques).

Cette hypothèse a été une première fois proposée par Carlson et al. (1980) à partir d'une synthèse sur la structure profonde des plateaux océaniques. En domaine océanique, ces vitesses élevées ont été observées à la base de la structure profonde du plateau de Madagascar (Sinha et al., 1981), sous forme de sous-plaquage à la base de la croûte sous l'île d'Hawaï, sous la ride Madeira-Tore (Peirce & Barton, 1991), sous forme de sous-plaquage à la base de la croûte de l'archipel de Kerguelen (Recq et al., 1990), sous la ride Alpha (Forsyth et al., 1986). Ces vitesses élevées résulteraient de la composition minéralogique enrichie en magnésium des magmas produits par un manteau anormalement chaud (en raison d'une présence du point chaud) (White & McKenzie, 1989)

Une étude récente sur les propriétés de la croûte océanique à partir de leur structure sismique suggère une corrélation positive entre l'épaisseur de la croûte et la vitesse dans la couche 3 océanique (Mutter & Mutter, 1993). Cette conclusion est en accord avec le modèle de (White & McKenzie, 1989).

Présentation de la thèse.

Durant la campagne MD 66 KeOBS, sept profils de sismique grand-angle ont été enregistrés sur le plateau sous-marin de Kerguelen dans l'océan Indien austral (Figure I.5). L'objectif de la campagne KeOBS était de montrer d'éventuelles variations dans la structure des principales unités morpho-structurales du plateau de Kerguelen et d'étudier leur relation avec les bassins océaniques adjacents. Le plateau sous-marin de Kerguelen constitue l'un des plus vastes plateaux océaniques dans le monde après celui d'Ontong-Java. Il s'étend sur plus de 2000 km de long sur la plaque Antarctique entre les dorsales sud-est et sud-ouest Indienne. Il est subdivisé en un domaine nord sous une faible profondeur d'eau (<1000m), appelé plateau de Kerguelen-Heard portant les îles de Kerguelen et de Heard et un domaine sud sous une profondeur d'eau plus importante (1500-2000 m) (Houtz et al., 1977).

Le plateau de Kerguelen se serait formé dans l'océan néoformé entre la plaque Indienne et la plaque Australo-Antarctique, il y a approximativement 110 Ma (Royer et al., 1991). Sa formation aurait été associée à l'activité du point chaud de Kerguelen qui pourrait avoir été à l'origine d'une province volcanique bien plus vaste regroupant les trapps continentaux Rajamahal au nord-est de l'Inde (108-128 Ma), les basaltes Bunburry sur la marge sud-ouest australienne et les lamprophyres des Monts Princes Charles sur la marge Antarctique (Storey et al., 1989).

Plusieurs campagnes de sismique multitrace ont permis l'étude de la structure superficielle du plateau (Houtz et al., 1977; Coffin et al., 1990; Schaming & Rotstein, 1990; Rotstein et al., 1992) et de forages ODP (Wise & Schlich, 1992). Ces campagnes ont permis: 1- de reconnaître différentes unités morpho-structurales distinctes à l'échelle du plateau; 2- de mettre en évidence la nature basaltique du socle du plateau; 3- de dater les basaltes superficiels du socle et d'étudier leur composition géochimique. Les profils de sismique multitrace ont d'autre part permis de sélectionner les sites les plus favorables à la mise en oeuvre des profils de sismique grand-angle de la campagne KeOBS.

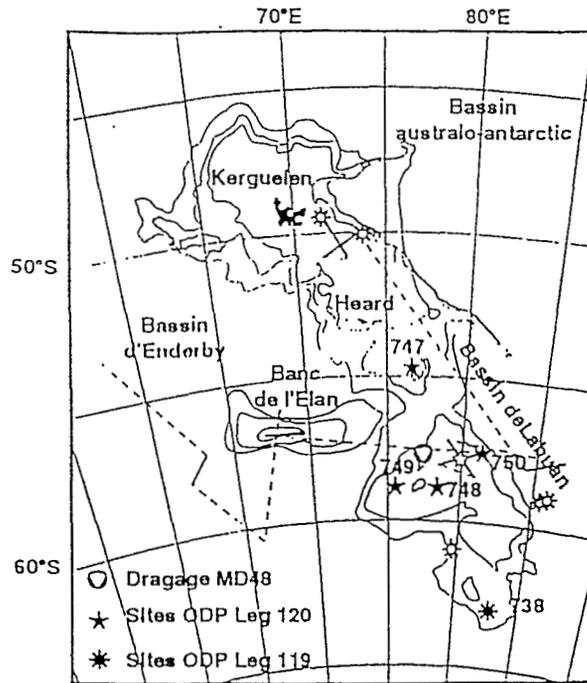


Figure I.5. Plan de position de la campagne MD66/KeOBS

Carte bathymétrique simplifiée du plateau de Kerguelen avec le plan de position de la campagne MD66 / KeOBS. Les sites de forage ODP sur le plateau sont également indiqués.

Cette thèse présente les résultats de l'interprétation des principaux profils de sismique grand-angle enregistrés lors de la campagne KeOBS sur le plateau sous-marin de Kerguelen. La première partie de la thèse présente des généralités regroupant la présentation du plateau de Kerguelen, de la campagne océanographique KeOBS et des méthodes utilisées pour modéliser les données. Le mémoire a été organisé de manière à dissocier autant que possible les discussions méthodologiques liées à la modélisation des données (deuxième partie de la thèse) et les discussions liées à l'interprétation des résultats de ces modélisations (troisième partie de la thèse).

Le premier chapitre de cette thèse présente un bilan des connaissances sur le plateau de Kerguelen. Après avoir présenté le contexte géodynamique original dans lequel se trouve le plateau de Kerguelen (situation intraplaque entre les dorsales sud-est et sud-ouest Indienne), les hypothèses sur la formation du plateau dans le contexte pour le moins complexe de la cinématique de l'océan Indien au Crétacé sont présentées. Enfin, une synthèse sur les études géologiques et géophysiques déjà entreprises sur le plateau est présentée à la fin de cette première partie.

Le deuxième chapitre du mémoire présente la campagne océanographique KeOBS. Après avoir rappelé brièvement les objectifs de la campagne, nous présentons l'emplacement et les caractéristiques de chaque profil. Enfin, nous présentons les caractéristiques techniques de l'acquisition sismique en les justifiant par rapport aux objectifs définis ci-dessus.

Le troisième chapitre est consacré à la description des outils de traitement et de modélisation utilisés dans le cadre de ce mémoire. Ces outils sont classiquement utilisés dans le cadre d'une étude de sismique grand-angle. Ils regroupent: 1- des traitements sismiques mono- et multidimensionnels pour améliorer le rapport signal sur bruit après une analyse spectrale des signaux; 2- un tracé de rais avec inversion aux sens des moindres carrés des temps d'arrivée; 3- le calcul de sismogrammes synthétiques à l'aide de la méthode de la réflectivité pour la modélisation des amplitudes et des formes d'onde.

Les chapitres 4, 5 et 6 constituant la deuxième partie de la thèse présentent Les résultats de l'application de ces méthodes aux données. La modélisation des données enregistrées sur le bassin océanique d'Enderby situé à l'ouest du plateau de Kerguelen est décrite dans le chapitre 4. Une partie de cette étude a été consacrée à la modélisation des ondes converties P-S enregistrées sur les trois composantes des stations sismiques sous-marines.

Le chapitre 5 présente les résultats obtenus à partir de la modélisation des profils enregistrés dans le bassin de Kerguelen-Heard (domaine nord du plateau).

Les résultats obtenus à partir de la modélisation des profils enregistrés dans le bassin de Raggatt (domaine sud du plateau) sont présentés dans le sixième chapitre. L'enregistrement de l'onde PmP avec un excellent rapport sur bruit a motivé une modélisation détaillée de la transition croûte-manteau.

La troisième partie propose les implications de ces résultats sur l'origine et la nature des différentes unités morpho-structurales du plateau. Cette partie regroupe les chapitres 7,8,9 et 10. Dans les trois premiers chapitres, l'origine du bassin d'Enderby, du bassin de Kerguelen-Heard et du bassin de Raggatt sont interprétées de façon indépendante. En introduction de chacun de ces chapitres , nous présentons un rappel des principaux résultats des chapitres 4,5 et 6. A l'issue de ces trois analyses, un chapitre de synthèse proposera une analyse comparative des structures déterminées sur le bassin d'Enderby, sur le domaine nord, sur le domaine sud mais aussi sur l'archipel de Kerguelen. Les résultats de l'interprétation des données enregistrées pendant la campagne KeOBS sont confrontés aux résultats issus des études antérieures sur le plateau de Kerguelen en particulier et sur les Grandes Provinces Volcaniques en général.

Chapitre 1: Présentation du plateau de Kerguelen.

1.1. Contexte géodynamique.

Le plateau de Kerguelen est le plus vaste plateau sous-marin recensé dans le monde après celui d'Ontong-Java dans l'océan Pacifique. Il est situé dans le sud de l'océan Indien en situation intraplaque entre les dorsales sud-ouest et sud-est Indienne (Figure 1.1). Il s'étend, sous des profondeurs d'eau comprises entre 500 et 2000 mètres, sur 2300 km, entre les latitudes 46 et 64 °S, dans une direction NNW-SSE et sur 200 à 600 km de large. Son volume crustal est estimé à $9,9-15,4 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ (Coffin, 1990). Le plateau de Kerguelen est bordé par différents bassins océaniques (à l'ouest par le bassin d'Enderby, au nord par le bassin de Crozet et à l'est par les bassins de Labuan et Australo-Antarctique). Au sud, il est séparé de la marge Antarctique par la dépression "Princess Elizabeth" qui atteint 3500 mètres de profondeur.

Le plateau de Kerguelen est subdivisé en deux domaines principaux (Houtz et al., 1977) (Figures 1.2 et 1.3):

- le domaine nord du plateau, appelé aussi plateau de Kerguelen-Heard, est situé entre 46° et 54° de latitude sud. Il s'étend sous moins de 500 mètres d'eau et supporte les îles de Kerguelen, l'île Heard (où il y a encore un volcanisme actif) et l'île McDonald. Il est constitué d'un vaste bassin sédimentaire (bassin de Kerguelen-Heard) délimité par les archipels de Kerguelen au nord et de Heard au sud. La bathymétrie et la gravimétrie du domaine nord sont affectées par de nombreux reliefs de forme circulaire indiquant la présence de volcans (Coffin et al., 1986). La marge est du domaine nord du plateau est beaucoup plus abrupte que la marge ouest. Cette marge abrupte a été créée lors de la séparation, il y a 45 Ma, du domaine nord du plateau de Kerguelen et de son vis-à-vis par rapport à la dorsale sud-est Indienne constituée par Broken Ridge.

- Le domaine sud, entre 57° et 64° de latitude sud est situé une profondeur d'eau plus importante (comprise entre 1000 et 2000 mètres) avec une morphologie beaucoup moins accidentée que celle du domaine nord (Figure 1.2). Le domaine sud est principalement constitué par un vaste bassin sédimentaire, le bassin de Raggatt, à l'est du plateau et par le banc de Banzare à l'ouest qui constitue un bombement de socle. De la même manière que le domaine nord, la marge est du domaine sud est beaucoup plus abrupte qu'à l'ouest. La marge est marque la limite entre le plateau de Kerguelen et le bassin de Labuan interprété comme une partie effondrée du plateau lors des phases tectoniques liées à l'ouverture de la dorsale sud-est Indienne (Rotstein

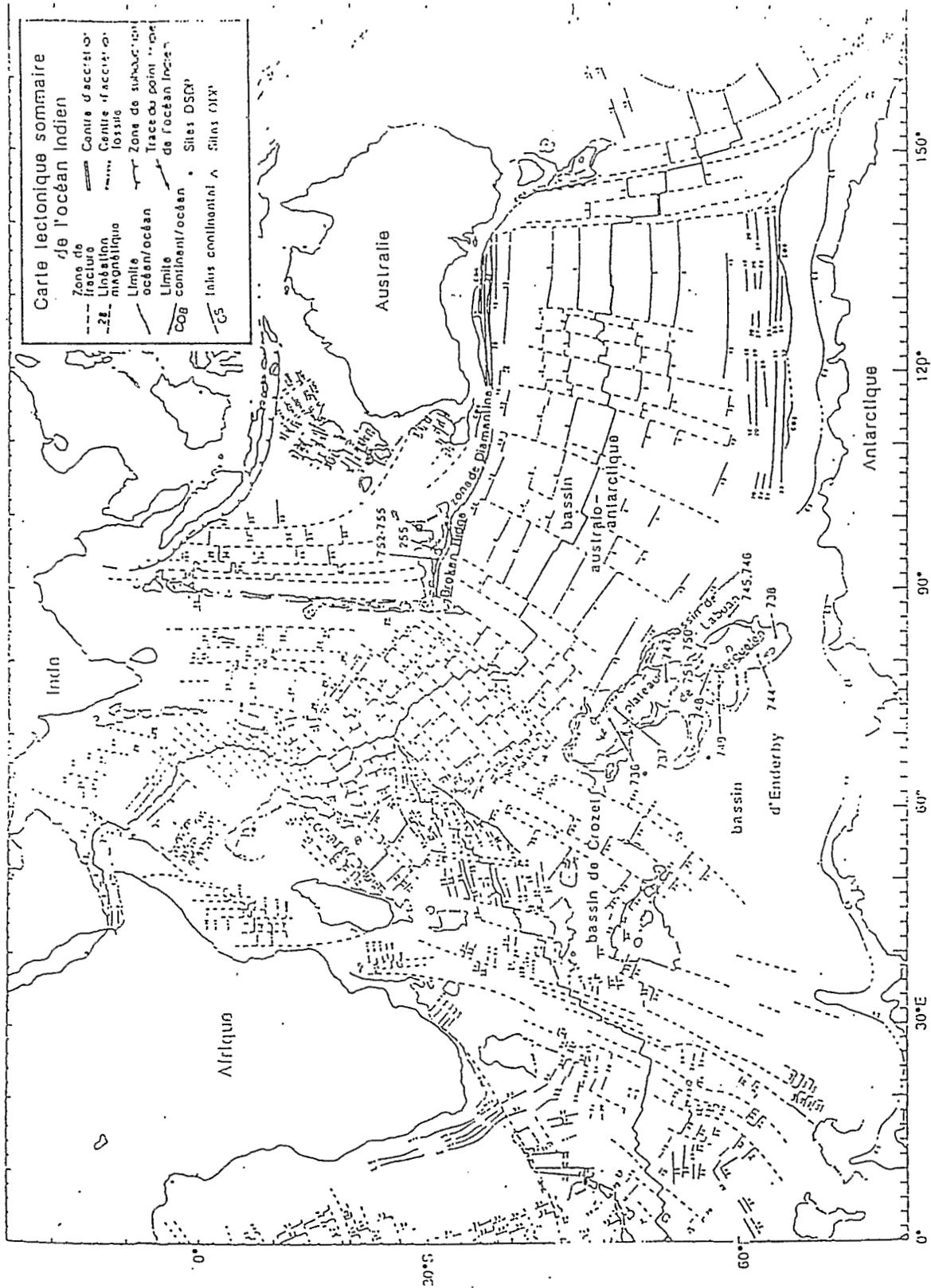


Figure 1.1 Carte de l'océan Indien

Carte des anomalies magnétiques de l'océan Indien. La position des sites de forages ODP sur le plateau est indiquée (Carte d'après Royer et al. (1989), figure extraite de Fritsch (1992)).

et al., 1991). L'ensemble constitué par le domaine sud du plateau et le bassin de Labuan constitue le conjugué de la zone de fracture Diamantina située en bordure de l'Australie par rapport à la dorsale sud-est Indienne.

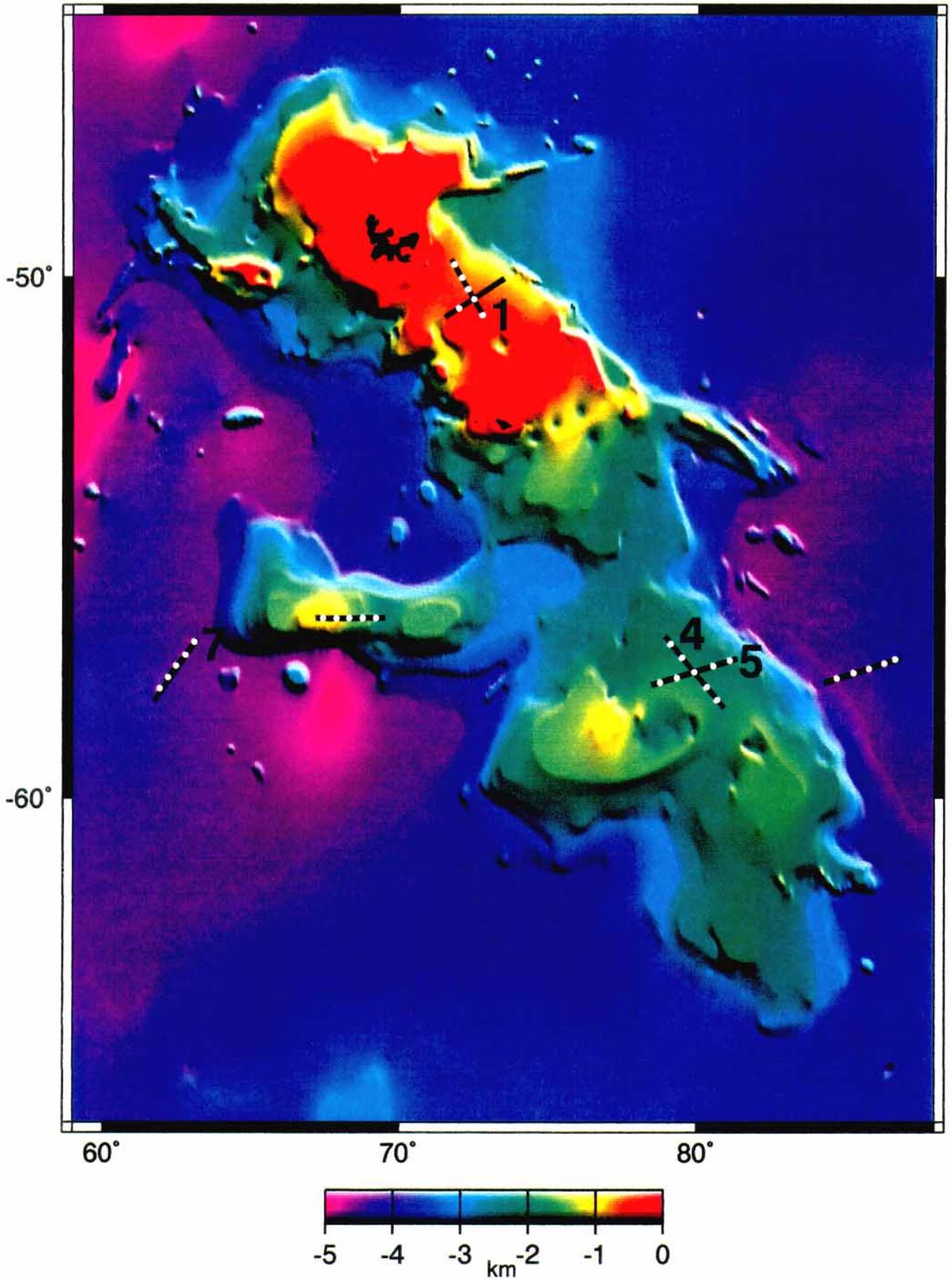
Ces deux domaines sont séparés par une zone à bathymétrie complexe caractérisée par une structure orientée est-ouest s'étendant sur plus de 600 km à l'ouest du plateau, nommée le banc de l'Élan. Cette structure a parfois été interprétée comme une dorsale fossile qui aurait été active entre les anomalies 22 et 25 lors de la séparation entre les plaques Antarctique et Australienne (Goslin, 1981). La tectonique du domaine sud du plateau, de nature extensive, est caractérisée par deux directions majeures (Fritsch, 1992; Rotstein et al., 1992) (Figure 1.3): une direction nord-sud caractérisée par les grabens 77°E et 75°E et une direction nord-ouest sud-est (postérieure à la formation du plateau) illustrée par le flanc est du plateau ainsi que les rifts de Gauss et de l'Umitaka Maru. Une troisième direction E-W a été récemment définie à 59° de latitude sud entre 74° et 79° de longitude (Angoulvant-Coulon & Schlich, 1994).

Le contexte géodynamique du plateau de Kerguelen s'inscrit dans celui plus général de l'océan Indien. La cinématique de cet océan est pour le moins complexe comme l'illustre le point triple Rodriguez marquant la jonction entre les dorsales centrale, sud-est et sud-ouest Indienne. Son histoire est marquée par des sauts de dorsale, des expansions asymétriques et de variations rapides de la géométrie et de la vitesse d'accrétion des dorsales (Goslin & Patriat, 1984). D'autre part, elle est peu contrainte à l'ère Crétacé en raison de l'absence d'anomalies magnétiques durant la période magnétiquement calme du Crétacé. La topographie de l'océan Indien est marquée par de nombreux reliefs sous-marins pouvant émerger. Certains sont d'origine continentale (le banc des Seychelles, une partie du plateau des Aiguilles) ou d'autres sont interprétées comme des structures océaniques (Ninetyeast Ridge, les monts Ob, Lena et Marion Dufresne, la ride Chagos Laquédive, l'est du plateau des Mascareignes, une partie du plateau des Aiguilles, le plateau de Madagascar, le plateau de Crozet, Broken Ridge et le plateau de Kerguelen).

Ces reliefs sous-marins d'origine océanique sont pour la plupart les marques sur le plancher océanique d'une activité volcanique très intense liée au fonctionnement de différents points chauds dont les plus importants (et les mieux connus) sont le point chaud de Kerguelen qui fonctionne depuis le Crétacé inférieur et le point chaud de la

Figure 1.2. Carte bathymétrique du plateau de Kerguelen
Le plan de position de la campagne KeOBS est indiqué (page suivante)

Kerguelen Plateau bathymetry



Réunion qui fonctionne depuis la limite Crétacé Tertiaire. Ce volcanisme intense ne trouve pas seulement son expression en domaine purement océanique mais également sur les marges volcaniques (plateau du Naturaliste et basaltes Bunbury sur la marge sud-ouest de l'Australie, marge de Cuvier à l'ouest de l'Australie et marge du Mozambique) et en domaine purement continental sous forme de trapps (Trapps du Deccan et de Rajmahal).

L'activité du point chaud de Kerguelen au Crétacé est sans doute responsable de l'anomalie isotopique DUPAL centrée dans l'océan Indien au niveau des points chauds actuels de Kerguelen, de Crozet, de Marion et à un degré moindre de la Réunion (Hart, 1984). Cette anomalie pourrait être due à la 'pollution' de l'asthénosphère et de la lithosphère (source de type MORB) par une source située dans le manteau inférieur (source de type OIB) dont les produits sont remontés en surface par le panache mantellique (Dupré & Allègre, 1983; Hart, 1984). Cette anomalie confère aux basaltes de dorsales de l'océan Indien une signature isotopique qui leur est propre (rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ plus élevés que pour les basaltes de l'océan Atlantique ou Pacifique) (Dupré & Allègre, 1983).

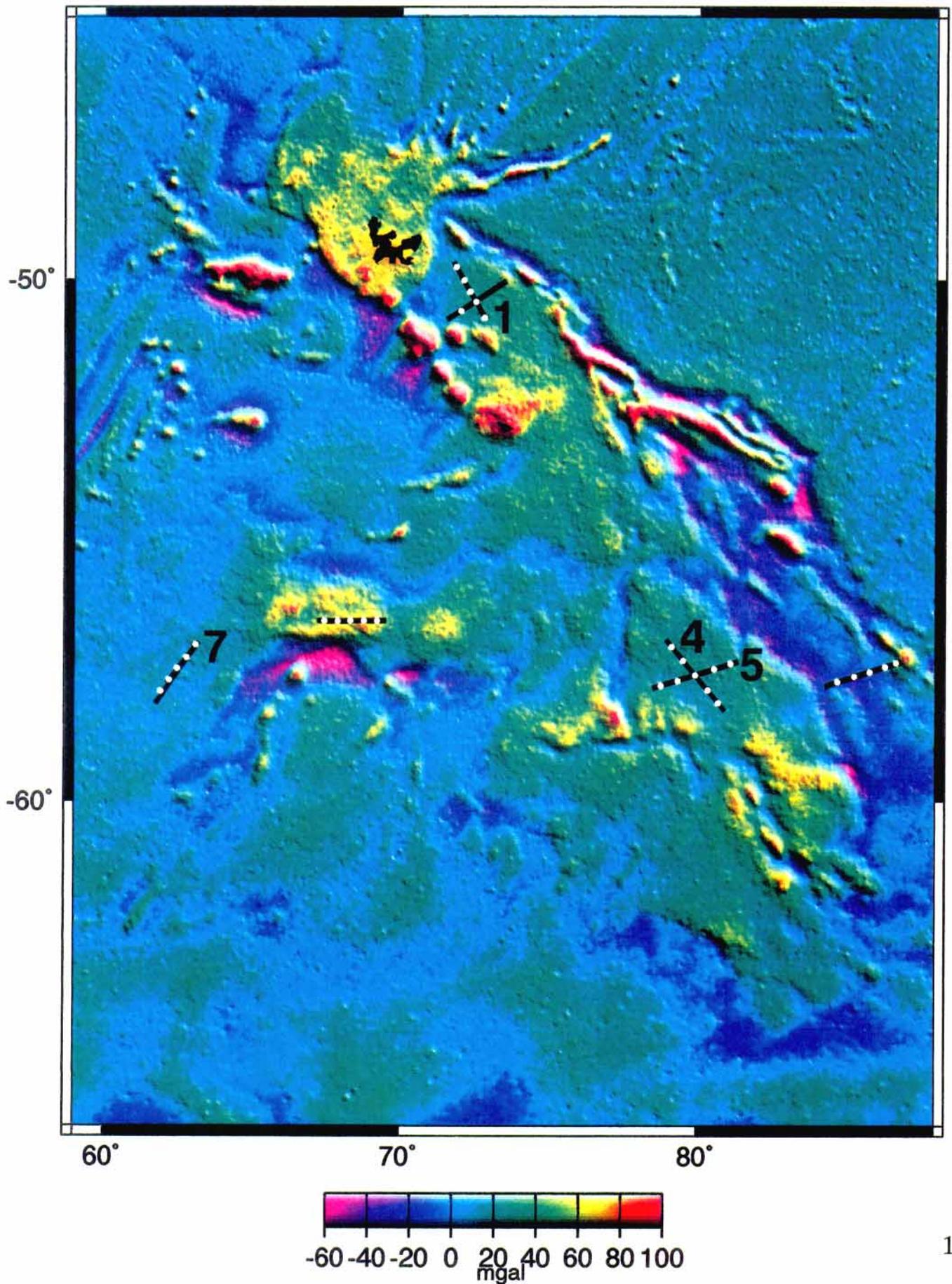
1.2. Origine et formation du plateau de Kerguelen.

L'origine du plateau de Kerguelen a longtemps suscité des controverses. Cette controverse est née, d'une part, de l'originalité du plateau de Kerguelen liée à sa taille gigantesque et à sa position insolite en situation intraplaque océanique et, d'autre part, des faibles contraintes sur la cinématique de l'océan Indien à l'époque de la formation du plateau (Royer & Sandwell, 1989). Cette controverse était initialement centrée sur l'alternative entre une origine continentale ou purement océanique pour le plateau de Kerguelen. La première hypothèse suppose que le plateau de Kerguelen était constitué d'un fragment continental isolé en situation intraplaque lors de multiples phases de rifting synchrones de l'éclatement du Gondwana, il y a à peu près 160 Ma (Dietz & Holden, 1970; Schlich et al., 1971). La deuxième hypothèse suppose une mise en place dans le bassin océanique qui se crée entre la plaque Indienne et la plaque Australo-Antarctique au Crétacé Inférieure (Houtz et al., 1977; Luyendyk & Rennick, 1977).

Figure 1.3. Carte gravimétrique du plateau de Kerguelen
Le plan de position de la campagne KeOBS est indiqué (page suivante)

Kerguelen Plateau

Satellite-derived gravity



A partir des données géologiques et géophysiques récentes et des dernières reconstitutions cinématiques, cette deuxième hypothèse est communément admise aujourd'hui. Néanmoins, les mécanismes géodynamiques ayant permis la formation de cette croûte océanique si particulière restent sujet à débat. Ainsi, le plateau de Kerguelen peut être interprété comme une croûte océanique soulevée thermiquement ou tectoniquement à l'ère Cénozoïque ou Mésozoïque, comme le résultat du passage d'une dorsale sur ou à proximité d'un point chaud, comme le résultat du fonctionnement d'un point chaud sous une lithosphère océanique préexistante ou comme le résultat du fonctionnement anormal d'une dorsale lié à un taux élevé de fusion partielle du manteau en relation avec une convection mantellique intense (Schlich & Wise, 1992).

L'étude géochimique des basaltes de l'archipel de Kerguelen (Watkins et al., 1974) a montré l'origine océanique de l'archipel alors que la présence de séries plutoniques contenant des granites alcalins et des syénites intercalées dans les coulées basaltiques avait longtemps laissé penser que l'archipel de Kerguelen était un fragment continental. La signature géochimique des laves montre une composition mixte entre celle d'un MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt) et celle d'un basalte de type OIB (Oceanic Island Basalt). Cette signature traduit l'interaction entre deux sources mantelliques, l'une située dans le manteau inférieur formant la composante OIB et l'autre située dans le manteau supérieur formant la composante MORB. Ces deux sources traduisent l'évolution de l'archipel dont la mise en place débute sur la dorsale est-indienne (45 Ma) puis évolue vers une situation intraplaque (Storey et al., 1988; Gautier et al., 1990). A partir de données de sismique réfraction, une structure profonde de type île océanique a été mise en évidence sous l'archipel de Kerguelen (Recq & Charvis, 1986; Recq et al., 1990). Bien que l'archipel de Kerguelen ne soit pas contemporain du plateau de Kerguelen, d'âge Crétacé, l'origine océanique de l'archipel a conforté l'interprétation d'une origine océanique du plateau de Kerguelen.

Dans le sud du plateau, des profils de sismique multitrace ont permis de décrire un socle de nature basaltique avec des réflecteurs pentés (Coffin et al., 1990; Schaming & Rotstein, 1990) (Figure 1.4). La présence de nombreux volcans et la morphologie du domaine nord affectée par des intrusions volcaniques illustrent bien l'activité volcanique intense sans doute à l'origine du plateau et perdurant jusqu'à l'actuel, par exemple, sur l'île Heard où la dernière éruption du volcan Big Ben eut lieu en 1985. Par contre, dans le sud, ces édifices volcaniques, érodés lors de la phase d'émersion du domaine sud au Crétacé, n'apparaissent pas dans la morphologie qui est atypique d'une structure associée à l'activité d'un point chaud (Schaming & Rotstein, 1990).

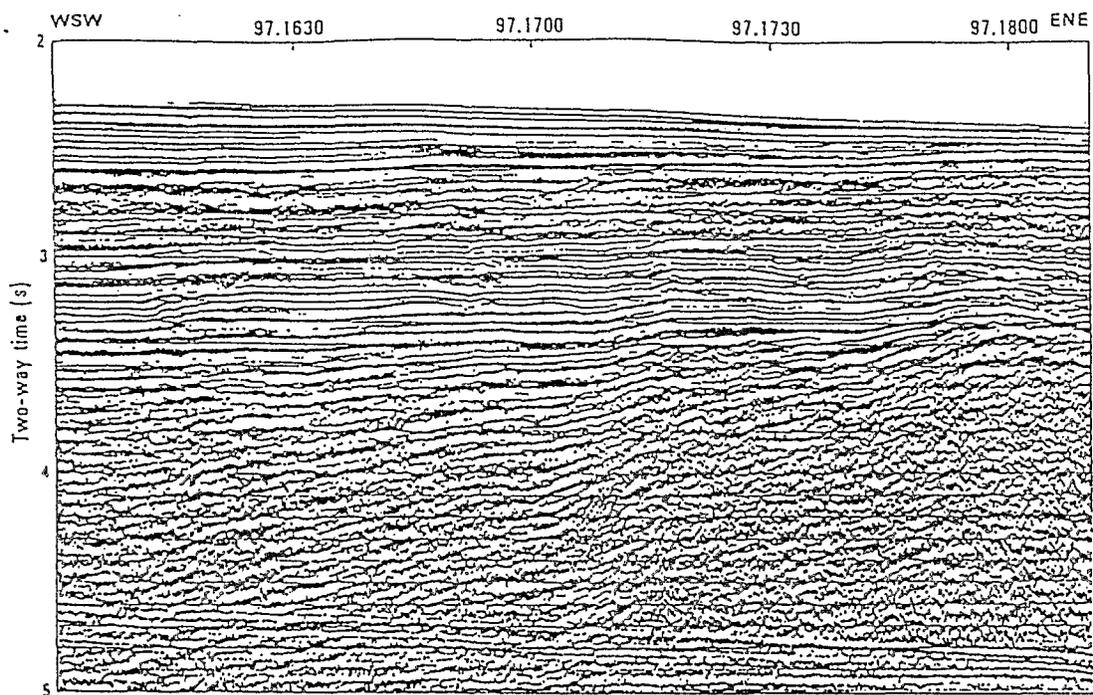


Figure 1.4 Profil de sismique multitrace dans le bassin de Raggatt
 Imagerie des réflecteurs pentés dans le socle basaltique du bassin de Raggatt (Profil RS02-24) (Coffin et al., 1990).

Le socle basaltique a été foré dans le domaine sud du plateau au site 738 du Leg 119 et aux sites 747, 748, 749, 750 du Leg 120 de l'ODP (Ocean Drilling Program) (Wise & Schlich, 1992) (Cf. figure 2.1 pour la localisation des sites de forage). Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de ces basaltes ont fourni un âge de $109,2 \pm 0,7$ Ma au site 749 du Leg 120 sur le Banc de Banzare et de $118,2 \pm 5$ Ma dans le bassin de Raggatt au site 750 du Leg 120 appartenant au domaine sud du plateau et un âge de 85 Ma (Pringle et al., 1994) dans le domaine central du plateau au site 747 du Leg 120 (Whitechurch et al., 1992). La différence entre l'âge des basaltes des domaines sud et central du plateau a été interprétée récemment comme le résultat de deux épisodes volcaniques distincts ayant marqué l'histoire du plateau (Bercovici & Mahoney, 1994). Ces deux épisodes seraient dus à la séparation, à l'interface séparant le manteau inférieur du manteau supérieur, entre la tête du panache mantellique et son conduit, ce dernier formant la tête d'un deuxième panache mantellique produisant une deuxième phase volcanique, 20 à 40 Ma plus tard. Le socle n'a pas été foré dans le domaine nord du plateau mais son âge a été évalué à ~ 110 Ma par extrapolation du taux de sédimentation de l'étage Santonien jusqu'à la base de la série sédimentaire (Wicquart & Frohlich, 1986; Munsch & Schlich, 1987). Les forages ont pénétré le socle sur une cinquantaine de mètres au maximum. La signature géochimique des basaltes forés aux sites 747, 748, 749 et 750 montre une très grande diversité mais exclut pour Salters et al. (1992) une origine continentale du plateau. Cette diversité de la composition isotopique des basaltes du plateau de Kerguelen n'est pas observée dans la composition des basaltes d'autres structures similaires dont la formation résulterait de l'activité d'un point chaud (comme le plateau d'Ontong-Java) (Figure 1.5). Dès lors, le plateau de Kerguelen ne

peut être considéré comme représentatif d'un plateau océanique typique dans la mesure où sa mise en place a trop été influencée par la proximité des continents (Figure 1.5) (Kroenke et al., 1994)

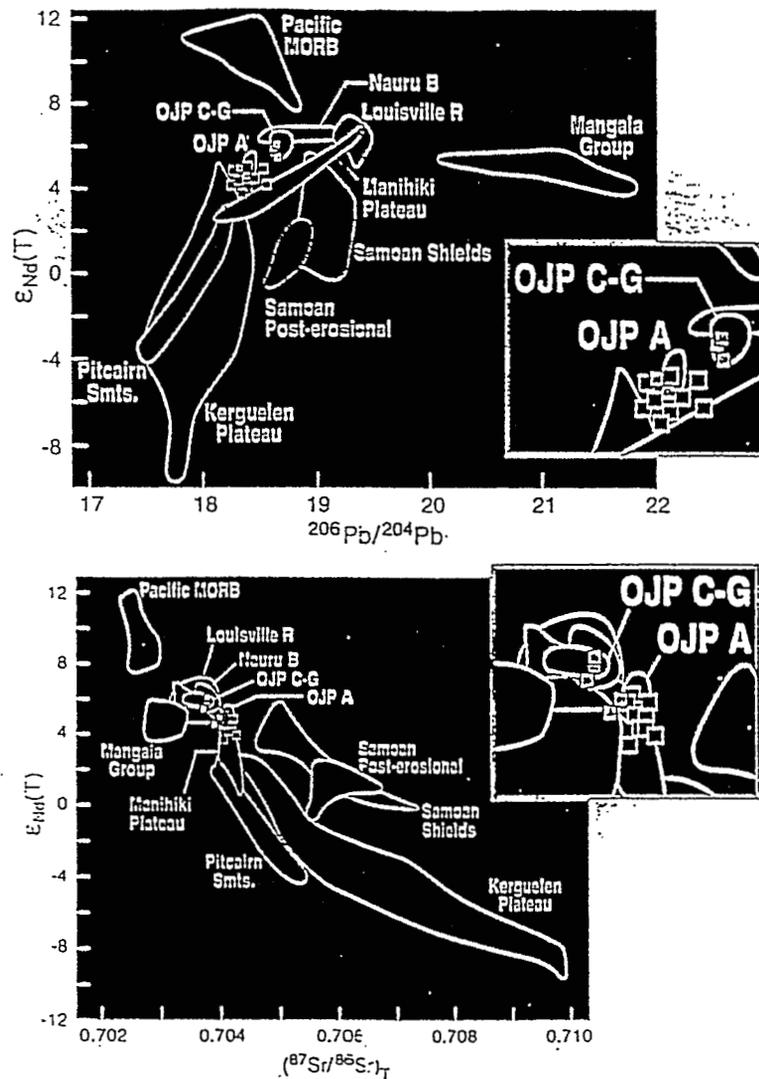


Figure 1.5. Constitution isotopique des basaltes du plateau de Kerguelen
 Comparaison avec celle d'autres structures dont la mise en place est liée à l'action d'un point chaud (dont le plateau océanique d'Ontong-Java) (Kroenke et al., 1994).

La signature isotopique des basaltes du plateau de Kerguelen les situe en dehors du domaine des MORB de l'océan Indien et indique même un degré de fusion partielle plus faible que celui des basaltes formés sur une dorsale (Salters et al., 1992). Ces caractéristiques excluent que le fonctionnement anormal d'une dorsale, caractérisé par une fusion partielle importante du manteau par convection, soit responsable de la formation du plateau (Salters et al., 1992). La composition isotopique des basaltes peut être comparée à celle des basaltes des îles océaniques de l'océan Indien (Storey et al., 1992). Elle s'en distingue néanmoins par une signature DUPAL plus forte sous forme d'un rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus faible et des rapports Th/Ta et La/Ta élevés. La valeur de ces rapports (comparables à ceux des basaltes continentaux et des

lamprophyres) suggère une contamination de l'asthénosphère de l'océan néoformé par des produits de la lithosphère continentale du Gondwana, remobilisés par la montée du panache mantellique (Storey et al., 1989; Storey et al., 1992) (Figure 1.6).

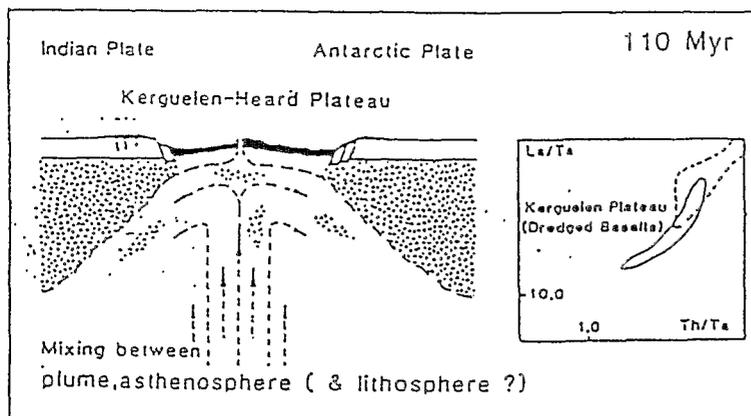


Figure 1.6. Modèle de fonctionnement d'un panache mantellique

Illustration schématisique de la contamination de l'asthénosphère par la lithosphère continentale lors de la remontée du panache mantellique (Storey et al., 1989).

effectué dans le bassin de Labuan suggérant également la proximité immédiate des continents lors de la mise en place du plateau (Montigny et al., 1993). Des échantillons de roches continentales avaient déjà été dragués dans le domaine sud du plateau de Kerguelen ce qui avait conduit Ramsay et al. (1986) à proposer la présence de croûte continentale dans le substratum du plateau de Kerguelen. Néanmoins, ces échantillons continentaux qui semblent avoir une origine Antarctique ont pu être transportés par des icebergs (Montigny et al., 1993).

Les dernières reconstitutions cinématiques de l'océan Indien contemporaines et postérieures à la formation du plateau de Kerguelen situent sa formation sur ou à proximité de la dorsale séparant les plaques indienne et australo-antarctique alors que celle-ci était située à proximité du point chaud de Kerguelen (Royer & Sandwell, 1989; Royer & Coffin, 1992) (Figure 1.7.a). Le plateau de Kerguelen pourrait s'être formé dans une configuration comparable à celle de l'Islande actuelle (Schaming & Rotstein, 1990). Le point chaud de Kerguelen a sans doute été à l'origine d'une province volcanique beaucoup plus vaste regroupant outre le plateau de Kerguelen, les Trapps continentaux Rajamahala au nord-est de l'Inde (108-128 Ma), les basaltes Bunburry sur la marge sud-ouest australienne et les lamprophyres des Monts Princes Charles sur la marge Antarctique (Storey et al., 1989).

Cette contamination continentale augmente dans la partie extrême sud du plateau où la composition géochimique ($\epsilon\text{Nd}=-8,5$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,7$) des basaltes (site 738) est comparable à celle des basaltes des marges continentales volcaniques. Le soubassement de cette partie du plateau pourrait être constitué de croûte continentale (Storey et al., 1992). Enfin, un dragage contenant plus d'une tonne de roches continentales de composition très diverses a été

L'histoire du plateau de Kerguelen est marquée par deux grandes phases d'ouverture océanique:

- la première, entre la plaque indienne et la plaque australo-antarctique, a débuté il y a 132 Ma (anomalie M11) (Powell, 1988) après une longue phase de rifting continental ayant débuté il y a 160 Ma. La mise en place du plateau aurait eu lieu à proximité immédiate des continents, entre 115 et 85 Ma (d'après les dernières datations des basaltes au site ODP 740), dans l'espace océanique créé entre les plaques Indienne et australo-antarctique (Figure 1.7.a).

- la deuxième phase d'ouverture océanique, donnant naissance à la dorsale sud-est indienne et au point triple de Rodriguez entre les dorsales sud-est, sud-ouest et centrale de l'océan Indien, sépare les plaques Australienne et Antarctique (Figure 1.7.b). Cette phase d'ouverture, effective à 84 Ma (anomalie 34) (Mutter et al., 1985) est précédée par une phase de rifting ayant débuté entre 122 et 153 Ma. Cette phase d'ouverture océanique provoque la séparation entre le nord du plateau de Kerguelen et Broken Ridge et entre le sud du plateau/bassin de Labuan et la zone de Diamantina située en bordure immédiate de l'Australie. L'ensemble constitué par l'actuel plateau de Kerguelen, d'âge Crétacé, par le bassin de Labuan, Broken Ridge, et la zone Diamantina constitue le paléo-plateau de Kerguelen (Fritsch, 1992).

L'extrémité nord du plateau de Kerguelen supportant l'archipel de Kerguelen s'est sans doute formée à partir de ~45 Ma sur la dorsale sud-est Indienne toujours en relation avec le point chaud de Kerguelen et par conséquent est beaucoup plus récente que le plateau Crétacé de Kerguelen (Coffin et al., 1986; Royer & Coffin, 1992)(Figure 1.7.c). La chaîne de monts sous-marins située entre les îles Kerguelen et Heard, mise en place entre 39 et 10 Ma, suggère que la structure du domaine nord du plateau Crétacé a été affectée par des phases de volcanisme plus récent en relation avec le point chaud de Kerguelen. Le point chaud de Kerguelen serait aujourd'hui situé au nord-ouest du plateau de Kerguelen (Royer et al., 1991). Les dernières traces de volcanisme actif se trouvent sur l'archipel de Heard (éruption du Big Ben en 1985) alors que les basaltes les plus récents sur l'archipel de Kerguelen datent du plio-quadernaire.

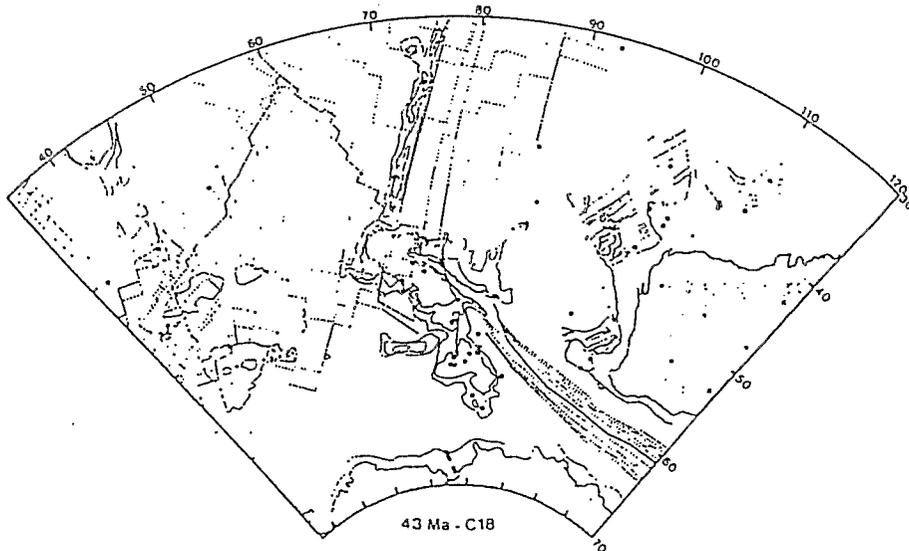
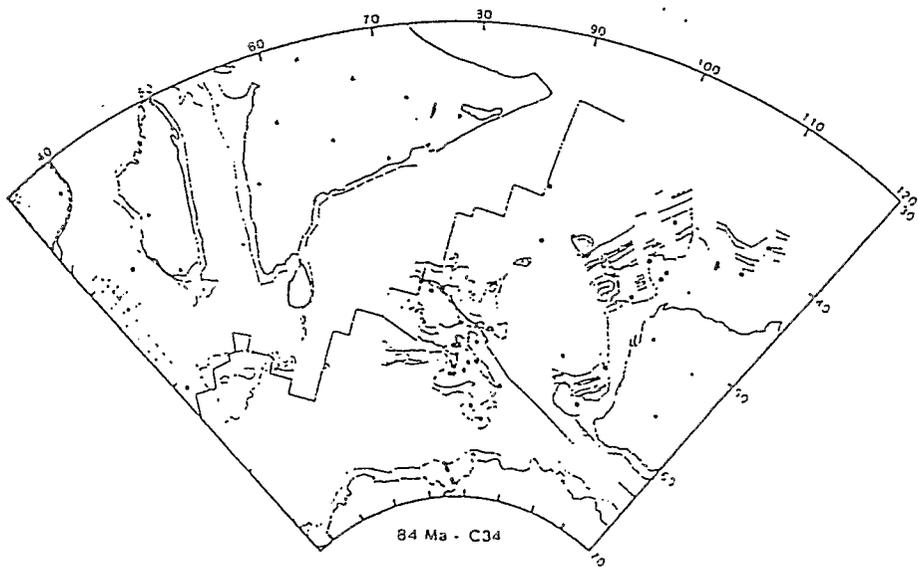
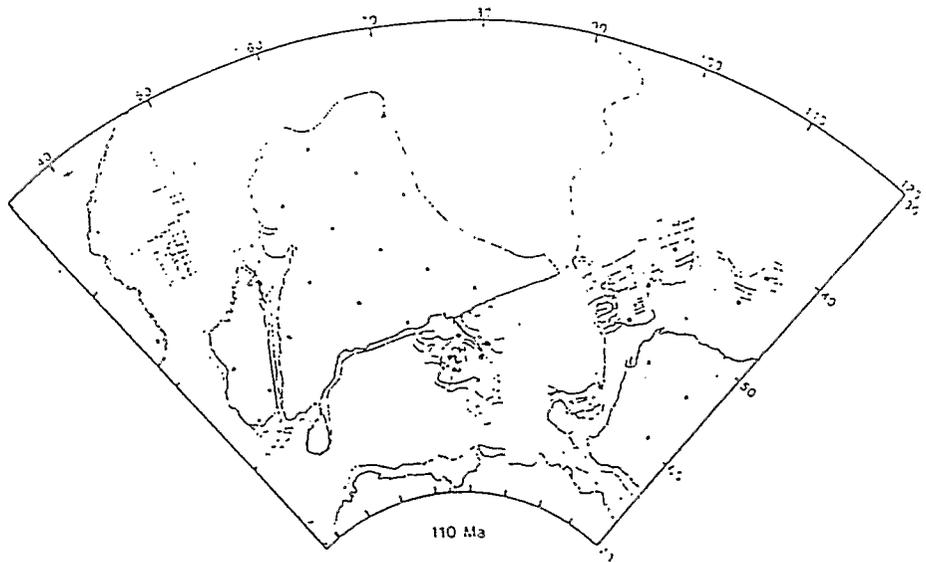


Figure 1.7.(a-c). Formation du plateau de Kerguelen
 Reconstitutions cinématiques à 110 Ma (a), 84 Ma, 43 Ma (Royer et Coffin, 1991).

1.3. Structure du plateau et de l'archipel de Kerguelen.

1.3.1. Stratigraphie sismique du plateau de Kerguelen.

- Domaine nord du plateau de Kerguelen.

La campagne de sismique multitrace la plus récente (MD 26) dans le domaine nord du plateau de Kerguelen a eu lieu en 1981 à bord du Marion Dufresne sur le bassin sédimentaire de Kerguelen-Heard situé entre les îles Kerguelen et de Heard. Le réflecteur correspondant au toit du socle acoustique a pu être corrélé avec une vitesse sismique de 3,9 km/s, déduite de données de bouées perdues (Guglielmi, 1982; Munschy & Schlich, 1987). Cette couche est située entre une couche sédimentaire de vitesse égale à 3,1 km/s et une couche, interprétée comme la couche 2 océanique, avec une vitesse de 4,8-5,5 km/s (Houtz et al., 1977; Guglielmi, 1982). La couche marquant le toit du socle acoustique est interprétée en terme géologique comme des sédiments mélangés à du matériel volcanique (Munschy & Schlich, 1987). L'épaisseur moyenne de la série sédimentaire est de 2000-2500 m, pour une épaisseur maximale de 3000 m au sud-ouest du bassin de Kerguelen-Heard et une épaisseur minimale < 1000 m près des flancs du bassin. Sept séquences sédimentaires ont été identifiées dans le bassin de Kerguelen-Heard. Ces séquences ont été subdivisées en deux méga-séquences séparées par une discordance majeure. Cette discordance majeure s'est produite lors de la séparation du domaine nord et du plateau et Broken Ridge, entre 45-42 Ma et le Miocène inférieure ou l'Éocène (Munschy & Schlich, 1987). L'âge des échantillons les plus anciens, forés dans la séquence inférieure, est compris entre l'Éocène moyen et le Santonien. Néanmoins, les forages n'ont pu atteindre le socle (Wicquart & Frohlich, 1986). En extrapolant les taux de sédimentation l'âge de la base de la série sédimentaire a été estimé à 100 Ma (Wicquart & Frohlich, 1986).

- Domaine sud du plateau de Kerguelen.

Deux campagnes de sismique multitrace récentes ont eu lieu dans le domaine sud du plateau de Kerguelen afin d'étudier la stratigraphie du bassin de Raggatt. Une campagne a eu lieu à bord du Marion Dufresne (MD 47) en 1988 et l'autre campagne a eu lieu à bord du Rig Seismic (RS 2). Les profils 5 et 4 de la campagne KeOBS ont été effectués le long de profils de chacune de ces campagnes. Le socle est constitué par un socle acoustique et un socle lité dans lequel des réflecteurs pentés ont été observés. L'ensemble de ces deux types de socle constitue le complexe de socle suivant la terminologie de Coffin et al. (1990). Le sommet de ce complexe de socle est constitué de laves et de brèches basaltiques avec divers degrés d'altération (Coffin et al., 1990). Coffin et al. (1990) associent l'image sismique de ce socle avec les séquences de

réflecteurs pentés observés sur les marges volcaniques. Le socle est constitué de rides auxquelles sont associées le socle acoustique et de synformes auxquels sont associés le socle lité. Les rides sont interprétées comme des sources volcaniques fossiles du domaine sud du plateau de Kerguelen (Schaming & Rotstein, 1990). Les réflecteurs pentés dans le socle sont associés à des coulées volcaniques épanchées de façon isotrope autour de ces sources volcaniques. Les rides définissent des volcans isolés dont le plus volumineux est le Banc de Banzare ou sous forme d'une chaîne de volcans, près du flanc est du plateau, parallèle à l'axe NNW-SSE du plateau. La chaîne de rides pourrait décrire une direction d'expansion océanique et une formation à l'axe d'une dorsale comparable à celle de l'Islande actuellement alors que la formation des volcans isolés (tel que le Banc de Banzare) auraient eu lieu, en situation intraplaque, sur une lithosphère océanique néoformée (Schaming & Rotstein, 1990). La pente des réflecteurs du socle peut avoir trois origines (Coffin et al., 1990): 1- des coulées initialement horizontales ont été mises en place de façon comparable aux basaltes des trapps continentaux avant d'être déformés en synclinaux et anticlinaux puis érodés. 2- des sources volcaniques isolées ont créé le complexe de socle et les réflecteurs pentés représentent les coulées initiales ayant subi une subsidence différentielle contemporaine de leur formation. 3- une tectonique postérieure a créé des failles dans le socle et a basculé les blocs délimités par ces failles.

La vitesse sismique déterminée au toit du socle à partir de données de bouée perdues est caractéristique d'une couche 2 océanique (5,50 km/s) (Li, 1988).

Sept séquences ont été identifiées dans la série sédimentaire du bassin de Raggatt dans le domaine sud du plateau (Coffin et al., 1990) (Table 1.1). La base de la série sédimentaire (séquences notées K1 et K2), d'âge Crétacé inférieur à Crétacé supérieur, est composée de sédiments déposés par remplissage rapide dans des conditions sub-aériennes ou sous une faible profondeur d'eau des topographies négatives préexistantes. La nature de ces sédiments, déposés en 'onlap' sur le socle, montre que le plateau a subi une phase d'émersion après sa mise en place ayant provoqué une importante érosion des reliefs inhérents aux sources volcaniques. La séquence K1 est constituée de coulées et de débris de basaltes, de conglomérats et d'argilite avec des veines de calcite et de sidérite (Fezga, 1991). Des vitesses comprises entre 3,3 et 4,5 km/s ont été estimées dans cette série à partir des analyses de vitesse (Figure 1.8)(Fezga, 1991). La séquence K2, sensiblement plus épaisse que la séquence K1 est constituée de sable, de micro-grès et d'argilite glauconitique datant de l'Albien supérieur jusqu'au Coniacien (110 à 90 Ma) au site 748 et de micro-grès, d'argilite limoneuse avec fragments de bois, conglomérats et débris volcaniques datant de l'Albien (110 Ma) dans la partie inférieure au site 750 (Fezga, 1991). Ces deux

séquences sont déposées en 'onlap' sur le complexe du socle (Coffin et al., 1990). Le toit de la séquence K2 marque une inversion de vitesse dans la série sédimentaire (Figure 1.8). Au site 750 ODP Leg 120 cette inversion de vitesse est située à 595 mètres de profondeur (Fritsch et al., 1992). Les vitesses dans la couche K2 varient entre 1,5 et 2,5 km/s mais peuvent atteindre 3,0 km/s au centre du bassin (Fezga, 1991) (Figure 1.8). La séquence K3, d'âge Crétacé inférieur à Paléocène est constituée d'un mélange de sédiments marins et de sédiments déposés sous une faible profondeur d'eau. La vitesse dans cette couche sédimentaire est élevée (3,55 km/s en moyenne). Son épaisseur maximale est de 1250 m. Les séquences du Paléogène P1 et P2 sont constituées de sédiments pélagiques datés du Crétacé supérieur jusqu'à l'Éocène. La vitesse dans ces couches varie entre 1,75 km/s et 2,75 km/s (Fezga, 1991) (Figure 1.8). Les séquences pélagiques PN1 et NQ1, post-éocène sont relativement fines et d'extension latérale limitée. La vitesse moyenne dans ces séries est d'environ 1,66 km/s (Fezga, 1991)

1.3.4. Structure profonde du plateau de Kerguelen à partir de profils gravimétriques.

A partir de l'interprétation d'un profil gravimétrique, Houtz et al. (1977) montrent que le domaine sud du plateau est approximativement compensé isostatiquement et l'épaisseur de la croûte est de l'ordre de 20-23 km. L'ensemble du plateau de Kerguelen est compensé au sens d'Airy par rapport aux bassins océaniques avoisinants (Li, 1988). A partir des profils gravimétriques des campagnes Rig Seismic 2 et MD 47, Li (1988) montre que le domaine nord du plateau et le domaine sud (au niveau du Banc de Banzare et du bassin de Raggatt) ont une croûte d'épaisseur comparable caractérisée par un épaissement d'environ 12-15 km par rapport aux bassins océaniques adjacents. L'analyse de deux profils gravimétriques réalisés dans l'extrémité sud du plateau montre une croûte plus épaisse (épaissement de 20 km) que dans le domaine nord et dans le domaine sud au niveau du Banc de Banzare et du bassin de Raggatt. Ce dernier domaine pourrait être constitué de croûte continentale (Li, 1988).

Séquences	Limite supérieure (std)	Épaisseur (std)	Épaisseur (m)	V (m/s)	Age
NQ1	érodée	0,00	0,00	-	-
PN1	érodée	0,00	0,00	-	-
P2	0,00	0,16	140	1750	Eocène moyen (40-37 Ma)
PP1	0,16	0,09	86	1911	Eoc. moyen Éoc. inf. (50-40 Ma)
P1	0,25	0,12	134	2233	Eocène Paléocène (60-50 Ma)
K3	0,37	0,21	263	2504	Maest. sup. Turonien (85-65 Ma)
K2	0,58	0,055	50	1810	? Turonien Albien (110 Ma)
K1	érodée	0,00	0	-	Albien ?
Socle	0,63	-	-	5200	Albien (110 Ma)

Table 1.1 Stratigraphie au site ODP 750 Leg 120

Épaisseurs et vitesses des séquences sismiques identifiées au site ODP 750 Leg 120 (Fezga, 1991).

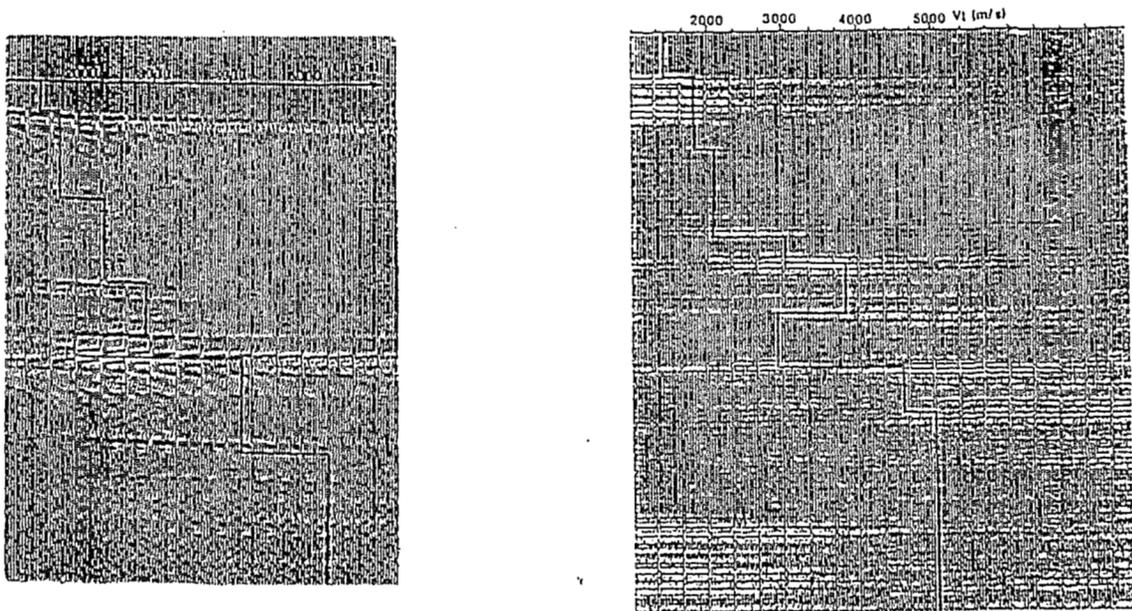


Figure 1.8. (a-b). Analyse de vitesse dans le bassin de Raggatt

Analyses de vitesse aux points de tir 5425 (a) du profil RS02-24 situé au-dessus du site ODP 750 sur le flanc est du bassin de Raggatt et au point de tir 3640 (b) du profil RS02-24 au centre du bassin de Raggatt (Fezga, 1991).

1.3.5. Structure profonde de l'archipel de Kerguelen.

Les seules informations existantes sur la structure profonde de la province volcanique de Kerguelen à partir de données sismiques ont été obtenues à partir de profils de sismique réfraction enregistrés sur l'archipel de Kerguelen au cours de deux campagnes en 1983 et 1987 (Recq & Charvis, 1986; Recq et al., 1990). Ces profils ont mis en évidence une structure d'île océanique de type Hawaï sous l'archipel de Kerguelen. L'épaisseur de la croûte varie entre 15 et 17 km d'épaisseur, cet épaissement étant dominé par celui de la couche 2. A la base de la couche 3 avec des vitesses typiques comprises entre 6,60 et 6,90 km/s, une couche de 2-3 km d'épaisseur avec des vitesses de 7,3-7,4 km/s est interprétée comme du matériel sous plaqué à la base de la croûte océanique (Recq et al., 1990). L'équilibre isostatique de l'archipel n'est pas réalisé au sens d'Airy mais est mieux expliqué par un manteau de faible densité jusqu'à une profondeur d'environ 80 km (Recq & Charvis, 1987).

Chapitre 2. Présentation de la campagne océanographique MD66/KeOBS.

2.1. Objectifs scientifiques.

La campagne MD66/KeOBS a été organisée par l'UR1F de l'ORSTOM (chef de mission: Philippe Charvis) avec le soutien logistique et financier de la mission de recherche des TAAF (faisant maintenant partie de l'IFRTP) et la collaboration scientifique de l'UBO et de l'UTIG. Cette campagne a été réalisée du 3 janvier au 28 février 1991 à bord du navire ravitailleur des TAAF, le Marion Dufresne.

La synthèse des connaissances sur le plateau de Kerguelen présentée au chapitre précédent montre l'absence cruelle d'informations concernant la structure profonde du plateau de Kerguelen à l'exception de l'archipel de Kerguelen. Dans la mesure où la mise en place du plateau de Kerguelen résulte de processus mantelliques profonds, la connaissance de la structure sismique profonde constitue une information fondamentale en complément de la stratigraphie sismique et des analyses pétro-géochimiques.

Les questions auxquelles cette étude a pour but de répondre sont les suivantes:

- Retrouve-t-on dans la structure profonde du plateau de Kerguelen la signature d'une croûte océanique épaissie dont la mise en place résulte de l'activité d'un point chaud sous ou à proximité d'une dorsale ou du fonctionnement anormal d'une dorsale? Si oui, en quoi cette structure diffère-t-elle de celle d'une croûte océanique normale et quelles sont les implications sur les processus d'accrétion magmatique? Si non, quelle est l'origine du plateau de Kerguelen et est-elle compatible avec les autres données géochimiques, géophysiques et cinématiques décrites au chapitre 1.

-L'analyse sismique permet-elle de mettre en évidence des unités morfo-structurales différentes comme le suggère les données bathymétriques et gravimétriques ou la structure profonde est-elle homogène à l'échelle du plateau? Quelles sont les implications de ces hétérogénéités éventuelles à l'échelle régionale de l'ouverture de l'océan Indien et à l'échelle des processus de mise en place des grandes provinces volcaniques?

2.2. Les profils.

Sept profils ont été réalisés lors de la campagne océanographique MD66/KeOBS sur et à proximité du plateau de Kerguelen (Figures 1.2, 1.3, 2.1; Table 2.1). 5 OBS ont été déployés le long de ces 5 profils (voir cercles blancs sur les figures 1.2 et 1.3; Table 2.2).

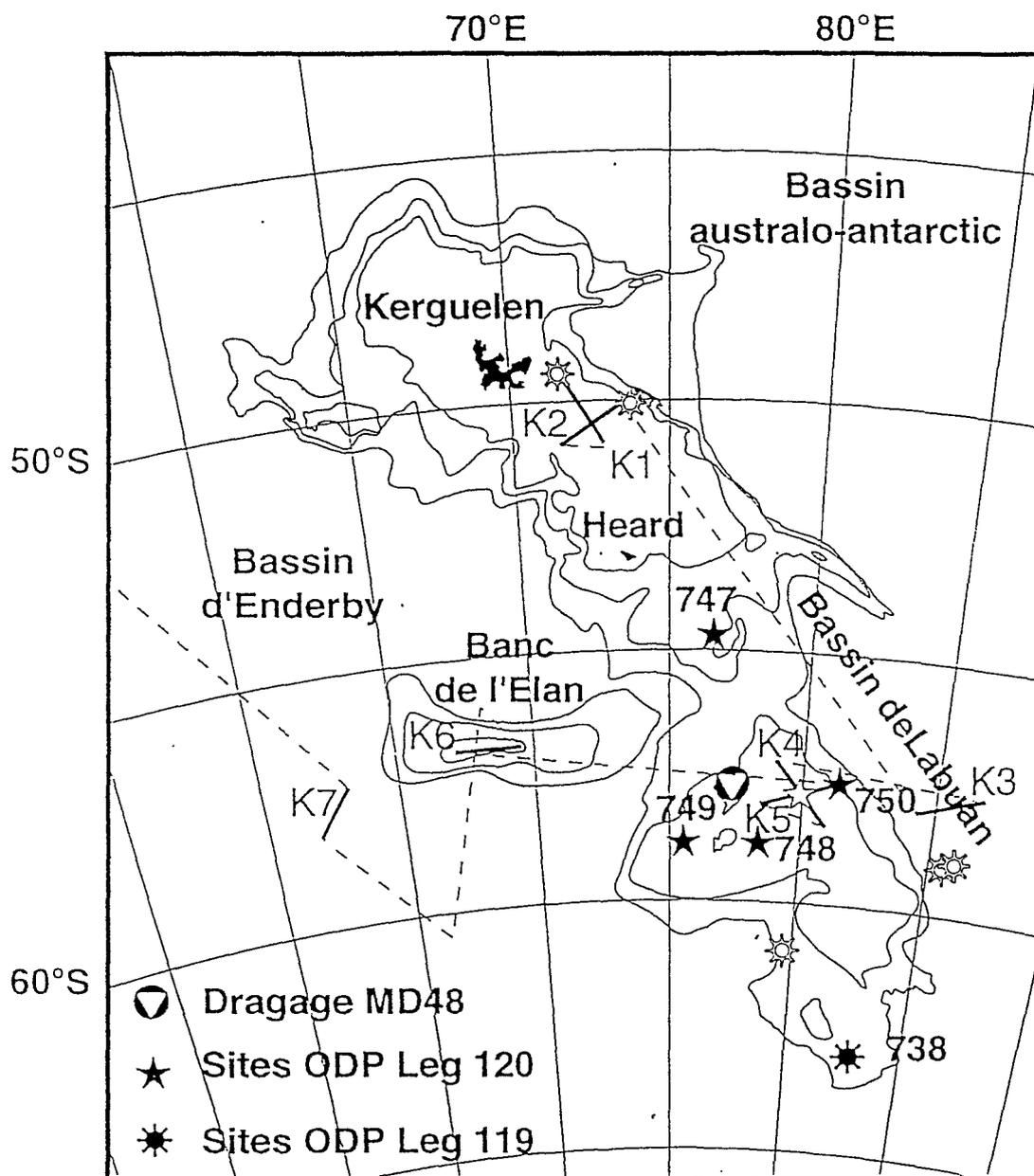


Figure 2.1 Plan de position de la campagne MD66/KeOBS
 Plan de position de la campagne MD66 KeOBS. Les sites de forage ODP des Leg 119 et 120 sont également indiqués. Les symboles noirs indiquent que le socle a été atteint par le forage.

Un ou deux profils ont été réalisés dans chaque domaine morpho-structural du plateau (plateau de Kerguelen-Heard, Bassin de Labuan, Bassin de Raggatt, Banc de l'Élan) afin de pouvoir mettre en évidence les variations de structure existant éventuellement entre ces domaines. Chaque profil a été situé dans les zones où il y avait des données préexistantes sur la structure superficielle du plateau (profils de sismique monotrace et multitrace) et quelquefois à proximité des sites de forage (Figure 2.1). L'objectif étant essentiellement l'étude de la structure originelle du plateau, on a, dans la mesure du possible, évité les zones affectées par une tectonique postérieure à la mise en place du plateau (Graben du 77°E, par exemple) sauf bien évidemment pour le profil situé dans le bassin de Labuan (Figure 1.3).

- Les profils 1 et 2, orientés respectivement NNW-SSE et E-W, ont été réalisés dans la bassin sédimentaire de Kerguelen-Heard au sud-est de l'archipel de Kerguelen (Figures 1.2, 1.3 et 2.1; Table 2.1). Ces profils ont une longueur de 180 km. La profondeur d'eau est comprise entre 500 et 600 mètres. Il faut noter que seul un OBS du profil 2 a fonctionné correctement, alors que les cinq stations ont fonctionné de façon satisfaisante pour le profil 1. Les profils 1 et 2 sont respectivement à l'emplacement des profils de sismique multitrace MD26-4 et MD26-7 de la campagne océanographique Marion Dufresne MD 26 (Munschy & Schlich, 1987).

- Les profils 4 et 5, orientés respectivement NNW-SSE et E-W, ont été réalisés dans le bassin de Raggatt dans le domaine sud du plateau (Figures 1.2, 1.3 et 2.1; Table 2.1). Ces deux profils ont une longueur de 185 km et sont situés sous approximativement 1600-2000 mètres d'eau. A cause de problèmes techniques, les OBS 1 et 2 du profil 4 ont enregistré de façon incomplète les données (entre -20 et +20 km de distance pour l'OBS 1 et entre -55 et +7 km de distance pour l'OBS 2) si bien que ce profil n'est pas totalement inversé. Ces profils sont respectivement sur les profils de sismique multitrace MD47-5 de la campagne océanographique Marion Dufresne N/O MD 47 (Schaming & Rotstein, 1990) et RS2-24 de la campagne R/V Rig Seismic 2 (Coffin et al., 1990). D'autre part, l'OBS 1 du profil 5 est situé sur le site de forage ODP 750 du Leg 120 où le socle a été atteint et l'OBS 4 est à proximité du site de forage ODP 751 du Leg 120.

- Le profil 3 est situé sur le bassin de Labuan et n'a pas été analysé dans le cadre de cette étude.

- le profil 6 (non traité dans cette étude) est situé au sommet du banc de l'Élan situé à l'ouest de la partie centrale du plateau. Ce profil, orienté E-W, a une longueur de 140 km. Il faut noter qu'il n'existe que très peu de données sur cette structure quasiment inexplorée.

- Le profil 7 est situé dans le bassin océanique d'Enderby situé à proximité du flanc ouest du plateau de Kerguelen sud (Figures 1.2, 1.3 et 2.1; Table 2.1). Ce profil situé sur une croûte océanique, présumée normale, sera utilisé comme référence lors de l'analyse de la structure profonde du plateau. Ce profil permet par comparaison avec les profils situés sur le plateau, l'étude de la transition du plateau océanique vers un bassin océanique adjacent. Cette analyse comparative constitue probablement une des clefs pour comprendre les mécanismes permettant la mise en place des plateaux océaniques et des grandes provinces volcaniques en général (Coffin, 1990).

Profil	Latitude (début)	Longitude (fin)	Latitude (fin)	Longitude (fin)
1	-50,853 °S	72,818 °E	-49,623 °S	71,737 °E
2	-50,050 °S	73,495 °E	-50,869 °S	71,523 °E
4	-58,451 °S	80,917 °E	-57,171 °S	78,936 °E
5	-57,569 °S	81,374 °E	-58,044 °S	78,484 °E
7	-57,242 °S	63,141 °E	-58,144 °S	61,846 °E

Table 2.1. Position des profils KeOBS

Position (Latitude, Longitude) de l'origine et de la fin des profils 1,2,4,5,7 de la campagne MD66/KeOBS

2.3. Acquisition des données.

La source sismique était constituée par 8 canons à air de 16 litres de type BOLT 1500C mise en oeuvre par l'équipe technique de GENAVIR. Ce type de source sismique si elle a une puissance suffisante pour produire des signaux se propageant dans le manteau supérieur présente l'inconvénient d'une bande passante relativement étroite d'environ 5-15 Hz (Cf. Chapitre 3). L'intervalle de tir était de 100 secondes ce qui représente, compte tenu de la vitesse du navire fixée à 3,5 noeuds, une distance approximative de 190 mètres entre chaque tir. Les instants de tir étaient enregistrés en utilisant une horloge radio pilotée par le système OMEGA comme référence.

Les récepteurs étaient constitués par les stations sismiques sous-marines (OBS = Ocean Bottom Seismometer) de l'ORSTOM décrites dans Nakamura et al. (1987). La fréquence de coupure du filtre anti-repliement était de 30 Hz. Les signaux étaient échantillonnés avec un pas de 10,008 ms sur des fenêtres d'une durée de 20 secondes. Les capteurs sont constitués par trois géophones (un vertical et deux horizontaux). Pour des raisons de capacité des mémoires de masse, les données du capteur vertical étaient enregistrées tout au long du profil alors que les données des capteurs horizontaux n'étaient enregistrées que sur une vingtaine de kilomètres de part et d'autre de la verticale de l'OBS. Les OBS étaient déployés de façon approximativement équidistante, au nombre de 5, le long de chaque profil.

L'évaluation de la dérive des horloges des OBS a été réalisée par interpolation des écarts mesurés avant le déploiement et après la récupération de la station par rapport à l'horloge OMEGA.

Le positionnement du navire (et donc des tirs) était réalisé en temps réel à l'aide du système de positionnement GPS. Les positions enregistrées du navire ont été vérifiées et les valeurs erronées ont été remplacées par des valeurs interpolées entre les deux positions exactes les plus proches. A la fin de cette vérification, un lissage a été appliqué à la navigation en calculant la position moyenne sur trois positions successives.

La position des OBS a été calculée par inversion au sens des moindres carrés des temps d'arrivée de l'onde dans l'eau (Nakamura et al., 1987) (Table 2.2). Dans le cas du profil 7, l'azimut des deux composantes horizontales a été calculé par inversion au sens des moindres carrés du rapport de l'amplitude de l'onde dans l'eau des deux composantes horizontales (Cf. chapitre 5). Une fois les différentes corrections réalisées, un fichier au format standard SEG-Y a été généré pour les données enregistrés par chaque OBS de chaque profil.

Profil	OBS n	Latitude (°S)	Longitude (°E)
1	1	-50,826	72,787
1	2	-50,490	72,489
1	3	-50,269	72,293
1	4	-50,023	72,093
1	5	-49,737	71,833
2	4	-50,681	71,989
4	1	-58,311	80,697
4	2	-58,078	80,336
4	3	-57,815	79,926
4	4	-57,555	79,509
4	5	-57,303	79,125
5	1	-57,607	81,109
5	2	-57,708	80,552
5	3	-57,814	79,926
5	4	-57,915	79,332
5	5	-58,001	78,763
7	1	-57,269	63,076
7	2	-57,501	62,782
7	3	-57,701	62,469
7	4	-57,904	62,189
7	5	-58,106	61,907

Table 2.2. Positon calculée des OBS des profils 1,2,4,5 et 7

Chapitre 3. Méthodes: Traitement et Analyse des données sismiques

3.1. Introduction

Dans ce chapitre, les méthodes utilisées pour traiter et modéliser les données sont présentées de façon générale. L'application de ces méthodes aux données KeOBS sera détaillée dans la deuxième partie du mémoire. Cette présentation est illustrée par les exemples les plus caractéristiques relevés durant cette étude.

Les phases de traitement et de modélisation peuvent être subdivisées, dans le cadre de cette étude, en quatre étapes. La première étape, après quelques pré-traitements permettant d'améliorer de façon grossière le rapport signal sur bruit, consiste à représenter la section sismique et à procéder à une première interprétation qualitative des données (identification des principales arrivées sismiques (ondes réfléchies, réfractées,...) et association de chacune de ces arrivées à une unité géologique de la structure). Les règles pratiques (décalage des traces, gain d'amplitude en fonction de la distance,...) appliquées dans ce mémoire pour représenter les données sont indiquées dans le paragraphe 2 de ce chapitre. A l'issue de cette première phase d'interprétation, quelques traitements permettant de faciliter et d'optimiser l'identification des arrivées sont sélectionnés. La mise en oeuvre de ces traitements, décrite dans le paragraphe 2 de ce chapitre, constitue la deuxième étape de la démarche que nous avons adoptée. La troisième étape a consisté à définir un modèle 2D à partir de la modélisation des temps d'arrivée. La méthode utilisée est une méthode de tracé de rais classique auquel s'ajoute une inversion itérative au sens des moindres carrés des temps d'arrivée. L'utilisation pratique de cette méthode et ses avantages par rapport à une méthode de tracé de rais par essai-erreur sont décrits dans le paragraphe 3 de ce chapitre.

La modélisation 2D des temps d'arrivée ne permet pas toujours d'avoir une bonne contrainte sur certains paramètres de la loi de vitesse (gradients verticaux de vitesse par exemple). D'autre part, le modèle déduit de l'analyse 2D des temps d'arrivée décrit les propriétés moyennes, latéralement et verticalement, des grandes unités géologiques de la structure mais ne permet pas d'avoir une bonne résolution sur les caractéristiques de la structure de plus faible longueur d'onde (zone finement stratifiée, réflecteurs intra-crustaux et zones à faibles vitesses).

L'objectif de la modélisation directe par sismogrammes synthétiques utilisant la méthode de la réflectivité est de compléter la modélisation des temps d'arrivée par une meilleure contrainte des gradients verticaux et une meilleure résolution de certaines particularités structurales. Le paragraphe 4 de ce chapitre décrit quelques

aspects pratiques de l'algorithme de la réflectivité utilisé dans cette étude et dont la mise en oeuvre rationnelle conditionne l'efficacité de la méthode.

3.2. Représentation des données sismiques.

Lors de l'interprétation qualitative, les données sont représentées dans le domaine (x,t) où x représente la distance source-récepteur et t le temps de propagation (généralement réduit) entre l'instant du tir et l'instant de l'enregistrement. Une vitesse de réduction est appliquée à l'échelle des temps suivant la formulation classique:

$$tr = t - \frac{x}{V_r}$$

où tr est le temps réduit; t est le temps réel; x est la distance horizontal source-récepteur et V_r est la vitesse de réduction. En utilisant cet artifice, une onde se propageant à la vitesse V_r est représentée sur la section sismique par une hodochrone horizontale. Un gain linéaire ou quadratique est généralement appliqué aux amplitudes pour compenser les effets de l'atténuation géométrique suivant la formule:

$$a = a_0 \cdot x^{\text{exp}}$$

où a_0 est l'amplitude d'un échantillon d'une trace correspondant au tir situé à la distance x de l'OBS. exp est l'exposant du gain appliqué (1 ou 2). L'analyse spectrale des données pour optimiser les traitements fréquentiels est effectuée en représentant les données dans l'espace (x- ν) où ν est la fréquence temporelle alors que l'emploi de traitements multidimensionnels de type FK nécessite la représentation des données dans l'espace (ν - k) où ν est la fréquence temporelle et k est la fréquence spatiale ou nombre d'onde.

3.3- Traitement des données.

Divers traitements ont été appliqués pour faciliter les phases d'identification des arrivées sismiques et de modélisation. L'objectif de base de ces traitements est l'amélioration du rapport signal sur bruit qui conduit à une amélioration de la section sismique. Le deuxième objectif est de pouvoir séparer des arrivées sismiques, soit très proches les unes des autres en temps et par conséquent difficilement dissociables à cause de l'effet de source, soit interférant entre elles. Un troisième objectif est de pouvoir décrire les caractéristiques des données (contenu spectral, estimation de la signature de la source sismique) afin de pouvoir cerner les perspectives et les limites des modélisations ultérieures. Quelques exemples de ces applications sont présentés ci-dessous.

3.3.1. Pré-traitement des données: sous-échantillonnage du spectre dans le domaine des fréquences et des nombres d'onde.

L'enregistrement d'un OBS, en ce qui concerne les données KeOBS, représente approximativement 960 tirs de 2040 échantillons avec un pas d'échantillonnage de 10,008 ms. Cela représente une quantité de données importante occupant de l'espace disque (~10 Mo par OBS) et impliquant durant les phases de traitement des temps calcul relativement longs. L'utilisation d'un pas d'échantillonnage de 10 ms, si il est préférable lors de la visualisation des données pour améliorer la qualité de l'image sismique, ne s'imposait pas lors des phases de traitement. La figure 3.1 représente le spectre d'amplitude des données calculé sur la moyenne de quelques traces correspondant à des tirs effectués à proximité de l'OBS. La bande passante des données est limitée entre 5 et 15 Hz.

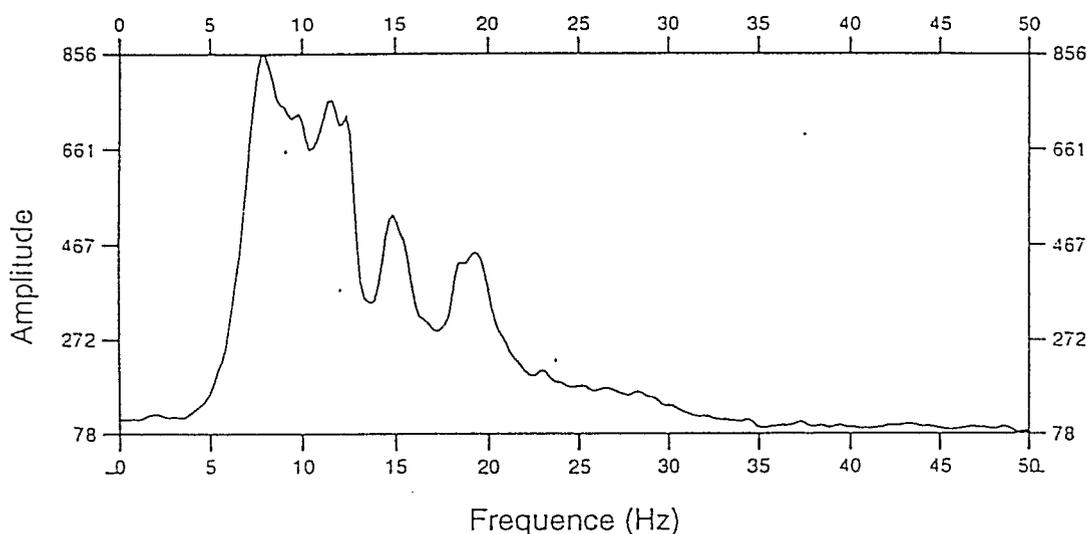


Figure 3.1. Spectre d'amplitude des données

Spectre d'amplitude calculé sur quelques traces enregistrées à proximité de l'OBS et sur une durée de 5,12 s. La bande passante est comprise entre 4 et 15 Hz.

Or, la fréquence maximale des signaux échantillonnés avec un pas de 10 ms est de 50 Hz. Il est dès lors possible de re-échantillonner les signaux avec un pas de 20 ms pour se ramener à une fréquence maximale de 25 Hz sans pour autant provoquer une perte d'information (Figure 3.2.a). Lors des phases de traitement nous avons travaillé sur des fichiers occupant deux fois moins de place que les fichiers originaux. A la fin des traitements, le signal était re-échantillonné avec un pas de 10 ms pour la phase de visualisation des données.

Pour des traitements lourds de type matriciel, nous avons dû sous-échantillonner le signal par un rapport 4 (c'est-à-dire que quatre fois moins de composantes fréquentielles sont conservées pour représenter le signal). La bande passante que l'on

désirait conserver étant située entre 5 et 15 Hz, un décalage du spectre de manière à placer la fréquence 5 Hz à l'origine de l'axe des fréquences est effectué en plus du sous-échantillonnage (Figure 3.2.b). Cela ne pose pas de problème pour tous les traitements effectués dans le domaine des fréquences. Par contre, ce type de manipulation nécessite systématiquement un sur-échantillonnage et un décalage dans le sens inverse du spectre avant de pouvoir visualiser les données dans le domaine du temps après le traitement (Figure 3.2.c).

De la même manière que l'on 'sous-échantillonne' le signal dans le domaine des fréquences temporelles, il est avantageux dans certains cas de 'sous-échantillonner' le spectre en nombre d'onde. Cette technique a été utilisée principalement à grande distance. Avec une vitesse de réduction de 8.0 km/s toutes les hodochrones de la section ont une pente relativement faible. Il est alors possible de sous-échantillonner le spectre des nombres d'onde (obtenu en effectuant une transformée de Fourier par rapport aux distances) avec un nombre d'échantillons deux à quatre fois moindre. Une même section sismique sera représentée par $\frac{n}{2}$ ou $\frac{n}{4}$ traces au lieu de n traces sans perte d'information étant entendu que l'on ne s'intéresse pas à des structures dont l'extension latérale est inférieure à 400 mètres ($\frac{n}{2}$ traces conservées) ou 800 mètres ($\frac{n}{4}$ traces conservées).

3.3.2. Amélioration du rapport signal sur bruit.

a. Filtrage fréquentiel.

Une façon simple et efficace d'améliorer le rapport signal sur bruit est d'appliquer des filtres passe-bande. Les caractéristiques du filtre sont établies à partir de l'analyse de la bande passante des signaux. Le spectre d'amplitude calculé sur quelques traces d'une durée de 5 secondes enregistrées à des distances source-récepteur faibles montre que la bande passante des signaux est limitée entre 5 et 15 Hz (Figure 3.1). Le spectre d'amplitude est estimé en multipliant la fonction d'autocorrélation par une fonction de Hanning élevée à une puissance donnée. Cette apodisation dans le domaine des temps correspond à un lissage du spectre d'amplitude dans le domaine des fréquences.

Remarque: Nous rappelons qu'une fonction de Hanning est définie par:

$$Ha_n(t) = 0,5 \cos(2\pi t/D)^n$$

où D est la durée de la trace sismique.

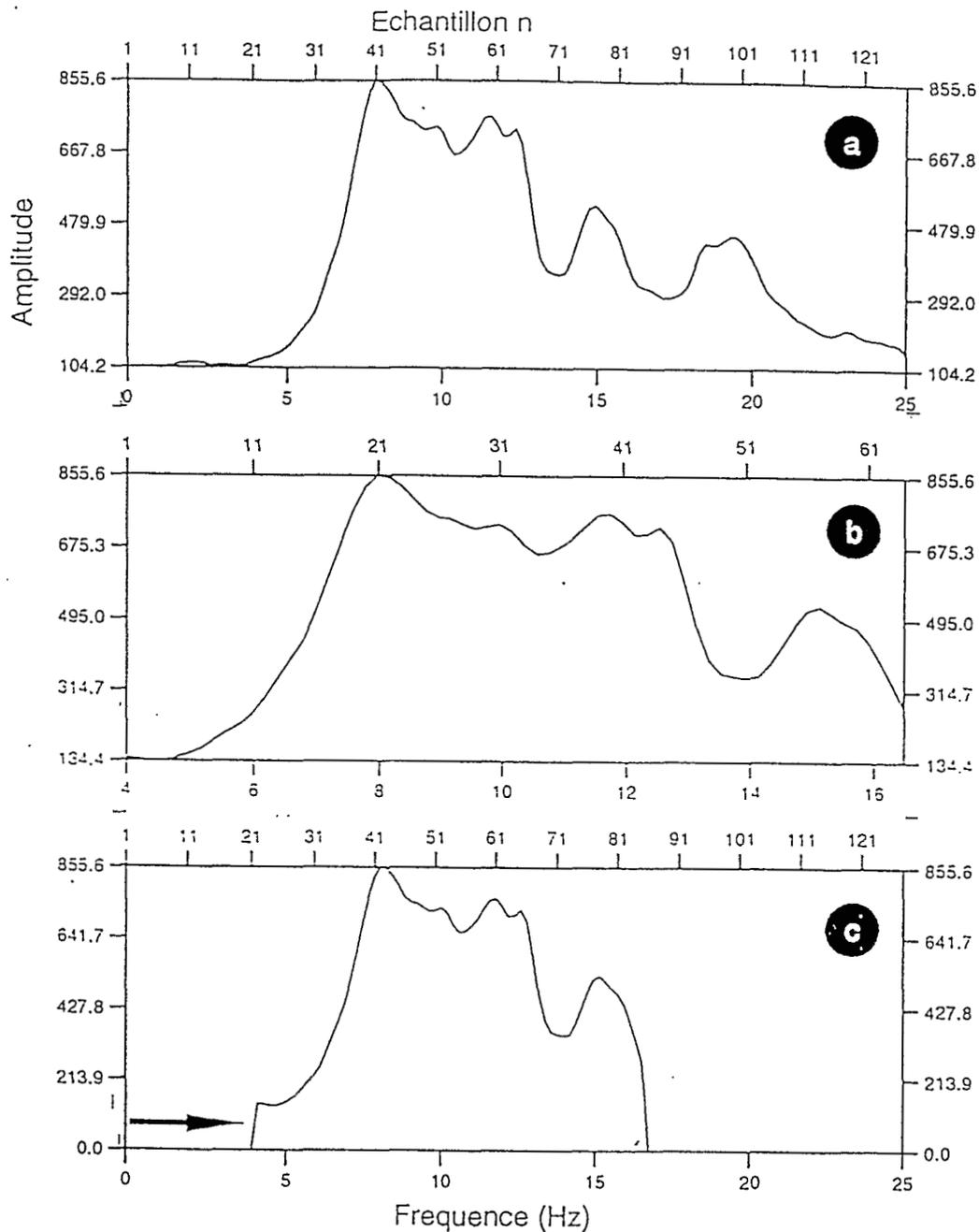


Figure 3.2.(a-c). Re-échantillonnage des signaux

L'axe horizontale supérieure est gradué en fonction du nombre d'échantillons et l'axe horizontale inférieure est gradué en fonction de la fréquence (a) Spectre d'amplitude de la trace sismique re-échantillonnée avec un pas de 20 ms. La fréquence maximale est maintenant de 25 Hz. (b) Spectre d'amplitude de la trace sismique représenté entre 4 et 17 Hz. L'origine de l'axe des fréquences est maintenant de 4 Hz. Le spectre d'amplitude a été translaté le long de l'axe des fréquences (c) Sur-échantillonnage et décalage dans le sens inverse du spectre d'amplitude. L'axe des fréquences est de nouveau gradué entre 0 et 25 Hz.

D'autre part, la fonction d'autocorrélation était calculée numériquement en utilisant la formule:

$$\Gamma(t) = \text{TFI} (F(v).F^*(v))$$

Un filtre Butterworth à deux pôles et à phase nulle a été utilisé d'une part pour préserver la phase des signaux et d'autre part pour s'affranchir des effets de bord inhérents à l'utilisation d'un filtre décrit par une porte rectangulaire (Figure 3.3).

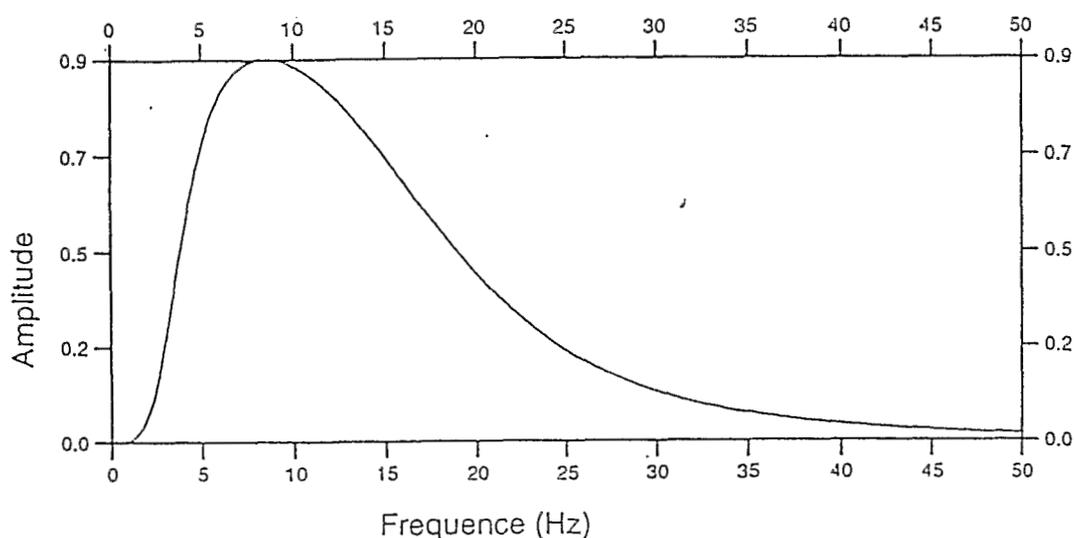


Figure 3.3. Spectre d'amplitude du filtre passe-bande Butterworth 2 pôles
La bande passante conservée est entre 4 et 15 Hz.

Lors de la phase d'interprétation qualitative et de modélisation des temps d'arrivée (nécessitant leur pointé), la bande passante conservée est comprise entre 5 et 15 Hz. Lors de la modélisation des amplitudes, une bande passante plus large a parfois été conservée (5-25 Hz) pour préserver les caractéristiques spectrales des données. L'amélioration du rapport signal sur bruit est illustrée par la figure 3.5.(a-c) montrant successivement une section brute, la section filtrée correspondante et la section bruit correspondant à la section brute moins la section filtrée. Après chaque traitement, il a été systématiquement vérifié qu'il n'avait pas induit une perte d'information significative en visualisant la section bruit.

b. Filtrage en K et FK.

Le deuxième type de filtre utilisé pour améliorer le rapport signal sur bruit est le filtre en k ou FK (f indique la fréquence dans cette notation). Ces filtres ont été utilisés pour améliorer le rapport signal sur bruit à grande distance en éliminant les multiples de l'onde dans l'eau issus de tirs précédents (Nakamura et al., 1987;

Holbrook et al., 1992). Sur l'enregistrement de l'OBS 5 du profil 4, les multiples de l'onde dans l'eau provenant des tirs précédents avec une vitesse apparente de 1,5 km/s masquent les signaux issus de la croûte inférieure et du manteau supérieur aux distances > 120 km (Figure 3.5.b). Ces multiples apparaissent également sur le spectre FK (Figure 3.4.a).

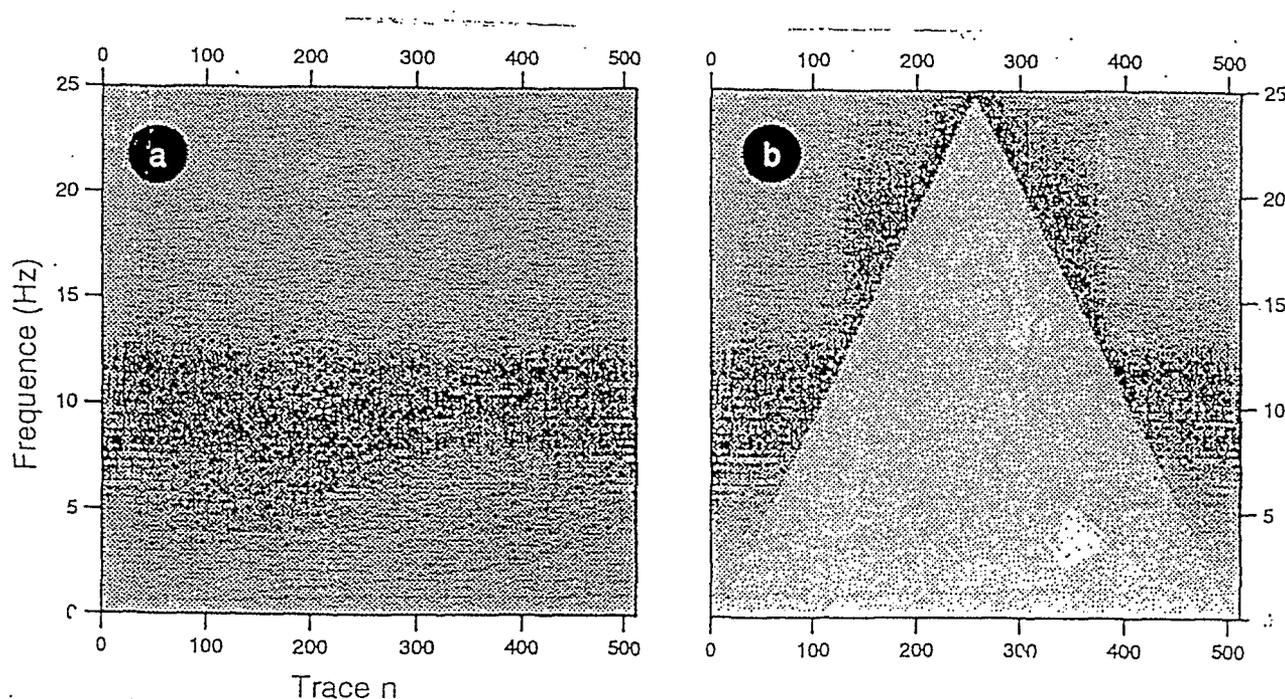


Figure 3.4. Spectre FK avant (a) et après (b) filtrage

Spectre FK avant (a) et après (b) filtrage de la section de la Figure 3.4.b

Comme la vitesse apparente de ces multiples est très différente de celle des ondes enregistrées à ces distances source-récepteur, il est aisé de diminuer leur amplitude en utilisant un filtre FK (Figure 3.5.(d-f)). Cependant, en raison de leur pente sur la section sismique et des variations de la vitesse du bateau lors de l'acquisition, ces multiples ne sont pas parfaitement corrélés d'un tir à l'autre si bien qu'un filtre FK n'est pas assez efficace pour les éliminer complètement (Holbrook et al., 1994).

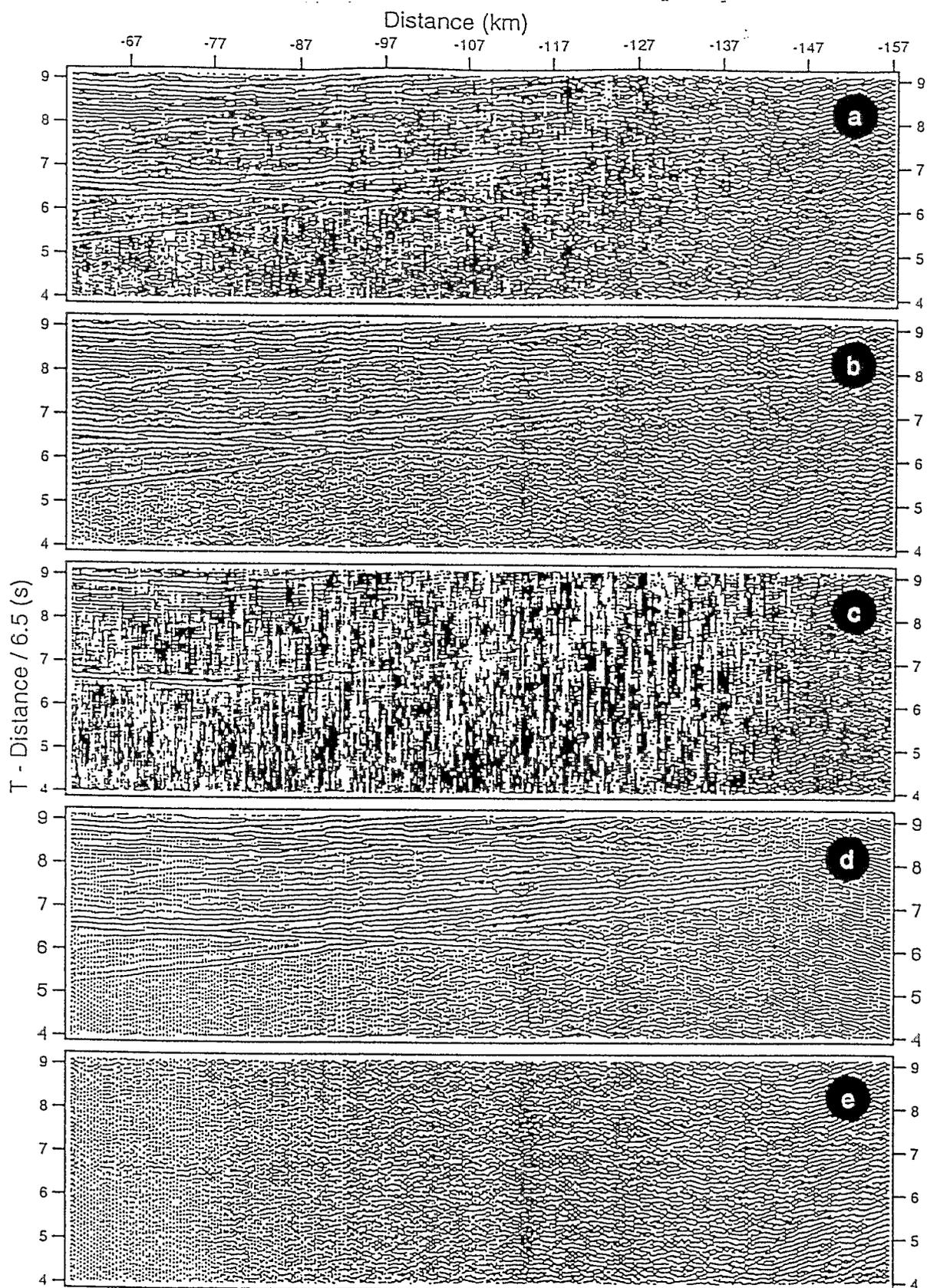


Figure 3.5.(a-e). Filtrages fréquentiel et FK

(a). Section brute. (b). Section après filtrage fréquentiel passe-bande entre 4 et 15 Hz. (c). Bruit éliminé par le filtrage passe-bande. (d). Section après filtrage FK. (e) Bruit éliminé par le filtrage FK.

3.3.3. Identification et séparation des ondes.

a. Déconvolution spectrale (ou blanchiment)

La déconvolution spectrale causale a été utilisée pour faciliter l'identification des ondes et rendre plus précis le pointé des temps d'arrivée.

L'opérateur de déconvolution utilisé est le suivant:

$$D(\nu) = \left| F_S(\nu) \right| e^{j \text{TH}[\text{Log}(\left| F(\nu) \right|)]}$$

$$\text{où } \left| F_S(\nu) \right| = \left| \text{TF}(\Gamma.Ha) \right| + \text{Max}(\left| \text{TF}(\Gamma.Ha) \right|).C$$

où C est une constante fournie par l'utilisateur (typiquement 0,01).

Ce traitement a tout d'abord été appliqué pour faciliter le pointé des ondes réfléchies enregistrées en deuxième arrivée dans la couverture sédimentaire et au toit du socle (Figure 3.6). Avant de procéder à la déconvolution, un décalage statique hyperbolique a été appliqué à l'onde dans l'eau en utilisant ses temps d'arrivée théoriques:

$$T_w = \frac{1}{V_w} (h^2 + x^2)^{0,5}$$

où T_w est le temps d'arrivée, V_w est la vitesse de propagation dans l'eau, h est la profondeur d'eau et x est la distance horizontale entre l'OBS et le tir. Cette mise à plat de l'onde dans l'eau est effectuée pour améliorer la cohérence des réflexions aux distances faibles (Figure 3.6.b). La section déconvoluée est montrée sur la figure 3.6.c. Dans le cas où l'on dispose d'un profil de sismique vertical sur le profil de sismique grand-angle, il est possible de confronter l'interprétation des réflecteurs sur les deux images sismiques en utilisant les temps d'arrivée des ondes à incidence verticale sur le profil de sismique grand-angle (Figure 3.7).

Cette déconvolution a également été utilisée pour estimer la signature de la source. Pour cela, nous calculons l'opérateur de déconvolution moyen calculé sur quelques traces enregistrées à proximité de la verticale de l'OBS et sur une durée de 0,64 s (Figure 3.6.b). La transformée de Fourier inverse de cet opérateur fournit une ondelette causale représentant le signal source et que nous avons utilisé lors de la modélisation par sismogrammes synthétiques (Cf. paragraphe 4.) (Figure 3.8).

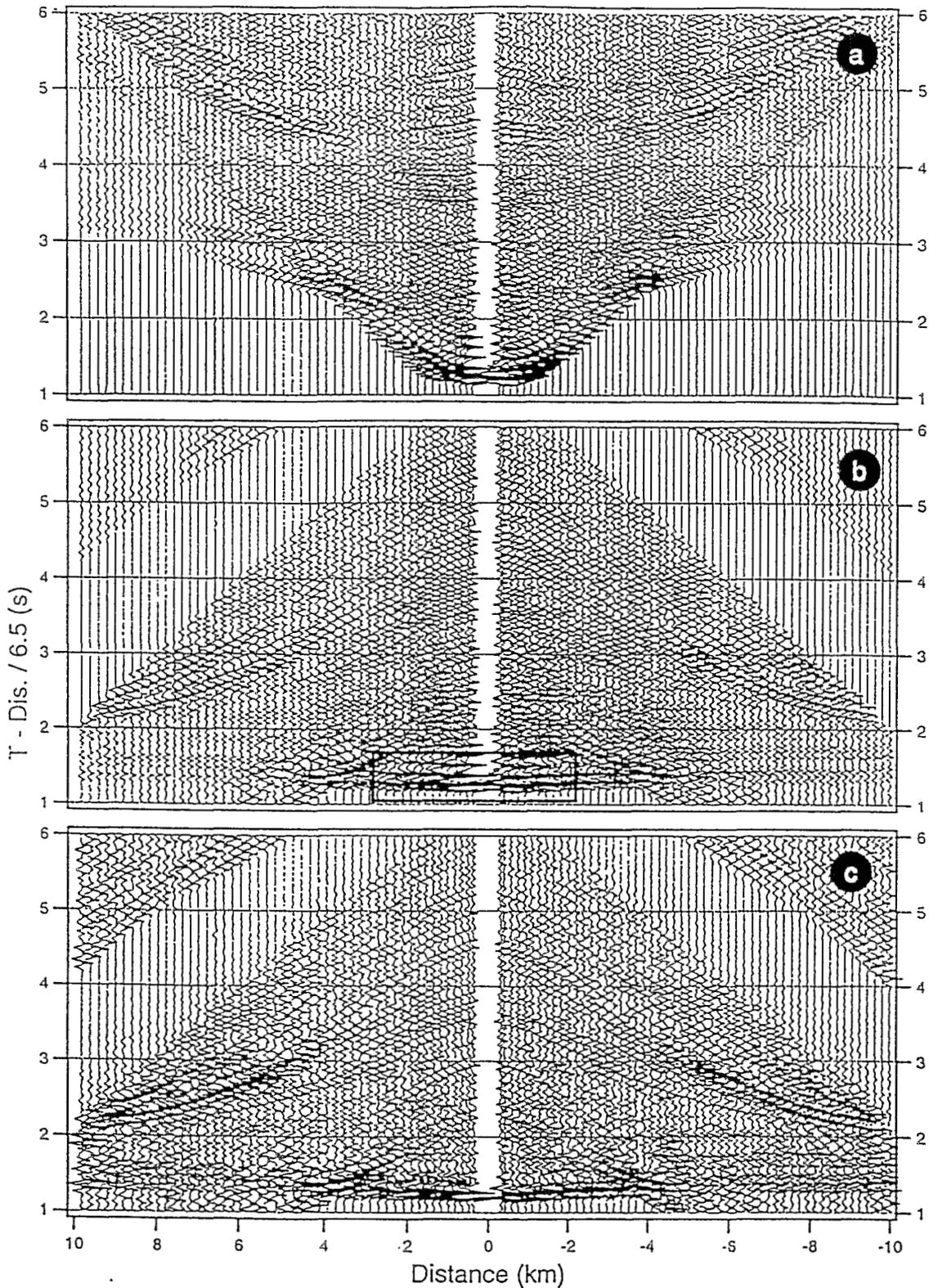


Figure 3.6.(a-c). Déconvolution des traces à proximité de l'OBS

Déconvolution des traces sismiques à proximité de l'OBS après décalage hyperbolique en temps pour mettre à plat l'onde dans l'eau. (a) Section initiale. (b). Section après décalage hyperbolique. La fenêtre décrit les traces utilisées pour estimer la signature de la source sismique. (c) Section après déconvolution. La déconvolution causale est appliquée trace par trace. L'exposant de la fonction de Hanning pondérant les fonctions d'autocorrélation est égal à 2.

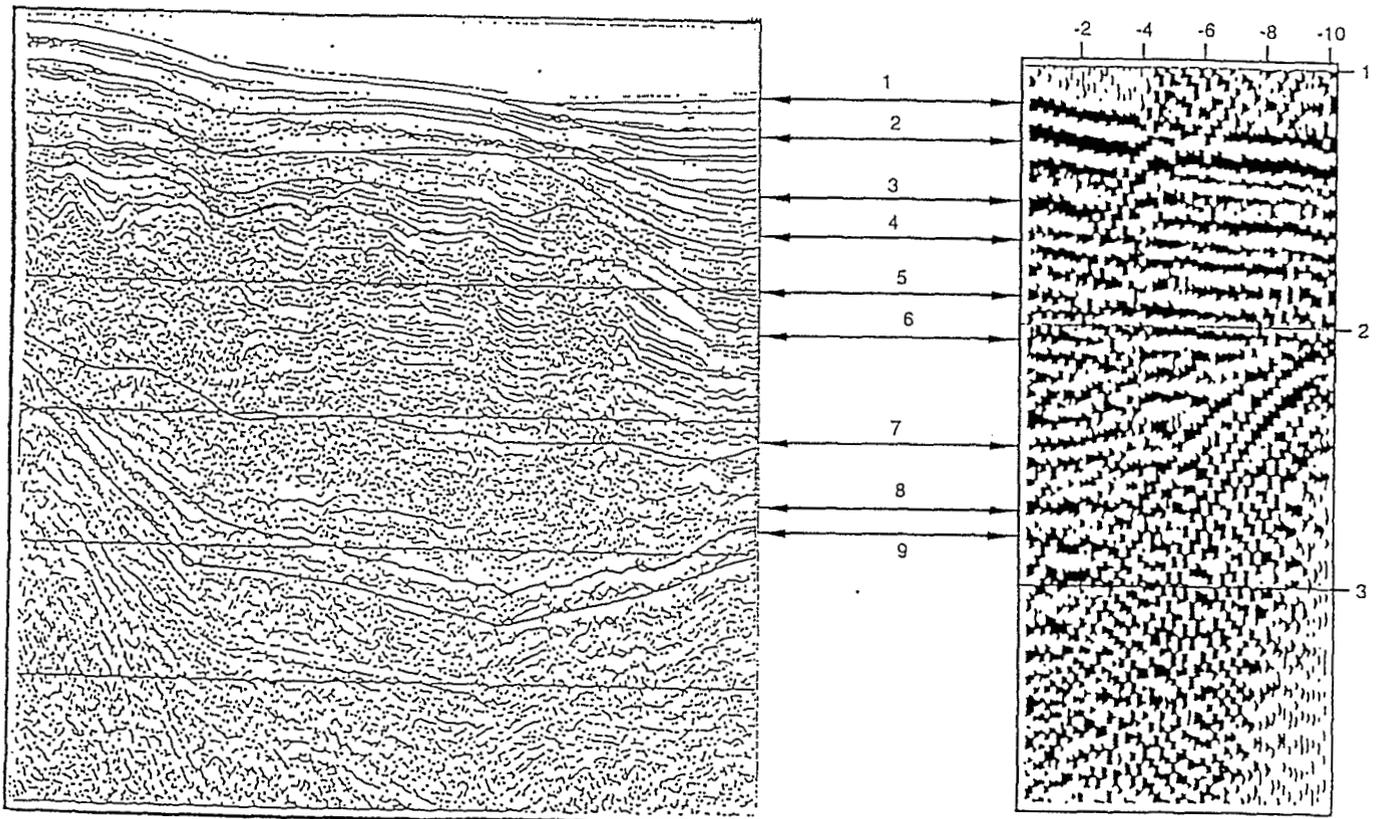


Figure 3.7. Corrélation entre les données de multitrace et de réfraction

Identification comparée des réflecteurs dans les sédiments et le socle à partir d'une section de sismique grand-angle et de sismique verticale. La section de gauche représente un extrait du profil sismique RS02-24 dans le bassin de Raggatt le long du profil 5 de la campagne KeOBS. L'interprétation de cette section est d'après Fezga (1991). La section de droite représente la section enregistrée par l'OBS 4 du profil 5 après mise à plat de l'onde dans l'eau et déconvolution. Les indices 1,2,3,4,5,6,7,8,9 marquent le toit des séquences NQ1, PN1, P2, PP1, P1, K3, K2, K1 et SA (socle acoustique)(Voir Fezga (1991) pour l'interprétation de ces séquences). A noter la dégradation de la correspondance pour les événements profonds.

L'intérêt de la déconvolution de nos données est également illustré par la déconvolution des données au voisinage de l'intersection de l'onde réfractée dans le socle basaltique et dans la croûte inférieure (Figure 3.9). La déconvolution facilite la localisation du "point de brisure" entre les deux hodochrones représentant le socle et la croûte inférieure en diminuant l'effet de source à la triplication de la courbe des temps d'arrivée. Ce traitement a été également appliqué avant le pointé de la PmP sur les profils du sud dans la mesure où cette onde était caractérisée par un long train d'onde et interférait avec d'autres arrivées (Figure 3.10).

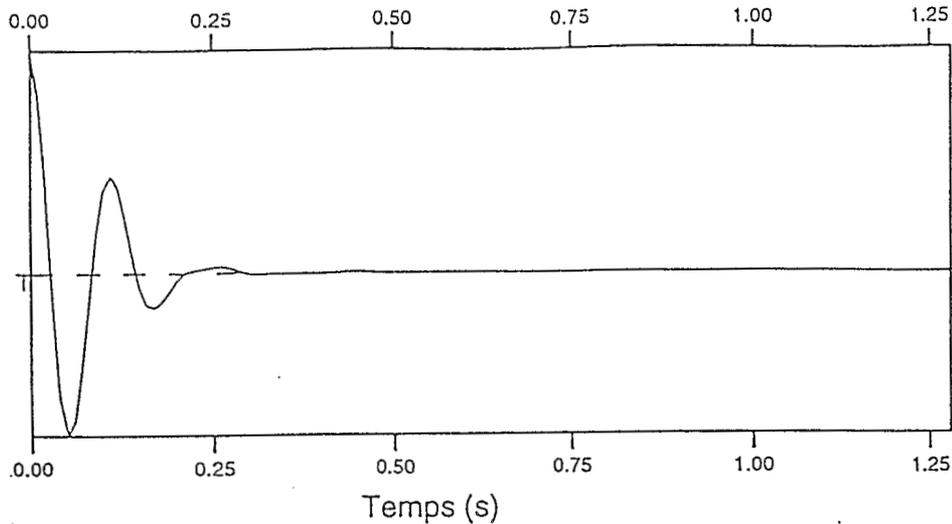


Figure 3.8. Signature de la source sismique

Estimation de la signature de la source à partir de la déconvolution des traces fenêtrées sur la Figure 3.6.b.

b. Filtrage matriciel (SMF: Spectral Matrix Filtering).

Ce filtrage fréquentiel matriciel utilise les propriétés de la matrice spectrale constituée par les fonctions d'intercorrélations entre les traces dans le domaine des fréquences (Mari & Glangeaud, 1990).

Si l'on considère une section sismique constituée de n traces, $f_i(t)$ avec $i=1,n$. Soit $F_i(v)$ la transformée de Fourier de la fonction $f_i(t)$.

La matrice spectrale est définie par:

$$S_{i,j}(v) = F_i(v) \cdot F_j^*(v)$$

Deux moyennes, l'une en fréquence l'autre en distance, sont appliquées à cette matrice singulière pour permettre sa diagonalisation.

La moyenne en distance sur m traces est appliquée en recalculant les termes de la matrice suivant:

$$M_{d,i,j}(v) = \frac{1}{2m+1} \sum_{k=-m}^m S_{i+k,j+k}(v)$$

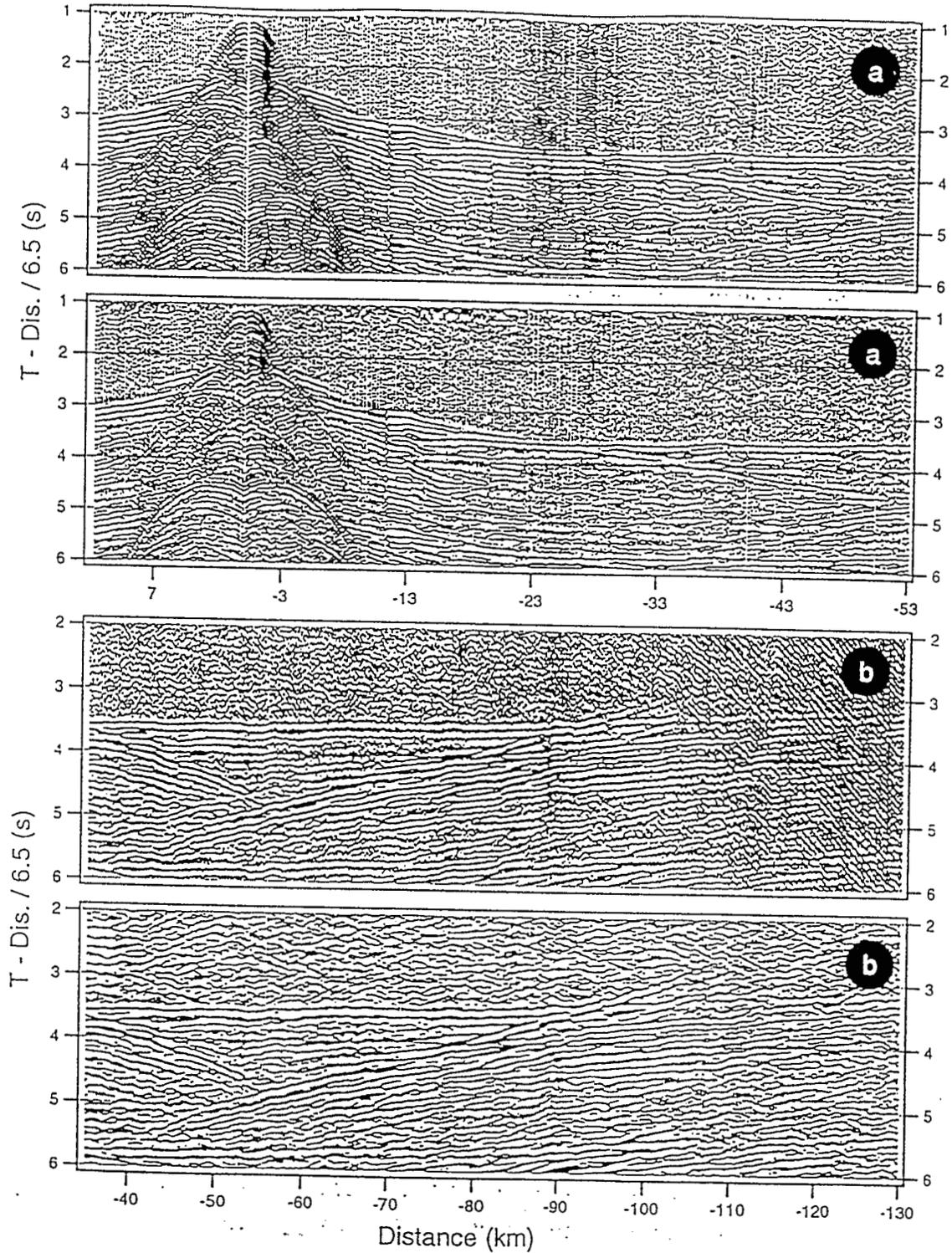


Figure 3.9. (a-b). Exemple de déconvolution

Déconvolution des traces à proximité de la distance critique entre l'onde réfractée dans le socle basaltique et l'onde réfractée dans la croûte inférieure. (a) Section avant blanchiment. (b) Section après blanchiment et filtrage passe-bande (4-15 Hz).

Figure 3.10.(a-b). Exemple de déconvolution de l'onde PmP

(a) Section brute (b) section après déconvolution et filtrage FK.

La moyenne en fréquence est appliquée en pondérant les fonctions d'intercorrélation par une fonction de Hanning élevée à une puissance donnée; Cette moyenne est d'autant plus élevée que l'exposant de la fonction de Hanning est élevé:

$$M_{dvi,j} = \text{TF}(\text{TFI}(M_{dij}(v)).\text{Ha}_n(t))$$

La diagonalisation de la matrice spectrale permet de calculer ses valeurs propres $\lambda_i(v)$ (Figure 3.11.a) et ses vecteurs propres normalisés $V_{e_{i,j}}(v)$ (Figure 3.11.c).

Le principe de ce traitement consiste à séparer un espace signal (Figure 3.11.d) d'un espace bruit (Figure 3.11.e) en projetant les données initiales (Figure 3.11.b) sur le ou les premiers vecteurs propres de la matrice spectrale (Figure 3.11.c) (c'est-à-dire sur les vecteurs propres auxquels sont associées les valeurs propres ayant les amplitudes les plus fortes).

La projection orthogonale des données initiales $F_i(v)$ sur le vecteur propre k correspondant est définie par:

$$ES_{ik}(v) = \left[\sum_{j=1}^{n-m} F_j(v) \cdot V_{e_{k,j}}^* \right] \cdot V_{e_{k,i}}(v)$$

L'utilisateur décide lui même le nombre de vecteurs propres sur lesquels les données doivent être projetées pour constituer l'espace signal.

La vocation de ce traitement peut être d'améliorer le rapport signal sur bruit sans procéder à une séparation d'ondes. Dans ce cas, une moyenne en fréquence faible est généralement utilisée et l'espace signal est définie par la projection des données initiales sur plusieurs vecteurs propres (dépendant du nombre d'ondes sur la section). La deuxième vocation de ce traitement est de séparer les ondes entre elles. Dans ce cas, l'espace signal, obtenu par projection des données sur le premier vecteur propre, ne contient que l'onde à séparer alors que l'espace bruit contient le bruit blanc ainsi que les autres ondes traitées comme du bruit. Il est à noter que l'utilisation de cette deuxième démarche nécessite au préalable une mise à plat de l'onde à séparer et l'utilisation d'une moyenne en fréquence forte. Dans le cadre de cette étude, nous avons utiliser le filtrage matriciel pour séparer l'onde PmP sur les profils sismiques du domaine sud du plateau (Cf. Chapitre 6) et pour faciliter l'identification du premier multiple de la Pn sur un profil du nord (Cf. Chapitre 5).

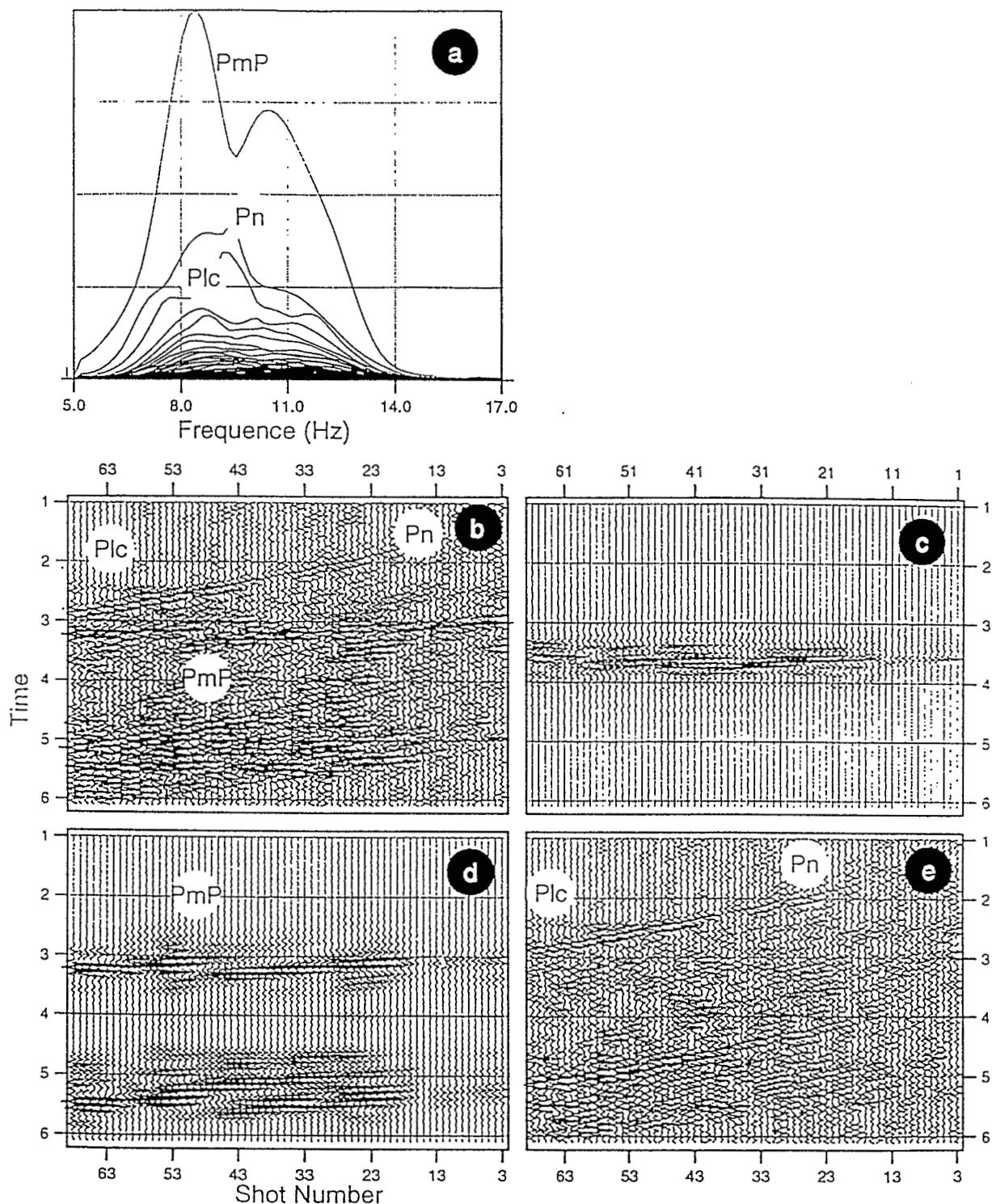


Figure 3.11. (a-e). Exemple d'application du filtrage matriciel

(a) Calcul des valeurs propres de la matrice spectrale. La valeur propre dominante correspond à la PmP. (b) Calcul du premier vecteur propre de la matrice spectrale. (c) Section initiale. (d) Projection orthogonale des données brutes sur le premier vecteur propre. Cette projection constitue l'espace signal. Celui-ci est constitué par la PmP et son multiple. (e) Espace bruit correspondant à la projection des données brutes sur le reste des vecteurs propres.

3.4- Inversion itérative 2D des temps d'arrivée aux moindres carrés.

La modélisation 2D des temps d'arrivée a été effectuée en utilisant la méthode d'inversion itérative au sens des moindres carrés de Zelt & Smith (1992). Cette méthode consiste à effectuer un tracé de rais classique dans un modèle 2D initial pendant lequel sont calculées les dérivées partielles des temps d'arrivée par rapport aux paramètres du modèle. Dans un deuxième temps, les temps d'arrivée sont inversés et les paramètres du modèle sont perturbés de manière à minimiser l'écart entre les temps d'arrivée observés et calculés au sens des moindres carrés suivant le formalisme:

$$\Delta m = (A^t C_t^{-1} A + D C_m^{-1})^{-1} A^t C_t^{-1} \Delta t \quad \text{équation 7, Zelt \& Smith (1992)}$$

où C_t et C_m sont les matrices de covariance estimées pour les temps d'arrivée observés et les paramètres du modèle et D est la valeur de l'amortissement. Ces matrices diagonales sont définies par:

$$C_t = \text{diag}\{\text{unc}_t^2\} \quad \text{et} \quad C_m = \text{diag}\{\text{unc}_m^2\}$$

où unc_t et unc_m sont les incertitudes estimées par l'utilisateur sur les temps d'arrivée observés et sur les paramètres du modèle (profondeurs et vitesses).

Cette démarche menée en deux étapes (tracé de rais puis inversion des temps d'arrivée avec perturbation du modèle) permet à l'utilisateur de vérifier après chaque itération la convergence de l'inversion et de modifier si ce n'est pas le cas les paramètres d'entrée fournis avant l'inversion (nombre de paramètres du modèle, amortissement, incertitudes a priori des paramètres,...).

Le modèle 2D est décrit par trois grilles de points décrivant les interfaces, les vitesses au sommet et à la base des couches. L'utilisateur définit les paramètres du modèle (profondeurs et/ou vitesses) devant être recalculés lors de l'inversion des temps d'arrivée observés et le trajet des rais dans le modèle correspondant aux temps d'arrivée observés inversés. La valeur a priori des incertitudes sur les profondeurs et les vitesses définit le poids relatif accordé à ces deux paramètres par l'inversion. L'utilisateur règle l'"intensité" des perturbations à chaque itération appliquées aux paramètres du modèle en fixant la valeur de l'amortissement D . Les incertitudes a priori sur les temps d'arrivée observés utilisés étaient de 0,05 s (correspondant à une demi-période pour une fréquence de 10 Hz) pour les arrivées crustales et de 0,1 s pour la PmP enregistrée en seconde arrivée.

Durant chaque tracé de rais, l'écart quadratique moyen RMS et la valeur du χ^2 sont calculées et le nombre de temps d'arrivée observés utilisés pour calculer les dérivés partielles est indiqué. Ces trois paramètres ainsi que la résolution des paramètres du modèle conditionnent le critère d'arrêt des itérations. Le meilleur modèle est celui qui permet de calculer la RMS la plus faible possible ou le χ^2 le plus proche de 1 possible tout en ayant une bonne résolution sur chaque paramètre du modèle et de tracer un rai sur chaque temps d'arrivée observé. La résolution des paramètres du modèle est fournie par les éléments diagonaux de la matrice:

$$R=(A^T C_t^{-1} A + D C_m^{-1})^{-1} A^T C_t^{-1} A \quad \text{equation 8, Zelt \& Smith (1992)}$$

Ces valeurs comprises entre zéro et un représentent le niveau de contrainte apporté par le tracé de rais sur l'estimation du paramètre. Par exemple, les paramètres décrivant une partie du modèle non traversée par les rais auront une résolution nulle et ne pourront pas être calculés durant l'inversion. Cela est d'ailleurs souvent le cas pour les bords du modèle. Une condition implicite est également que le modèle soit réaliste géologiquement c'est-à-dire qu'il n'ait pas de variations latérales fortes correspondant à des artefacts de modélisation.

La valeur du χ^2 mesure la correspondance entre temps d'arrivée observés et calculés dans la limite de l'incertitude assignée aux temps d'arrivée observés. Une valeur du χ^2 égal à 1 signifie que la correspondance entre les temps d'arrivée observés et calculés est atteinte dans la limite de l'incertitude assignée aux temps d'arrivée observés. Une valeur de $\chi^2 > 1$ peut signifier que le modèle est insuffisamment paramétré pour modéliser des variations latérales de faible longueur d'onde dans le modèle. Au contraire, une valeur de χ^2 très inférieure à 1 peut indiquer que le modèle est surparamétré au détriment de la résolution des paramètres ou que les valeurs d'incertitude assignées aux temps d'arrivée observés sont surestimées.

L'efficacité de l'inversion dépend fortement du paramétrage du modèle. 'Surparamétrer' le modèle peut permettre de diminuer la RMS au détriment de la résolution des paramètres et par conséquent de la confiance que l'on peut avoir dans le modèle. Par exemple, l'inversion aura tendance à créer le long d'une interface des variations géométriques de faible longueur d'onde ou des variations latérales de vitesse correspondant à des artefacts de modélisation pour assurer la correspondance des temps d'arrivée observés et calculés.

L'intérêt principal de cette méthode par rapport à une modélisation par essai-erreur est que les temps d'arrivée enregistrés par chaque OBS du profil sont inversés simultanément ce qui représente un gain de temps énorme par rapport à une

démarche de modélisation directe. Ce temps gagné peut être investi d'une part pour tester plusieurs types de modèles géologiques (avec différentes subdivisions en couches ou différents paramétrages du modèle) et ainsi éprouver l'unicité de la solution. D'autre part, la solution finale est celle qui minimise l'erreur sur les temps d'arrivée (quantifiée par le calcul de la RMS ou du χ^2) au sens des moindres carrés. Enfin, ce programme permet d'estimer l'incertitude et la résolution absolue de chaque paramètre du modèle.

Globalement, nous avons suivi la démarche décrite par Zelt & Smith (1992) pour effectuer l'inversion de la structure. Le modèle initial était défini par les grandes unités de la structure (couverture sédimentaire, socle, croûte inférieure et manteau supérieur) sans tenir compte de particularités structurales non corrélées d'une section à l'autre. Le modèle 2D est calculé durant l'inversion couche par couche du haut vers le bas de la structure. Dans la plupart des cas, les temps d'arrivée des ondes réfléchies au sommet d'une couche (quand ils sont observés) et des ondes réfractées dans cette couche sont utilisées pour calculer les paramètres de cette couche (interface supérieure et vitesses). Concernant le choix des paramètres à inverser, nous avons été confrontés à trois cas de figure (Figure 3.12):

- Dans le cas le plus favorable, la profondeur de l'interface, les vitesses au sommet et à la base de la couche étaient inversées simultanément en incluant des variations latérales de vitesse. Cette démarche est possible lorsque les temps d'arrivée sont observés sur une fourchette de distances suffisamment élevée, que la couche est relativement homogène latéralement et que le gradient est suffisamment élevé pour être résolu par l'inversion (Figure 3.12.a).

- Dans le cas où l'inversion est instable avec ce paramétrage mais que l'interface ne présente pas de variations de trop faible longueur d'onde, l'inversion était menée en deux étapes :

- Dans un premier temps, les paramètres à inverser sont la profondeur de l'interface et les vitesses au sommet de la couche alors que le gradient était maintenu fixe dans la couche. Ce gradient était estimé d'après une connaissance géologique a priori de la structure, d'après l'analyse qualitative des amplitudes ou d'après les résultats d'une modélisation directe antérieure (Figure 3.12.b).

- Si le résultat de l'inversion ne mettait pas en évidence de grosses variations latérales de vitesse au sommet de la couche, le modèle était reparamétré sans variation latérale de vitesse mais en incluant l'inversion de la vitesse à la base de la couche. Dans ce cas, l'inversion était stabilisée par la diminution du nombre de

paramètres à inverser. L'intérêt de cette démarche est de quantifier la valeur moyenne du gradient dans la couche et de définir une vitesse moyenne au sommet et à la base de la couche. Elle permet par conséquent d'approcher un modèle 1D utilisé comme modèle initial lors de la modélisation ultérieure des amplitudes (Figure 3.12.c).

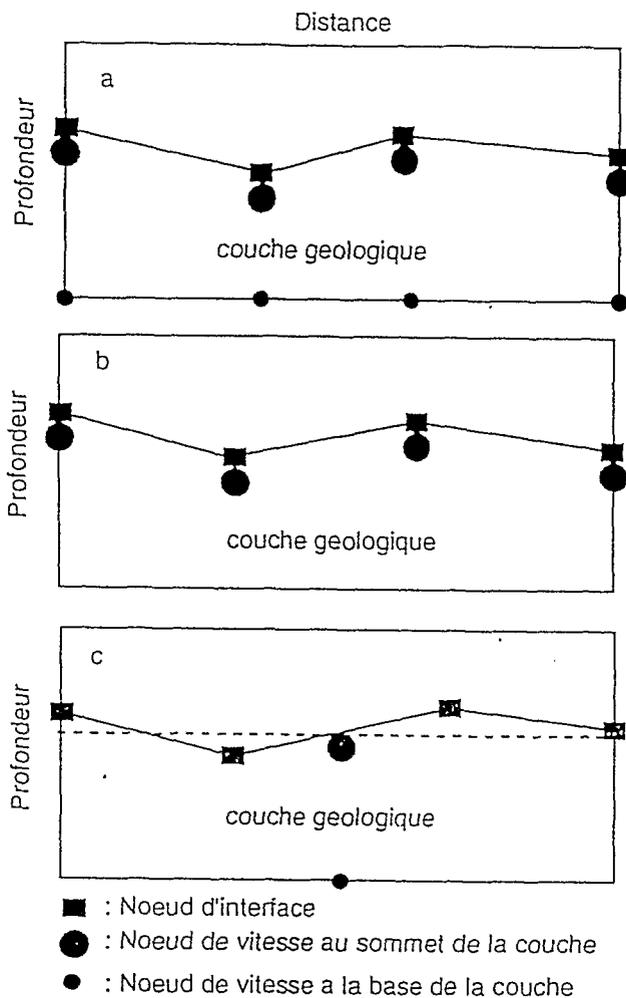


Figure 3.12. (a-c). Représentation schématique de trois 'stratégies' d'inversion des temps d'arrivée

(a). Cas idéal: l'interface et les vitesses au sommet et à la base de la couche sont paramétrées avec des variations latérales. Tous ces paramètres sont calculés durant l'inversion. Cependant, l'inversion est rarement stable dans ce cas. (b). Dans ce cas, le gradient vertical de vitesse est maintenu fixe durant l'inversion. (c). Si les variations de vitesse latérales sont négligeables, les vitesses sont paramétrées par une seule valeur mais le gradient vertical de vitesse est maintenant calculé durant l'inversion.

- Le troisième cas de figure correspond au cas où l'interface est caractérisée par des variations de trop faible longueur d'onde pour être résolues par l'inversion. Dans ce cas, l'interface est paramétrée avec le plus de noeuds possibles permettant une bonne résolution des paramètres. Les vitesses au sommet et à la base de la couche sont paramétrées avec un seul noeud pour calculer leur valeur moyenne le long de

l'interface (Figure 3.13.a-b). Après l'inversion, des variations latérales de vitesses sont incorporées 'manuellement' le long de l'interface pour tenir compte des variations de profondeur du sommet de l'interface en utilisant la valeur moyenne du gradient calculée durant l'inversion (Figure 3.13.c). Par la suite, la modélisation était poursuivie de façon directe en affinant le paramétrage de l'interface pour essayer de modéliser plus finement la géométrie de l'interface.

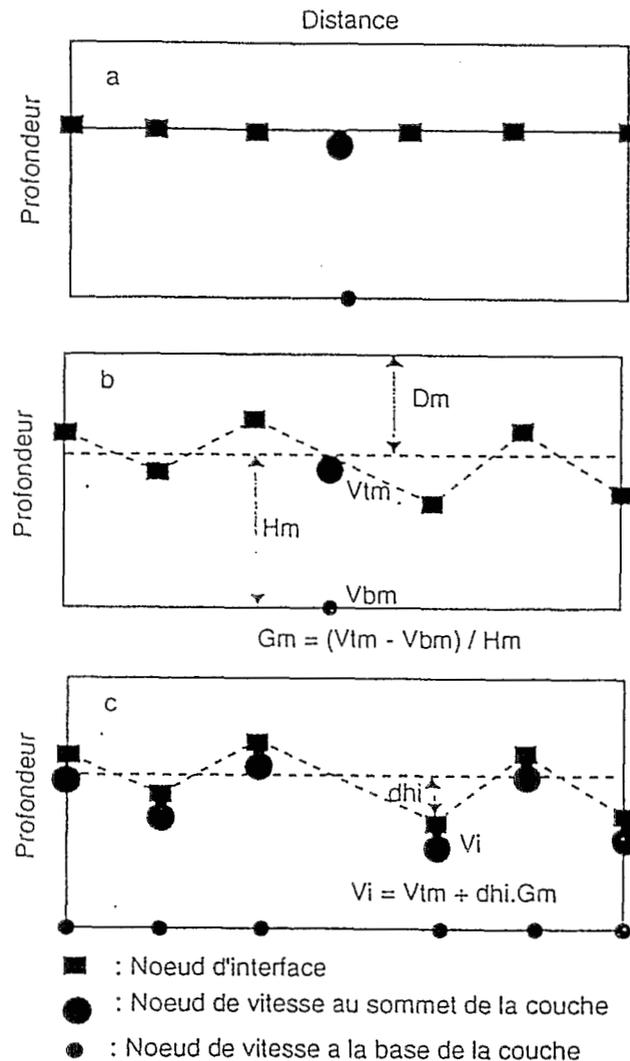


Figure 3.13 (a-c). Stratégie d'inversion pour une structure complexe

Illustration schématique de la stratégie d'inversion des temps d'arrivée dans le cas d'une structure affectée par des pendages de couches. (a) Les vitesses au sommet et à la base de la couche sont paramétrées avec une seule valeur. (b) La première étape consiste à effectuer une inversion dans le modèle sans variation latérale de vitesse pour calculer une vitesse et un gradient vertical de vitesse moyen dans la couche. L'inversion a mis en évidence des pendages à l'interface. (c) Dans une seconde étape, des variations latérales de vitesse sont incorporées dans le modèle en tenant compte des variations de profondeur de l'interface en utilisant le gradient moyen calculé lors de l'inversion.

Lorsque le pendage des couches est important et lorsque les gradients verticaux de vitesse sont relativement faibles, des rai s'émergeant à courte distance ne sont pas tracés alors qu'il existe des temps d'arrivée observés. Pour remédier à cette limite des tracés de rai, nous avons utilisé les temps d'arrivée de l'onde conique (se propageant en théorie le long de l'interface quelque soit sa géométrie) à courte distance quand des rai s réfractés ne pouvaient être tracés à ces distances. A courte distance, l'utilisation des temps d'arrivée de l'onde conique, qui constituent une bonne approximation des temps d'arrivée de l'onde réfractée, permet d'améliorer la résolution sur la géométrie de l'interface (Figure 3.14). Cette démarche méthodologique s'inspire de celle décrite par Zelt & Forsyth (1994).

Analyse des incertitudes

L'incertitude sur la mesure d'un paramètre du modèle a été estimée en s'inspirant de la stratégie décrite par Zelt & Smith (1992) et Holbrook et al. (1994) Pour estimer l'incertitude entachant la mesure d'un paramètre, sa valeur était perturbée dans le modèle final d'une certaine quantité. Ensuite, l'inversion était de nouveau effectuée mais en maintenant fixe ce paramètre, les autres paramètres impliqués dans l'inversion initiale étant libres de varier. L'incertitude est donnée par la différence entre la valeur du paramètre permettant de minimiser l'erreur et la valeur du paramètre pour lequel le tracé de rai s ne permet plus de tracer des rai s sur chaque temps d'arrivée observé et de calculer une valeur de RMS ou de χ^2 du même ordre de grandeur que celle calculée pour le modèle final.

L'étude d'incertitude déduite de l'analyse des temps d'arrivée était complétée par la modélisation simultanée des courbes d'amplitude maximale en fonction de la distance (Zelt & Forsyth, 1994). Les amplitudes en fonction de la distance sont calculées pendant le tracé de rai s en utilisant la théorie asymptotique des rai s à l'ordre zéro pour les ondes réfractées et à l'ordre un pour les ondes coniques (Zelt & Ellis, 1988). Les amplitudes observées étaient mesurées dans une fenêtre de courte durée centrée sur l'arrivée à modéliser en recherchant son amplitude maximale. L'utilisation simultanée des temps d'arrivée et des amplitudes permet de diminuer la valeur de l'incertitude associée au paramètre. Cette étude de l'incertitude a surtout été appliquée au gradient vertical de vitesse dans la croûte inférieure des domaines nord et sud du plateau et dans la couche 3 océanique du bassin d'Enderby pour avoir une estimation précise des vitesses à la base de la croûte.

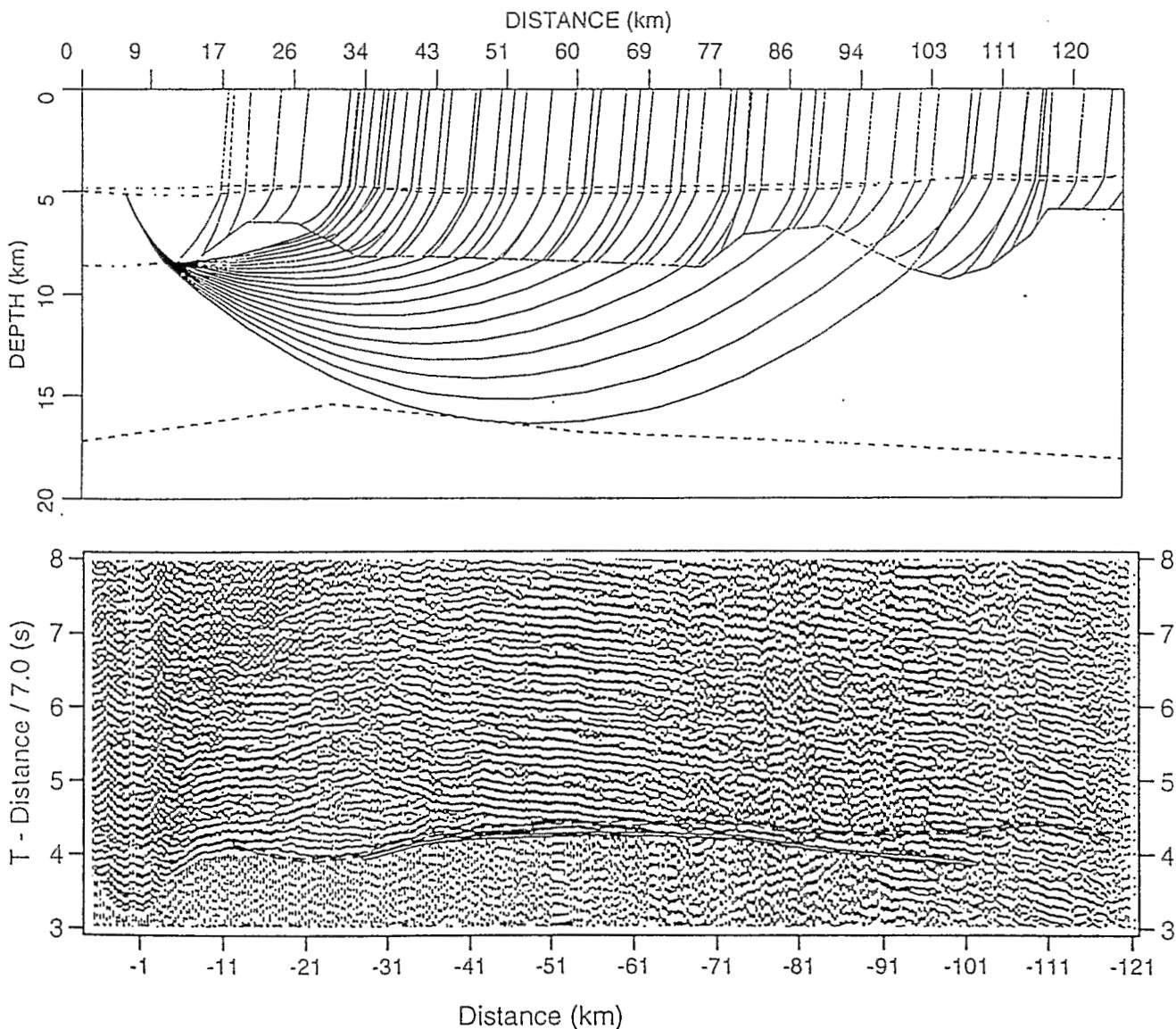


Figure 3.14. Utilisation de l'onde conique

Utilisation de l'onde conique lors de l'inversion des temps d'arrivée dans le cas d'une couche caractérisée par une interface complexe. (a) Tracé de rais dans le modèle. L'onde conique (se propageant le long de l'interface) et l'onde réfractée dans la couche sont calculées simultanément. Aucun rai réfracté n'émerge à courte distance créant une zone d'ombre dans le modèle; (b) Courbes des temps d'arrivée correspondantes superposées sur les données. La courbe en tirés représente l'onde conique et la courbe en trait continu l'onde réfractée. A courte distance (< 25 km par rapport à l'OBS), les temps d'arrivée de l'onde conique sont inversés pour contraindre la géométrie complexe de l'interface et la vitesse au sommet de la couche. A grande distance (> 33 km par rapport à l'OBS), les temps d'arrivée de l'onde réfractée dans la couche sont inversés pour calculer l'interface, la vitesse au sommet de la couche et le gradient vertical de vitesse dans la couche. Aux distances > 40 km par rapport à l'OBS, les temps d'arrivée de l'onde conique ne représentent plus une bonne approximation des temps d'arrivée observés de l'onde réfractée dans la couche.

Précision de la méthode

La méthode est relativement imprécise lorsqu'un gradient vertical de vitesse élevé est présent dans une couche. L'inversion aura tendance à calculer un modèle de vitesse permettant la correspondance des temps d'arrivée observés et calculés dans la limite de l'incertitude assignée aux temps d'arrivée observés sans forcément décrire la courbe moyenne de l'hodochrone. Cela peut conduire à une sous-estimation ou à une surestimation de la vitesse au sommet de la couche et/ou de la vitesse à la base de la couche. Cette erreur sur l'estimation des vitesses se propage vers le bas du modèle lors de l'estimation de la profondeur de l'interface indiquant le toit de la couche sous-jacente. Par exemple, la sous-estimation de la vitesse à la base de la couche va induire une sous-estimation de la profondeur de l'interface marquant le toit de la couche sous-jacente. Ces imprécisions ainsi que le besoin de modéliser des caractéristiques de faible longueur d'onde du modèle (couches à faible vitesse, zones de gradient, milieu finement stratifié) ont motivé la modélisation des amplitudes à l'aide de sismogrammes synthétiques.

3.5. Modélisation des amplitudes et des formes d'onde.

Cette modélisation a été réalisée par calcul de sismogrammes synthétiques. La méthode utilisée est celle de la réflectivité qui calcule la solution complète de l'équation des ondes c'est-à-dire qui prend en compte toutes les propagations multiples et conversions possibles dans le modèle (Fuchs & Müller, 1971). Cette méthode a été préférée à celle des méthodes utilisant la théorie des rais (théorie des rais asymptotique d'ordre zéro (asymptotic ray theory)(Cerveny, 1972) ou 1 (WKBJ, MASLOV))(Chapman, 1985) pour deux raisons: d'une part, ces méthodes ne sont plus précises dans le cas de structures complexes contenant des zones à faible vitesse, des discontinuités de vitesse et des zones de fort gradient créant des zones d'ombre (Chapman & Orcutt, 1985); d'autre part, lors de l'utilisation de ces méthodes l'utilisateur doit définir lui-même le trajet des ondes dont il veut calculer l'amplitude. Cette tâche devient insurmontable dans la cadre d'une structure finement stratifiée où les propagations multiples sont innombrables.

Les inconvénients de la méthode de la réflectivité sont de deux ordres: le premier inconvénient comparativement aux méthodes asymptotiques est qu'elle est très coûteuse en temps calcul (sur une station de travail de type SPARC 10), une centaine de sismogrammes synthétiques (distances source-récepteur ~60 km) pour un milieu constitué d'une centaine de couches nécessite approximativement 3 heures). Dès lors, dans le cas de structures relativement simples (c'est-à-dire pour lesquelles il est possible de définir le trajet des ondes), une famille de modèles potentiels était au

préalable sélectionnée à partir d'une modélisation utilisant la méthode WKBJ, la méthode de la réflectivité n'étant appliquée qu'à ces modèles. Le deuxième inconvénient est que l'emploi de cette méthode nécessite l'hypothèse d'un milieu constitué de couches homogènes verticalement et latéralement. Les gradients linéaires de vitesse en fonction de la profondeur étaient modélisés de façon classique à l'aide d'une succession de couches homogènes dont l'épaisseur était au maximum égale au quart de la plus petite longueur d'onde (des ondes P ou S suivant l'objectif de la modélisation) dans la couche pour une fréquence de 10 Hz (Chapman & Orcutt, 1985). Cette subdivision était suffisamment fine pour ne pas produire des réflexions individualisées dans les couches fines.

L'hypothèse concernant l'homogénéité latérale de la structure au moins d'un point de vue local a pu être vérifiée après la modélisation 2D des temps d'arrivée des profils du nord, du sud, d'Enderby. D'autre part, l'objectif de la modélisation des amplitudes est bien évidemment de caractériser quelques sections 1D représentatives de la structure du plateau et non de modéliser des variations d'amplitudes produites par les variations latérales de structure. Généralement, il a été relativement aisé de distinguer des variations d'amplitude dues aux caractéristiques structurales des variations d'amplitudes dues aux pendages. Lors de la modélisation des amplitudes, le modèle initial utilisé était constitué par une section 1D située sous l'OBS extraite du modèle 2D déduit de la modélisation des temps d'arrivée. Un tracé de rais 1D était effectué dans ce modèle 1D pour vérifier que l'hypothèse d'une structure 1D pouvait être acceptée. Dans la mesure où la modélisation 1D des temps d'arrivée restait acceptable, il était alors possible de modéliser des caractéristiques fines de la structure qui ne pouvait être modélisée par inversion 2D des temps d'arrivée en utilisant l'information de l'amplitude.

L'emploi de la méthode de la réflectivité nécessite quelques précautions d'emploi. La première décrite ci-dessus consiste à modéliser des gradients verticaux de vitesse avec des couches homogènes d'épaisseur suffisamment faible (un quart de la plus petite longueur d'onde du signal dans la couche). Deuxièmement, cette méthode peut engendrer des phénomènes de repliement (aliasing) spatial et temporel. Le premier type de repliement intervient lorsque l'intégrale sur les lenteurs est insuffisamment échantillonnée (Mallick & Frazer, 1987). Dans ce cas, les arrivées sismiques à grande distance sont incorrectement calculées. Pour résoudre cette intégrale sans générer de phénomènes de repliement tout en diminuant l'échantillonnage de l'intégrale, la quadrature 'Filon' a été utilisée préférentiellement à la quadrature trapézoïdale (Mallick & Frazer, 1987). Typiquement, plus de 2000 valeurs de lenteurs étaient

utilisées pour calculer des sismogrammes synthétiques entre 0 km et 60 km de distance et pour des vitesses comprises entre 1,5 et 7,2 km/s.

Pour éviter les phénomènes de repliement temporel, la méthode des fréquences complexes a été utilisée (Mallick & Frazer, 1987).

La fréquence complexe est définie par:

$$\nu_c = 2\pi\nu - \frac{j}{\tau} \text{ où } \tau \text{ est un facteur d'amortissement fourni par l'utilisateur.}$$

L'utilisation des fréquences complexes implique que le sismogramme synthétique calculé est $f(t)e^{-\frac{t}{\tau}}$ au lieu de $f(t)$.

Typiquement, pour des sismogrammes échantillonnés avec un pas de 0.01 seconde et de durée 5,12 secondes une valeur de $\tau = 4$ a été utilisée représentant 78 % de la durée du sismogramme (Figure 4.15.b). Enfin, la troncature des intégrales sur les lenteurs et sur les fréquences génèrent des signaux artefacts. Pour les éliminer, l'intégrale sur les lenteurs était pondérée par une fonction de Hanning fonction des lenteurs (Mallick & Frazer, 1987) (Figure 3.15.a). L'intégrale sur les fréquences était multipliée par une fonction sinc d'ordre 4 correspondant à l'application d'un filtre passe-bas (Chapman & Orcutt, 1985).

Rem: Une fonction sinc est définie par: $\text{sinc}(v) = \frac{\sin(v)}{v}$

Le comportement anélastique des matériaux était modélisé en utilisant la technique des vitesses complexes (Mallick & Frazer, 1987). Il était paramétré en indiquant les facteurs de qualité constants dans les couches pour les ondes P et S.

Les densités sont calculées à partir de la relation de Nafe-Drake les liant à la vitesse des ondes P par:

$$\rho = 0,252 + 0,3788 V_p$$

sauf pour les sédiments les plus superficiels où une valeur de 1,5 a été utilisée.

Une fois les sismogrammes synthétiques impulsionnels calculés, un filtrage passe-bande (filtre Butterworth à phase nulle entre 5 et 25 Hz) leur été appliqué afin d'homogénéiser les traitements appliqués aux données et aux sismogrammes synthétiques. Enfin, pour pouvoir comparer les amplitudes et les formes d'onde, ils

étaient convolués avec une ondelette à phase minimale déduite d'une déconvolution de quelques traces "fenêtrées" sur 0.64 secondes autour de l'onde dans l'eau (Figure 3.8).

Contrairement à la modélisation des temps d'arrivée, la modélisation par sismogrammes synthétiques adoptée est directe et par conséquent, nous ne sommes pas capables d'assurer que notre meilleur modèle est celui qui minimise l'erreur entre les amplitudes observées et calculées. D'autre part, il ne nous est pas possible de fournir une incertitude entachant chaque paramètre du modèle.

Pour apprécier qualitativement la correspondance entre les données et les sismogrammes, nous proposons trois types d'images:

- la première représente l'ensemble des données et des sismogrammes sur deux systèmes d'axes séparés pour avoir une vue d'ensemble de la section sismique réelle et théorique. Les courbes des temps d'arrivée calculées sont superposées aux sismogrammes pour vérifier la correspondance des temps d'arrivée et pour faciliter l'identification des signaux calculés.

- La deuxième propose la correspondance entre les courbes d'amplitude maximale en fonction de la distance pour les données et les sismogrammes synthétiques. Cela permet de vérifier que l'amplitude relative des ondes est correctement modélisée (ce qui représente schématiquement les gradients verticaux de vitesse) et que les pics d'amplitude créés par des réflexions ou des triplications aux discontinuités (de vitesse ou de gradients) du modèle sont situés aux bonnes distances avec une bonne magnitude. Ces courbes étaient obtenues en "fenêtrant" les données avec des fenêtres à géométrie variable de courte durée, centrées sur les arrivées à mesurer et en mesurant l'amplitude maximale dans ces fenêtres.

- La troisième représente les données et les sismogrammes synthétiques sur un même système d'axes pour vérifier en détail la correspondance des formes d'ondes et des amplitudes de chaque onde. Les courbes des temps d'arrivée sont toujours superposées pour faciliter l'identification des signaux. Les sismogrammes synthétiques ont été calculés aux mêmes distances que les sismogrammes réels. Un gain linéaire en fonction de la distance est appliqué aux amplitudes mais le facteur correctif d'amplitude relatif appliqué aux sismogrammes synthétiques est maintenu fixe tout au long de la section permettant ainsi d'apprécier la correspondance des variations d'amplitudes en fonction de la distance. Pour faciliter la comparaison, les sismogrammes synthétiques ont été décalés en temps de manière à les placer dans l'alignement des signaux réels. La valeur des décalages pour s'affranchir des effets géométriques ou des erreurs de navigation ont été calculés en utilisant les fonctions d'intercorrélation entre les signaux réels et les sismogrammes synthétiques ou en les fixant manuellement lorsque l'intercorrélation fournissait des valeurs non satisfaisantes (Shaw, 1988).

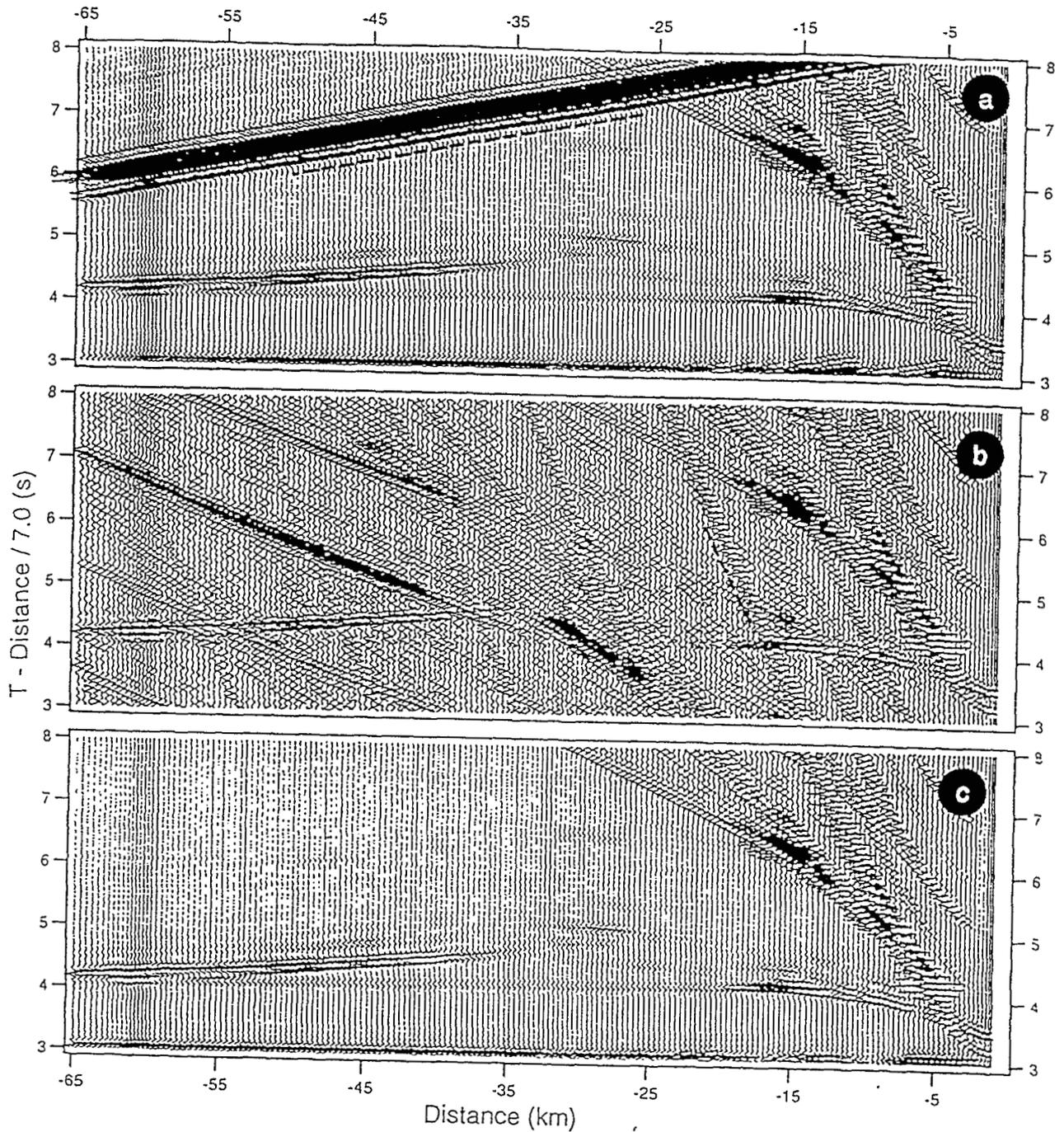


Figure 3.15.(a-c). Elimination des erreurs de troncature et de repliement

Problèmes numériques lors des calculs de sismogrammes synthétiques utilisant la méthode de la réflectivité. (a) Troncature de l'intégrale sur les lenteurs. La phase surlignée par la droite en pointillée avec une vitesse apparente de 10 km/s représente un signal artefact résultant de la troncature de l'intégrale sur les lenteurs à la valeur de 0,1 s/km. (b) Repliement en temps. La droite en pointillé décrit la propagation de l'onde dans l'eau entre 8 et 13 s qui est 'repliée' entre 3 et 8s. (c) Sismogrammes synthétiques après avoir pondérée l'intégrale sur les lenteurs par une fonction de Hanning et appliquée la technique des fréquences complexes avec une valeur de l'amortissement τ égale à 4.

Chapitre 4: Structure profonde du bassin océanique d'Enderby.

4.1. Introduction.

L'objectif, lors de l'acquisition du profil 7, était de déterminer la structure profonde de la croûte océanique dite 'normale' du bassin d'Enderby située à proximité du plateau de Kerguelen et probablement de même âge. La comparaison entre la structure de la croûte du bassin d'Enderby et celle du plateau de Kerguelen devait permettre d'analyser par comparaison la transition entre une croûte océanique épaissie et une croûte océanique normale et d'en tirer des informations sur les mécanismes d'accrétion magmatique.

L'analyse du profil devait principalement consister à mesurer la loi de vitesse des ondes longitudinales (ondes P) en fonction de la profondeur à l'aide des méthodes présentées au chapitre 3. Toutefois, des ondes converties PS, particulièrement bien observées sur les 3 composantes des sections sismiques du profil 7, ont motivé une étude plus détaillée de la structure du bassin d'Enderby basée sur l'analyse parallèle des lois de vitesse des ondes P et S en fonction de la profondeur. La loi de vitesse en fonction de la profondeur des ondes S apporte une contrainte supplémentaire sur les propriétés rhéologiques de la croûte. Cette étude ne s'inscrit pas directement dans le thème de l'étude du plateau de Kerguelen mais plutôt dans celui de l'étude plus générale de la croûte océanique et de ses propriétés rhéologiques.

Les mécanismes favorisant les conversions d'ondes P en ondes S et inversement ont été étudiés de façon théorique dans plusieurs publications (e.g. Spudich & Helmberger, 1979; Spudich & Orcutt, 1980; White & Stephen, 1980) et de nombreuses études à partir de données de sismique réfraction ont exploité l'information contenue dans les ondes S pour définir un modèle plus détaillé de la structure que ce soit en domaine océanique (e.g. White, 1979; White & Matthews, 1980; Gettrust et al., 1982; Au & Clowes, 1984; Bratt & Solomon, 1984; Mithal, 1989; Lindwall, 1991; Minshull et al., 1991; Shaw, 1994) ou en domaine continental ou de marge continentale (e.g. Holbrook et al., 1987; Fowler et al., 1989; Spence et al., 1989; Gajewski et al., 1990; Mjelde, 1992). Cependant, l'observation d'ondes S converties est relativement rare en sismique marine. La source sismique étant dans l'eau (dans laquelle les ondes S ne se propagent pas), les ondes doivent subir pour être enregistrées, au moins une conversion du mode P en mode S si le récepteur est situé sur le fond (OBS) et au moins deux conversions si le récepteur est dans l'eau (flûte sismique); on parlera alors d'ondes doublement converties. De plus, plusieurs conditions 'structurales' doivent être réunies: en particulier, topographie de l'interface où se déroulent les conversions

DEUXIEME PARTIE: RÉSULTATS

lisse à l'échelle de la longueur d'onde du signal et fort contraste des propriétés sismiques à l'interface (Spudich & Orcutt, 1980).

Dans la suite de ce chapitre, nous présenterons tout d'abord la nomenclature utilisée pour décrire les ondes P et les ondes converties PS. Cette nomenclature est inspirée de Spudich & Orcutt (1980) dont l'étude nous a servi de référence pour l'analyse des conversions PS. Cette nomenclature étant précisée, nous interpréterons les ondes enregistrées sur les trois composantes en proposant des hypothèses, d'une part sur la partie du modèle dans lequel elles se propagent et d'autre part sur le mode dans lequel elles se propagent (mode P et S). Nous discuterons également de l'interface où se produit la conversion des ondes P en S et inversement. Finalement, nous essayerons dans une troisième partie de confirmer ces hypothèses grâce à la modélisation des temps d'arrivée et des amplitudes des ondes enregistrées sur les trois composantes. La modélisation des temps d'arrivée aura surtout pour objectif de définir un premier modèle de référence à grande échelle afin de définir les caractéristiques moyennes des grandes unités de la croûte (épaisseur des sédiments et de la croûte magmatique, vitesse des ondes P dans chaque unité de la croûte). L'étude plus spécifique de la loi de vitesse des ondes S sera effectuée lors de la modélisation par sismogrammes synthétiques. Cette étude nécessite en effet, en plus de la modélisation des temps d'arrivée, la modélisation des amplitudes afin de pouvoir quantifier le pourcentage de l'énergie incidente en mode P transmise en mode S dans la croûte.

4.2. Nomenclature utilisée.

La nomenclature utilisée dans la suite est une version simplifiée inspirée de celle présentée par Spudich & Orcutt (1980). Considérons une croûte océanique constituée classiquement d'une couche 1 sédimentaire, d'une couche 2 océanique et d'une couche 3 océanique à la base de laquelle se situe le Moho marquant le toit du manteau supérieur. Dans la suite, la couche d'eau, la couche sédimentaire, la couche 2, la couche 3, le Moho et le manteau supérieur seront respectivement indiqués par les indices w , 1, 2, 3, m et n (Figure 4.1).

Dans la suite, nous faisons l'hypothèse que toute conversion du mode P en mode S et inversement a lieu à l'interface sédiment-couche 2. Cette hypothèse sera plus amplement discutée dans les deux paragraphes suivants. Une onde se propageant en mode P entre la source et le récepteur et se réfractant dans la couche indiquée par l'indice x sera notée P_x (Figure 4.1). L'onde, doublement convertie à l'interface sédiment-couche 2 lors des phases ascendantes et descendantes des rais et se réfractant dans la couche x , sera notée S_x (Figure 4.1). Les ondes réfléchies au toit de

la couche x seront respectivement notées P_xP et S_xS pour une onde se propageant en mode P entre la source et le récepteur et pour une onde doublement convertie (Figure 4.1). Les ondes P , réfléchie et réfractée dans le manteau supérieur, seront notées respectivement P_mP et P_n suivant la convention classiquement employée (Figure 4.1).

Lorsque la propagation d'une onde ne correspond pas au schéma décrit ci-dessus, la propagation de l'onde dans chaque couche sera définie explicitement suivant les deux règles citées ci-dessous :

- la propagation d'une onde en mode P dans la couche x sera notée P_x .

- la réflexion d'une onde au toit de la couche x sera notée x .

D'autre part, pour respecter la nomenclature de Spudich & Orcutt (1980), quelques cas particuliers échappent aux règles décrites ci-dessus:

- La propagation dans la couche sédimentaire sera notée p en mode P et s en mode S .

- L'onde réfléchie en mode P au toit de la couche 2 sera notée g et l'onde réfléchie au toit de la couche 2 subissant une conversion PS à l'interface sera notée gs .

- Une réflexion sur le fond de l'eau sera notée b et une réflexion sur la surface de l'eau sera notée w .

- La propagation dans la tranche d'eau pourra être omise sauf lorsqu'elle décrit des propagations multiples.

La figure 4.2 décrit un exemple d'ondes enregistrées en mode S par un capteur horizontal. Les ondes se réfractant dans la croûte magmatique en mode P et subissant une conversion PS à l'interface croûte magmatique-sédiment lors de la phase ascendante du rai, juste avant l'enregistrement, sont notées $pP2s$ et $pP2P3P2s$. L'onde $pP2P3P2s$ pourra être notée dans un souci de simplification $pP3s$ dans la mesure où, comme nous faisons l'hypothèse que les conversions PS ou SP ont lieu à l'interface sédiment-couche 2, le mode de propagation dans la croûte magmatique est implicitement indiqué par le mode de propagation de l'onde dans la couche dans laquelle elle se réfracte (Figure 4.2).

De la même manière, les ondes se réfractant dans la croûte magmatique en mode S après avoir subi une conversion PS à l'interface sédiment-croûte magmatique lors de la phase descendante du rai seront notées $pS2s$ et $pS3s$ (Figure 4.2).

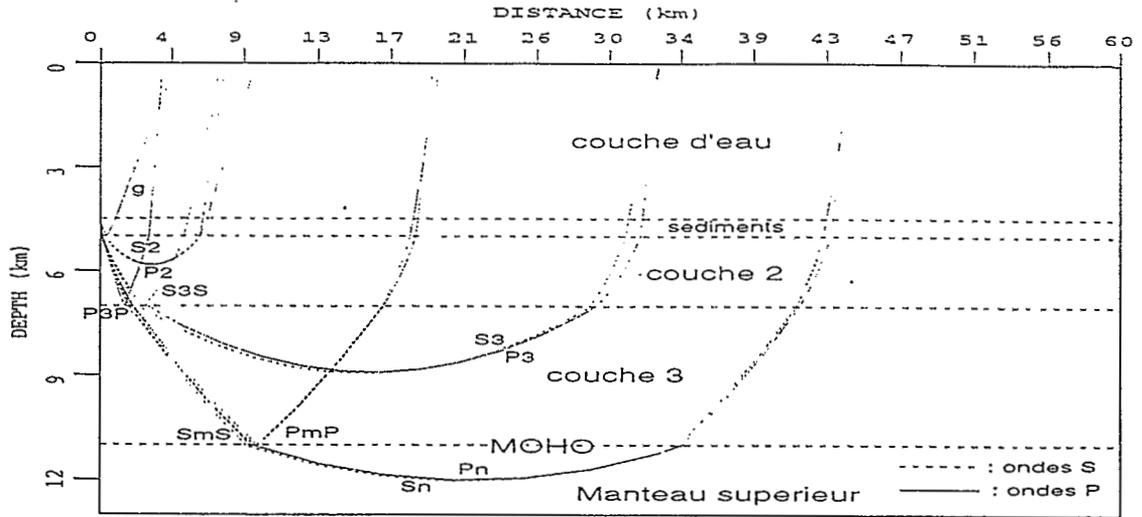


Figure 4.1. Illustration des ondes enregistrées par un capteur vertical

Exemple de propagation d'ondes enregistrées en mode P par un capteur vertical dans un modèle simple de croûte océanique. Ces ondes correspondent à des ondes se propageant entre la source et le récepteur en mode P (g, P2, P3P, P3, PmP, Pn) et à des ondes doublement converties à l'interface sédiment-couche 2, du mode P en mode S lors de la phase descendante du rai et du mode S en mode P lors de la phase ascendante du rai (S2, S3S, S3, SmS, Sn). La propagation des ondes en mode P est indiquée par des segments de rai en ligne continue et la propagation des ondes en mode S est indiquée par des segments de rai en pointillé.

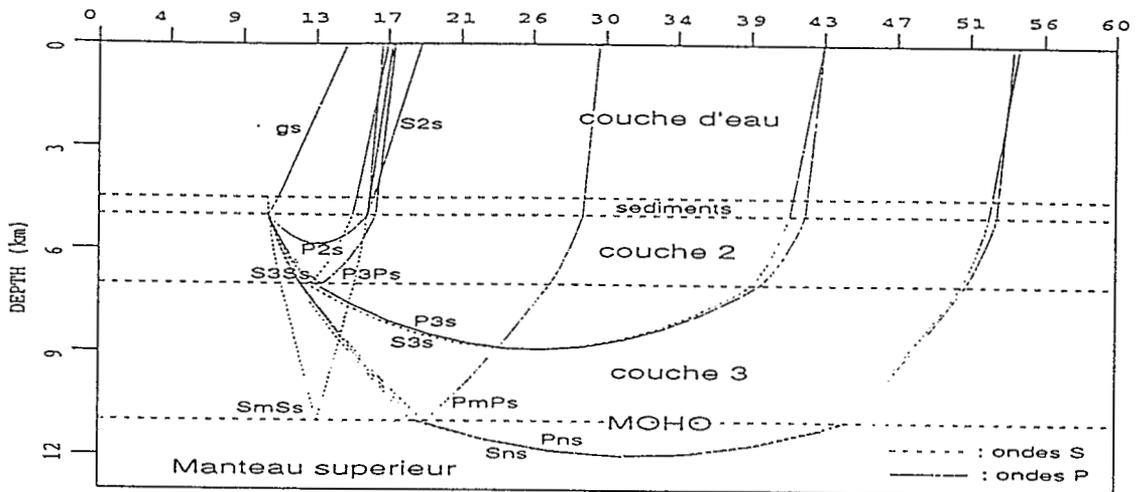


Figure 4.2. Illustration des ondes enregistrées par un capteur horizontal

Exemple de propagation d'ondes enregistrées par un capteur horizontal dans un modèle simple de croûte océanique. Ces ondes regroupent l'onde réfléchi au toit de la couche 2 avec une conversion P-S, les ondes subissant une conversion du mode P en mode S à l'interface couche 2-sédiment lors de la phase ascendante du rai (pP2s, pP23P2s, pP3s, pPmPs) et les ondes subissant une conversion du mode P en mode S à l'interface sédiment-couche 2 lors de la phase descendante du rai (pS2s, pS23S2S, pS3s, pSmSs). La propagation des ondes en mode P est indiquée par des segments de rai en ligne continue et la propagation des ondes en mode S est indiquée par des segments de rai en pointillé.

4.3. Interprétation qualitative des données.

La localisation du profil 7 de la campagne KeOBS et la position des OBS le long de ce profil sont rappelées sur la figure 4.3.

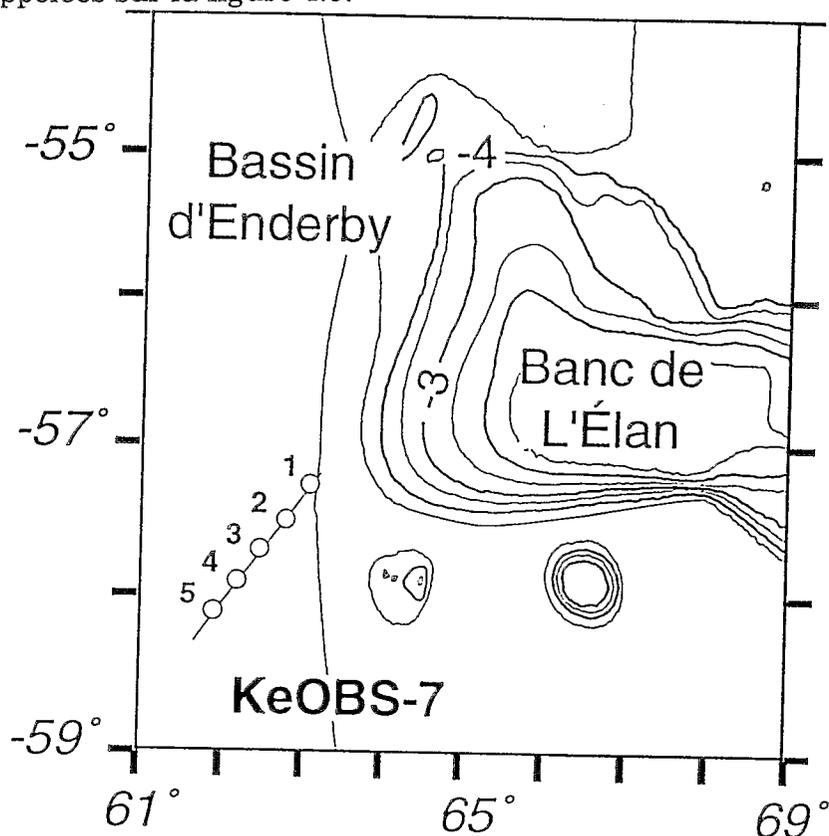


Figure 4.3. Position des OBS le long du profil d'Enderby

Les données enregistrées sur les composantes verticales pour les OBS 1, 2, 3, 4, 5 sont présentées sur la figure 4.4. La section sismique enregistrée par l'OBS 3 est celle qui caractérise le mieux la structure du bassin d'Enderby dans la mesure où la symétrie des enregistrements de part et d'autre de l'OBS suggère que la structure est localement peu perturbée par une géométrie complexe des interfaces (Figure 4.4.c). Cette hypothèse est soutenue par le fait que des ondes doublement converties PS sont particulièrement bien enregistrées avec un excellent rapport signal sur bruit et une bonne cohérence d'un capteur à l'autre jusqu'à 65 km de distance.

Aucune onde réfractée dans la couverture sédimentaire n'est observée sur les sections sismiques. La présence d'une fine couverture sédimentaire est cependant identifiée par l'écart entre le temps d'arrivée de l'onde dans l'eau à la verticale de l'OBS et le temps d'arrivée de la réflexion verticale au toit de la couche 2 océanique. Cela suggère que la vitesse des ondes P réfractées dans cette couche sédimentaire, probablement constituée de sédiments non consolidés, est proche de celle de l'onde dans l'eau.

Dans la suite de cette étude et dans la mesure où nous ne disposons d'aucune information sur les propriétés sismiques des sédiments, nous ferons l'hypothèse que la vitesse des ondes P dans les sédiments est constante et est égale à 1,6 km/s. Cette valeur est comparable à celle utilisée par Spudich & Orcutt (1980) (d'après des résultats de forage sur le site) lors de la modélisation des ondes S sur une croûte océanique du Pacifique.

4.3.1. Interprétation de la composante verticale

a. Interprétation des ondes P

Les subdivisions de la croûte sont caractéristiques d'une croûte océanique constituée d'une couche 2 d'origine basaltique ($3,0 < V_p < 6,5$ km/s) et d'une couche 3 ($6,5 < V_p < 7,6$ km/s) (Figure 4.4).

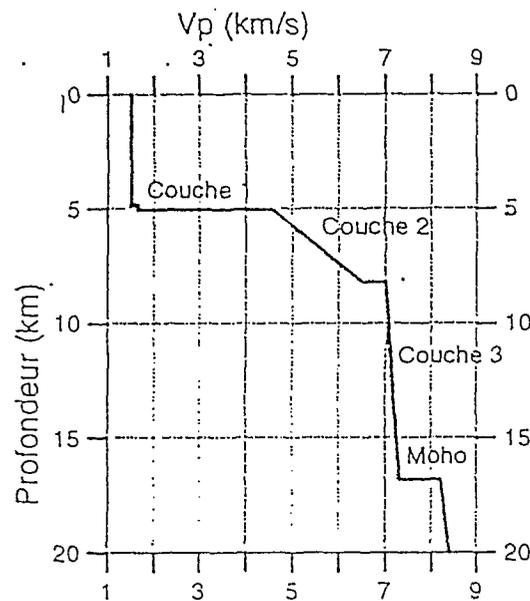
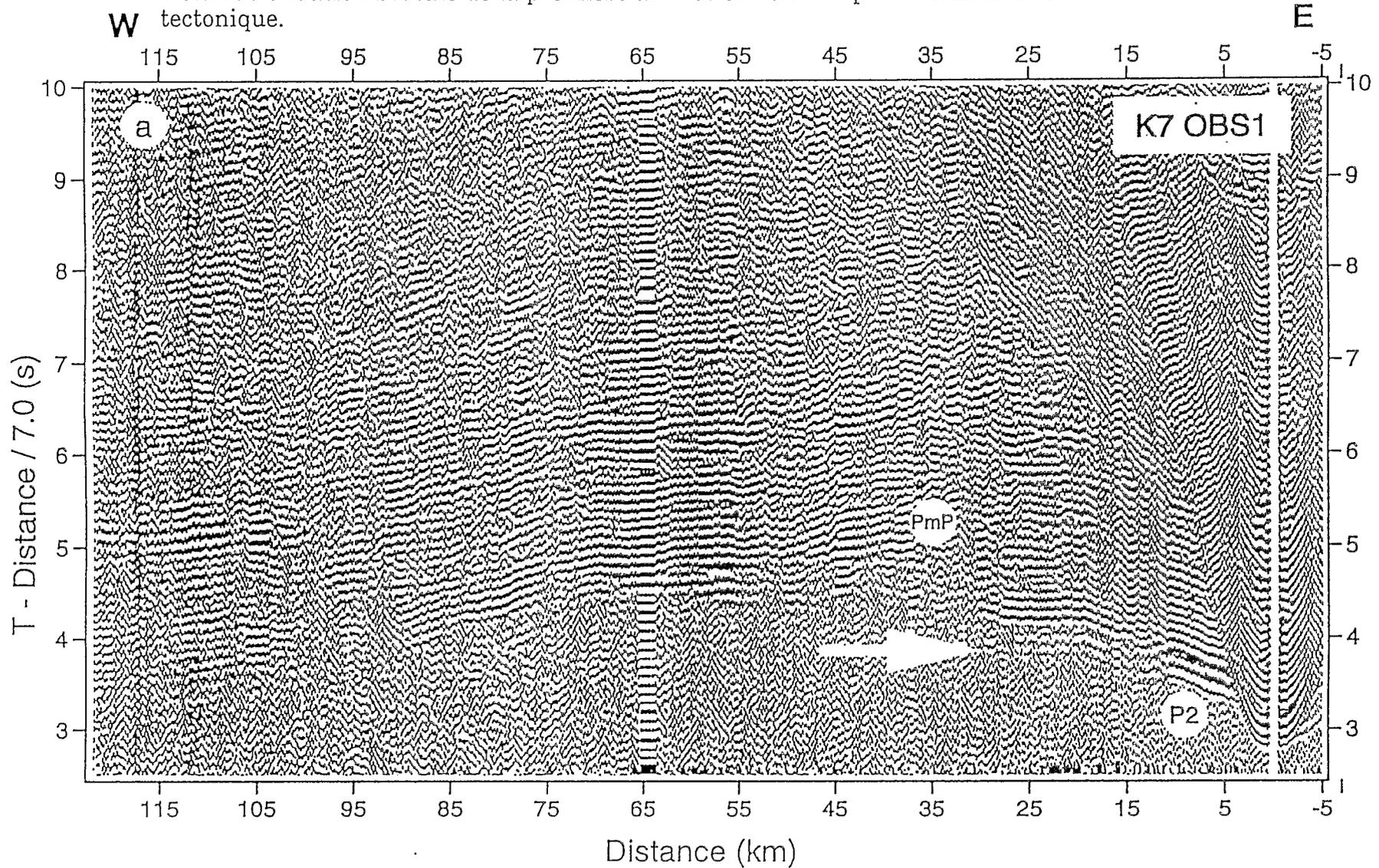


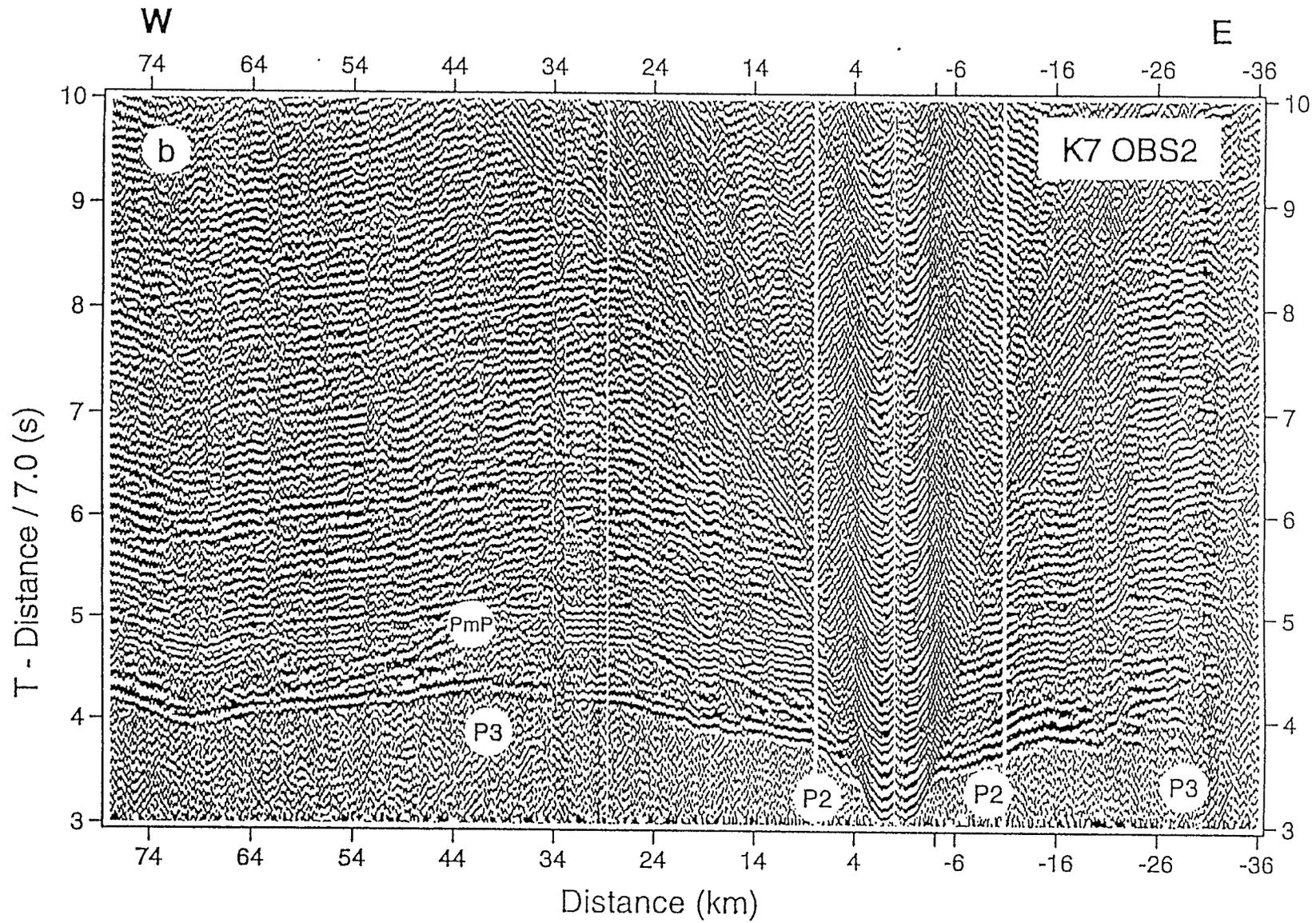
Figure 4.4. Modèle schématique de vitesse d'une croûte océanique

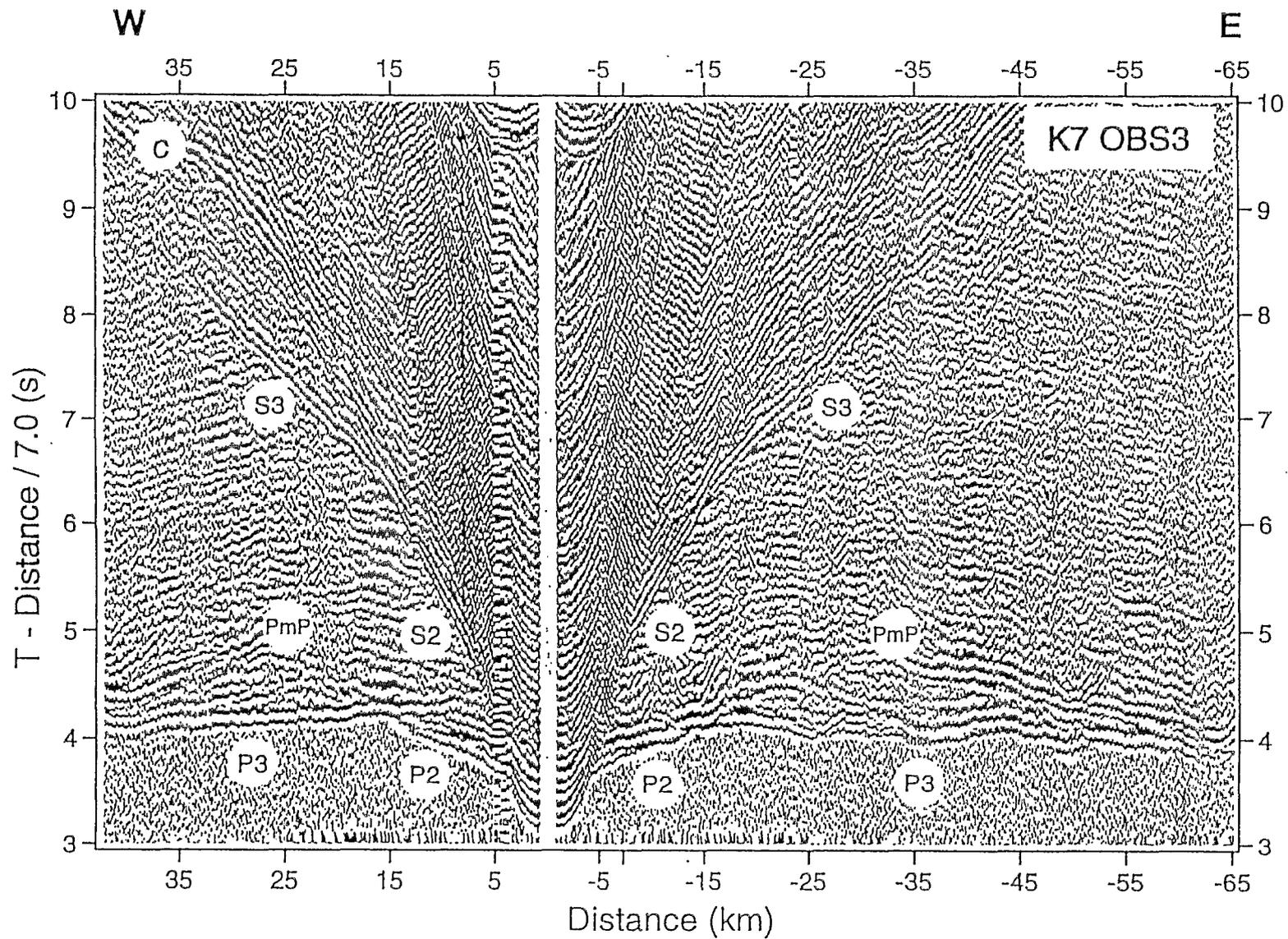
Ces deux unités crustales sont soulignées par les ondes P2 et P3 sur les figures 4.5 et 4.6. Ces ondes sont également observées sur les OBS 2, 4, 5 bien que les variations de leurs temps d'arrivée et de leurs amplitudes suggèrent une géométrie complexe aux interfaces sédiment-couche 2 et couche 2-couche 3 (Figure 4.5.(a, b, d, e)). D'autre part, la séparation entre les arrivées de la couche 2 et de la couche 3 n'est bien marquée que pour l'OBS 3 sous forme d'une triplication probablement due à une discontinuité de vitesse alors que cette interface est beaucoup moins 'lisible' sur les autres OBS.

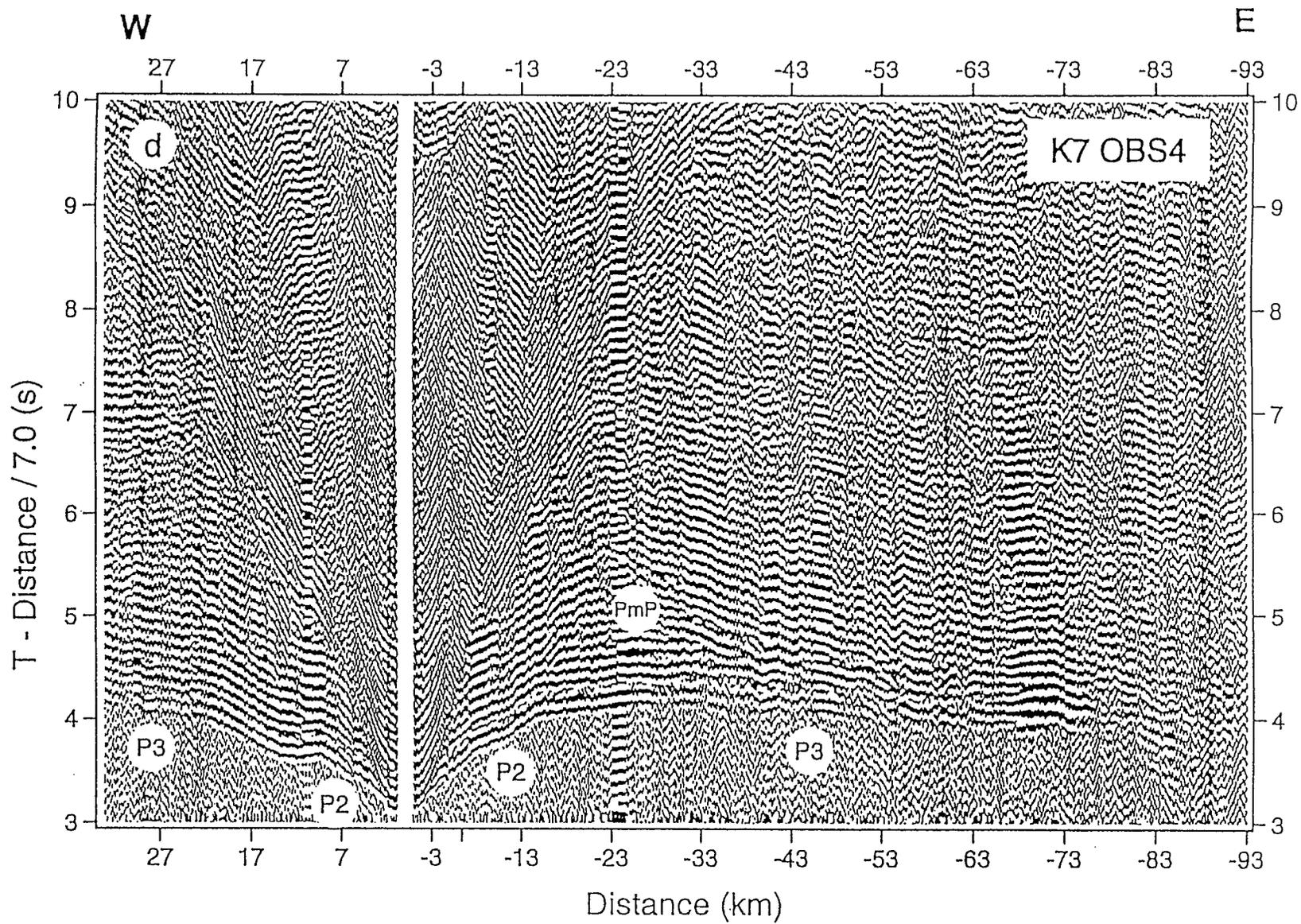
Figure 4.5.(a-e). Sections enregistrées par la composante verticale des OBS du profil d'Enderby

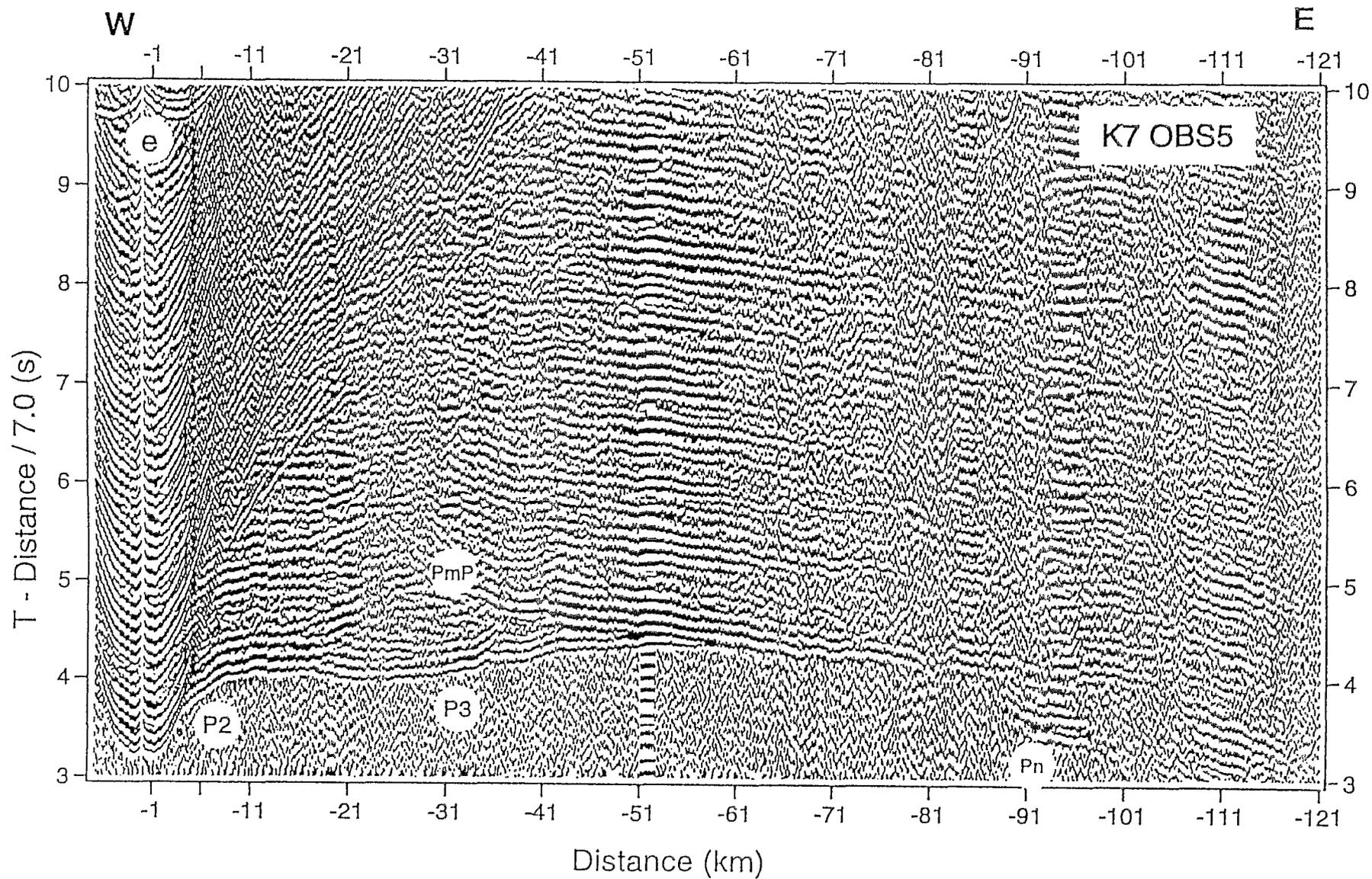
Un gain linéaire en fonction de la distance et un filtre Butterworth [5;15 Hz] sont appliqués aux amplitudes. (a) OBS 1, (b) OBS 2, (c) OBS 3, (d) OBS 4 et (e) OBS 5. La flèche indique sur la figure 4.5.a l'atténuation brutale de la première arrivée en relation probablement avec un accident tectonique.











La complexité structurale de la croûte supérieure est également illustrée par l'enregistrement de l'OBS 1 où la première arrivée s'atténue brutalement à 11 km de distance alors qu'une seconde arrivée retardée de $\sim 0,4$ s est enregistrée avec une vitesse apparente identique et des amplitudes beaucoup plus élevées (Figure 4.5.a). Cette observation ainsi que le saut bathymétrique enregistré à proximité de l'OBS 1 indiquent probablement la présence d'une faille en escalier à fort rejet.

L'onde PmP enregistrée avec une amplitude variable donne une indication sur la profondeur du Moho (Figure 4.5.(a-e) et 4.6). Par contre, l'onde Pn n'apparaît à cette échelle que sur l'OBS 5 et la distance critique entre la PmP et Pn n'est pas identifiable (Figure 4.5.e). Les arrivées de la couche 3 océanique sont encore observées à des distances de ~ 100 km (Figure 4.5.e) indiquant que la croûte du bassin d'Enderby est probablement épaissie par rapport à l'épaisseur moyenne d'une croûte dite normale (7,1 +/- 0,8 km) (White et al., 1992). Cela suggère que, malgré la profondeur de ~ 4500 m, le profil d'Enderby est encore dans une zone de transition entre le domaine du plateau de Kerguelen et le bassin océanique sensu stricto.

b. Interprétation qualitative des ondes doublement converties (composante verticale)

La composante verticale de l'OBS 3 montre des ondes avec des vitesses apparentes très faibles en seconde arrivée que nous interprétons comme des ondes doublement converties qui se sont propagées dans toute la croûte et sur le Moho (Figure 4.6, ondes S2, S3, SmS). Les ondes S2 et S3 se sont propagées dans la couche 2 et la couche 3 après avoir subi une première conversion du mode P en mode S à l'interface sédiment-couche 2 lors de la phase descendante du front d'onde suivie d'une seconde conversion du mode S en mode P au niveau de la même interface lors de la phase ascendante. L'onde SmS est réfléchi sur le Moho en mode S et a subi les deux conversions à l'interface sédiment-couche 2 du mode P en mode S lors de la phase descendante du front d'onde et inversement du mode S en mode P lors de la phase ascendante.

La nature des ondes S2, S3 et SmS est indiscutable pour deux raisons. D'une part, l'ordonnée à l'origine des ondes réfractées est incompatible avec une propagation en mode P. D'autre part, on peut suivre pour une distance donnée la correspondance entre les ondes P2, P3 et PmP et les ondes doublement converties S2, S3 et SmS. Notamment, le point de brisure correspondant à l'interface couche 2-couche 3 est observé à ~ 14 km de distance pour les deux modes de propagation.

Les résultats de la modélisation détermineront précisément l'interface de conversion mais qualitativement deux observations sont en faveur d'une conversion du mode P en mode S et inversement à l'interface sédiment-couche 2: la symétrie de

l'enregistrement de l'OBS 3 suggère une topographie de l'interface sédiment-couche 2 localement peu accidentée favorable à l'enregistrement d'ondes converties cohérentes sur des distances importantes. D'autre part, le contraste élevé des vitesses sismiques à cette interface est favorable au phénomène de conversion (Spudich & Orcutt, 1980; White & Stephen, 1980).

Les ondes doublement converties sont observées sur chaque OBS. Néanmoins, nous modéliserons seulement celles de l'OBS 3 dans la mesure où la cohérence des ondes converties PS est très affectée sur les autres OBS par la topographie plus accidentée des interfaces sédiment-couche 2 et couche 2-couche 3.

4.3.2. Interprétation qualitative des composantes horizontales.

Les composantes horizontales permettent de visualiser les ondes enregistrées en mode S. Les enregistrements des deux composantes horizontales de l'OBS 3 sont représentés sur la Figure 4.7. Deux nouvelles familles d'onde sont identifiées:

La réflexion g_s indique la réflexion au toit de la couche 2 avec une conversion PS à l'interface.

La première famille a une vitesse apparente d'onde P. Les ondes $pP2s$ et $pP3s$ ont une vitesse apparente comparable à celle des ondes P2 et P3 de la composante verticale mais présentent un retard de $\sim 0,8s$. Ces ondes se sont propagées dans la croûte magmatique en mode P et ont subi une conversion PS à l'interface couche 2-sédiment océanique lors du trajet ascendant du front d'onde juste avant d'être enregistrées (Figure 4.2). La propagation terminale dans les sédiments en mode S crée le retard observé entre les ondes P2 et $pP2s$ et P3 et $pP3s$. La deuxième famille d'onde a une vitesse apparente d'ondes S décalées en temps par rapport aux ondes doublement converties PS de la composante verticale. Ces ondes notées $pS2s$, $pS3s$ et $pSmSs$ se sont propagées en mode S dans la croûte magmatique après avoir subies vraisemblablement une conversion PS à l'interface sédiment-couche 2 lors de la propagation descendante du front d'onde (Figure 4.2).

Figure 4.6. Section sismique enregistrée par la composante verticale de l'OBS 3

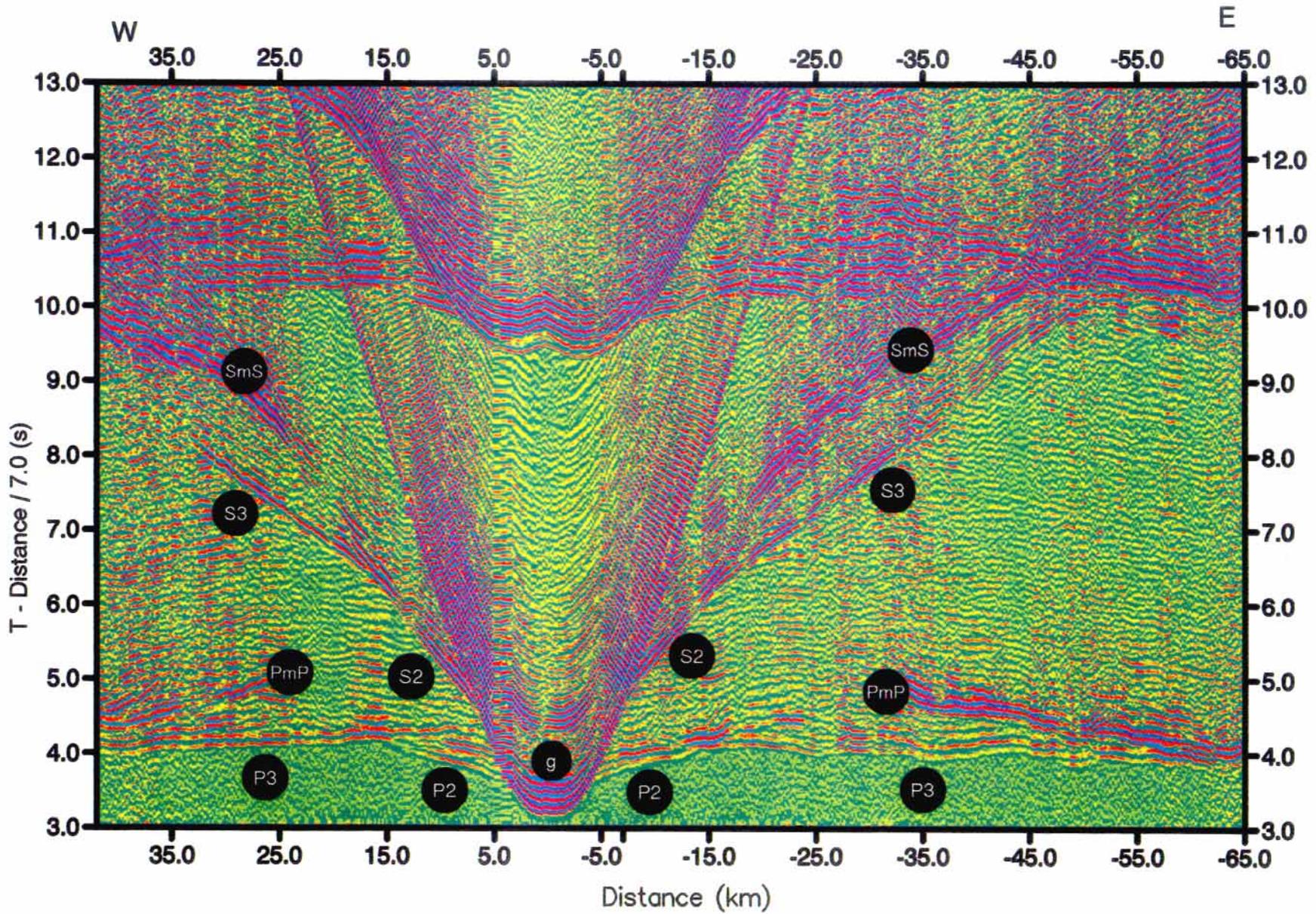
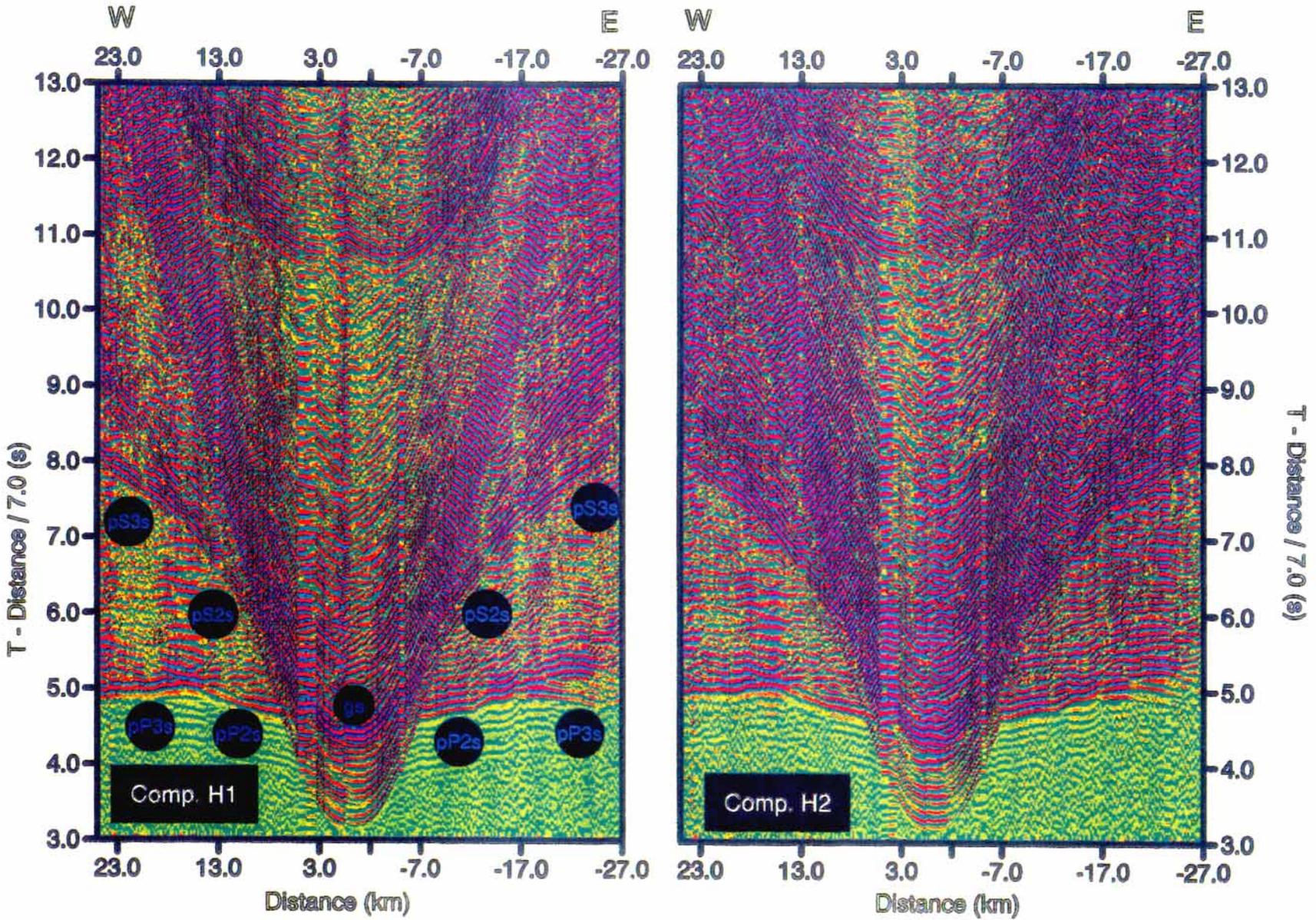


Figure 4.7. Sections enregistrées par les deux composantes horizontales de l'OBS 3



4.4. Traitements spécifiques dans le cadre de l'utilisation des composantes horizontales.

Une amélioration du rapport signal sur bruit des composantes horizontales peut être effectuée en générant la section SV (Au & Clowes, 1984) appelée également section radiale (in line) par opposition à la section SH ou section transverse (cross line). La section SV est la section sismique correspondant au capteur horizontal orienté dans la direction radiale du mouvement, le deuxième capteur horizontal étant aligné dans la direction perpendiculaire (Figure 4.8).

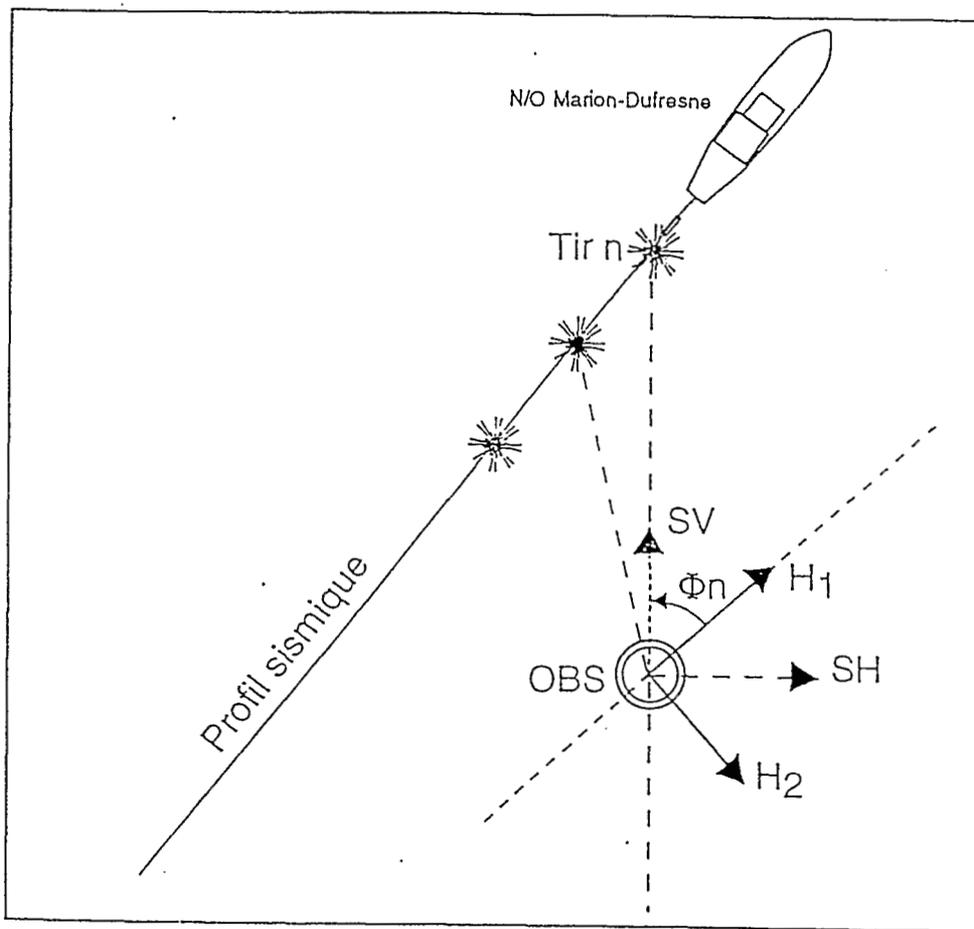


Figure 4.8. Rotation des deux composantes horizontales

Illustration schématique de la rotation des deux composantes horizontales pour construire la section 'in line' et 'cross line'.

Ces deux sections sismiques sont obtenues en effectuant une rotation instantanée des deux composantes horizontales suivant la formule:

$$SV(t)=[H1(t)/\cos(\varnothing)+H2(t)/\sin(\varnothing)]/2 \quad (\text{Au \& Clowes, 1984})$$

où θ est l'angle entre l'azimut de la composante horizontale H1 et l'azimut du profil.

L'orientation des deux composantes horizontales n'est évidemment pas connue a priori puisque l'OBS est largué à la surface de l'eau et que l'on ne dispose d'aucun contrôle sur son positionnement sur le fond. L'azimut des composantes horizontales a été évalué simultanément avec la localisation de l'OBS à l'aide d'une méthode d'inversion au sens des moindres carrés utilisant les temps d'arrivée de l'onde dans l'eau et le rapport de l'amplitude de l'onde dans l'eau sur les deux composantes horizontales (Figure 4.9) (Nakamura et al., 1987).

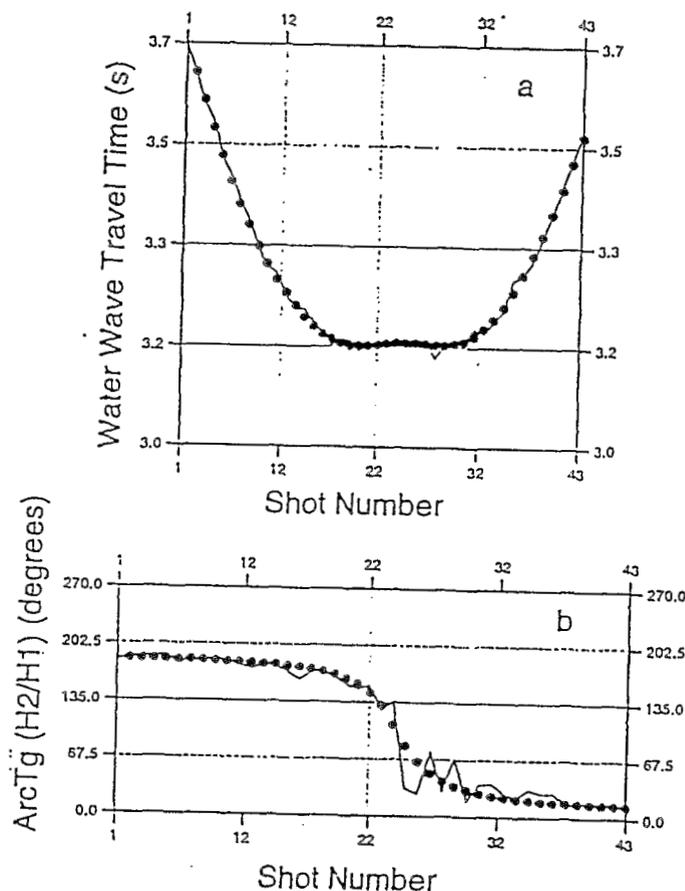


Figure 4.9.(a-b). Relocalisation et orientation de l'OBS

Résultats de l'inversion au sens des moindres carrés des temps d'arrivée de l'onde dans l'eau (a) et du rapport des amplitudes de l'onde dans l'eau enregistrées sur les deux composantes horizontales de l'OBS 3 (b). La première inversion permet de calculer la position (Latitude, Longitude) de l'OBS et la deuxième inversion permet de calculer l'azimut des deux composantes horizontales. 12 itérations ont été effectuées pour converger vers la solution finale. Les fluctuations de la courbe observée sur la figure 4.9 (b) sont dues à l'imprécision de la mesure en raison des amplitudes faibles de l'onde dans l'eau sur les composantes horizontales aux angles d'incidence faibles de l'onde directe. Une rotation instantanée de 8 degrés des deux composantes horizontales a été effectuée pour construire la section SV (in line).

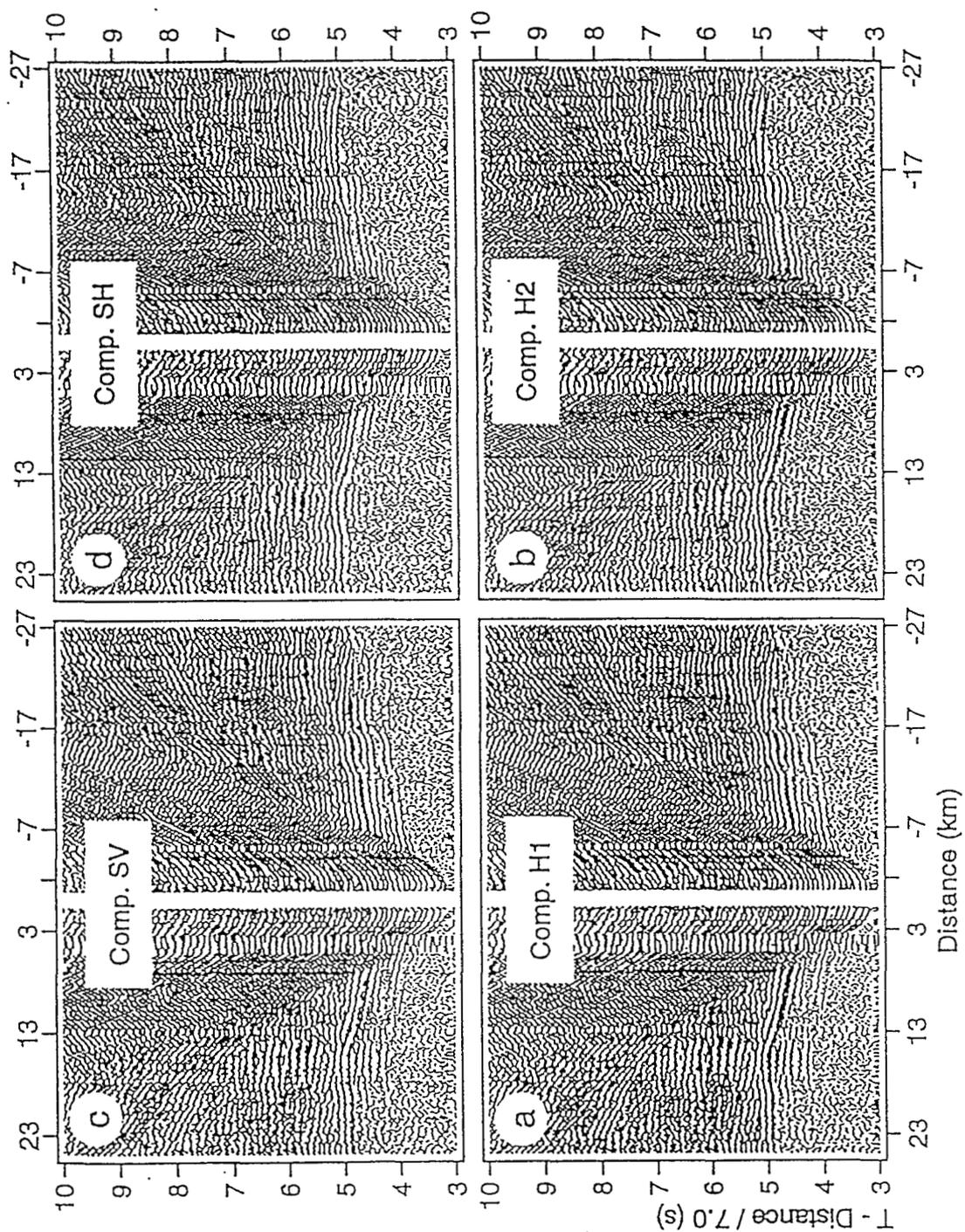


Figure 4.10 (a-d). Création des composantes SV et SH

Comparaison entre les composantes horizontales brutes et les sections SV et SH. (a) Composante horizontale H1 (b) Composante horizontale H2 (c) Section SV (d) Section SH.

Les sections correspondant aux deux composantes horizontales brutes et aux sections SV et SH sont représentées sur la Figure 4.10. L'amélioration du rapport signal sur bruit n'est pas très spectaculaire dans la mesure où d'une part le rapport signal sur bruit était déjà bon et d'autre part, l'angle \varnothing calculé étant faible (8°), la rotation appliquée a peu perturbé les amplitudes.

4.5. Modélisation 2D des temps d'arrivée.

La modélisation des temps d'arrivée a été effectuée en utilisant la méthode d'inversion au sens des moindres carrés des temps d'arrivée de Zelt & Smith (1992). Néanmoins, la topographie complexe de l'interface sédiment-couche 2 et couche 2-couche 3 est caractérisée par des hétérogénéités de trop faible longueur d'onde pour être résolues à l'aide de cette méthode. Par conséquent, nous avons effectué généralement une seule itération durant l'inversion pour définir les grandes tendances du modèle (sous-paramétré) et les hétérogénéités de plus faible longueur d'onde ont été modélisées de façon directe en affinant le paramétrage des interfaces (Cf. chapitre 4.3).

Comme modèle initial, nous avons utilisé un modèle 1D en couche plane déduit de la modélisation 1D des temps d'arrivée de l'OBS 3 (Figure 4.11).

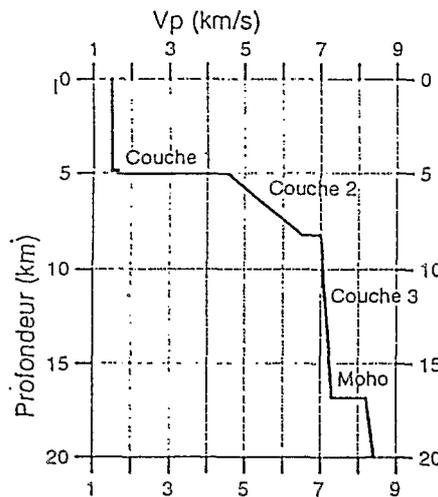


Figure 4.11 Modèle initial utilisé pour l'inversion des temps d'arrivée
Modèle initial utilisé pour l'inversion déduit de la modélisation 1D des temps d'arrivée de l'OBS 3.

Le modèle est constitué de 5 couches correspondant à la tranche d'eau, à la couche sédimentaire, à la couche 2 océanique, à la couche 3 océanique et au manteau supérieur.

Seuls les temps d'arrivée des ondes P ont été inversés pour calculer le modèle de vitesse des ondes P.

Les temps d'arrivée de 4 ondes ont été inversés correspondant aux ondes g, P2, P3 et PmP.

Nous rappelons que nous faisons l'hypothèse que la vitesse P moyenne dans les sédiments est de 1,60 km/s semblable à celle utilisée par Spudich & Orcutt (1980) dans la mesure où nous ne disposons d'aucune contrainte sur cette vitesse à partir de l'analyse des temps d'arrivée.

4.5.1. Description du modèle final.

Le modèle final est représenté sur la figure 4.12. La structure superficielle dans la partie est du modèle est mal définie dans la mesure où elle est surtout contrainte par les temps d'arrivée de l'OBS 1 qui suggèrent un accident tectonique majeur dans cette zone. En raison de l'absence de données de sismique réflexion contraignant la géométrie du toit de la couche 2 et de la couche 3, nos données ne permettent pas d'estimer avec précision cette partie du modèle. Les grandes lignes de cette partie du modèle ont été estimées de manière à permettre la correspondance des temps d'arrivée observés et calculés à grande distance pour les autres OBS de la section. Les courbes de temps d'arrivée calculés superposés sur les données sont représentées sur la figure 4.13.(a-e).

La croûte s'amincit légèrement au fur et à mesure que l'on s'éloigne du plateau. Le Moho est situé entre 15,4 et 18,1 km de profondeur correspondant à une épaisseur de croûte magmatique variant entre ~10 km et ~12,6 km.

Les vitesses dans la couche 2 océanique varient entre 5,0 km/s au sommet de la couche (entre 4,4 et 5,1 km de profondeur) et 6,3-6,5 km/s à la base de la couche (entre 6 km et 9,3 km de profondeur). Les vitesses dans la couche 3 océanique varient entre 6,76 et 6,87 km/s au sommet de la couche et entre 7,24 et 7,32 km/s à la base de la croûte entre 15,4 et 18,1 km de profondeur correspondant à un gradient vertical de vitesse de ~0,05s⁻¹.

L'épaisseur de la couche 2 varie entre ~1,5 km et ~3,70 km et celle de la couche 3 entre ~8,3 km et ~11,5 km.

Figure 4.12. Modèle de vitesse du bassin d'Enderby

Modèle 2D final de la croûte du bassin océanique d'Enderby déduit de la modélisation des temps d'arrivée (page suivante).

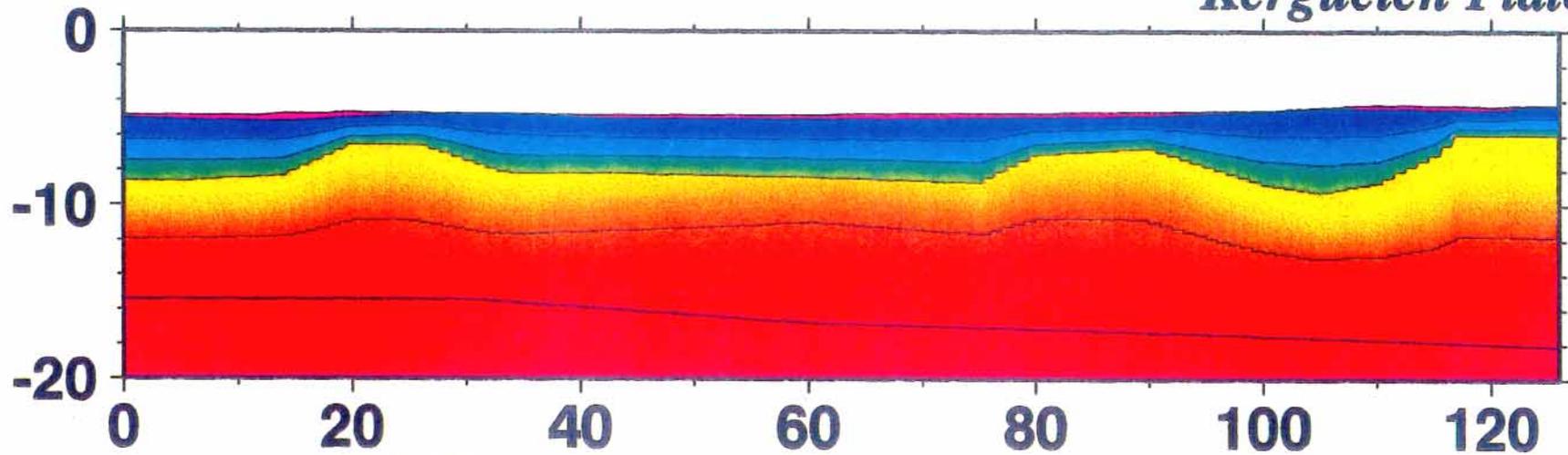
KeOBS 7 - Enderby Oceanic Basin

Southwest

Northeast

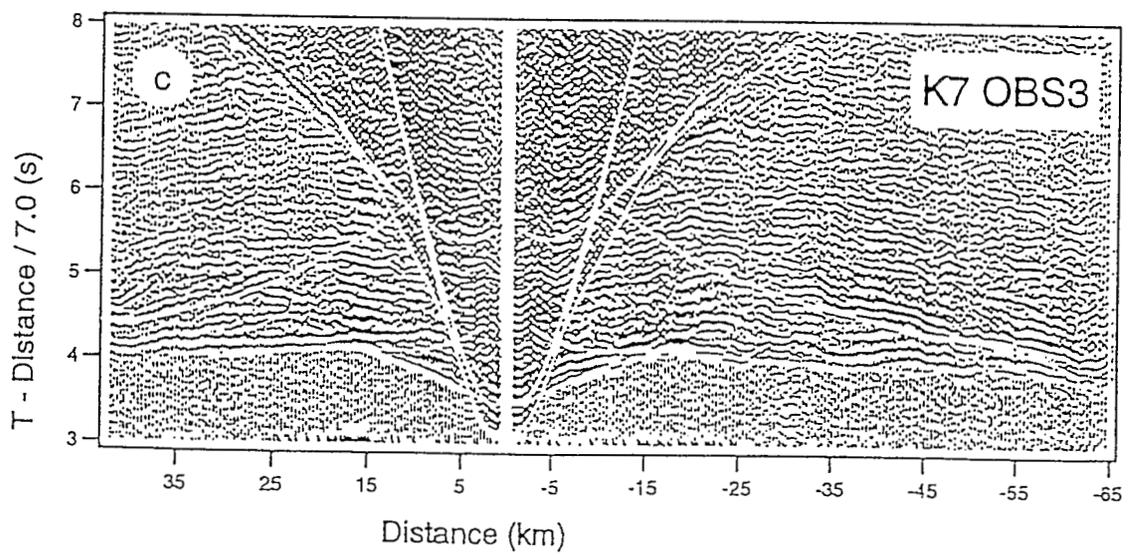
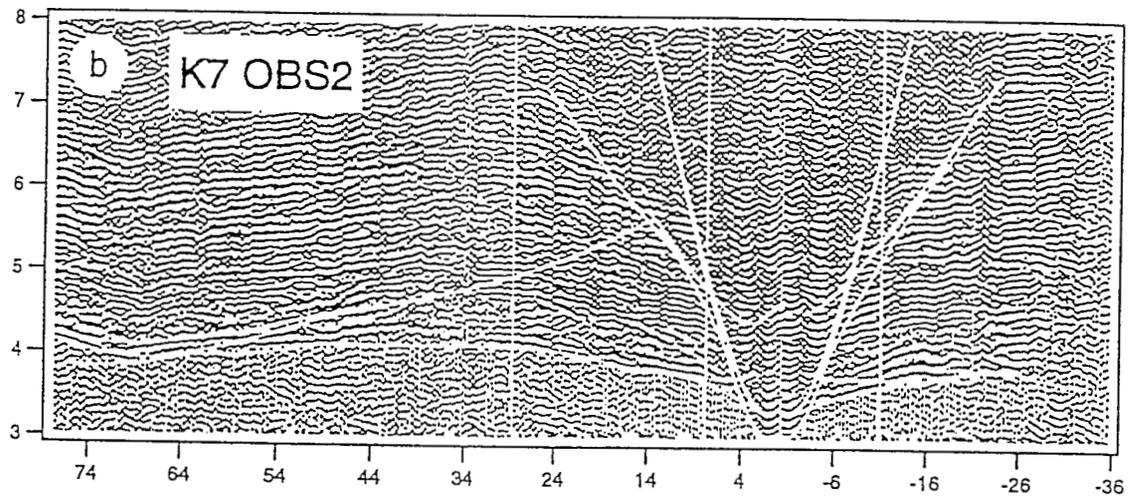
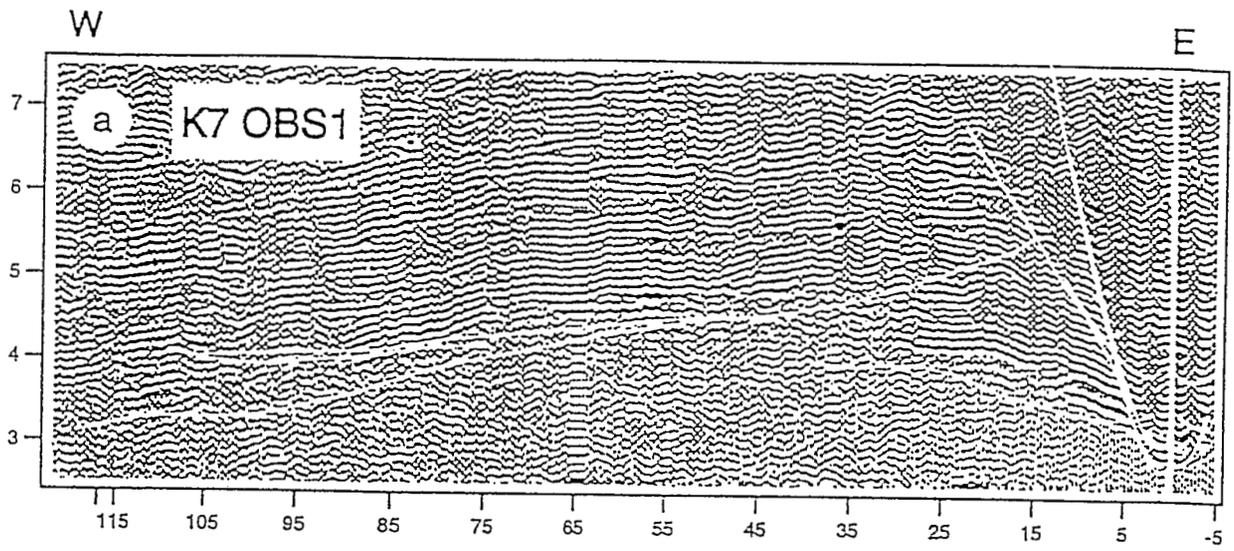
Kerguelen Plateau 

78



2.0 4.0 6.0 8.0

km/s



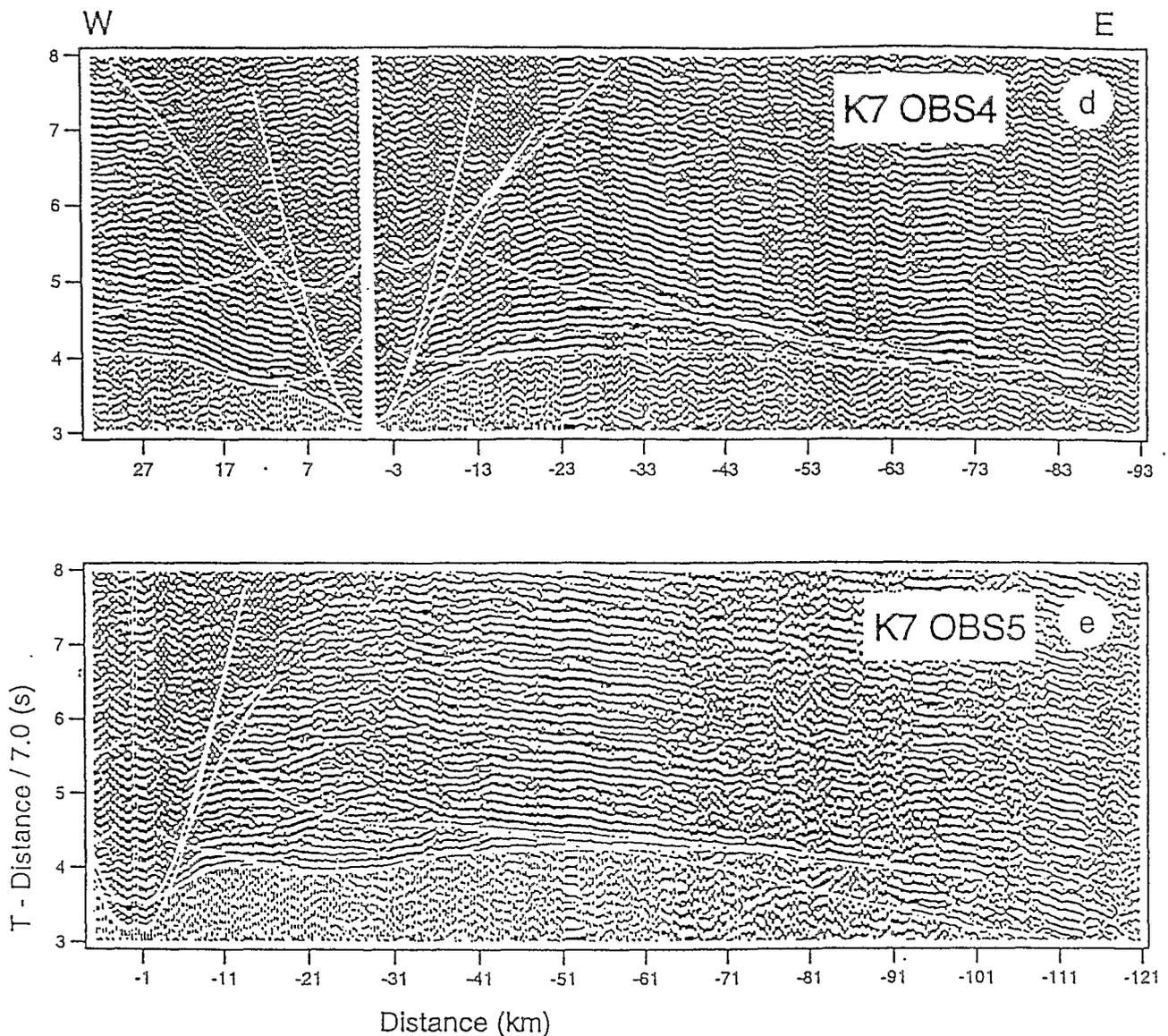


Figure 4.13.(a-e). Résultat du tracé de rais dans le modèle final

Résultats du tracé de rais dans le modèle de la figure 4.12. Les courbes de temps d'arrivée sont superposées aux données. Les courbes représentent la propagation des ondes g, P2, P3P, P3, PmP, Pn. Les temps d'arrivée des ondes converties S2 et S3 sont également indiqués pour un coefficient de Poisson de 0,485 dans les sédiments, de 0,30 dans la couche 2 et de 0,265 dans la couche 3. (a) OBS 1, pour cette OBS, l'onde conique dans la couche 3 n'a pas été calculée pour illustrer la zone d'ombre due à la propagation à travers une structure tectonique, (b) OBS 2, (c) OBS 3, (d) OBS 4 et (e) OBS 5.

4.5.2. Analyse des incertitudes.

Dans le cas d'une structure affectée par des hétérogénéités latérales fortes, les paramètres d'un modèle obtenus à partir de données de sismique grand-angle sont généralement entachés d'une incertitude élevée plus particulièrement en l'absence de données de sismique réflexion. Cette incertitude dépend en partie de l'échantillonnage spatial des données grand-angle mais de façon schématique l'utilisateur est souvent confronté au compromis idéal entre le pendage d'une interface, la vitesse sous cette interface et le gradient de vitesse dans la couche pour modéliser une hodochrone.

Dans ce paragraphe, nous fournissons une estimation grossière des incertitudes sur les vitesses dans de la couche 2 et dans la couche 3 et sur la profondeur du Moho en utilisant la démarche décrite un chapitre 4.3.

a. Incertitude sur les vitesses dans la couche 2 .

Nous faisons l'hypothèse que la vitesse au sommet de la couche 2 (5,0 km/s) est exacte et nous estimons l'incertitude sur les vitesses à la base de la couche 2.

Pour cela, nous perturbons chaque vitesse à la base de la couche 2 d'une quantité donnée (les vitesses à la base de la couche 2 sont paramétrées par 9 noeuds) et nous recalculons le toit de la couche 3 dans la partie centrale du modèle qui est relativement homogène latéralement donc propice à une inversion.

Nous mesurons l'effet de cette perturbation sur les temps d'arrivée de l'onde réfractée dans la couche 2 mais aussi sur ceux de l'onde réfractée de la couche 3 et sur ceux de la PmP. Les résultats des tracés de rais pour une perturbation donnée des vitesses à la base de la couche 2 sont illustrés sur la figure 4.14.c.

L'incertitude sur les vitesses à la base du socle peut être estimée à $\pm 0,2$ km/s correspondant à une vitesse au centre du modèle de $6,5 \pm 0,2$ km/s. Le meilleur modèle sélectionné (arbitrairement) est celui ayant une vitesse de 6,5 km/s à la base de la couche 2. Cette valeur correspond à la vitesse maximale que l'on peut observer dans une couche 2 suivant les critères de Mutter & Mutter (1993). L'incertitude mesurée sur la vitesse à la base de la couche 2 correspond à une incertitude de ± 1 km sur la profondeur de l'interface couche 2-couche 3 au centre du modèle.

b. Incertitude sur les vitesses dans la couche 3 et sur la profondeur du Moho.

Dans un premier temps, nous estimons l'incertitude sur le gradient dans la couche 3 (Figure 4.14.a). Pour cela, nous fixons plusieurs valeurs de gradient de vitesse dans la

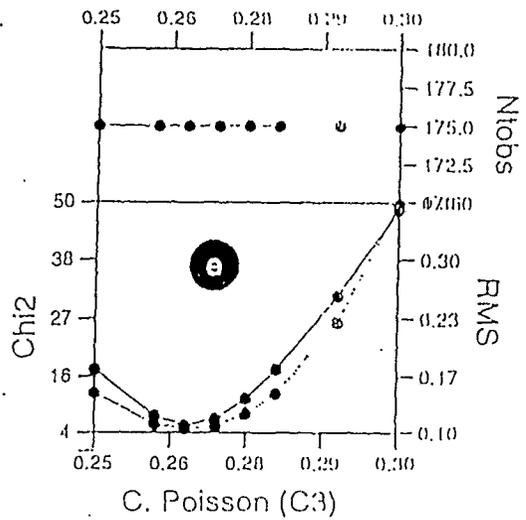
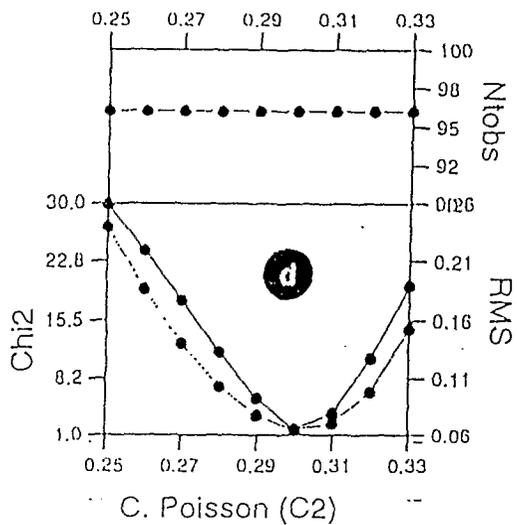
couche 3 et nous recalculons pour ces valeurs la vitesse au sommet de la couche 3. Le gradient calculé lors de l'inversion est de $0,025\text{s}^{-1}$. Des résultats satisfaisants sont obtenus pour des valeurs de gradients compris entre $0,00\text{ s}^{-1}$ et $0,08\text{ s}^{-1}$. Cette fourchette de valeurs correspond à une vitesse de $6,82\pm 0,03\text{ km/s}$, au toit de la couche 3 au centre du modèle,

Pour estimer simultanément l'incertitude sur les vitesses à la base de la couche 3 et sur la profondeur du Moho, nous perturbons les vitesses à la base de la croûte (mais en maintenant fixe les vitesses au toit de la couche 3) et nous recalculons la profondeur du Moho (les vitesses à la base de la croûte étant maintenues fixes) en inversant les temps d'arrivée de l'onde réfractée dans la couche 3 et les temps d'arrivée de la PmP. Les résultats de cette mesure sont illustrés sur la figure 4.14.b.

La meilleure correspondance est obtenue pour une vitesse à la base de la couche 3 de $7,28\text{ km/s}$ mais cette correspondance reste acceptable pour des valeurs comprises entre $\sim 7,00$ et $7,60\text{ km/s}$ ($7,3\pm 0,3\text{ km/s}$).

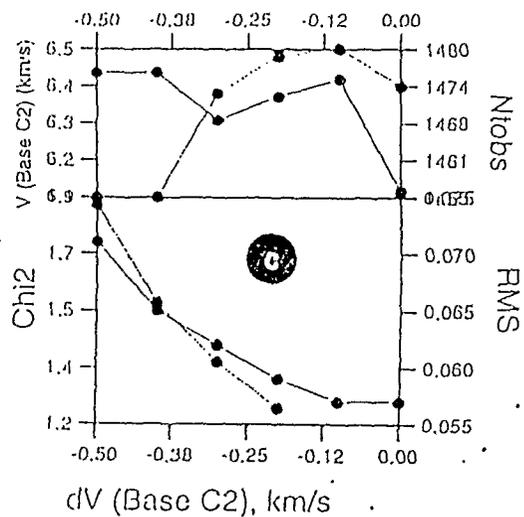
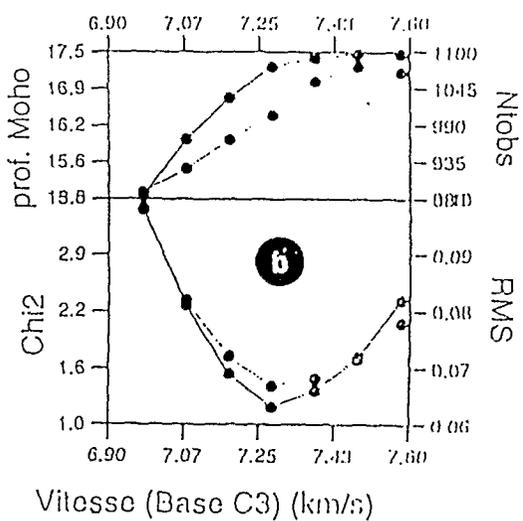
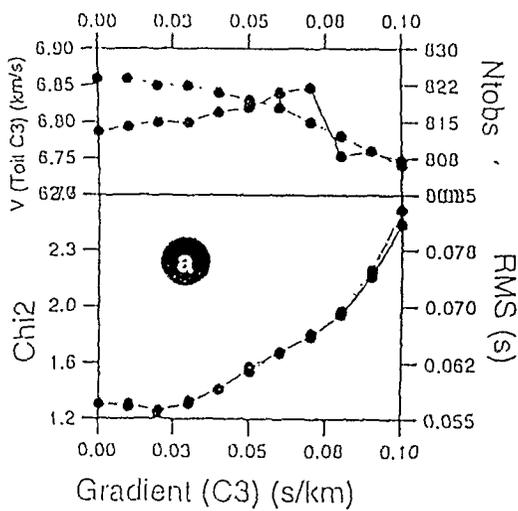
Figure 4.14 (a-e). Analyse des incertitudes

Les lignes continues décrivent la variation de la RMS (cadran inférieur) et du nombre de temps d'arrivée observés utilisés durant l'inversion (cadran supérieur) en fonction des variations appliquées au paramètre dont on veut mesurer l'incertitude. Les lignes en pointillés décrivent la variation du χ^2 (cadran inférieur) et des paramètres recalculés lors des inversions des temps d'arrivée pour les différentes valeurs du paramètre dont on veut mesurer l'incertitude (cadran supérieur). (a) Incertitude du gradient dans la couche 3. Les vitesses au toit de la couche 3 sont recalculées pour ces valeurs de gradient (cadran supérieur) (b) Incertitude sur les vitesses à la base de la couche 3. La profondeur du Moho est recalculée pour ces différentes valeurs (cadran supérieur) (c) Incertitude sur la vitesse à la base de la couche 2. ΔV correspond aux perturbations appliquées aux vitesses à la base de la couche 2. La valeur de la vitesse correspondant à ces perturbations est montrée dans le cadran supérieur. (d) Incertitude sur le coefficient de Poisson moyen dans la couche 2 (e) Incertitude sur le coefficient de Poisson moyen dans la couche 3 (page suivante)



RMS, NTobs: —
 Chi2,....:

83



4.5.3. Estimation des coefficients de Poisson.

a. Estimation du coefficient de Poisson moyen dans les sédiments.

Nous rappelons que le coefficient de Poisson est défini par:

$$\sigma = \frac{1}{2} [1 - ((\frac{V_p}{V_s})^2 - 1)^{-1}]$$

où V_p et V_s représentent respectivement les vitesses de propagation des ondes P et S

Le coefficient de Poisson moyen dans les sédiments peut être calculé très simplement, sans connaissance a priori des vitesses des P et S dans les sédiments, en utilisant les temps d'arrivée de l'onde réfléchie au toit de la couche 2 en mode P et en mode PS à incidence verticale (Au & Clowes, 1984) (Figure 4.15).

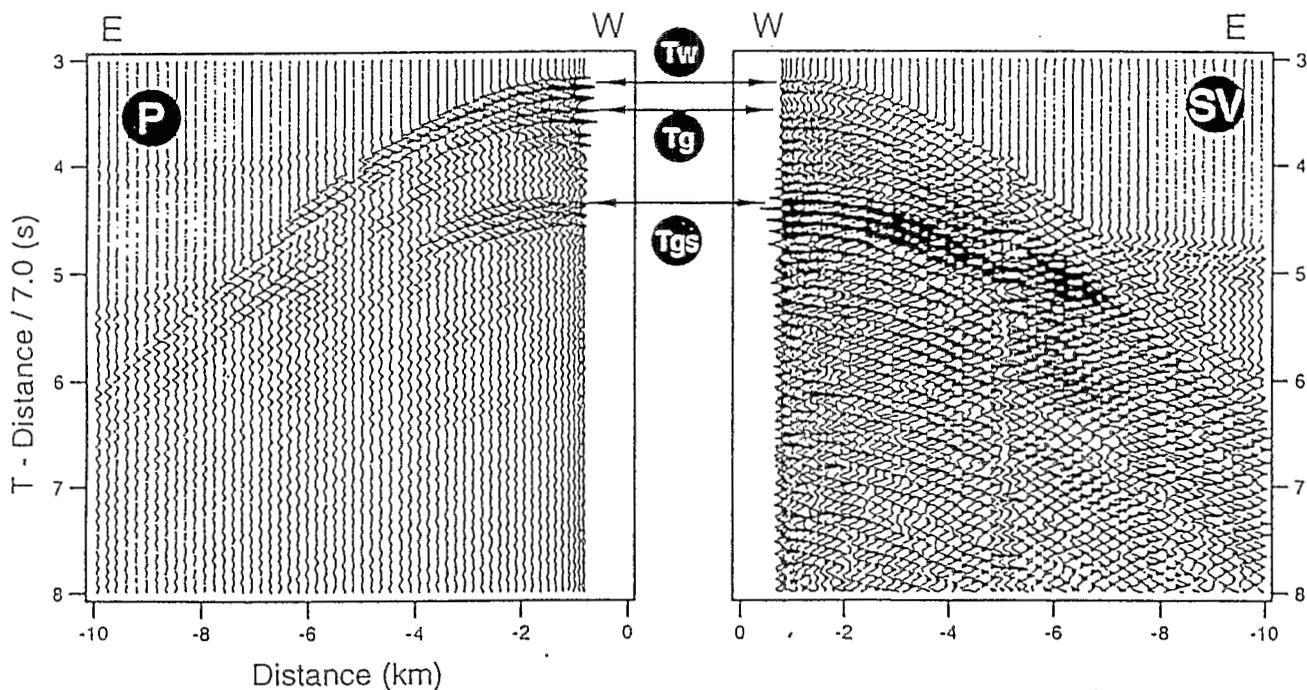


Figure 4.15. Pointé des ondes g et g_s ;

Pointé du temps d'arrivée des ondes g (réfléchi au toit du socle en mode P) et de l'onde g_s (réfléchi au toit du socle subissant une conversion PS à l'interface) à l'incidence nulle pour calculer le coefficient de Poisson dans les sédiments. La section de gauche représente la composante verticale d'ouest en est et la section de droite la composante horizontale d'est en ouest.

Le coefficient de Poisson moyen dans les sédiments est donné par la formule

$$z = (1 - \zeta) / 2 \quad (\text{Au \& Clowes, 1984})$$

où $\zeta = 1 / \{2(\Delta t / t_p) + (\Delta t / t_p)^2\}$ et $\Delta t = t_s - t_p$; t_p et t_s représentent les temps simples de propagation de l'onde P et S dans la couche sédimentaire. t_p et t_s s'expriment en fonction des temps d'arrivée de l'onde dans l'eau t_w , de l'onde g (t_g) et de l'onde gs (t_{gs}) à l'incidence nulle par :

$$t_p = (t_g - t_w) / 2 \text{ et } t_s = t_{gs} - (t_g + t_w) / 2 \text{ (Figure 4.15)}$$

La valeur moyenne calculée sur l'ensemble des observations est d'environ 0,485. Une vitesse des ondes S de 0,27 km/s correspond, pour un coefficient de Poisson de 0,485, à une vitesse d'onde P de 1,60 km/s utilisée dans le cadre de cette étude. Ce coefficient de Poisson, du même ordre de grandeur que ceux estimés par Spudich & Orcutt (1980) et Au & Clowes (1984) correspond probablement à des sédiments non consolidés.

b. Estimation du coefficient de Poisson moyen dans la couche 2 océanique

Pour effectuer cette estimation, nous utilisons uniquement les temps d'arrivée des ondes PS de la composante verticale de l'OBS 3. Nous effectuons un tracé de rais dans le modèle, obtenu à partir des temps d'arrivée des ondes P, pour différentes valeurs de coefficient de Poisson dans la couche 2. Les rais calculés se propagent en mode P dans les sédiments et en mode S dans la couche 2 dans laquelle ils se réfractent. Le coefficient de Poisson du modèle final est celui permettant de minimiser l'écart entre les temps d'arrivée observés et calculés de l'onde S2.

La valeur moyenne du coefficient de Poisson dans la couche 2 obtenu est de $0,3 \pm 0,1$ (Figure 4.14-d).

c. Estimation du coefficient de Poisson moyen dans la couche 3 océanique

De la même manière que pour la couche 2, nous estimons le coefficient de Poisson moyen dans la couche 3 en supposant un coefficient de Poisson de 0,30 dans la couche 2. Le coefficient de Poisson dans la couche 3 du modèle final est celui permettant de minimiser l'écart entre les temps d'arrivée observés et calculés de l'onde S3. Les rais calculés se propagent en mode P dans les sédiments et en mode S dans la couche 2 et dans la couche 3 dans laquelle ils se réfractent. La valeur du coefficient de Poisson moyen obtenu dans la couche 3 est de $0,27 \pm 0,1$ (Figure 4.14.e).

4.5.4. Modélisation des temps d'arrivée des ondes enregistrées sur la composante horizontale.

Pour vérifier notre interprétation qualitative des enregistrements des composantes horizontales, les temps d'arrivée des ondes pP2s, pP3s, pS2s, pS3s sont calculés dans

le modèle de vitesse P et pour les coefficients de Poisson estimés dans les sédiments, la couche 2 et la couche 3 au chapitres précédents. Une bonne correspondance entre les temps d'arrivée observés et calculés est obtenue validant l'interprétation qualitative du paragraphe (Figure 4.16).

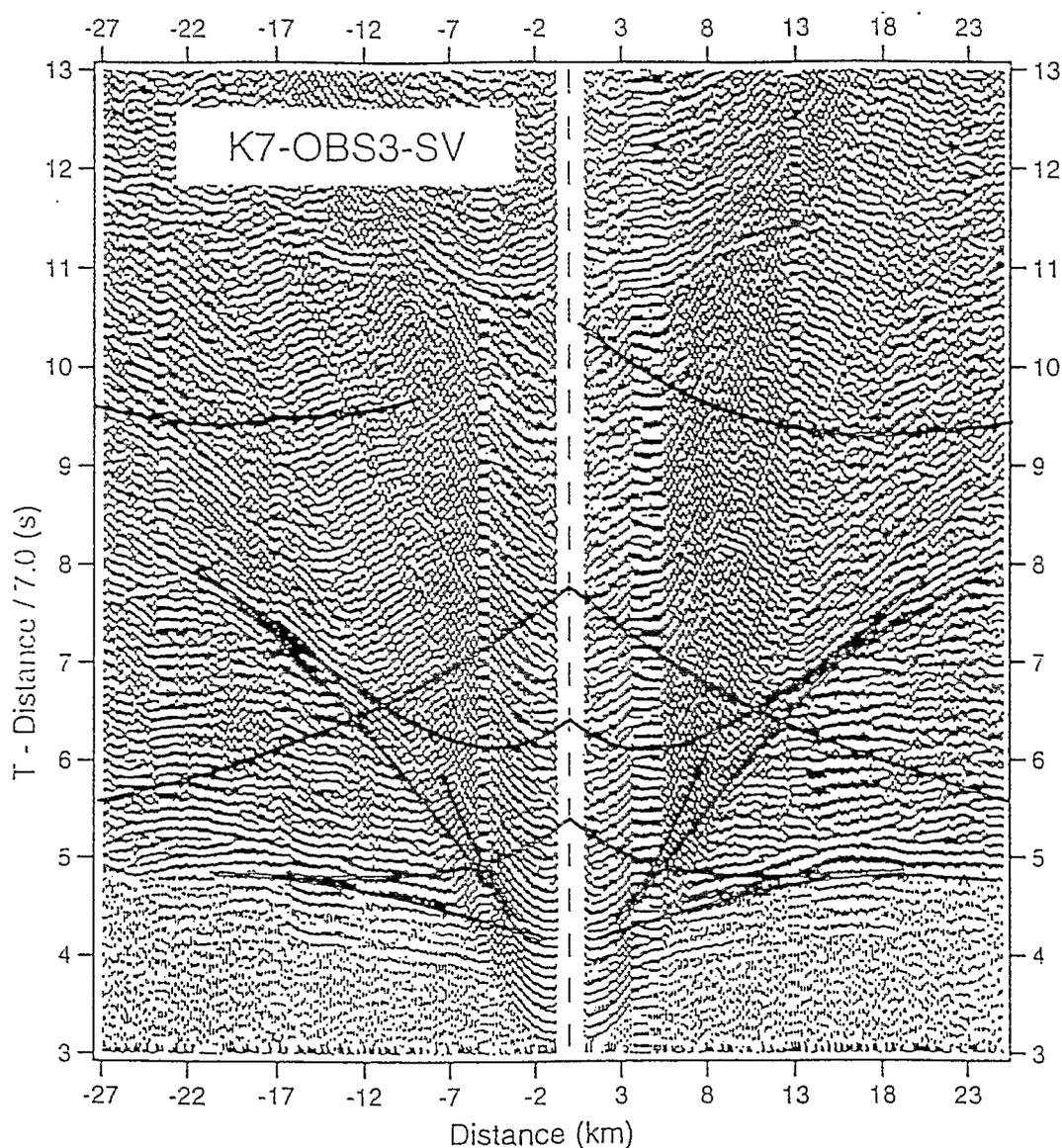


Figure 4.16. Résultat du tracé de rais pour la composante horizontale Temps d'arrivées des ondes gs , $pP2s$, $pP23P2s$, $pP3s$, $pS2s$, $pS23S2s$, $pS3s$ calculés dans le modèle de la figure 4.11 superposés aux données de la composante SV de l'OBS 3.

4.6. Modélisation des amplitudes et des formes d'onde des ondes enregistrées sur les trois composantes.

Le chapitre 4.5 a mis en évidence les limites et les imprécisions de la modélisation des temps d'arrivée pour estimer d'une part les gradients verticaux de vitesse P et d'autre part les coefficients de Poisson. Dans ce paragraphe, nous tentons de préciser les mesures de ces paramètres par la modélisation des amplitudes et des formes d'onde des signaux enregistrés sur les trois composantes en utilisant la méthode de la réflectivité (Fuchs & Müller, 1971).

Cette étude se limite à la modélisation des signaux de l'OBS 3 car cette méthode suppose une structure homogène latéralement. La méthode de la réflectivité est particulièrement adaptée à la modélisation des conversions des ondes du mode P en mode S puisqu'elle prend en compte toutes les conversions possibles dans le modèle. Elle a d'ailleurs été utilisée pour l'étude théorique des conversions des ondes P en mode S et inversement (White & Stephen, 1980) ou pour la modélisation des ondes converties PS en domaine océanique (e.g. Spudich & Orcutt, 1980; Purdy, 1983; Lindwall, 1991)

4.6.1. Paramètres contrôlant les phénomènes de conversion des ondes du mode P en mode S et inversement.

L'observation d'ondes S en sismique marine est aléatoire. Spudich & Orcutt (1980) notent que des ondes converties peuvent être observées sur les tirs localisés d'un côté du récepteur et complètement absentes sur les tirs localisés de l'autre côté. Une première condition favorable à l'enregistrement d'ondes converties PS cohérentes est que la topographie de l'interface où se produisent les conversions soit suffisamment lisse à l'échelle de la longueur d'onde du signal. De façon qualitative, nous avons suggéré que la structure était localement homogène latéralement de part et d'autre de la position de l'OBS 3 comme le suggérait la symétrie de l'enregistrement. L'analyse des temps d'arrivée a confirmé que le modèle était quasiment plan dans sa partie centrale alors que de nombreux pendages associés probablement à des failles caractérisaient les bords du modèle. Cette première conclusion explique que les ondes converties PS cohérentes sont enregistrées avec un si bon rapport signal sur bruit sur l'OBS 3 contrairement à celles enregistrées sur les autres OBS.

Une deuxième condition pour favoriser les conversions P-S à une interface est que celle-ci sépare deux milieux aux propriétés sismiques (c'est-à-dire principalement les vitesses P et S) très différentes (Spudich & Orcutt, 1980; White & Stephen, 1980). Cela implique que l'interface sédiment-couche 2 représente l'interface la plus

favorable aux conversions dans le cas du profil d'Enderby car le contraste de vitesse P et S est très élevé à cette interface entre des sédiments non consolidés et la couche 2 d'une croûte océanique d'âge crétacé. Deux critères plus quantitatifs sont en accord avec cette hypothèse:

- La vitesse des ondes P au sommet de la couche 2 (~5 km/s) est supérieure à la vitesse de phase horizontale de l'onde convertie S2. Par conséquent, cette onde convertie P-S ne peut s'être propagée en mode P dans la croûte magmatique (Spudich & Orcutt, 1980).

Remarque: dans la suite, nous utiliserons souvent le terme de vitesse de phase horizontale d'une onde dans la mesure où la quantité de conversion à une interface pour un modèle donné varie en fonction de ce paramètre. Si l'on raisonne en terme de rai (représentant la normale au front d'onde), la vitesse de phase horizontale d'une onde est définie par l'inverse du paramètre du rai p , constant le long du rai :

$$\frac{1}{p} = \frac{V(z)}{\sin(i(z))}$$

où z est la profondeur à laquelle la vitesse $V(z)$ est observée et $i(z)$ est l'angle d'incidence du rai à cette profondeur.

- L'autre interface potentielle pour la conversion des ondes est l'interface eau-sédiment. Pour une vitesse d'onde S de 0,57 km/s dans les sédiments, Spudich & Helmberger (1979) montrent que les conversions à l'interface eau-sédiments sont quasi-inexistantes. D'autre part, si l'onde S2 s'était propagée en mode S dans les sédiments, son ordonnée à l'origine serait très supérieure à celle observée (~1,5s) (Spudich & Orcutt, 1980).

L'énergie incidente transmise en mode S à l'interface sédiment-couche 2 dépend principalement des vitesses P et S dans les sédiments, des vitesses P et S au sommet de la couche 2 (Spudich & Orcutt, 1980; White & Stephen, 1980) et de la nature de l'interface (discontinuité de vitesse ou zone de transition sous forme d'un gradient de vitesse) (White & Stephen, 1980).

a. Influence des vitesses sismiques dans les sédiments sur les conversions

White & Stephen (1980) ont montré que les conversions P-S à l'interface sédiment-couche 2 sont d'autant plus efficaces que le coefficient de Poisson dans les sédiments est fort. Par conséquent, des sédiments non consolidés (dans lesquels la vitesse des ondes S est faible en raison de la présence d'eau) directement en contact avec la couche 2 constituent un contexte favorable aux conversions P-S à l'interface.

b. Influence des vitesses sismiques au sommet de la couche 2 sur les conversions P-S.

Le sommet de la couche 2 océanique constitue un filtre coupe-bande, fonction de la vitesse de phase horizontale et agissant sur les ondes converties P-S transmises à l'interface sédiment-couche 2 (Spudich & Orcutt, 1980). Cela signifie que le coefficient de transmission P-S est faible pour une fourchette de vitesses de phase horizontales correspondant à cette bande de coupure (Figure 4.17.b). Les caractéristiques du filtre sont définies par les vitesses P et S au toit de la couche 2. Le minimum de la bande de coupure est atteint pour une vitesse de phase horizontale égale à la vitesse des ondes P au toit de la couche 2 et la largeur de la bande de coupure augmente lorsque la vitesse des ondes S au toit de la couche 2 diminue.

D'autre part, en dehors de cette bande de coupure, les conversions sont généralement plus efficaces aux vitesses de phase horizontales inférieures à la vitesse des ondes P au toit de la couche 2 qu'aux vitesses de phase horizontales supérieures à la vitesse des ondes P au toit de la couche 2 (White & Stephen, 1980) (Figure 4.17.b). L'ensemble de ces observations impliquent que les conversions P-S à l'interface sédiment - couche 2 sont d'autant plus efficaces que la vitesse des ondes P au toit de la couche 2 est élevée et que la vitesse des ondes S est faible au toit de la couche 2 (c'est-à-dire que le coefficient de Poisson est faible dans la couche 2) (White & Stephen, 1980).

Les ondes converties P-S dans la croûte océanique ont des vitesses de phase horizontales de l'ordre de 3,7-3,9 km/s pour les ondes S2 et S3 et de l'ordre de 4,5-4,8 km/s pour l'onde SmS. Les vitesses des ondes P au toit d'une couche océanique ancienne sont de l'ordre de 4,3-5,0 km/s. L'ordre de grandeur relatif de ces vitesses montre que, dans beaucoup de cas, la réponse d'une partie du sous-sol à la propagation des ondes S ne sera pas enregistrée en raison du filtrage des conversions exercé par l'interface sédiment-couche 2.

L'influence considérable de cette partie du modèle sur l'ensemble des ondes transmises dans la croûte est particulièrement bien illustrée par les sismogrammes synthétiques calculés dans plusieurs modèles de croûte océanique, se différenciant seulement par les vitesses sismiques des ondes P et S au toit de la couche 2 (Figure 4.18).

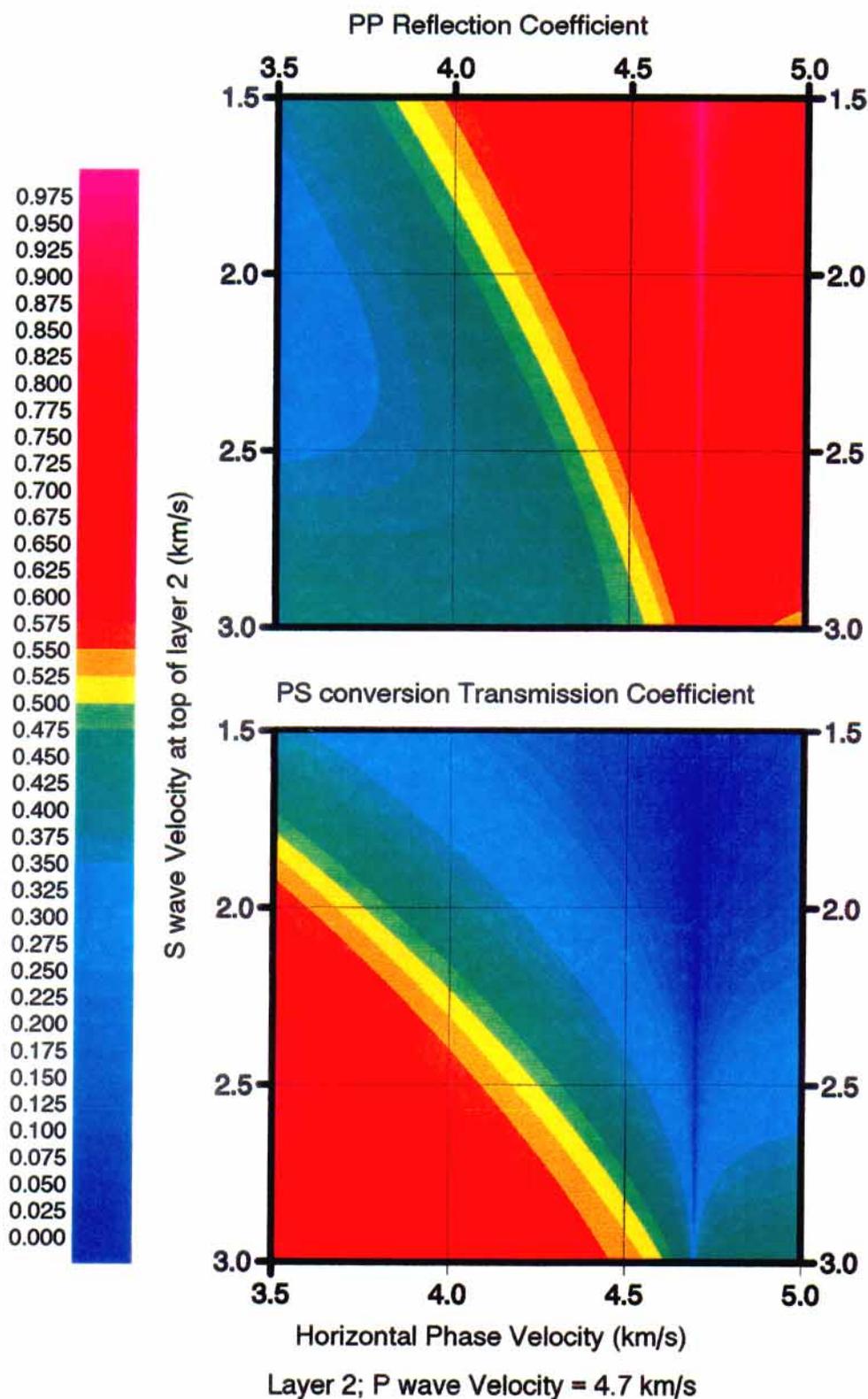


Figure 4.17.(a-b). Coefficients R_{pp} et R_{ps} à l'interface sédiment-couche 2
 (a) Influence de la vitesse des ondes S au toit de la couche 2 sur les coefficients de transmission R_{pp} (décrivant l'amplitude de l'onde g) à l'interface sédiment-couche 2. Les vitesses des ondes P et S dans les sédiments sont de 1,6 et 0,27 km/s correspondant à celles estimées pour le profil d'Enderby. (b) Coefficient de réflexion R_{ps} en fonction des mêmes paramètres que pour la figure 4.17.a.

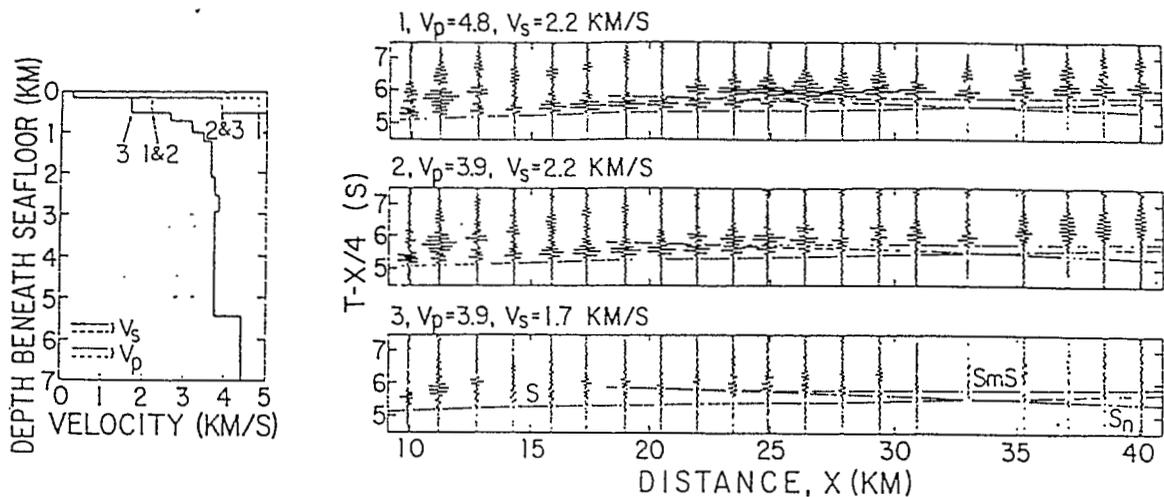


Figure 4.18.(a-c). Influence de l'interface sédiment-couche 2 sur les ondes transmises

Sismogrammes synthétiques illustrant l'effet du filtre coupe-bande constitué par le toit de la couche 2 fonction des vitesses de phase de l'onde incidente sur les amplitudes des ondes converties à l'interface sédiment-couche 2. (a) Les vitesses des ondes P et S au toit de la couche 2 sont élevées. Les ondes P-S sont enregistrées tout au long du profil. (b) La vitesse des ondes P au toit de la couche 2 décroît de 4,8 à 3,9 km/s par rapport au modèle a. Cela translate la bande de coupure vers des vitesses de phase plus faible sans modifier sa largeur. La SmS post-critique est fortement filtrée par rapport à la section a sans que les caractéristiques du Moho aient été modifiées car la vitesse de 3,9 km/s correspond à une vitesse de phase caractéristique d'une onde SmS aux distances post-critiques. (c) La vitesse des ondes S décroît de 2,2 à 1,7 km/s par rapport au modèle b. Cela élargit la bande de coupure sans modifier la position de son minimum le long de l'axe des vitesses de phase horizontales. Les ondes converties P-S réfractées dans la croûte et la SmS sont très atténuées (Spudich & Orcutt, 1980).

L'objectif de cette description avait pour objet de montrer que des propriétés très locales de l'interface sédiment-couche 2 avaient une influence considérable sur l'ensemble des arrivées transmises sous cette interface. D'un point de vue de la modélisation, cela implique que toute estimation erronée des vitesses au toit de la couche 2 risque de propager des artefacts de modélisation importants dans toute la partie sous-jacente du modèle et que, par conséquent, l'estimation de n'importe quelle partie du modèle ne pourra jamais être effectuée indépendamment de celle de l'interface sédiment-couche 2. Par exemple, il est possible d'imaginer que l'amplitude d'une onde à différentes distances puisse être restituée par plusieurs lois de vitesse différentes mais combinant de façon équivalente les effets de l'interface sédiment-couche 2 et des gradients de vitesse des ondes S dans les couches.

c. Influence d'une zone de transition à l'interface sédiment-couche 2.

L'interface sédiment-couche 2 est parfois mieux représentée par une zone de transition de faible épaisseur caractérisée par une augmentation rapide de la vitesse en fonction de la profondeur plutôt que par une simple discontinuité de vitesse (White & Stephen, 1980; Rohr, 1987). Si l'épaisseur de la zone de transition est comprise entre $\lambda_s/2$ et $\lambda_p/2$ (où λ_p et λ_s sont les longueurs d'onde du signal à la base des sédiments), des conversions P-S peuvent avoir lieu dans la transition sédiment-couche 2. White & Stephen (1980) ont montré que ce modèle est en fait équivalent à un modèle sans zone de transition entre les sédiments et la couche 2 mais avec une vitesse apparente des ondes S au toit de la couche 2 plus faible que la vitesse effective au toit de la couche 2. D'un point de vue de la modélisation, cela implique qu'il n'est pas possible de distinguer un modèle avec et sans zone de transition quand l'épaisseur de la zone de transition est comprise entre $\lambda_s/2$ et $\lambda_p/2$. Par conséquent, l'interface sédiment - couche 2 sera modélisée dans la suite par une discontinuité de vitesse et la présence éventuelle d'une zone de transition à l'interface sédiment-couche 2 sera introduite dans le modèle sous forme d'une vitesse apparente d'onde S faible au toit du socle. D'autre part, si l'épaisseur de la zone de transition est supérieure à $\lambda_p/2$, l'épaisseur de la zone de transition est supérieure à une demi-longueur d'onde des ondes P au toit de la couche 2, aucune conversion P-S n'a lieu et par conséquent ce cas ne sera pas envisagé dans la suite.

4.6.2. Contrainte sur la vitesse des ondes S au toit de la couche 2.

La vitesse des ondes S au toit de la couche 2 est souvent peu contrainte par les ondes S transmises dans la croûte. Premièrement, les temps d'arrivée et les amplitudes de l'onde S2 à courte distance qui fournissent les contraintes les plus directes sur les vitesses des ondes S au toit de la couche 2 (selon les mêmes critères que pour la modélisation d'une onde P) sont souvent masqués par d'autres ondes d'amplitude plus forte comme l'onde dans l'eau. Deuxièmement, la contrainte fournie par l'amplitude des ondes converties P-S dans la croûte résulte des effets combinés de la structure du toit de la couche 2 et de la loi de vitesse S dans la croûte si bien qu'il existe sans doute un compromis idéal à trouver entre l'influence des deux effets.

L'amplitude de l'onde g (onde réfléchie au toit de la couche 2) entre la distance critique de l'onde P2 et de l'onde S2 est dans certains cas plus facilement accessibles que les amplitudes de l'onde S2 à courte distance. L'amplitude de l'onde g fournit indirectement une contrainte supplémentaire sur la vitesse des ondes S au toit de la couche 2 dans la mesure où elle permet d'apprécier la quantité de conversion à l'interface sédiment-couche 2 sans avoir à faire d'hypothèse sur la structure de la

croûte sous-jacente à l'interface sédiment-couche 2. Lorsque les conversions sont importantes à l'interface sédiment-couche 2, d'après le principe de conservation de l'énergie, l'amplitude de l'onde g est faible entre les distances critiques de l'onde P2 et S2 et inversement lorsque les conversions sont faibles (Figure 4.17.a). Les amplitudes de l'onde g ont été par exemple utilisées par Rohr (1987) pour modéliser la structure de l'interface sédiment-couche 2. La procédure pour mesurer l'amplitude en fonction de la distance de l'onde g est illustrée sur les figures 4.19 et 4.20. Dans un premier temps, les données sont déconvoluées pour pointer le plus précisément possible les temps d'arrivée de l'onde g (Figure 4.19). Dans un deuxième temps, nous sélectionnons l'onde g dans une fenêtre en temps de courte durée dans laquelle est mesurée l'amplitude maximale (Figure 4.20).

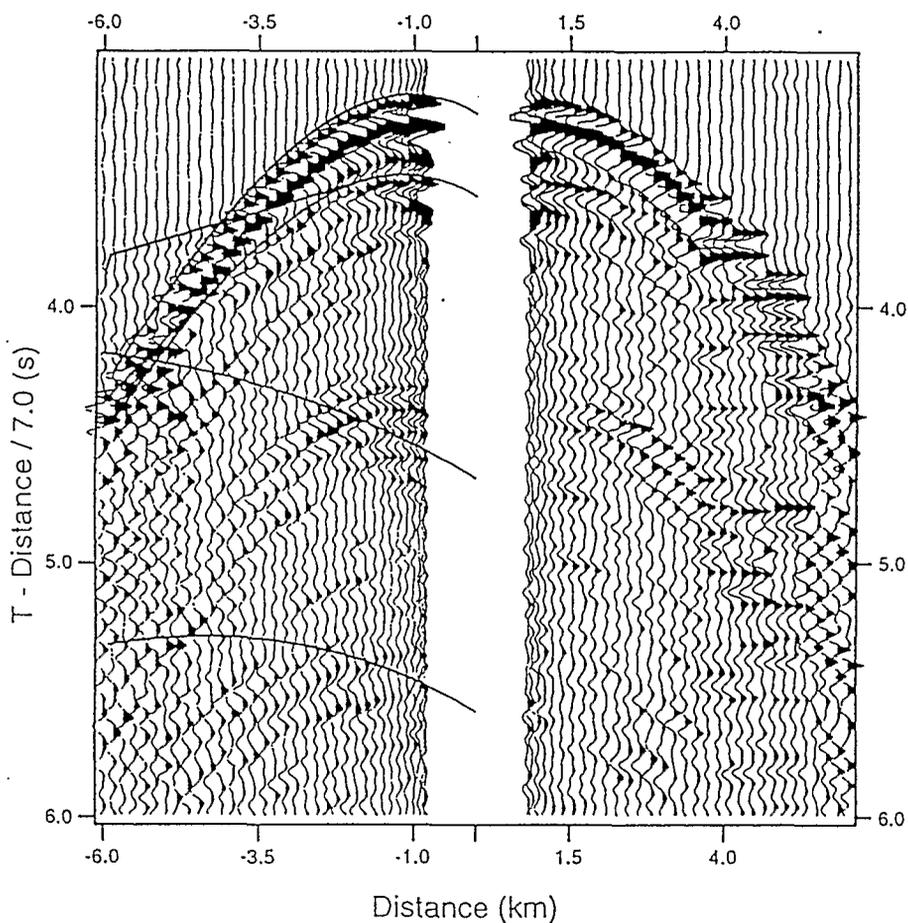


Figure 4.19. Pointé de l'onde g

Déconvolution de la section enregistrée par la composante verticale de l'OBS 3 pour faciliter le pointé de l'onde g.

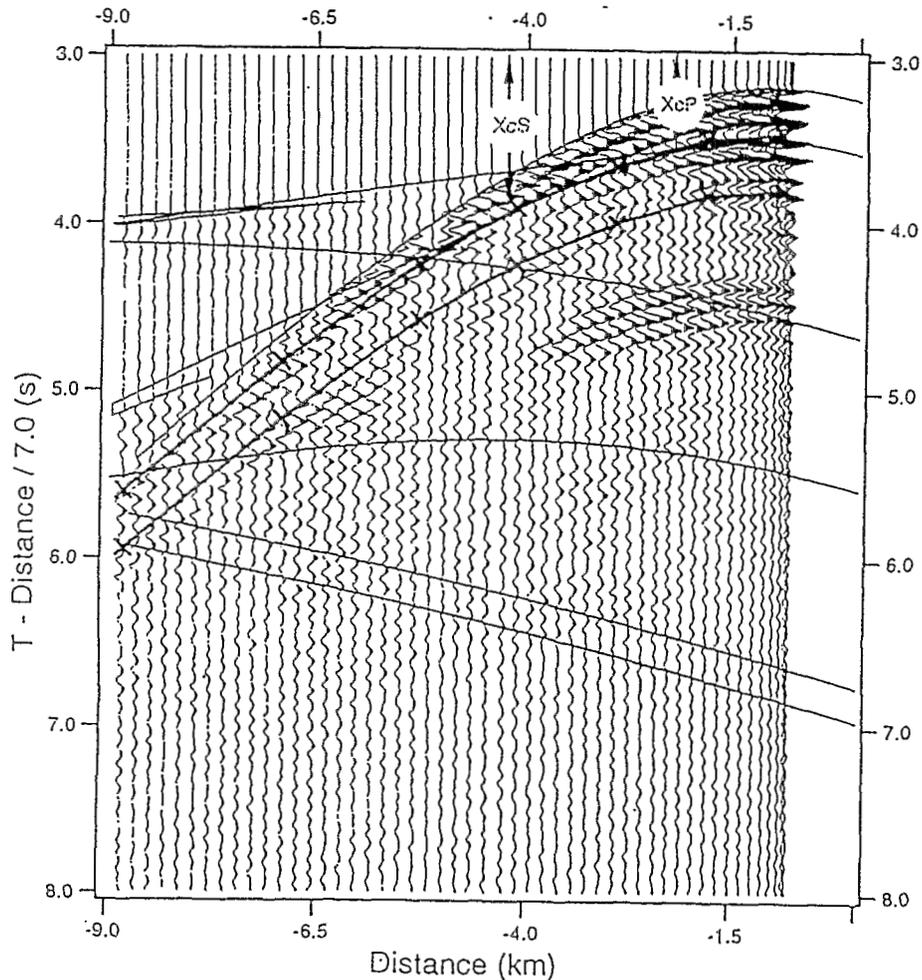


Figure 4.20. Mesure de l'amplitude de l'onde g

Fenêtrage à géométrie variable de l'onde g utilisant l'hodochrone de l'onde g. L'amplitude maximale en fonction de la distance de l'onde g est mesurée dans cette fenêtre. Les distances critiques des ondes réfractées P et S dans le socle sont indiquées pour le modèle de la figure 4.21.a

4.6.3. Résultats de la modélisation des amplitudes.

Les sismogrammes synthétiques ont été calculés pour la composante verticale et pour la composante SV (Figures 4.23, 4.24 et 4.27). Les signaux enregistrés à l'est (distances négatives sur la figure 3) et à l'ouest de l'OBS 3 (distances négatives sur la figure 3) ont été modélisés indépendamment fournissant deux modèles 1D des vitesses des ondes P et S en fonction de la profondeur (dans la suite, les modèles 1 et 2

correspondent aux modèles déduits respectivement de la modélisation des signaux enregistrés à l'est et à l'ouest de l'OBS 3 (Figures 4.21 et 4.22).

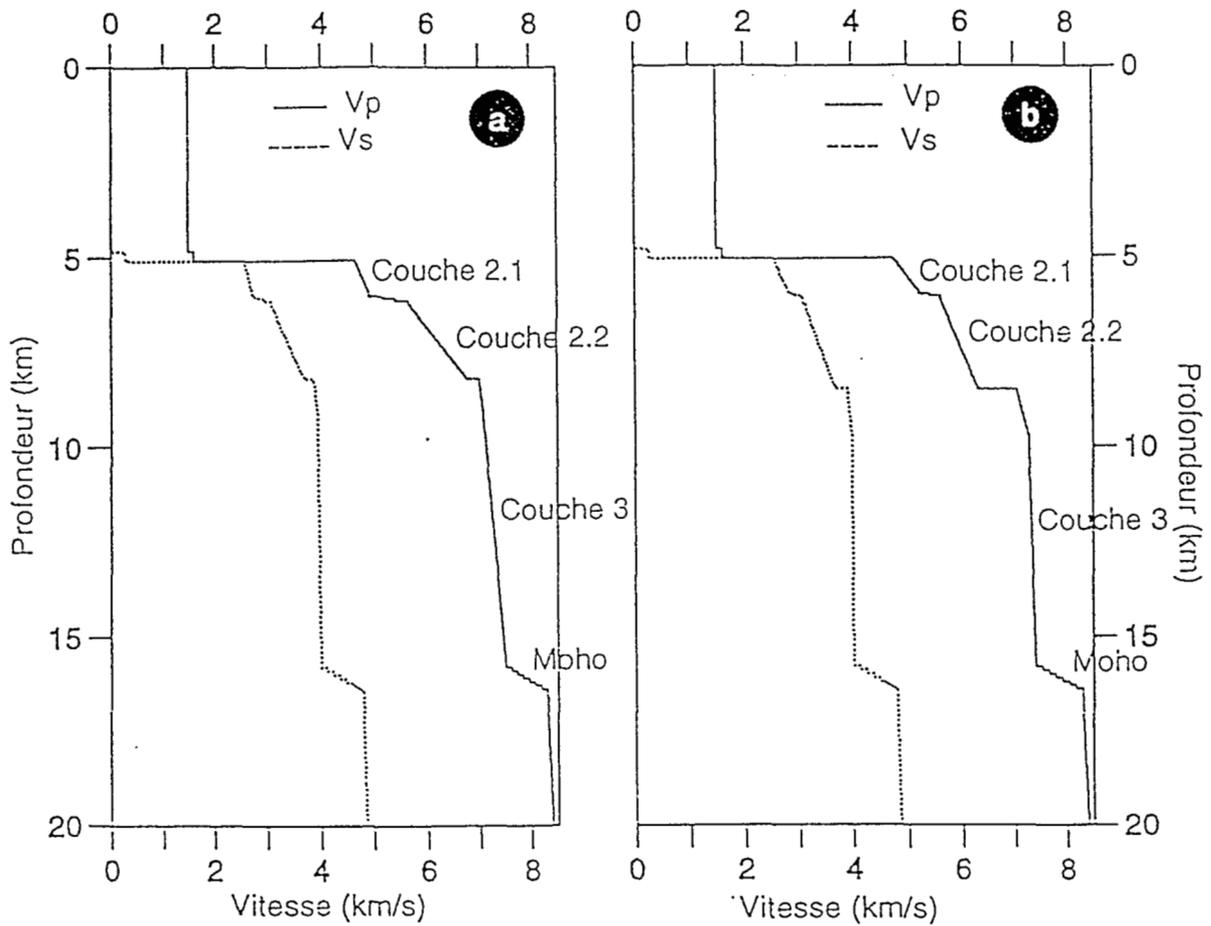


Figure 4.21 (a-b). Loi de vitesse des ondes P et S en fonction de la profondeur pour l'OBS 3 du profil d'Enderby
 (a) modèle 1 correspondant aux distances source-récepteur négatives (b) modèle 2 correspondant aux distances source-récepteur positives.

Les sismogrammes synthétiques ont été calculés pour des milieux supposés élastiques. Dans le cas de la composante verticale, nous considérons une source posée sur le fond et des récepteurs situés à la surface de l'eau. La zone de réflectivité est comprise entre le toit des sédiments et une profondeur de 20 km soit ~5 km sous le Moho dans le manteau supérieur. Les sismogrammes synthétiques sont calculés pour des lenteurs comprises entre 0,1 s/km et 0,672 s/km correspondant à des vitesses de 10 km/s et 1,49 km/s. Approximativement, 2500 valeurs de lenteurs ont été utilisées pour calculer les sismogrammes synthétiques entre 0 et 65 km de distance. Toutes les ondes sont incluses dans les calculs y compris l'onde dans l'eau. Néanmoins, nous pondérons l'intégrale sur les lenteurs par une fonction de Hanning dont les bornes sont comprises entre 0,119 et 0,671 pour éliminer les effets de bord liés à la troncature de

l'intégrale (Cf. paragraphe 4.4). Les sismogrammes synthétiques sont calculés sur une durée de 5s avec une vitesse de réduction de 7,0 km/s et 4,0 km/s pour permettre de visualiser respectivement les ondes P et PS à grande distance.

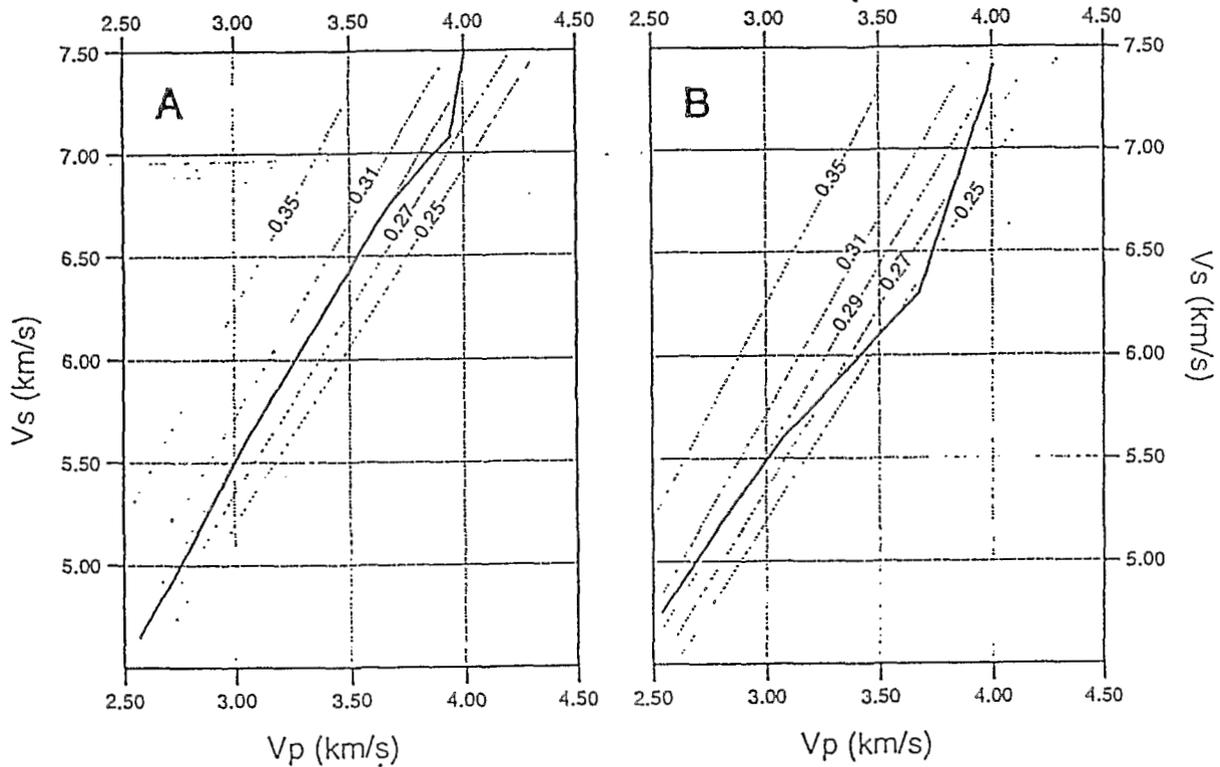


Figure 4.22.(a-b). Loi de vitesse des ondes P / la vitesse des ondes S
 Les traits fins représentent les courbes d'isovaleur du coefficient de Poisson. (a) modèle 1; (b) modèle 2.

Dans le cas de la composante SV, nous considérons une source située à la surface de l'eau et les récepteurs situés sur le fond. La zone de réflectivité est située entre le toit de la couche 2 et la base du modèle. L'intégrale sur les lenteurs est calculée pour des valeurs comprises entre 0,625 s/km et 0,1 s/km (soient des vitesses de 1,6 km/s et 10 km/s respectivement). La modélisation de la section SV a notamment permis d'affiner l'estimation de la profondeur de l'interface sédiment-couche 2. En effet, les ondes enregistrées par la composante SV s'étant propagées en mode S dans la couche sédimentaire (dans laquelle la vitesse des ondes S est très faible), une mauvaise estimation de la profondeur de l'interface répercutait de façon criarde cette erreur sur les temps d'arrivée des ondes pP2s et pP3s.

Pour modéliser les gradients verticaux dans les couches, nous les subdivisons en couches homogènes dont l'épaisseur est approximativement un quart de la plus petite longueur d'onde dans la couche (c'est-à-dire celle des ondes S).

Nos deux meilleurs modèles (modèles 1 et 2) sont décrits dans les tables table 4.1 et 4.2 et représentés sur la figure 4.21. Les lois de vitesse des ondes P en fonction de la vitesse des ondes S pour ces deux modèles sont représentées sur la figure 4.22 suivant la présentation suggérée par Spudich & Orcutt (1980). Les deux modèles ne montrent pas de différences significatives si ce n'est la vitesse des ondes P à la base de la couche 2 qui est nettement plus faible dans le modèle 2 (6,3 km/s) que dans le modèle 1 (6,75 km/s).

Profondeur (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	(Densité)
0,00	1,49	0,00	1,00
4,83	1,49	0,00	1,00
4,83	1,60	0,273	1,50
5,09	1,60	0,273	1,50
5,09	4,65	2,57	2,01
5,98	4,90	2,71	2,11
6,20	5,65	3,07	2,39
8,20	6,75	3,67	2,81
8,20	7,00	3,87	2,90
9,20	7,08	3,94	2,93
15,70	7,50	4,00	3,02
16,50	8,30	4,79	3,36
20,00	8,40	4,85	3,43

Table 4.1. Modèle 1

Profondeur (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	(Densité)
0,00	1,49	0,00	1,00
4,83	1,49	0,00	1,00
4,83	1,60	0,273	1,50
5,09	1,60	0,273	1,50
5,09	4,75	2,54	2,01
5,98	5,20	2,81	2,11
6,10	5,60	3,07	2,39
8,50	6,30	3,67	2,81
8,50	7,05	3,90	2,90
9,80	7,28	3,98	2,93
15,70	7,40	4,00	3,02
16,50	8,30	4,79	3,36
20,00	8,40	4,85	3,43

Table 4.2. Modèle 2

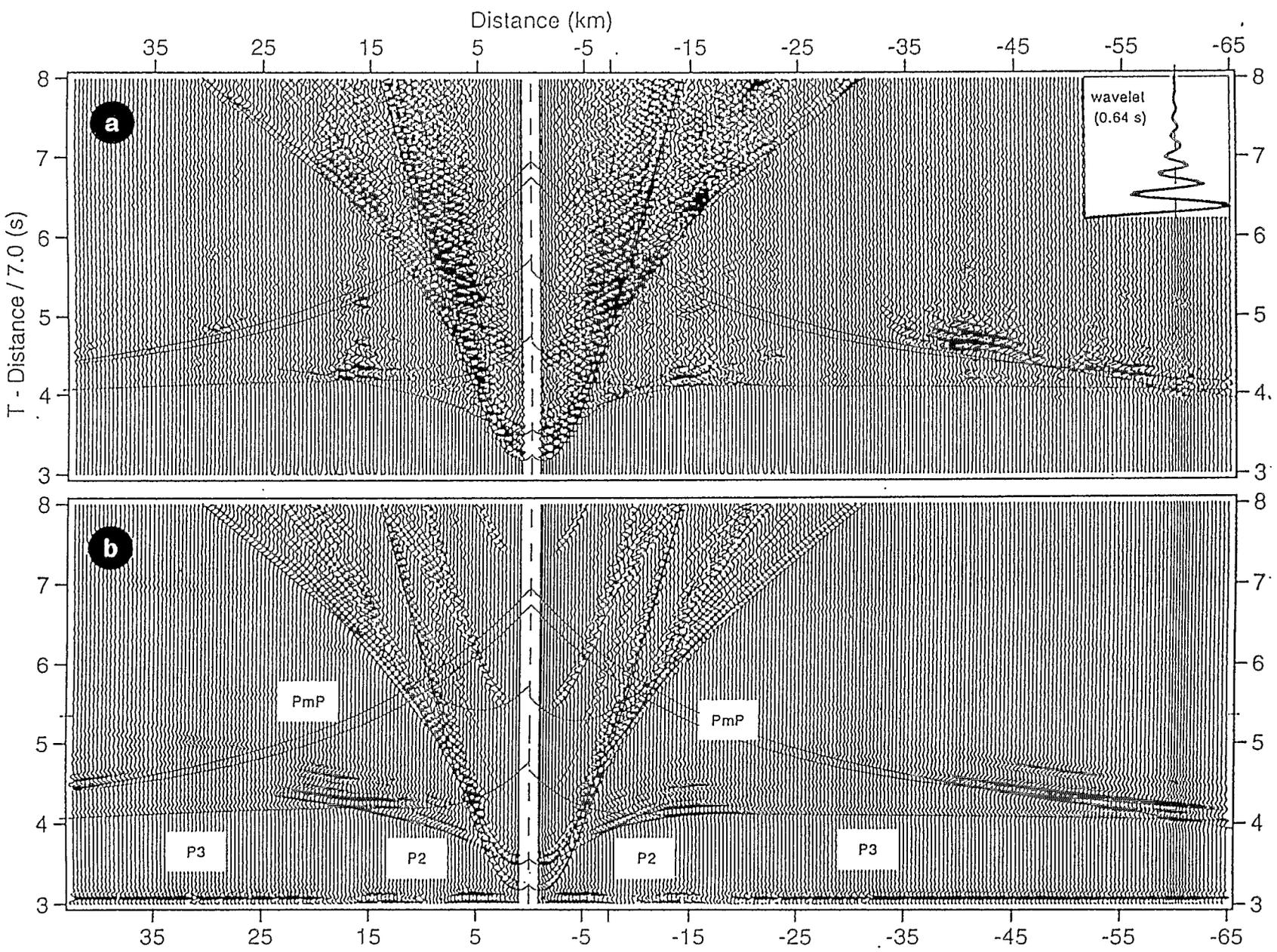


Figure 4.23. Sismogrammes synthétiques pour la comp. verticale de l'OBS 3 ($V_r=7,0$ km/s)

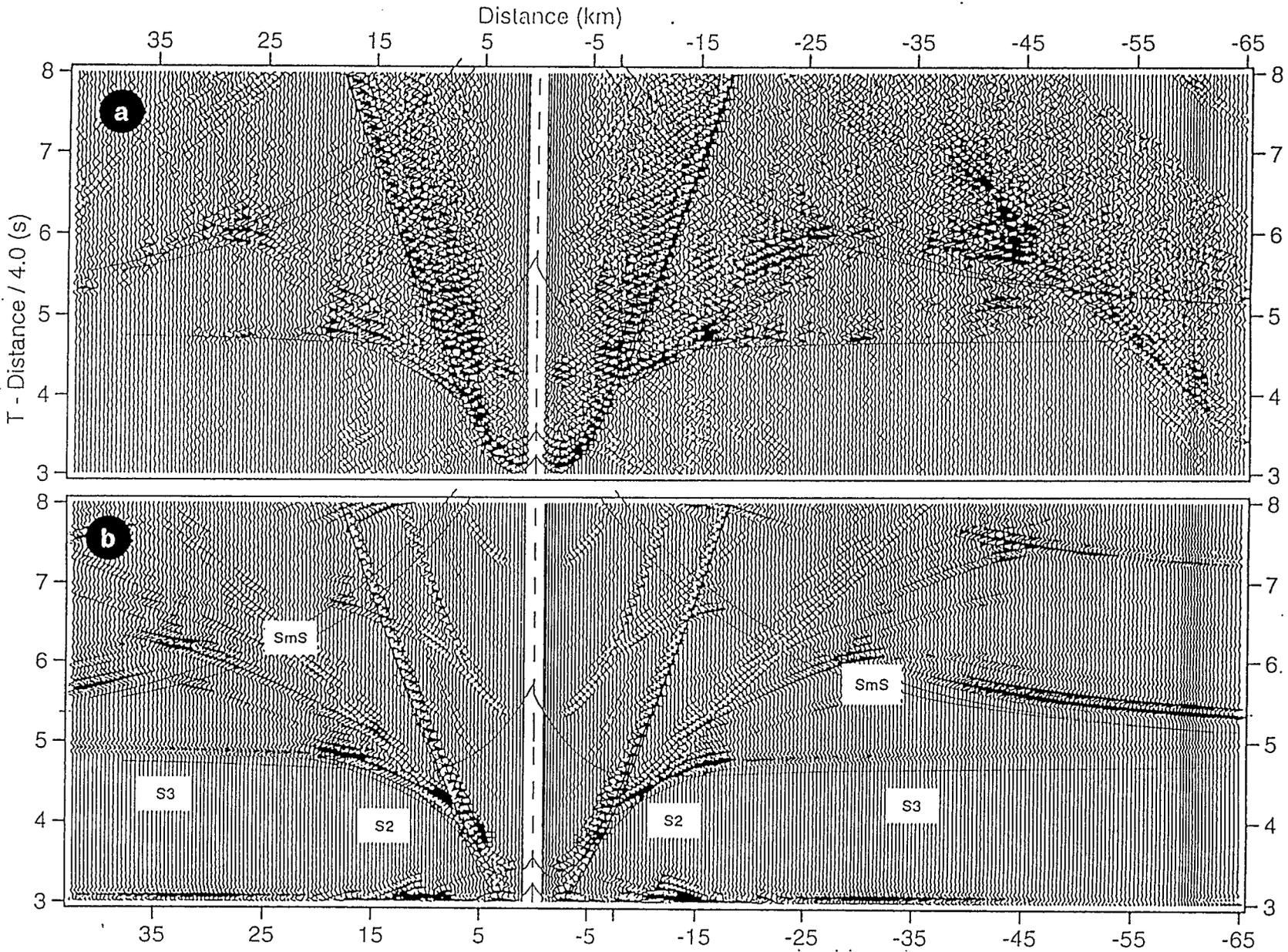


Figure 4.24. Sismogrammes synthétiques pour la comp. verticale de l'OBS 3 ($V_r=4,0$ km/s)

Idem que la figure 4.23 sauf que la vitesse de réduction est de 4,0 km/s. Cette vitesse de réduction permet de centrer la section sur les ondes doublement converties. (a) Données. A noter l'interférence entre les arrivées S3 et SmS avec le premier multiple des ondes P3 et PmP à partir de ~40 km de distance (b) Sismogrammes synthétiques. Comparaison entre les données de la composante verticale de l'OBS 3 avec les sismogrammes synthétiques calculés dans les modèles de la figure 4.20. Les courbes de temps d'arrivée sont superposées aux données et aux sismogrammes synthétiques. (a) données représentées avec une vitesse de réduction de 7,0 km/s permettant de centrer la section sur les ondes P (b) sismogrammes synthétiques représentés avec une vitesse de réduction de 7,0 km/s Les sismogrammes synthétiques calculés pour la composante verticale sont représentés en comparaison des données sur deux systèmes d'axes sur les figures 4.23 et 4.24. Les sismogrammes synthétiques sont montrés en comparaison directe des données sur un même système d'axes sur la figure 4.25 pour les distances sources-récepteurs négatives (modèle 1). Qualitativement, on peut constater que toutes les phases observées sur les données réelles sont reproduites sur les sections synthétiques (g, P2, P3, PmP, S2, S3, SmS) avec une bonne correspondance des temps d'arrivée (Figures 4.23, 4.24, 4.25) et des amplitudes (Figures 4.23, 4.24, 4.25, 4.26). Les sismogrammes synthétiques calculés dans les modèles 1 et 2 pour la composante horizontale sont représentés sur la figure 4.27. Dans ce cas également, les ondes gs, pP2s, pS2s, pP3s, pS3s sont reproduites sur la section synthétique avec une bonne correspondance des temps d'arrivée. Nous nous limitons dans ce cas à une observation qualitative des amplitudes dans la mesure où le rapport signal sur bruit ne permet pas une mesure précise des amplitudes.

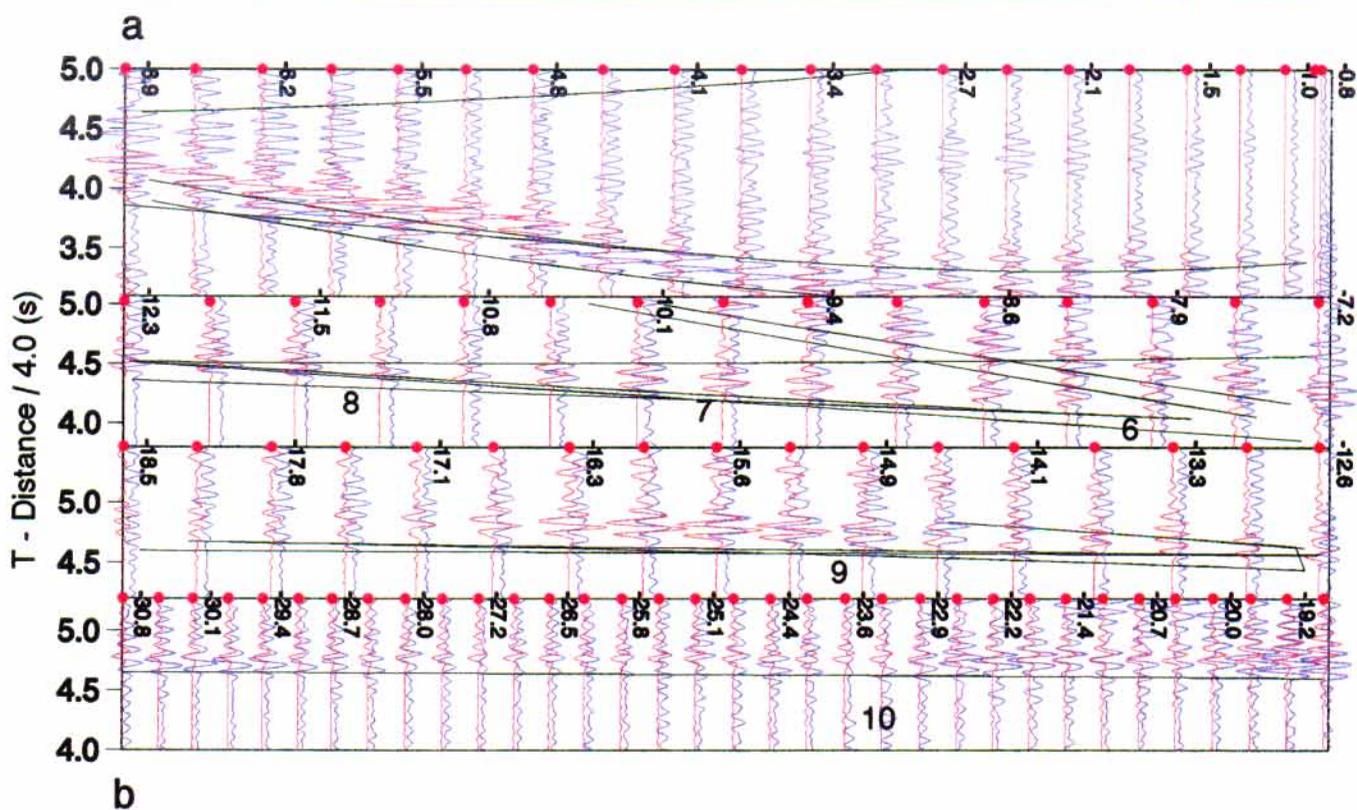
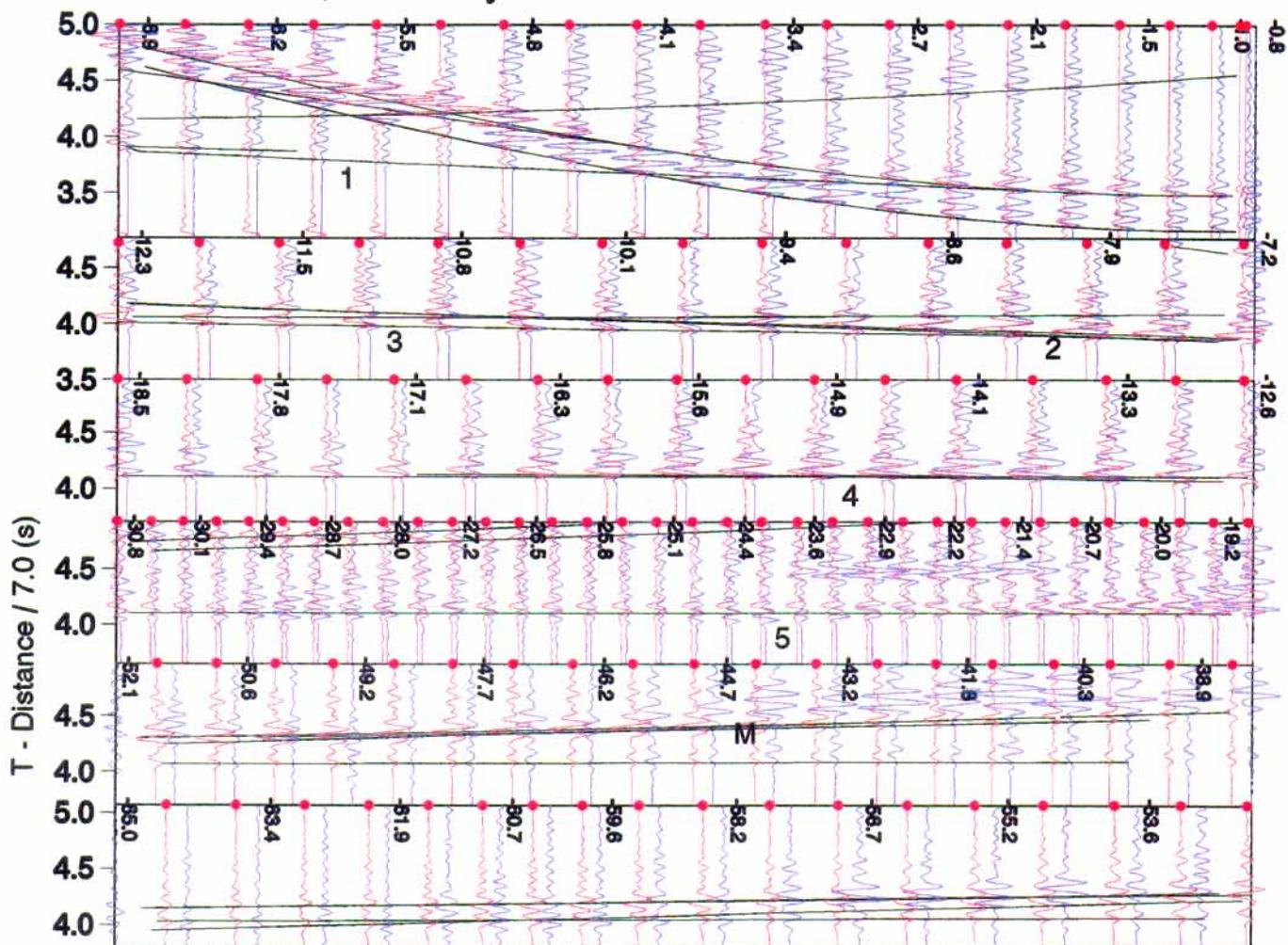
a. Structure du sommet de la couche 2

Les vitesses des ondes P et des ondes S au sommet de la couche 2 sont respectivement de 4,65 km/s et 0,57 km/s (coefficient de Poisson 0,28) pour le modèle 1 et de 4,75 km/s et 0,54 km/s (coefficient de Poisson 0,30) pour le modèle 2. La vitesse des ondes P est

Figure 4.25 (a-b). Comparaison directe entre sismogrammes enregistrés et synthétiques

Comparaison directe, sismogramme par sismogramme, entre les données de la composante verticale enregistrées à l'est de l'OBS 3 avec les sismogrammes synthétiques calculés dans le modèle 1 (Figure 4. 21.a). L'échelle horizontale est l'échelle des distances indiquées par les nombres verticaux et l'échelle verticale l'échelle des temps. (a) Représentation avec une vitesse de réduction de 7,0 km/s centrée sur les ondes P (W, g, P2, P3P, P3, PmP). Voir texte pour l'identification des segments de courbe des temps d'arrivée. (b) Représentation avec une vitesse de réduction de 4,0 km/s centrée sur les ondes doublement converties P-S P (S2, S3S, S3). Voir texte pour l'identification des segments de courbe des temps d'arrivée (page suivante).

a: P Waves; b: Doubly converted P-S Waves



relativement bien contrainte par les temps d'arrivée (Cf. segment 1 de la courbe des temps d'arrivée, Figure 4.25.a). La vitesse de l'onde S l'est beaucoup moins dans la mesure où l'amplitude de l'onde S2 est très faiblement discernable (Cf. segment 6, Figure 4.25.b). L'amplitude des ondes P-S transmises dans le reste de la croûte (S2, S3 et SmS) ne fournissent pas une contrainte suffisamment précise dans la mesure où nous avons testé des modèles avec des coefficients de Poisson au sommet de la couche 2 variant entre 0,27 et 0,30 dans lesquelles des conversions équivalentes étaient produites. La difficulté d'estimer avec précision la vitesse des ondes S au sommet de la couche 2 a déjà été notée par Spudich & Orcutt (1980) et Au & Clowes (1984), ces derniers estimant l'incertitude de cette vitesse à 0,3 km/s.

La courbe d'amplitude observée de l'onde g est caractérisée par un haut d'amplitude à ~1,5 km de distance (correspondant approximativement à la distance critique de l'onde P (Figure 4.20)) suivie d'une brutale diminution de son amplitude jusqu'à ~3 km de distance (Figure 4.26.a). Cette brutale diminution de l'amplitude, résultant probablement du fort coefficient de transmission P-S aux distances comprises entre la distance critique de l'onde P et celle de l'onde S, est bien représentée par la courbe calculée suggérant une estimation précise des vitesses P et S au toit de la couche 2.

La courbe calculée présente un deuxième haut d'amplitude situé approximativement 1,5 km après la distance critique de l'onde S (Figure 4.26.a). Ce deuxième pic d'amplitude n'est pas présent sur la courbe observée mais nous suggérons qu'il est probablement écrêté par interférence destructive de l'onde dans l'eau et l'onde g qui pour ces vitesses de phase horizontales ont une pente très similaire.

Les sismogrammes synthétiques ont également été calculés dans un modèle ayant un coefficient de Poisson de 0,43 au toit de la couche 2 (correspondant à une vitesse d'onde P de 4,65 km/s et une vitesse d'onde S de 1,8 km/s) (Figure 4.28). La diminution de la vitesse S au toit de la couche 2 induit une diminution de l'amplitude de l'onde S3 qui n'est pas observée sur les données, suggérant une simple discontinuité de vitesse à l'interface sédiment-couche 2.

b. Structure de la couche 2 océanique

La couche 2 est constituée par deux sous-unités pour les lois de vitesse des ondes P et S séparées par une zone de transition de ~100 mètres (modèle 2) à ~200 mètres (modèle 1) d'épaisseur. Cette zone de transition représentée par une augmentation rapide de la vitesse en fonction de la profondeur a été introduite dans la couche 2 pour

modéliser un pic d'amplitude observé à $\sim 8,5$ km de distance pour les ondes P et ~ 10 km de distance pour les ondes S représentant probablement un rebroussement de la courbe des temps d'arrivée (Cf. segments 2 et 7 sur les Figures 4.25.a et 4.25.b). Les vitesses des ondes P et des ondes S dans la première unité sont comprises respectivement:

- entre 4,65 km/s et 4,90 km/s et entre 2,57 et 2,70 km/s pour le modèle 1

- entre 4,75 km/s et 5,20 km/s et entre 2,54 km/s et 2,80 km/s pour le modèle 2

Les vitesses des ondes P et des ondes S dans la deuxième unité sont comprises respectivement:

- entre 5,65 km/s et 6,75 km/s et entre 3,07 et 3,67 km/s pour le modèle 1. (coefficient de Poisson 0,29).

- entre 5,60 km/s et 6,30 km/s et entre 3,07 km/s et 3,67 km/s pour le modèle 2 (coefficient de Poisson 0,25).

La vitesse des ondes P à la base de la couche 2 est sensiblement inférieure pour le modèle 2 (6,3 km/s) que pour le modèle 1 (6,75 km/s). Nous proposerons une interprétation géologique au chapitre 7 pouvant justifier cette différence bien que nous ne puissions exclure un artefact de modélisation lié à un effet topographique. Les caractéristiques de la deuxième unité de la couche 2 sont principalement contraintes par les temps d'arrivée des segments 3 et 8 (Figure 4.25.(a-b)) et par les temps d'arrivée et les amplitudes des ondes réfléchies sur l'interface couche 2 - couche 3 (Figures 4.23, 4.24, 4.26 et segments 4 et 9 sur Figure 4.25.(a-b)). La vitesse de 6,3 km/s à la base de la couche 2 est justifiée par le souci de modéliser la position en fonction de la distance du pic d'amplitude lié à la réflexion P3P. Malgré la valeur faible de la vitesse de 6,3 km/s à la base de la couche 2, le pic d'amplitude est encore localisé à trop grande distance sur la section synthétique (~ 18 km) par rapport à la section observée (~ 16 km) (Figure 4.26). D'autre part, les amplitudes post-critiques de l'onde P3P sont davantage identifiables à l'ouest (modèle 2) qu'à l'est (modèle 1) de l'OBS 3 en raison de la vitesse asymptotique plus faible de l'onde P3P à l'ouest de l'OBS (dans ce cas, la branche asymptotique de l'onde P3P interfère moins avec l'onde P3). Cette vitesse asymptotique plus faible de l'onde P3P indique une vitesse plus faible dans le milieu sus-jacent (e.g. la base de la couche 2). Néanmoins, l'amplitude maximale de l'onde P3P est semblable de part et d'autre de l'OBS 3 (Figure 4.26.b). Cela suggère que la discontinuité de vitesse à l'interface couche 2-couche 3 est comparable de part et d'autre de l'OBS 3 donc que les vitesses à la base de la couche 2 sont semblables (étant donné que les vitesses au sommet de la couche 3 le sont).

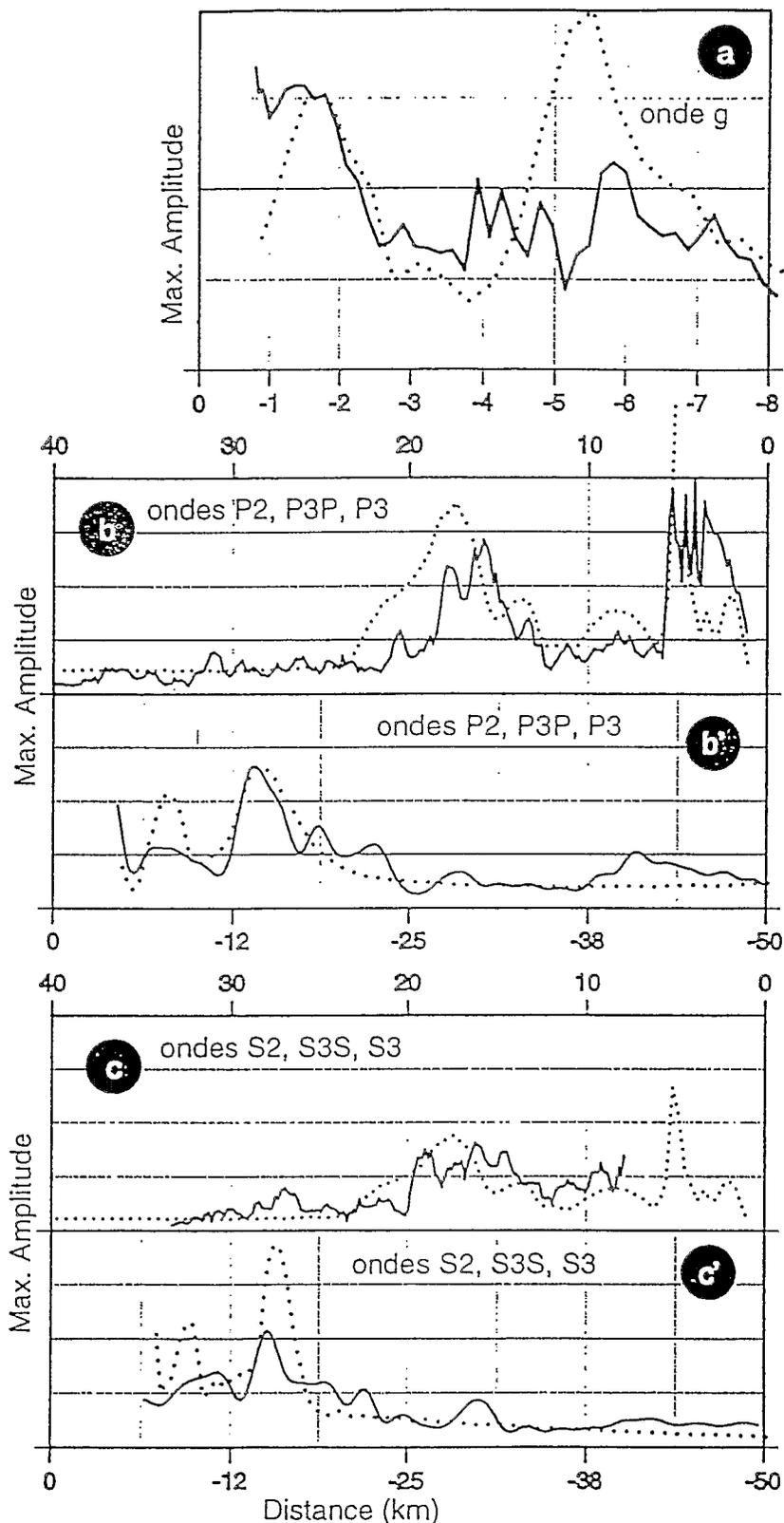


Figure 4.26 (a-c). Courbes d'amplitude maximale / distance

Courbes d'amplitude maximale observées et calculées en fonction de la distance des ondes g (a), des arrivées crustales en mode P (P2, P3P, P3) (b), des arrivées crustales doublement converties (S2, S3S, S3) (c). Les lignes continues représentent les amplitudes observées et les lignes en pointillés représentent les amplitudes calculées pour les modèles de la figure 4.21. Les cadrans supérieurs correspondent aux distances source-récepteur positives (modèle 2) et les cadrans inférieurs aux distances source-récepteur négatives (modèle 1). A noter que l'amplitude de l'onde g n'a pu être mesurée pour les distances source-récepteur positives en raison de traces bruitées à courte distance.

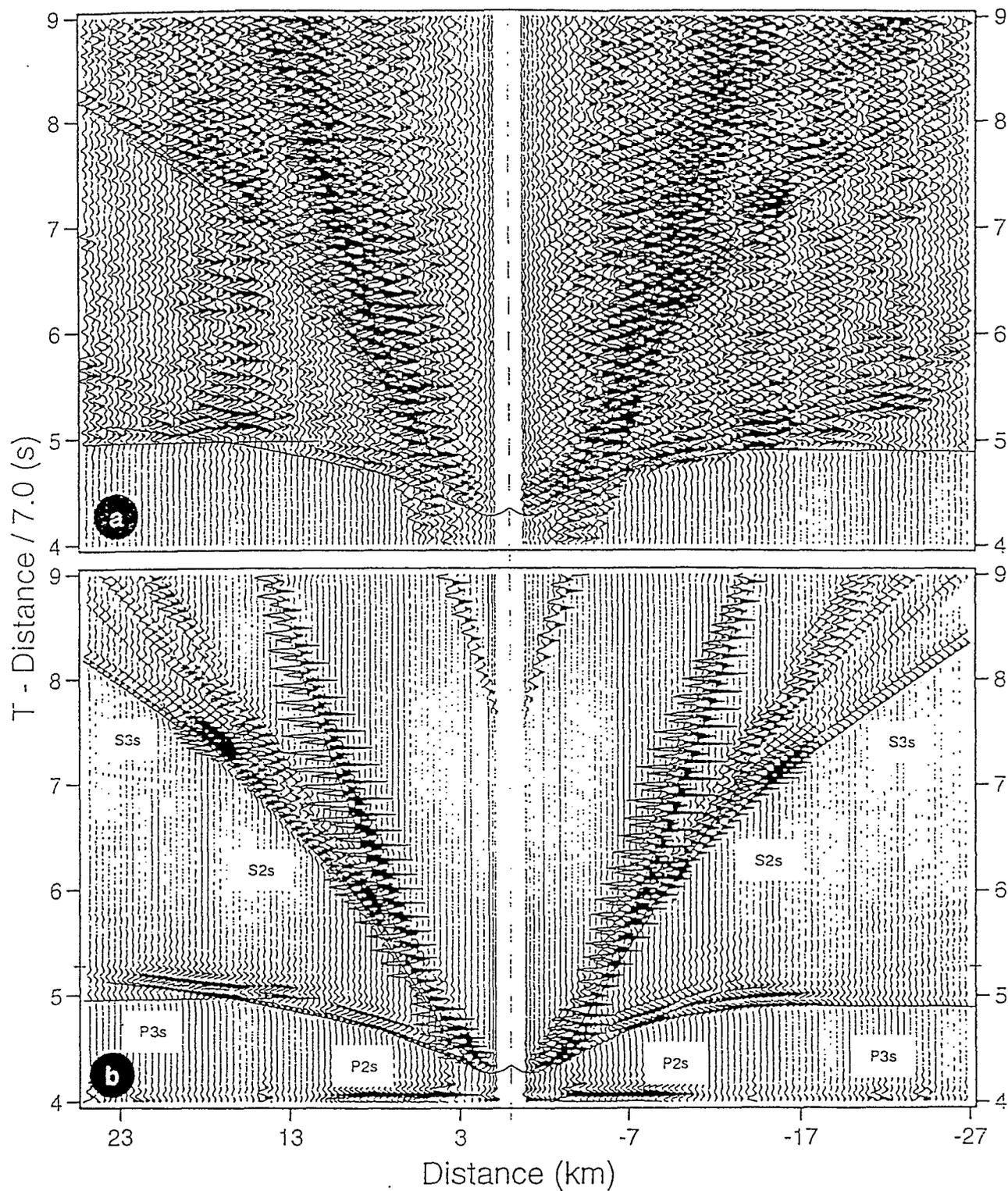


Figure 4.27.(a-b). Sismogrammes synthétiques pour la composante horizontale

Comparaison entre les données de la composante horizontale et les sismogrammes synthétiques calculés dans les modèles de la figure 4.21. (a) Données de la composante verticale. (b) Sismogrammes synthétiques calculés pour la composante horizontale.

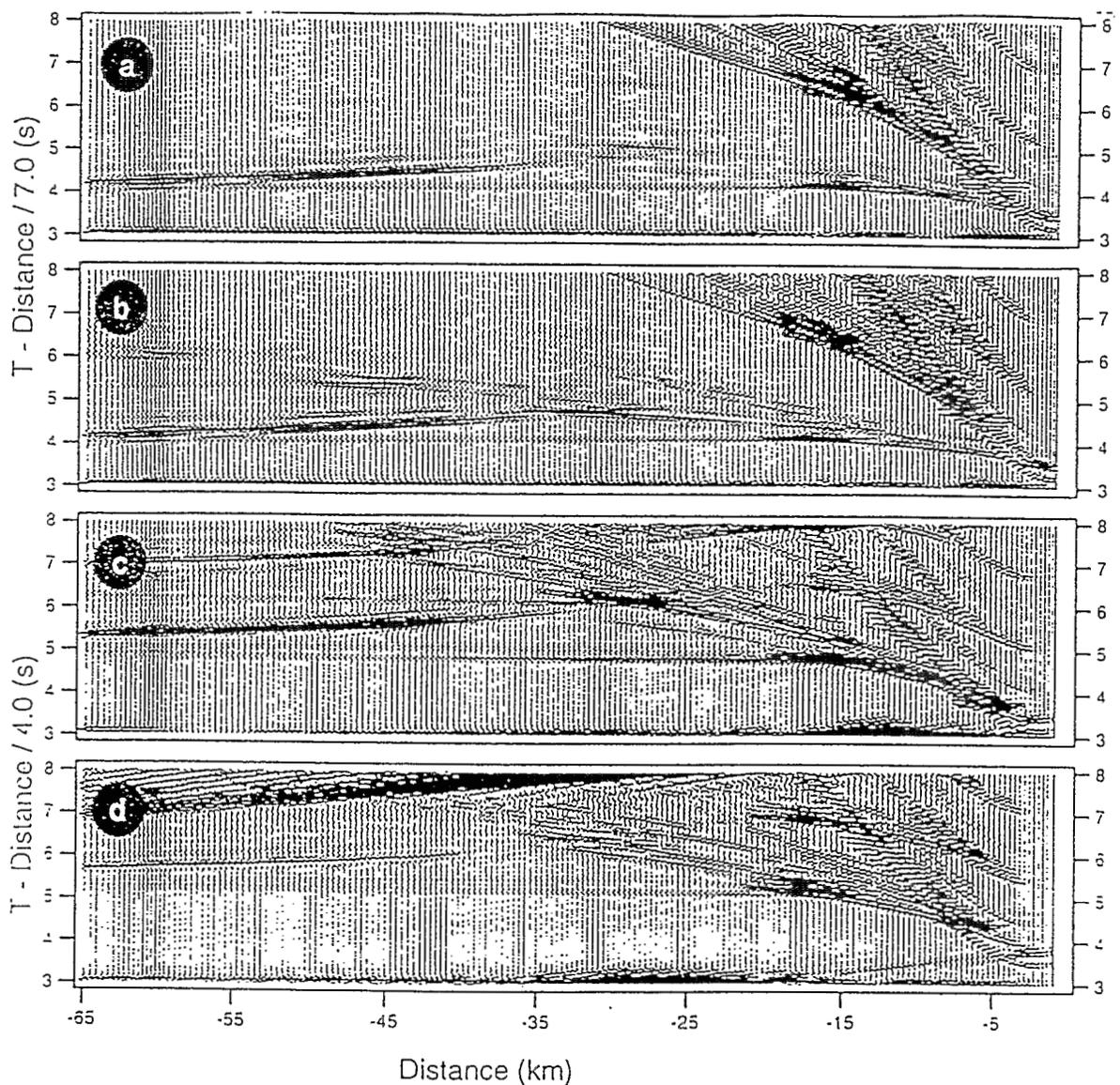


Figure 4.28.(a-d). Influence de la structure de l'interface sédiment-couche 2

Comparaison entre les sismogrammes synthétiques calculés dans le modèle 1 (figure 421.a) pour la composante verticale (sections a (vitesse de réduction de 7,0 km/s) et c (vitesse de réduction = 4,0 km/s)) avec ceux calculés pour ce modèle modifié tel que la vitesse des ondes S au toit de la couche 2 diminue de 2,57 km/s à 1,8 km/s (sections b (vitesse de réduction de 7,0 km/s) et d (vitesse de réduction = 4,0 km/s)). Les sections a et b centrées sur les ondes P sont identiques alors que l'amplitude des ondes S3 et SmS sont plus faibles sur la section d par rapport à la section c en raison de la diminution du coefficient de transmission P-S aux vitesses de phase horizontales élevées liée à la diminution de la vitesse des ondes S au toit de la couche 2.

Par opposition à l'analyse précédente basée sur les temps d'arrivée, l'analyse des amplitudes suggère que les vitesses à la base de la couche 2 déduites de la modélisation 1D des enregistrements à l'ouest et à l'est de l'OBS 3 sont affectées par un pendage. Lors de l'analyse pétrologique de la croûte du bassin d'Enderby présentée au chapitre 7, nous présenterons néanmoins une interprétation géologique pouvant expliquer des variations latérales de vitesse à la base de la couche 2.

c. Structure de la couche 3.

Les vitesses des ondes P et S dans la couche 3 océanique varient respectivement entre 7,00-7,05 km/s au sommet de la couche à 2,5-2,8 km de profondeur sous le toit de la couche 2 à 7,40-7,50 km/s à la base de la couche à 15,7 km de profondeur.

Aucune subdivision particulière dans la couche 3 n'est justifiée par les données. D'autre part, les amplitudes des ondes P3 et S3 sont relativement faibles et il est difficile d'estimer la part jouée par la topographie, du gradient vertical de vitesse et du filtre constitué par l'interface sédiment - couche 2 dans ces amplitudes. Les valeurs 'absolues' des vitesses P et S sont sans doute un peu surévaluées dans la mesure où la modélisation 2D des temps d'arrivée a mis en évidence des remontées de l'interface couche 2 - couche 3 de part et d'autre de l'OBS 3 qui ne peuvent être prises en compte par la modélisation 1D. Par contre, dans la mesure où les rais correspondant aux ondes P3 et S3 se propagent latéralement dans la même partie du modèle pour une distance source-récepteur donnée, la valeur relative de la vitesse des ondes P et des ondes S c'est-à-dire du coefficient de Poisson est bien contrainte par les temps d'arrivée relatifs des ondes P3 et S3 (et ce d'autant plus que la couche 3 étant épaisse et le gradient dans cette couche étant faible, les ondes P3 et S3 sont observées sur une fourchette de distances élevée).

Les coefficients de Poisson dans la couche 3 est de 0,275 au sommet de la couche 3 et décroît jusqu'à 0,31 à la base de la croûte. Le gradient élevé des vitesses S au sommet de la couche 3 a été modélisé pour produire les amplitudes élevées des ondes doublement converties S3 entre 15 et 25 km de distance (Figure 4.24). Le coefficient de Poisson de 0,31 à la base de la croûte est principalement contraint par les temps d'arrivée de la SmS pré-critique puisque les temps d'arrivée de l'onde S3 sont masqués à grande distance par le premier multiple des ondes P3 et PmP (Figure 4.24). Il faut noter que les données ne montrent pas la présence d'une zone à faible vitesse pour les ondes S dans la couche 3 contrairement aux données interprétées par Spudich & Orcutt (1980).

d. Profondeur et structure du Moho

La PmP est caractérisée par des amplitudes élevées entre 40 et 45 km de distance, une chute des amplitudes à ~50 km de distance et un deuxième haut d'amplitude à ~60 km de distance (Figure 4.25.a). Le premier pic d'amplitude pourrait correspondre approximativement à la distance critique entre les ondes PmP et Pn. Auquel cas, les amplitudes de la PmP pré-critiques seraient très faibles. Le deuxième pic pourrait être due à une interférence constructive entre la PmP et la Pn (Figure 4.29).

Le Moho est situé à 16,5 km de profondeur. Il est constitué par une zone de transition de 800 mètres d'épaisseur entre une vitesse de 7,5 et 8,3 km/s. Cette profondeur du Moho en supposant exacte la structure crustale des vitesses V_p et V_s permet une bonne correspondance des temps d'arrivée pour les ondes PmP et SmS (Figures 4.23 et 4.24). La zone de transition a été modélisée pour tenter de reproduire l'augmentation très rapide de l'amplitude de la PmP à ~40 km de distance et les amplitudes inexistantes de la PmP pré-critique (Spudich & Orcutt, 1980; Mithal, 1989) (Figure 4.29). L'analyse des amplitudes de l'onde SmS est limitée dans la mesure où elle interfère avec le premier multiple des ondes P et nous nous sommes limités à la modélisation de ses temps d'arrivée pré-critiques (Cf. paragraphe précédent) (Figure 4.24).

En supposant exacte notre interprétation de la distance critique PmP-Pn, la distance critique sur la section synthétique serait située à trop grande distance (~52 km) (Figure 4.29). Cette distance critique dépend de la vitesse moyenne du milieu sus-jacent, de la profondeur du Moho et de la vitesse du milieu sous-jacent. La vitesse du milieu sus-jacent est contrainte par la modélisation des temps d'arrivée et des amplitudes des arrivées crustales. Des vitesses plus faibles à la base de la couche 3 seraient compatibles avec la modélisation des temps d'arrivée (Cf. modélisation des temps d'arrivée) mais pas avec celle des amplitudes qui tendent à être un peu sous-évaluées. La profondeur du Moho semble bien contrainte par les temps d'arrivée de la PmP. Par conséquent, cela impliquerait que la vitesse au toit du manteau supérieur est supérieure à 8,3 km/s. Cette interprétation reste cependant assez hypothétique dans la mesure où la Pn n'est pas observée de façon indiscutable.

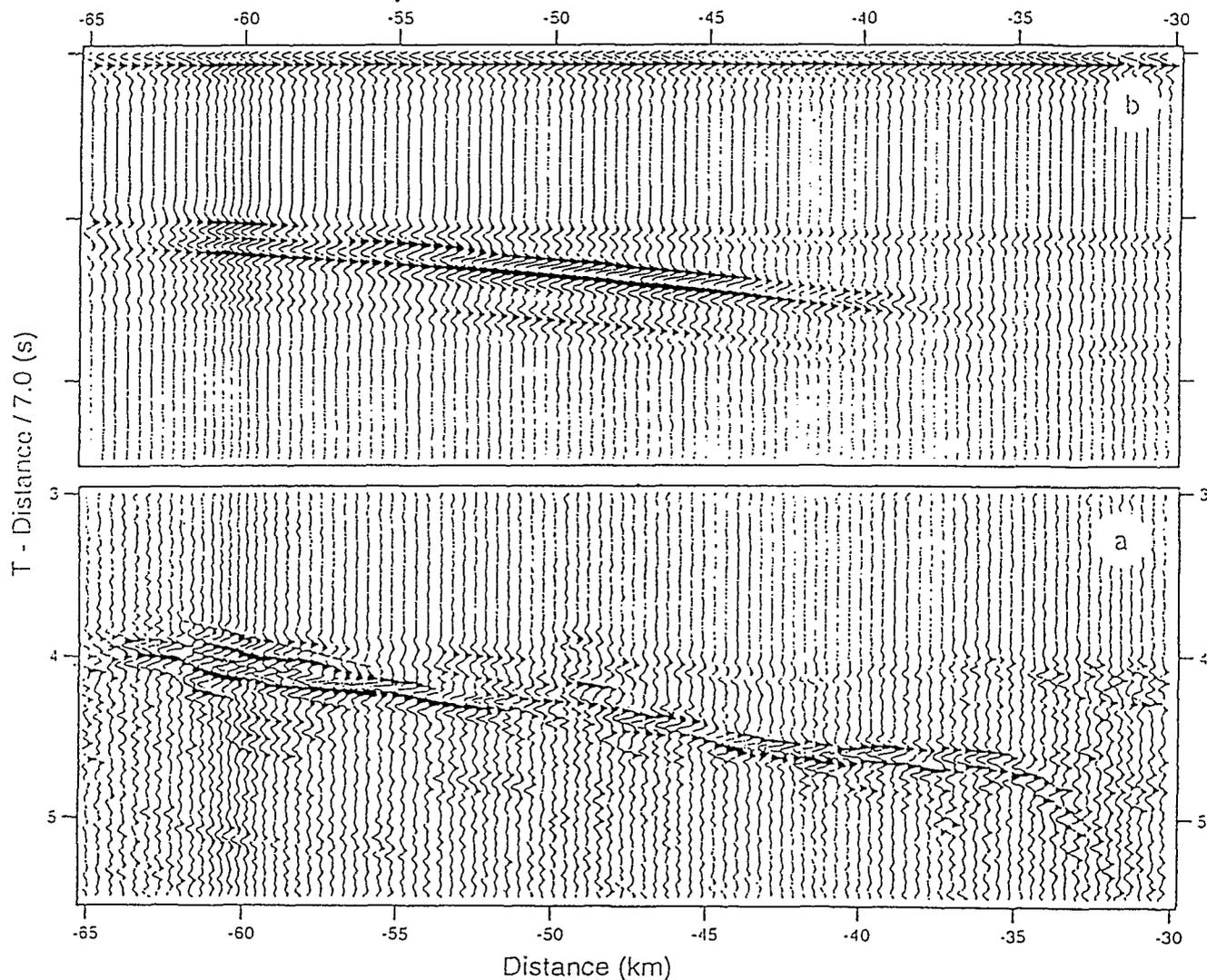


Figure 4.29. Comparaison entre l'onde PmP observée et calculée
 (a) Données de la composante verticale de l'OBS 3. Une déconvolution causale et un filtrage FK ont été appliqués à la section observée si bien que les amplitudes vraies ne sont pas restituées. La ligne pointillé indique notre interprétation de la Pn. (b) Sismogrammes synthétiques calculés pour le modèle de la figure 4.21.a.

Chapitre 5. Structure profonde du plateau de Kerguelen-Heard (Domaine nord du plateau de Kerguelen).

5.1. Introduction.

Nous présentons dans ce chapitre la structure profonde du plateau de Kerguelen-Heard à partir de l'interprétation des profils 1 et 2 (ce dernier se limitant à l'enregistrement de l'OBS 4) de la campagne KeOBS. Nous présentons dans une première partie les données et une interprétation qualitative des arrivées sismiques.

Dans une deuxième partie, nous présentons les résultats de la modélisation des temps d'arrivée du profil 1 à l'issue de laquelle un modèle 2D de la structure sera présenté. Seuls les résultats finaux de cette modélisation seront présentés dans la mesure où cette étude a été effectuée par Charvis et al. (1995). Finalement, nous complétons la modélisation des temps d'arrivée par une modélisation des amplitudes. Cette modélisation a surtout été consacrée aux arrivées sédimentaires, du socle et du sommet de la croûte inférieure dans la mesure où la qualité des enregistrements et les caractéristiques des données ne permettaient pas une modélisation détaillée des arrivées issues de la structure profonde (PmP, Pn). En complément de la modélisation du profil 1, nous présentons également une section synthétique calculée pour la totalité des enregistrements de l'OBS 4 du profil 2.

5.2. Analyse qualitative des données du plateau de Kerguelen-Heard.

La localisation des profils 1 et 2 de la campagne KeOBS et la position des OBS le long de ces profils sont rappelées sur la figure 5.1.

Les enregistrements des OBS du profil 1 et 2 sont présentés sur la Figure 5.2. La profondeur d'eau sous ces OBS est d'environ 500-700 mètres si bien que le premier multiple de l'onde dans l'eau (correspondant à un aller-retour dans la tranche d'eau) est observé approximativement 1 seconde après la première arrivée. Cela crée des interférences entre ce multiple des premières arrivées crustales et les ondes enregistrées en seconde arrivée telles que la PmP nuisant à l'interprétation des ces dernières. D'autre part, le rapport signal sur bruit n'est généralement pas très bon (Figure 5.2.e par exemple où du bruit basse fréquence masque partiellement les arrivées enregistrées à grande distance).

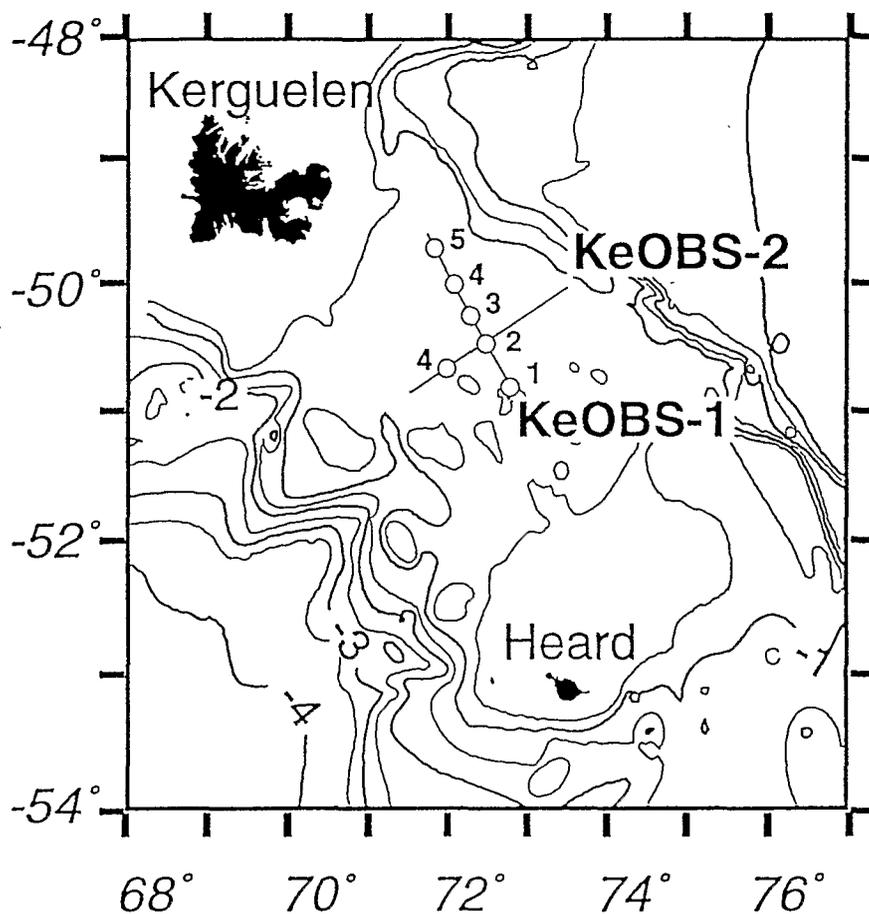


Figure 5.1. Position des OBS le long des profils (1, 2) du bassin de Kerguelen-Heard

Les arrivées typiquement sédimentaires sont identifiées par une onde réfléchiée (Prse) et une onde réfractée (Pse) enregistrée en seconde arrivée sur certains OBSs (Figure 5.2). Une arrivée (Puc1) est ensuite observée approximativement entre 4 et 10 km de distance. Cette arrivée est assez rectiligne, suggérant un gradient relativement faible dans la couche (uc1) et sa vitesse apparente est assez variable d'un OBS à l'autre (Comparer l'enregistrement de l'OBS 1 et des autres OBS sur la figure 5.2). A ce stade de l'interprétation il n'est pas possible d'affirmer si cette arrivée est relative à une couche sédimentaire ou à une arrivée du socle basaltique. A des distances variant entre 7 et 10 km, l'amplitude de cette onde décroît fortement suggérant la présence d'une zone à faible vitesse (lvz) sous la couche dans laquelle elle se propage. Cette zone à faible vitesse n'apparaît pas de façon très marquée sur les OBS du profil 1 mais devient évidente sur la section enregistrée par l'OBS 4 du profil 2 sans doute en raison de son épaisseur dans cette partie du bassin (Figure 5.2.f et Figure 5.3).

Les arrivées réfractées sous cette zone à faible vitesse (Puc2) ont une courbure très marquée avec des amplitudes élevées suggérant une couche à fort gradient (uc2) qui

peut être interprétée comme le socle basaltique. Cette arrivée 'se raccorde' à des distances d'environ 15-20 km aux arrivées de la croûte inférieure sans rupture de pente des hodochrones suggérant une transition progressive entre le socle basaltique et la croûte inférieure (Figure 5.2).

Des secondes arrivées notées Pruc2 peuvent être interprétées comme les branches post-critiques de l'onde réfléchiée sur l'interface entre la couche uc1 et lvz ou le couche lvz et uc2.

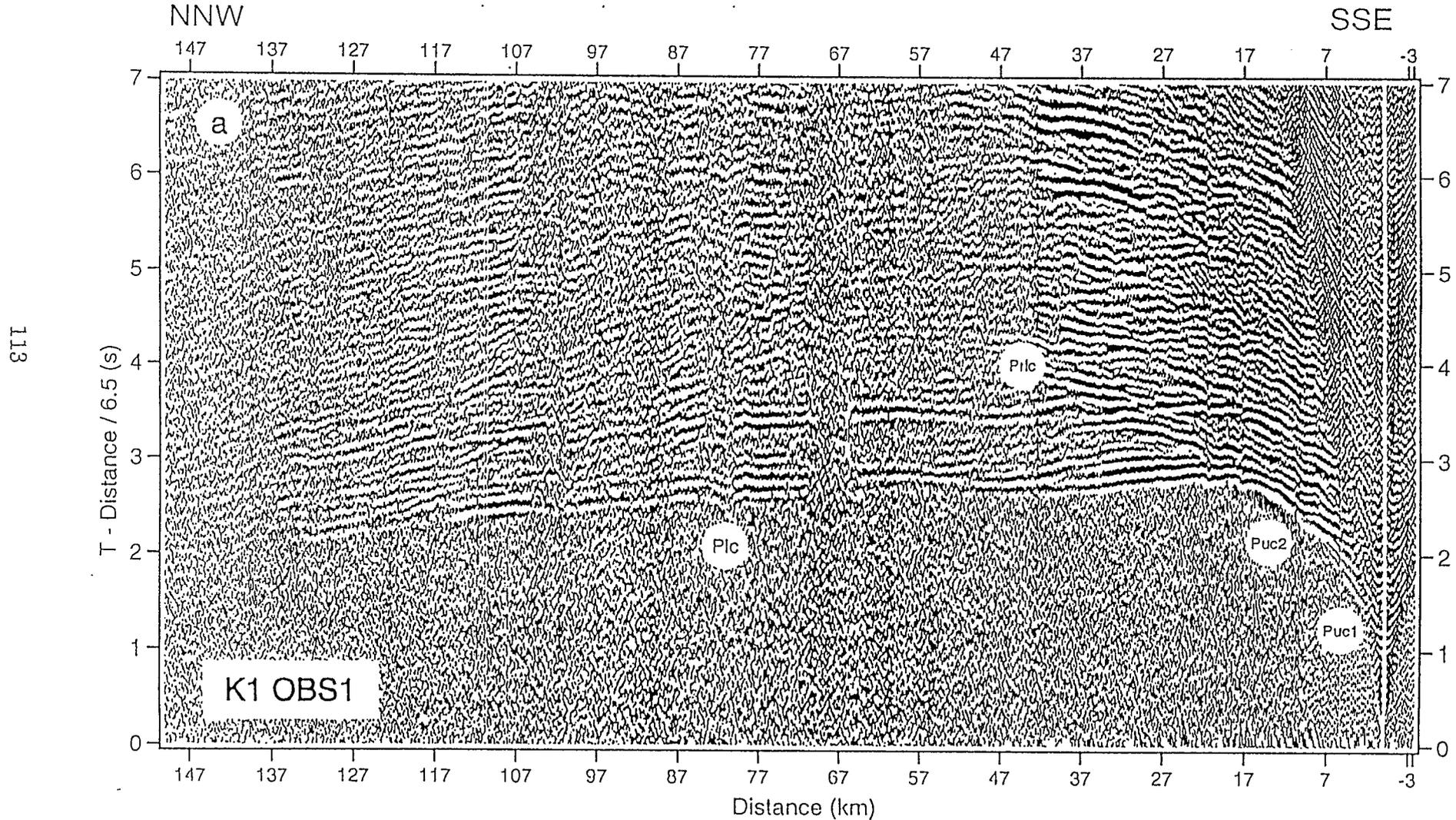
La croûte inférieure est indiquée par une arrivée de plus faible amplitude (Plc) que l'on peut suivre en première arrivée sur plus de 120 km avec un aspect relativement linéaire. Les caractéristiques de cette onde indiquent que la croûte inférieure est constituée par une couche épaisse avec un gradient vertical de vitesse plus faible que dans le socle sus-jacent. Cette arrivée est d'autre part caractérisée sur plusieurs OBS par des arrivées sismiques (Pr), recoupant l'arrivée Plc, pouvant correspondre soit à des branches d'ondes réfléchiées sur des subdivisions crustales séparant deux milieux ayant des vitesses proches (auquel cas la couche LC serait constituée par plusieurs subdivisions dont nous ne tiendrons pas compte dans cette description) soit à des ondes se réfléchissant sur des structures tectoniques (plans de faille?) internes à la couche comparables aux réflecteurs flottants décrits par Zelt & Forsyth (1994) (Figure 5.2.f).

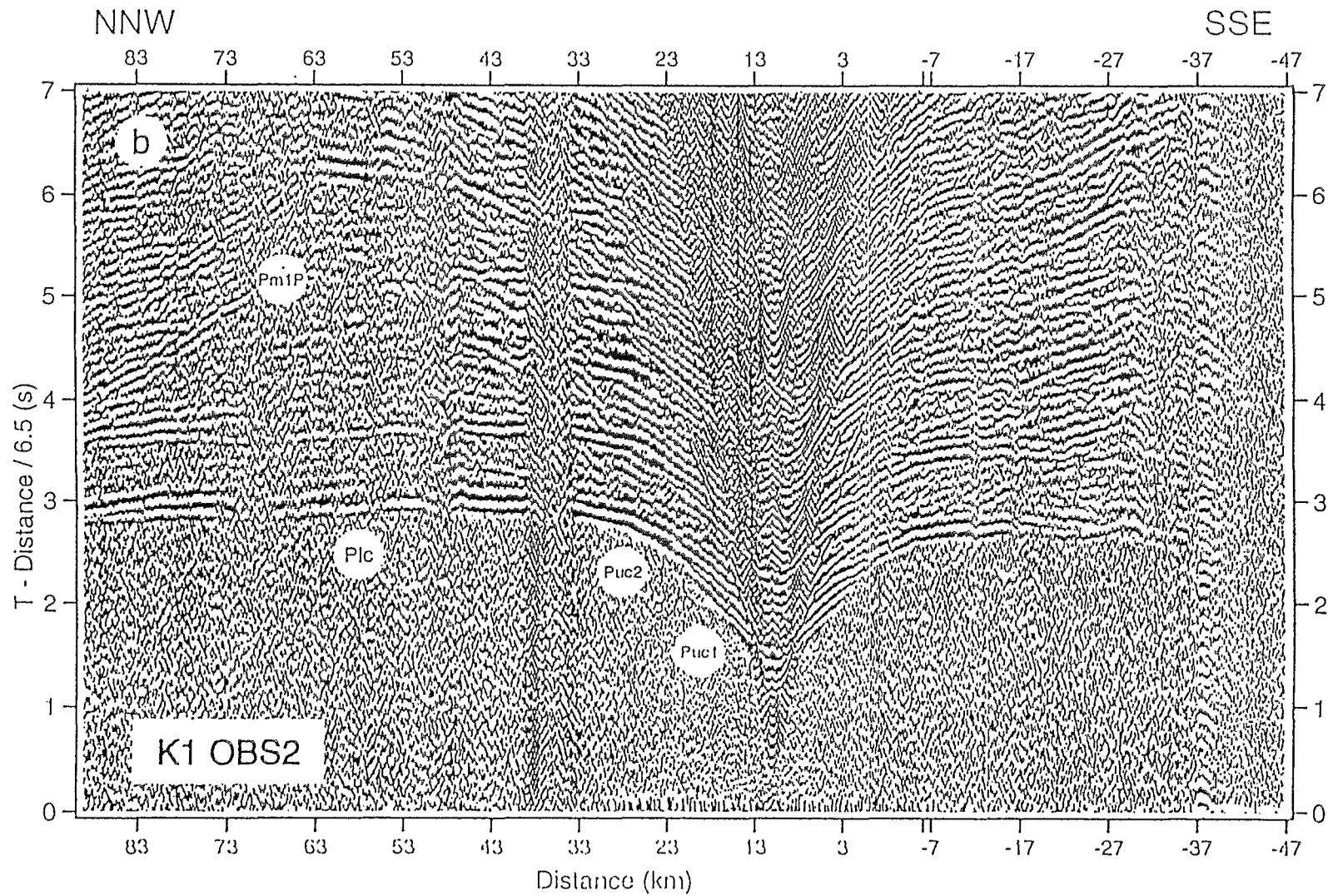
L'onde PmP, réfléchiée sur le Moho, est très faiblement discernable sauf sur l'OBS 5 située la plus au nord où elle a une amplitude très forte apparaissant brutalement à 70 km de distance malgré le faible rapport signal sur bruit. Dans la mesure où cette arrivée est marginale sur ce profil 1, nous avons appliqué le filtrage matriciel à une section centrée sur la PmP et son premier multiple pour améliorer le rapport signal sur bruit (Figure 5.4). Ce traitement a permis d'identifier en seconde arrivée une arrivée de faible amplitude que nous interprétons comme le premier multiple de l'onde Pn (Pn1), la première arrivée Pn n'ayant pu être identifiée. Sur l'ensemble de la section, l'amplitude du premier multiple est légèrement supérieure à l'amplitude de la première arrivée justifiant le fait que la Pn n'est observée que sur le premier multiple. Sur l'enregistrement de l'OBS 3, pour les distances source-récepteur positives, la PmP pré-critique est également observée. Sur l'enregistrement de l'OBS 2, l'arrivée Pm1P est interprétée comme une réflexion sur un réflecteur profond dans le manteau supérieur.

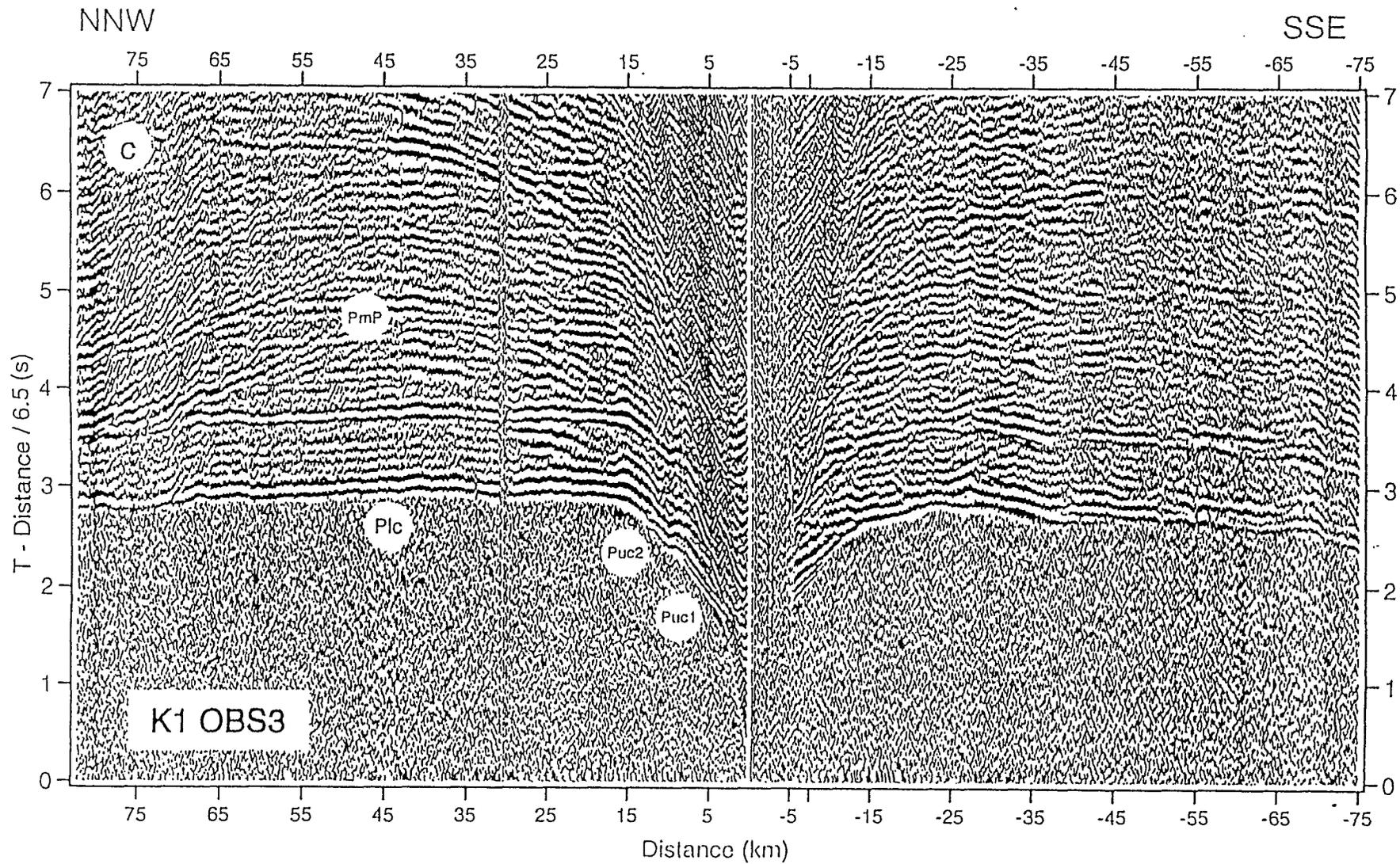
Mis à part sur la section de l'OBS 5, aucune arrivée Pn n'a pu être identifiée sur ces sections.

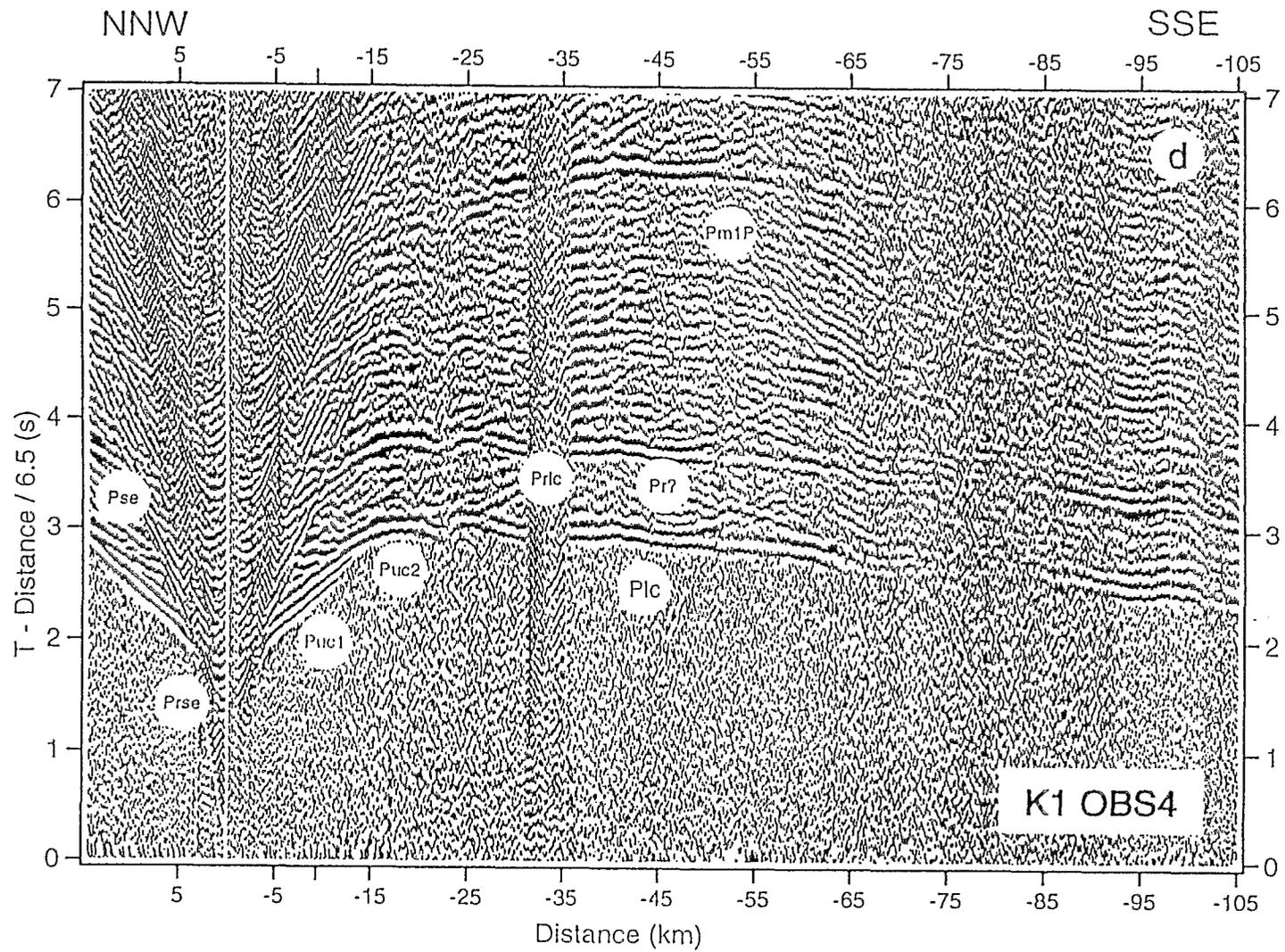
Figure 5.2.(a-f). Sections enregistrées par les OBS des profils 1 et 2

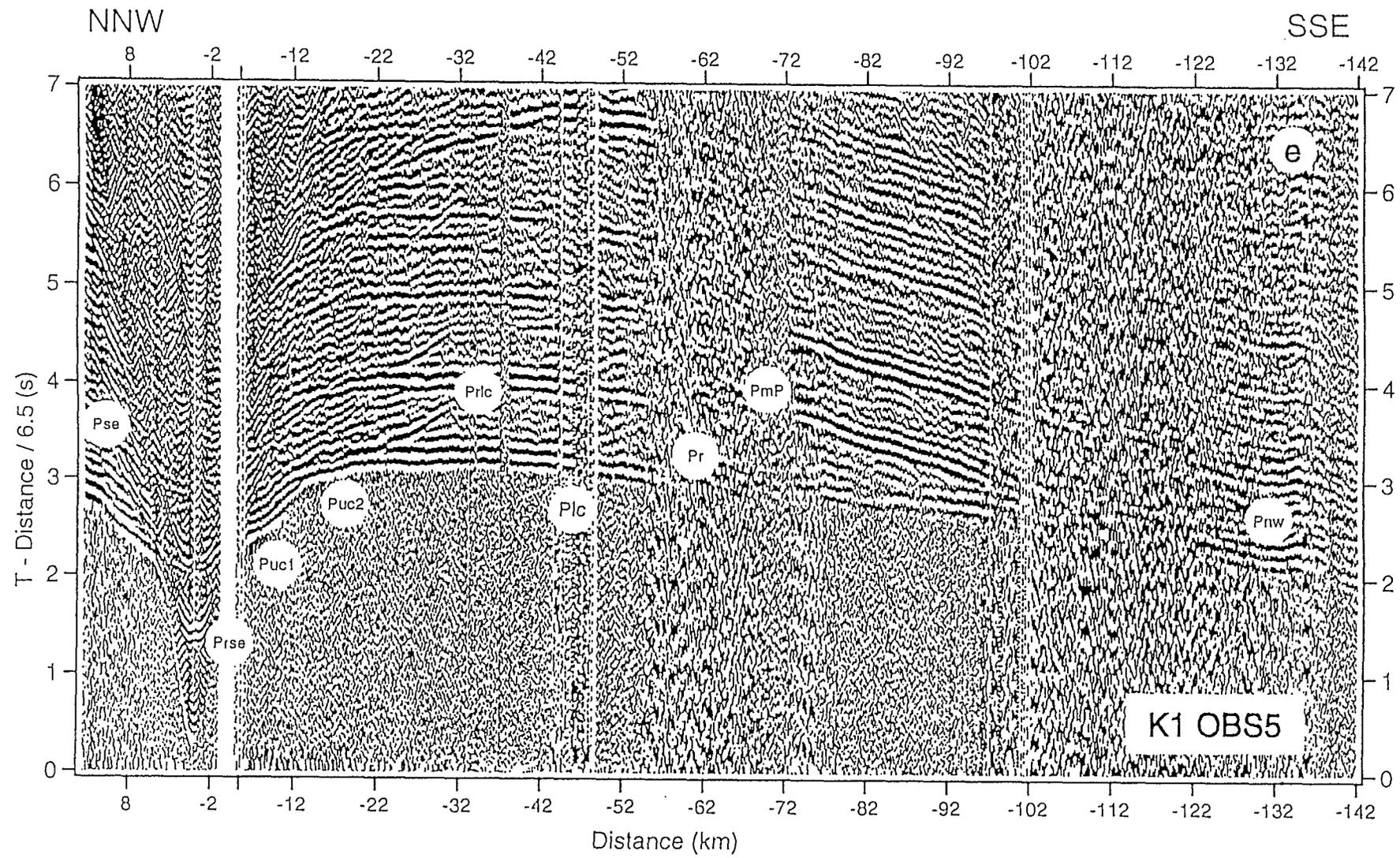
Sections enregistrées par les OBS du profil 1 (a-e) et par l'OBS 4 du profil 2. Un gain linéaire en fonction de la distance et un filtre Butterworth [4-15 Hz] sont appliqués aux amplitudes. La section enregistrée par l'OBS 5 du profil 1 a été filtrée entre 8 et 15 Hz pour diminuer l'amplitude du bruit basse fréquence présent entre 50 et 140 km de distance. Profil 1: (a) OBS 1, (b) OBS 2, (c) OBS 3, (d) OBS 4, (e) OBS 5. Profil 2: (f) OBS 4.

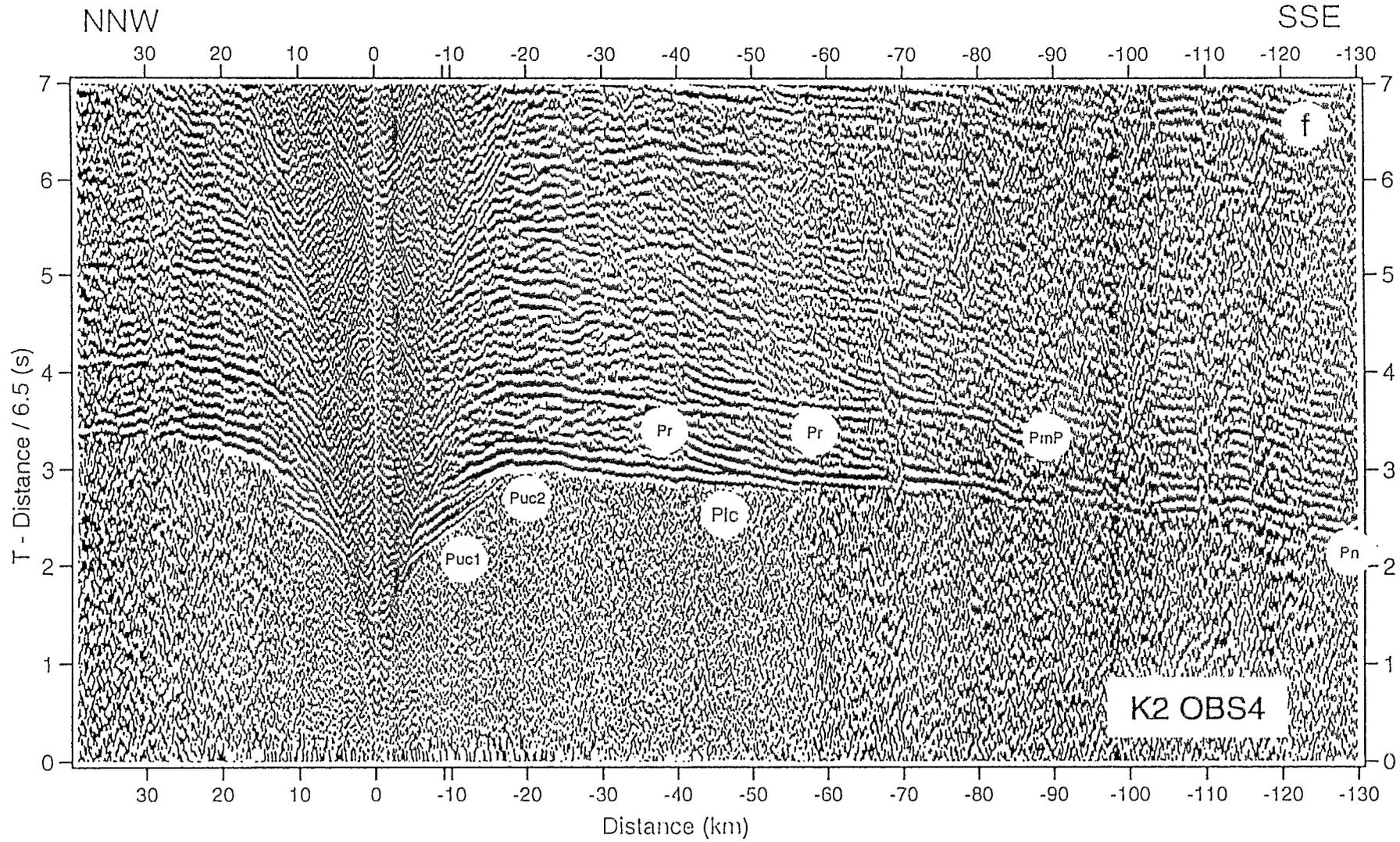












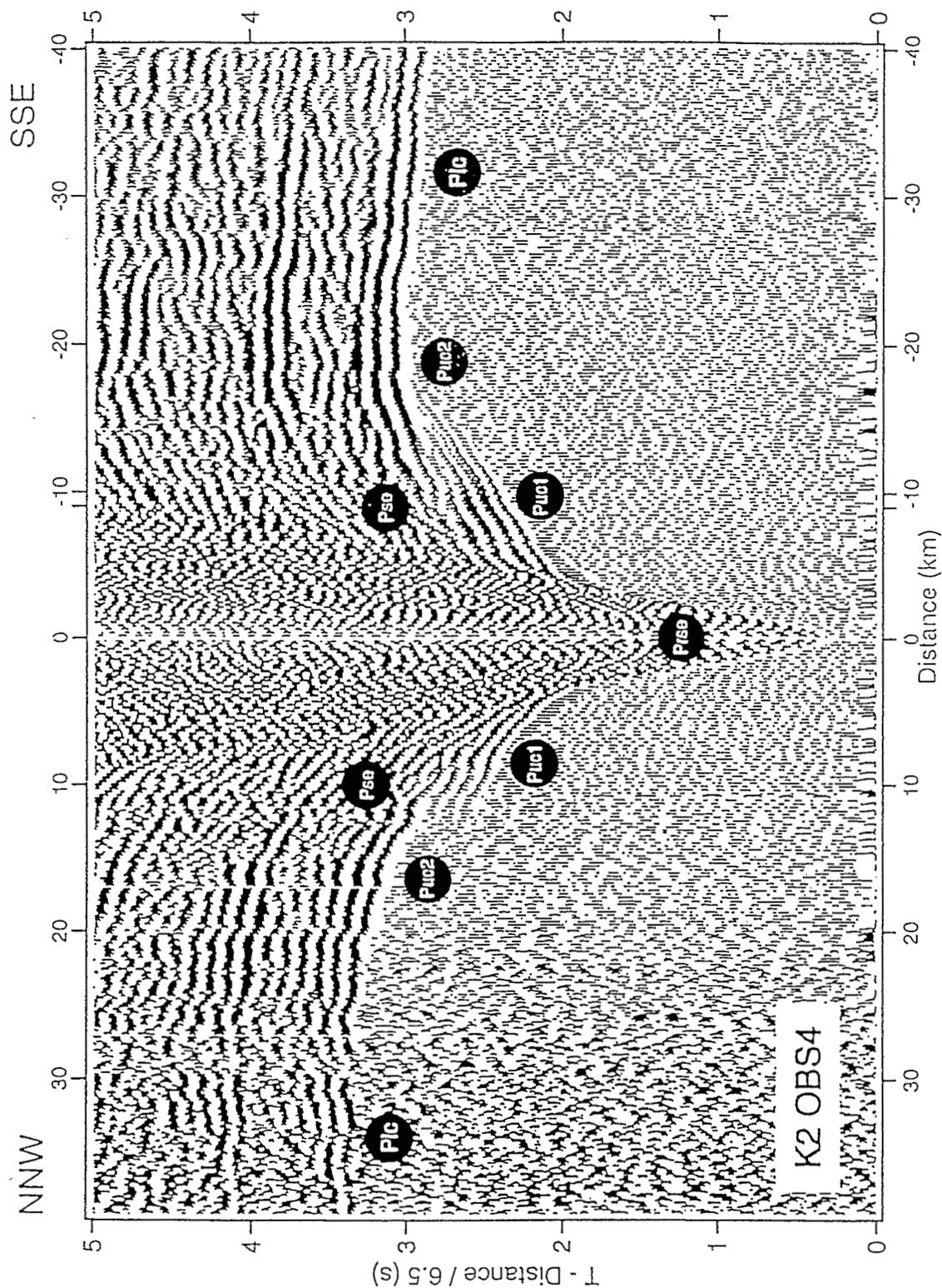


Figure 5.3. Détail de la section sismique enregistrée par l'OBS 4 du profil 2
 Détail de la section sismique enregistrée par l'OBS 4 du profil 2 centré sur les arrivées du socle basaltique. La présence d'une couche à faible vitesse est clairement mise en évidence par le délai en temps entre l'onde Puc1 et l'onde Puc2. Noter la courbure et les amplitudes plus élevées de l'arrivée Puc2 comparativement à l'arrivée Puc1 indiquant une augmentation du gradient de vitesse vers la base du socle.

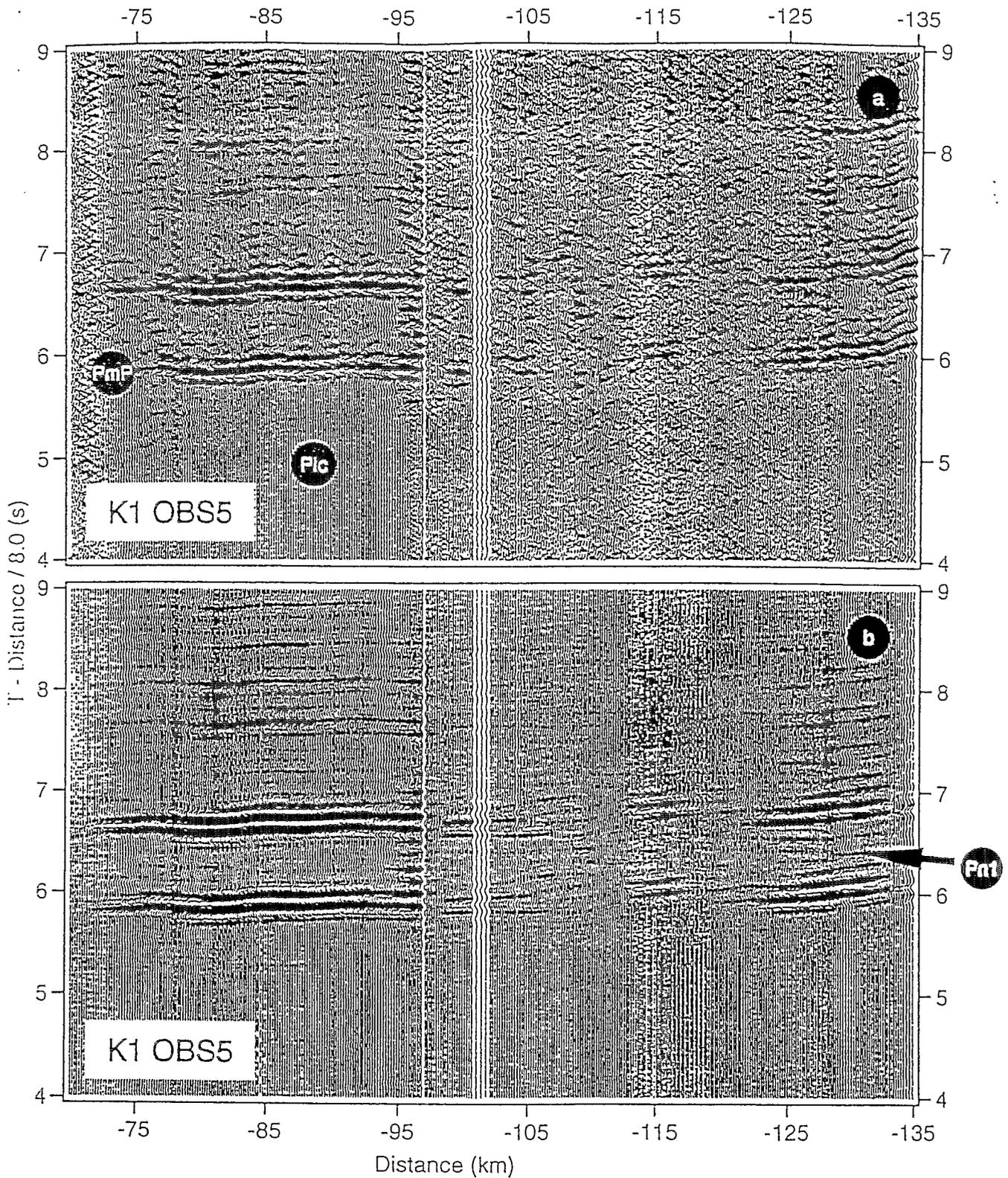


Figure 5.4.(a-b). Détail de la section enregistrée par l'OBS 5 du profil 1
 Détail de la section enregistrée par l'OBS 5 du profil 1 centrée sur la PmP et son premier multiple. Un filtre Butterworth entre 8 et 15 Hz a été appliqué aux sections a et b. La section a est traitée avec un filtre FK et la section b avec le filtrage matriciel (moyenne en distance appliquée sur 4 traces et moyenne en fréquence appliquée avec un exposant de 32 pour la fonction de Hanning). La flèche indique une arrivée interprétée comme le premier multiple de la Pn.

5.3. Inversion des temps d'arrivée. Modèle de vitesse 2D du plateau de Kerguelen-Heard.

Cette modélisation est décrite en détail dans Charvis et al. (1995) et nous ne présentons dans ce paragraphe que les résultats finaux. Le modèle final est constitué par 7 couches (Figure 5.5): la tranche d'eau, 2 couches typiquement sédimentaires, la couche uc1, la couche uc2, la croûte inférieure et le manteau supérieur. La correspondance entre les temps d'arrivée observés et calculés est montrée sur la Figure 5.6 et synthétisés sur la Table 5.1. La première couche correspond à la tranche d'eau. La couverture sédimentaire est constituée par une première couche de ~1 km d'épaisseur. Les vitesses dans cette couche ne sont contraintes par aucune arrivée réfractée sur nos données et les vitesses ont été fixées entre 1,65 et 1,71 km/s d'après les résultats de l'analyse de données de bouée perdues (Munsch & Schlich, 1987). La deuxième couche sédimentaire, dont les propriétés sont contraintes par les arrivées Prse et Pse, a une vitesse moyenne comprise entre 2,35 et 2,60 km/s et s'épaissit vers le nord du profil (épaisseur maximale ~1 km).

La couche, dans laquelle est réfractée l'arrivée Puc1, a des vitesses comprises entre 3,74 km/s et 4,60 km/s au sommet de la couche et entre 4,00 km/s et 4,70 km/s à la base de la couche. L'épaisseur de cette couche est comprise entre 2,2 km et 2,7 km.

La couche à faible vitesse n'a pas été incorporée au modèle lors de la modélisation des temps d'arrivée car l'analyse des temps d'arrivée ne permet pas d'estimer ses caractéristiques. La base du socle, dans laquelle est réfractée l'onde Puc2, est modélisée avec un gradient de vitesse élevé de l'ordre de 0,3-0,4 s⁻¹. Les vitesses à la base du socle sont comprises entre 5,60 et 6,05 km/s.

L'interface socle-croûte inférieure, la vitesse au sommet de la croûte inférieure et le gradient vertical de vitesse moyen dans la croûte inférieure ont été calculés simultanément durant l'inversion des temps d'arrivée de l'arrivée Plc.

La profondeur de l'interface socle-croûte inférieure est difficile à estimer avec précision en utilisant la seule information des temps d'arrivée dans la mesure où le point de brisure entre les arrivées Puc2 et Plc n'est pas bien marqué sur les données. La profondeur calculée par l'inversion des temps d'arrivée de l'onde Plc dépend fortement de l'interprétation de l'utilisateur de la position de ce point de brisure (correspondant à l'intersection entre les hodochrones décrivant les arrivées Puc2 et Plc2). La profondeur de l'interface socle-croûte inférieure varie entre 5,8 km au sud et 7,4 km au nord du profil et les vitesses au sommet de la croûte inférieure varient entre 6,55 km/s et 6,62 km/s. L'interface socle-croûte inférieure est constituée par un

fort contraste de vitesse entre des valeurs de 5,60-6,05 km/s et 6,55-6,62 km/s. Le contraste de vitesse à l'interface semble fort par rapport à l'interprétation qualitative des sections qui suggérait une transition progressive entre le socle et la croûte inférieure et sera rediscuté lors de la modélisation des amplitudes. D'autre part, il faut noter que la correspondance entre les temps d'arrivée observés et calculés de l'onde Pruc2 n'a pu être réalisée correctement, ce qui suggère une interprétation qualitative erronée de cette onde.

Onde	NTobs	RMS	χ^2
Pse	175	0,091	0,841
Puc1	298	0,035	0,481
Pruc2	150	0,288	3,707
Puc2	296	0,046	0,857
Plc	1710	0,065	1,434
PmP	265	0,051	0,486
Pnw	86	0,017	0,114
Total:	1970	0,088	1,292

Table 5.1. Synthèse de l'inversion des temps d'arrivée

Voir texte pour l'identification des ondes. NTobs: nombre de temps d'arrivée observés utilisés durant l'inversion; RMS: écart quadratique moyen; χ^2 : Valeur du Chi². L'inversion a été réalisée avec un amortissement égal à 1. L'incertitude a priori sur les vitesses du modèle étaient de 0,1 km/s et celle sur les profondeurs de 0,5 km (Charvis et al., 1995).

Une analyse de l'incertitude du gradient vertical de vitesse dans la croûte inférieure a été effectuée dans la mesure où la valeur des vitesses atteintes à la base de la croûte dépend de ce paramètre (Figure 5.7). L'approche méthodologique pour réaliser cette analyse est décrite en détail au chapitre 3.4. Le gradient vertical calculé lors de l'inversion des temps d'arrivée de l'onde Plc ($T_{RMS} = 0,065$ et $\chi^2 = 1,42$) est de $0,054\text{s}^{-1}$. En réitérant l'inversion des temps d'arrivée pour différentes valeurs de gradient, une gamme de valeurs comprises entre $0,054$ et $0,067\text{ s}^{-1}$ permet une correspondance raisonnable entre les temps d'arrivée calculés et observés. La meilleure correspondance est obtenue pour une valeur de $0,058\text{ s}^{-1}$.

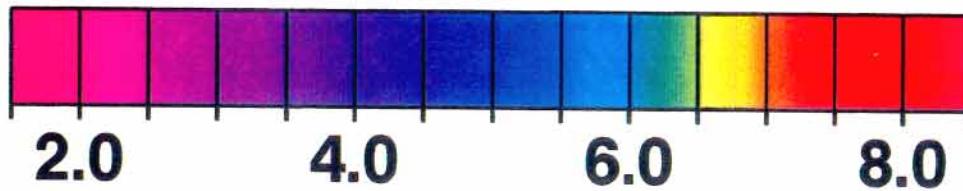
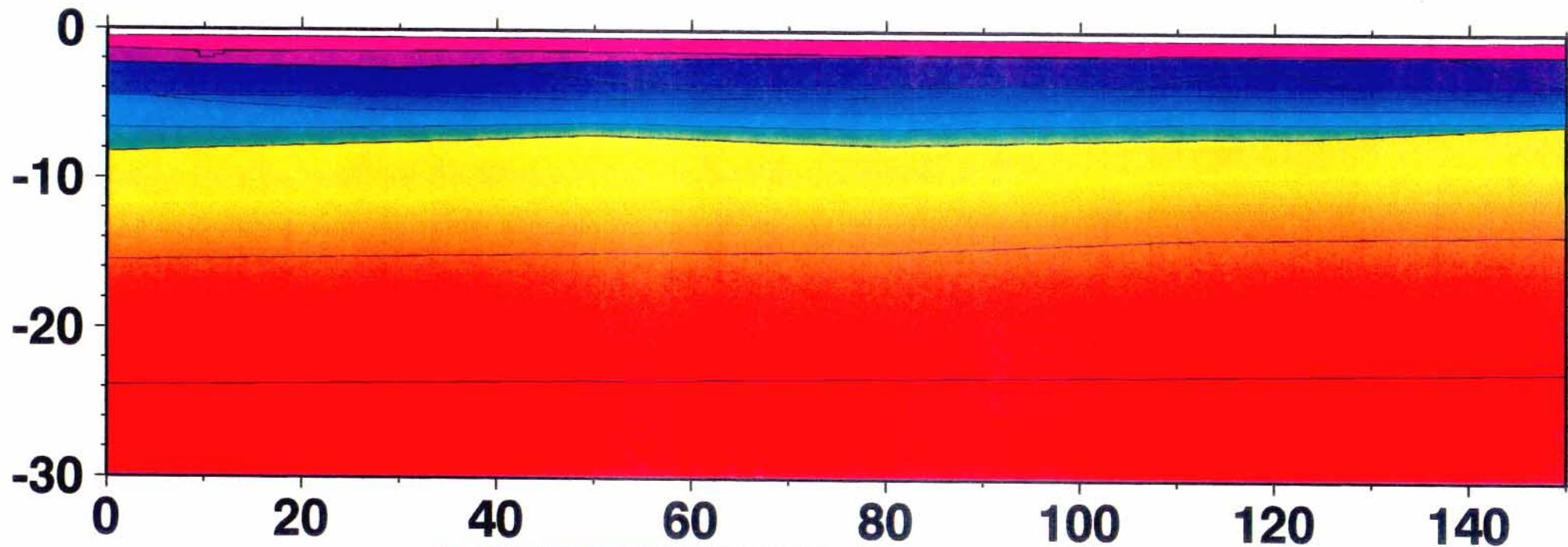
Figure 5.5. Modèle de vitesse du profil 1

Modèle final obtenu par modélisation 2D des temps d'arrivée du profil 1 (Charvis et al., 1995) (page suivante).

KeOBS 1 - Northern Kerguelen Plateau

North

South



km/s

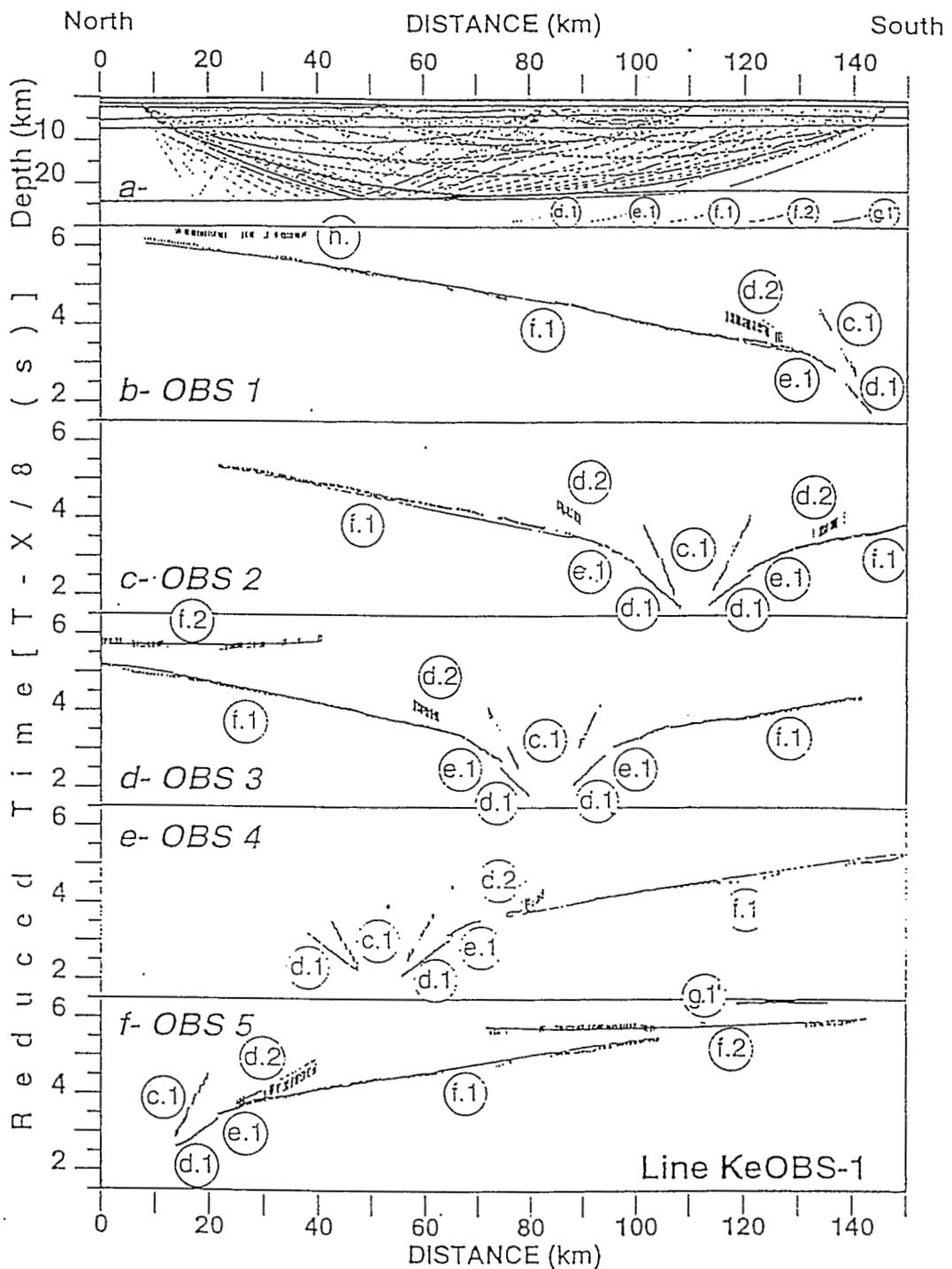


Figure 5.6.(a-f). Résultat du tracé de rais dans le modèle final

(a) Tracé de rais pour les 5 OBS du profil 1 dans le modèle de la figure 5.4. (b) Comparaison entre les temps d'arrivée observés (tirés verticaux) et calculés (droites) pour l'OBS 1 du profil 1. La hauteur des tirés représente le double de l'incertitude attribuée au temps d'arrivée observé. c.1: Pse; d.1: Puc1; d.2: Pruc2; e.1: Puc2; e.1: Plc; h: Pm1P. (c) idem que b pour l'OBS 2. (d) Idem que b pour l'OBS 3. f.2: PmP; (e) Idem que b pour l'OBS 4; (f) Idem que b pour l'OBS 5 (Charvis et al., 1995).

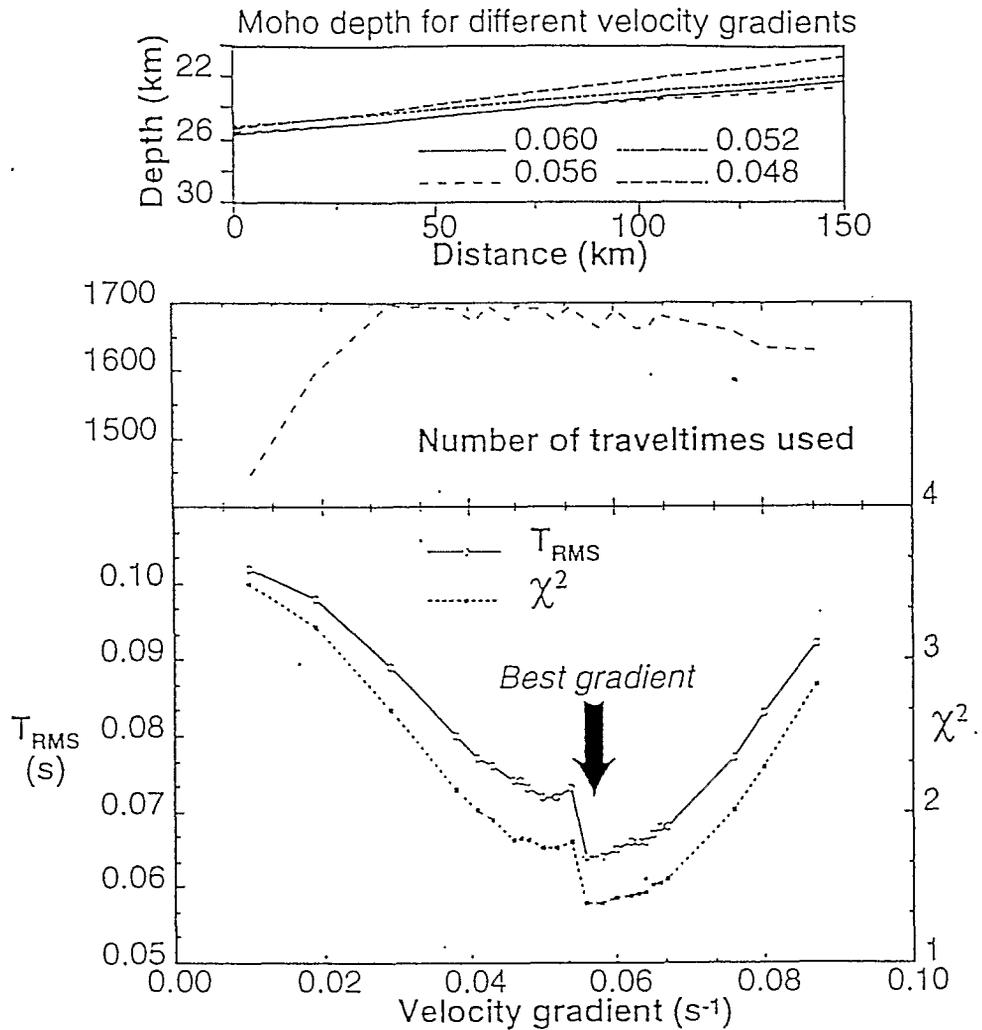


Figure 5.7. Analyse d'incertitude

Analyse de l'incertitude sur la mesure du gradient vertical dans la croûte inférieure à partir de la modélisation des temps d'arrivée de l'onde Plc. Le gradient calculé durant l'inversion est de $0,054 \text{ s}^{-1}$ et l'incertitude sur la mesure est estimée à $0,006 \text{ s}^{-1}$. Une incertitude de $\pm 1 \text{ km}$ sur la profondeur du Moho correspond à l'incertitude du gradient vertical de vitesse dans la croûte inférieure (Charvis et al., 1995).

Lors de la modélisation de l'amplitude de l'onde Plc en fonction de la distance, le meilleur compromis entre le gradient de vitesse et l'atténuation dans la croûte inférieure a été obtenu pour une valeur de gradient de $0,054 \text{ s}^{-1}$ et un facteur de qualité de 400 dans la croûte inférieure (Figure 5.8). Lors de la suite de la modélisation, un gradient de $0,054 \text{ s}^{-1}$ dans la croûte inférieure a été utilisé. La profondeur du Moho est entre 21 et 25 km de profondeur à partir de l'inversion des temps d'arrivée de l'onde PmP sur les sections de l'OBS 3 et de l'OBS 5 et de l'onde Pnw. Une variation de $\pm 1 \text{ km}$ sur la profondeur du Moho correspond à une incertitude sur le gradient dans la croûte inférieure de $\pm 0,006 \text{ s}^{-1}$. Les vitesses à la base de la croûte inférieure (au-dessus du Moho) sont d'environ $7,40 \text{ km/s}$.

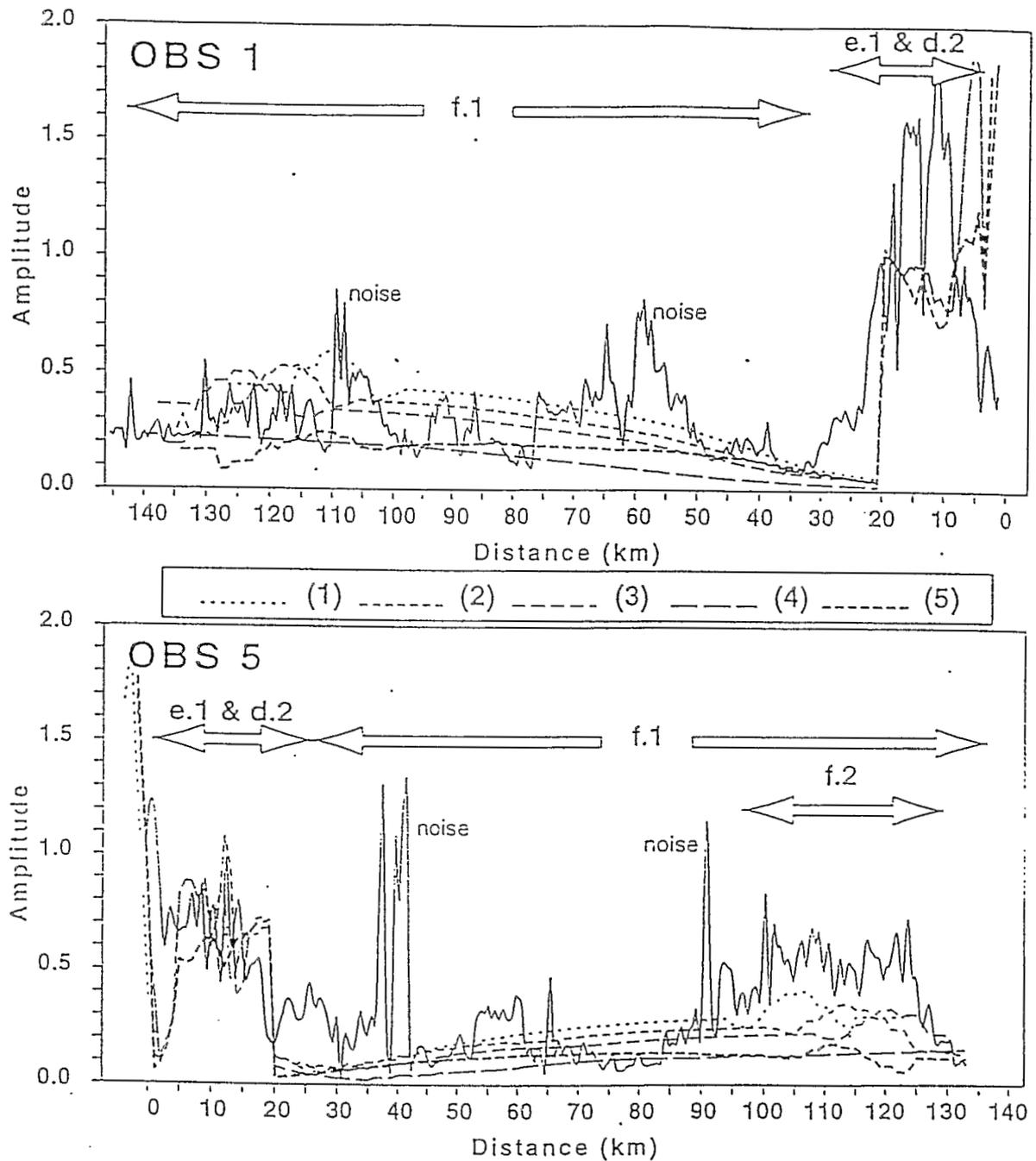


Figure 5.8. Modélisation de l'amplitude de l'onde Plc / la distance

Le meilleur modèle est obtenu avec $gr_{lc}=0,054s^{-1}$ et $Q_{lc}=400$ (1): $gr_{lc}=0,029s^{-1}$, $Q_{lc}=1000$; (2) $gr_{lc}=0,046s^{-1}$, $Q_{lc}=1000$; (3) $gr_{lc}=0,054s^{-1}$, $Q_{lc}=1000$; (4) $gr_{lc}=0,054s^{-1}$, $Q_{lc}=400$; (5) $gr_{lc}=0,063s^{-1}$, $Q_{lc}=1000$. gr_{lc} : gradient de vitesse dans la croûte inférieure; Q_{lc} : facteur de qualité pour les ondes P dans la croûte inférieure (Charvis et al., 1995).

L'absence de Pn sur ces sections (excepté sur la section de l'OBS 5) ne permet pas d'avoir une bonne contrainte sur la structure du manteau supérieur. Néanmoins, l'amplitude faible des PmP et l'absence de Pn (excepté sur la section de l'OBS 5) suggèrent une vitesse et un gradient de vitesse faible au toit du manteau supérieur. Ces propriétés du manteau supérieur avaient déjà été mises en évidence sous l'archipel de Kerguelen (Recq & Charvis, 1987).

5.4. Modélisation 1D des amplitudes.

Cette modélisation a été effectuée pour les sections enregistrées par les OBS 1 et 2 du profil 1 et pour l'OBS 4 du profil 2. Pour les OBS 1 et 2 du profil 1, cette modélisation est limitée aux arrivées sédimentaires, du socle et du toit de la croûte inférieure contraignant la structure jusqu'à 15 km de profondeur. Dans le cas de l'OBS 4 du profil 2, la modélisation a été étendue à la totalité de la structure crustale pour compléter la modélisation à l'échelle de toute la croûte effectuée sur le profil 1. Nous avons évidemment été obligés de supposer que la structure crustale le long du profil 2 est approximativement 1D (4 OBS n'ayant pas fonctionné sur ce profil).

Les lois de vitesse en fonction de la profondeur déduite de la modélisation par sismogrammes synthétiques pour les OBS 1 et 2 du profil 1 et pour l'OBS 4 du profil 2 sont représentées sur la figure 5.9 et sont reportées dans les tables 5.2, 5.3 et 5.4. Les sismogrammes synthétiques correspondant sont représentés sur les figures 5.10 (K1 OBS 1), 5.11 (K1 OBS 2) et 5.13 (K2 OBS 4) et les courbes d'amplitude maximales en fonction de la distance sont représentées sur la figure 5.14. Un détail de la section enregistrée par l'OBS 2 du profil 4 avec les temps d'arrivée calculés dans le modèle de la figure 5.9.d superposés aux données permet de détailler l'ensemble des ondes identifiées (Prse, Pruc1, Puc1, Prlvz, Pruc2, Puc2, Prlc, Plc) (Figure 5.11).

Trois modifications principales ont été apportées au modèle déduit de l'analyse des temps d'arrivée à partir de l'analyse des amplitudes. Une couche à faible vitesse lvz a été introduite sous la couche dans laquelle se réfracte l'onde Puc1. Les vitesses dans la lvz sont peu contraintes. D'un point de vue des temps d'arrivée, il y a un compromis entre la vitesse dans la couche à faible vitesse et son épaisseur. D'autre part, les amplitudes de l'onde Pruc2, qui fourniraient une contrainte sur le contraste de vitesse à l'interface lvz-uc2, sont difficilement utilisables car cette onde est très proche (en temps) de l'onde Puc2. Des vitesses de 2,50, 2,50, 3,80 et 4,00 km/s ont été utilisées respectivement pour l'OBS 1 du profil 1, pour l'OBS 2 du profil 1 (distances positives et négatives) et pour l'OBS 4 du profil 2. Le gradient de vitesse dans la couche dans laquelle se réfracte l'onde Puc2 (0,48; 0,40; 0,49; 0,57 s⁻¹ respectivement pour l'OBS 1

Profondeur (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	(Densité)
0,00	1,46	0,00	1,00
0,52	1,46	0,00	1,00
0,52	1,65	0,95	1,20
1,20	1,70	0,98	1,20
1,20	3,00	1,73	1,38
1,65	3,06	1,77	1,41
1,65	2,50	1,44	2,00
2,10	2,50	1,44	2,00
2,10	4,00	2,31	1,77
3,80	4,90	2,83	2,11
3,80	4,95	2,86	2,12
7,00	6,48	3,74	2,71
7,00	6,62	3,82	2,76
8,20	6,80	3,95	2,85
21,45	7,46	4,30	3,08
21,45	7,86	4,54	3,23
25,00	8,10	4,67	3,32

Table 5.2. Modèle de vitesse 1D obtenu pour l'OBS 1 du profil 1

Profondeur (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	(Densité)
0,00	1,46	0,00	1,00
0,57	1,46	0,00	1,00
0,57	1,65	0,95	1,20
1,20	1,70	0,98	1,20
1,20	2,43	1,40	1,17
1,60	2,44	1,41	1,17
1,60	4,00	2,31	1,76
2,50	4,32	2,49	1,89
2,50	2,50	1,44	2,00
2,75	2,50	1,44	2,00
2,75	4,40	2,54	1,92
8,10	6,58	3,80	2,74
8,10	6,60	3,81	2,75
9,10	6,70	3,87	2,79
21,37	7,42	4,28	3,06
21,37	7,87	4,54	3,23
25,00	8,10	4,67	3,32

Table 5.3. Modèle de vitesse 1D obtenu pour l'OBS 2 du profil 1 (distances >0)

Profondeur (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	(Densité)
0,00	1,46	0,00	1,00
0,57	1,46	0,00	1,00
0,57	1,65	0,95	1,20
1,20	1,70	0,98	1,20
1,20	2,43	1,40	1,17
1,60	2,44	1,41	1,17
1,65	4,00	2,31	1,76
2,50	4,32	2,49	1,89
2,50	3,80	2,19	1,69
3,00	3,80	2,19	1,69
3,00	4,70	2,71	1,92
6,50	6,40	3,69	2,74
6,50	6,55	3,78	2,75
9,10	6,70	3,87	2,79
21,37	7,42	4,28	3,06
21,37	7,87	4,54	3,23
25,00	8,10	4,67	3,32

Table 5.4. Modèle de vitesse 1D obtenu pour l'OBS 2 du profil 1 (distances <0)

Profondeur (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	(Densité)
0,00	1,46	0,00	1,00
0,57	1,46	0,00	1,00
0,57	1,65	0,95	1,20
1,50	1,71	0,98	1,20
1,50	2,43	1,40	1,17
2,00	2,44	1,41	1,17
2,00	4,60	2,65	2,00
2,80	4,85	2,80	2,08
2,80	4,00	2,30	1,76
4,40	4,40	2,54	1,91
4,40	5,00	2,88	2,15
7,00	6,50	3,75	2,71
7,00	6,70	3,86	2,79
8,10	6,80	3,92	2,79
22,37	7,22	4,16	2,98
22,37	7,87	4,54	3,23
25,00	8,10	4,67	3,32

Table 5.5. Modèle de vitesse 1D obtenu pour l'OBS 4 du profil 2

du profil 1, pour l'OBS 2 du profil 1 (distances positives et négatives) et pour l'OBS 4 du profil 2). a été augmenté en augmentant la vitesse à la base de cette couche (entre 6,48 et 6,55 km/s pour les trois OBSs). Cette augmentation du gradient a été introduite pour pouvoir modéliser la courbure de l'arrivée Puc2 et l'augmentation progressive de l'amplitude jusqu'à la 'jonction' sans discontinuité de vitesse apparente entre l'arrivée Puc2 et Plc (Figure 5.12 et 5.14). Cette augmentation des vitesses à la base du socle induit un approfondissement de l'interface socle-croûte inférieure pour permettre de modéliser correctement en distance le maximum de la courbe d'amplitude maximale à la distance critique Puc2-Plc et les temps d'arrivée de l'onde réfractée dans la croûte inférieure. Les vitesses au toit de la croûte inférieure n'ont pas été significativement modifiées dans la mesure où elles étaient déjà bien contraintes par les temps d'arrivée.

La loi de vitesse 1D en fonction de la profondeur de l'OBS 4 du profil 2 a été calculée jusqu'au manteau supérieur pour compléter l'étude de Charvis et al. (1995) sur le profil 1 (Figure 5.15). De façon comparable aux résultats du profil 1, le Moho est situé à une profondeur estimée à 22,40 km (cette mesure ne peut tenir compte de la présence éventuelle du pendage du Moho) (Figure 5.15). La vitesse apparente à la base de la croûte est de 7,22 km/s. La comparaison entre les sismogrammes synthétiques et les données pour des distances comprises entre 0 et 130 km est montrée sur la figure 5.15. L'arrivée sismique notée Pr sur la figure 5.1.f n'a pas été modélisée et la croûte inférieure est définie par une augmentation linéaire de la vitesse en fonction de la profondeur constante jusqu'au Moho.

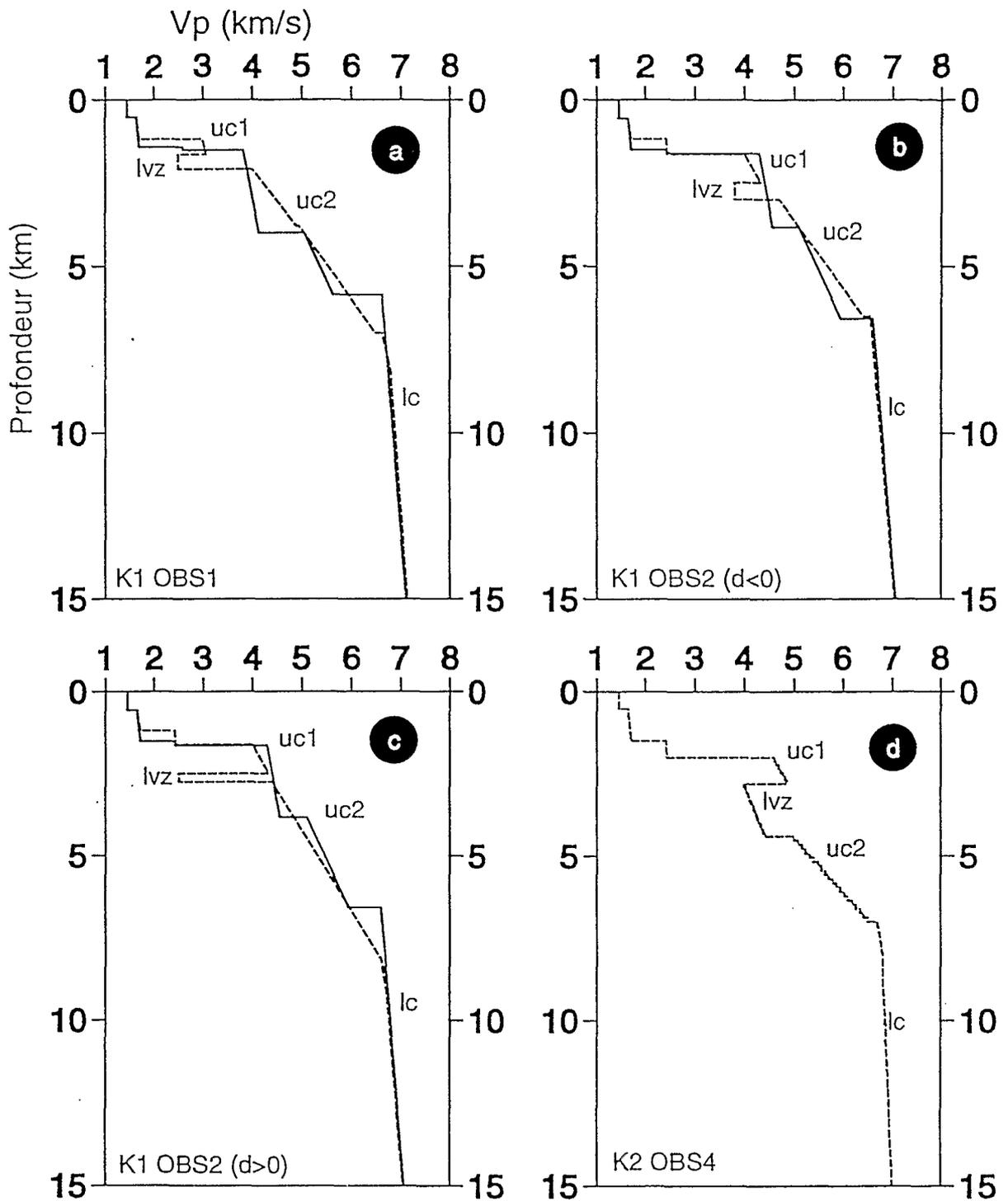


Figure 5.9. Lois de vitesse 1D pour des OBS des profils 1 et 2

Comparaison entre les lois de vitesse 1D en fonction de la profondeur pour les OBS 1 (a) et 2 du profil 1 (b et c) et pour l'OBS 4 du profil 2 (d) déduites de la modélisation des temps d'arrivée (traits continus) et des amplitudes par sismogrammes synthétiques utilisant la méthode de la réflectivité (traits pointillés). Une couche à faible vitesse dans le socle a été ajoutée lors de la modélisation des amplitudes. D'autre part, le gradient de vitesse a été augmenté à la base du socle si bien que les vitesses à la base du socle sont plus élevées que celle obtenues à partir de la modélisation des temps d'arrivée. L'interface socle-croûte inférieure est maintenant représentée par une discontinuité de vitesse très faible et une discontinuité de gradient forte. L'augmentation des vitesses à la base du socle a induit un approfondissement de l'interface socle-croûte inférieure pour maintenir la correspondance entre les temps d'arrivée observés et calculés de l'onde réfractée dans la croûte inférieure.

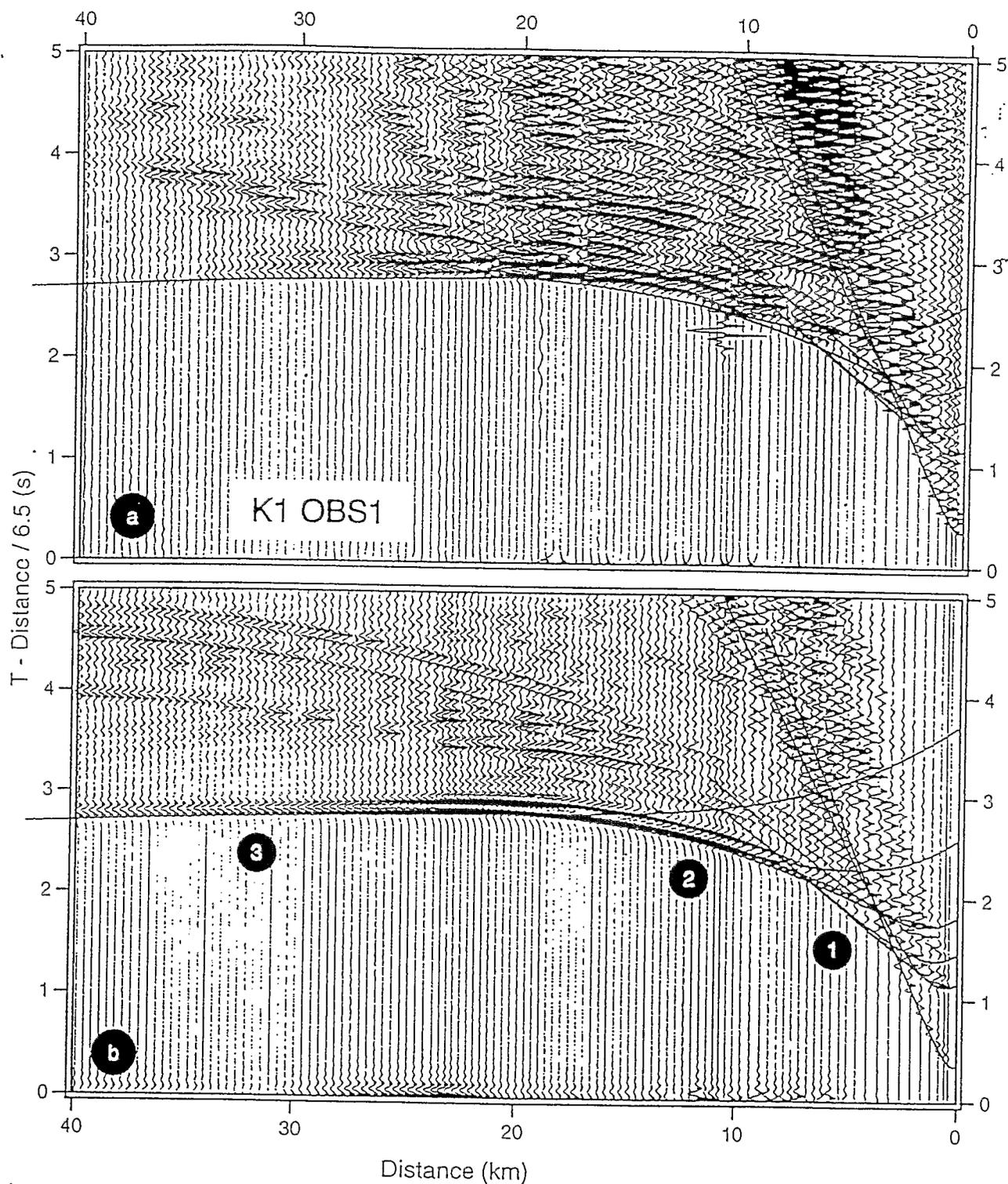


Figure 5.10. Sismogrammes synthétiques pour l'OBS 1 du profil 1
 Comparaison entre la section observée (a) et calculée (b) pour l'OBS 1 du profil 1. La section synthétique et les courbes de temps d'arrivée superposées ont été calculées dans le modèle (trait pointillé) de la figure 5.9.a. (1) Puc1; (2) Puc2; (3) Plc.

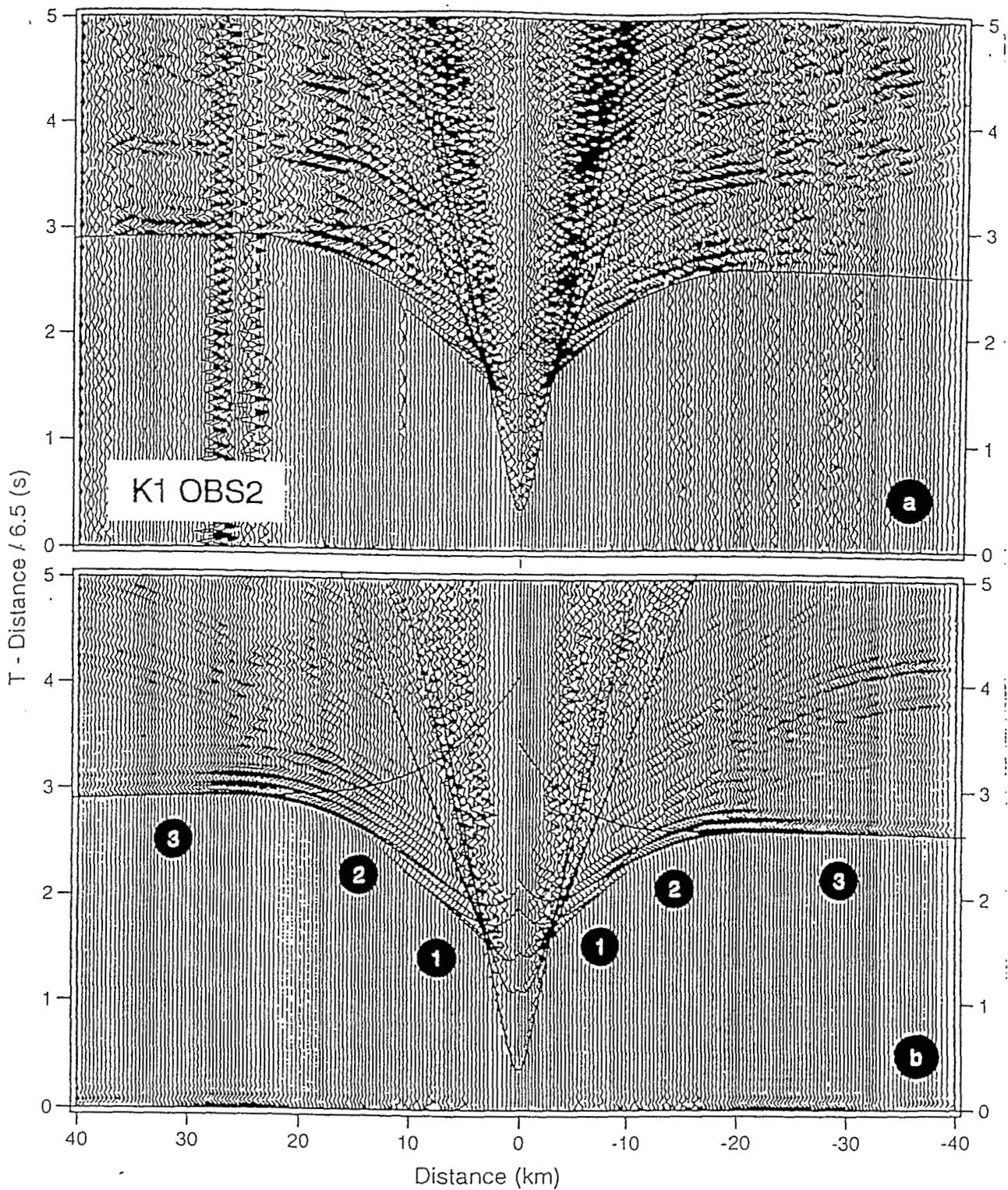


Figure 5.11 Sismogrammes synthétiques pour l'OBS 2 du profil 1
 Comparaison entre la section observée (a) et calculée (b) pour l'OBS 2 du profil 1. La section synthétique et les courbes de temps d'arrivée superposées ont été calculées dans le modèle (trait pointillé) de la figure 5.9.b. (1) Puc1; (2) Puc2; (3) Plc

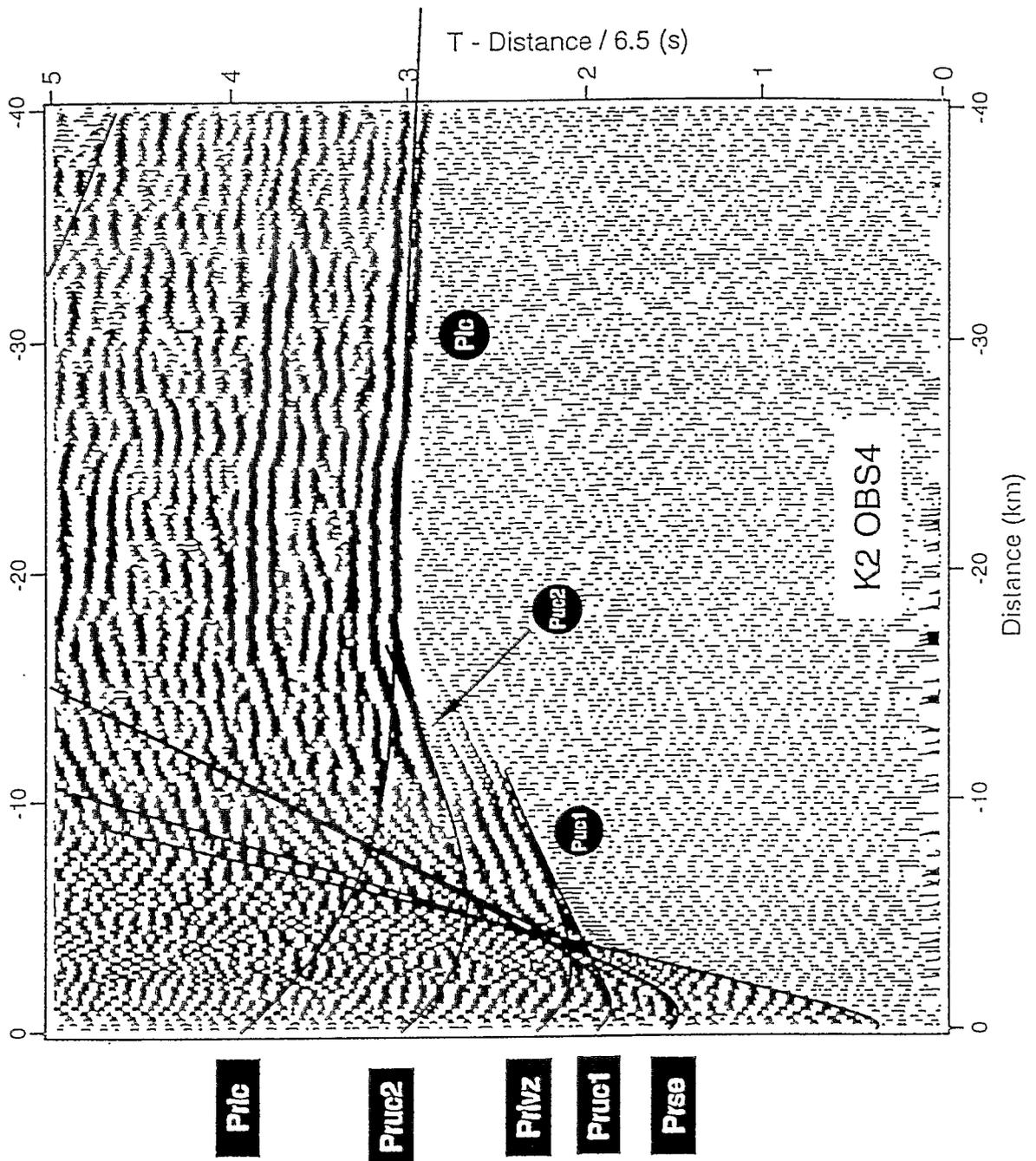


Figure 5.12. Tracé de rai pour l'OBS 4 du profil 2

Détail de la section enregistrée par l'OBS 4 du profil 2. Les courbes de temps d'arrivée calculés dans le modèle de la figure 5.9.d (trait pointillé) sont superposées aux données et les réflexions à incidence verticale sur chaque discontinuité identifiée sont indiquées (Prse, Pruc1, Prlvz, Pruc2, Pric).

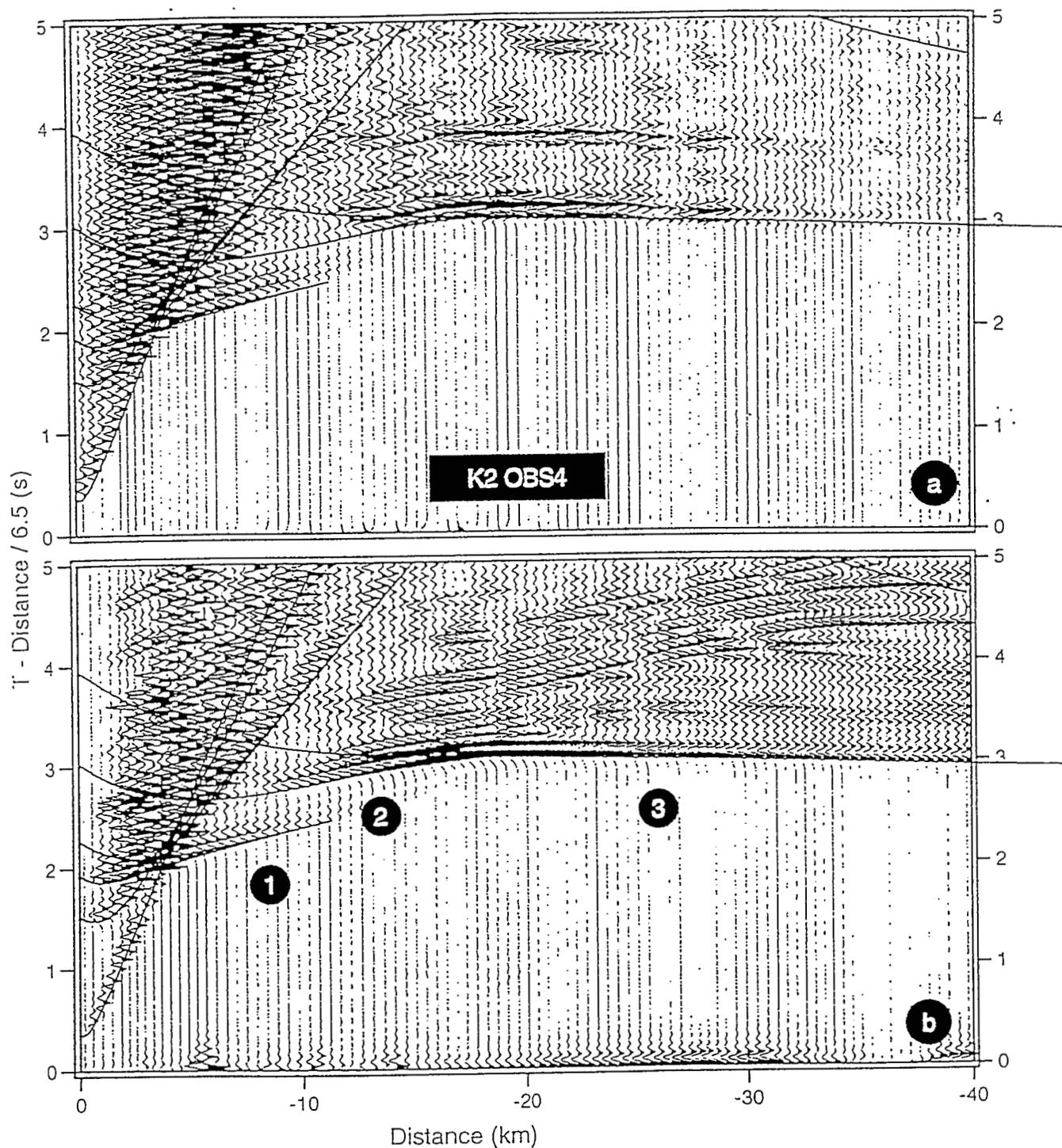


Figure 5.13. Sismogrammes synthétiques pour l'OBS 4 du profil 2
 Comparaison entre la section observée (a) et calculée (b) pour l'OBS 4 du profil 2. La section synthétique et les courbes de temps d'arrivée superposées ont été calculées dans le modèle (trait pointillé) de la figure 5.9.c. (1) Puc1; (2) Puc2; (3) Plc

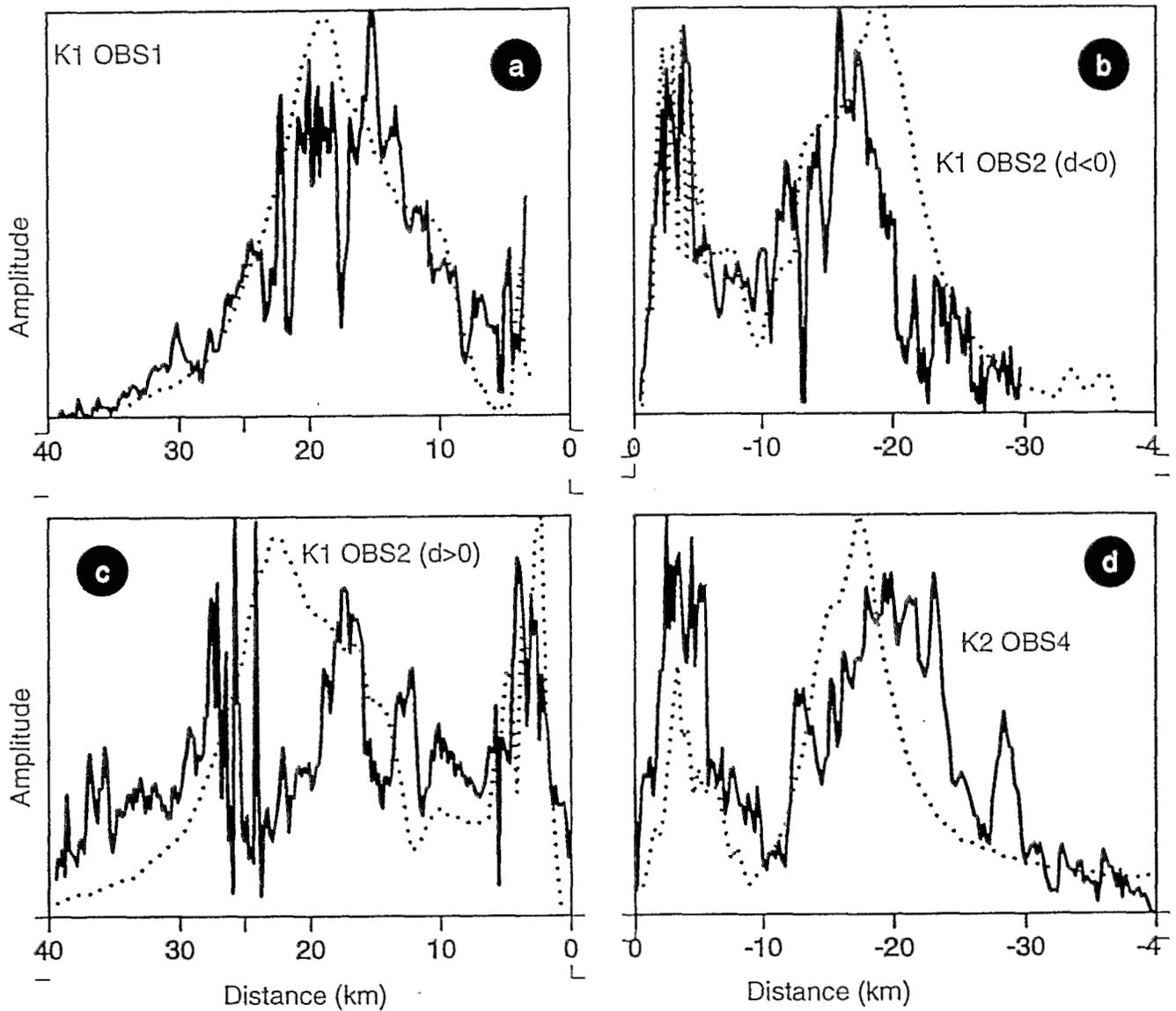


Figure 5.14 Courbes d'amplitude en fonction de la distance

Comparaison entre les courbes observées et calculées d'amplitude en fonction de la distance pour l'OBS 1 du profil 1 (a), l'OBS 2 du profil 1 (b et c) et l'OBS 4 du profil 2 (d). L'amplitude maximale est mesurée dans une fenêtre centrée sur les ondes Pw, Prse, Pruc1, Puc1, Pruc2, Puc2, Prlc et Plc.

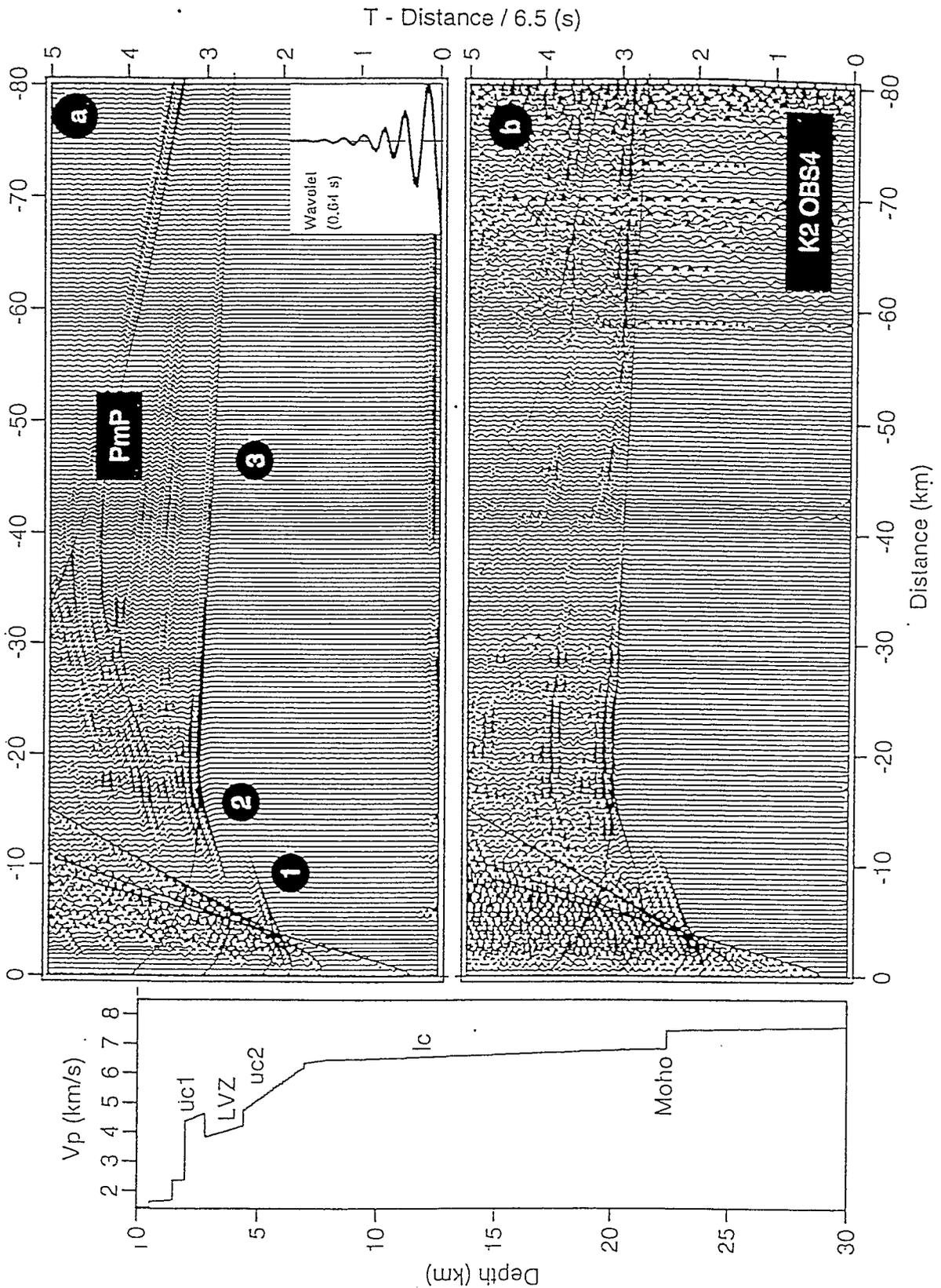


Figure 5.15. Sismogrammes synthétiques pour l'OBS 4 du profil 2

Comparaison entre la section observée (a) et calculée (b) pour l'OBS 4 du profil 2 entre 0 et 120 km de distance. Toutes les arrivées réfractées dans la croûte, la PmP et la Pn sont calculées sur la section synthétique. (c) Loi de vitesse 1D en fonction de la profondeur dans laquelle la section synthétique a été calculée. (1) Puc1; (2) Puc2; (3) Plc

Chapitre 6. Structure profonde du bassin de Raggatt (domaine sud du plateau de Kerguelen).

6.1. Introduction.

Après avoir présenté la structure profonde de la croûte océanique du bassin d'Enderby et du domaine nord du plateau de Kerguelen , nous présentons les résultats obtenus sur le domaine sud (bassin de Raggatt). Les données enregistrées sur les profils du bassin de Raggatt sont sans aucun doute les plus riches de la campagne KeOBS et ont motivé une étude plus détaillée que les autres profils. Une synthèse des résultats et des interprétations sur le bassin de Raggatt est présentée dans un article sous-pressé à Geology fourni en annexe 1.

Dans les paragraphes suivants, nous présentons une description qualitative des données détaillée pour faciliter la lecture des résultats des modélisations ultérieures. Celles-ci comprennent la modélisation 2D des temps d'arrivée pour définir un modèle des grandes lignes de la structure profonde du bassin de Raggatt. Ces grandes lignes sont utilisées comme point de départ de la modélisation par sismogrammes synthétiques. Celle-ci est divisée en deux parties; dans une première partie, la modélisation des arrivées sédimentaires, du socle basaltique et du sommet de la croûte inférieure est effectuée. L'objectif principale de cette modélisation est de mesurer de façon plus précise la loi de vitesse dans la partie extrusive du bassin de Raggatt estimée seulement de façon grossière lors de la modélisation des temps d'arrivée. Cette étude permettra également de confronter les résultats obtenus à partir de l'analyse des données de sismique grand-angle et les interprétations des données de sismique multitrace sur le bassin de Raggatt (profil RS02 24 de la campagne R/V Rig Seismic 2).

Dans une deuxième partie, nous proposerons une étude de la base de la croûte inférieure, de la transition croûte-manteau et du toit du manteau supérieur. Cette étude détaillée est motivée par la qualité des enregistrements des signaux s'étant propagés dans la structure profonde et s'inscrit directement dans le cadre des objectifs principaux de la campagne KeOBS.

Les paragraphes suivants du chapitre 6 sont rédigés en anglais car ils constituent le corps d'un article en préparation à soumettre pour publication. Les principaux résultats seront rappelés (en français) en introduction du chapitre 9 présentant l'interprétation de ces résultats.

6.2. Qualitative description of the data and phase nomenclature.

Before presenting the travel time and amplitude analysis, it is instructive to examine qualitatively the record sections from profiles 4 and 5 to define the main units of the structure and the nomenclature used to describe the phases identified. Location of lines 4 and 5 are plotted in Figure 6.1 as well as the location of the OBSs along these profiles.

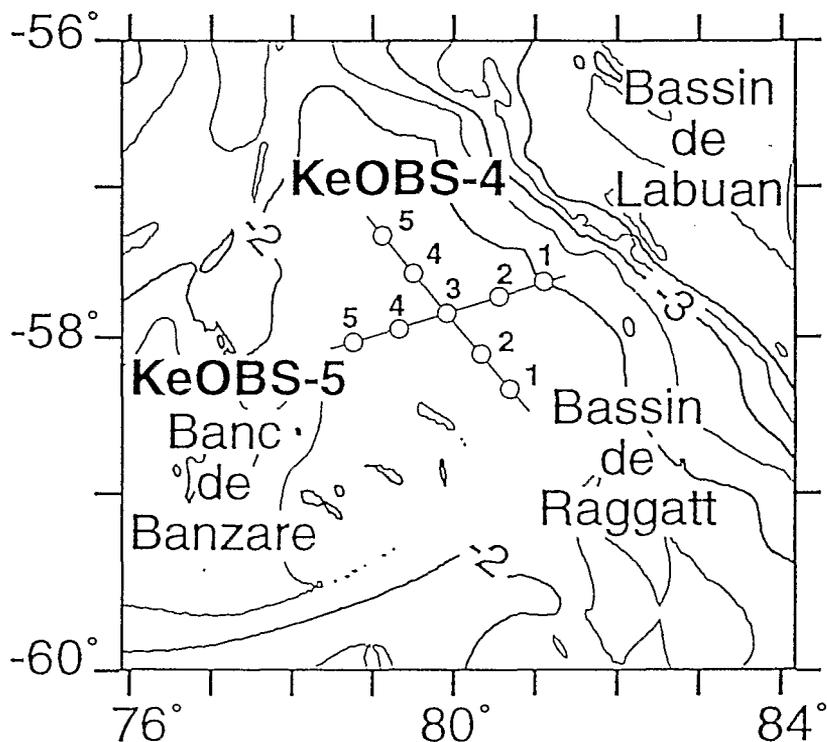


Figure 6.1. Location of lines 4 and 5 in the Raggatt basin

Record sections from each instrument of the profiles 4 and 5 are respectively plotted in Figure 6.2 and 6.3.

We describe in detail the record section from OBS 5 of line 4 (Fig 6.2.a). This section exhibits reflections and refractions from the entire crust and the upper mantle and is probably the most representative of the deep structure of the Raggatt Basin. In the following, we use the same nomenclature applied in Operto & Charvis (1995) except that basement is labelled uc (upper crust) instead of bb (basaltic basement).

The sedimentary arrivals recorded as first arrivals approximately between 3 and 5 km are not apparent at this scale. The multicyclic reflection Pruc (not indicated on the figure) marks the top of the basement (B). The phase Puc, refracted in the basement is observed from 5 to 30 km with velocity increasing gradually with distance and with high amplitude. The Plc wave refracted in the lower crust is recorded both as first and second arrival from 30 km to 160 km with an apparent velocity of 6.65 km/s. The

persistence of Plc energy to large offsets (up to 160 km) as well as its weak amplitude indicate a low-velocity gradient in the thick lower crust.

The crossover between these two phases is outlined by an amplitude maximum located at 30 km of distance and probably generated by a triplication of the travel time curve at the interface between basement and lower crust. This maximum is followed beyond this point by the sharp decrease of the amplitude of Plc wave.

A notable feature of this section is the strong PmP phase (reflection from Moho) recorded both at pre- and post-critical distances across 40-150 km and should provide important constraints on the deep structure of RB. This phase is characterized by long wavetrain near critical distance (~65 km) where it reaches its maximum amplitude. At distances greater than 90 km, PmP is characterized by a pronounced attenuation of its amplitude. Moreover, at these offsets, PmP is discontinuous and characterized by a complex series of sub-parallel reflection branches with an asymptotic velocity of ~6,7 km/s suggesting geologic complexities in the lowermost crust.

Across distances of 40-85 km, several clear, though weak, coherent reflections (Pr1) and (Pr) are located in time between Plc and PmP wave providing evidence for a reflective layered zone (RZ) between the base of lower crust marked by Plc wave and Moho marked by PmP wave. We labelled Pr1 the wave we interpret as the reflection from top of RZ as it becomes asymptotic to the PmP branch at post-critical distances. The presence of Pr1, although weak, suggests that the top boundary of RZ is a first-order discontinuity. At post-critical distances, discontinuous character of PmP can be attributed to destructive interference effects between PmP and Pr branches. Phase labelled Pmu indicates probably a short-path multiple in RZ.

Apparent velocity of Plc wave and asymptotic velocity of post-critical PmP wave are reasonably similar (~6,7 km/s) causing a travel time gap between these two segments (indicated by the PmP and Plc arrows at 145 km of distance on figure 6.1.a). This observation is important considering the scope of this study because this travel time gap indicates that average lower crustal velocity in RZ cannot significantly exceed velocity at the base of LC.

A strong Pn wave, refracted in the upper mantle, is observed at offsets exceeding 65 km (related to the PmP-Pn cusp) up to 125 km with an apparent velocity of 8.6 km/s.

The phases Puc and Plc are observed on each OBS of the line 4 and exhibit similar travel time and amplitude patterns suggesting that most of the crustal structure is rather homogeneous along the Raggatt Basin in the NNW-SSE directions at the scale of this description (see Figures 6.2.(b-e)).

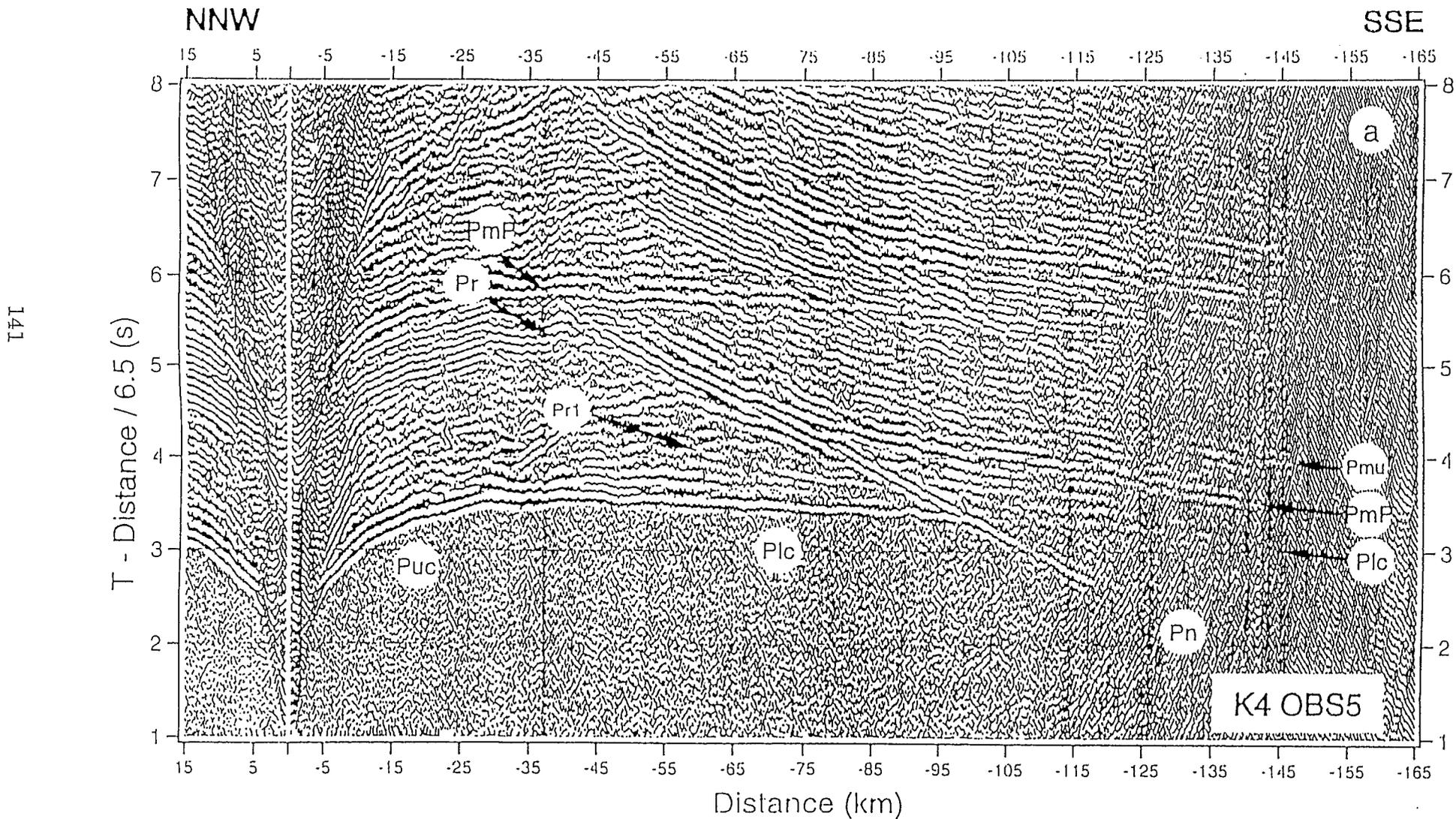
Figure 6.2.(a-e). Record sections for line 4

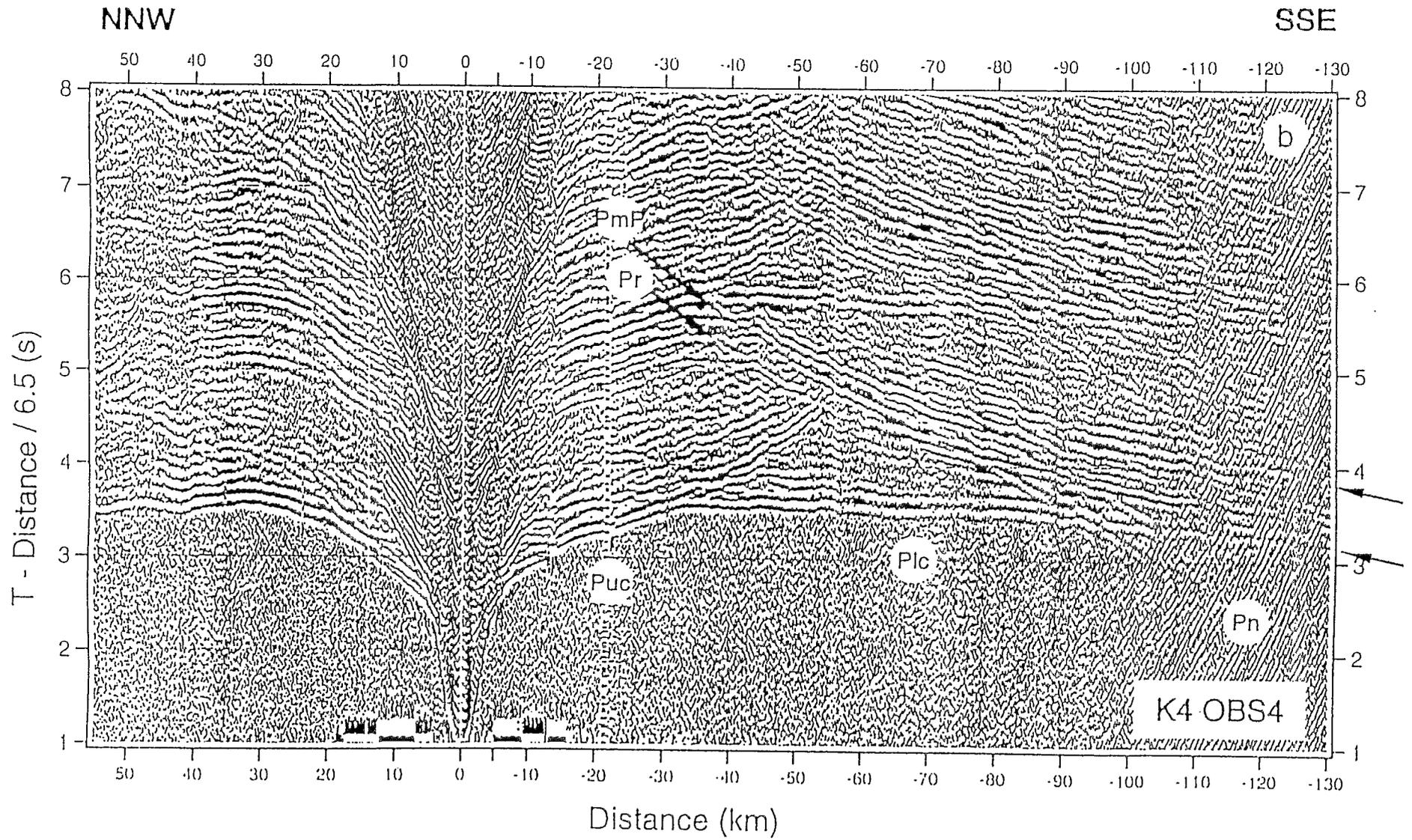
Record sections for line 4. Data are processed with a 4-15 Hz zero phase Butterworth filter.

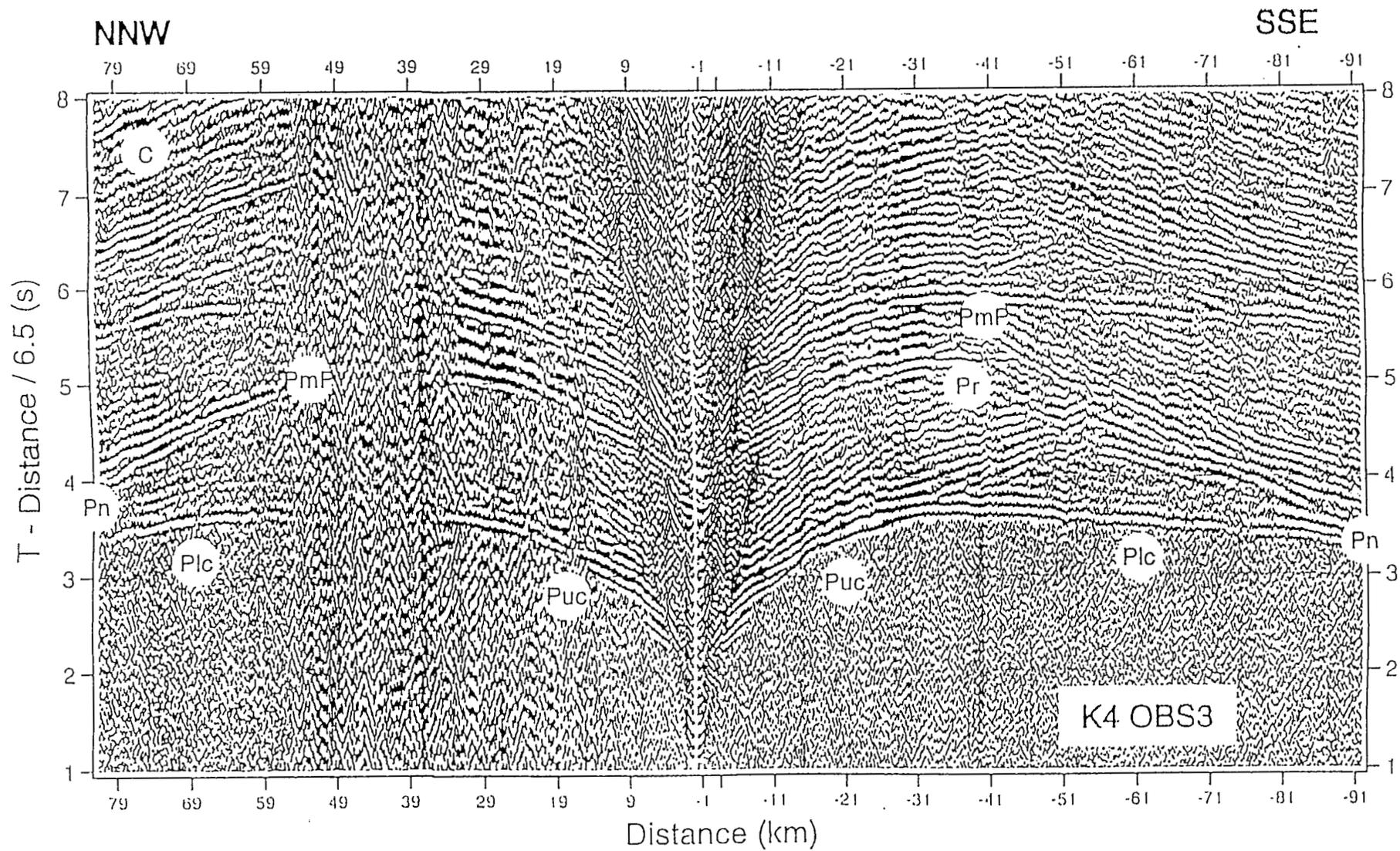
Amplitude are scaled proportional to range and clipped; (a) OBS 5, (b) OBS 4, (c) OBS 3, (d)

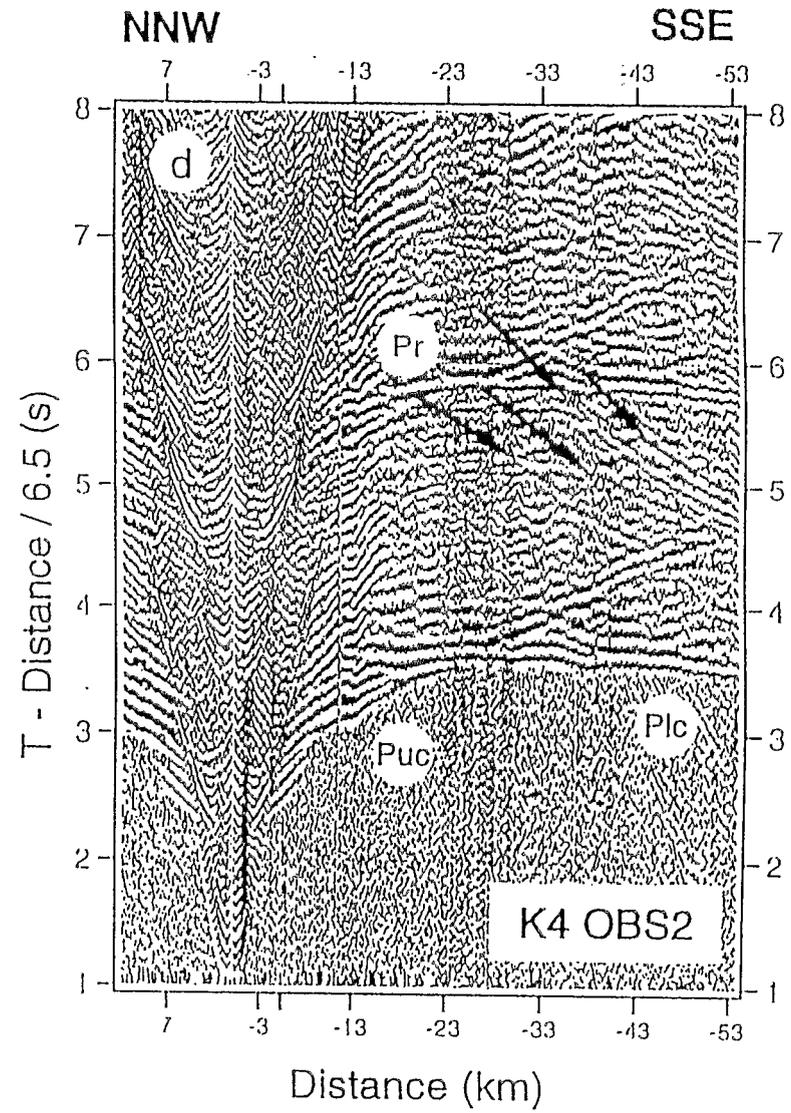
OBS 2, (e) OBS 1. Note that OBSs 1 and 2 do not record data at distances > 20 km and 55 km

respectively, due to technical failures. See text for phase nomenclature.









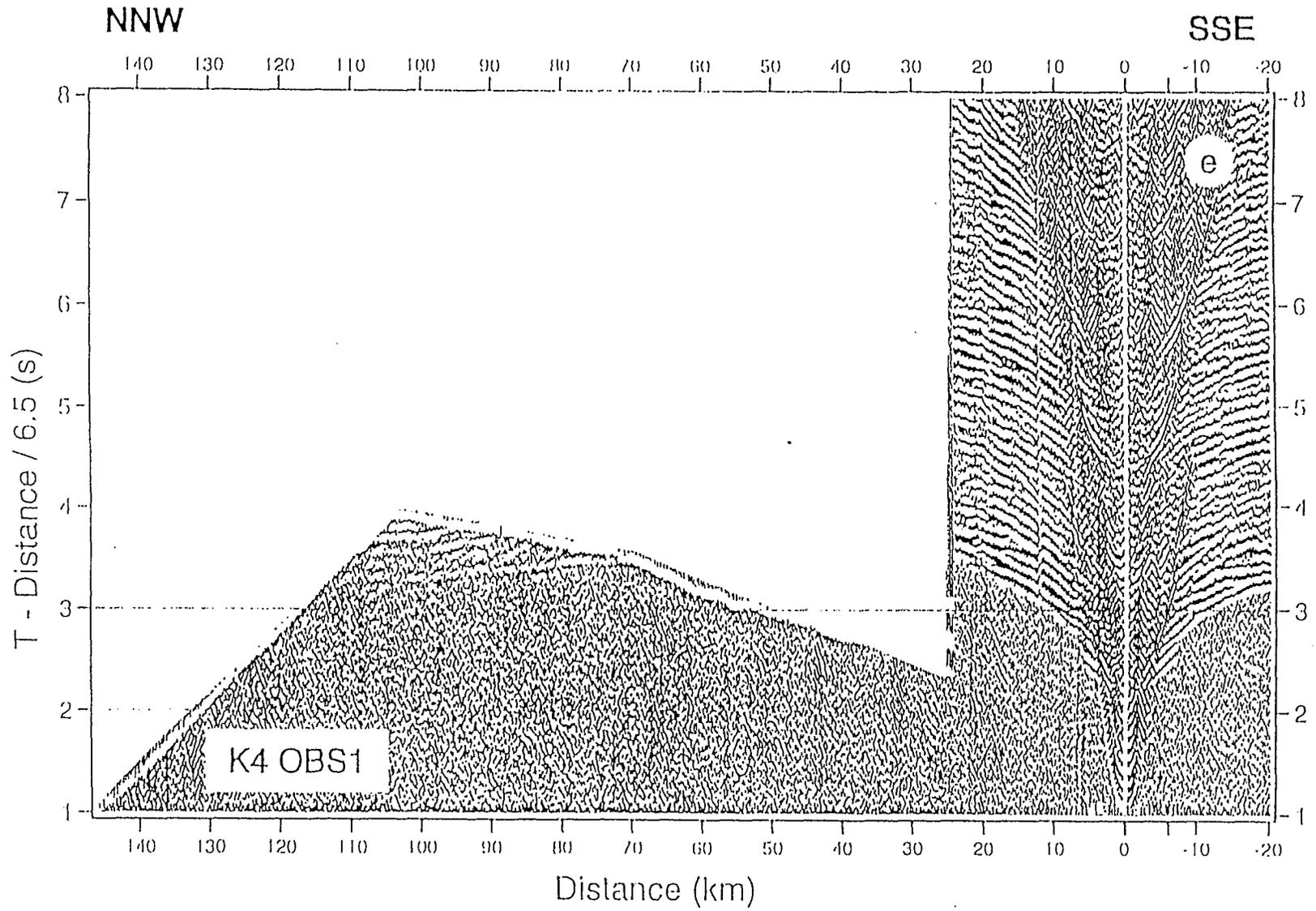
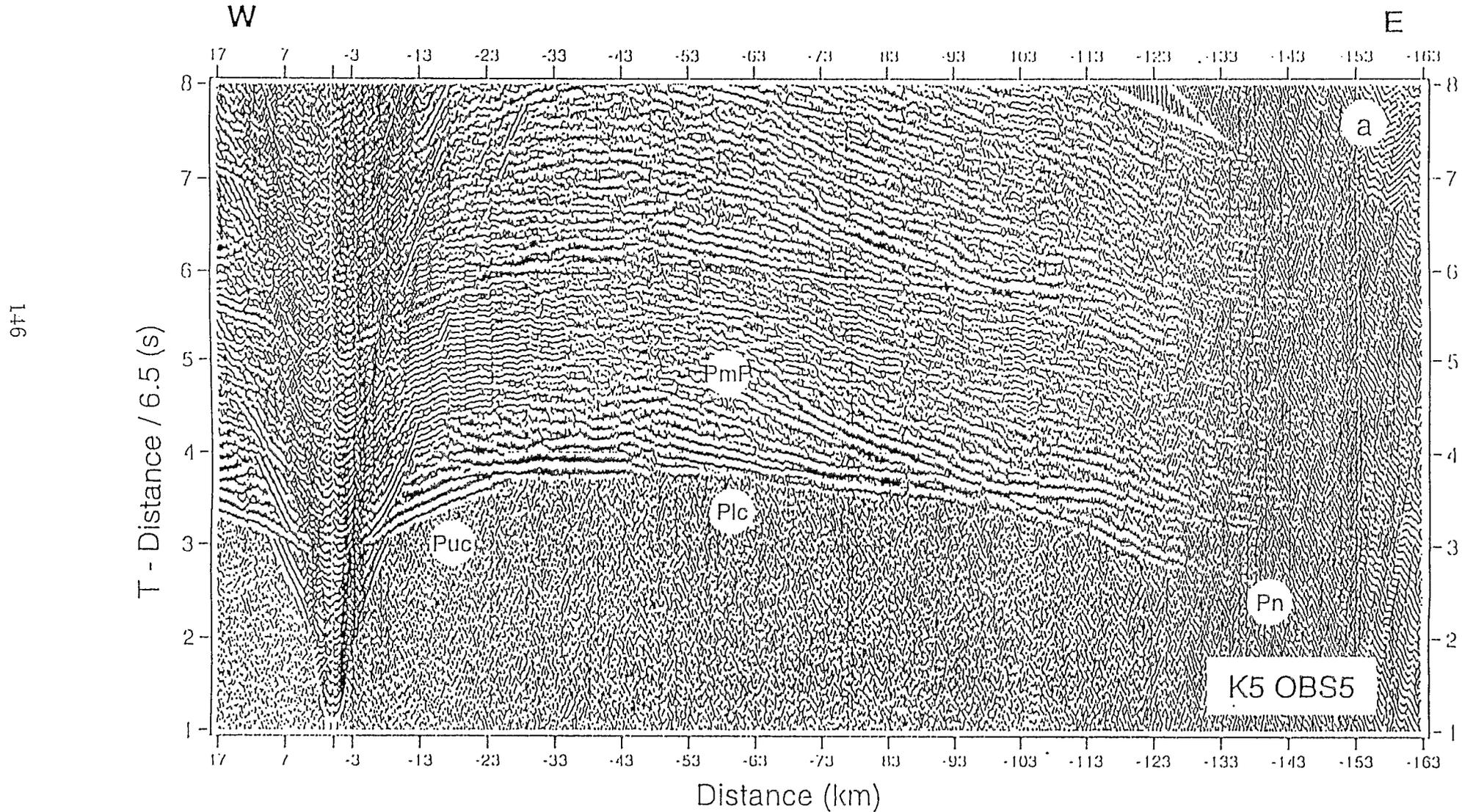
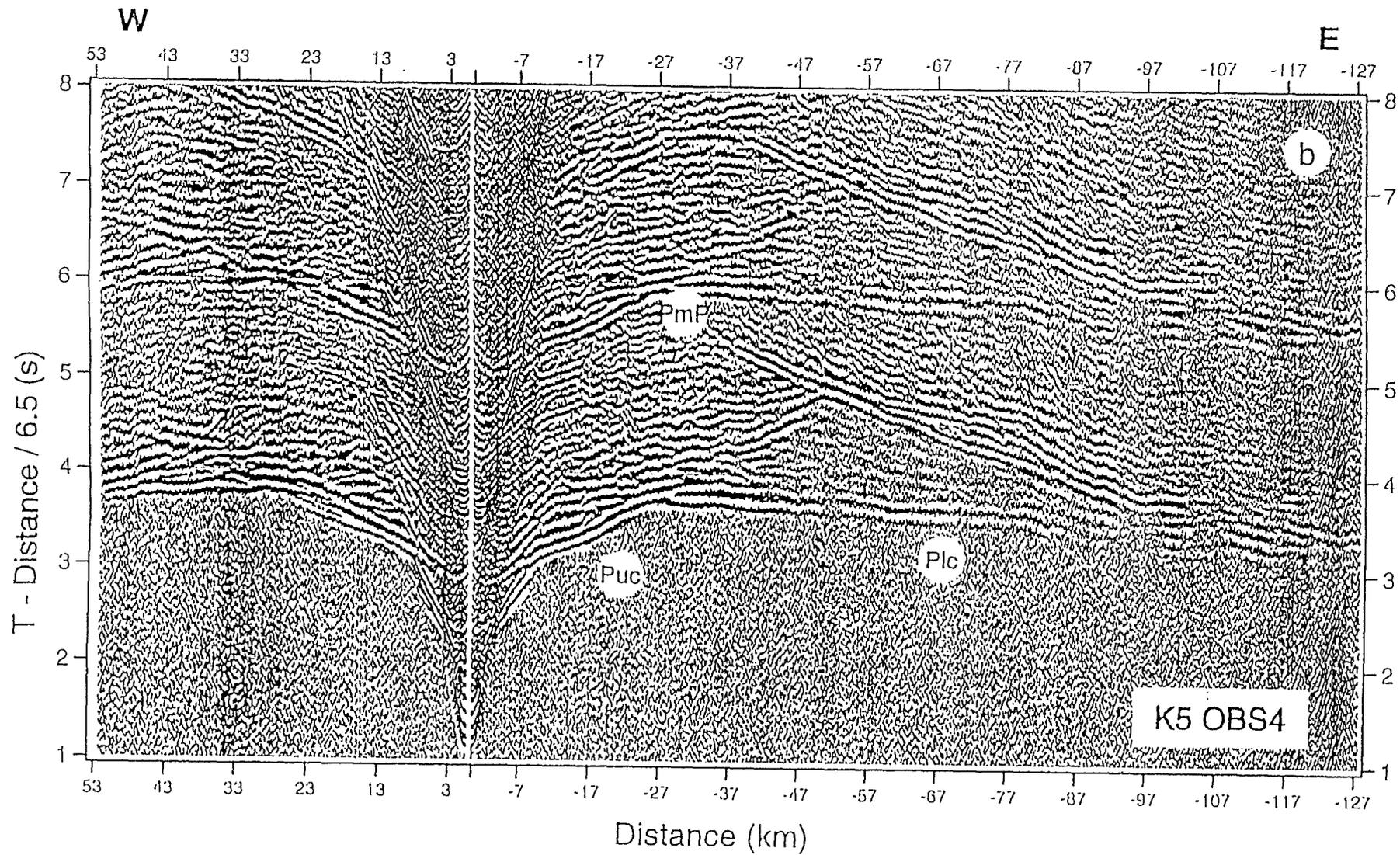
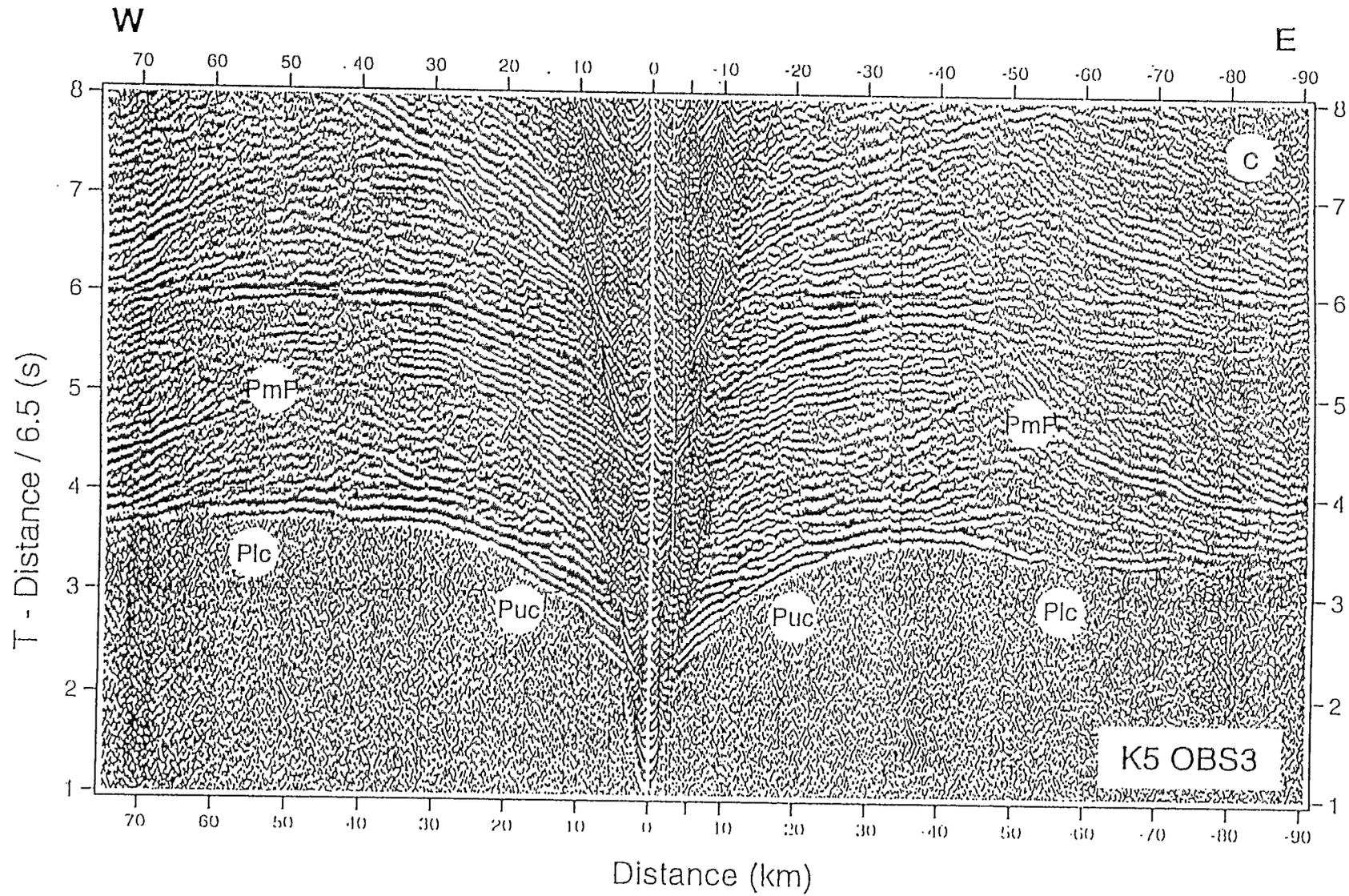


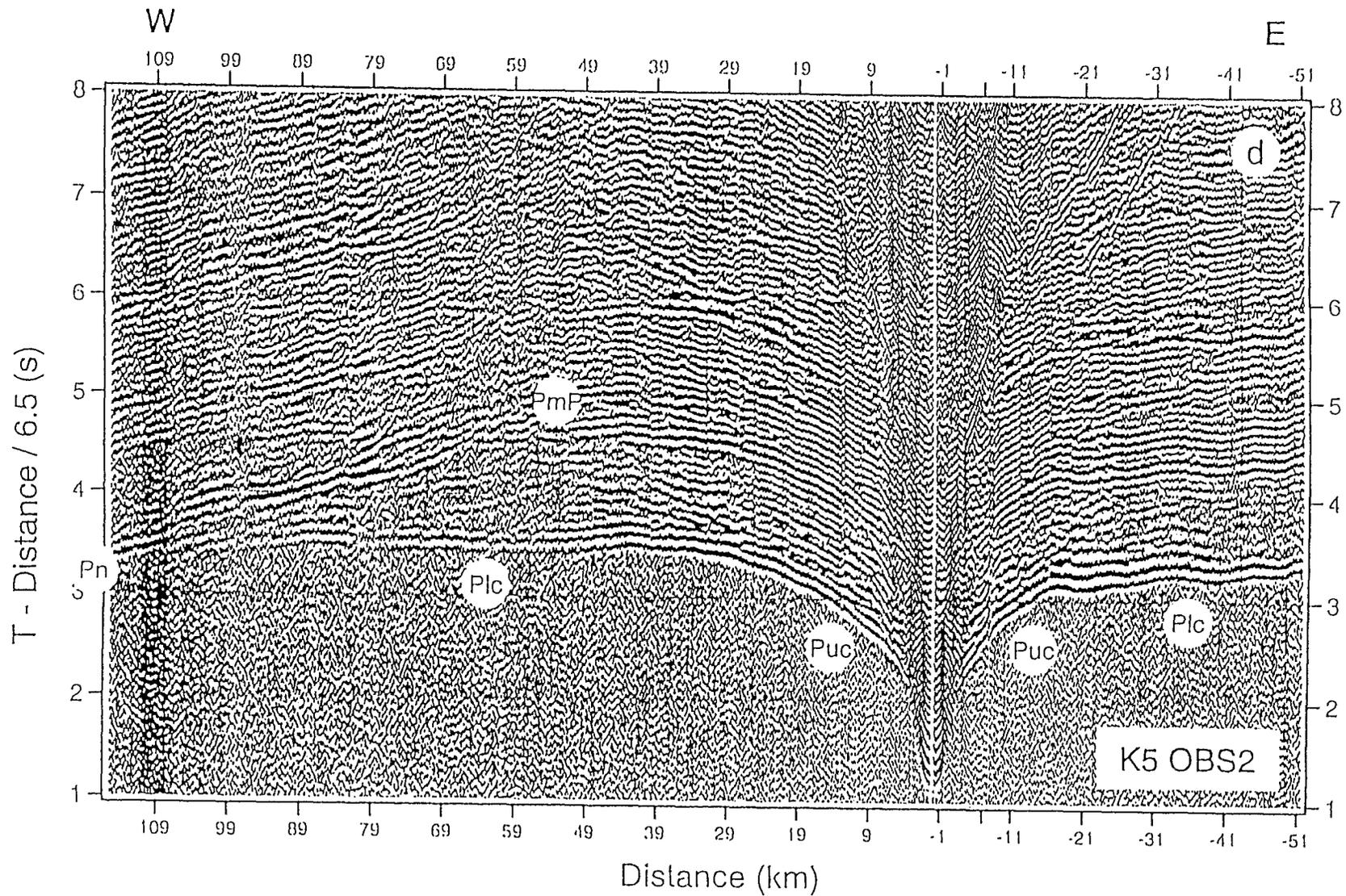
Figure 6.3.(a-e). Record sections for line 5

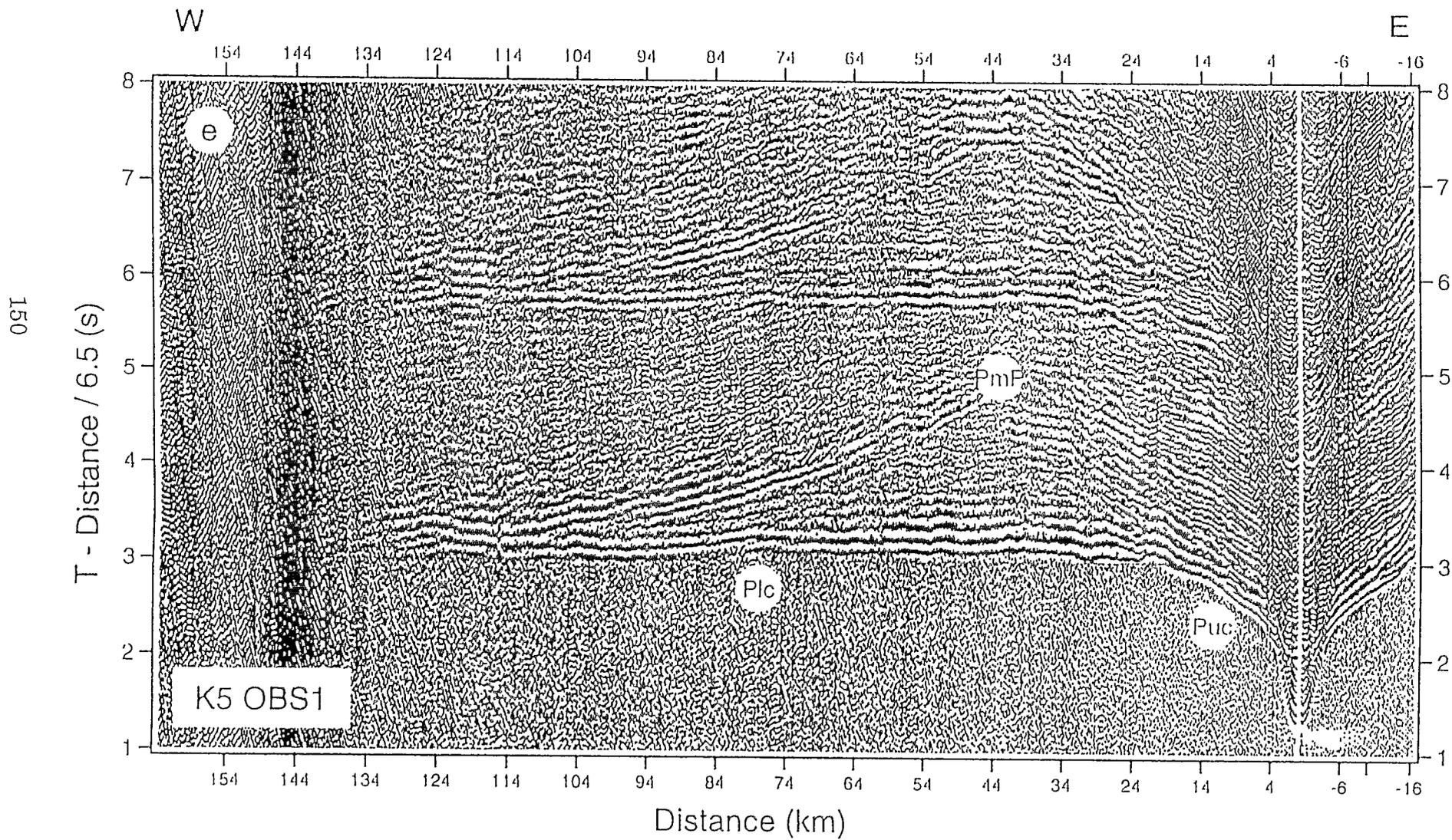
Record sections for line 5. Data are processed with a 4-15 Hz zero phase Butterworth filter. Amplitude are scaled proportional to range and clipped; (a) OBS 5, (b) OBS 4, (c) OBS 3, (d) OBS 2, (e) OBS 1. See text for phase nomenclature.











The number and the amplitude of observed Pr waves increase from OBS 5 to OBS 2 (from north to south) of line 4 suggesting an increase of thickness and/or reflectivity of RZ towards the south of the Raggatt Basin (Figure 6.2.(a-d)). This suggests that RZ is highly laterally heterogeneous. Thickening of RZ towards the south is also outlined by the increase of the travel time gap between Plc and PmP at 130 km of distance as compared to the travel time gap observed on OBS 5 section (see travel time gap between arrows at -130 km of distances, Figure 6.2.b). Moreover, the increase of lowermost crust and Moho reflectivity from OBS 5 to OBS 4 are also illustrated on figures 6.5 and 6.6. On Figures 6.5.d and 6.6.d, PmP wave, possible sub-parallel post-critical reflection branches and first PmP multiple were separated from the other waves and noise of the raw section using spectral matrix filtering (see chapter 4.2) after a hyperbolic static travel time shift of the PmP wave (Figures 6.5.b and 6.6.b). The band of energy separated on OBS 4 section is clearly broader than on OBS 5 section. Moreover, PmP amplitude distribution is more subdued with respect to distance on OBS 4 section than on OBS 5 section (Figure 6.4). The homogenization of the transmitted wavefield across RZ on OBS 4 section with respect to distance may be due to an increasing number of layers in RZ and/or thinner layering in RZ resulting in increasing short path multiples and/or scattering of the seismic wavefield in RZ (Figure 6.4).

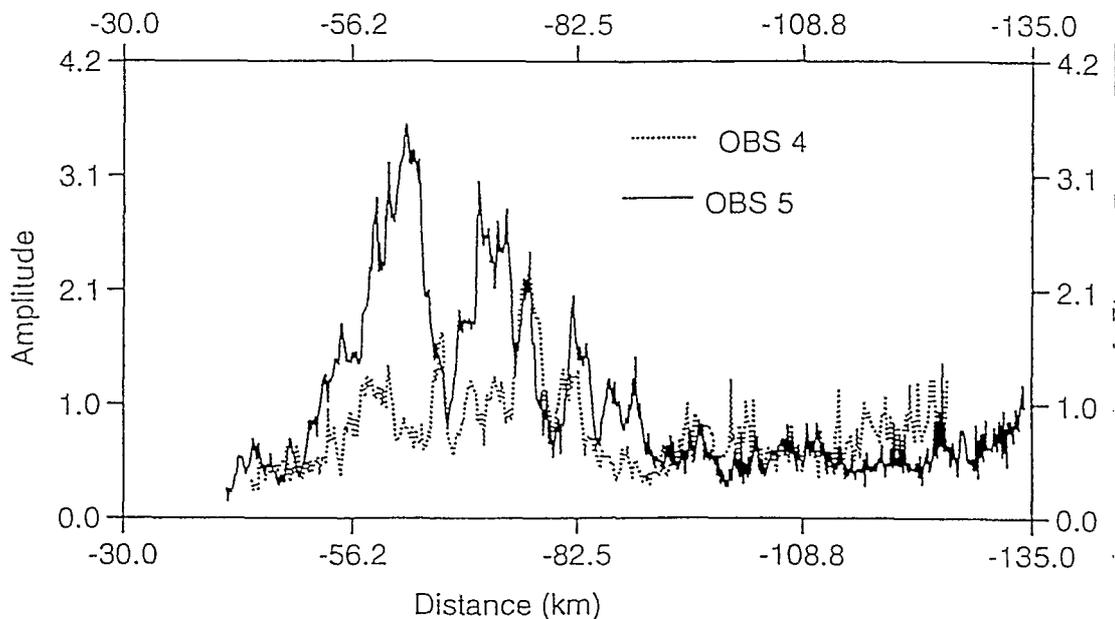


Figure 6.4. PmP amplitude-distance curves

Comparison between the PmP amplitude-distance curves from OBS 5 and 4 for profile 4. Note the more subdued pattern with respect to distance of the OBS 4 curve.

On OBS 4 section, accurate identification of PmP is particularly equivocal as two parallel reflections with similar amplitudes and delayed by ~ 0.2 s are recorded. Both on OBS 4 and OBS 5 sections, the particular Pr wave pointed out by the arrow at pre-

critical distances on Figures 6.2.a and 6.2.b and arriving from near the base of RZ has a higher amplitude than other reflections from RZ and could delineate a systematic more pronounced velocity step in RZ.

Pn wave is also observed with an apparent velocity of 8.6 km/s. A phase parallel to the Pn is recorded with a delay of ~0,4 s. Possible thickening of RZ towards the south could correspond to a dipping Moho interface to the south biasing Pn velocity towards higher velocity if we assume that top of RZ is a near-planar interface. Nevertheless, it will not be possible to check strictly this assumption as line 4 is not properly reversed (see following description).

On OBS 3 section, similar pre-critical and critical PmP are observed as well as the Pn with the same apparent velocity than for OBSs 5 and 4 (Figure 6.2.c). Amplitudes of pre-critical Pr waves look higher than for OBS 4 and 5 sections. We notice that Pr reflections are well observed for waves propagating northward across Raggatt Basin (negative offsets) but are less evident for southward propagation (positive offsets). Unfortunately, OBS 2 records only data across distances of 0-54 km for waves propagating northward due to technical failures. Nevertheless, numerous coherent pre-critical Pr waves are clearly observed supporting an southward increase of reflectivity of RZ (Figure 6.2.d).

OBS 1 of line 4 record data only across 0-20 km of distances precluding lower crustal and PmP arrivals imaging due to technical problems (Figure 6.2.e).

At the scale of figures 6.2 and 6.3, OBSs of line 5 record similar phases from the basement (Puc) and from the lower crust (Plc) although these arrivals have more travel time relief related to complexity of the interfaces in the E-W direction (roughly perpendicular to the flank of the plateau) (Figure 6.3).

PmP phase is recorded on each OBS of line 5 although it varies drastically in character as compared to line 4. On line 5, PmP appears to be a more continuous (in travel time and amplitude), unicyclic phase than for line 4. This PmP character is probably connected to the fact that Pr phases are not observed in the E-W direction except perhaps beneath OBS 3 at the crossing point with line 4. Moreover, absence of RZ for this line is outlined by the fact that post-critical PmP becomes asymptotic to Plc wave at these extended offsets (Figure 6.3.e). Pn wave is poorly observed on line 5 and has also a different character than on line 4. On line 5, Pn is recorded on OBS 5 with an amplitude similar than for line 4 (Figure 6.3.a) and on OBS 2 with a weak amplitude (Figure 6.3.b). Its apparent velocity is 8.0 km/s as it was 8.6 km/s for line 4.

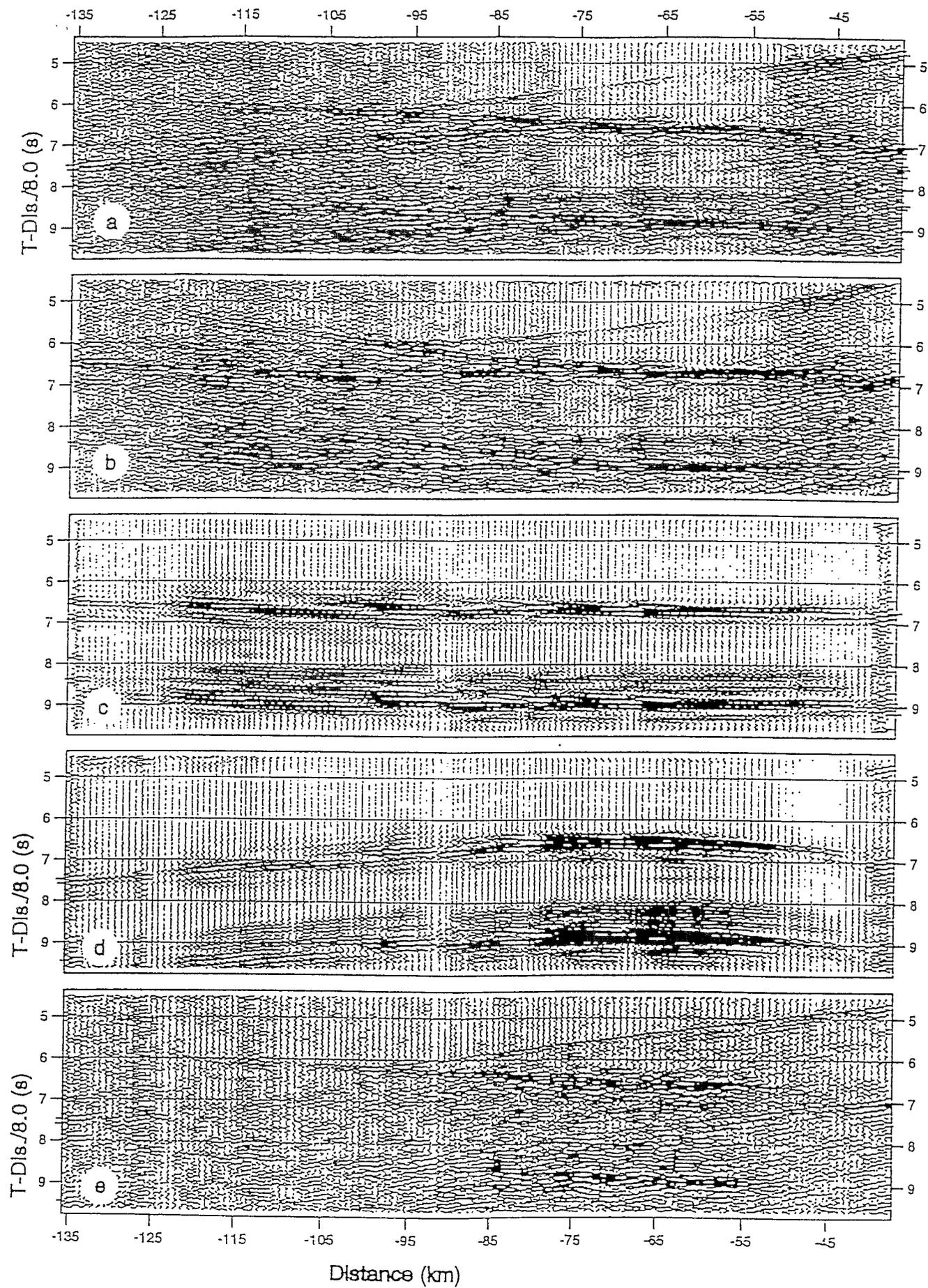
Qualitative description of the phases from the lowermost part of the crust, from the Moho and from the upper mantle suggested lateral heterogeneities of the deep structure in the NNW-SSE direction. Additionally, contrasting character of lower crustal Pr, PmP and Pn arrivals between the NNW-SSE and E-W sections are probably the manifestation of strong azimuthal differences (i.e. anisotropy).

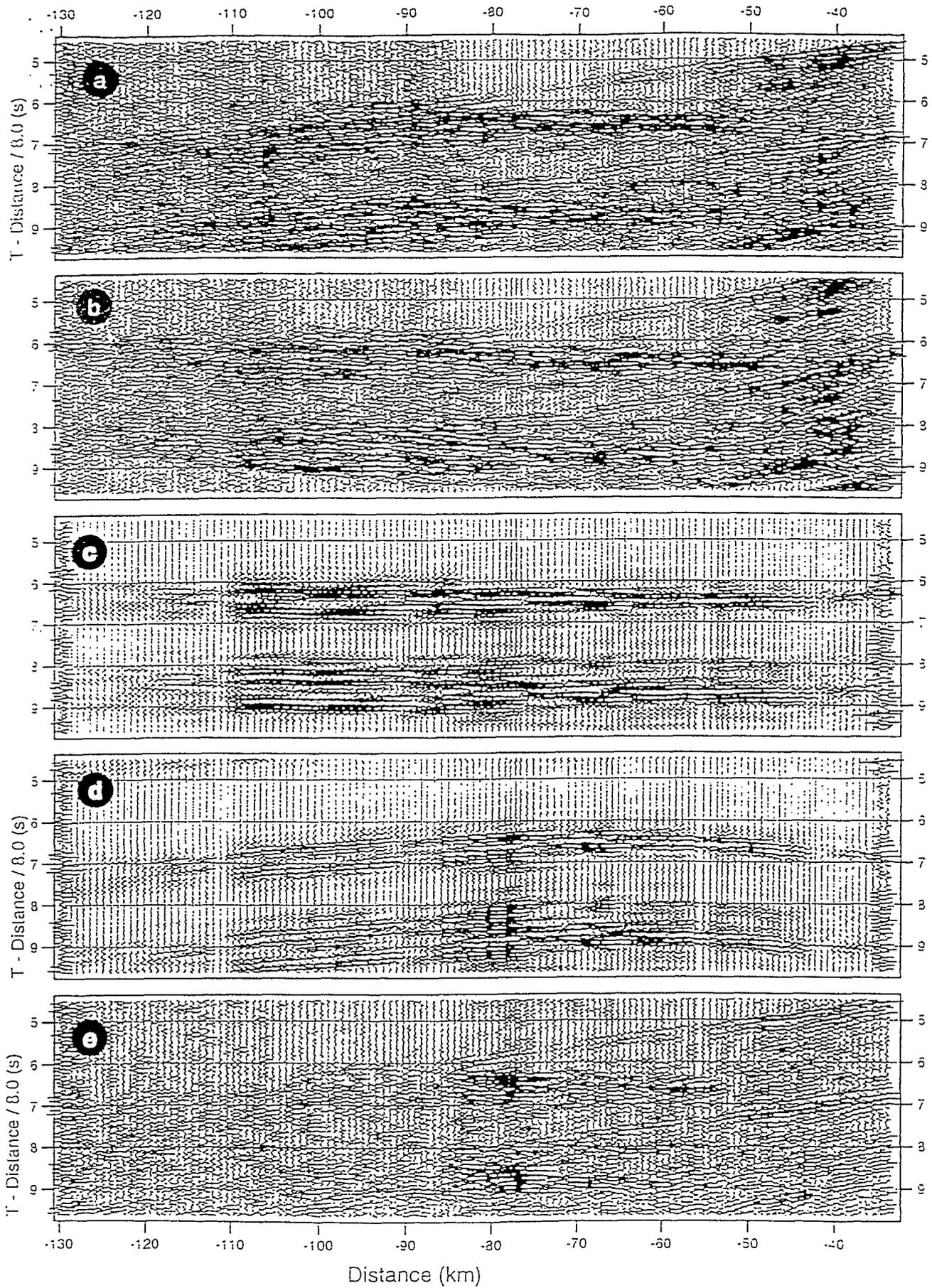
It is important to note as well that no P-S converted waves can have been identified probably due to the relative subdued increase of velocity with respect to depth in the sedimentary coverage. Lack of converted wave fixes unfortunately a strong limitation in the petrological interpretation of the crust beneath Raggatt basin.

In the following chapter, we present the travel time modeling of the profile 4 and 5 which will provide a yet very instructive 2D velocity model of the deep structure of the RB.

Figure 6.5.(a-e). PmP separation using spectral matrix filtering (OBS 5-line 4)
Successive steps of the processing are illustrated: (a) Raw record section. (b) Raw record section after hyperbolic static shift correction of the PmP. (c) Separation of PmP phase by projection of the raw data on the first eigenvector of the spectral matrix. (d) PmP phase after hyperbolic static shift correction to recover true travel times. Note high-frequency reverberations just before PmP multiple (e) Noise space constituted by the difference between sections of Figure 6.5.a and 6.5.d. Note that the separation is not complete at critical distances where the PmP reaches its maximum amplitude. The noise space mainly contains Plc and Pn phases (next page).

Figure 6.6.(a-e). PmP separation using spectral matrix filtering (OBS 5-line 4)
Note the broadness of reflections from RZ and Moho compared to Figure 6.5 suggesting lateral variability of the RZ (after two pages)





6.3. Travel time inversion. 2D model of the deep structure of the Raggatt Basin.

The final models (Figure 6.7) for lines 4 and 5 consist of 8 layers: the water layer, three sedimentary layers including a low velocity zone at the base of the sedimentary cover, the basement, the lower crust, the reflective zone RZ and the upper mantle. These layers were modeled using the inversion of 10 phases: Prse2 and Pse2 corresponding to reflected and refracted waves from the second sedimentary layer of the models (Figure 6.9.d), Prech and Pech where ech indicates an en-echelon arrival recorded on some OBSs (Figure 6.9.c), Pruc (reflection from basement) and Puc, Plc, Pr1, PmP and Pn.

The results of the inversion for the best fitting models are summarised in the table 6.1. An example of ray tracing in model of line 4 illustrates strong constraints provided by travel time analysis on the whole crustal structure and upper mantle velocity as well as the good ray coverage (Figure 6.8). The data from the lines 4 and 5 were inverted independently. Nevertheless, we check that the velocity-depth function for the lines 4 and 5 are similar (according to the uncertainty of the model parameters) at their intersection.

The inversion of the crustal phases (Puc and Plc) has been very efficient for several reasons: first, each phase inverted is observed on each OBS of the profile as the structure is rather homogeneous along the two directions. Furthermore, the main phases do not interfere (except at the crossover obviously) in time and space and so the identification of the phases was without ambiguity and the travel time picking accurate. Consequently, a different numerical code can have been assigned to each wave (or ray group; see 4.2 in Zelt & Smith (1992)) identified related to each layer in the model.

The lower most part of the crust is obviously less well resolved by travel time modeling than the upper crust because of the complexity and the heterogeneity of the structure (RZ), sometimes the lack of observations (Pr1 and Pn phases) and the difficulty to pick accurately the phases which interfere together (post-critical PmP with others reflections). Moreover, PmP of the OBS 5 of the profile 5 was not picked because it was indistinguishable from the phase interpreted as the Pn with an apparent velocity of 8.00 km/s and some others discontinuous phases. This feature will

Figure 6.7.(a-b). Best fitting velocity models across line 4 and 5

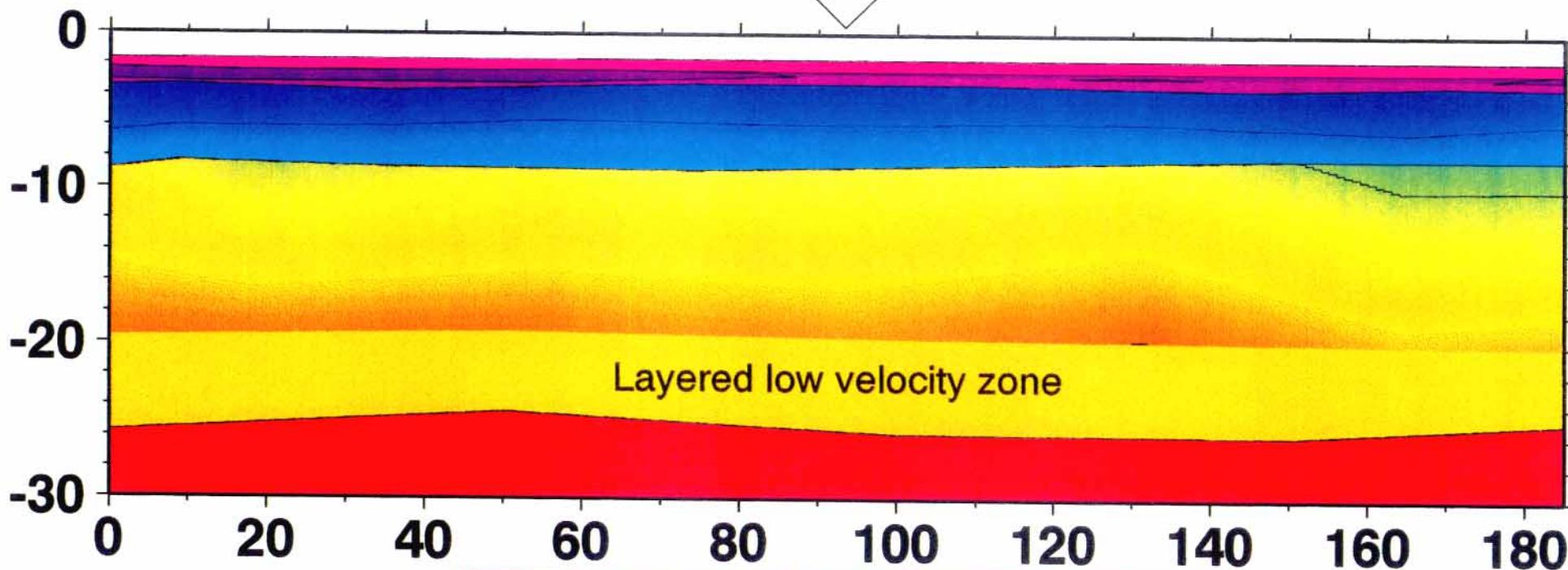
Best fitting velocity models across line 4 and 5 from 2D travel time inversion (next two pages).

KeOBS 4 - Southern Kerguelen Plateau

North

Line 5

South



2.0 4.0 6.0 8.0

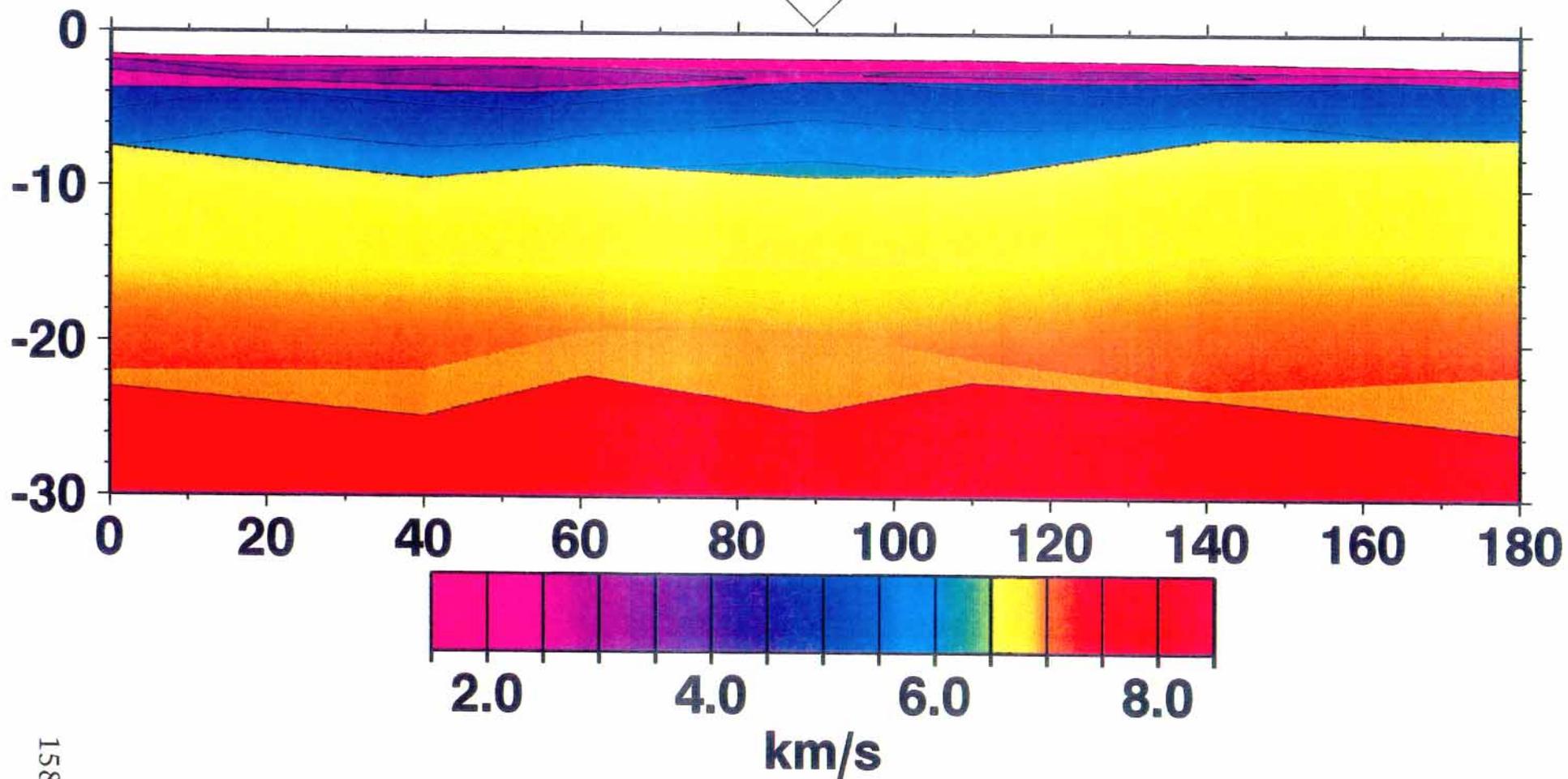
km/s

KeOBS 5 - Southern Kerguelen Plateau

North

Line 4

South



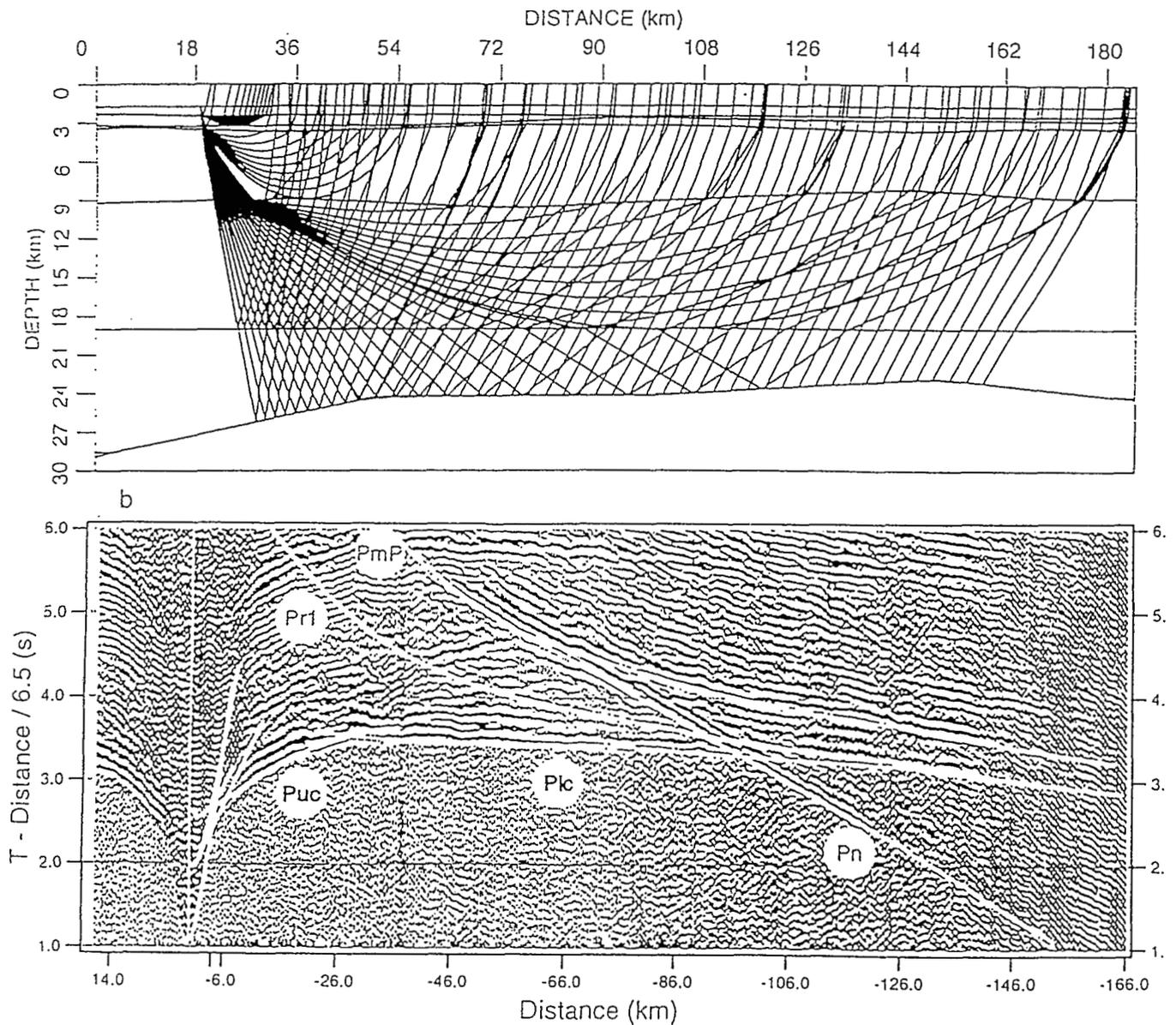


Figure 6.8. Ray tracing from OBS 5 for line 4

(a): Ray diagram for model of figure 6.7.a from OBS 5 (profile 4). Note that ray coverage constrains the whole crust and the upper mantle velocity. (b) Record section from OBS 5 for line 4 with surimposed travel time curves predicted by the velocity model of Figure 6.7.a. See text for phase nomenclature.

be discussed extensively at the end of the travel time analysis. Nevertheless, the inversion has generated a model which allows a satisfactory correspondence between observed and computed travel times (Cf. in table 6.1 the RMS for the inversion of the phases Pr1, PmP and Pn).

Profile 4

Phase	Layer	NTobs	Nz	Nv_sup	Nv_inf	N° It	RMS (s)	χ^2
Pr se+ Pse	Se2(zv)+Se3(z)	240	9	9	0	2	0.06	9
Pruc+ Puc	UC(zv)	990	11	7	7	3	0.042	4.50
Plc	LC(zv)	1641	8	1	1	2	0.032	0.411
Pr1	RZ(z)	632	5	0	0	1	0.047	0.223
PmP+Pn	RZ(v)+UM(zv)	1319	5	2	0	2	0.070	0.640
PmP+Pn (without RZ)	UM(zv)	1321	5	1	0	1	0.117	1.156
Profile 5								
Prse+Pse	Se2(zv)+Se3(z)	334	7	6	0	3	0.057	8.263
Pruc+Puc	UC(zv)	1125	13	7	7	2	0.058	8.276
Plc	LC(zv)	2547	7	1	1	2	0.054	1.172
Plc+PmP+Pn	RZ(zv)+UM(zv)	3980	12	2	0	1	0.061	0.953
Plc+PmP+Pn (without RZ)	LC(zv)+UM(zv)	4004	13	2	1	2	0.062	0.949

Table 6.1. Results of the 2D travel time inversion for lines 4 and 5

Phase: Wave whose travel times were inverted.

Layer: Layers of the model perturbed during the inversion. Indice z indicates that the depth nodes of the layer were perturbed and the indice v indicates that the velocity nodes were perturbed. Se_i: sedimentary layer; UC: basement; LC: lower crust; RZ: reflective zone; UM: upper mantle.

NTobs: Number of observed travel times used during the inversion.

Nz: Number of depth nodes computed during the inversion

Nv_{sup}: Number of upper velocity nodes computed during the inversion

Nv_{inf}: Number of lower velocity nodes computed during the inversion

N° It: Number of iterations performed to compute the best fitting model

RMS: RMS misfit

χ^2 : Chi squared value

Note that two models, with and without a reflective layered zone at the base of the crust (RZ), were tested

Sedimentary cover.

The sedimentary coverage consists of three layers. The velocities in the first sedimentary layer (1.7 km/s) and in the third sedimentary layer (2.5 km/s) which constitutes a low velocity zone at the base of the sedimentary cover are not constrained by travel time modeling and were inferred from velocity log at site 750

ODP Leg 120 (Fritsch et al., 1992, pp. 901). The low-velocity zone is pointed out by travel time gap between an en-echelon arrival (Pech) with an apparent velocity of 4.5 km/s observed on the OBS 3 of line 5 and on OBSs 1,2,3 of line 4 and basement arrivals (Figures 6.2.(c-e), 6.3.c, 6.9.c). The low velocity zone is sandwiched by a thin high velocity layer (HVZ), probably consisting of a basalt flow, within which Pech propagates, and the top of basement. The travel times of the reflection from the top of HVZ (Prech) as well as the travel times of the en-echelon arrival have been inverted to compute the depth of the top of the sequence HVZ-LVZ (Figure 6.9.c). During the further travel time modeling, we have modeled the sequence HVZ-LVZ by a single homogeneous low velocity layer with a velocity of 2.5 km/s (corresponding to the average velocity estimated by Fezga (1991) for the sedimentary sequence K2) as the objectives of travel time modeling are not to resolve such structural details.

Basement

The basement has been modeled during travel time analysis by one unique layer although the arrival patterns exhibit evidence of intracrustal reflectors and low velocity zones (Figures 6.9.(a-d)). We made no attempt to model these features during travel time analysis because they cannot be correlated from one OBS to another and consequently are not suitable for 2D modeling. The interface geometry, the velocities at the top of the layer and the vertical gradient were computed simultaneously inverting the travel times of the Pruc (reflection from top of basement) and Puc phases.

The thickness of basement ranges from 3.8 km at the east of the basin to 6.5 km. Velocities at the top of the basement range from 4.8 km/s to 5.2 km/s and velocities at the bottom of the basement range from 5.5 to 6.24 km/s. Vertical gradients range from 0.13 to 0.23 s⁻¹ but these values are probably underestimated because the travel time inversion tends to compute the minimal vertical gradient allowing the computed travel time to fit within the extremal bounds of the uncertainty of the picked travel times (see travel time curve pattern on Figure 6.9.(a-d)).

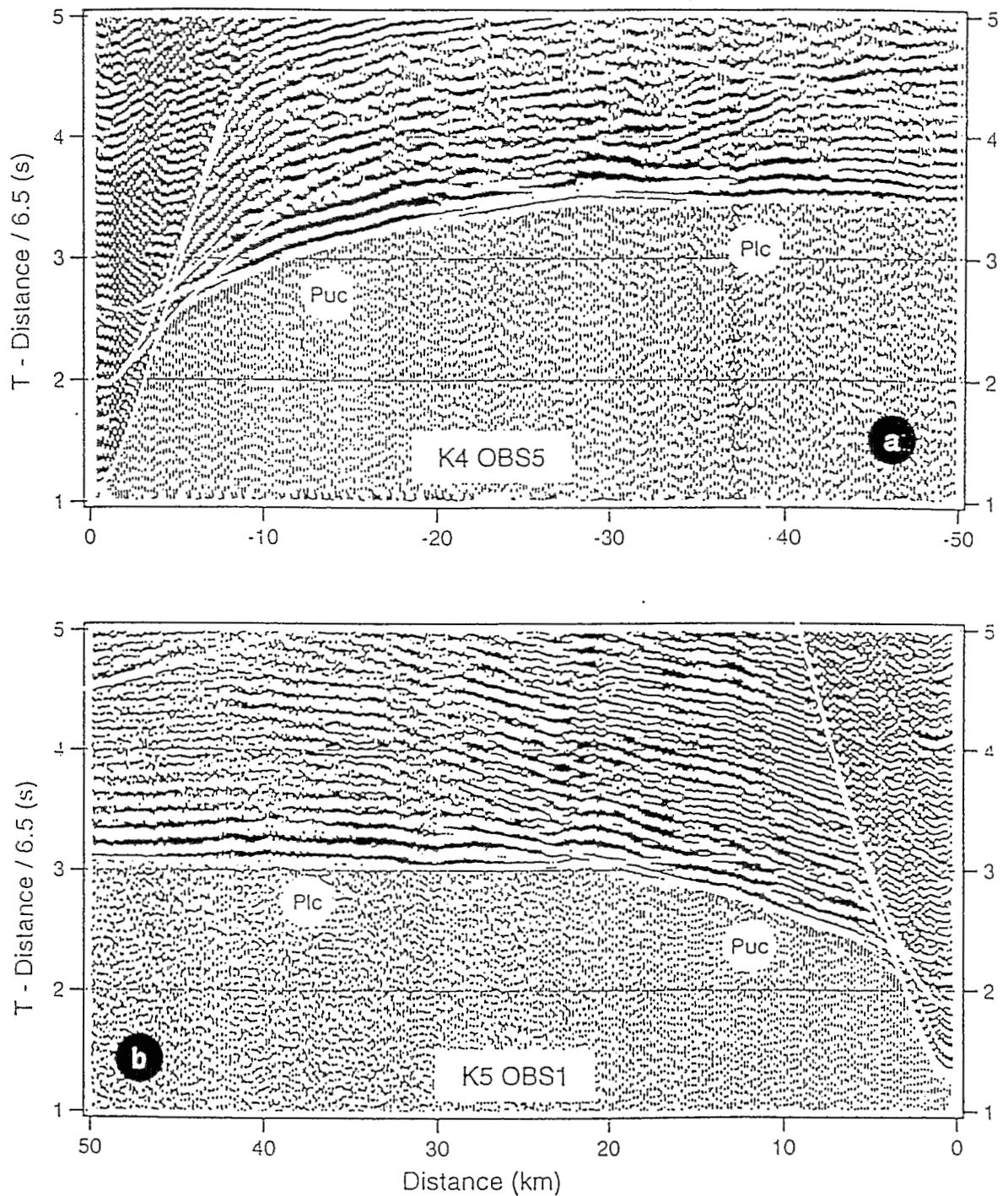
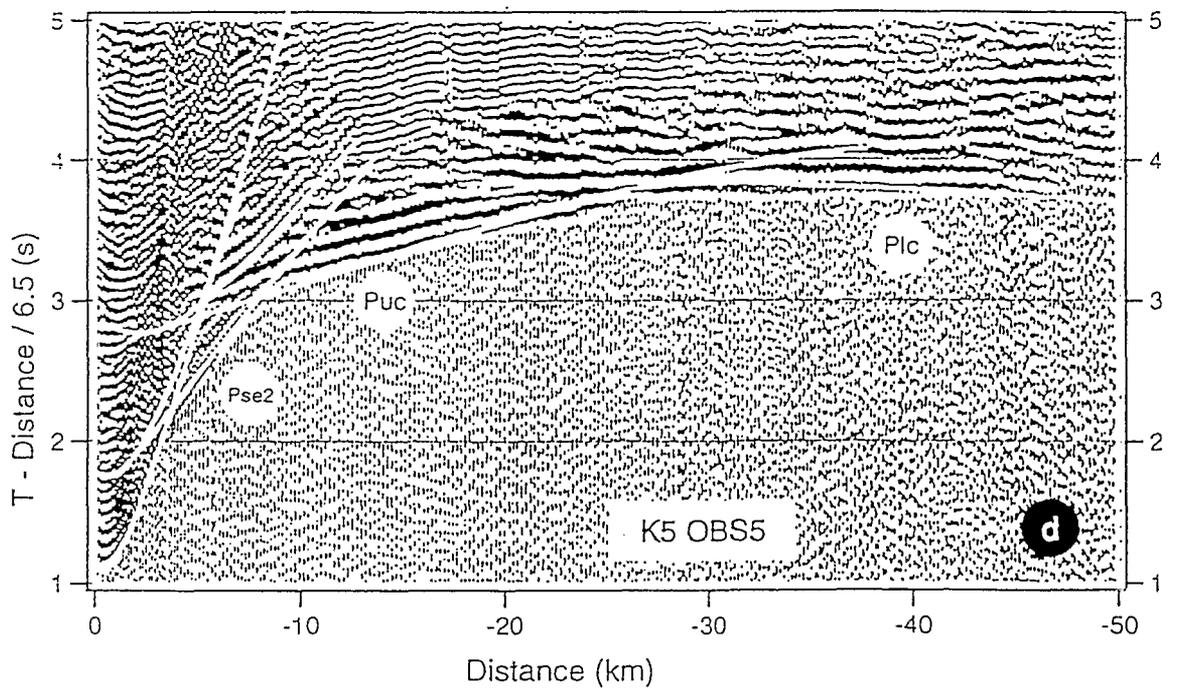
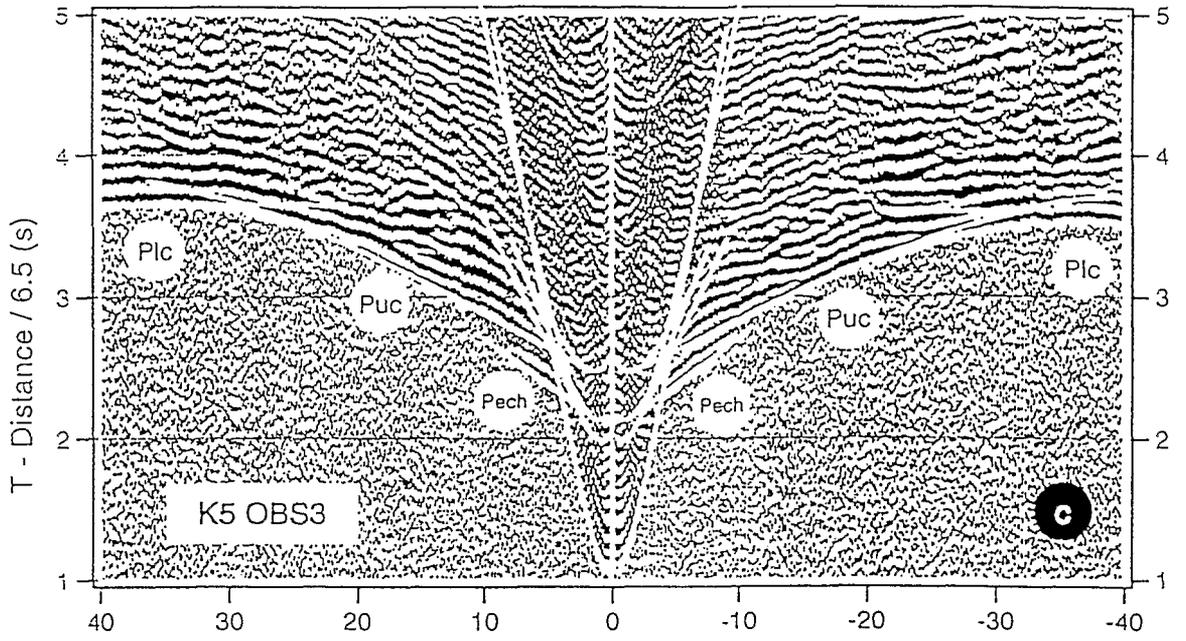


Figure 6.9.(a-d). Detail of record sections for line 4 and 5

Detail of record sections from OBS 5 (a) for line 4 and from OBS 1 (b), 3 (c), 5 (d) for line 5 with superposed travel time curves predicted by velocity models of Figure 6.7. Note the lateral heterogeneity of the sedimentary and basaltic basement phases.



Lower crust

During the modeling of the lower crust, we use a specific procedure to determine the uncertainty of the vertical velocity gradient since the value of velocity gradient in the lower crust is crucial to calculate accurately the velocity at the crust-mantle boundary.

The approach to estimate the characteristics of the lower crust is subdivided in three successive steps: 1- we parametrize our model including lateral variations- of the upper velocities and fixing the vertical gradient with a reasonable value of 0.035 s⁻¹ inferred from forward modeling. This step is used to check that no significant velocity variations have been pointed out by the inversion. 2- If this assumption is true, then, we parametrize the model with no lateral velocity variation but the vertical gradient is now involved during the inversion of travel times. This strategy is used because the inversion is not stable enough to invert simultaneously the depth of the basement-lower crust interface and the upper and lower velocities in the lower crust. With the second parametrization, the inversion is stabilized by the decrease of number of model parameters. This second parametrization also provides the average upper and lower velocity in the lower crust that could be used in the initial model for further 1D synthetic seismogram modeling. 3- We estimate the uncertainty of the vertical gradient and consequently of velocities at the base of the crust. We perform the inversion of the Plc travel times with the second parametrization (one node for the upper velocity) but fixing the gradient with several values around the value of the gradient computed during the inversion (second step).

The candidate models tested during this third step must fit some requirements: 1- the RMS misfit must not be significantly higher than the one computed during the second step of our approach. 2- the model must allow rays to be traced to all the observed travel times. This involves for one thing that the ray which grazes at the bottom of lower crust must emerge at least at 155 km of distance (maximum distance at which Plc travel times are observed); This condition fixes the upper limit of the gradient in the lower crust and the top of the RZ must be estimated before to be able to fix this limit. 3- the maximum amplitude with respect to range of the Plc synthetic seismograms must fit the observed amplitudes and consequently travel time and amplitude modeling are performed simultaneously following modeling approach of Zelt & Forsyth (1994). Amplitudes are computed using zero order asymptotic ray theory for turning rays and first order asymptotic ray theory for head waves (Zelt & Ellis, 1988). The observed amplitude-distance curve is measured using the maximum amplitude in short-wide windows centered on the arrivals to be modeled (see chapter 4.4). The maximum perturbation of the vertical gradient (e.g. of the velocity at the

base of the lower crust) that allows a comparable fit to the observed data provides an estimate of its absolute uncertainty.

In the following we present separately the modeling of lower crust, RZ, Moho and upper mantle for lines 4 and 5. The modeling approach was slightly different for these two lines because of heterogeneous observations from lowermost part of the crust in the two perpendicular directions. We begin with results for line 4 as we use them as a guide for modeling of line 5.

Lower crust (Profile 4)

During the first step, the depth of top of lower crust ranges between 8 km and 8.8 km with velocities between 6.42 km/s and 6.61 km/s at the top of lower crust. During the second step, LC depth ranges from 8.8 to 9.6 km. The deepening of interface compared to results of step 1 is balanced by a higher velocity of 6.64 km/s at the top of lower crust. RMS misfits for the two parametrizations of lower crust are similar (RMS=0.032 s, table 6.1). The fact that Plc travel times can be fitted equally well with and without lateral velocity variation shows that lateral velocity variation is unnecessary in the lower crust. A model with lateral velocity variation is probably over-parametrized involving a low resolution of several velocity nodes. Vertical gradients in lower crust computed during inversion ranges from 0.021 and 0.023 s⁻¹ (these variations are due to geometry of the top of LC).

The uncertainty analysis is illustrated on Figure 6.10.(a-d). On the basis of travel time analysis, gradients between 0.00s⁻¹ and 0.04s⁻¹ allow Plc travel times fit (Figure 6.10.a) as amplitude analysis requires gradients in lower crust between 0.02 and 0.035 s⁻¹ (Figure 6.10.d). For this bound of gradients (between 0.02 and 0.035 s⁻¹), velocity at 25 km depth (depth used as a reference) in the lower crust varies between ~7,00 km/s and 7,20 km/s corresponding to an uncertainty of the lowermost crustal velocity of ±0,1 km/s (Figure 6.10.a).

Lower crust (Profile 5)

During the first step, depth of LC interface varies from 7 km to the east of the line to 9.67 km in the center of line 5 and velocities range from 6.48 to 6.69 km/s at the top of lower crust. At the crossing point between line 4 and 5, the depths are respectively 8.68 and 9.67 km. This discrepancy suggests that some velocity nodes at the top of lower crust are insufficiently resolved.

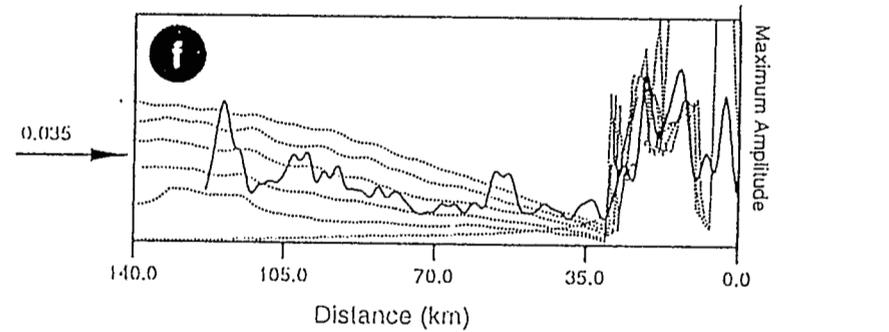
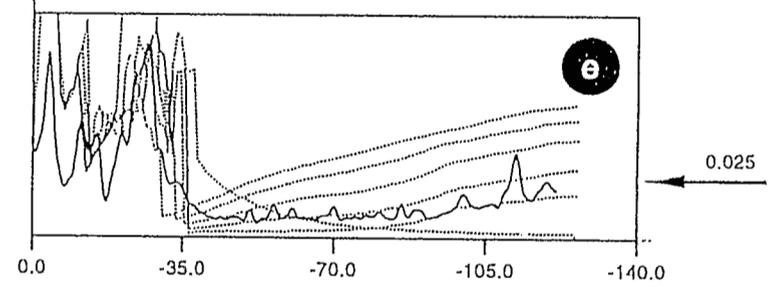
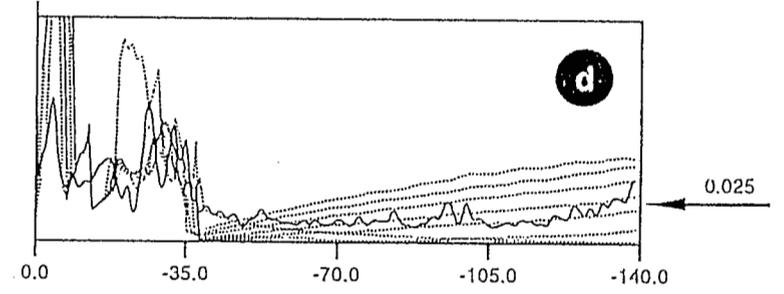
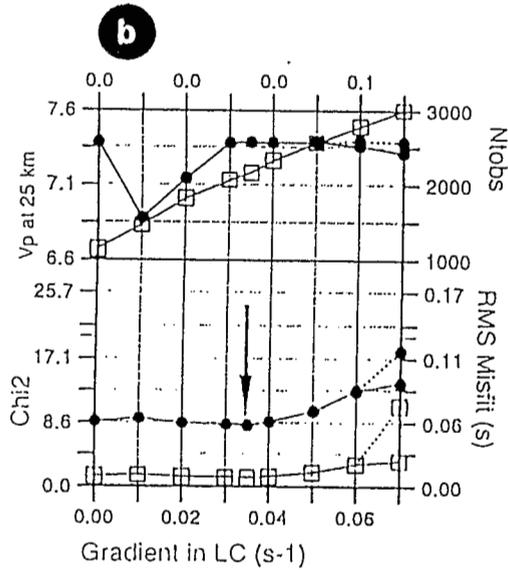
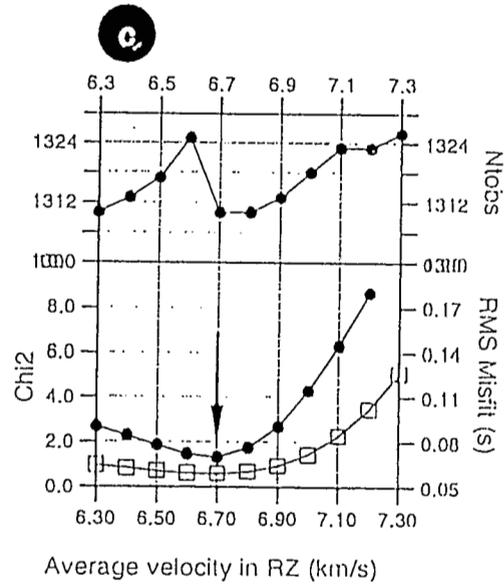
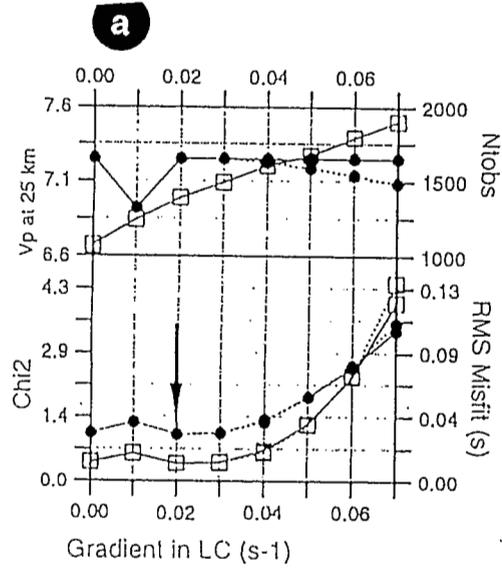
During the second step, depth of top of lower crust ranges from 6.4 to 9.3 km for an average velocity of 6.55 km/s. At the crossing point between lines 4 and 5, the

mismatch between the LC interface (0.2 km) is lower than the a priori uncertainty assigned to depth parameter. RMS misfit during step 1 and 2 are similar (RMS=0.048 and 0.054 s respectively for step 1 and 2). The lower value of RMS for step 1 can be interpreted by the fact that inversion probably tends to compute velocity variations along interface which are artifact of modeling, to match travel time relief related to dipping interfaces. Discrepancy between velocities at the top of LC in the two perpendicular directions (0.09 km/s) is within the a priori uncertainty assigned to velocity parameter (0.1 km/s). Moreover, the lower velocity computed for line 5 can be interpreted as an average velocity between the extremal bounds of velocity along dipping interface at the top of lower crust interface in the E-W direction. The vertical gradients in LC computed during inversion range from 0.035s^{-1} and 0.04s^{-1} .

Uncertainty analysis based on travel time analysis for vertical gradient in LC for line 5 shows that candidate gradients range from 0.00 to 0.4s^{-1} (Figure 6.10.b). Amplitude analysis lowers the width of the band of gradients between 0.02 and 0.04s^{-1} (Figure 6.10.(e-f)). This bound of gradients (between 0.020 and 0.040s^{-1} yield velocity at 25 km depth in the lower crust varying between $\sim 7,00$ km/s and $7,30$ km/s corresponding to an uncertainty of the lowermost crustal velocity of $\pm 0,15$ km/s (Figure 6.10.a).

Figure 6.10.(a-f). Analysis of uncertainty

Analysis of uncertainty in vertical velocity gradient in the lower crust and average velocity in RZ. (a) RMS misfit of observed and modeled lower crustal refraction travel times, χ^2 and number of observations to which rays were successfully traced are tabulated as a function of vertical velocity gradient in lower crust for profile 4. The solid lines are from model with a lower crust thick enough to allow ray to be traced to maximum number of observations. Dot lines are from model with the base of lower crust located at 20 km depth corresponding \sim at the top of RZ. Arrow indicates the best fitting vertical velocity gradient. (b) Same as (a) for the profile 5. The dot lines are from models with the base of LC at 25 km depth corresponding \sim to Moho depth. (c) RMS misfit of observed and modeled Moho reflection and upper mantle refraction travel times, χ^2 and number of observations to which rays were successfully traced are tabulated as a function of average velocity in RZ for profile 4. (d) Observed (solid line) and predicted (dot lines) maximum amplitude-distance curves of the Plc phase from OBS 5 of line 4. The predicted curves are computed with ray theory method for vertical velocity gradients tabulated on Figure 6.10:q (respectively, 0.00 (head wave), 0.01, 0.02, 0.03, 0.04, 0.05 and 0.06s^{-1}). The reference amplitude is crudely provided by the maximum amplitude of basaltic basement-lower crust reflection located approximately at 30 km of distance. The maximum amplitude is measured in a short-length window centered on the Plc phase. The arrow indicates the best fitting vertical gradient (0.025s^{-1}) which is consistent with the travel time analysis. (e). Same as (d) from OBS 4 of line 5. The curve was not computed for a gradient of 0.01s^{-1} due to insufficient ray coverage. (f). Same as (e) from OBS 1 of line 5 (next page).



RMS, NTobs: ●
 Chi2, Vp at 25 km depth: □

RZ, Moho and upper mantle

Top of RZ (profile 4)

The top of RZ, parametrized with 4 nodes has been computed using the travel times of Pr1 wave interpreted as reflection from top of RZ (Figures 6.8, 6.11, 6.12). We assume that the top of RZ marks a velocity discontinuity at the lower crust-reflective zone interface. The top of RZ does not exhibit significant dip and is located respectively at 19.00 and 19.25 km depth for vertical gradients in the lower crust of 0.02 and 0.35 s⁻¹. The depth of the lower crust-reflective zone interface implies that velocity at the base of lower crust is 6.89 ± 0.1 km/s and that only 1 km at the base of lower crust is not investigated by ray path to a maximum.

Velocity in RZ, Moho depth and upper mantle velocity (profile 4)

Seismic properties of RZ are not constrained by any refracted arrivals but only by a set of internal reflections suggesting a compositional layering of RZ. In this case, only average properties of the media can be derived from travel time analysis (see discussion in Levander (1992)). Consequently, RZ is parametrized as a homogeneous layer to estimate its average velocity. The Moho is parametrized by 5 depth nodes and velocity in upper mantle by one node.

PmP and Pn travel times were inverted simultaneously to compute average velocity in RZ, Moho interface and upper mantle velocity (Figures 6.8, 6.11, 6.12). The average velocity computed in RZ is 6.70 km/s, thus RZ constitutes a low velocity zone at the base of the large-scale crustal velocity structure. Uncertainty of average velocity in RZ is 0.1 km/s (6.7 ± 0.1 km/s) assuming true our interpretation of post-critical PmP (Figure 6.10.c). Uncertainty estimated for PmP picking was to be 0.1 s.

Model without RZ (e.g. with LC down to Moho) was also computed inverting PmP and Pn travel times without taking into account Pr1 travel times. RMS computed for PmP and Pn travel times is 0.117 s instead of 0.07s for model with RZ (Table 6.1). This increase of misfit for the model without RZ is due to delay between predicted and observed PmP post-critical travel times (Figures 6.11). On the other hand, the existence or not of RZ at the base of the crust has little influence on the Moho depth mainly constrained by pre-critical PmP (Figures 6.11).

The velocity computed in the reflective zone is mostly constrained by the post-critical travel times of the PmP (Figure 6.11). The picking of PmP at post-critical distances is equivocal for several reasons: many possible reflected waves interfere at post-critical ranges with discontinuous pattern, the amplitudes are lower than at pre-critical

ranges and the noise level is higher due to previous shot noise. Kempner & Gettrust (1982) note that misidentification of multiple reflected refraction branches interpreted as post critical branches can generate artifact of modeling including unnecessary seismic low-velocity zone in the lower crust. Nevertheless, our data show no evidence of high-velocity (> 7.2 km/s) layer of significant thickness (with a thickness $>$ several wavelengths) at the base of the crust for two reasons. The first qualitative reason is that recording of several individualized reflections from RZ precludes a thick single layer with velocity increasing continuously with depth. The second quantitative reason is that refraction within this layer should be recorded at sufficient range between Plc and Pn waves and our data do not show evidence of such arrivals.

Moho does not exhibit significant dip with a depth ranging from 23 to 24,3 km involving a thickness of RZ of ~ 4 -5 km. The velocity computed in upper mantle is 8.60 km/s and equals the apparent velocity of Pn wave. As this velocity is very high, we test if a dipping Moho could allow to fit simultaneously the travel times of the PmP and Pn waves. In this case, the velocity in the upper mantle would be biased by the dip of the Moho. A model with a reasonable velocity of 8.2 km/s fixed in the upper mantle and a dipping Moho computed during inversion does not allow to fit travel times of the PmP and Pn waves with a RMS misfit lower than 0.115s against 0.07s for the best fitting model. This is easily explained by the fact that the travel times of the pre-critical PmP and Pn waves are similar on the OBS 5 and OBS 4 sections and require consequently a near-planar Moho. Moreover, the Moho depth required by this model in the middle of the basin is 27 km, 3 km deeper than for the best fitting model, and shows significant discrepancy with the Moho depth computed in the perpendicular direction (see further modeling).

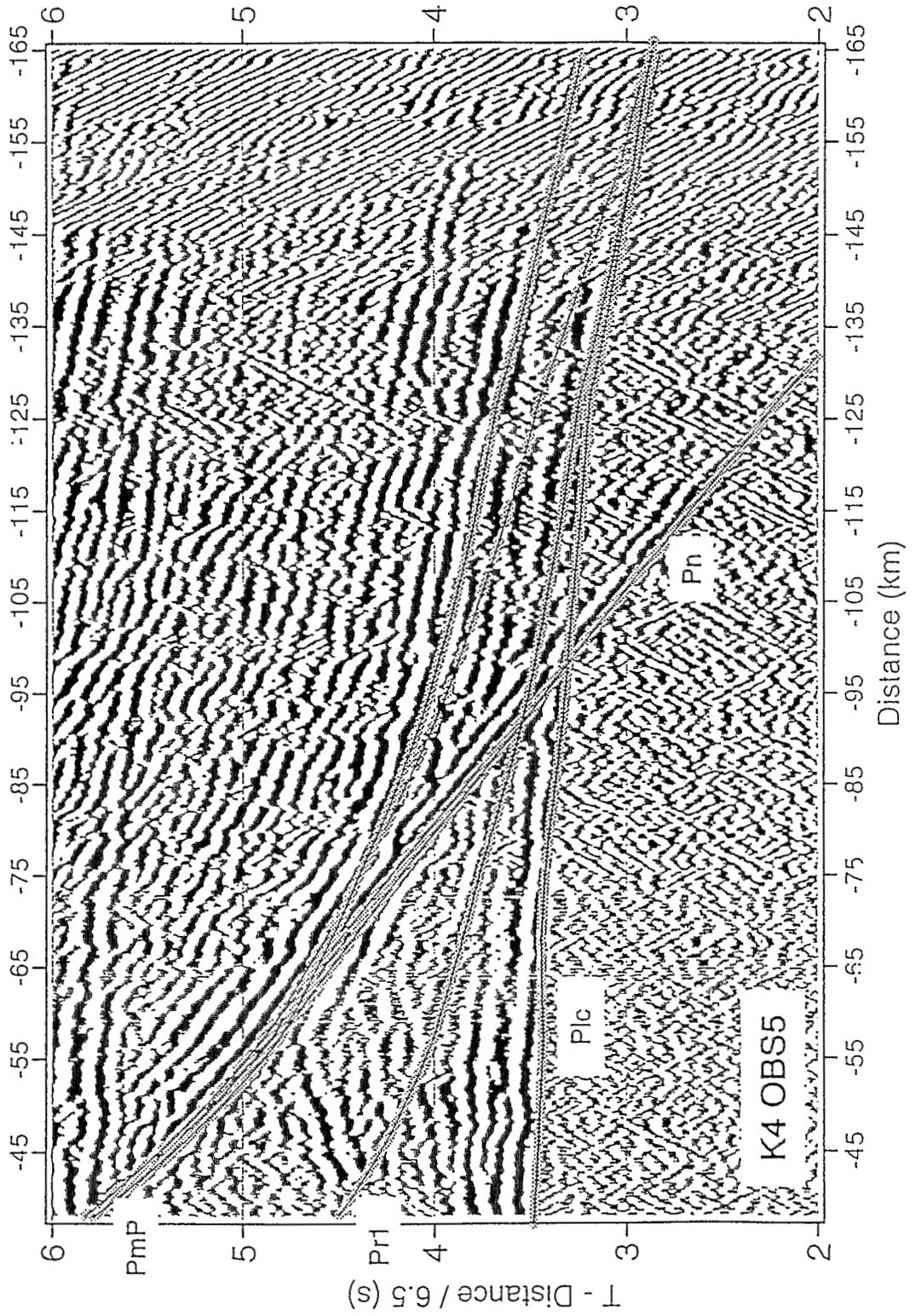


Figure 6.11 Detail of record section from OBS 5 for line 4 centered on PmP and Pn phases

Solid and dot travel time curves are respectively from the model of Figure 6.7.a and from the best fitting model without RZ. Note the delay time between the solid and dot curves at post-critical distances of the PmP. Only, the solid curve satisfies post-critical reflection from Moho. Note also that RZ has few influences on the travel times of the pre-critical PmP (e.g. Moho depth).

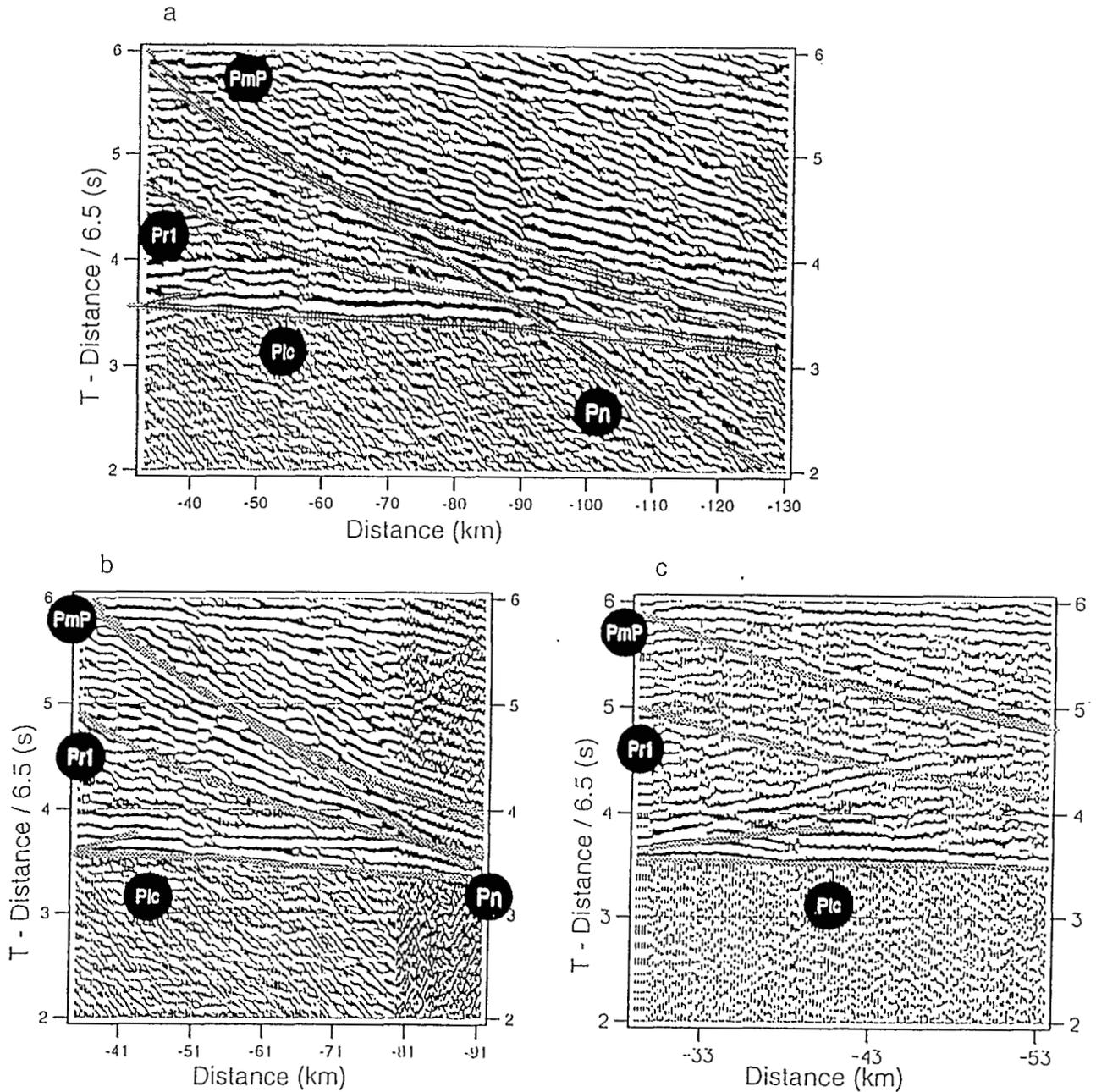


Figure 6.12.(a-d). Detail of record section from OBS 4 (a), OBS 3(b) and OBS 2 (c) for line 4 centered on PmP and Pn phases
 Solid and dot travel time curves are respectively from the model of Figure 6.6.a and from the best fitting model without RZ. Note the delay time between the solid and dot curves at post-critical distances of the PmP. Only, the solid curve satisfies post-critical reflection from Moho. Note also that RZ a few influences on the travel times of the pre-critical PmP (e.g. Moho depth).

Velocity in RZ, Moho depth and upper mantle velocity (profile 5)

Along profile 5, RZ is not directly constrained by any internal wide-angle reflections and post-critical PmP appears more tangent with respect to Plc wave. For these reasons, in a first step, layer RZ was not included in the model of line 5 and LC extends down to the Moho with a constant velocity gradient. In the case of line 5, Plc, PmP and Pn are inverted simultaneously to use the asymptotic relation between Plc and post-critical PmP branches. Top of lower crust, upper average velocity and average vertical gradient in the lower crust, Moho depth and upper mantle velocity were computed during inversion. The starting model was the result of the Plc travel time inversion alone (see previous section *lower crust (profile 5)*). After this inversion, average velocity at the top of LC is 6.62 km/s and vertical gradients in LC are between 0.024 and 0.029 s⁻¹ showing a better agreement with line 4. Moho depth ranges from 22.80 to 23.8 km in the middle of the line. At crossing point between lines 4 and 5, the discrepancy between Moho depths is 600 m lower than a priori uncertainty assigned to Moho depth (1 km). Fixing the Moho depth at 24.2 km in the middle of the basin for line 5 makes the RMS to increase only by 0.001s.

Velocity at the top of upper mantle is constrained on the Pn travel times, visible on the reversed OBS 2 and OBS 5 sections. Assuming a velocity of 8.60 km/s in the upper mantle in the perpendicular direction would imply an anisotropy in the upper mantle of ~8%.

With this parametrization of the lowermost part of the crust (absence of RZ), computed travel times match well the data (Table 6.1). Nevertheless, we test a model with a RZ at the base of the crust for line 5 to see how it perturbs Plc and PmP travel times.

The starting model has a RZ whose thickness in the middle of the basin (kept fixed during inversion) is similar than for line 4 and which thins rapidly towards the flanks of the basin in the E-W direction. The limited lateral extent of RZ (rapid thinning towards the flanks of the basin) was included in the starting model to limit its effect on the arrivals from the lowermost crust. Indeed, a rapid thinning of RZ towards the end of the profile could explain the lack of wide-angle reflections from RZ in the E-W direction as no coherent energy could be returned from within RZ over enough large range to be observed. In addition, post-critical PmP would appear more tangent with respect to Plc wave on profile 5 than on profile 4 because lower number of rays would propagate through RZ affecting less the velocity structure. Obviously, other models could account for lack of reflections along profile 5 and we regard the modeling of RZ in this direction as tentative. As for line 4, RZ is described by a homogeneous layer

and the lower crust-RZ interface is described by 4 depth nodes during inversion of Plc, PmP and Pn travel times. Moho interface is also computed during inversion and its depth is kept fixed in the middle of the basin at a depth of 24.2 km.

Average velocity computed during inversion in RZ is 6.90 km/s (higher than in the perpendicular direction) and consequently RZ poorly affects travel times compared to a model without RZ. Inversion tends to mark the thinning of RZ towards the flanks of the basin. The RMS misfit and the ray coverage for models with and without RZ are similar (Table 6.1). Computed travel time curves surimposed on record sections for line 5 are shown on Figures 13, 14 and 15. To facilitate phase identification, we provide in addition ray theory seismograms (computed with the same ray tracing software than for travel time inversion) for OBS 1 and 5 (Figures 6.13 and 6.14). Only rays emerging at distances exceeding 120 km are affected by presence of a RZ thinning rapidly towards the flanks of the basin. The curvature of Plc-PmP travel time curves at 120 km may be due to the propagation of rays in RZ and they show good agreement with the predicted curves as far as 160 km of distance (Figures 6.13 and 6.14). Fixing the velocity in RZ at 6.80 km/s approaching velocity computed for line 4 generates an increase of RMS of only 0.001 s. With a RZ above, Moho depth ranges from 22.1 to 24.3 km.

The structure of RZ (interface and velocity) is not resolved enough along this line to keep on quantitative modeling of its seismic properties. Nevertheless, we show that the presence of RZ is consistent with data recorded along line 5 although seismic observations from the lowermost part of the crust in the two perpendicular directions are different. Possible origin of RZ will be discussed more fully in the final discussion but yet differences observed between line 4 and 5 strongly suggest that the base of the crust and the upper mantle are characterized by a large-scale anisotropy.

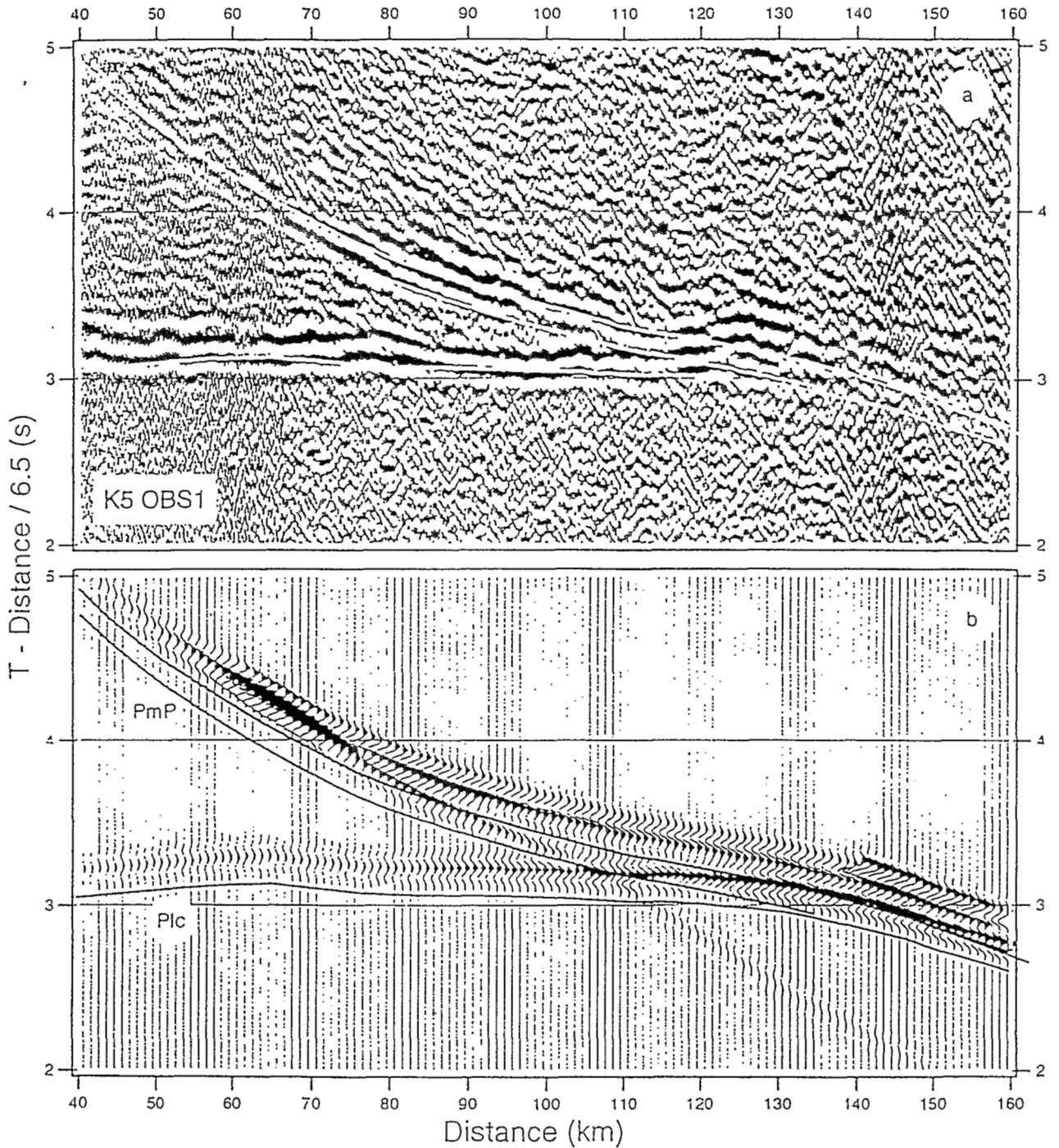


Figure 6.13.(a-b). Detail of record section from OBS 1 (a) for line 5 centered on PmP phase

Ray-theoretical synthetic seismograms (b) are provided in addition to facilitate phase identification. Superposed travel time curves are predicted by model of Figure 6.7.b. See text for phase nomenclature.

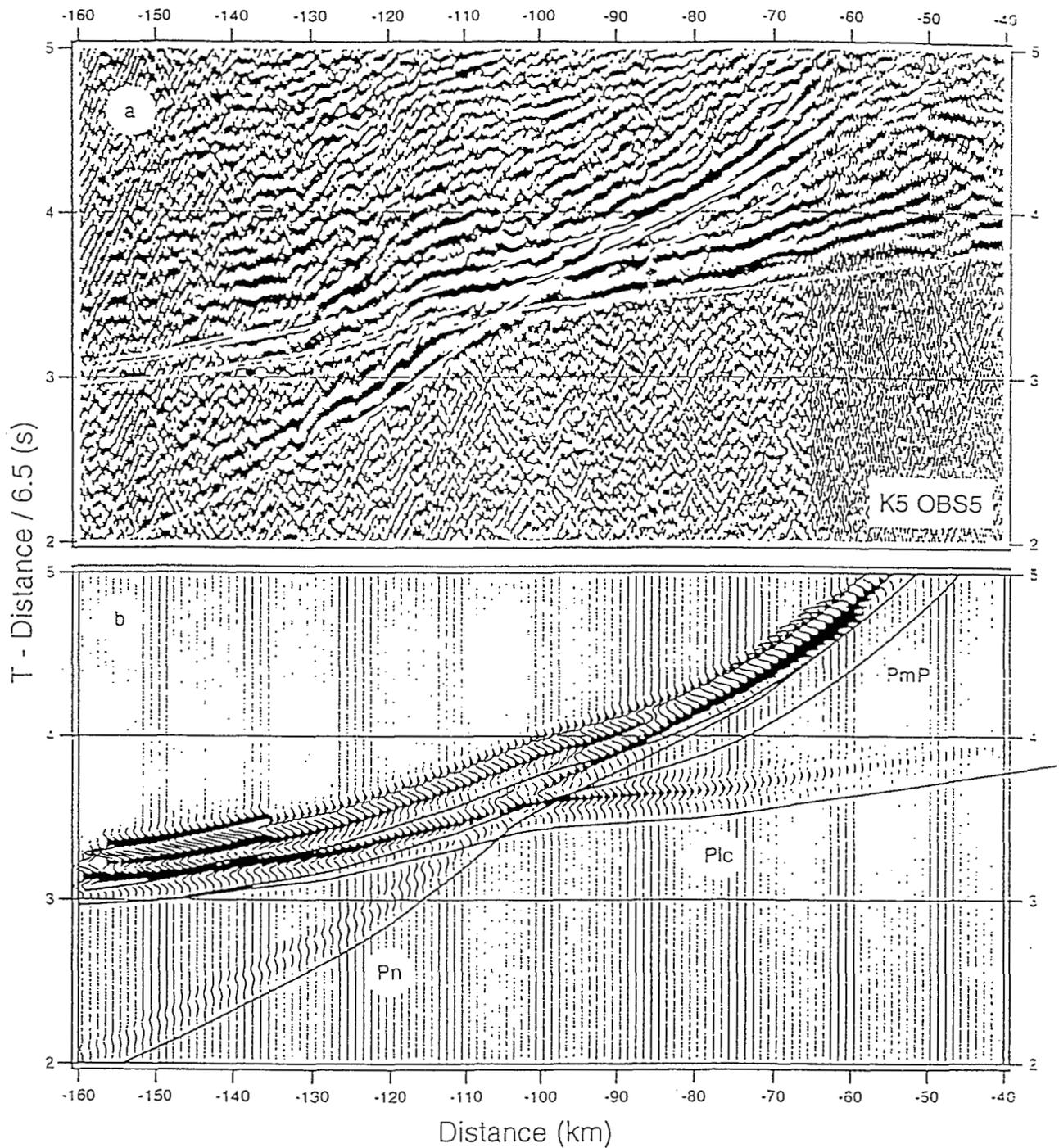


Figure 6.14.(a-b). Detail of record section from OBS 5 (a) for line 5 centered on PmP phase

Ray-theoretical synthetic seismograms (b) are provided in addition to facilitate phase identification. Superposed travel time curves are predicted by model of Figure 6.7.b. See text for phase nomenclature.

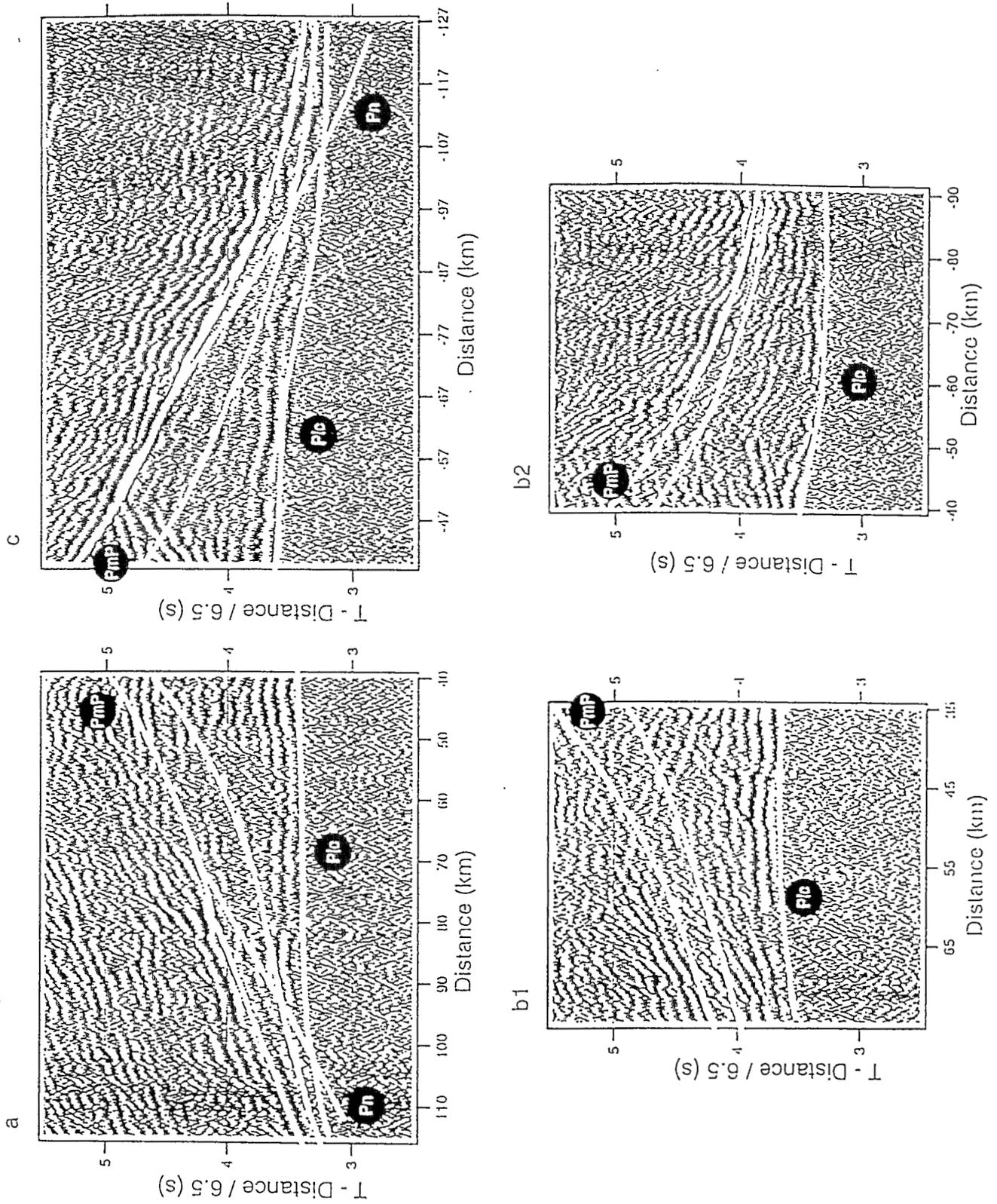


Figure 6.15.(a-c). Detail of record section OBS 4 (a), OBS 3(b1 and b2), OBS 2 (c) for line 5 centered on PmP phase

Superposed travel time curves are predicted by model of Figure 6.7.b. Plc, Pr1(not labelled of the figure), PmP and Pn travel time curves are surimposed on the record sections.

6.4. Reflectivity synthetic seismogram modeling.

6.4.1. Structure of the dipping reflectors extrusives.

In this section, we present results of the reflectivity synthetic seismograms modeling for the upper crust (including the sedimentary cover and the basement) and the top of the lower crust. One of the main objective of this study is to define the extremal bounds of velocity found in the dipping reflectors basement and to point out some local features as intra-basement reflectors and low-velocity zones. The velocities derived from travel time analysis does not exceed 6.25 km/s in the basement but we used a smooth model of the basement allowing to compute its average properties rather than the extremal bounds of velocities in the basement.

Synthetic seismograms were computed for OBS 1 of line 5 (east of the basin), OBS 3 of line 5 (center of the basin), OBS 4 and 5 of line 5 (west of the basin near the Banzare Bank), OBS 5 of line 4 (north of the basin) and OBS 2 of the line 4 (south of the basin). This distribution was chosen to map the variability of the basement structure in the different parts of the Raggatt basin. For each of these OBSs, we show the comparison between the initial velocity-depth function derived from previous 2D travel time modeling (solid curve on Figure 6.16) and the final velocity-depth function derived from the forward 1D reflectivity synthetic seismograms modeling (dotted curve of Figure 6.16). Then, we show the comparison between observed and synthetic sections with predicted travel time curves surimposed on two different panels (Figure 6.17) and on the same panel to detailed amplitude and waveform fit (Figure 6.18). Finally, we show the maximum amplitude with respect to distance curve computed for the interpreted phases (Figure 6.19).

While the travel time analysis was based on the inversion scheme of Zelt & Smith (1992), the amplitude modeling is based on trial-and-error forward modeling and consequently we are not able to quantify the uncertainty of the velocity model found. The two main structural features pointed out during synthetic seismograms modeling are intra-basement reflectors and low-velocity zones. Classically, we include a high-vertical gradient transition to model an amplitude high with smaller amplitudes at nearer and farther ranges generated at the triplication of the travel time curve and a low velocity zone to model the sharp decrease of a wave amplitude. We cannot totally preclude that this qualitative interpretation is influenced by two dimensional effects of the structure.

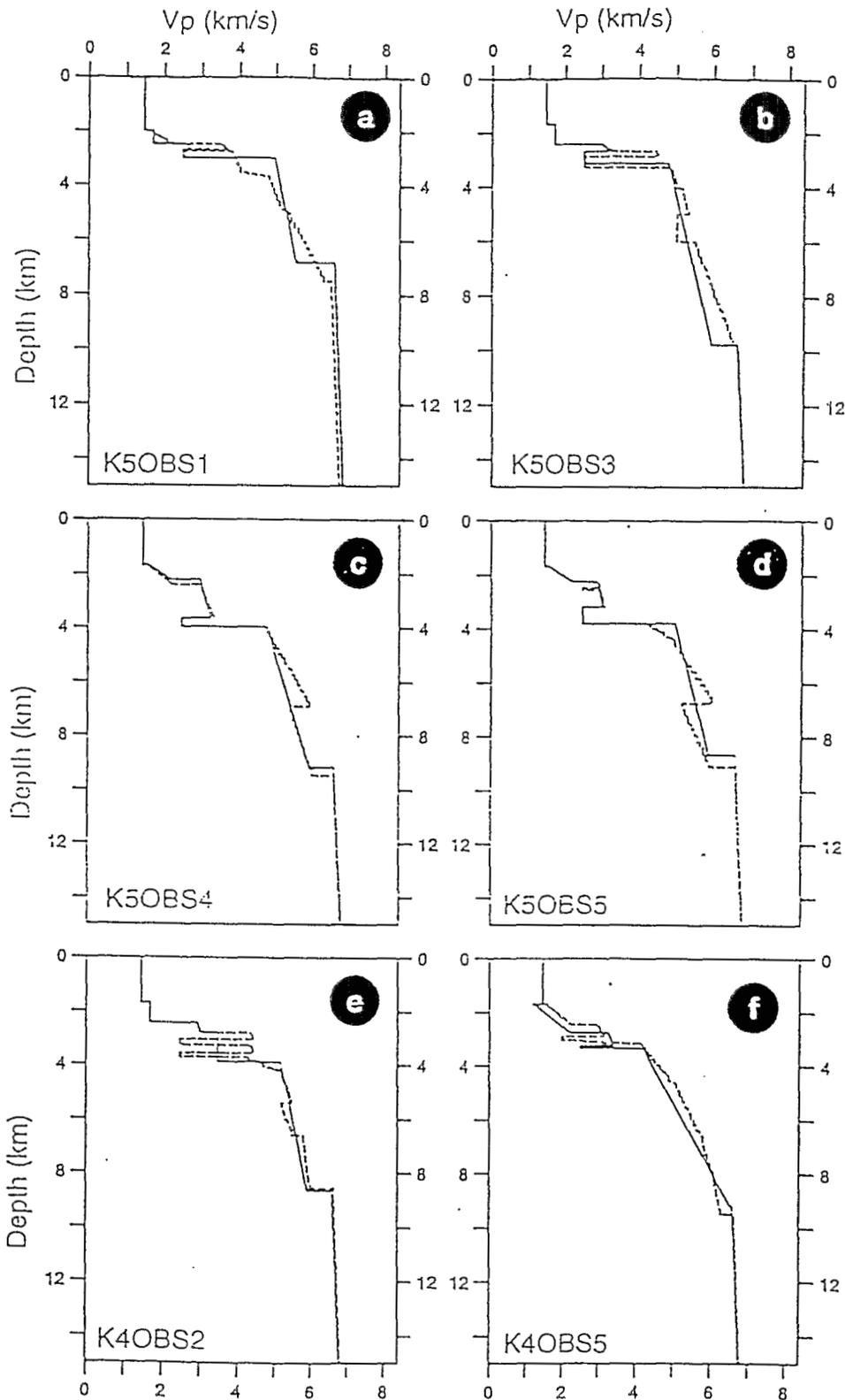


Figure 6.16.(a-f). 1D velocity functions for lines 4 and 5
 Final 1D velocity functions (dot lines) from OBS 1 (a), OBS 3 (b), OBS 4 (c) and OBS 5 (d) for line 5 and from OBS 2 (e) and OBS 5 (f) for line 4 derived from reflectivity synthetic seismograms modeling compared to the 1D velocity functions derived from previous 2D travel time modeling. Note low velocity zones in basaltic basement(b, c, d, e).

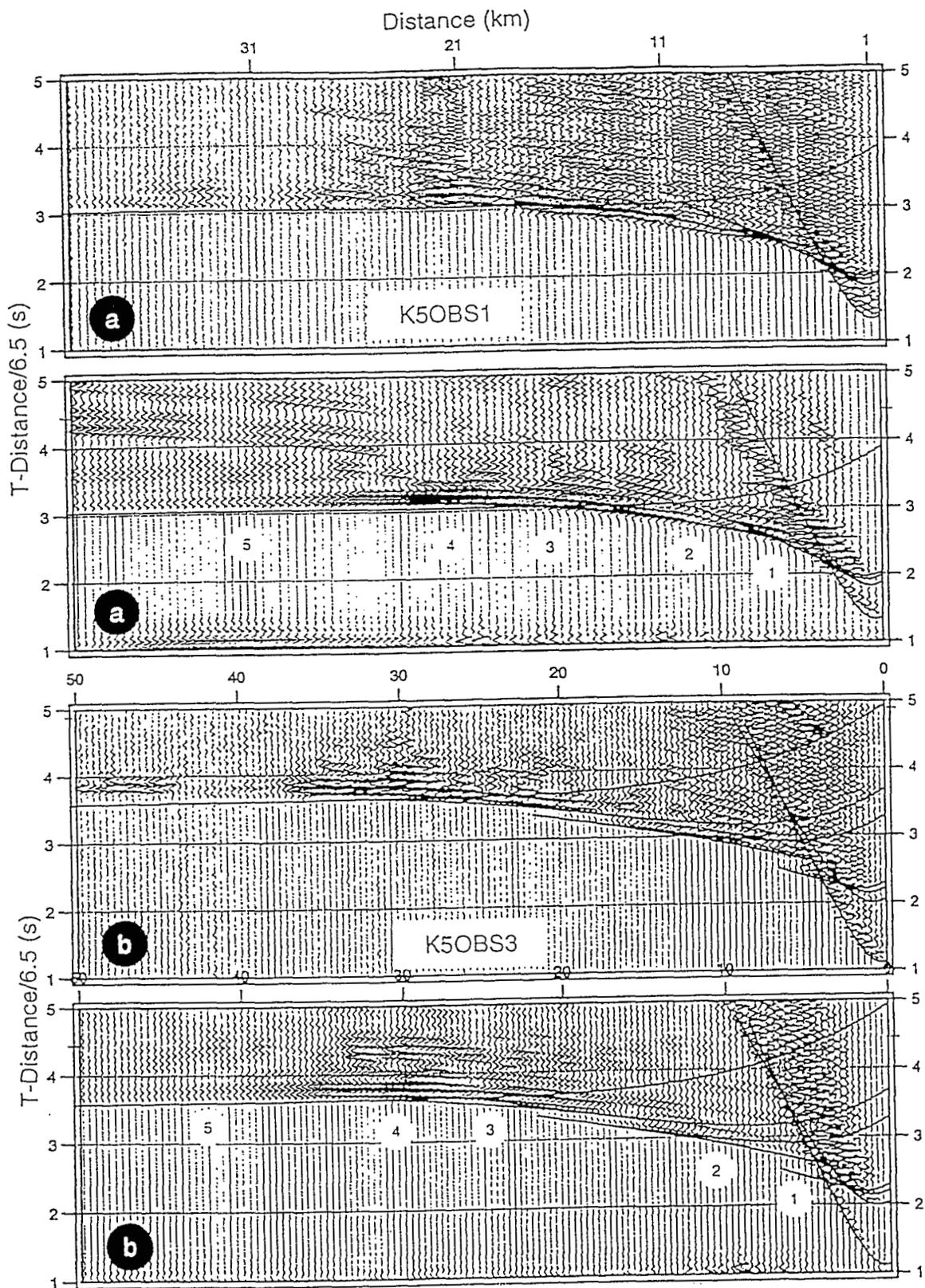
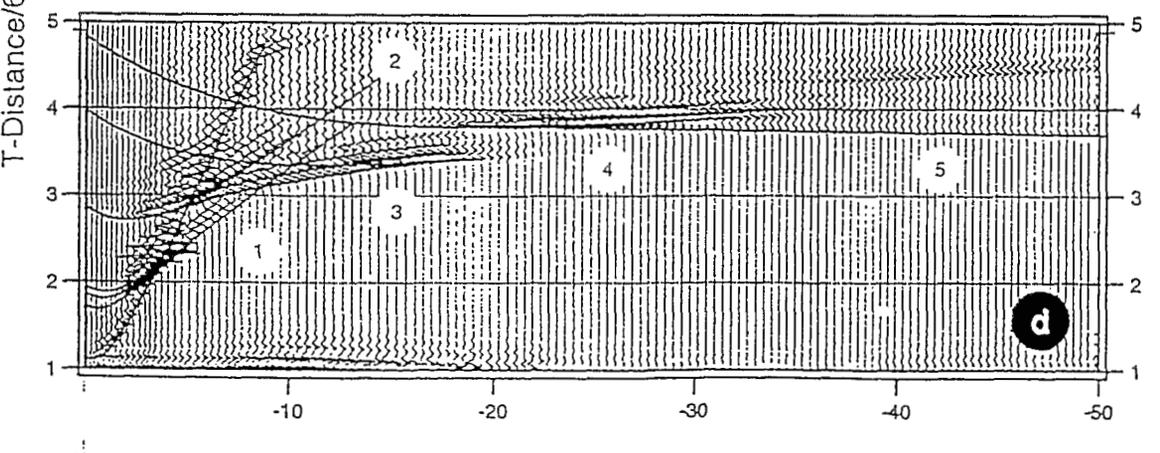
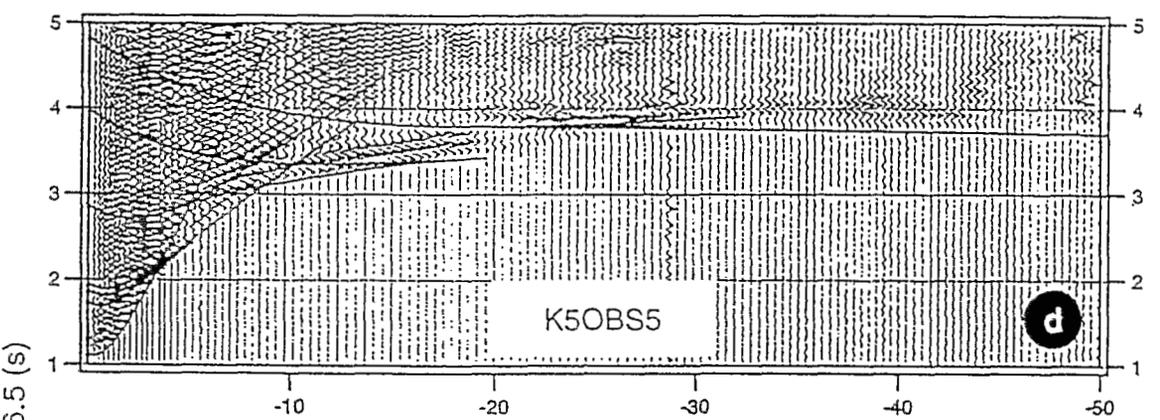
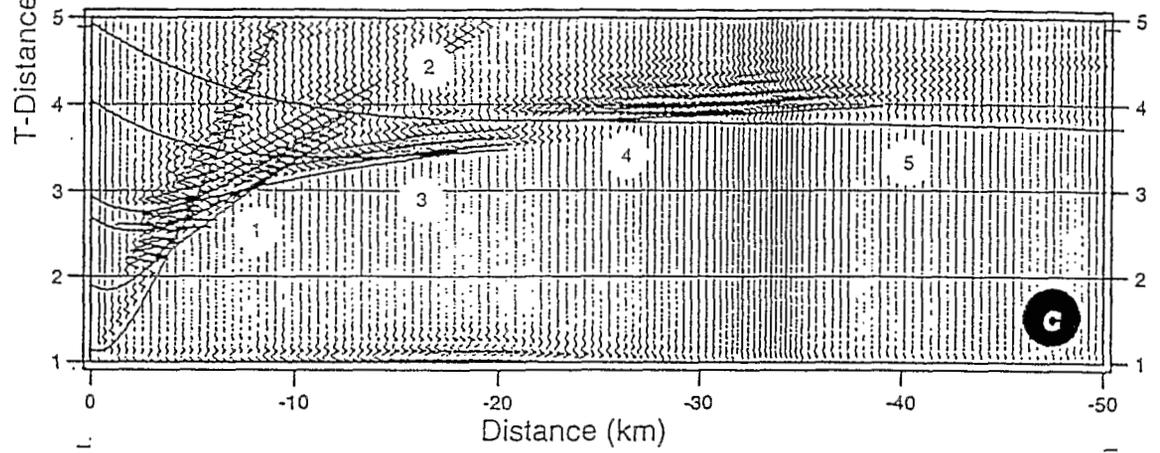
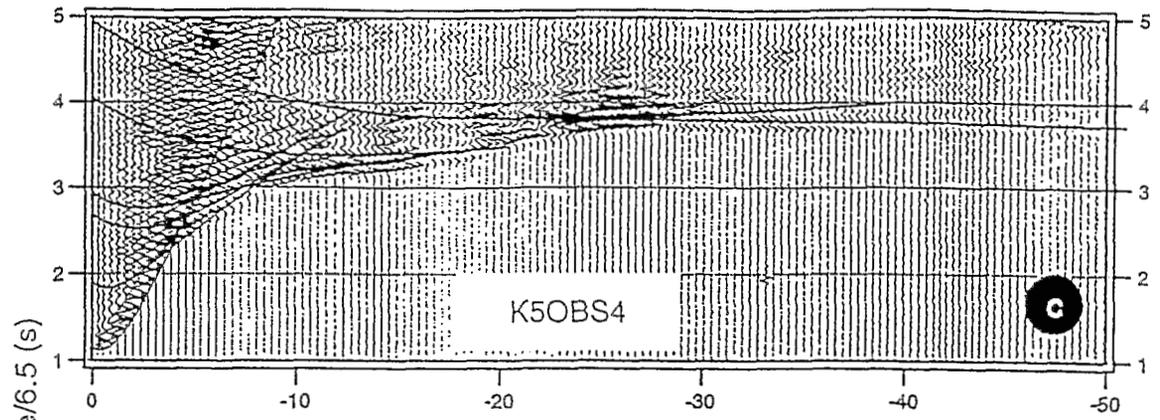


Figure 6.17.(a-f). Reflectivity synthetic seismogram sections for lines 4 and 5. Record section (upper panel) compared to reflectivity synthetic seismogram section computed in the velocity-depth functions of Figure 6.16 (lower panel). Travel time curves predicted by these models are surimposed on the observed and computed sections. All the phases are included in the reflectivity computation. (a) Profile 5 OBS 1, (b) Profile 5 OBS 3, (c) Profile 5 OBS 4, (d) Profile 5 OBS 5, (e) Profile 4 OBS 2, (f) Profile 4 OBS 5.



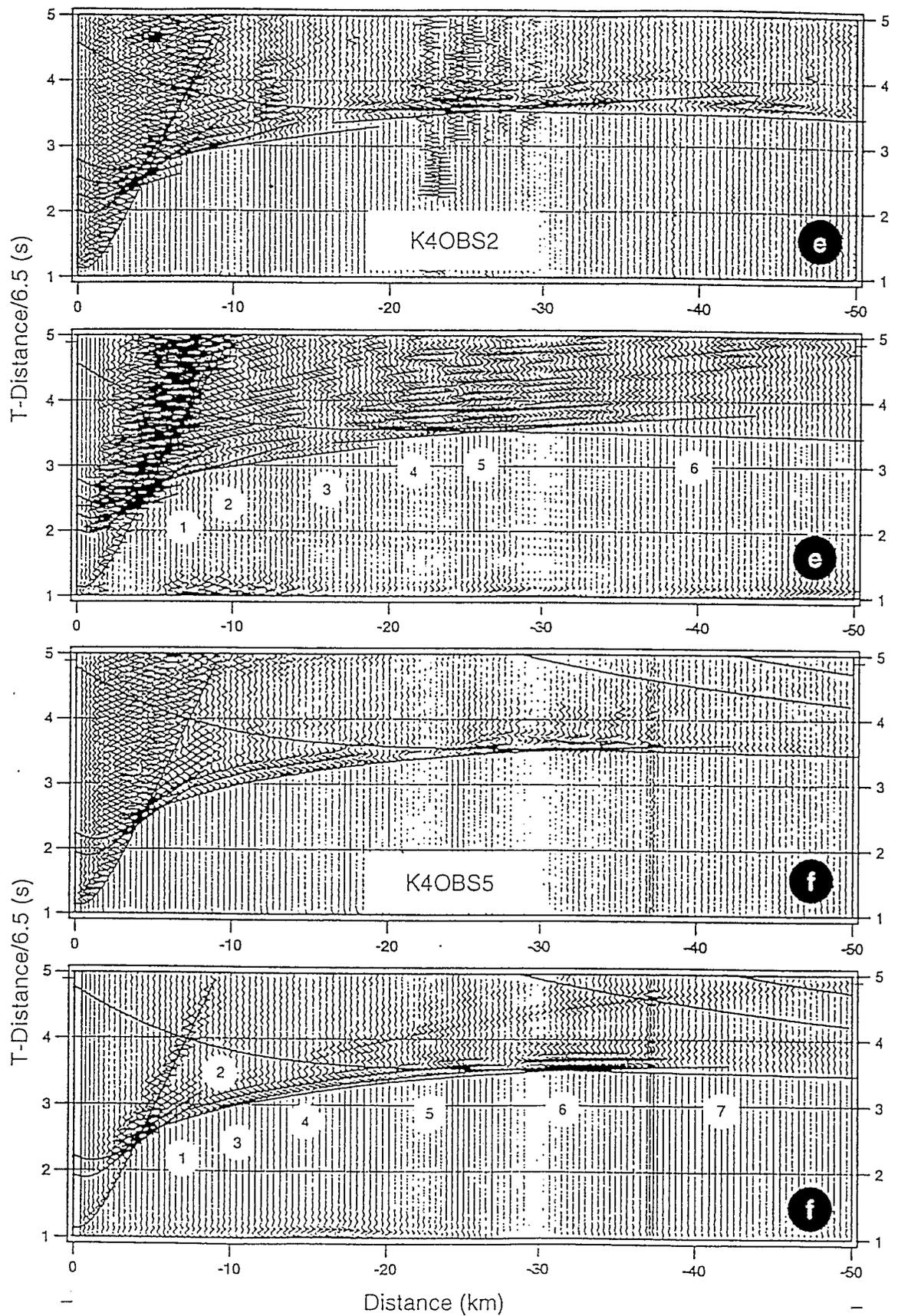
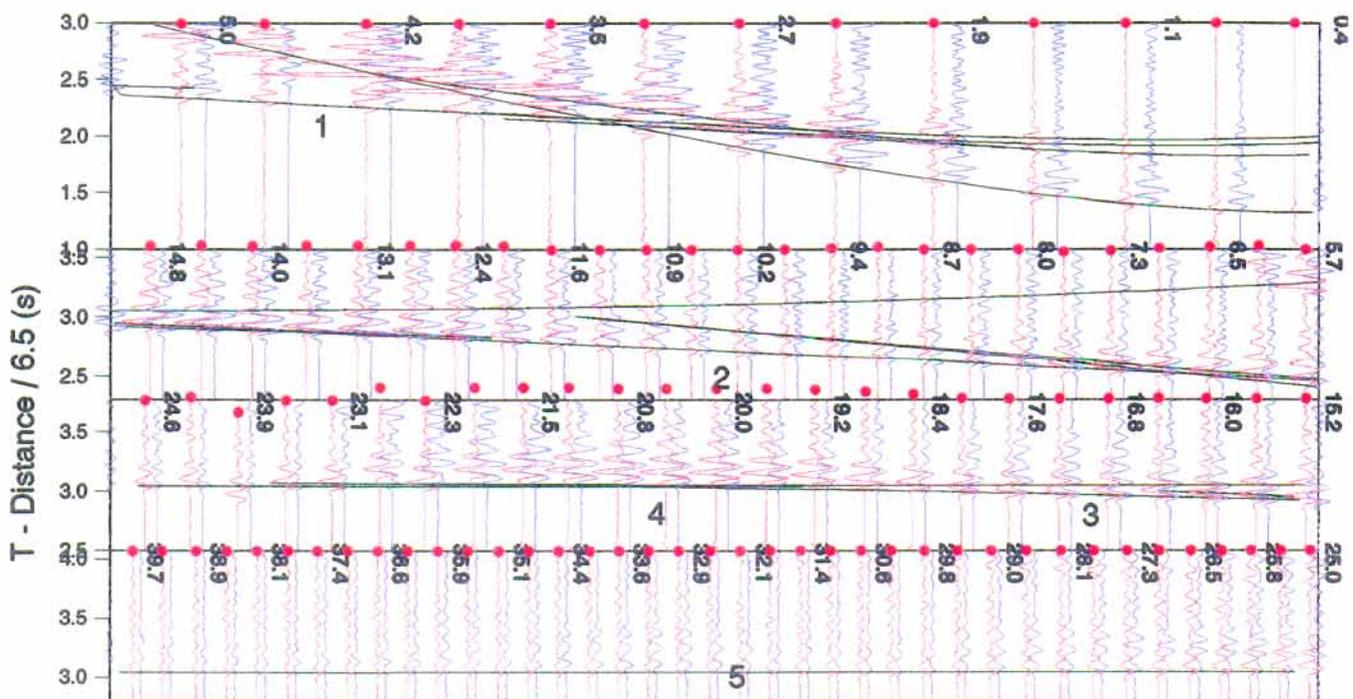
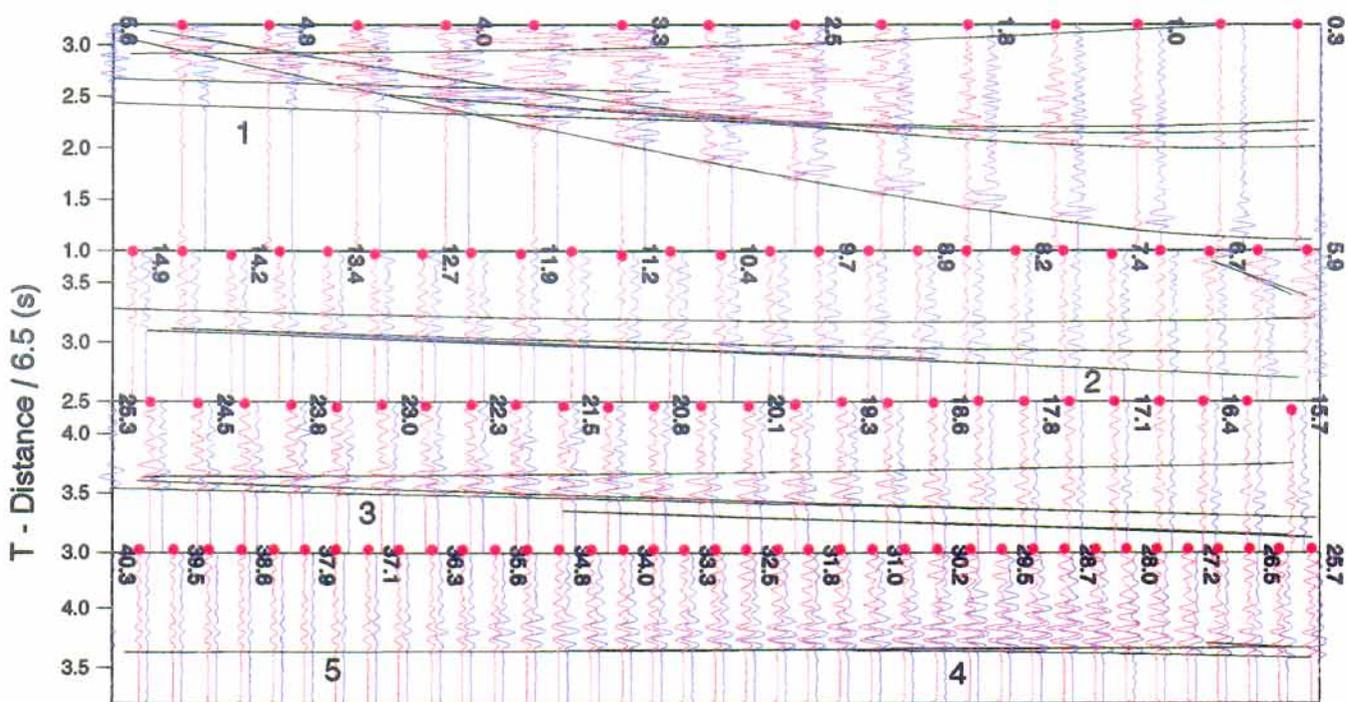


Figure 6.18. (a-f). Direct comparison of data with reflectivity synthetic seismograms with superposed travel time curves

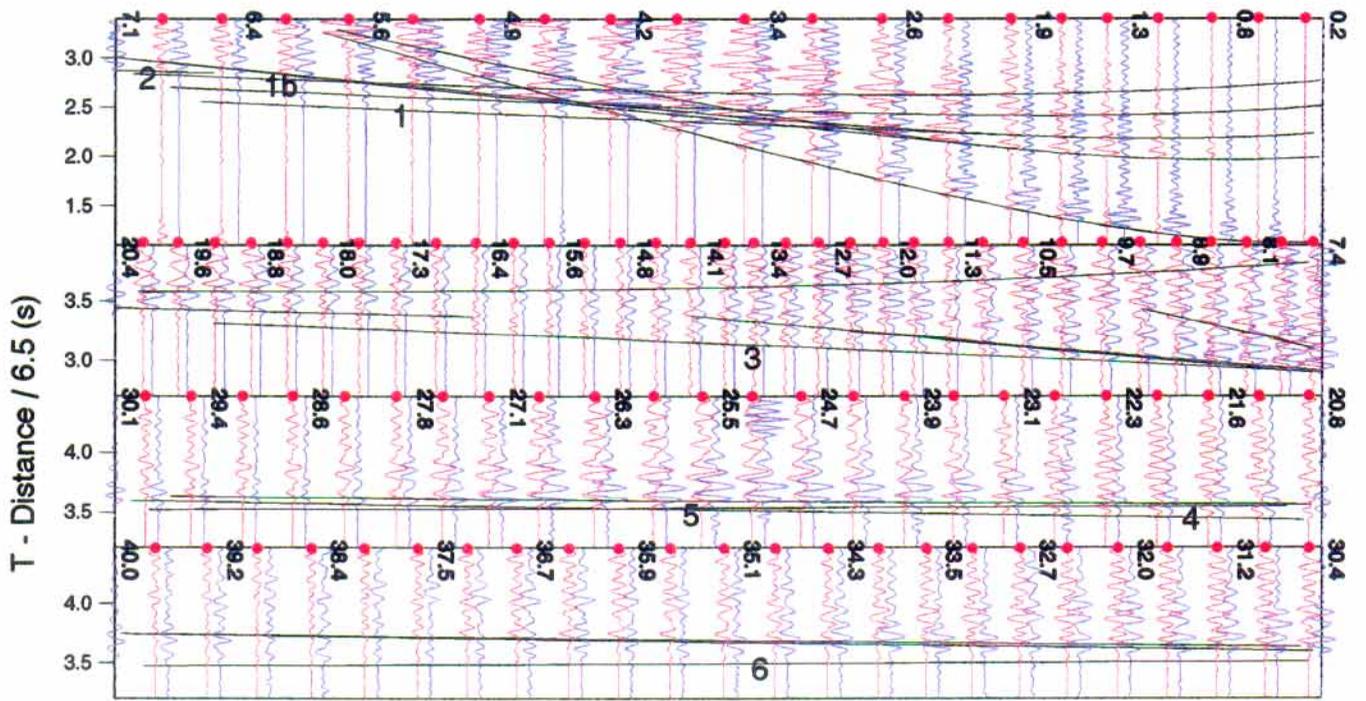
The amplitude gain applied to the synthetics to match the data is kept constant all along the section. (a) Profile 5 OBS 1: The 4 marks approximately the Puc-Plc cusp. The 1,2,3 mark the travel time segments related to propagation in the three units of the basaltic basement. (b) Profile 5 OBS 3: 1 marks en-echelon arrival from sedimentary coverage. 2 marks travel time segment corresponding to the refraction in the upper part of basement. Note that a weak transition zone in this unit generates a triplication of travel time curve between 9 and 14 km. 3 marks travel time segment from base of basaltic basement. Note delay time between segments 2 and 3 indicating an intra-basement-low-velocity zone. 4 marks ~Puc-Plc cusp. (c) Profile 5 OBS 4 (d) Profile 5 OBS 5: 1 marks travel time curve from sedimentary layer, 2 from sediment-basement interface, 3 from top of basement. 4 marks approximately basement arrivals-Plc cusp. (e) Profile 4 OBS 2: 1 and 1b mark travel time curves related to en-echelon arrivals from sedimentary coverage. 2 and 3 mark travel time curves from top of basement; 4 marks travel time curve from bottom of basement. Note delay time between segment 3 and 4 indicative of intra-basement-low-velocity-zone. 5 marks approximately the location of basement arrivals-Plc cusp. (f) Profile 4 OBS 5: 1 marks travel time curve from sedimentary layer, 2 for sediment-basement interface, 3,4,5 from basement units. 6 marks approximately basement- arrivals-lower crust cusp. Note reverberations following sediment-basement reflection interpreted as multipathing in the thin LVZ at the base of sedimentary coverage (next three pages).



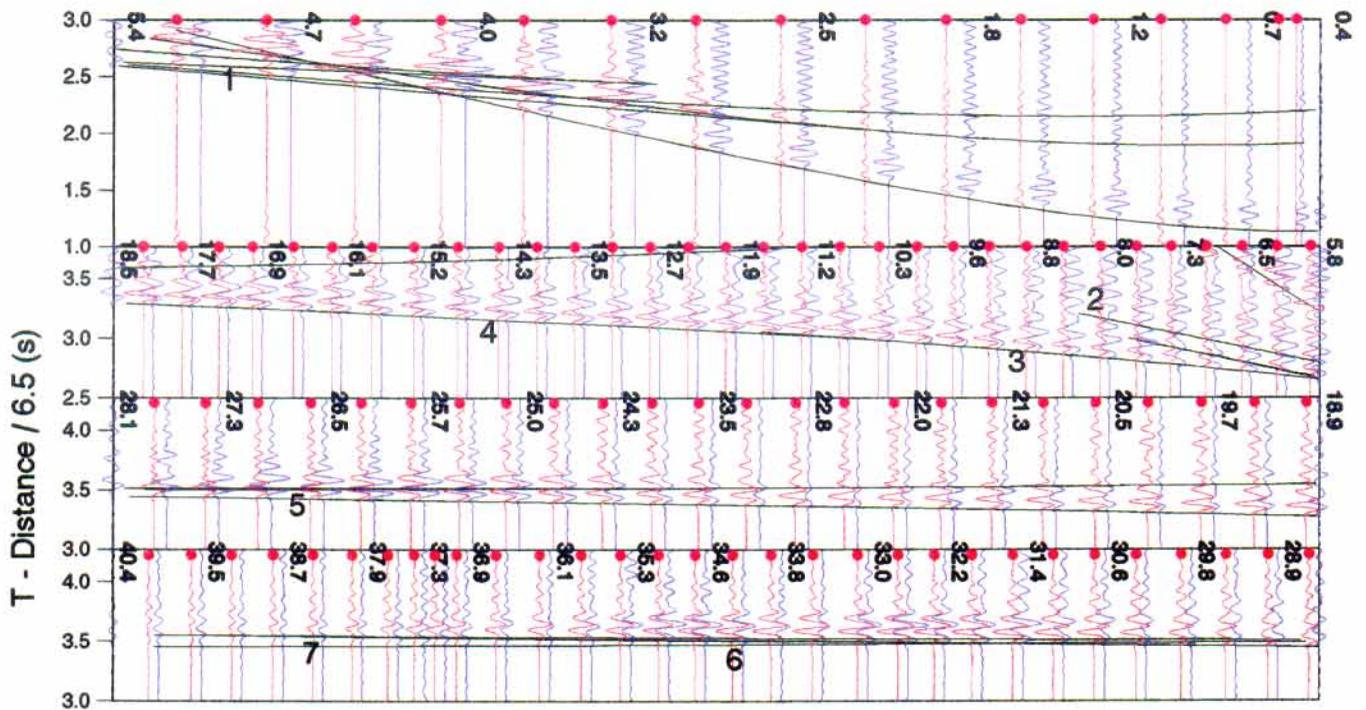
a KeOBS 5 OBS 1



b KeOBS 5 OBS 3



a KeOBS 4 OBS 2



b KeOBS 4 OBS 5

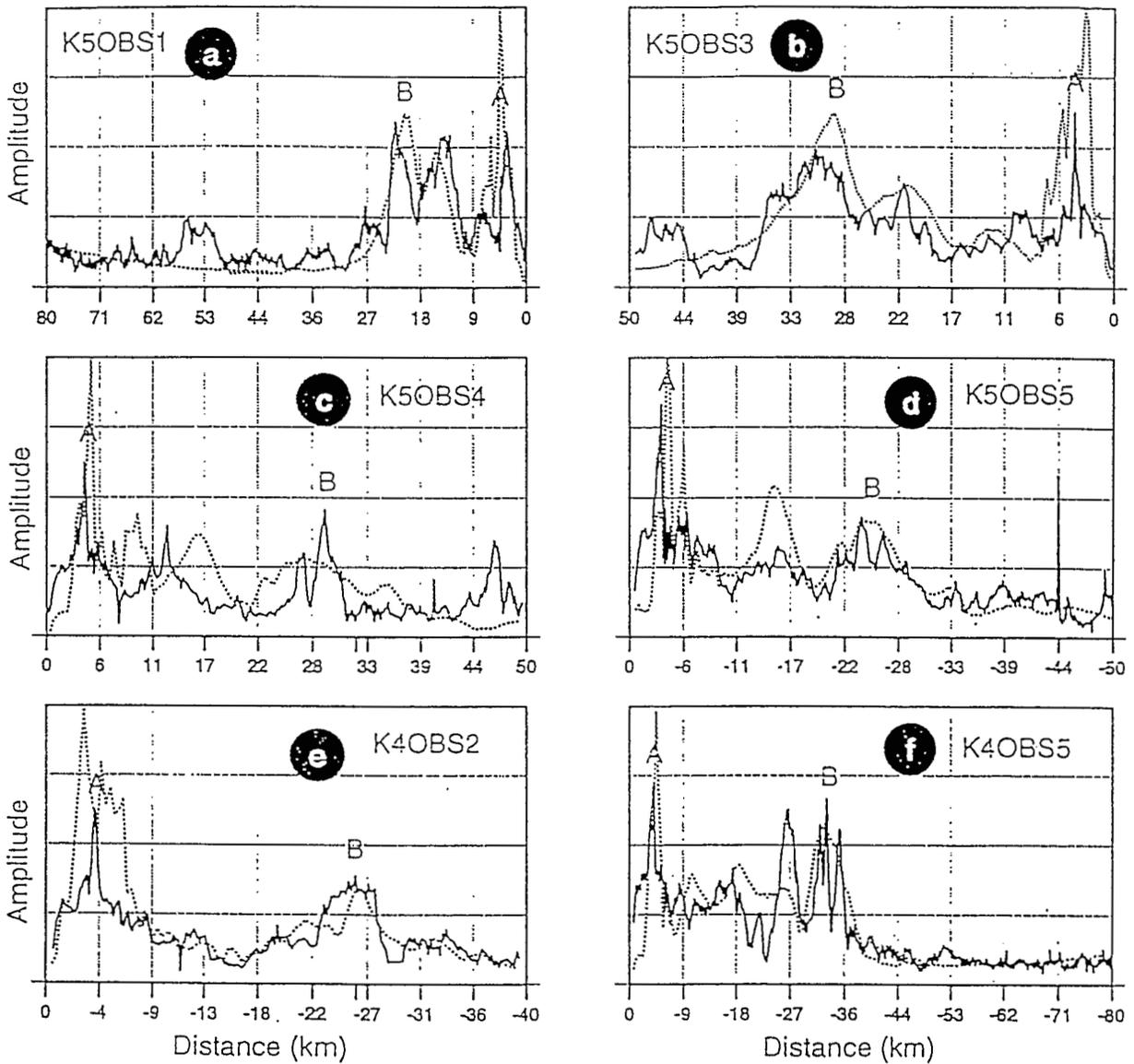


Figure 6.19.(a-f). Amplitude-distance curves for lines 4 and 5

Predicted (dot lines) and observed maximum amplitude distance curves from OBS 1(a), OBS 3 (b), OBS 4 (c) and OBS 5 (d) from line 5 and from OBS 5 (e) and OBS 2 (f) for line 4. Predicted curves (a), (b), (c), (d), (e) and (f) are from reflectivity synthetic sections of Figure 6.17. Amplitude peak A marks sediment-basement interface and is generally overestimated from our modeling (see text for interpretation). B marks the basement arrivals-lower crust interface.

OBS 1 Profile 5 (Figures 6.16.a, 6.17.a, 6.18.a, 6.19.a and 6.20)

This OBS is located near the eastern flank of the Kerguelen plateau at the location of the site 750 ODP Leg 120. On this OBS, no direct observation from the sedimentary cover is visible on the refraction data except the reflection from the top of the basaltic basement. Consequently, we use the main trend of the velocity-depth function inferred from velocity log at site 750 ODP Leg 120 (Fritsch et al., 1992, pp. 901).

The sedimentary coverage is constituted by three layers following the subdivision used during travel time analysis. The first one is between 2 km and 2.49 km with velocities ranging from 1.6 to 2.2 km/s which may be related to the sedimentary sequences NQ, PN, P2, PP and P1, the second one between 2.49 km and 2.68 km with velocities ranging from 3.5 and 3.7 km/s which may be related to the sedimentary sequence K3 and the third one is a low velocity layer between 2.68 and 2.75 km with an average velocity of 2.5 km/s and may be related to the sedimentary sequence K2 (Figure 6.20) (see Coffin et al. (1990) for the stratigraphy of the Raggatt basin).

The basaltic basement has been subdivided in three units separated by two transition zones to model the amplitude highs generated at the travel time curve triplications (see travel time curves 1, 2, 3 on Figures 6.17.a and 6.18.a). The extremal velocity bounds in the basement are from 3.8 km/s at the top to 6.3 km/s at the bottom. The average vertical gradient is significantly higher than the one derived from travel time analysis and reaches a value of 0.4s^{-1} .

The interface between basement and lower crust is constituted by a first order discontinuity from 6.30 to 6.51 km/s which allows to match the basement-lower crust reflection amplitude at 23 km of distance (travel time triplication curve labelled 4, Figures 6.17.a and 6.18.a). The velocity in the lower crust is mainly constrained by the travel time curve and a low vertical gradient of 0.03 s^{-1} according to the previous 2D travel time modeling allows to match low amplitude of the arrivals from the lower crust (travel time curve 5, Figure 6.17.a and 6.18.a).

The comparison between predicted and observed amplitude versus distance curves shows good agreement (Figure 6.19.a). The first peak of amplitude is generated by the reflection from the top of basement. The second little peak is related to the first intra-basement transition, the third one by the second intra-basement transition and the fourth one by the reflection from basement-lower crust interface. Generally, the major mismatch of our modeling (see also Figure 6.19.(b-f)) is observed between predicted and observed amplitude of the reflection from the top of basement. The predicted amplitude is higher than the observed amplitude although the location with respect to

distance of the maximum amplitude is correctly modeled. This may be explain by the fact that we model the sediment-basement separation with a first order discontinuity whereas it may be better represented by transition zone (White & Stephen, 1980).

Depth (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density
0,00	1,47	0,00	1,00
2,00	1,47	0,00	1,00
2,00	1,60	0,25	1,50
2,49	2,20	1,27	1,59
2,49	3,50	2,02	1,59
2,68	3,70	2,14	1,65
2,68	2,50	1,44	1,60
2,75	2,50	1,44	1,60
2,75	3,80	2,19	1,69
3,50	4,00	2,31	1,76
3,70	4,80	2,77	2,01
4,80	5,10	2,94	2,18
5,10	5,40	3,11	2,29
7,50	6,30	3,63	2,64
7,50	6,51	3,76	2,72
15,00	6,74	3,88	2,80

Table 6.2. Velocity-depth function from OBS 1 for line 5

OBS 3 Profile 5 (Figures 6.15.b, 6.16.b, 6.16.b, 6.18.b and 6.19)

This OBS 3 is located in the middle of Raggatt basin at crossing with line 4. The record section shows clear evidence of a low velocity zone at the base of the sedimentary cover illustrated by the delay time between en-echelon arrival with an apparent velocity of 4.4 km/s and basement arrivals (Figure 6.9.c). This low velocity zone has the same origin than the low-velocity zone identified beneath OBS 1 but becomes more apparent as it is thicker in the central part of the basin and as it is surrounded by two layers of similar high velocities.

The top of layer generating the echelon arrivals is located at 2.71 km depth and is well constrained by the reflection from the top of the high-velocity layer and by travel times of the en-echelon arrivals (see travel time curve 1 on Figures 6.17.b and 6.18.b). The sequence high-and-low-velocity layer is constituted by a 200 m-thick HVZ with a velocity of 4.55 km/s over a 400 m-thick low velocity layer with a velocity of 2.50 km/s.

The basement is characterized by an internal low-velocity zone, modeled with a velocity of 5.00 km/s, sandwiched between a first unit from 3.30 km and 5.00 km depth with velocities ranging from 4.85 km/s and 5.30 km/s (see travel time segment 2 on Figures 6.17.b and 6.18.b) and a second unit at the base of basement with velocities from 5.50 km/s to 6.50 km/s between 6.00 and 9.74 km depth (see travel time curve 3

on Figures 6.17.b and 6.18.b). The basement-lower crust interface is a first-order discontinuity from 6.50 to 6.61 km/s.

The maximum amplitude versus distance curve shows that the three main amplitude highs respectively related to reflection from sedimentary LVZ -basement, refraction in bottom of basement and the reflection from the basement-lower crust interface have been correctly modeled as well as the amplitude low generated by the intra-basement low-velocity zone (Figure 6.19.b).

Depth (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density
0,00	1,47	0,00	1,00
1,67	1,47	0,00	1,00
1,67	1,70	0,98	1,35
2,45	1,70	0,98	1,35
2,45	2,98	1,72	1,38
2,71	3,24	1,87	1,48
2,71	4,45	2,57	1,94
2,90	4,50	2,60	1,96
2,90	2,50	1,44	1,20
3,30	2,50	1,44	1,20
3,30	4,85	2,80	2,09
4,00	5,00	2,88	2,15
4,10	5,15	2,97	2,20
5,00	5,30	3,06	2,26
5,00	5,00	2,89	2,15
6,00	5,00	2,89	2,15
6,00	5,50	3,18	2,33
9,74	6,50	3,75	2,71
9,74	6,61	3,82	2,76
15,00	6,79	4,00	2,94

Table 6.3. Velocity-depth function from OBS 3 for line 5

OBS 4 and 5 Profile 5 (Figures 6.15.(c-d), 6.16.(c-d), 6.16.(c-d), 6.16.(c-d) and 6.18.(c-d))

These OBSs characterize the western part of the basin near the flanks of the Banzare Bank at the southern end of the 77° E Graben. The record sections of OBSs 4 and 5 are characterized by clear sedimentary arrivals observed as first arrivals from 3.00 to 10.00 km of distance with an apparent velocity of 3.10 km/s (see travel time curve 1 on Figures 6.17.(c-d) and 6.18.(c-d)) and by a strong reflection from the sediment-basement interface (see travel time curve 2 on Figures 6.17.(c-d) and 6.18.(c-d)).

On both OBS 4 and 5, the characteristics of the second sedimentary layer inferred from travel time analysis allow to match amplitude and were not significantly modified. On these record sections, the low-velocity layer at the base of the

sedimentary cover is imaged by the delay time between the refraction in the second sedimentary layer and the post-critical branch of the LVZ-basement interface reflection (see travel time curve 2, Figures 6.17.(c-d) and 6.18.(c-d)). The basement is characterized by strong velocity gradient in its upper part (travel time curve 3, Figure 6.17.(c-d) and 6.18.(c-d)) and by a low velocity zone at the bottom of the basement suggested by the sharp decrease of first arrival amplitude at ~20 km of distance (see end of travel time curve 3, Figures 6.17.(c-d) and 6.18.(c-d)). Velocity in the upper part of the basement range from 4.76 km/s at the top to 5.95 km/s and from 4.30 km/s to 6.00 km/s respectively for the OBS 4 and 5. Velocities in the low velocity zone at the base of the basement are from 5.40 km/s to 6.00 km/s and from 5.20 to 5.90 km/s respectively for the OBS 4 and 5. The characteristics of the low velocity zone are mostly constrained by the location of the critical distance and by the travel times of the reflection from the basement-lower crust interface.

The predicted and observed amplitude versus distance curves exhibit a good fit for OBS 5 (Figure 6.19.(c-d)). The gradient in the upper part of the basement for OBS 5 may be overestimated as the second amplitude high is greater on the synthetic section (Figure 6.19.d). Nevertheless, the location with respect to distance of the amplitude low due to the LVZ at the bottom of the basement and the location of the amplitude high due to the basement-lower crust reflection are correctly matched.

On the basis of the analysis of OBSs 3, 4 and 5, we suggest that top of basement is better correlated with the reflector interpreted as the top of the sedimentary sequence K1(terrestrial sediment of Early to Late Cretaceous age) whereas the reflector interpreted as the top of basement may be related to an intra-basement reflector identified on OBSs 3 and 5 record sections (Figure 6.20).

Depth (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density
0,00	1,47	0,00	1,00
1,69	1,47	0,00	1,00
1,69	1,60	0,25	1,50
2,40	2,20	1,27	1,58
2,40	2,98	1,72	1,38
3,64	3,34	1,93	1,51
3,64	2,50	1,44	1,20
3,95	2,50	1,44	1,20
3,95	4,76	2,75	2,05
6,90	5,95	3,43	2,50
6,90	5,40	3,12	2,30
9,45	6,00	3,46	2,52
9,45	6,61	3,82	2,76
15,00	6,80	4,00	2,92

Depth (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density
0,00	1,47	0,00	1,00
1,67	1,47	0,00	1,00
1,67	1,60	0,25	1,50
2,24	2,20	1,27	1,58
2,24	2,91	1,68	1,35
2,45	3,00	1,73	1,39
2,45	2,50	1,44	1,60
2,55	2,50	1,44	1,60
2,55	3,00	1,73	1,39
3,16	3,10	1,79	1,43
3,16	2,50	1,44	1,60
3,80	2,50	1,44	1,60
3,80	4,30	2,48	1,88
4,20	4,70	2,71	2,03
4,40	5,00	2,88	2,15
6,75	6,00	3,46	2,52
6,75	5,20	3,00	2,22
9,10	5,90	3,40	2,49
9,10	6,61	3,81	2,76
15,00	6,80	4,00	2,85

Tables 6.4 and 6.5. Velocity-depth functions from OBS 4 (upper table) and 5 (lower table) for line 5

OBS 2 Profile 4 (Figures 6.16.e, 6.17.e, 6.18.e, 6.19.e)

The signal-to-noise ratio is poor on this section making the waveform modeling difficult. On the other hand, the pattern of the amplitude is rather complex but exhibits some interesting features.

The first characteristic is en-echelon arrivals similar to those observed on the OBS 3 record section for line 5 with an apparent velocity of 4.45 km/s stipulating a LVZ at the base of the sedimentary cover. The basement arrivals look like those observed on OBS 3 record section for profiles 4 and 5 showing evidence of intra-basement LVZ above a layer with a high velocity-gradient constituting the base of the basement.

We modeled the base of the sedimentary cover with an alternation of high-and-low-velocity layers with average velocities of 4.45 km/s and 2.50 km/s respectively (see travel time curves 1 and 1b on Figures 6.17.e and 6.18.e).

The upper part of the basement has velocities from 4.30 km/s at the top to 4.70 km/s at 4.0 km depth (see travel time curve 2, Figures 6.17.e and 6.18.e). An intra-basement transition zone constituted by a 200 m thick-gradient from 4.7 to 5.2 km/s generates the amplitude high located between 7.4 - 8.1 km of distance. Below this transition, velocities are from 5.2 at 4,20 km depth to 5.5 km/s at 5,40 km depth (see travel time curve 3, Figures 6.17.e and 6.18.e). A low-velocity zone has been modeled below this

unit to model the amplitude decrease of the basement arrivals beyond 14 km of distance as well as the delay time between the travel time curves 3 and 4. The lower part of the basement is constituted by a vertical gradient from velocity of 5.80 km/s at 6.60 km depth to 6.00 km/s at 8.55 km depth (see travel time curve labelled 4, Figures 6.17.e and 6.18.e). The basement-lower crust interface is modeled by a velocity discontinuity from 6.00 km/s to 6.65 km/s at 8.55 km depth.

Because several arrivals interfere on this section, accurate modeling of the waveform is difficult. Nevertheless, the maximum amplitude versus distance curve suggests that the main trend of the velocity-depth function was modeled generating the amplitude peak at the sediment-basement interface, the decrease of the amplitudes with respect to distance of the basement arrivals up to 17 km, the increase of the amplitude with respect to distance related to refraction in the bottom of the basement and the amplitude peak at 26 km of distance related to reflection from the basement-lower crust interface and then the decrease of the amplitudes related to the propagation in the lower crust (Figure 6.19.e).

Depth (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density
0,00	1,47	0,00	1,00
1,69	1,47	0,00	1,00
1,69	1,70	0,98	1,35
2,43	1,70	0,98	1,35
2,43	2,96	1,71	1,37
2,80	3,02	1,74	1,39
2,80	4,35	2,51	1,90
3,05	4,45	2,57	1,94
3,05	2,50	1,44	1,20
3,25	2,50	1,44	1,20
3,25	4,35	2,51	1,90
3,55	4,45	2,57	1,94
3,55	2,50	1,44	1,20
3,70	2,50	1,44	1,20
3,70	4,30	2,51	1,88
4,00	4,70	2,71	2,03
4,20	5,20	3,00	2,22
5,40	5,50	3,17	2,33
5,40	5,20	3,00	2,22
6,60	5,50	3,17	2,33
6,60	5,80	3,35	2,45
8,55	6,00	3,46	2,52
8,55	6,65	3,84	2,77
15,00	6,80	4,00	2,85

Table 6.6. Velocity-depth function from OBS 2 for line 4

OBS 5 Profile 4 (Figures 6.15.f, 6.16.f, 6.16.f, 6.18.f)

Record section from OBS 5 for line 4 is characterized by the lack of sedimentary first arrivals, highly ringing reflection from the sediment-basement interface indicating reverberations in a thin sedimentary layer (probably in the LVZ at the base of the sedimentary cover), basement arrivals subdivided in three units with different gradients, a classical amplitude high generated at the basement-lower crust interface and the low amplitude arrivals from lower crust. Velocities in the second sedimentary layer are from 3.00 to 3.15 km/s and are poorly constrained by seismograms between 4 to 5 km of distance (See travel time curve 1 on Figures 6.17.f and 6.18.f). This layer overlies a sedimentary LVZ similar to the one pointed out on the others OBSs and imaged on this section by the delay time between travel time curve 1 and 2 (Figures 6.17.f and 6.18.f). The sedimentary LVZ is constituted by a thin 100 m thick-layer with a velocity of 2.00 km/s within which energy reverberates to mimic the ringing aspect of the reflection from the sediment-basement interface (see arrivals below travel time curve 2 on Figures 6.17.f and 6.18.f).

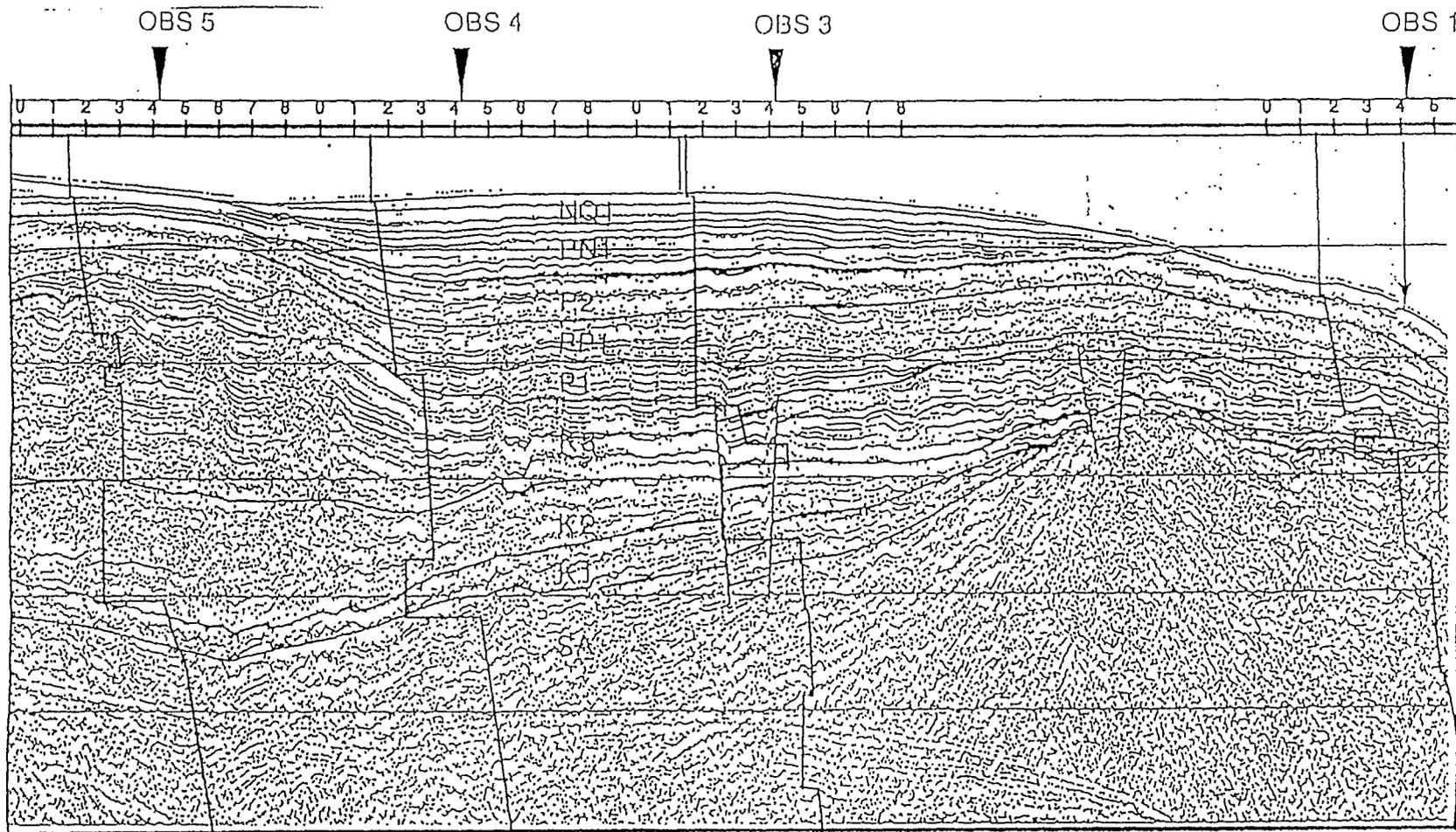
The basaltic basement is modeled by three units with different gradients to model the three slopes of travel time curve for basement arrivals between 5.5 km and 11 km (see segment 3, Figures 6.17.f and 6.18.f), between 11.2 and 19 km (see segment 4, Figures 6.17.f and 6.18.f) and between 19 km and 24 km (see segment 5, Figures 6.17.f and 6.18.f). The velocities in these units range from 4.20 km/s to 6.30 km/s at 9.5 km depth. The basement-lower crust interface is modeled with a velocity discontinuity between 6.30 km/s and 6.65 km/s at 9.5 km depth. Comparison between predicted and observed amplitude versus distance curve shows a good fit except for the amplitude high at 27 km of distance followed by an amplitude low. We interpret this feature as a focusing effect due to dipping interface (Figure 6.19.f).

Depth (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density
0,00	1,47	0,00	1,00
1,70	1,47	0,00	1,00
1,70	1,60	0,25	1,35
2,45	2,20	1,27	1,35
2,45	3,00	1,73	1,39
2,90	3,15	1,82	1,44
2,90	2,00	1,15	1,35
3,00	2,00	1,15	1,35
3,20	4,20	2,42	1,84
4,50	4,90	2,83	2,11
4,70	5,10	2,94	2,18
6,80	5,80	3,35	2,45
8,10	6,10	3,52	2,56
9,50	6,30	3,64	2,64
9,50	6,65	3,84	2,77
15,00	6,80	3,99	2,85

Table 6.7. Velocity-depth function from OBS 5 for line 4

Figure 6.20. Correlation between 1D velocity-depth functions and reflection profile across Raggatt basin

Reflection profile RS02-24 across Raggatt basin in the E-W direction with superposed 1D velocity-depth functions of figure 6.15 converted to two-way travel time for OBS 1, 3, 4 and 5. Note that top of basaltic basement derived from wide-angle analysis is better correlated with reflector interpreted as top of sequence K1. Interpretation of reflection profile is after Coffin et al. (1990).



6.4.2. Structure of the Reflective zone and Moho

The recording of several reflections from the lowermost part of the crust as well as a long-wavetrain PmP with discontinuous reflection segments at post-critical ranges suggested that the lowermost crust and possibly the Moho were constituted by a layered media. Based on inversion of pre- and post-critical travel PmP travel times, we point out that this layered media RZ constitutes a low-velocity zone at the base of the large-scale velocity structure. As this structural feature is very astonishing beneath oceanic crust, we try to provide more details on the structure of the RZ in this section using reflectivity synthetic seismograms modeling.

We focus this study on the modeling of OBS 5 of line 4 as it records several Pr reflections, pre- and post-critical PmP and the Pn wave.

The reflectivity of the lower crust has been extensively studied more particularly in continental domain (e.g. Mueller et al., 1973; Hale & Thompson, 1982; Deichmann & Ansorge, 1983; Sandmeier & Wenzel, 1986; Peddy & Hobbs, 1987; Wenzel et al., 1987; Gibson, 1988; Paul & Nicollin, 1989; Goodwin & McCarthy, 1990; Beaudoin et al., 1992; Holliger & Levander, 1993; Reid, 1993)) but also in oceanic one (e.g. Mackenzie, 1984; Brocher et al., 1985; Collins et al., 1986) using both multichannel vertical seismic and wide-angle data. Models with a laminated lower crust constituted by thin layers with velocity reversals are generally proposed to model the deep crustal reflections (Deichmann & Ansorge, 1983; Wenzel et al., 1987; Beaudoin et al., 1992). This kind of model allows to reproduce the amplitude distribution with respect to distance of the reverberations from the reflective zone (Wenzel et al., 1987) as well as the low-frequency cut-off effect caused by the laminations on the PmP record. This frequency-selective attenuation of the transmitted wavefield through the laminated medium provides the main constraints of the physical properties of the laminations but requires frequency broad-band data to be modeled (Paul & Nicollin, 1989). These properties can extensively include thickness of lamellae, number of lamellae, impedance contrast between high- and low-velocity layers, extremal bounds of velocity in the layered structure, anelastic behavior of the lamellae, kind of distribution for the layers. Gibson (1988), Gibson (1991), Levander (1991), Levander (1992) propose a different family of models which fit equally well the data from a reflective lower crust. These models are constituted by isotropic, small amplitude, random velocity fluctuations superimposed on the large-scale velocity structure. Levander (1992) shows that in the case of such a finely heterogeneous structure the dynamic properties of the wavefield are dominated by strong scattering which causes a homogenization of the wavefield. This implies that the large-scale velocity structure

cannot be anymore inferred unambiguously on the basis of seismic refraction data in the case of a very heterogeneous lower crust.

Before presenting the results of our modeling, we discuss the objectives and the limitations of our modeling approach. As said previously, the fine modeling of a layered media required a broad-band seismic record to be able to study the low-pass filtering effect of the layered media. The spectral content of the KeOBS data plotted with respect to distance shows that it is mainly band-pass limited between 4 and 15 Hz, characteristic of marine seismic wide-angle experiments (Figure 6.21).

This precludes a detailed modeling of the RZ seismic properties as the high-frequency spectral content of the wavefield was not recorded. The maximum frequency of 15 Hz implies that the presence of layers thinner than 250 m cannot be resolved if we assume extreme values of velocity of 5.8 km/s and 7.6 km/s for lower crustal lithology (Paul & Nicollin, 1989). Nevertheless, we observe a shift of the dominant frequency from 12 to 8 Hz between 50 and 70 km of distance where the wavefield is dominated by PmP amplitudes. This may indicate frequency-selective attenuation of the transmitted wavefield through RZ. In this case, it would mean that a frequency of 8 Hz marks the lower limit of the attenuated frequency band whereas the upper limit of the attenuated frequency band was not recorded due to the narrow frequency band of our data. This lower frequency provides a constraint on the lower bound of the range of layer velocities, on the upper bound of the thickness distribution and mainly on the impedance contrasts between layers (Paul & Nicollin, 1989).

Based on these considerations the objectives of our modeling are more to propose a family of candidate models and to preclude another kind of models but not to propose a fine modeling of velocities and thickness distributions in RZ. The fitting criteria used to select the family of candidate models are:

- PmP and Pn travel times must be matched as well as the location of PmP-Pn cusp which provides a constraint on the average velocity in RZ, the velocity at the top of upper mantle and the Moho depth.
- Qualitatively, amplitude of reflections from the upper part of RZ must be weak enough to mimic the observed amplitudes. Moreover, we make attempt to reproduce the stronger Pr reflection indicated on Figure 6.2.a reflected from near the base of RZ.
- The predicted amplitude curve with respect to distance of the PmP dominant frequency (8 Hz) must match the observed amplitude versus distance curve. This modeling accounts for the magnitude of the PmP maximum amplitude, the location with respect to distance of this maximum (which corresponds ~ to the PmP-Pn cusp)

and the apparent attenuation of the dominant frequency at post-critical distances. As reference amplitude used to model the absolute amplitude of the PmP, we use the amplitude of Plc wave according to the previous modeling of the upper structure (see travel time analysis and previous section).

- The predicted dominant frequency of the PmP at a critical distance (90 km), where PmP does not interfere with other reflections, must match the observed dominant frequency. To estimate the spectrum of the PmP alone we statically shift it as shown on Figures 6.5.(b-c) and we compute the spectrum in a 0.64 s-wide-window centered on the flattened PmP. The spectrum is estimated by weighting of the correlation function with a Hanning window and with spatial smoothing over seven traces. Nevertheless, we remain very cautious about the meaning of this criteria due to the narrow spectral- band of data and to the difficulty to measure with accuracy the spectral content of the PmP.

The reflectivity seismograms are computed at same distances than recorded seismograms, keeping one trace out of two between 38 and 128 km of distance. They are computed for a 5.12 s-window length with a sampling rate of 0.01 s similar to the data one. The amplitude-distance curve and the spectrum at 90 km of distance are computed for elastic RZ and for anelastic RZ with $Q_p=Q_s=200$. The sinc^4 taper (see chapter 4.4) was not applied to complex reflectivity seismograms to compute the spectrum at 90 km of distance to preserve the spectral content of seismograms. For the qualitative comparison of the seismograms, we apply the same processing than for the modeling of the upper structure (Butterworth filtering and convolution with a minimum phase wavelet).

The candidate models for RZ are shown on Figure 6.22. We assume a standard Poisson ratio of 0.25 in RZ and in upper mantle for these models. Velocity at the top of the upper mantle is 8.6 km/s according to the travel time analysis.

Figure 6.21. Spectral amplitude / source-receiver offset (OBS 5-line 4)

Spectral amplitude plotted with respect to the source-receiver offset from record section of Figure 6.2.a. The estimation of the spectrum was performed by weighting the correlation function with Hanning window. Each spectrum is normalized with respect to its maximum amplitude. The spectral content of the data is band-passed limited between 5 and ~15 Hz. Note a translation of the dominant frequency from 13 to 8 Hz between 50 and 75 km where PmP dominates the wavefield. This may indicate a frequency-selective attenuation of the PmP due to the transmission of the wavefield in the layered RZ (next page).

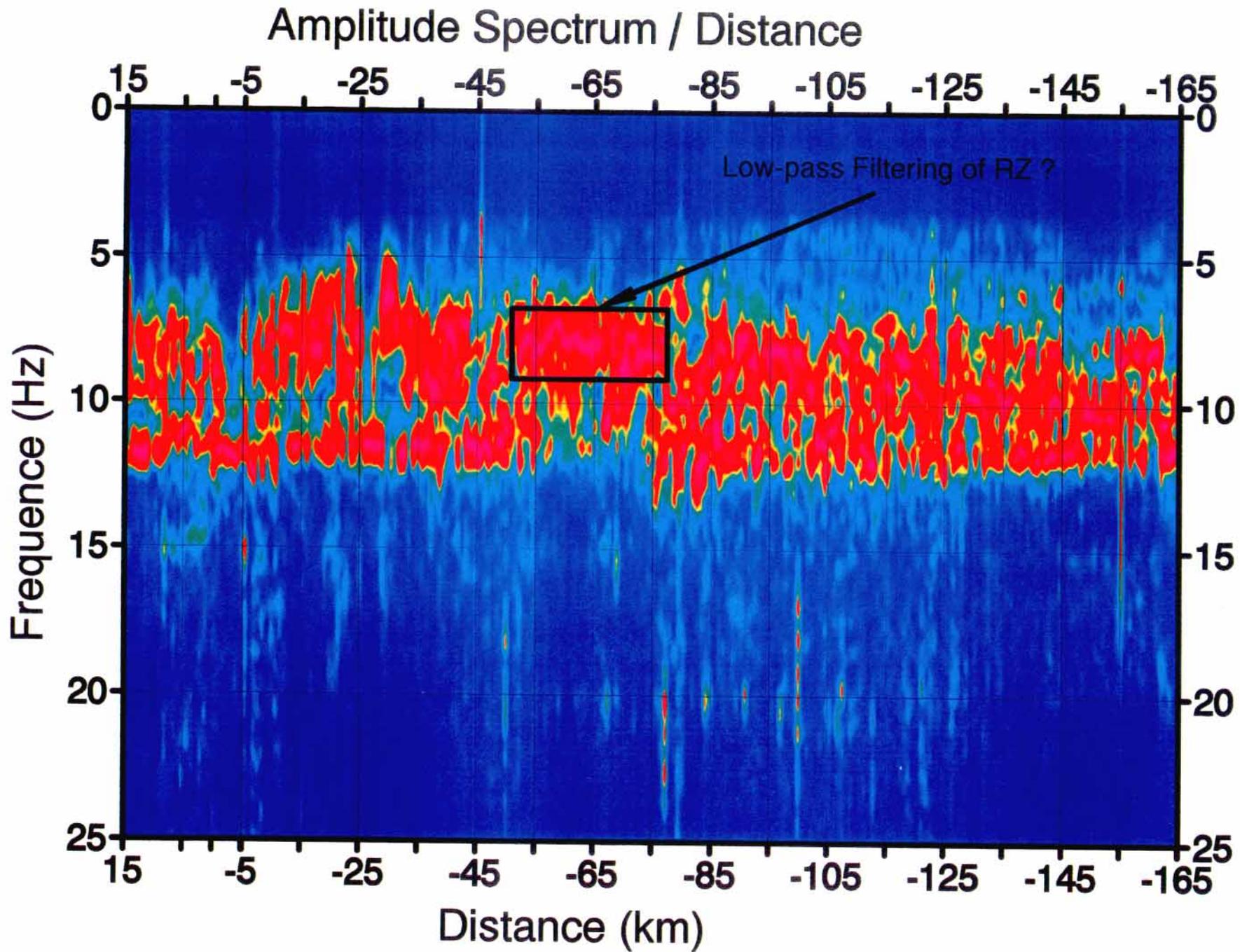
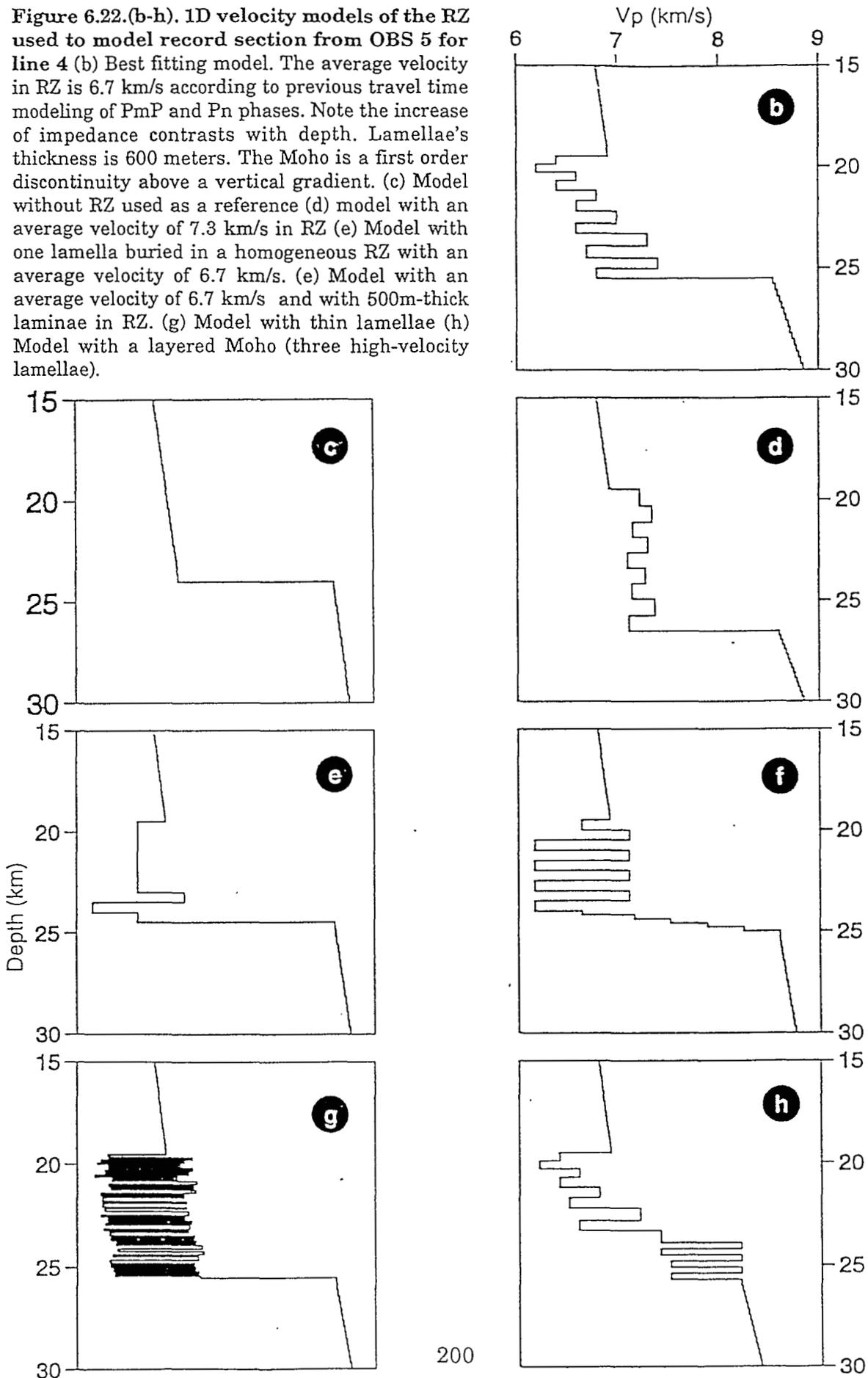


Figure 6.22.(b-h). 1D velocity models of the RZ used to model record section from OBS 5 for line 4 (b) Best fitting model. The average velocity in RZ is 6.7 km/s according to previous travel time modeling of PmP and Pn phases. Note the increase of impedance contrasts with depth. Lamellae's thickness is 600 meters. The Moho is a first order discontinuity above a vertical gradient. (c) Model without RZ used as a reference (d) model with an average velocity of 7.3 km/s in RZ (e) Model with one lamella buried in a homogeneous RZ with an average velocity of 6.7 km/s. (e) Model with an average velocity of 6.7 km/s and with 500m-thick laminae in RZ. (g) Model with thin lamellae (h) Model with a layered Moho (three high-velocity lamellae).



The model of Figure 6.22.c, without RZ at the base of the crust and with a velocity discontinuity for Moho, is used as a reference to characterize the effect of RZ on PmP record. Synthetic seismograms computed for this model do not mimic the discontinuous pattern and the apparent velocity of the observed post-critical PmP branch (Figure 6.23.c). Comparison between predicted and observed amplitude-distance curve shows that a simple velocity discontinuity from 7.1 to 8.6 km/s at Moho is sufficient to generate the strong PmP amplitude at critical distance (Figure 6.25.c). Nevertheless, this model does not generate the pronounced attenuation of the dominant frequency at post-critical distance (Figure 6.25.c). Moreover, the computed dominant frequency of the post-critical PmP (10 Hz) is higher than the observed one (8 Hz) (Figure 6.26.c).

We also test a layered model for RZ with an average velocity of 7.3 km/s and with low impedance contrast between layers to check that a medium with a high average velocity at the base of the crust is precluded by the data (Figure 6.22.d). Qualitative comparison of the observed section and synthetic section precludes this kind of model as sub-parallel reflection branches with an apparent velocity of 6.7 km/s recorded at post-critical distances are clearly not mimicked by this family of model (Figure 6.23.d). Moreover, the average velocity in RZ is too high to fit the location of the amplitude maximum with respect to distance corresponding to the PmP-Pn cusp (Figure 6.25.d).

The model of Figure 6.22.e exhibits a RZ constituted of a homogeneous layer with an average velocity of 6.7 km/s in which is embedded a 500 m-thick-high-velocity (7.1 km/s) and a low-velocity (6.3 km/s) lamellae. This preliminary model was generated to match PmP travel times and to mimic the individualized Pr reflection from RZ identified on Figure 6.2.a (Figure 6.24). We note as well that intra-RZ multiple from lamellae to the top of RZ (Prr1rP) and from Moho to the top of RZ (Pmr1mP) are well correlated with reflection branches at pre- and post-critical distances (Figure 6.24). Qualitative comparison between the predicted and the observed section shows good agreement although the post-critical PmP branch is more continuous on synthetic section than on observed section (Figure 6.23.e). A sharp first order discontinuity from velocity around 7.1 km/s and 8.6 km/s at Moho is enough to fit the maximum amplitude of PmP. Moreover, the amplitude-distance curve shows higher attenuation at post-critical distance compared the curve of Figure 6.25.c but remains insufficient to match the observed post-critical attenuation due to probably insufficient short-path multiples within RZ (Figure 6.25.e).

We increase the number of lamellae in the model of Figure 6.22.f where RZ is constituted by a homogeneous layer with an average velocity of 6.7 km/s in which are embedded eight 500m thick-lamellae similar to the previous one (Figure 6.22.e).

Qualitatively, predicted and observed PmP look like very similar (for example, discontinuous character of post-critical arrivals is well mimicked on synthetic section) (Figure 6.23.f). Moreover, the maximum amplitude distance curve is perfectly matched after having included a 1 km-thick crust-mantle transition at Moho (Figure 6.25.f). Nevertheless, qualitative comparison between observed and predicted section shows that amplitudes of Pr waves at pre-critical distances are too high on the synthetic section due to elevated impedance contrast between layers in RZ and constructive interference at ~85 km of distance (Figure 6.23.f).

A model with thin lamellae (~120 m) (Figure 6.22.g) is precluded because it does not generate the strong amplitude of PmP at critical distance (due to strong scattering in RZ) and the post-critical attenuation of the dominant frequency as the thin lamellae are too transparent for the spectral content of the wavefield (Figure 6.25.g). On the other hand, this model does not generate individualized Pr reflections but rather one unique Pr reflection with long reverberations as layer thicknesses in RZ are significantly lower than wavelength (Figure 6.23.g).

A model was also tested adding a layered Moho (Figure 6.22.h). The thickness of lamellae is classically one quarter of wavelength (200 m) to enhance reflectivity of Moho (Fuchs, 1969). For this model, a velocity of 8.2 km/s was used in the upper mantle. This model mimics the maximum amplitude of PmP and the amplitude peaks whose magnitude decreases with respect to post-critical distance but does not match the location of the PmP-Pn cusp due to the lower velocity in the upper mantle (Figure 6.25.h).

Our best fitting model is inspired from model of Deichmann & Ansorge (1983) (Figure 6.22.b and table 6.7). Qualitative match between observed and synthetic sections is shown comparing figures 6.23.a and 6.23.b and on figure 6.27. This model provides the best trade-off we found between the combined effects of the number and the thickness of the layers and the impedance contrasts between the high- and low-velocity layers to match simultaneously the main features of the observed section (e.g. travel times of the identified waves (Pr1, Pr, PmP, Pn) and the PmP-Pn cusp, the weak amplitude of Pr1 wave and Pr waves from the upper part of RZ, the stronger Pr reflection from near the base of RZ, the strong amplitude of the PmP at critical distance, the pronounced apparent attenuation of the post-critical PmP as well as its discontinuous character with a 6,70 km/s asymptotic velocity) (Figures 6.23.a and 6.23.b).

This model for RZ is constituted of 600 m-thick lamellae with increasing impedance contrasts and decreasing vertical velocity gradients with respect to depth. Average

velocity in RZ is 6.70 km/s according previous travel time modeling. We sub-divided RZ in two main units: in the upper part of RZ, between 19,5 and 23,3 km depth, velocities range between 6,40 km/s and 7,00 km/s for the high velocity-layers and between 6,20 km/s and 6,60 km/s for the low velocity-layers. The vertical velocity gradient is $0,132s^{-1}$. The weak impedance contrasts between high- and low-velocity layers (between 0,03 and 0,056) allow to generate the weak amplitude of the reflections from the upper part of RZ. At 23,3 km depth, we delineate a more pronounced velocity step in RZ between 6,60 km/s and 7,30 km/s which marks the top of the second unit in RZ. This velocity step allows to reproduce the stronger amplitude of the identified Pr wave labelled on figure 6.23. In the second unit of RZ, impedance contrasts between high- and low-velocity layers (0,08) are significantly higher compared to the upper part of RZ. This increase of impedance contrast towards the base of RZ was required to generate enough attenuation of the PmP dominant frequency at post-critical distances related to short-path multiples in the lamellae (Figure 6.25.b). Velocities range between 7,30 km/s and 7,40 km/s for the high-velocity layers and between 6,70 and 6,80 km/s for the low-velocity layers. Vertical velocity gradient is $0,063s^{-1}$.

The absolute amplitude of PmP (Figure 6.25.b) is generated by a sharp first order discontinuity at Moho between 6.80 km/s and 8.60 km/s although we do not preclude the presence of a layered Moho (Figure 6.25.h) or a ~ 1 km-thick-crust-mantle transition (Figure 6.25.e). The spectrum of PmP computed for the best fitting model has the same dominant frequency than the observed spectrum (8 Hz) (Figure 6.26). Amplitude of frequential component higher than 8 Hz are higher on synthetic section than on observed section but may probably be attenuated including weak anelasticity in the crust and RZ (Figure 6.26).

The synthetic seismograms described previously were computed for elastic RZ. Anelastic behavior of RZ was also simulated by a low Q-factor of 200 for P and S waves. Maximum amplitude of PmP is not anymore matched for anelastic RZ models precluding strong anelasticity in RZ (Figure 6.25.(a-f)).

These two distinct sub-divisions panted out in RZ could be significant in terms of the geological structure and support a change in the origin of reflectivity. This question will be debated more extensively in chapter 9. Obviously, the real Earth is much more complex than our best fitting model, just as there is probably a strong 2D-component in the reflective lower crust. Nevertheless, in accounting for our selected fitting criteria adapted to our limited data, the velocity model in RZ allows a good fit of these criteria and does provide several indications about the geological origin of the reflectivity.

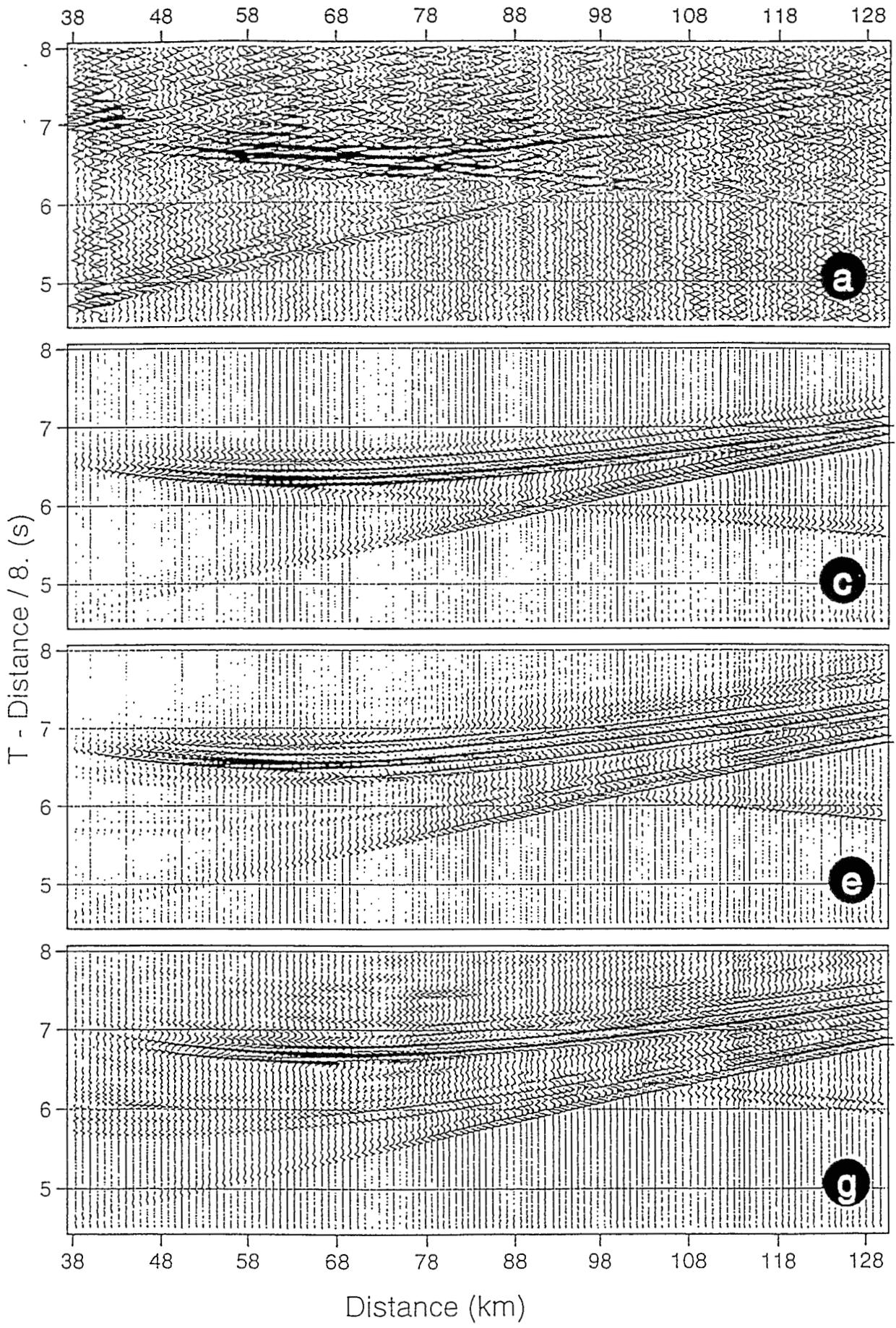
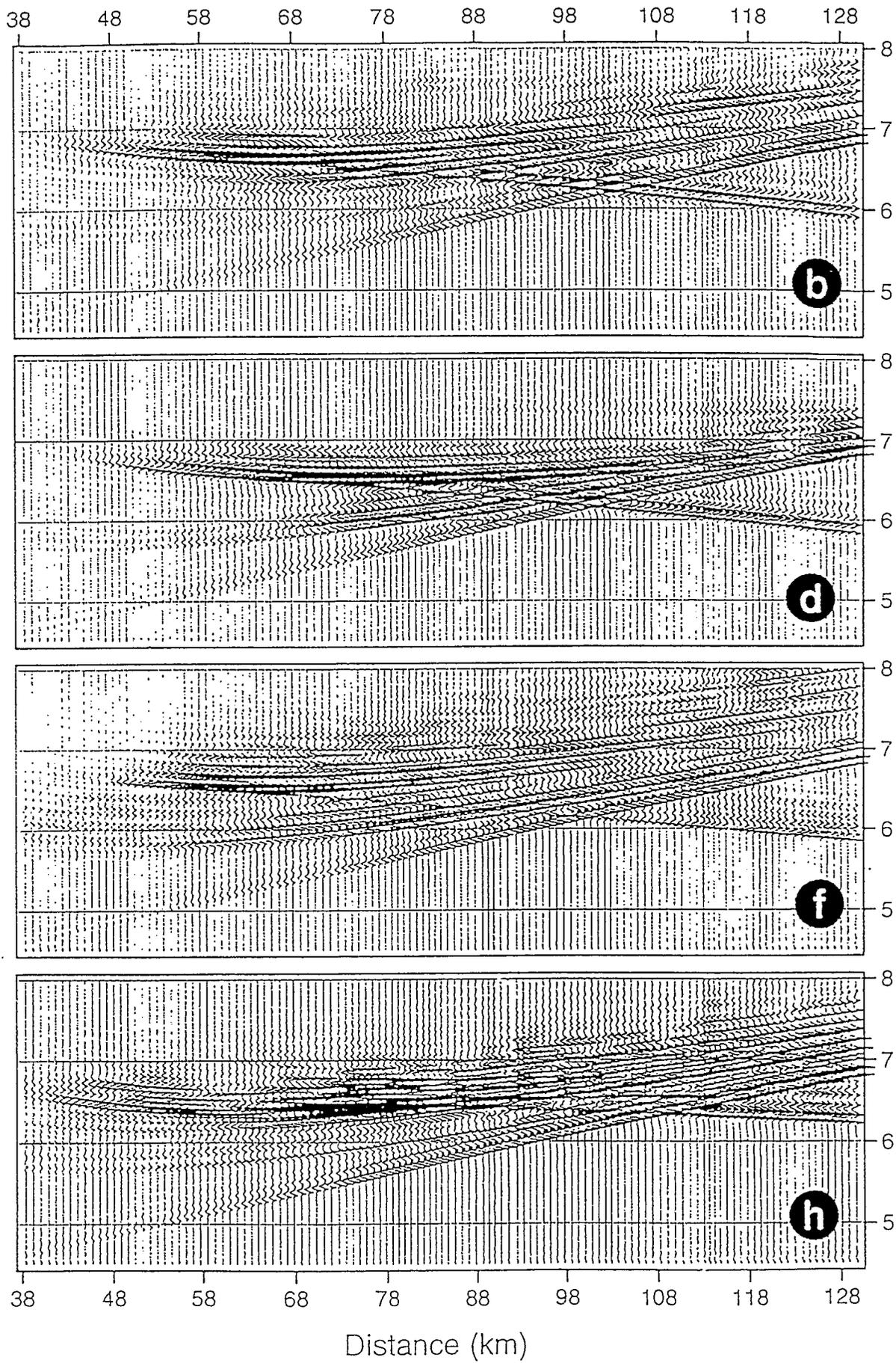


Figure 6.23.(a-h). Reflectivity synthetic seismogram sections

Record section from OBS 5 for line 4 compared to reflectivity synthetic sections computed for models of Figure 23. The reflectivity zone in the model is from top of lower crust to upper mantle.



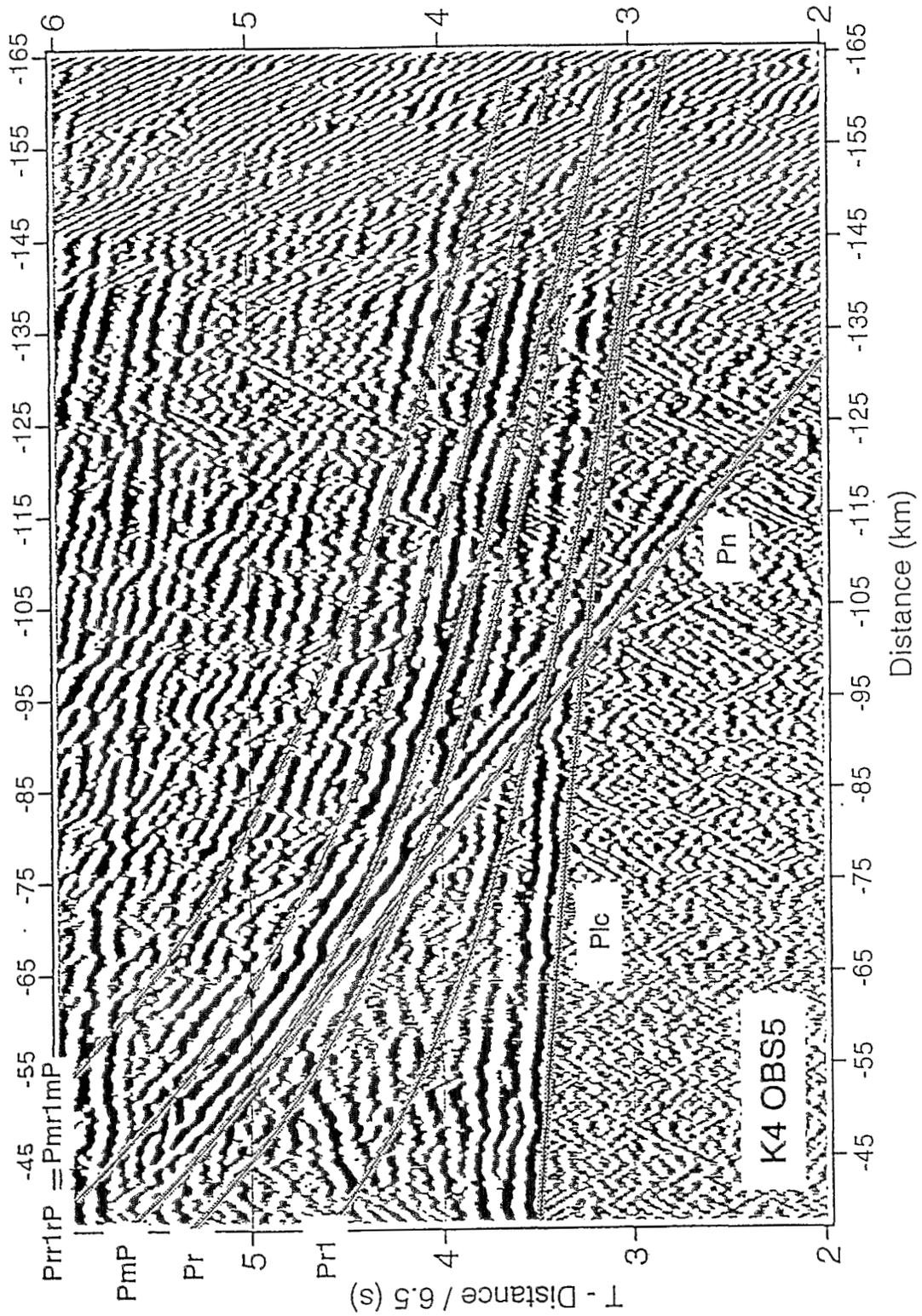


Figure 6.24.(a-h). Travel time modeling of wide-angle reflections

Detail of record section from OBS 5 for profile 4 centered on the PmP with superposed travel time curves computed in the model of figure 6.22.e. Phase labelled Pr undergone one reflection from top of the high velocity-lamellae. Phase labelled Prr1pP undergone a first reflection from top of the high velocity-lamellae, a reflection from top of RZ and a second reflection from top of the high velocity-lamellae. Phase labelled Pmr1mP undergone a first reflection from Moho, then a reflection from top of RZ and a second reflection from Moho. These predicted phases match some observed arrivals on the record section.

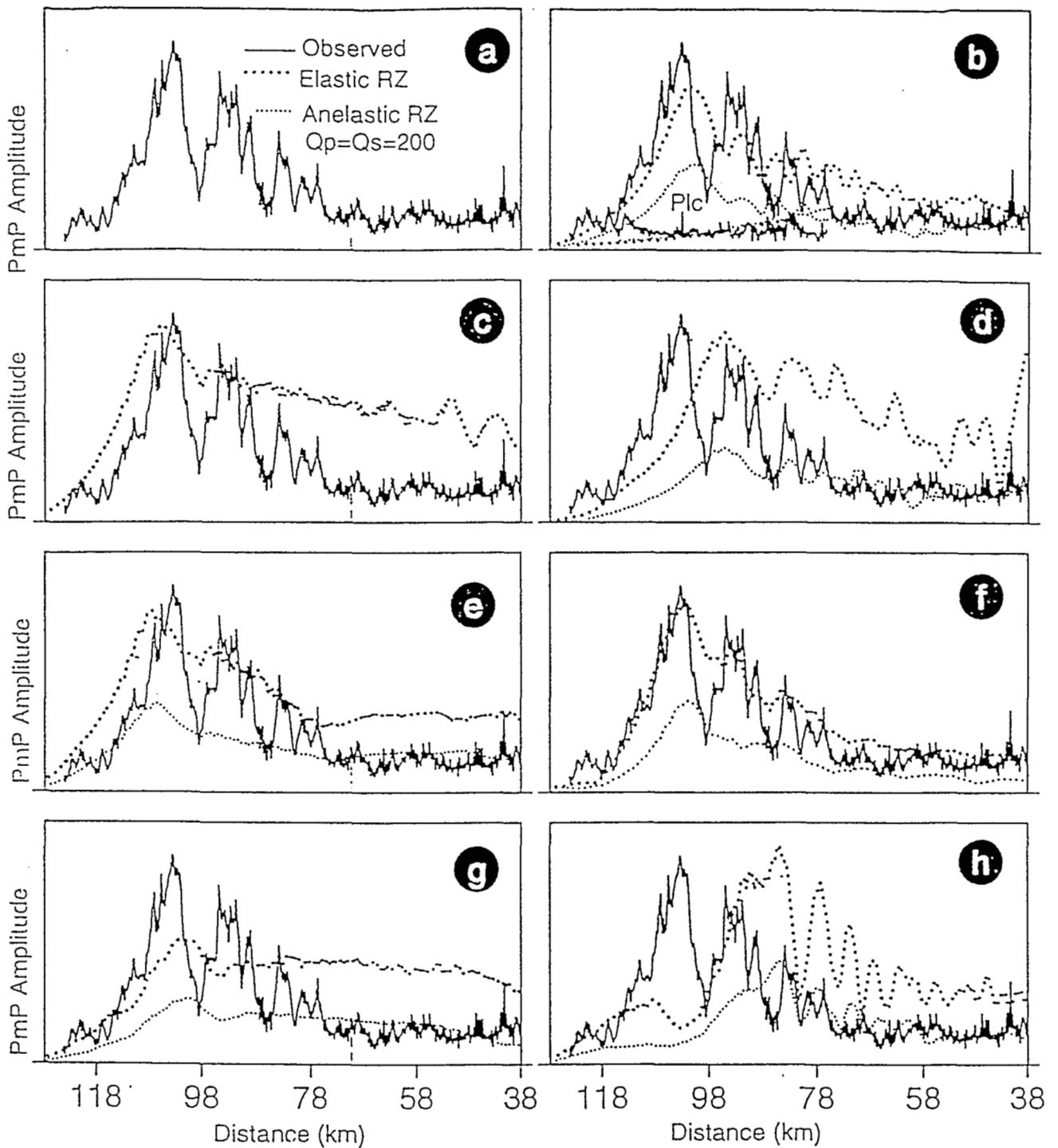


Figure 6.25.(a). Observed and computed PmP amplitude-distance curves from OBS 5 for line 4

(a) Amplitude distance curve of PmP from OBS 5 of line 4. (b-h). Comparison of the observed (solid line) and predicted (dot line) amplitude-distance curves for models of Figure 6.24. Thick and thin dot curves corresponds respectively to elastic RZ and anelastic RZ ($Q_p=Q_s=200$ in each lamellae). On Figure 6.26(b) the weak amplitude-distance curve correspond to observed and predicted Plc amplitude used as reference to model the absolute amplitude of PmP. Significant anelasticity seems to be precluded in RZ to allow the strong PmP amplitude at 60 km. Fine-layered RZ (g) does not allow to model the absolute amplitude of the PmP due to homogenization of the transmitted wavefield. A layered RZ is necessary to generate enough attenuation of the post-critical PmP dominant frequency (8 Hz) (compare (b)(5 lamellae), (f)(4 lamellae), (e) (3 lamellae) and (d) (one lamellae)). Note that the layered Moho allow to mimic the fluctuations of the curve at post-critical ranges but do not match the location of the maximum amplitude.

Figure 6.26. Spectral amplitude of the PmP

Spectral amplitude of the PmP (curve a) at 90 km of distance compared with spectral amplitude of synthetic PmP of model b of figure 6.21 for elastic (curve b) and anelastic RZ (curve c) and for synthetic PmP of model c of figure 6.21 (curve d). A 0.64s wide window centered on the static shift corrected PmP was used and a spatial smoothing over seven traces was applied to estimate the PmP spectrum. Curve e shows the spectral content of the wavelet convolved with impulsional seismograms. Note the shift of the dominant frequency from 10 Hz to 8 Hz for model with and without RZ. Modeling anelastic RZ ($Q_p=Q_s=200$) allow to attenuate frequencies > 8 Hz.

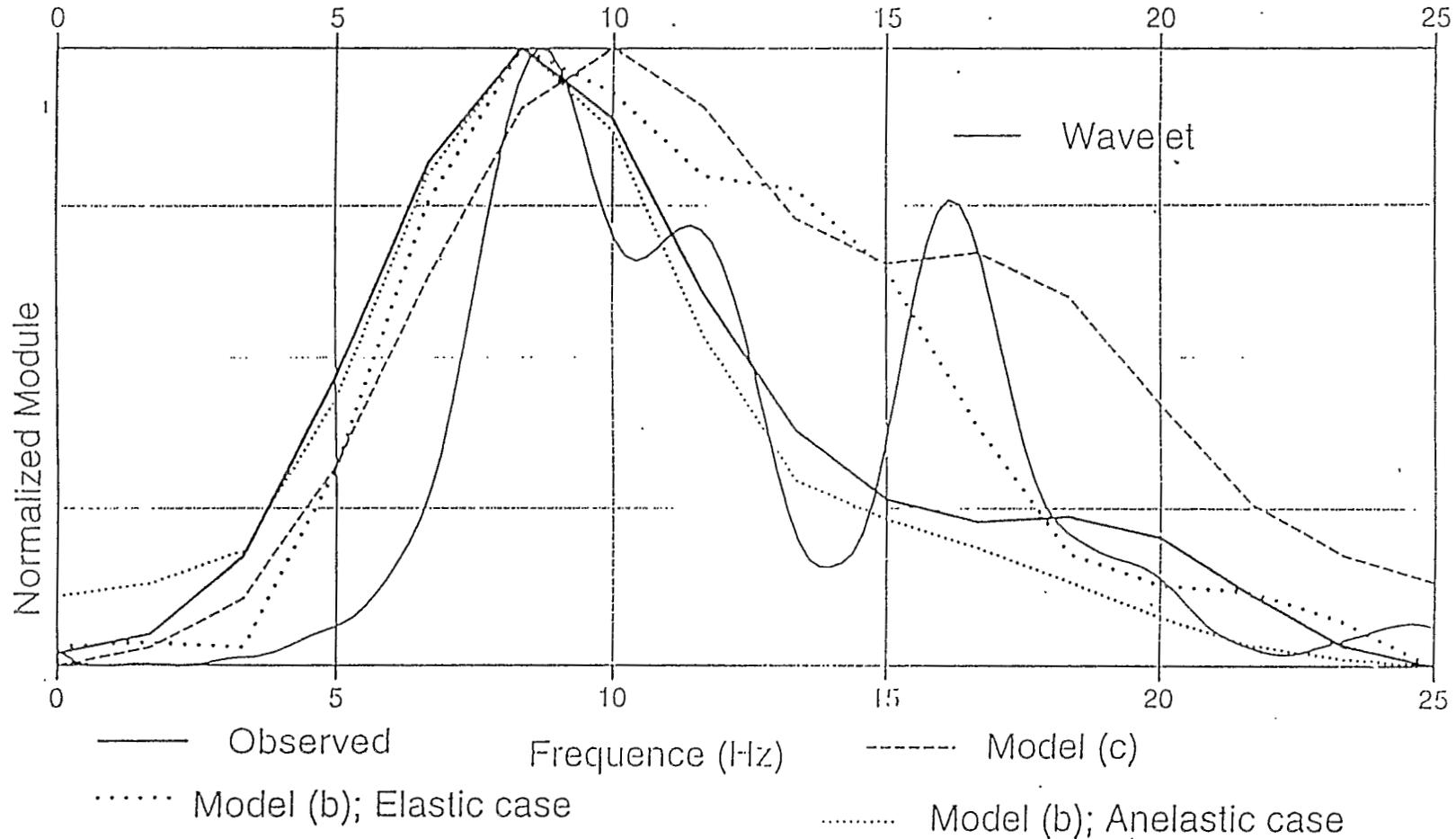
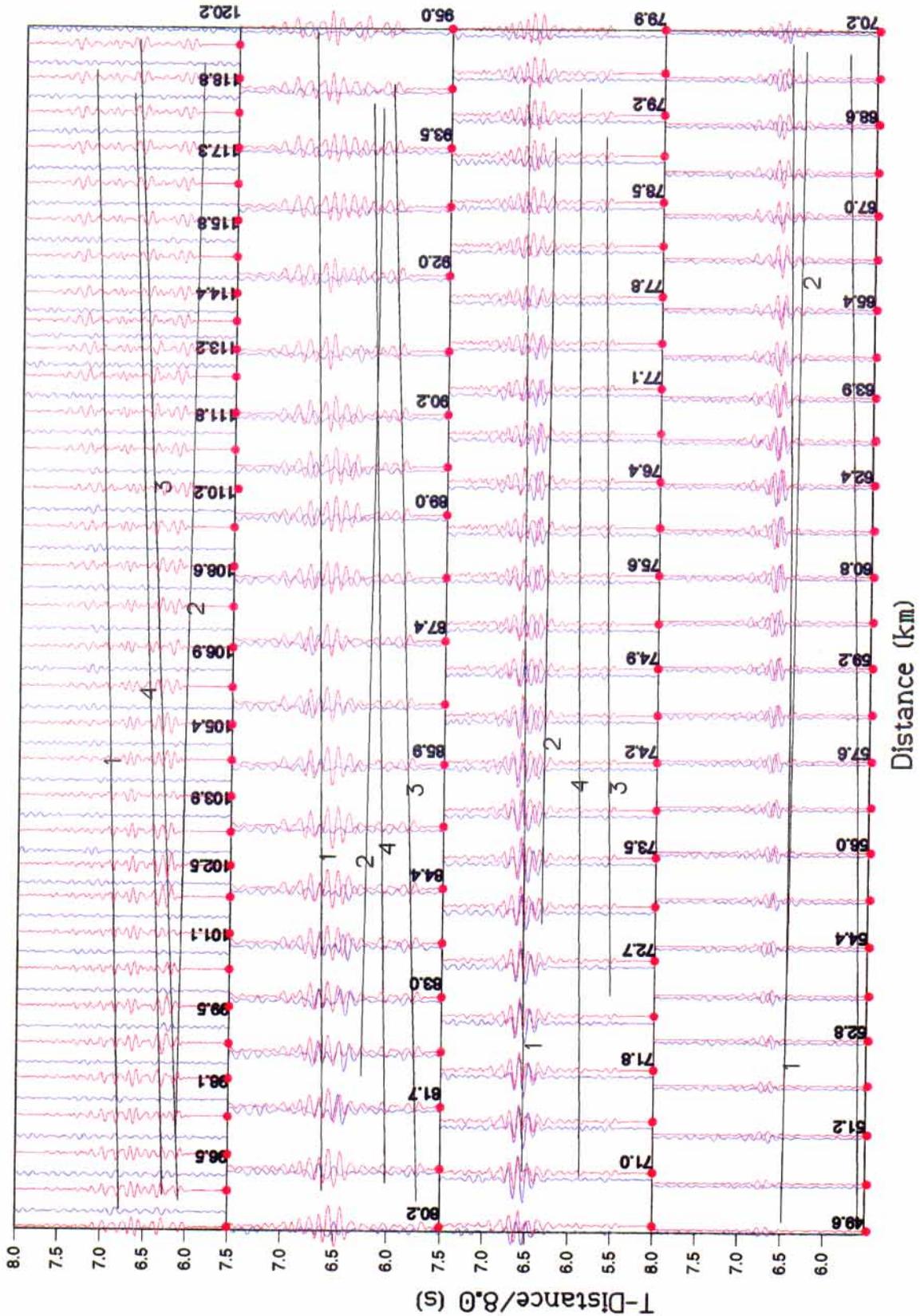


Figure 6.27. Direct comparison between observed and synthetic seismograms
 Direct comparison of data (blue seismograms) from OBS 5 for line 4 with reflectivity seismograms (red seismograms) of Figure 6.23.b with superposed travel time curves from model of Figure 6.22.b. Travel time branch 1 marks PmP phase, 2 marks Pn phase, 3 marks Plc phase and 4 marks Pr1 phase. Note the match between observed and predicted travel times, distribution of amplitude versus distance and the location of critical distance (second panel from bottom; travel time curves 1 and 2).



Depth (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Density
9,50	6,65	3,84	2,77
19,50	6,90	3,99	2,87
19,90	6,40	3,69	2,67
20,30	6,20	3,58	2,60
20,70	6,60	3,81	2,75
21,20	6,40	3,69	2,67
21,70	6,80	3,92	2,83
22,20	6,60	3,81	2,75
22,80	7,00	4,04	2,90
23,30	6,60	3,81	2,75
23,90	7,30	4,21	3,01
24,50	6,70	3,86	2,79
25,00	7,40	4,27	3,05
25,50	6,80	3,92	2,83
25,50	8,55	4,93	3,49
30,00	8,85	5,11	3,60

Table 6.7. Velocity-depth function in the reflective zone (OBS 5-line 4)

TROISIEME PARTIE: DISCUSSION

Introduction

L'interprétation des résultats décrits dans la deuxième partie de la thèse est présentée dans cette troisième partie. Une analyse de la structure du bassin océanique d'Enderby sera présentée en premier lieu dans la mesure où elle fournit la structure de la croûte océanique située à proximité du plateau à laquelle nous ferons référence dans la suite de la discussion. Cette analyse est basée sur la comparaison entre la structure sismique du bassin d'Enderby et celle d'autres bassins océaniques. Cette analyse a été facilitée par des études récentes, menées sur la croûte océanique, qui ont permis de dégager quelques mécanismes influençant la structure sismique de la croûte (White et al., 1992; Mutter & Mutter, 1993). Un modèle pétrologique de la croûte du bassin d'Enderby sera proposé à titre de conclusion en comparant les modèles de vitesse des ondes P et S avec les vitesses mesurées en laboratoire sur les échantillons prélevés dans les différentes unités de complexes ophiolitiques (Salisbury & Christensen, 1978; Christensen & Smewing, 1981).

Au chapitre 8, l'origine du plateau de Kerguelen-Heard (domaine nord du plateau) sera discutée toujours à partir de la comparaison avec d'autres domaines océaniques. Cette discussion sera brève dans la mesure où la structure du plateau de Kerguelen-Heard est typique de celle d'un plateau océanique mis en place dans une configuration comparable à celle de l'Islande actuellement.

Au chapitre 9, de manière comparable à l'analyse du bassin d'Enderby et du plateau de Kerguelen-Heard, nous comparons la structure du bassin de Raggatt avec celle d'autres domaines océaniques. Pour cela nous utilisons toujours les études de synthèse de White et al. (1992) et Mutter & Mutter (1993) mais aussi le modèle théorique d'accrétion magmatique de White & McKenzie (1989) et les mesures de vitesse en laboratoire sur des échantillons prélevés sur les complexes ophiolitiques (Salisbury & Christensen, 1978; Christensen & Smewing, 1981). Cette dernière analyse reste cependant limitée en raison de l'absence d'ondes S observables sur les données de sismique grand-angle du bassin de Raggatt. Dans la mesure où la structure sismique du bassin de Raggatt ne nous a pas semblé caractéristique de celle d'un plateau océanique, nous la comparons à celles des différents domaines constituant les marges continentales volcaniques et aux mesures de vitesse en laboratoire sur différents constituants de la croûte continentale. Dans un second temps, nous discutons quelques hypothèses pouvant expliquer l'origine de la réflectivité de la base de la croûte et les vitesses observées au toit du manteau supérieur. Nous tentons de déterminer dans quelle mesure la structure de la base de la croûte et du manteau

supérieur appuie ou infirme les hypothèses émises précédemment sur l'origine du bassin de Raggatt.

A l'issue de ces trois analyses sur le bassin océanique d'Enderby, le domaine nord et le domaine sud du plateau, menées indépendamment pour cerner les caractéristiques propres à chaque domaine, nous proposons une synthèse des similitudes et des différences de ces unités et de l'archipel de Kerguelen (Recq & Charvis, 1986; Recq et al., 1990). Nous tenterons de replacer l'interprétation de chaque domaine du plateau et du bassin d'Enderby dans un modèle de formation du plateau de Kerguelen en utilisant également les études géologiques et géophysiques antérieures sur le plateau de Kerguelen.

Chapitre 7: Structure profonde du bassin océanique d'Enderby: implications pétrologiques.

7.1. Rappel des principaux résultats du chapitre 4.

La croûte du bassin d'Enderby est constituée par les couches classiques de la croûte océanique: la couverture sédimentaire (couche 1), la couche 2 et la couche 3 (Raitt, 1963).

a. Modèle 2D de l'ensemble du profil (analyse des temps d'arrivée)

Un modèle 2D, décrivant les propriétés moyennes des grandes unités de la structure, a été dans un premier temps déduit de l'inversion des temps d'arrivée (Figure 7.1). La topographie accidentée des interfaces sédiment-couche 2 et couche 2-couche 3 a compliqué l'inversion des temps d'arrivée. L'épaisseur de la croûte magmatique (couche 2 + couche 3) varie entre ~10 et 13,5 km et diminue progressivement au fur et à mesure que l'on s'éloigne du plateau.

La couverture sédimentaire est particulièrement fine voir localement inexistante. Elle est caractérisée par un coefficient de Poisson élevé (~0,485). Aucune arrivée sismique réfractée dans la couverture sédimentaire n'ayant été observée sur les profils, une vitesse d'onde P de 1,60 km/s a été utilisée lors de la modélisation à laquelle correspond une vitesse de 0,27 km/s pour les ondes S. Les sédiments sont directement en contact avec la couche 2 océanique.

La couche 2 a une épaisseur variant entre 1,5 km et 4,9 km. La vitesse au sommet de la couche 2 est de 5,0 km/s et varie entre 6,3 km/s et 6,48 km/s à sa base.

La couche 3 a une épaisseur variant entre 7 km à l'ouest et 11 km à l'est. Les vitesses varient entre 6,70 km/s et 6,90 km/s au sommet de la couche 3 et entre ~7,25 et 7,32 km/s à la base de la couche 3. Le Moho est situé à une profondeur variant entre 18 km à l'est et ~15,5 km à l'ouest. Les vitesses dans le manteau supérieur ne sont pas contraintes par les temps d'arrivée car l'onde Pn n'est observée que sur un OBS.

Le fort contraste des vitesses sismiques à l'interface sédiment-couche 2 favorise la conversion des ondes P en onde S et inversement si bien que des ondes converties P-S qui se sont propagées dans l'ensemble de la croûte magmatique ont pu être enregistrées avec un bon rapport signal sur bruit sur les trois composantes de l'OBS situé au centre du profil. Les ondes P et les ondes converties P-S enregistrées par l'OBS situé au centre du profil (où la structure est relativement homogène latéralement) ont été modélisées à l'aide de sismogrammes synthétiques pour définir

deux modèles 1D plus détaillés des lois de vitesse P et S en fonction de la profondeur (un modèle pour les enregistrements situés à l'est de l'OBS 3 (modèle 1) et un modèle pour les enregistrements situés à l'ouest de l'OBS 3 (modèle 2)) (Figure 7.2).

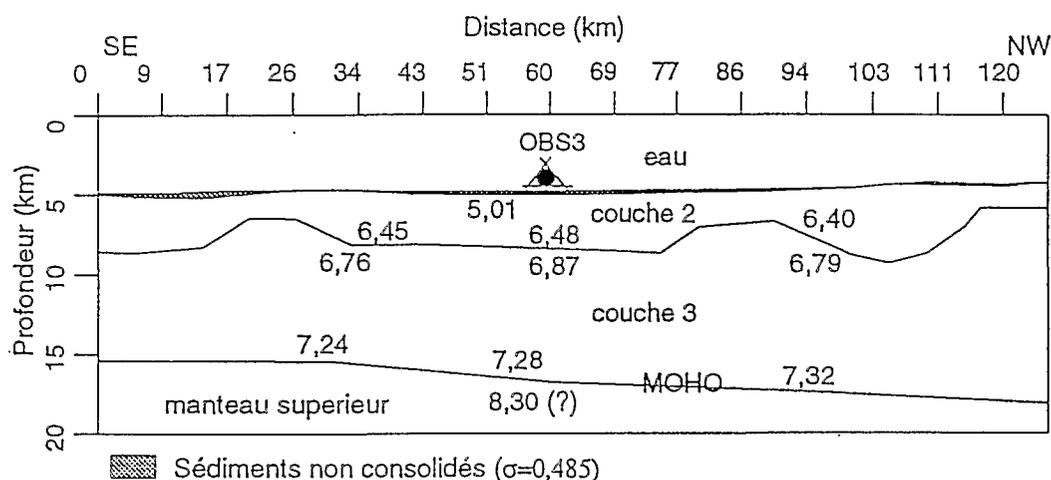


Figure 7.1. Modèle 2D de vitesse du bassin océanique d'Enderby

b. Modèles de vitesse 1D du bassin d'Enderby sous l'OBS 3: analyse des amplitudes.

La couche 2 est constituée par deux unités séparées par une zone de transition de 200-100 mètres d'épaisseur (pour les modèles 1 et 2 respectivement): la première unité a une épaisseur d'environ 900 mètres. Les vitesses P sont de l'ordre de 4,65-4,75 km/s au sommet et 4,90-5,20 km/s à la base. Les vitesses S sont de l'ordre de 2,57-2,54 km/s au sommet et de 5,65-5,60 km/s à la base. Les coefficients de Poisson correspondant sont de 0,28-0,30.

Les vitesses P augmentent rapidement de 4,90-5,20 km/s à la base de la première unité de la couche 2 à 5,65-5,60 km/s au sommet de la deuxième unité de la couche 2 dont l'épaisseur est de 2,0-2,4 km. Les vitesses des ondes P à la base de la couche 2 varient considérablement entre les deux modèles entre 6,30 km/s (modèle 2) et 6,75 km/s (modèle 1). Les vitesses S au sommet et à la base de cette deuxième unité sont semblables pour les deux modèles et augmentent de 3,07 km/s au sommet à 3,67 km/s à la base.

Le coefficient de Poisson est de 0,29 dans la deuxième unité de la couche 2 pour le modèle 1 alors qu'il décroît de 0,29 au sommet à 0,24 à la base de la deuxième unité de la couche 2 pour le modèle 2.

La couche 3 a une épaisseur de 8,3-8,0 km. Les vitesses des ondes P au sommet de la couche 3 sont de 7,00-7,05 km/s et les vitesses des ondes S de 3,9 km/s représentant

un coefficient de Poisson de $\sim 0,28$. Les vitesses des ondes P et S à la base de la croûte sont de 7,5 km/s et 4,00 km/s respectivement représentant un coefficient de Poisson de 0,31.

Le Moho a été modélisé par une zone de transition, entre 15,7 et 16,5 km de profondeur, entre une vitesse crustale de 7,50 km/s et une vitesse de manteau supérieur à 8,30 km/s. La vitesse dans le manteau supérieur reste mal définie mais la position de l'amplitude maximale de la PmP en fonction de la distance suggère des vitesses élevées au toit du manteau supérieur ($\geq 8,30$ km/s).

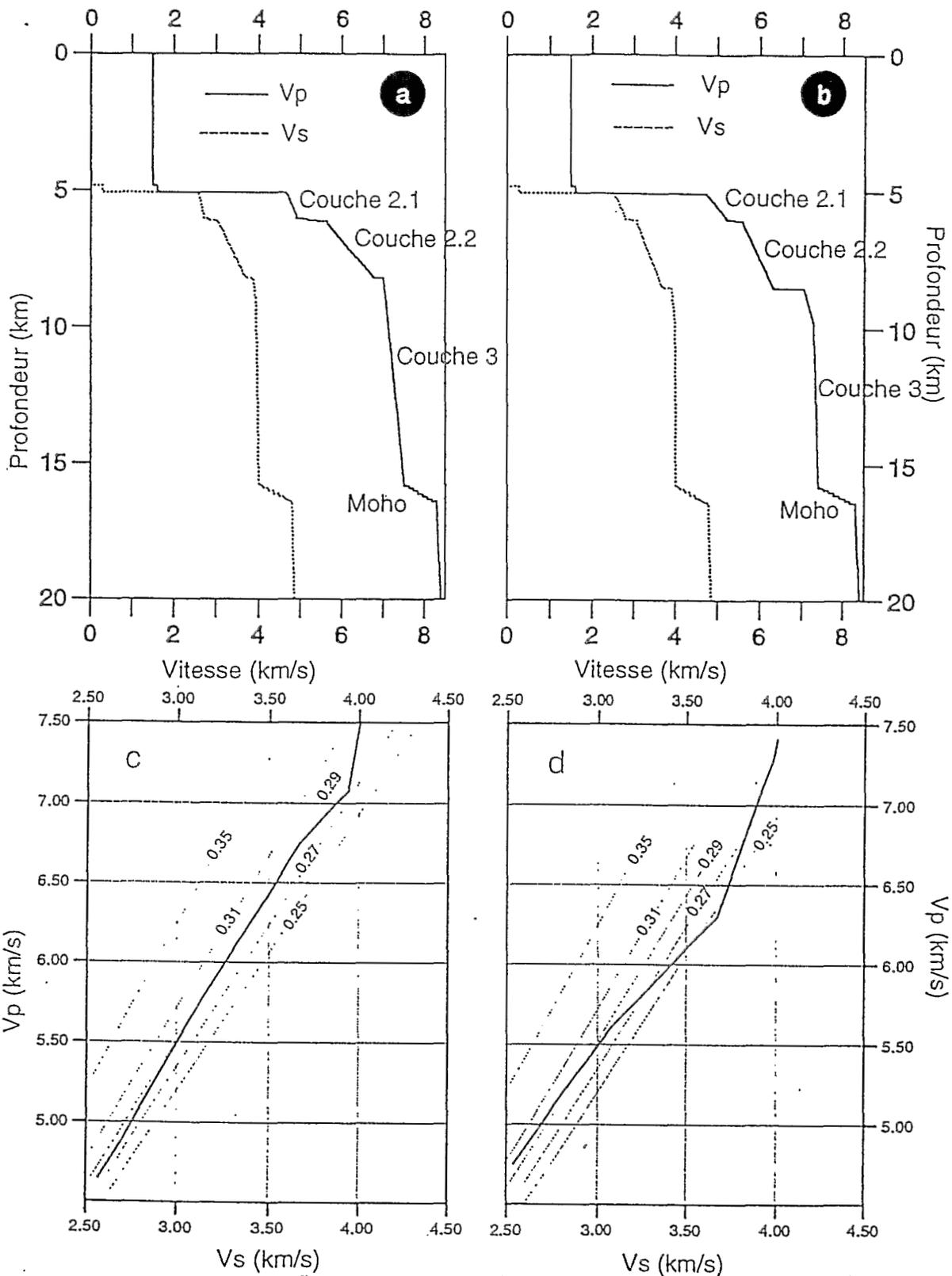


Figure 7.2.(a-d). Modèles de vitesse 1D pour l'OBS 3 du profil d'Enderby
 Modèles de vitesse 1D déduits de la modélisation par sismogrammes synthétiques des données enregistrées par l'OBS 3 du profil 7. (a). Modèle de vitesse V_p (courbe continue) et V_s (pointillés) en fonction de la profondeur d'après la modélisation des tirs localisés à l'est de l'OBS 3 (modèle 1). (b) Modèle de vitesse V_p (courbe continue) et V_s (pointillés) en fonction de la profondeur d'après la modélisation des tirs localisés à l'ouest de l'OBS 3 (modèle 2). (c) Loi de vitesse V_p en fonction de la vitesse V_s d'après la modélisation des tirs localisés à l'est de l'OBS 3. (d) Loi de vitesse V_p en fonction de la vitesse V_s d'après la modélisation des tirs localisés à l'ouest de l'OBS 3.

7.2. Identité de la croûte océanique du bassin d'Enderby.

Quatre grandes familles de croûte océanique peuvent être distinguées (White et al., 1992):

- les croûtes océaniques dites 'normales' dont l'épaisseur est de $7,1 \pm 0,8$ km.
- les croûtes océaniques dites 'anormales' caractérisant la proximité des zones de fracture ou des dorsales au taux d'accrétion très lent. La caractéristique structurale principale de ce type de croûte océanique est la faible épaisseur de la couche 3.
- les croûtes océaniques dont la mise en place a eu lieu à proximité d'un point chaud. Ces croûtes sont caractérisées par un épaissement (épaisseur de la croûte $10,3 \pm 1,7$ km) lié à l'anomalie thermique dans le manteau augmentant le taux de fusion partiel du manteau.
- Les croûtes océaniques mises en place directement sur un point chaud c'est-à-dire les plateaux océaniques. L'épaisseur de ces croûtes est de 20 ± 1 km. Un exemple actuel est constitué par l'Islande où l'épaisseur de la croûte peut atteindre 30 km (Bjarnason et al., 1993).

Une simple comparaison entre l'épaisseur de la croûte magmatique du bassin d'Enderby (10-13 km) avec les valeurs moyennes décrites ci-dessus suggère que sa mise en place a eu lieu à proximité d'un point chaud ce qui est logique compte tenu de la proximité du plateau de Kerguelen. Les relevés bathymétriques lors de la campagne KeOBS ont révélé la présence de nombreux monts sous-marins dans le bassin d'Enderby à proximité du profil suggérant une activité volcanique abondante contemporaine ou postérieure à la mise en place de la croûte océanique.

L'épaisseur de la croûte magmatique suggère d'après le modèle théorique d'accrétion magmatique de White & McKenzie (1989) qu'une augmentation de la température potentielle du manteau de $\sim 100^\circ\text{C}$ est nécessaire pour créer le volume de matériel magmatique correspondant à l'épaisseur de la croûte magmatique du bassin d'Enderby (Figure 7.3).

Plusieurs autres caractéristiques de la croûte du bassin d'Enderby sont en accord avec cette origine. D'après une synthèse des études de sismique grand-angle menées sur les croûtes océaniques, Mutter & Mutter (1993) proposent que les caractéristiques de la couche 3 océanique soient les meilleurs marqueurs de l'identité de la croûte océanique. Cela se traduit par le fait que l'épaissement d'une croûte océanique mise en place à

l'axe d'une dorsale est principalement lié à l'épaississement de la couche 3 (Figure 7.4) et que cet épaississement est accompagné par une augmentation de la vitesse

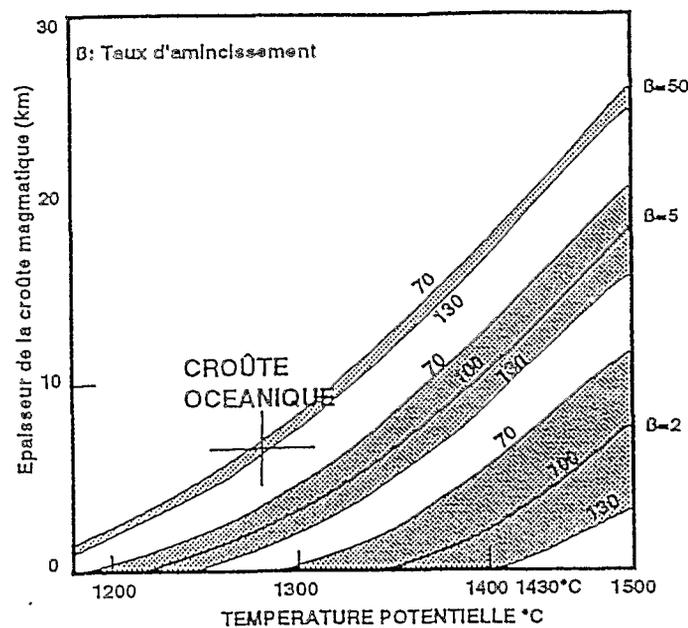


Figure 7.3. Modèle d'accrétion magmatique

Épaisseur de la croûte magmatique créée par décompression adiabatique du manteau asthénosphérique en fonction de la température potentielle dans le cas de l'accrétion magmatique à l'axe d'une dorsale (White & McKenzie, 1989). Le volume de matériel magmatique émis augmente avec la température potentielle. La croix marque l'épaisseur moyenne d'une croûte océanique normale et la température potentielle correspondante (1280 °C). Une augmentation de 100°C de la température potentielle du manteau est nécessaire pour créer une croûte océanique de l'épaisseur du bassin d'Enderby.

moyenne dans la couche 3 (Figure 7.5). Cette dernière conclusion est en accord avec le modèle d'accrétion magmatique de White & McKenzie (1989) qui postule que l'augmentation de la température potentielle dans le manteau (responsable de l'épaississement crustal) provoque une modification de la composition minéralogique des magmas caractérisée par un enrichissement en minéraux ferro-magnésiens. Cet enrichissement en minéraux ferro-magnésiens provoque à une profondeur donnée une augmentation de la vitesse sismique estimée à 0,3 km/s pour une augmentation de température de 200 °C. Mutter & Mutter (1993) propose que l'augmentation de la proportion des roches ultramafiques dans les croûtes océaniques épaissies explique l'augmentation de la vitesse dans la couche 3 avec l'épaisseur de la croûte.

Le rapport entre l'épaisseur de la couche 2 et de la couche 3 océanique est de 0,40-0,44 (au centre du profil d'Enderby). Cette valeur est comprise entre la valeur moyenne pour une croûte océanique normale (0,6) et une croûte océanique épaissie mise en place sous un point chaud comme l'Islande (0,25) (Bjarnason et al., 1993) et indique que l'épaississement crustal est dominé par celui de la couche 3. Il est à noter que

l'épaississement de la croûte sous le bassin d'Enderby est du à un épaississement homogène de la couche 3 dans laquelle aucune subdivision crustale n'a pu être identifiée (Cf. chapitre 4) mais pas à la présence d'une couche ajoutée à la base de la croûte avec des vitesses élevées comme le suggère les modèles basés sur les ophiolites de Kempner & Gettrust (1982). Cela est en accord avec l'analyse de Mutter & Mutter (1993) qui suggère que les mécanismes d'accrétion contrôlant la formation des croûtes océaniques normales et épaissies sont les mêmes, l'épaississement de la croûte océanique s'effectuant simplement par un épaississement homogène de la couche 3 vers le bas (Figure 7.4).

Les vitesses à la base de la couche 3 varient entre 7,25 et 7,50 km/s. Ces vitesses sont compatibles avec l'ensemble des observations sur d'autres croûtes océaniques d'épaisseur semblable (Figure 7.5).

Cette première analyse des grandes lignes de la structure crustale du bassin océanique d'Enderby suggère que la proximité d'un point chaud a affecté la mise en place de la croûte. Cela suggère également, en raison de la proximité du plateau de Kerguelen, que la mise en place du plateau de Kerguelen qui est probablement contemporaine de la mise en place de la croûte océanique du bassin d'Enderby est liée également à l'action d'un point chaud. Cette hypothèse sera évidemment plus abondamment discutée lors de l'interprétation de la structure profonde du bassin de Raggatt et du plateau de Kerguelen-Heard.

7.3. Modèle pétrologique de la croûte du bassin océanique d'Enderby.

La comparaison entre les vitesses sismiques d'une croûte océanique déduites des données de sismique grand-angle et les vitesses mesurées en laboratoire sur des échantillons de roches représentatifs des constituants de la croûte océanique ont permis à de nombreux auteurs de proposer un modèle pétrologique de la croûte océanique 'sismique' (e.g. Spudich & Orcutt, 1980; Purdy, 1983; Au & Clowes, 1984; Mithal, 1989; Lindwall, 1991). Cette analyse pétrologique est beaucoup plus fiable lorsque la mesure de la vitesse des ondes S s'ajoute à celle des vitesses P. Cette mesure nécessite l'enregistrement d'ondes converties P-S ce qui est loin d'être systématique en milieu marin (Cf. chapitre 4).

Les vitesses de référence jugées représentatives d'une croûte océanique utilisées lors de ces interprétations pétrologiques, correspondent aux vitesses mesurées en laboratoire sur des échantillons de roches constituant les complexes ophiolitiques (Salisbury & Christensen, 1978; Christensen & Smewing, 1981; Christensen & salisbury, 1982). En effet, les ophiolites sont reconnues comme des fragments de

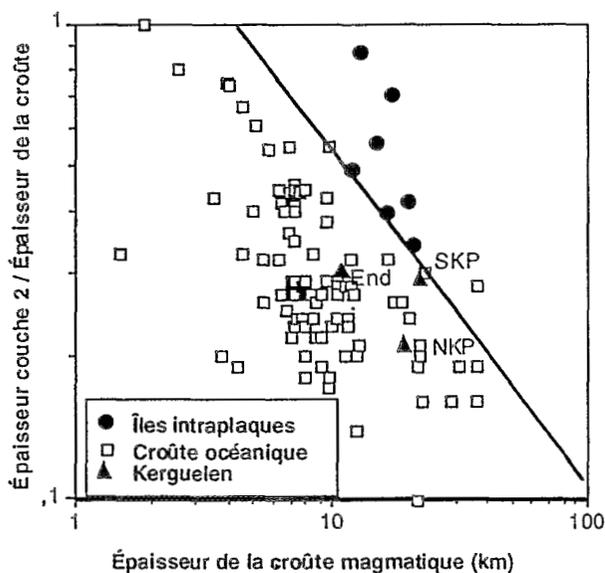


Figure 7.4. Rapport entre l'épaisseur de la couche 2 et l'épaisseur de la croûte magmatique représenté en fonction de l'épaisseur de la croûte magmatique (couche 2 + couche 3). Pour une croûte océanique l'épaisseur relative de la couche 2 océanique diminue avec l'épaisseur totale de la croûte magmatique. Les triangles indiquent les valeurs obtenues à Kerguelen (End. pour le bassin d'Enderby), d'après Mutter & Mutter, (1993).

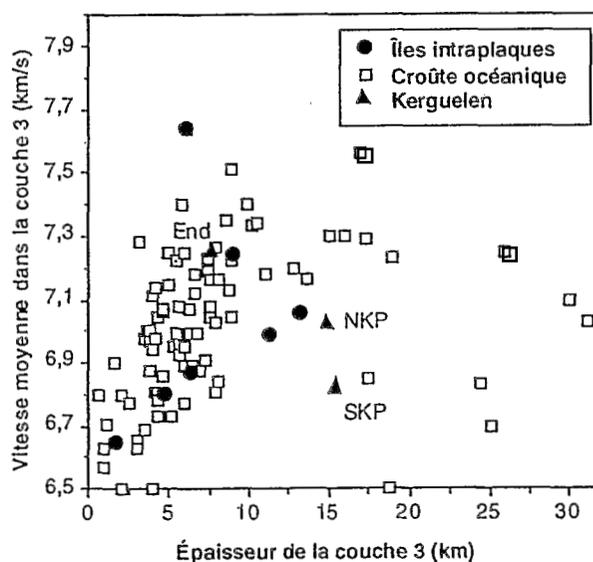


Figure 7.5. Vitesse moyenne dans la couche 3 océanique représentée en fonction de l'épaisseur de la couche 3 océanique. La vitesse moyenne dans la couche 3 océanique augmente avec l'épaisseur de la couche 3 océanique. La croissance de la tendance moyenne disparaît pour une croûte océanique dont l'épaisseur dépasse 13 km et pour laquelle la vitesse moyenne dans la couche 3 est de l'ordre de 7,30 km/s. Le triangle annoté (End.) indique la valeur obtenue pour le bassin d'Enderby, d'après Mutter & Mutter (1993).

croûtes océaniques mises en place à terre par obduction. L'hypothèse postulant que la structure des ophiolites est semblable d'un point de vue sismique à une croûte océanique a été validée par Kempner & Gettrust (1982) et Kempner & Gettrust (1982) à l'aide de sismogrammes synthétiques calculés dans un modèle de vitesse caractéristique d'un complexe ophiolitique et comparés à des données enregistrées dans la croûte océanique. La structure d'un complexe ophiolitique est constituée de façon très schématique du haut vers le bas de la structure par des basaltes en coussin correspondant à la partie supérieure de la couche 2 sismique, un complexe de dykes dans ou à la base duquel se situe l'interface sismique entre les couches 2 et 3, une couche épaisse de gabbros, non litée dans sa partie supérieure et interstratifiée dans sa partie basale avec des couches de péridotites, correspondant à la majeure partie de la couche 3 sismique (Figure 7.6). Le deuxième jeu de mesures de référence est fourni par les résultats de forage mais ces mesures sont limitées à la partie superficielle de la croûte océanique.

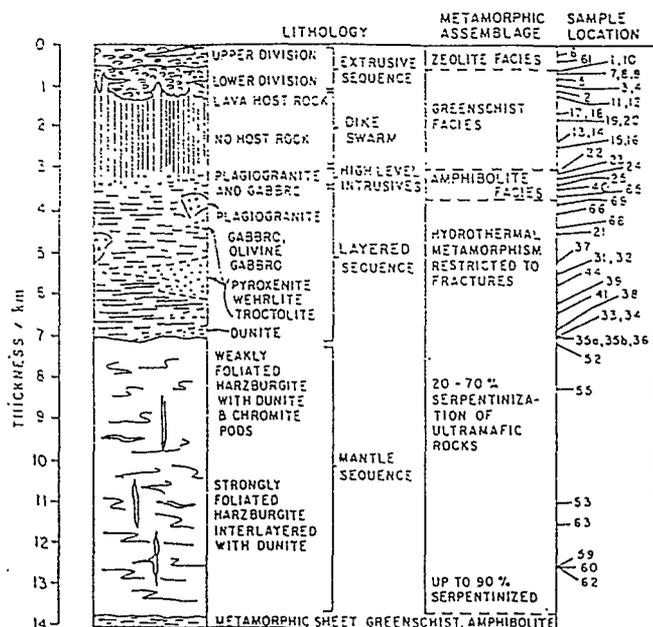


Figure 7.6. Structure type d'un complexe ophiolitique (Christensen & Smewing, 1981).

L'une des limites de ces analyses pétrologiques à partir de données de sismique grand-angle est fixée par le pouvoir de résolution des méthodes de sismique grand-angle marine (Karson et al., 1984; Mackenzie, 1984). La croûte océanique inférieure est par exemple finement litée dans la zone de transition entre les constituants mafiques et ultramafiques (Karson et al., 1984). L'échelle de cette stratification varie du centimètre à la dizaine de mètres. Il est évident que ces structures ne peuvent être identifiées à l'aide de données de sismique grand-angle, dont la bande passante est de 5-15 Hz. Par exemple, une couche avec une vitesse typique de couche 3 océanique (7,00 km/s) dont l'épaisseur est inférieure à ~250 mètres ne pourra pas être identifiée avec une fréquence du signal de 10 Hz. De la même manière, l'échantillonnage spatial des données (~190 mètres) exclut qu'une structure dont l'extension latérale est inférieure au kilomètre puisse être identifiée.

Enfin, différents paramètres, affectant les vitesses sismiques, ne sont pas pris en compte lors des mesures de vitesse en laboratoire. Le principal d'entre eux est la porosité de la croûte océanique provoquant une diminution apparente des vitesses 'pétrologiques' mesurées à l'échelle de la sismique grand-angle. La porosité diminue généralement avec l'âge de la croûte océanique en raison de la fermeture progressive des pores et des fissures. La taille des pores et des fissures définissant la porosité dans une couche est trop grande pour être prise en compte lors des mesures de vitesse en laboratoire. Cela a pour conséquence que l'analyse pétrologique d'une croûte océanique ne peut être effectuée indépendamment de l'analyse de sa porosité plus particulièrement en ce qui concerne sa structure superficielle. Les deux autres

paramètres principaux pouvant affecter les vitesses sismiques sont la température et la pression. Néanmoins, pour un géotherme océanique moyen, les deux effets sont à peu près compensés ($20^{\circ}\text{C}/\text{km}$).

Dans la suite et en tenant compte des remarques ci-dessus, nous proposons un modèle pétrologique simple de la croûte océanique du bassin d'Enderby.

7.3.1. Quelques considérations générales. Influence de la porosité sur les vitesses sismiques.

Les lois de vitesse V_p en fonction de la vitesse V_s sont représentées pour les modèles 1 et 2 sur la figure 7.7. Cette représentation proposée par Spudich & Orcutt (1980) et reprise depuis par de nombreux auteurs a l'avantage de faciliter la comparaison entre les vitesses déduites de la sismique et les vitesses obtenues en laboratoire. Notamment, les lignes d'isovaleur des coefficients de Poisson sont représentées par des droites.

Les vitesses mesurées sur les échantillons d'ophiolites par Salisbury & Christensen (1978), Christensen & Smewing (1981) et Christensen & Salisbury (1982) sont superposées aux modèles 1 et 2 (Figure 7.7).

La loi de vitesse V_p en fonction de V_s est quasi linéaire pour le modèle 1 et les valeurs du coefficient de Poisson sont confinées dans un couloir de valeurs comprises entre 0,27 et 0,29 (Figure 7.7). Cette courbe se superpose remarquablement bien aux valeurs de vitesses de laboratoire pour l'ensemble de la croûte (Figure 7.7). L'absence de variations fortes du coefficient de Poisson, autour d'une valeur moyenne de 0,28 dans toute la croûte (Salisbury & Christensen, 1978; Christensen & Smewing, 1981; Purdy, 1983), est caractéristique d'une croûte océanique ancienne pour laquelle la porosité faible a un effet négligeable sur les vitesses sismiques (Shaw, 1994). La courbe décrivant le modèle 1 est également très proche du 'couloir' de coefficients de Poisson obtenu par inversion des formes d'onde des ondes P et S enregistrées dans une croûte océanique de 140 Ma (Shaw, 1994). Au contraire, des anomalies de coefficient de Poisson anormalement faibles ($\sim 0,24$) sont fréquemment observées dans les croûtes océaniques jeunes à des profondeurs comprises entre 0,8 et 1,5 km (Spudich & Orcutt, 1980; Au & Clowes, 1984). De façon paradoxale, une anomalie comparable du coefficient de Poisson localisée à la base de la couche 2 est observée pour le modèle 2

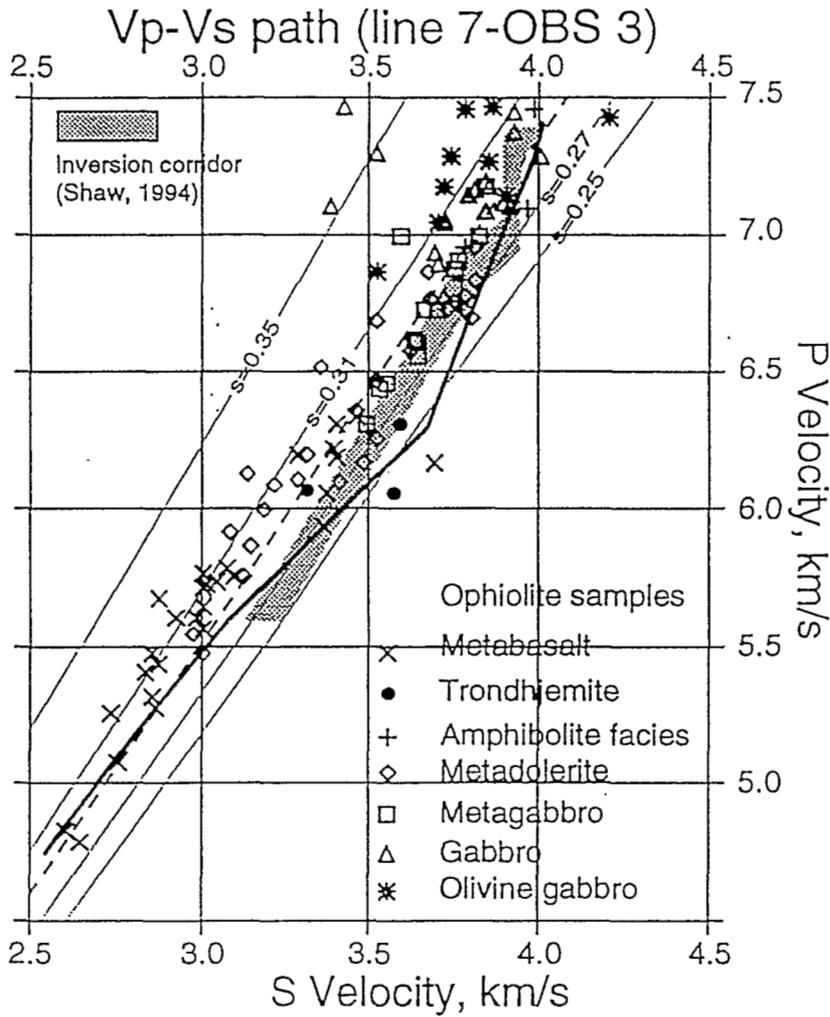


Figure 7.7. Comparaison entre les vitesses dans le bassin d'Enderby et des ophiolites

Loi de vitesse des ondes P en fonction de la vitesse des ondes S déduites de la modélisation des enregistrements de l'OBS 3. Les vitesses mesurées en laboratoire sur les échantillons d'ophiolites représentatifs de la totalité de la structure crustale sont reportées sur le graphe. Ces vitesses sont d'après Salisbury & Christensen (1978), Christensen & Smewing (1981), Christensen & Salisbury (1982). La bande grisée décrit la loi de vitesse V_p en fonction de la vitesse V_s caractéristique d'une croûte océanique ancienne (Shaw, 1994). Les courbes, en tirés et continue épaisse, décrivent respectivement les modèles 1 et 2 pour l'OBS 3 du profil d'Enderby. Les droites continues en trait fin correspondent aux droites d'isovaleur du coefficient de Poisson.

du profil d'Enderby malgré l'âge Crétacé de la croûte. Cette anomalie est liée à la vitesse des ondes P de 6,30 km/s à la base de la couche 2 pour le modèle 2 alors qu'elle est de 6,75 km/s pour le modèle 1 (Cf. chapitre 4). Au chapitre 4, nous avons suggéré que cette différence de vitesse observée de part et d'autre de l'OBS 3 pouvait être due à un effet topographique (de l'interface sédiment-couche 2 probablement). Dans ce cas, la vitesse des ondes P à la base de la couche 2 serait de l'ordre de 6,50 km/s à laquelle correspondrait un coefficient de Poisson de 0,27 pour une vitesse des ondes S de 3,57

km/s. Ces valeurs sont caractéristiques de la base de la couche 2 océanique ancienne. Dans le cas contraire, nous proposons, dans la suite une interprétation géologique pouvant expliquer cette variation latérale de vitesse.

D'un point de vue pétrologique, cette anomalie ne peut être associée qu'à la présence de trondhjemitites qui ont des coefficients de Poisson faibles en raison de leur teneur en quartz. Cependant, les trondhjemitites sont plus fréquemment observées sous le complexe de dykes dans la couche 3 océanique si bien que cette interprétation est peu probable dans la mesure où l'anomalie du coefficient de Poisson est observée dans la couche 2 (Spudich & Orcutt, 1980). Shaw (1994) propose un modèle décrivant l'évolution de la porosité en fonction de l'âge de la croûte. Le modèle de porosité est décrit par deux populations de fissures: la première est constituée par des fissures fines et la deuxième par des fissures larges (Figure 7.8).

Les deux populations de fissures ont un effet inverse sur les coefficients de Poisson, la première ayant tendance à augmenter sa valeur par rapport à une roche non fracturée, la deuxième ayant tendance à la diminuer (Shearer, 1988). Dans les croûtes océaniques anciennes, les produits d'altération hydrothermale ont comblé les deux populations de fissure si bien que la correspondance entre les vitesses mesurées en laboratoire et les vitesses déduites de la sismique, caractérisées par un coefficient de Poisson proche de 0,28, est bonne (Figure 7.8). Dans le cas d'une croûte océanique jeune, les deux populations de fissures cohabitent dans la partie superficielle de la croûte. L'effet opposé des deux populations de fissures sur les coefficients de Poisson se compense si bien que les vitesses calculées par la sismique et en laboratoire restent compatibles (Figure 7.8). A des profondeurs supérieures, les produits d'altération hydrothermale ont comblé les fissures fines et seules les fissures larges subsistent provoquant la diminution apparente des coefficients de Poisson dans la croûte (Figure 7.8).

Il faut noter également que cette anomalie du coefficient de Poisson a déjà été observée sur une croûte océanique ancienne par Duennebier et al. (1987) alors qu'elle n'était pas observée sur un profil situé dans la même zone (Bée & Bibee, 1989).

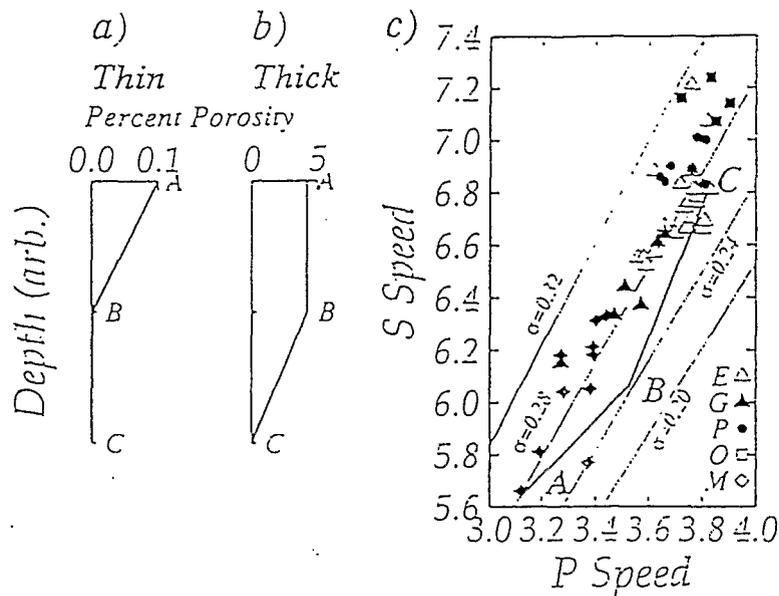


Figure 7.8. Influence de deux populations de fissures (fines et larges) sur le coefficient de Poisson

(a) répartition des fissures fines en fonction de la profondeur (b) répartition des fissures larges en fonction de la profondeur. A la profondeur (A) les deux populations de fissures cohabitent. Une bonne correspondance est observée entre les vitesses déduites de la sismique et les vitesses mesurées en laboratoire (c); à la profondeur (B), seules les fissures fines sont scellées par des produits d'altération hydrothermale si bien que les fissures larges sont responsables du coefficient de Poisson faible qui n'est pas observé sur les vitesses mesurées en laboratoire (c); à la profondeur (C) les deux populations de fissure sont scellées et l'on retrouve une bonne correspondance entre les vitesses déduites de la sismique et les vitesses mesurées en laboratoire (c) (Shaw, 1994).

7.3.2 Analyse pétrologique.

Les vitesses d'onde P observées au sommet de la couche 2 (4,65-4,75 km/s) sont caractéristiques des valeurs observées au toit de la couche 2B des croûtes océaniques anciennes et sont comparables à celles observées par Purdy (1983), Mithal (1989), Lindwall (1991) et Minshull et al. (1991). Des vitesses beaucoup plus faibles ($3,5 \pm 0,5$ km/s) correspondant à la couche 2A sont souvent observées au toit de la croûte océanique jeune. Cette couche tend à disparaître ou devient indécélable lorsque la croûte océanique vieillit (Houtz & Ewing, 1976). Les vitesses d'onde P de 4,65-4,75 km/s sont plus faibles que les valeurs mesurées en laboratoire sur des échantillons de basalte correspondant au sommet de la couche 2 ($V_p \sim 5,65$ km/s) (Spudich & Orcutt, 1980). Cet écart est classiquement interprété comme dû à la porosité au toit de la couche 2 qui diminue la vitesse apparente des vitesses sismiques et qui n'est pas prise en compte à l'échelle des mesures en laboratoire. La vitesse des ondes S au toit de la couche 2 est de 2,55 km/s. Cette valeur est supérieure à la valeur de 2,20 km/s obtenue par Spudich & Orcutt (1980) et Au & Clowes (1984) (2,2 km/s). Néanmoins, cette vitesse est peu contrainte, Au & Clowes (1984) estimant à 0,3 km/s l'incertitude

sur cette mesure (Cf. également chapitre 4.6.3). Suivant le modèle de porosité de Hashin & Shtrickman (1963), une valeur de 4,65 km/s et 2,20 km/s au toit de la couche 2 correspondrait à une porosité d'environ 18%. Une vitesse de 2,55 km/s n'est pas compatible avec ce modèle de porosité (Figure 7.9). Cela suggère que notre estimation de la vitesse des ondes S au toit de la couche 2 est surestimée. Néanmoins, nous avons montré que cette valeur ne pouvait être inférieure à 1,80 km/s dans la mesure où cette vitesse des ondes S au sommet de la couche 2 ne permettait plus de reproduire les amplitudes de l'onde S3 (Chapitre 4.6.4, Figure 4.28)

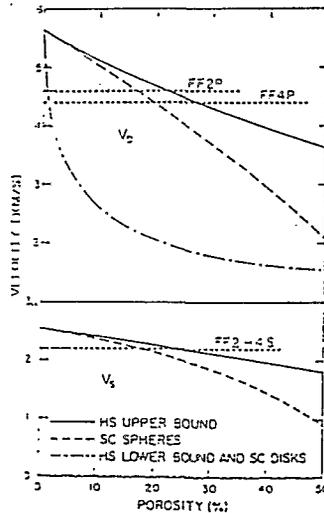


Figure 7.9. Estimation de la porosité

Estimation de la porosité d'après le modèle de Hashin & Shtrickman (1963). La valeur de la vitesse V_s au sommet de la couche 2 (2,55 km/s) dans notre modèle est sans doute surestimée car elle n'est pas compatible avec ce modèle de porosité.

La première subdivision crustale identifiée dans la couche 2 du bassin d'Enderby peut être interprétée comme la couche 2B océanique dans laquelle la vitesse est de $5,20 \pm 0,4$ km/s (Houtz & Ewing, 1976). Cette unité de la couche 2 correspond à la partie extrusive de la couche 2 océanique et a des vitesses de basaltes en coussin ou à des metabasaltes (Figures 7.7).

La transition entre la première unité de la couche 2 et la deuxième unité de la couche (Cf. sur la Figure 7.1 la transition entre la couche 2.1 interprétée comme la couche 2B et la couche 2.2 interprétée comme la couche 2C) pourrait correspondre à la transition entre les basaltes en coussin et le complexe de dykes où la vitesse augmente rapidement avec la profondeur en raison de l'augmentation du degré de métamorphisme et de la diminution de la porosité (Christensen & Smewing, 1981). Les vitesses mesurées au sommet de la deuxième unité de la couche 2 sont en bon accord avec les vitesses mesurées au sommet du complexe de dykes dans les ophiolites d'Oman ($V_p=5,4$ km/s, $V_s=2,9$ km/s) (Christensen & Smewing, 1981). Les différences de vitesse observées à la base de la couche 2, interprétées comme étant dues à la

présence de fissures larges à la base de la couche 2, ont déjà été discutées au paragraphe précédent. Une vitesse V_p de 6,75 km/s et V_s de 3,67 km/s à la base de la couche 2 peu poreuse du modèle 1 sont compatibles avec des métadolérites marquant la base du complexe de dykes dans les ophiolites de la Baie des Îles mais située au sommet de la couche 3 (Salisbury & Christensen, 1978).

L'interface sismique entre la couche 2 et la couche 3 est particulièrement bien marquée sur les données de l'OBS 3 par un pic d'amplitude lié à une triPLICATION de la courbe des temps d'arrivée (Cf. chapitre 4, figure 4.25). Les vitesses au sommet de la couche 3 sont élevées sous l'OBS 3 (6,87 km/s d'après l'analyse des temps d'arrivée et 7,00-7,05 km/s d'après l'analyse des amplitudes) et suggèrent que l'interface sismique couche 2-couche 3 est, dans le cas de la croûte océanique du bassin d'Enderby, située plus profondément que dans les complexes ophiolitiques où il marque la séparation entre le faciès schiste vert et le faciès à amphibolite correspondant à des vitesses sismiques d'onde P et S de l'ordre de 6,30-3,60 km/s et de 6,70-3,60 km/s.

La structure de la couche 3 océanique déduite de la sismique est généralement en bon accord avec les mesures en laboratoire dans la mesure où à ces profondeurs la croûte océanique est très peu poreuse.

Les vitesses dans la couche 3 comprises entre 7,00 et 7,50 km/s pour les ondes P et entre 3,90 et 4,00 km/s pour les ondes S peuvent correspondre, du sommet vers la base de la couche 3, à des métagabbros, à des gabbros à pyroxène et à des gabbros à olivine décrivant une structure type d'ophiolites si ce n'est qu'elle est plus épaisse sous le bassin d'Enderby (Figure 7.7).

La vitesse au sommet de la couche 3 est élevée comparativement aux vitesses classiquement observées au sommet d'une couche 3 (6,70 km/s). Cela suggère une augmentation de la teneur en minéraux ferro-magnésiens dans la couche 3 du bassin d'Enderby par rapport à une couche 3 océanique d'épaisseur normale. Cette observation est en accord avec le modèle d'accrétion magmatique de White & McKenzie (1989). La vitesse des ondes S de 4,00 km/s à la base de la croûte est un peu élevée pour correspondre à des gabbros riches en olivine (Figure 7.7). Cependant, cette valeur est peu contrainte par l'onde S_{lc} et S_{mS} à grande distance où le rapport signal sur bruit est faible à cause du premier multiple des ondes P qui interfèrent avec les arrivées doublement converties PS (Cf. chapitre 4, Figure 4.23).

7.4. Conclusion.

La croûte du bassin d'Enderby est significativement épaissie par rapport à une croûte océanique standard indiquant que sa mise en place a été affectée par la présence d'un

point chaud. Les vitesses sismiques élevées dans la couche 3 océanique sont en accord avec les conclusions de White & McKenzie (1989) et Mutter & Mutter (1993) sur les mécanismes de formation de la croûte océanique postulant qu'une augmentation de la vitesse sismique dans la croûte est associée à son épaissement en raison d'une composition crustale enrichie en minéraux ferro-magnésiens. Ces conclusions suggèrent que la mise en place du plateau de Kerguelen a bien été contrôlée par l'action du point chaud de Kerguelen. Le bassin d'Enderby serait bien de même âge que le plateau de Kerguelen mais sa mise en place aurait eu lieu plus loin de l'influence du point chaud. Dans la mesure où la structure sismique de la croûte océanique du bassin d'Enderby est compatible avec les conclusions de White & McKenzie (1989) et Mutter & Mutter (1993) sur les mécanismes de formation des croûtes océaniques, celles-ci constitueront notre première base de réflexion sur l'origine des différentes unités du plateau de Kerguelen.

Chapitre 8: Le plateau de Kerguelen-Heard: un plateau océanique typique.

8.1. Rappels des principaux résultats du chapitre 5.

L'épaisseur de la croûte du plateau de Kerguelen-Heard est de 21-23,5 km (Figure 8.1). La partie supérieure de la croûte est constituée par deux couches sédimentaires dans lesquelles les vitesses varient entre 1,60 km/s au sommet de la première couche et 2,50-3,00 km/s à la base de la deuxième couche. La séparation entre ces deux couches correspond probablement à la discordance qui marque la séparation entre le plateau de Kerguelen-Heard et Broken Ridge, il y a 45 Ma (Wicquart & Frohlich, 1986). L'ensemble de ces deux couches a une épaisseur de l'ordre de 0,8-1,0 km. La croûte supérieure est constituée de trois unités: une première unité (uc1) a une épaisseur variant entre 0,4 et 0,9 km, des vitesses variant fortement latéralement entre 3,00 et 4,60 km/s au sommet et 3,06 km/s et 4,85 km/s à la base et un gradient vertical de vitesse variant entre $0,14 \text{ s}^{-1}$ et $0,37 \text{ s}^{-1}$. Une couche à faible vitesse (lvz) est observée sous la première unité uc1. Son épaisseur et sa vitesse ne peuvent être estimées avec précision. Néanmoins, son épaisseur est probablement plus importante vers l'ouest du bassin. La vitesse dans cette couche à faible vitesse varie entre 2,50 et 4,40 km/s et son épaisseur entre 0,5 et 1,6 km. La base de la croûte supérieure est constituée par une couche (uc2) avec un gradient vertical de vitesse élevé compris entre $0,41 \text{ s}^{-1}$ et $0,58 \text{ s}^{-1}$. L'épaisseur de cette couche varie entre 2,6 et 4,9 km. Les vitesses varient entre 4,00 km/s et 5,00 km/s au sommet et entre 6,48 km/s et 6,58 km/s à la base de la couche. Les variations enregistrées entre les vitesses et les épaisseurs des couches LVZ et uc2 illustrent probablement l'indétermination entre l'épaisseur et la vitesse dans la couche à faible vitesse (lvz) lors de la modélisation (Figure 8.2). La croûte inférieure est constituée d'une couche dont l'épaisseur varie entre 15 et 17 km. Les vitesses y varient entre 6,60 et 6,70 km/s au sommet et sont de l'ordre de 7,40 km/s à la base de la croûte. La profondeur du Moho (entre 21,4 et 24,2 km) a été estimée à partir des temps d'arrivée de la PmP sur deux OBS. Néanmoins, les arrivées du manteau supérieur restent parcimonieuses sur ces données. Cela suggère une transition croûte-manteau progressive entre des vitesses élevées à la base de la croûte et des vitesses faibles au toit du manteau supérieur (7,85-7,90 km/s). L'onde Pn n'est discernable que sur le premier multiple avec une vitesse apparente de 7,90 km/s sur un seul OBS suggérant un gradient faible dans le manteau supérieur (Charvis et al., 1995).

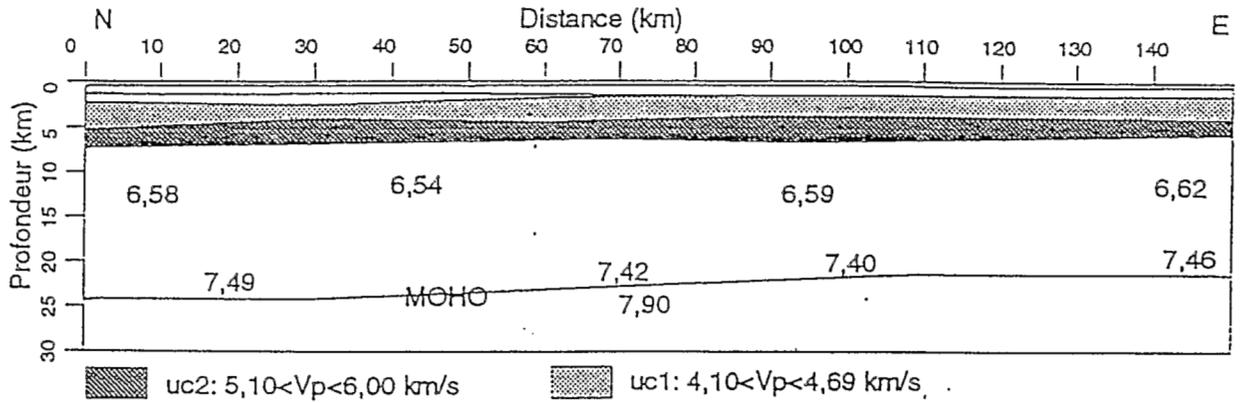


Figure 8.1. Modèle de vitesse 2D pour le profil 1 (Domaine nord)

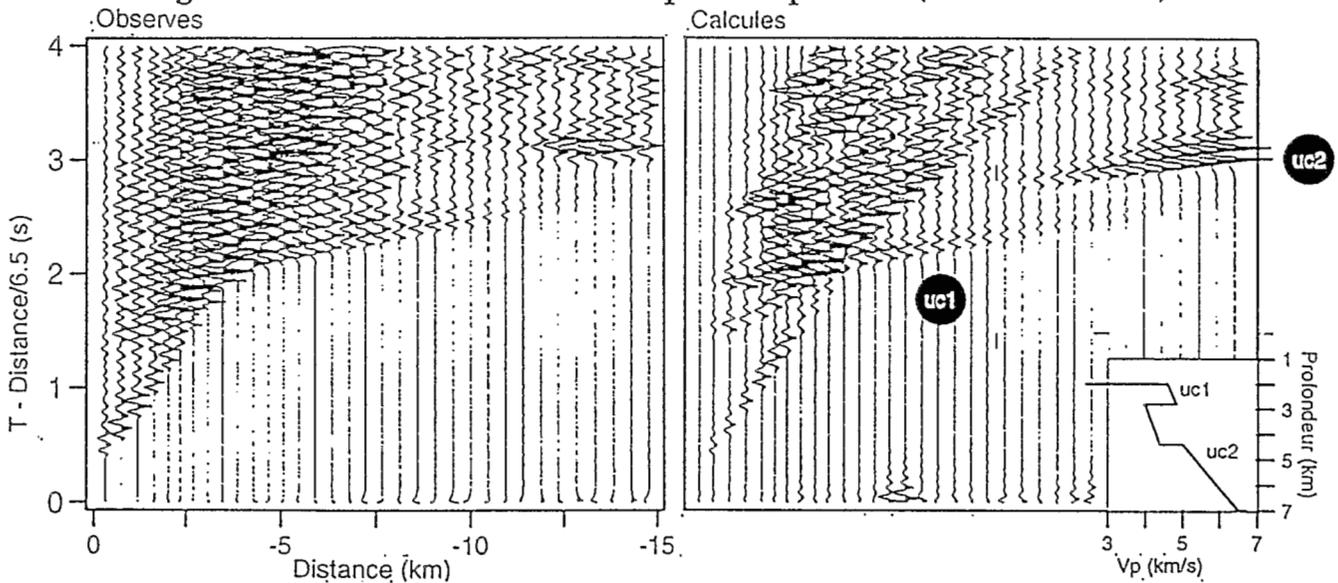


Figure 8.2. Image sismique de la croûte supérieure

Le délai en temps à une distance donnée entre les arrivées uc1 et uc2 illustre clairement la présence d'une couche à faible vitesse dans la croûte supérieure.

8.2. Origine du plateau de Kerguelen-Heard.

- Subdivisions et épaissement de la croûte.

Les subdivisions crustales identifiées correspondent à une croûte océanique constituée par une couche 2 et une couche 3 séparées par une discontinuité de gradient forte et une discontinuité de vitesse faible voir nulle. Avant de faire un bilan de l'épaissement relatif entre la couche 2 (équivalent de la croûte supérieure) et la couche 3 (croûte inférieure), l'origine géologique de la couche uc1 et de la couche à faible vitesse lvz dans la croûte supérieure doivent être débattues.

La couche uc1 et la couche à faible vitesse lvz sont observées sur chaque OBS des profils 1 et 2, et ne constituent pas, par conséquent, des structures locales. La couche uc1 peut être interprétée, à partir de ses vitesses sismiques (entre 3,00 et 4,85 km/s), comme du matériel volcano-sédimentaire ou comme une roche basaltique très poreuse et/ou fortement altérée (Charvis et al., 1995). Les profils de sismique multitrace et les forages ODP effectués sur le bassin de Kerguelen-Heard n'ont pas une pénétration suffisante pour trancher entre ces deux interprétations (Wicquart & Frohlich, 1986). La couche à faible vitesse pourrait être constituée par une couche de matériel sédimentaire ou volcano-sédimentaire interstratifiée entre des coulées basaltiques. La couche uc2 serait contemporaine du plateau Crétacé. La couche à faible vitesse se serait déposée dans l'intervalle de temps séparant la mise en place de la couche uc2 et de la couche uc1 déposée lors d'une deuxième phase de volcanisme. Ces deux phases volcaniques pourraient résulter de la séparation d'un panache mantellique en deux parties lors du franchissement de l'interface séparant le manteau supérieur du manteau inférieur à 660 km de profondeur (Bercovici & Mahoney, 1994). Cette séparation crée un deuxième panache mantellique de plus petite taille causant une deuxième phase volcanique de beaucoup plus faible amplitude, 20 à 40 millions d'années plus tard. Ce modèle est en accord avec la mise en évidence sur plusieurs grandes provinces volcaniques de deux événements volcaniques à partir des âges des basaltes forés (e.g. Ontong-Java Plateau (120-122 Ma et 88-90 Ma, Plateau de Kerguelen et Broken Ridge (110-112 Ma pour le domaine sud et 85-88 Ma pour le domaine central et Broken Ridge) (Bercovici & Mahoney, 1994). Une deuxième hypothèse pour expliquer deux phases volcaniques est de considérer un deuxième passage du point chaud. Dans la suite, nous ferons l'hypothèse que seule la couche uc2 constitue la couche 2 océanique.

L'épaisseur de la couche uc2 varie entre ~3 et 5 km. La croûte inférieure (représentant la couche 3) a une épaisseur variant entre 14 et 16 km. En considérant des épaisseurs moyennes pour la couche 2 de 4 km et une épaisseur moyenne de la couche 3 de 15 km, on obtient une valeur moyenne du rapport de l'épaisseur de la couche 2 sur l'épaisseur de la couche 3 de 0,27. Cette valeur moyenne, estimée de façon très grossière, reste cependant significative du type de mise en place du plateau de Kerguelen-Heard. Cette valeur moyenne, comparable à celle mesurée pour l'Islande (0,27) (Bjarnason et al., 1993), est très inférieure à celle caractérisant une croûte océanique normale (~0,6) et traduit bien que l'épaississement de la croûte est dominé par celui de la couche 3. Cet épaississement de la couche 3 associé à l'épaississement total de la croûte magmatique est typique d'une formation à l'axe d'une dorsale dans la configuration actuelle de l'Islande. Par opposition, l'épaississement crustal d'une croûte océanique formée en situation intraplaque dans la configuration actuelle de

Hawaï est dominé par celui de la couche 2 par apport successif de coulées basaltiques (Figure 8.3).

La transition entre la croûte supérieure et la croûte inférieure est définie par une discontinuité de gradient entre une valeur élevée (0,4-0,5 s⁻¹) dans la croûte supérieure et une valeur faible (0,04-0,05 s⁻¹) dans la croûte inférieure. Cette discontinuité correspond à des vitesses sismiques de 6,50-6,70 km/s caractéristiques de l'interface sismique couche 2-couche 3.

Les vitesses dans la croûte inférieure sont également caractéristiques d'une couche 3 océanique épaissie pour laquelle l'épaississement de la croûte est corrélé avec une augmentation de la vitesse moyenne dans la couche 3 (Figure 8.4). Cette augmentation de la vitesse moyenne dans la couche 3 est dû à l'épaississement de la couche 3 vers le bas de la structure mais pas à la présence d'une couche distincte à la base de la croûte (sous forme de sous-plaquage par exemple). Les vitesses élevées à la base de la croûte (7,40 km/s) peuvent traduire un enrichissement en olivine des gabbros constituant la base de la croûte. Cet enrichissement en minéraux ferromagnésiens est dû aux températures élevées, en relation avec le point chaud situé sous ou à proximité de la dorsale lors de la mise en place de la croûte océanique qui provoque la fusion du matériel mantellique à des températures et à des pressions (profondeur) supérieures par rapport à celles associées à la mise en place d'une croûte océanique d'épaisseur normale (Bjarnason et al., 1993). Cette interprétation est proposée par Bjarnason et al. (1993) pour expliquer des vitesses élevées de 7,20 km/s à la base de la croûte 'chaude' de l'Islande à ~20 km de profondeur.

La structure profonde du plateau de Kerguelen-Heard est comparable à celle de l'Islande si l'on admet que le géotherme sous l'Islande est supérieur à celui sous le plateau de Kerguelen-Heard (Figure 8.5). Une différence de géotherme expliquerait que les vitesses à la base de la croûte (7,20-7,40 km/s pour l'Islande et le plateau de Kerguelen-Heard respectivement) et dans le manteau supérieur (7,60-7,90 km/s pour l'Islande et le plateau de Kerguelen-Heard respectivement) sont légèrement plus faibles dans le cas l'Islande que dans le cas du plateau de Kerguelen-Heard.

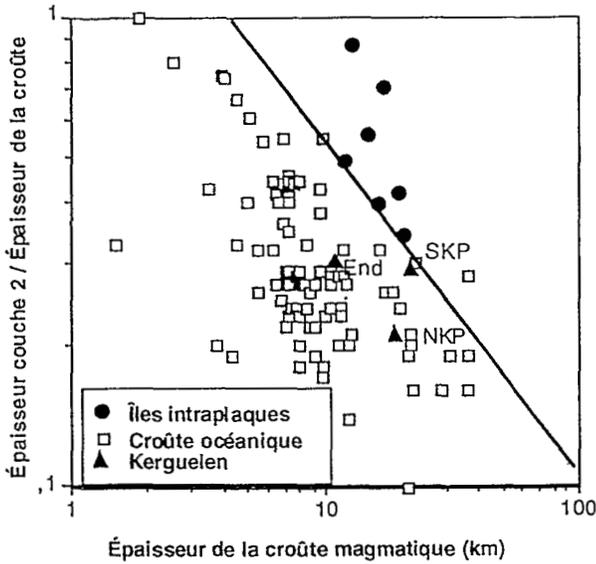


Figure 8.3. Rapport entre l'épaisseur de la couche 2 et l'épaisseur totale de la croûte magmatique à partir d'une synthèse des données sismiques enregistrées sur la croûte océanique (Mutter & Mutter, 1993). L'épaississement relatif des couches 2 et 3 dans le bassin de Kerguelen-Heard (NKP) est typique d'une mise en place à l'axe d'une dorsale.

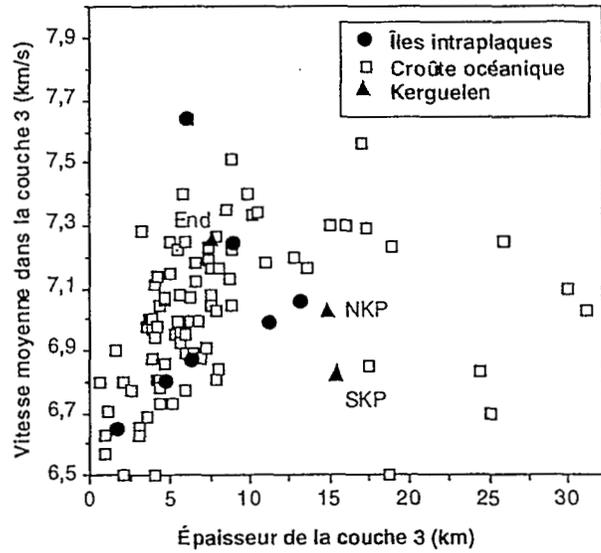


Figure 8.4. Vitesse moyenne dans la couche 3 représentée en fonction de l'épaisseur de la croûte magmatique à partir d'une synthèse des données sismiques enregistrées sur la croûte océanique (Mutter & Mutter, 1993). Les vitesses enregistrées dans la croûte inférieure du plateau de Kerguelen-Heard sont caractéristiques d'une croûte océanique épaissie pour laquelle l'épaississement de la couche 3 est corrélé avec l'augmentation de la vitesse moyenne dans cette couche.

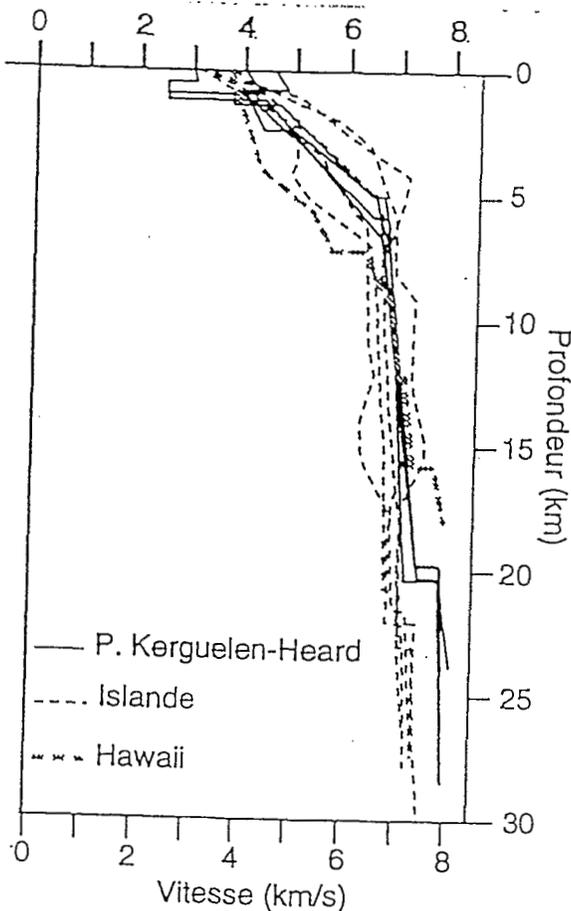


Figure 8.5. Comparaison entre la loi de vitesse en fonction de la profondeur de l'Islande et du plateau de Kerguelen-Heard

Le modèle de vitesse pour l'Islande est de Bjarnason et al. (1993). La structure profonde de Hawaï (Watts & ten Brink, 1989) est également présentée en comparaison pour illustrer les différences entre une structure représentant un plateau océanique et une île océanique.

Très peu de choses peuvent être dites sur la structure du Moho et du manteau supérieur dans le plateau de Kerguelen-Heard à partir des données de la campagne KeOBS dans la mesure où 1- le rapport signal sur bruit n'était généralement pas bon sur les profils enregistrés dans le nord. 2- la position du premier multiple de l'onde réfractée dans la croûte inférieure, interfère souvent avec l'onde PmP lorsque celle-ci est observée excluant une modélisation plus détaillée que celle des temps d'arrivée. 3- l'amplitude des ondes PmP et Pn, lorsqu'elles étaient observées, sont très faibles sauf pour l'amplitude de la PmP enregistrée par l'OBS située le plus au nord sur le profil orienté NNW-SSE.

Qualitativement, l'amplitude faible de la PmP pourrait s'expliquer par: 1- une discontinuité de vitesse très faible au niveau du Moho entre des vitesses élevées à la base de la croûte associées à des roches mafiques enrichies en minéraux ferromagnésiens et des vitesses faibles au toit du manteau supérieur associées soit à un manteau appauvri comparable à celui mis en évidence sous l'archipel de Kerguelen soit à un manteau plus chaud comparable à celui de l'Islande. 2- un Moho 'diffus' caractérisé par des hétérogénéités latérales de faible longueur d'onde. Les amplitudes élevées de la PmP sur l'OBS situé le plus au nord reste une caractéristique marginale sur ces enregistrements pour laquelle il est difficile de proposer une interprétation. L'absence de Pn, sauf peut être dans le premier multiple de l'OBS 1 du profil 1, pourrait s'expliquer par un gradient de vitesse très faible dans le manteau supérieur compatible avec un manteau appauvri ou chaud.

En conclusion, la structure profonde du plateau de Kerguelen-Heard présente les caractéristiques d'un plateau océanique (e.g. épaissement de la croûte dominé par celui de la couche 3 et vitesses élevées dans la couche 3) mis en place dans une configuration comparable à celle de l'Islande actuelle même si la pauvreté des enregistrements issus du Moho et du manteau supérieur ne permet pas de proposer une interprétation détaillée de cette partie de la structure.

Chapitre 9: Le bassin de Raggatt: un fragment de marge continentale volcanique?

9.1. Résumé des principaux résultats du chapitre 7.

L'épaisseur de la croûte du bassin de Raggatt atteint 22-23 km. Elle peut être subdivisée en trois unités majeures:

- La première unité est constituée par la couverture sédimentaire dont l'épaisseur maximale atteint 2,5 km. Nous avons montré une bonne corrélation entre les modèles obtenus à partir des données de sismique grand-angle et ceux préalablement obtenus à partir de l'interprétation du profil de sismique multitrace RS02-24 du Rig Seismic. Notamment, les données de sismique grand-angle ont confirmé la présence d'une couche à faible vitesse à la base de la couverture sédimentaire correspondant à des sédiments déposés en milieu sub-aérien (Coffin et al., 1990). Néanmoins, l'interprétation des données de sismique grand angle suggère que le toit du socle basaltique correspond au réflecteur initialement interprété comme le toit de la couche sédimentaire déposée à l'Aptien (K1) (Figure 9.1).

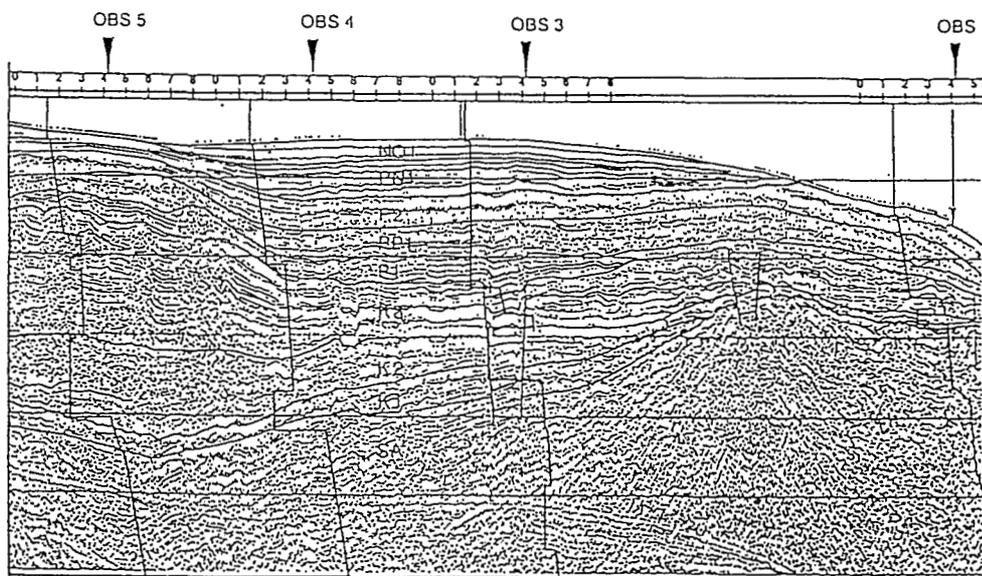


Figure 9.1. Corrélation entre les lois de vitesse et le profil de sismique multitrace dans le bassin de Raggatt

Corrélation entre les lois de vitesse 1D en fonction de la profondeur obtenues à partir de l'interprétation des données enregistrées par les OBS 1, 3, 4, 5 du profil 5 orienté E-W (Bassin de Raggatt) et les réflecteurs interprétés sur le profil de sismique multitrace RS02-24 (Coffin et al., 1990). La flèche verticale indique la position du site de forage ODP 750- Leg 120.

- La deuxième unité est constituée par le socle dont l'épaisseur varie entre 4,75 km à l'est du bassin et 6,45 km vers le centre du bassin. Les vitesses dans le socle varient

entre 3,80 km/s et 4,85 km/s au sommet et entre 5,00 km/s et 6,30 km/s à la base. Les valeurs de ces vitesses, semblables à celles observées dans la couche 2 océanique, sont en accord avec une origine basaltique du socle identifiée à partir des forages ODP du Leg 120 (Schlich & Wise, 1992) et des campagnes de sismique multitrace RS02 et MD47 sur le bassin de Raggatt (Coffin et al., 1990; Schaming & Rotstein, 1990). La structure interne du socle est relativement variable latéralement. Des réflecteurs internes et des couches à faible vitesse sont localisés dans le socle ou à sa base.

- La troisième unité crustale est constituée par la croûte inférieure dont l'épaisseur varie entre 16 et 17 km. La croûte inférieure est homogène jusqu'à 19 km de profondeur. Elle est caractérisée par des vitesses de 6,60-6,65 km/s au sommet de la couche et un faible gradient vertical de vitesse compris entre 0,020 et 0,035 s⁻¹.

Dans la direction NNW-SSE, la base de la croûte inférieure est réflective sur 5 à 6 km d'épaisseur entre ~19 et 25 km de profondeur. La réflectivité de la croûte inférieure, identifiée par une série de réflexions grand-angle cohérentes et de faible amplitude, a été modélisée par un empilement de couches avec des inversions de vitesse. L'épaisseur des couches est de 600 mètres environ et la vitesse moyenne dans cet empilement est de 6,70 km/s si bien qu'il constitue en moyenne une couche à faible vitesse à la base de la croûte (la vitesse à la base de la croûte inférieure homogène immédiatement au-dessus de la zone réflective (19 km) est de 6,90 km/s). Cet empilement de couches est subdivisé en deux parties: la partie supérieure, dans laquelle le gradient de vitesse moyen est de 0,13 s⁻¹, est caractérisé par de faibles contrastes d'impédance acoustique entre les couches à faible et à haute vitesse (entre 0,030 et 0,056). Les vitesses varient entre 6,20 km/s et 6,60 km/s dans les couches à faible vitesse et entre 6,40 km/s et 7,00 km/s pour les couches à haute vitesse. La partie inférieure, dans laquelle le gradient de vitesse moyen est de 0,063 s⁻¹, est caractérisée par des contrastes d'impédance plus élevés (0,080). Les vitesses varient entre 7,30 km/s et 7,40 km/s dans les couches à haute vitesse et entre 6,70 et 6,80 km/s dans les couches à vitesse faible (Figure 9.2). La réflectivité et l'épaisseur de la croûte inférieure réflective semblent augmenter du nord vers le sud comme l'atteste l'augmentation du nombre de réflexions grand-angle ainsi que leur amplitude dans cette direction.

Les réflexions issues de la base de la croûte ainsi que la zone à faible vitesse ne sont pas observées dans la direction perpendiculaire E-W. Dans cette direction, les vitesses à la base de la croûte sont comprises entre 6,90 et 7,10 km/s à une profondeur moyenne de 24 km (Figure 9.3).

Le Moho est situé à des profondeurs comprises entre 23 et 25 km et a été modélisé par une simple discontinuité de vitesse. La vitesse mesurée au toit du manteau supérieure est de 8,60 km/s dans la direction NNW-SSE et alors qu'elle n'est que de 8,00 km/s dans la direction perpendiculaire. Le profil orienté NNW-SSE n'est pas inversé si bien que la vitesse élevée de 8,60 km/s pourrait être due partiellement à un pendage du Moho. Dans ce cas, la croûte s'amincirait du sud vers le nord. Néanmoins, il est très peu probable que seul un pendage du Moho (qui serait de $5,4^\circ$ pour expliquer une vitesse apparente rapide de 8,60 km/s et une vitesse apparente lente de 8,00 km/s) puisse expliquer l'écart de vitesse de la Pn dans les deux directions perpendiculaires. En effet, les temps d'arrivée pré-critiques de la PmP sont comparables sur les OBSs du profil orienté NNW-SSE et par conséquent n'indiquent pas de pendage significatif du Moho.

Dans la suite, nous comparons les propriétés sismiques de la croûte du bassin de Raggatt avec celles de la croûte océanique en général et avec celle de l'Islande plus particulièrement. Dans la mesure où les vitesses dans la croûte inférieure du bassin de Raggatt semblent trop faibles pour représenter une couche 3 océanique épaissie, nous comparons dans un deuxième temps la structure du bassin de Raggatt avec la structure de la croûte continentale, limitée aux domaines de rift et des marges passives. Nous montrerons que les vitesses observées dans la croûte inférieure du bassin de Raggatt sont comparables à celles observées dans la croûte continentale inférieure étirée du plateau de Rockall située à proximité de la marge continentale volcanique d'Hatton Bank. Dans un troisième temps, nous interprétons la réflectivité de la base de la croûte et l'anisotropie azimutale de vitesse dans le manteau supérieur. L'extension lithosphérique et l'activité volcanique, qui caractérisent les marges continentales volcaniques, sont deux facteurs favorisant la réflectivité de la croûte continentale inférieure. Nous montrerons que les caractéristiques de la réflectivité (propriétés sismiques, évolution dans la direction d'extension, anisotropie azimutale) sont compatibles avec une origine continentale du bassin de Raggatt.

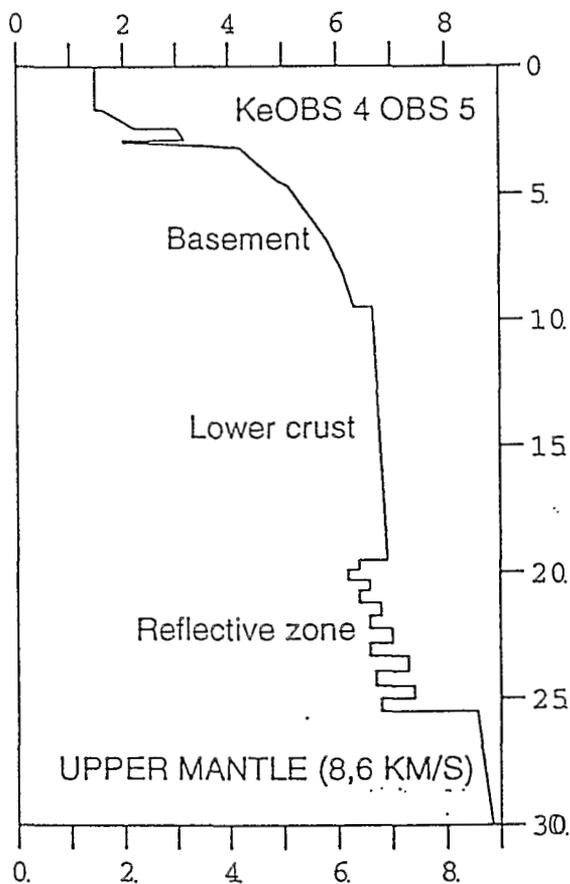


Figure 9.2. Loi de vitesse 1D en fonction de la profondeur obtenue pour l'OBS 5 du profil 4 (orienté NNW-SSE dans le bassin de Raggatt). Noter la stratification à la base de la croûte avec des inversions de vitesse et la vitesse élevée dans le manteau supérieur (8,60 km/s).

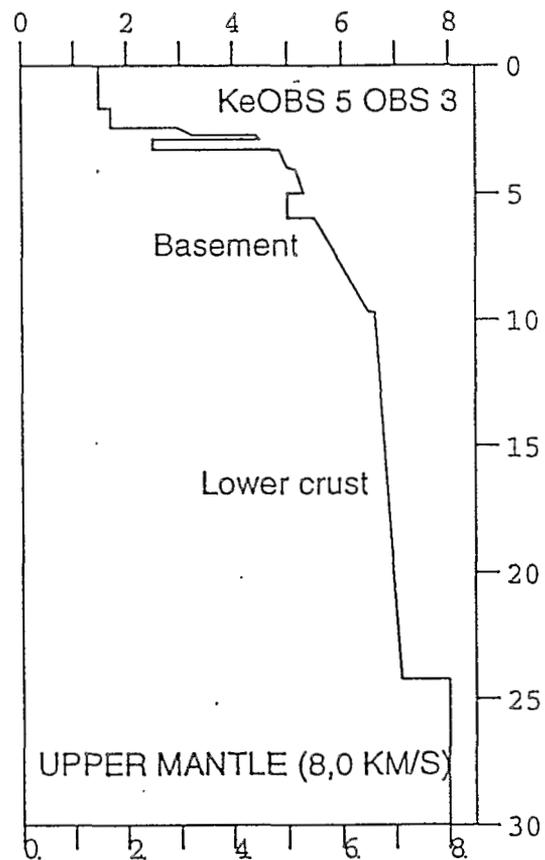


Figure 9.3. Loi de vitesse 1D en fonction de la profondeur obtenue pour l'OBS 3 du profil 5 (orienté E-W dans le bassin de Raggatt). Noter, en comparaison de la Figure 9.2 l'absence de stratification à la base de la croûte et une vitesse dans le manteau supérieur plus faible.

9.2. Analyse des épaisseurs et des vitesses crustales.

Indépendamment des valeurs des vitesses sismiques, les subdivisions crustales mises en évidence dans la structure du bassin de Raggatt évoquent une croûte océanique constituée par un socle basaltique avec un gradient vertical de vitesse élevé représentant la couche 2 et par une couche inférieure plus épaisse avec un gradient faible de vitesse en fonction de la profondeur représentant la couche 3.

9.2.1. Épaisseur des couches de la croûte.

L'épaisseur de la croûte présumée 'magmatique' (c'est-à-dire excluant les sédiments) atteint 20-21 km d'épaisseur. Cette valeur correspondrait à une croûte océanique formée directement sous un panache mantellique selon la classification de (White et al., 1992). Une augmentation de température potentielle dans le manteau de 200°C

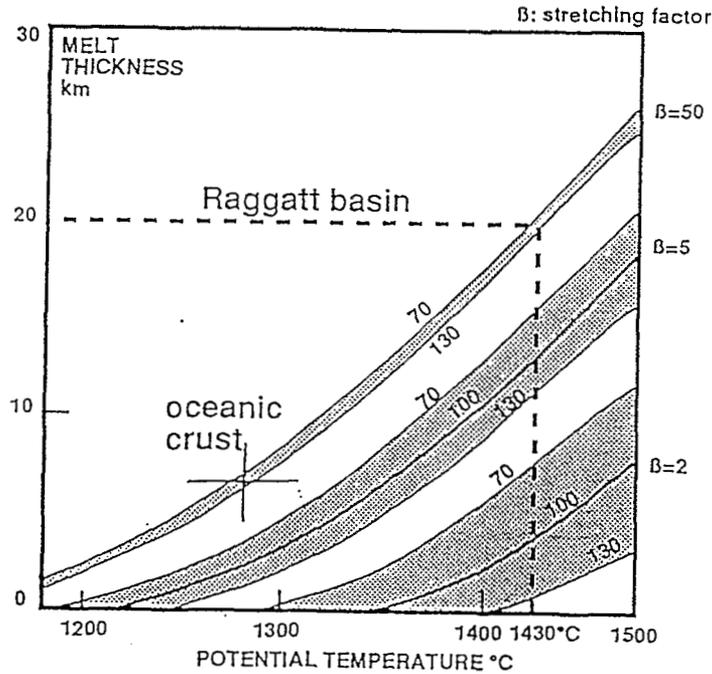


Figure 9.4. Volume magmatique émis sous une dorsale par décompression adiabatique du manteau asthénosphérique en fonction de la température potentielle dans le manteau. Une augmentation de la température de 200 °C dans le manteau est nécessaire pour créer une épaisseur de croûte magmatique de 20 km correspondant au bassin de Raggatt, (White & McKenzie, 1989).

correspond à une telle épaisseur crustale (Figure 9.4) (White & McKenzie, 1989).

L'épaisseur du socle qui correspondrait à la couche 2 océanique varie entre 4,75 km à l'est du bassin près du flanc est du plateau et 6,45 km au centre du bassin. L'épaisseur de la croûte inférieure, incluant la base réfléchive dans la direction NNW-SSE et qui correspondrait à la couche 3 océanique, serait comprise entre 15 km et 17 km en supposant une profondeur du Moho de 25 km. Par conséquent, le rapport entre l'épaisseur de la couche 2 et la couche 3 du bassin de Raggatt varie entre 0,28 et 0,43 représentant une valeur moyenne de 0,35. Cette valeur est supérieure à la valeur de 0,25 obtenue pour l'Islande dont l'épaisseur totale (20-24 km) de la croûte magmatique est comparable à celle du bassin de Raggatt (Bjarnason et al., 1993) mais reste inférieure à celle obtenue pour la croûte océanique normale (0,6). La valeur moyenne du rapport entre l'épaisseur de la couche 2 et l'épaisseur totale de la croûte magmatique dans le bassin de Raggatt est de 0,26 (Figure 9.5).

Mutter & Mutter (1993) ont montré que lorsque l'épaississement de la croûte océanique a lieu lors de l'accrétion à l'axe de la dorsale (par opposition, à la formation intraplaque d'une structure océanique (de type île océanique) où l'épaississement d'une croûte océanique préexistante est réalisé par apport de matériel magmatique nouveau), celui-ci est dominé par l'épaississement de la couche 3 (Figure 9.5). La valeur moyenne obtenue sur le bassin de Raggatt montre cette tendance bien qu'on aurait pu s'attendre à un rapport entre l'épaisseur de la couche 2 et l'épaisseur de la couche 3 plus faible au vue de l'épaisseur totale de la croûte.

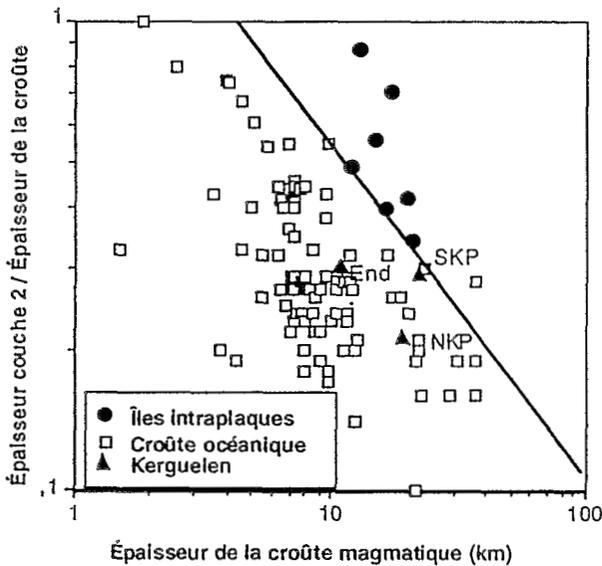


Figure 9.5. Rapport entre l'épaisseur de la couche 2 sur l'épaisseur de la croûte magmatique représenté en fonction de l'épaisseur de la croûte magmatique (couche 2 + couche 3) pour une synthèse sur les croûtes océaniques (Mutter & Mutter, 1993). Le triangle marqué SKP représente la valeur moyenne obtenue pour le bassin de Raggatt. Cette valeur se situerait à la frontière entre les structures océaniques formées à l'axe des dorsales et en situation intraplaque.

La conclusion majeure de cette analyse reste que l'épaisseur de la croûte du bassin de Raggatt est tout à fait compatible avec celle du modèle d'un plateau océanique (comparable à l'Islande) dont la mise en place a lieu à l'axe de la dorsale située sur ou à proximité d'une dorsale. La structure de la croûte, subdivisée en couche 2 et couche 3, nous semble davantage représentative d'une structure formée à l'axe d'une dorsale (de type Islande) que d'une structure de type île océanique (Hawaï) dans la mesure où l'épaississement de la croûte est dominé par celui de la couche 3. Ceci est en accord avec la conclusion de Schaming & Rotstein (1990) qui interprète la chaîne linéaire de sources volcaniques le long de la marge est du bassin de Raggatt comme le résultat d'une accrétion à l'axe d'une dorsale dans une direction NNW-SSE. Le domaine sud se serait formé au Crétacé dans une configuration comparable à celle de l'Islande actuellement.

Bien évidemment, l'épaisseur de la croûte n'est pas un paramètre qui pris isolément permet de caractériser l'origine d'une structure et les mécanismes associés contrôlant sa mise en place. L'épaisseur de la croûte du bassin de Raggatt est également compatible avec celle d'une croûte

continentale étirée dans les zones de rift et de marges continentales passives. Par conséquent, d'autres paramètres doivent être pris en considération pour mieux contraindre l'origine du bassin de Raggatt.

9.2.2. Analyse des vitesses dans la croûte supérieure.

Les vitesses mesurées au sommet du socle varient entre 3,80 km/s à l'endroit où le sommet du socle est le plus haut (près du flanc est du plateau, site 750 ODP Leg 120) et 4,85 km/s. Les vitesses à la base varient entre 5,90 et 6,50 km/s à des profondeurs variant entre 7,5 et 9,7 km.

Les vitesses au sommet du socle sont caractéristiques d'une couche 2B océanique ancienne (âge ~110 Ma) (Houtz & Ewing, 1976). D'autre part, les vitesses à la base du socle restent compatibles avec la borne supérieure (6,50 km/s) utilisée par Mutter & Mutter (1993) pour fixer la limite entre la couche 2 et la couche 3. La modélisation par sismogrammes synthétiques du socle a permis de montrer plusieurs subdivisions à l'intérieur de la croûte supérieure, séparées par des zones de transition de faible épaisseur (~100 m) où la vitesse augmente rapidement en fonction de la profondeur. Ce type de discontinuités dans la croûte supérieure sont fréquentes dans la croûte océanique ancienne. Ces discontinuités pourraient correspondre à (Minshull et al., 1991) :

- Une transition entre les matériaux extrusifs (basaltes en coussin et metabasaltes) et intrusifs (complexe de dykes).
- Une limite indiquant la profondeur au-delà de laquelle la circulation hydrothermale n'a plus lieu.
- Une transition entre des roches poreuses où la vitesse augmente rapidement avec la profondeur et des roches non poreuses pour lesquelles la pression a peu d'influence sur les vitesses.

La deuxième particularité structurale identifiée dans le socle est l'existence de couches à faible vitesse localisées au centre du bassin (profil 5, OBS 3), à l'ouest du bassin (profil 5, OBS 4 et 5) et au sud du bassin (profil 4, OBS 2). Ces zones à faible vitesse, situées à différents niveaux dans la croûte supérieure ou à sa base sont des structures probablement locales dans la mesure où elles ne sont pas identifiées sur chaque OBS. Ces couches à faibles vitesses ont des vitesses comprises entre 5,00 km/s (KeOBS 5 OBS 3) et 6,00 km/s (KeOBS 5 OBS 4). A notre connaissance, des couches à faible vitesse dans la couche 2 d'une croûte océanique d'épaisseur normale n'ont jamais été identifiées, à partir de l'analyse de données sismique grand-angle,

dans la couche 2 Néanmoins, il est nécessaire d'avoir un échantillonnage spatial dense des données pour pouvoir identifier ce type de structure.

Une couche à faible vitesse dont le sommet est identifié par le réflecteur K a été mise en évidence sur la transition continent-océan de la marge volcanique Vøring à la base de la série basaltique de réflecteurs pentés (Mutter et al., 1984). Cette couche à faible vitesse pourrait être due des variations de la composition de deux coulées basaltiques successives (Leg 104 Shipboard scientific party, 1986). Une couche sédimentaire déposée durant l'intervalle entre deux phases d'éruption formerait également une couche à faible vitesse entre les deux coulées basaltiques (Spence et al., 1989). Une couche à faible vitesse de ~ 1 km d'épaisseur a également été mise en évidence sur l'Islande à 1,6 km de profondeur (Thomson et al., 1982). Deux interprétations sont évoquées au sujet de cette inversion de vitesse: la première implique la présence d'eau dans des roches poreuses situées sous une couche imperméable. La deuxième implique des effets thermiques. Cependant, Thomson et al. (1982) restent prudents sur l'existence réelle de cette couche à faible vitesse et n'excluent pas la présence d'hétérogénéités latérales qui seraient responsables du délai des temps d'arrivée généralement interprété comme associé à la présence d'une couche à faible vitesse sur les données de sismique grand-angle.

A partir de l'étude de la structure des complexes ophiolitiques, une zone à faible vitesse peut être présente à la base de la couche 2 en relation avec des metabasaltes à faciès de schistes verts situés sous des metabasaltes à faciès prehnite-pumpellyite (Salisbury & Christensen, 1978). Cette zone à faible vitesse n'est pas systématique en raison de la variabilité latérale de la couche 2 due aux variations de porosité, du degré d'altération et de métamorphisme et à la présence de sédiments intercalés dans la croûte supérieure. L'aspect éphémère de cette couche à faible vitesse est en accord avec le fait que les couches à faible vitesse dans la croûte supérieure du bassin de Raggatt sont observées à des niveaux variables (dans la croûte supérieure ou à sa base) et de façon non systématique.

La transition entre le socle et la croûte inférieure correspond à une discontinuité de vitesse généralement franche entre des vitesses de 6,00-6,50 km/s et 6,60-6,65 km/s et par une discontinuité de gradient vertical de vitesse entre une valeur élevée caractéristique de la couche 2 océanique ($>0,2 \text{ s}^{-1}$) et une valeur faible caractéristique de la couche 3 océanique ($0,02-0,04 \text{ s}^{-1}$). La transition couche 2-couche 3 est généralement mieux décrite par une discontinuité de gradient plutôt que par une discontinuité de vitesse comme dans le bassin de Raggatt. Néanmoins, la croûte océanique ancienne est généralement caractérisée par des interfaces plus marquées entre ses différentes unités que la croûte océanique jeune (Kempner &

Gettrust, 1982). Les vitesses à la base de la croûte supérieure (~6,30-6,50 km/s) sous la plupart des OBS des profils de Raggatt et au sommet de la couche 3 (6,60-6,65 km/s) sont en accord entre la limite métamorphique entre les faciès à schistes verts et le faciès à amphibolite généralement interprétée comme la limite entre la couche 2 et la couche 3 sismique (Salisbury & Christensen, 1978; Christensen & Smewing, 1981). L'absence d'ondes S sur les profils de Raggatt exclut néanmoins une analyse pétrologique plus détaillée.

Les vitesses sismiques de la croûte supérieure du plateau de Kerguelen sont comparables à celles d'une couche 2 appartenant à une croûte océanique ancienne. Il est intéressant également de comparer la structure du socle du bassin de Raggatt avec la structure de la partie extrusive des empilements volcaniques sur les marges volcaniques. Cette comparaison est intéressante car l'on peut penser que les mécanismes d'accrétion et les conditions de température lors de la mise en place des marges volcaniques sont semblables à celles des plateaux océaniques, la seule différence étant que le magma lors de sa remontée rencontre de la croûte continentale plus ou moins étirée dans le cas des marges volcaniques alors qu'il est directement émis au droit des dorsales ou qu'il rencontre une croûte océanique dans le cas des plateaux océaniques. D'autre part, cette comparaison est motivée par le fait que des réflecteurs pentés ont été observés dans le socle du bassin de Raggatt et qu'un rapprochement a souvent été fait entre les réflecteurs pentés du bassin de Raggatt et les réflecteurs pentés observés dans les marges volcaniques (Coffin et al., 1990; Schaming & Rotstein, 1990; Schlich et al., 1993). Une synthèse des études menées sur les marges volcaniques montre la spécificité propre de la structure des séquences de réflecteurs pentés pour chaque marge. Sur la marge Hatton Bank, la séquence de réflecteurs pentés atteint une épaisseur maximale de 7 km et la base de cette séquence ne correspond pas à une interface marquée. Les vitesses atteintes à la base de ces séquences sont de l'ordre de 6,5 km/s à l'emplacement des profils analysés mais les séquences de réflecteurs pentés pourraient s'étendre à des profondeurs plus importantes avec des vitesses supérieures à 7,0 km/s (Spence et al., 1989). Ces caractéristiques diffèrent du socle du bassin de Raggatt d'épaisseur plus faible et dont la base est bien identifiée par une discontinuité de vitesse entre des valeurs variant entre 6,00-6,50 km/s et 6,60-6,65 km/s. Sur la marge est du Groenland, les vitesses atteintes à la base des réflecteurs sont également au moins de 6,70-6,80 km/s, 7 à 10 km sous le toit du socle (Larsen & Jakobsdottir, 1988). Par contre, sur la marge de Vøring, la limite entre la série des réflecteurs pentés et la partie intrusive correspondrait à une vitesse sismique de l'ordre de 5,50-6,00 km/s (Mutter et al., 1984).

9.2.3 Analyse des vitesses dans la croûte inférieure.

a. Considérations préliminaires.

Les vitesses sismiques des ondes P et S dans la croûte inférieure dépendent de la composition minéralogique des roches, de la pression, de la température, de l'anisotropie et de la pression des fluides dans les fissures. Étant donné l'âge de la croûte dans le bassin de Raggatt (~110 Ma) et l'absence d'activité volcanique récente, les effets de la température et de la pression sont approximativement compensés (pour un géotherme moyen de 20°C/km) et que l'influence de la fracturation de la croûte sur les vitesses sismiques est négligeable dans la mesure où la tectonique est faible dans le bassin de Raggatt. On fera donc l'hypothèse dans la suite que la vitesse sismique est principalement fonction de la composition minéralogique des roches et que par conséquent, les vitesses déduites de la sismique grand-angle sont directement comparables aux vitesses mesurées en laboratoire.

b. Comparaison avec la croûte inférieure océanique.

La croûte inférieure est remarquablement homogène entre ~9 et 19 km de profondeur où la vitesse augmente entre 6,60-6,65 km/s et 6,90 km/s. A priori jusqu'à une profondeur de 19 km, aucune subdivision crustale de type couche 3A-3B associée à la transition entre une composition de gabbros à hornblende et de gabbros à cumulats mafiques dans la croûte inférieure n'est indiquée par les données (Kempner & Gettrust, 1982).

Les vitesses calculées dans la croûte inférieure du bassin de Raggatt (6,60-7,10 km/s entre 9 et 24 km de profondeur) sont du même ordre de grandeur que les vitesses traditionnellement mesurées à des profondeurs nettement plus faibles dans la couche 3 de composition gabbroïque d'une croûte océanique d'épaisseur normale.

Par contre, à une profondeur de référence choisie à 20 km, correspondant à une pression de 6 kbar et en supposant un géotherme moyen océanique (20°C/km) impliquant une température de ~400°C à cette profondeur, la vitesse d'un gabbro serait de l'ordre de 7,40 km/s (Figure 9.6).

Cette valeur est significativement supérieure à celle observée dans le bassin de Raggatt (6,90 km/s). Lors de la présentation de la structure des grandes provinces volcaniques dans l'introduction générale, les deux principales caractéristiques de la structure des grandes provinces volcaniques (identifiées surtout sur les marges volcaniques) sont les volumes considérables de matériel volcanique les constituant et

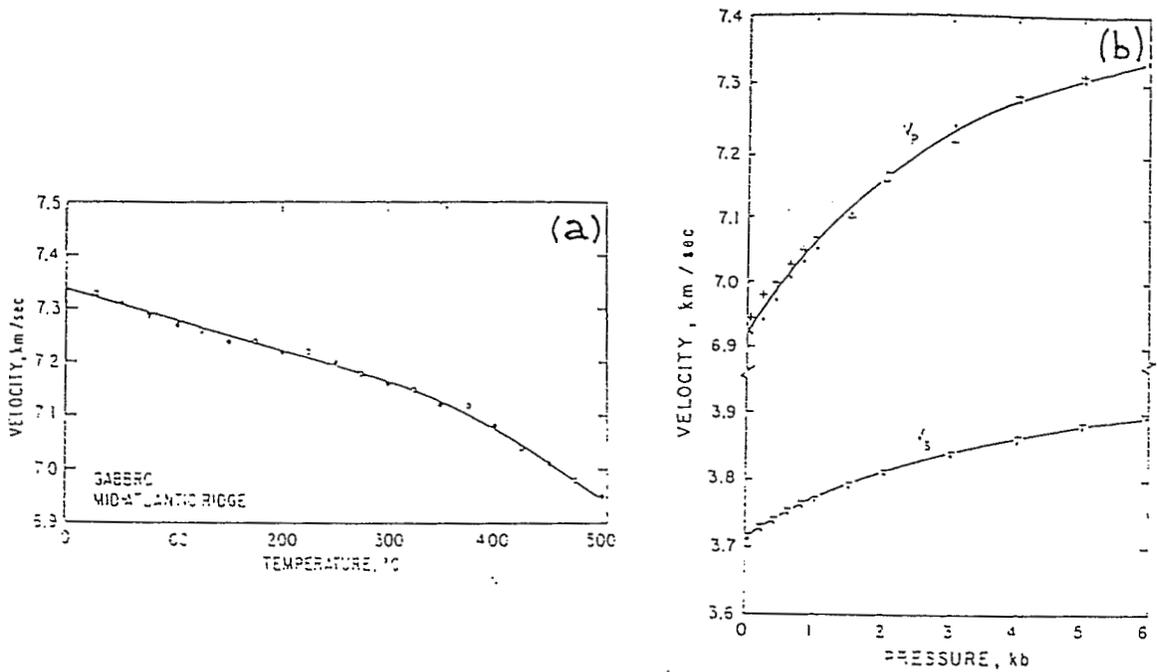


Figure 9.6.(a-b). Vitesse des ondes P dans les gabbros

(a) Vitesse P d'un gabbro en fonction de la température à une pression de 2 kbar (Christensen, 1979). (b) Vitesse P et S d'un gabbro (ophiolite d'Oman) en fonction de la pression (Christensen & Smewing, 1981). Ces deux courbes permettent de déduire une vitesse de gabbro de ~7,4 km/s à 400°C et 6 kbar correspondant à une profondeur de 20 km dans le bassin de Raggatt.

les vitesses élevées à la base de la croûte (>7,2 km/s) correspondant à des roches enrichies en minéraux ferro-magnésiens. Clairement, ces vitesses élevées ne sont pas présentes dans la croûte inférieure du bassin de Raggatt qui se singularise également par la présence d'une couche à faible vitesse à la base de la croûte (Cf. paragraphe 9.3 pour l'interprétation de l'origine de cette couche réfléchive à faible vitesse). La structure profonde du plateau de Broken Ridge, conjugué du domaine nord du plateau de Kerguelen par rapport à la dorsale sud-est Indienne a une loi de vitesse comparable avec celle du bassin de Raggatt. L'épaisseur de la croûte est de l'ordre de 18-20 km et les vitesses dans la croûte inférieure sont comprises entre 6,5 km/s au sommet et 7,0 km/s à la base de la croûte (MacKenzie, 1984)(Figure 9.7). MacKenzie (1984) considère que les effets approximativement compensés de la température et de la pression avec la profondeur permettent d'expliquer la valeur faible des vitesses à la base de la croûte par rapport aux mesures de vitesse obtenues en laboratoire sur des échantillons de gabbros. Néanmoins, MacKenzie (1984) ne prend pas en compte que la composition minéralogique des roches mises en place dans une croûte océanique de 20 km d'épaisseur est probablement différente de celle des roches mises en place dans une croûte océanique d'épaisseur standard. La formation d'une croûte océanique de 20 km d'épaisseur par fusion partielle du manteau asthénosphérique nécessite une augmentation de la température potentielle de 200 °C dans le manteau (Figure 9.4) (White & McKenzie, 1989).

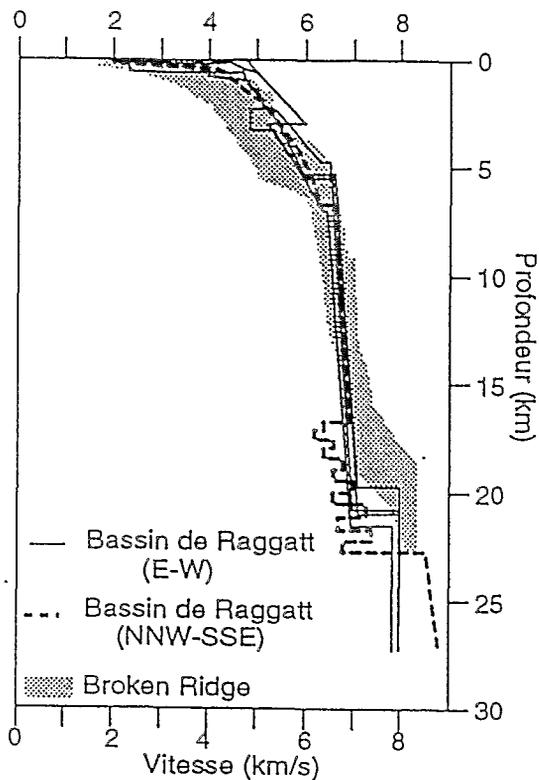


Figure 9.7. Comparaison entre la structure profonde du bassin de Raggatt et celle de Broken Ridge déterminée par (Mackenzie, 1984).

Les valeurs dans la croûte inférieure de l'Islande (7,10 km/s à 15 km de profondeur) restent supérieures à celles observées dans le bassin de Raggatt (6,80 km/s à 15 km de profondeur) et ce malgré un géotherme probablement plus élevé sous l'Islande que dans le bassin de Raggatt comme le suggèrent les vitesses de 7,70 km/s dans le manteau supérieur sous l'Islande (Figure 9.10).

Ces considérations montrent que les vitesses dans la croûte du bassin de Raggatt ne sont pas, de façon indiscutable, caractéristiques d'une croûte océanique épaissie pour laquelle l'épaississement crustal est associé à des vitesses élevées à la base de la croûte. Les facteurs qui pourraient expliquer des vitesses anormalement faibles seraient un géotherme anormalement élevé ou l'âge de la croûte. A priori, il n'y a pas de raison de suspecter une anomalie thermique dans le bassin de Raggatt dans la mesure où il n'y a pas d'activité volcanique récente reconnue et que les reconstitutions cinématiques situent le point chaud de Kerguelen au nord-ouest du domaine nord du plateau (Müller et al., 1993). Concernant l'âge de la croûte, Kempner & Gettrust (1982) suggèrent à partir de la corrélation entre la structure des ophiolites et des données de sismique grand-angle dans la croûte océanique que

Cette augmentation de température provoque un enrichissement en minéraux ferro-magnésiens des magmas à laquelle est associé une augmentation des vitesses sismiques à une profondeur donnée (Figure 9.8) (White & McKenzie, 1989). Ce modèle théorique d'accrétion magmatique est compatible avec l'observation, déduite d'une synthèse des données sismiques enregistrées sur la croûte océanique, que l'épaississement de la croûte océanique est généralement corrélé avec une augmentation de la vitesse moyenne dans la couche 3 océanique (Mutter & Mutter, 1993) (Figure 9.9).

L'Islande présente une structure crustale relativement comparable à celle du bassin de Raggatt (exception faite de la croûte inférieure réfléchissante) bien qu'elle soit plus hétérogène latéralement. Néanmoins, les

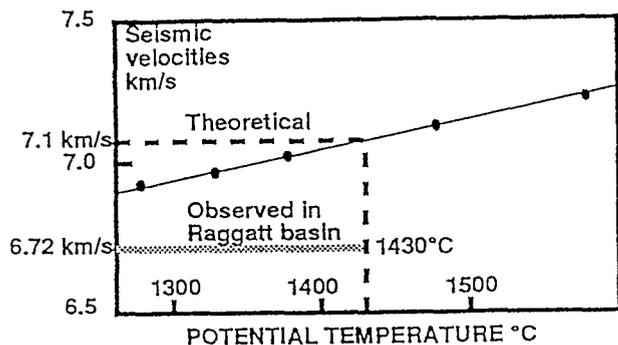


Figure 9.8. Vitesse sismique à 10 km de profondeur dans la croûte magmatique en fonction de la température potentielle dans le manteau (White & McKenzie, 1989). La croix indique la valeur de la vitesse à 10 km de profondeur dans la croûte magmatique du bassin de Raggatt à partir des données de sismique grand-angle pour une anomalie de température de 200°C dans le manteau correspondant à l'épaisseur de la croûte dans le bassin de Raggatt (Cf. Figure 9.3). La vitesse mesurée est significativement plus faible que la vitesse théorique.

les vitesses dans la croûte inférieure océanique pourraient diminuer avec l'âge de la croûte par serpentinisation de l'olivine. Si ce mécanisme est plausible pour des croûtes océaniques d'épaisseur normale, la circulation d'eau dans la croûte inférieure du bassin de Raggatt reste très hypothétique en raison des profondeurs atteintes.

c. Comparaison entre la croûte continentale inférieure.

L'origine du plateau de Kerguelen a longtemps suscité une polémique concernant son origine pouvant être soit océanique soit continentale (Cf. chapitre 2). Dès lors, il est naturel de se demander si la structure profonde du bassin de Raggatt est compatible avec la structure d'un type de croûte continentale, étant entendu que la structure de la croûte continentale est caractérisée par sa diversité. La diversité de la

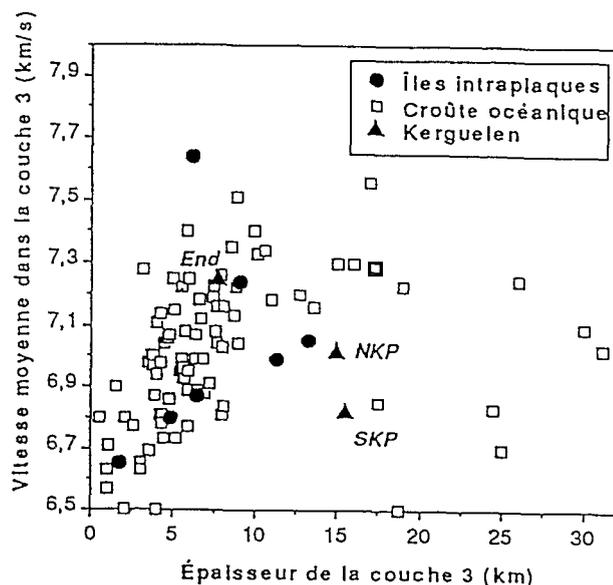


Figure 9.9. Vitesse moyenne dans la couche 3 en fonction de l'épaisseur crustale totale à partir d'une synthèse des mesures sismiques dans la croûte océanique (Mutter & Mutter, 1993). Le triangle annoté SKP indique la valeur moyenne obtenue pour le bassin de Raggatt. Noter que cette valeur est en dehors du nuage de points.

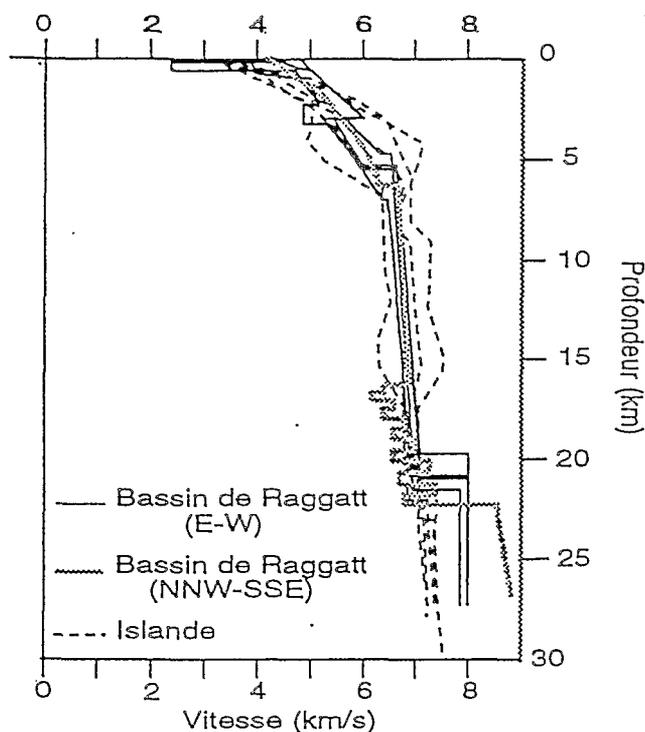


Figure 9.10. Comparaison entre la structure profonde du bassin de Raggatt et de l'Islande déterminée par Bjarnason et al. (1993).

structure de la croûte continentale est liée aux divers environnements tectoniques dans lesquels elle est située. Le plateau de Kerguelen s'est formé à proximité des continents (Indiens, Australien et Antarctique) et sa mise en place est clairement associée à des phases de volcanisme comme l'atteste la nature basaltique du socle. Par conséquent, il est plus particulièrement instructif de comparer la structure du bassin de Raggatt avec la structure des zones de rift (affectées par de l'extension et éventuellement par du magmatisme) et des marges continentales volcaniques (affectées par de l'extension et un magmatisme intense). Avant de présenter la comparaison entre la structure du bassin de Raggatt, nous présentons une brève synthèse sur les vitesses sismiques correspondant aux constituants présumés de la croûte continentale inférieure.

Considérations pétrologiques

La diversité des composants crustaux de la croûte continentale complique singulièrement la corrélation entre les vitesses sismiques (et ce plus particulièrement lorsque seules les vitesses P sont mesurées) et la composition (Holbrook et al., 1992). Ainsi, une vitesse sismique peut être associée à différentes roches. L'exemple le plus typique est illustré par les roches mafiques (gabbro et granulites mafiques) et les roches métamorphiques qui montrent un recouvrement de leur gamme de vitesses en

fonction respectivement de la teneur en constituants mafiques et du degré de métamorphisme. Holbrook et al. (1992) ont effectué une synthèse des vitesses sismiques observées dans la croûte inférieure continentale, d'une part à partir des données de sismique grand-angle et, d'autre part, à partir des mesures en laboratoire sur toute une gamme de constituants possibles de la croûte continentale inférieure et ce pour différents contextes géodynamiques. De façon prévisible, les vitesses enregistrées dans la croûte inférieure du bassin de Raggatt sont compatibles avec les vitesses observées dans des croûtes continentales inférieures de composition différentes (sans pour autant qu'on puisse affirmer l'origine continentale du bassin de Raggatt). Les constituants crustaux potentiels pour des vitesses de l'ordre de 6,85 km/s (vitesse moyenne dans la croûte inférieure du bassin de Raggatt) regroupent les anorthosites, des granulites mafiques, des amphibolites et des granulites à quartz et à grenat intermédiaire (Figure 9.11). Si on limite cette compilation aux régions tectoniques compatibles avec la formation du plateau de Kerguelen (zones de rift, marge passive), la structure profonde du bassin de Raggatt est plus particulièrement compatible avec les caractéristiques des zones de rifts (Figure 9.12). La distribution des vitesses pour les marges continentales passives est fortement bimodales avec un pic à des vitesses élevées de 7,3-7,5 km/s interprétées comme des roches mafiques et ultramafiques. Des études récentes sur les marges continentales volcaniques ont montré que ces vitesses correspondaient à du matériel magmatique sous-plaqué à la base de la croûte continentale et que l'on devrait logiquement retrouver également à la base de la croûte des plateaux océaniques (Fowler et al., 1989; White & McKenzie, 1989; Holbrook et al., 1994; Holbrook et al., 1994). Comme nous l'avons indiqué précédemment, ces vitesses ne sont pas présentes à la base de la croûte du bassin de Raggatt.

Christensen & Fountain (1975) ont mesuré en laboratoire les vitesses sismiques dans des granulites qui recouvrent une gamme de vitesse très large avec un pic à 6,75 km/s (Figure 9.14). Les valeurs de gradient de vitesse en plus des vitesses ($V_p = 6,70 \text{ km/s} + 0,02 z$) reportées dans la croûte inférieure du bouclier Canadien sont également comparables à ceux du bassin de Raggatt ($6,65 \text{ km/s} + 0,022 z$) (Hall & Hajnal, 1973).

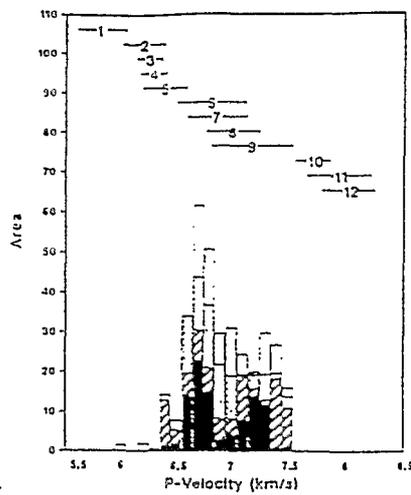


Figure 9.11. Vitesse des ondes P dans la croûte continentale inférieure

Histogramme représentant la surface occupée par une coupe de la croûte continentale inférieure ($\text{km}^2 \cdot 10^3$, obtenue en multipliant l'épaisseur de la croûte inférieure par l'extension horizontale de la zone) dans différents contextes géodynamiques en fonction de la vitesse P moyenne dans la croûte continentale inférieure. Les barres horizontales décrivent la fourchette de vitesses correspondant à différents constituants de la croûte continentale inférieure et du manteau supérieur. 1: quartzite; 2: gneiss à faciès amphibolitique; 3: granulite clair; 4: schiste; 5: granulite intermédiaire; 6: anorthosite; 7: granulite mafique; 8: amphibolite; 9: granulite à grenat intermédiaire; 10: pyroxénite; 11: éclogite; 12: dunité/péridotite. La croûte inférieure du bassin de Raggatt correspond à une vitesse moyenne dans la croûte inférieure de 6,85 km/s et représente une surface en coupe de $\sim 16 \times 200 = 3,2 \text{ km}^2 \times 10^3$ (Holbrook et al., 1992).

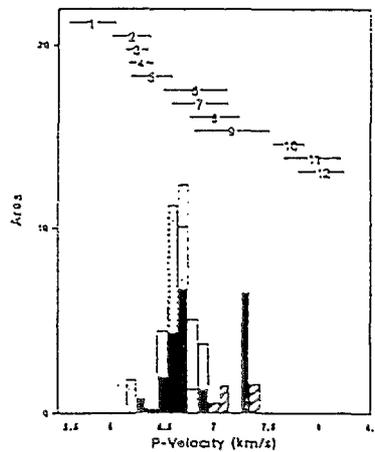


Figure 9.12. Vitesse dans la croûte continentale inférieure dans les zones de rift
Idem que pour la Figure 9.11 mais limité aux zones de rift. (Holbrook et al., 1992).

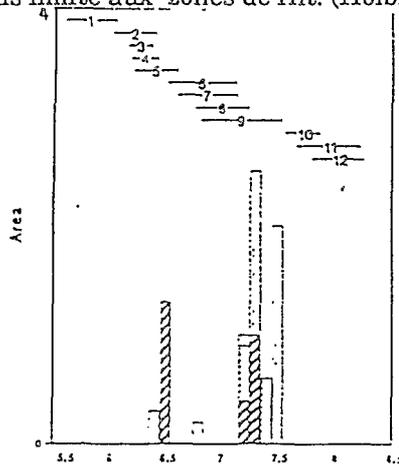


Figure 9.13. Vitesse dans la croûte continentale inférieure dans les marges passives

Idem que la Figure 9.11 mais limité aux marges passives. Noter la présence d'un pic aux vitesses comprises entre 7,3 et 7,5 km/s correspondant à du matériel magmatique sous-plaqué à la base de la croûte continentale.

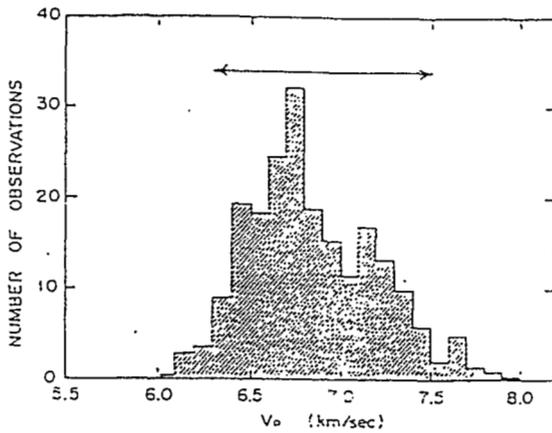


Figure 9.14 Vitesses sismiques dans la croûte continentale inférieure

Histogramme représentant les vitesses P pour la croûte inférieure continentale constituée à des profondeurs supérieures à 10 km. La flèche indique la gamme de vitesses correspondant aux roches à faciès granulitique pour des pressions comprises entre 4 et 10 kbar (Christensen & Fountain, 1975).

Comparaison de la structure du bassin de Raggatt avec la structure des marges volcaniques.

Typiquement, une marge continentale volcanique est constituée du continent vers l'océan d'une portion de croûte continentale étirée par une phase de rifting sans apport magmatique évident, par une zone de transition continent-océan et par le domaine typiquement océanique (Cf. introduction et Figure 9.15) (e.g. Fowler et al., 1989; Holbrook et al., 1994; Holbrook et al., 1994). La structure du bassin de Raggatt ne peut pas correspondre au domaine de marge à proprement parler parce que ni les variations latérales de structure liées à l'amincissement rapide de la croûte ni le matériel magmatique sous-plaqué à la base de la croûte continentale ne sont observés dans la structure du bassin de Raggatt. La structure du bassin de Raggatt (épaisseur et vitesses crustales) est comparable à celle de la croûte continentale faiblement étirée située en bordure de la marge volcanique à proprement parlé

correspondant au plateau Rockall (Figure 4, Annexe 1, Operto & Charvis, 1994). La compatibilité de cette interprétation avec les autres données géologiques et géophysiques sera discutée au chapitre 10 lors de la discussion finale.

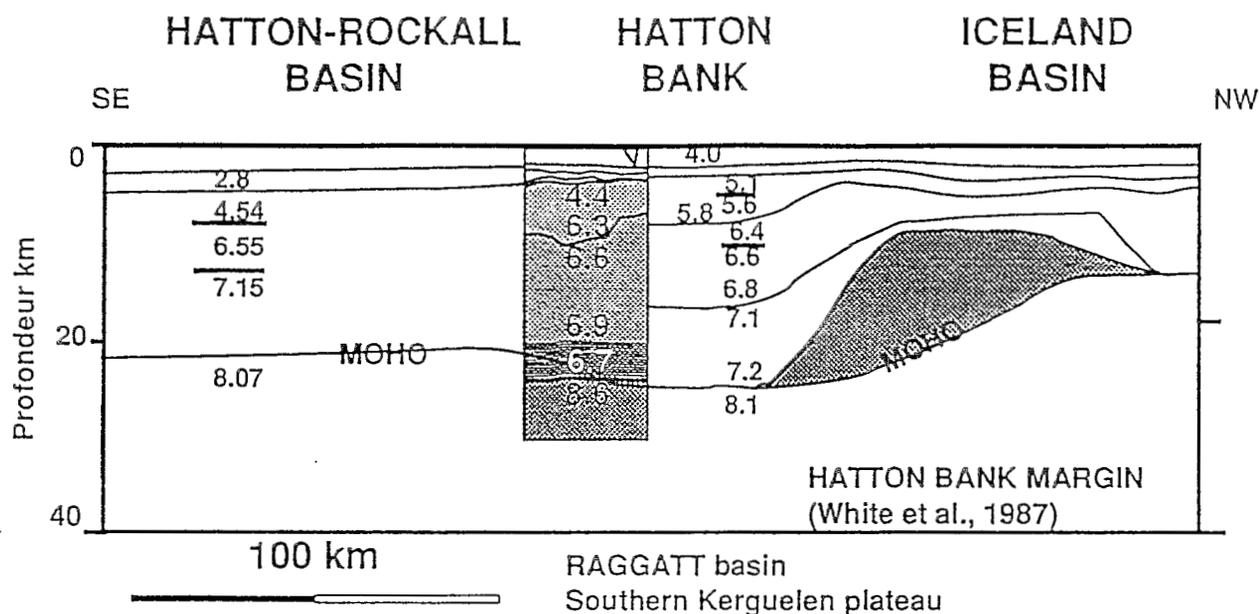


Figure 9.15. Structure de la marge continentale d'Hatton Bank (White & McKenzie, 1989).

La loi de vitesse en fonction de la profondeur est superposée sur la coupe du plateau de Rockall constitué par une croûte continentale faiblement étirée sans apport magmatique (facteur d'amincissement: 1,3, Morgan et al., 1989).

Il ressort de cette analyse que l'interprétation des vitesses P est insuffisante pour identifier la nature et l'origine d'une structure crustale ayant une épaisseur compatible avec une croûte océanique épaissie ou une croûte continentale étirée. La première raison est que la gamme de vitesses observée dans la croûte continentale inférieure recouvre celle observée dans la croûte océanique. La deuxième raison est que la structure de la croûte océanique épaissie (plateaux océaniques) est trop peu documentée pour disposer d'un modèle de référence et pour pouvoir affirmer que leur structure sismique (au sens des vitesses sismiques) diffère significativement de la structure d'une croûte océanique d'épaisseur normale. Jusqu'à maintenant, nous avons limité notre analyse aux vitesses sismiques dans le socle et la croûte inférieure 'homogène' telle qu'elle a été définie en introduction du chapitre. Dans le paragraphe suivant, nous discuterons l'origine de la croûte inférieure réfléchive et des vitesses dans le manteau supérieur pour essayer d'apporter une contrainte supplémentaire sur l'origine du bassin de Raggatt.

9.3. Analyse de la réflectivité à la base de la croûte et de la structure du manteau supérieur.

9.3.1: Rappels du chapitre 6 spécifiques à la structure de la croûte inférieure réfective:

La croûte inférieure réfective présente deux particularités originales: la première est de constituer en moyenne une zone à faible vitesse à la base de la croûte et la deuxième est d'être réfective à l'échelle des données de sismique grand-angle. La propriété de zone à faible vitesse a été montrée sur les données de sismique grand-angle par le délai en temps entre l'hodochrone représentant l'onde se réfractant dans la croûte inférieure non réfective et la branche post-critique de la PmP. La réflectivité de la croûte inférieure est illustrée par des réflexions individualisées, de faible amplitude et réfléchies dans la structure comprise entre la base de la croûte inférieure non réfective et le Moho. A ces caractéristiques, s'ajoutent quatre observations fondamentales, sans doute liées dans le cadre de l'interprétation géologique:

- La croûte inférieure réfective semble divisée en une partie supérieure peu réfective et une partie basale plus réfective avec des vitesses élevées. La séparation entre ces deux niveaux est indiquée par une réflexion d'amplitude plus forte (onde Pr, Figures 6.2.a, 6.2.b et 6.24).
- Les réflexions sont principalement observées dans la direction NNW-SSE et sont absentes dans la direction perpendiculaire (Figures 9.2 et 9.3).
- Dans la direction NNW-SSE, le nombre de réflexions et leur amplitude semblent diminuer du sud vers le nord (Figure 6.2). Cela est compatible avec l'homogénéisation de l'amplitude de la PmP en fonction de la distance pour les enregistrements situés plus au sud suggérant une augmentation des phénomènes de diffusion dans une croûte inférieure réfective plus hétérogène (Figure 6.4).
- Les vitesses dans le manteau supérieur sont beaucoup plus élevées la direction NNW-SSE (8,60 km/s) que dans la direction perpendiculaire (8,0 km/s). La vitesse de 8,60 km/s n'est qu'apparente car le profil NNW-SSE n'est pas inversé. Néanmoins, la PmP enregistrée sur les OBS 4, 5 et 3 n'indiquent pas de pendage significatif du Moho. Si la vitesse dans le manteau selon la direction NNW-SSE est inférieure à 8,60 km/s alors la croûte s'amincirait du sud vers le nord.

Dans la suite, nous présentons une discussion sur l'existence d'une couche à faible vitesse à la base de la croûte océanique et sur ces origines possibles. Dans un

deuxième temps, nous tenterons d'analyser la réflectivité de la base de la croûte du bassin de Raggatt par comparaison avec la réflectivité de la croûte océanique.

Dans un troisième temps, nous étendrons cette analyse aux domaines continentaux où l'observation de la réflectivité de la croûte inférieure est beaucoup plus fréquente. Enfin, nous essayerons de relier la réflectivité de la base de la croûte et les vitesses dans le manteau supérieur (e.g. l'anisotropie dans le manteau supérieur) pour comprendre l'origine de cette réflectivité (tectonique ou magmatique) et ses implications sur l'origine du bassin de Raggatt.

9.3.2. Existence d'une couche à faible vitesse à la base de la croûte océanique.

Des zones à faible vitesse à la base de la croûte océanique sont très rarement décrites dans la littérature. Néanmoins, Mithal & Mutter (1989) notent que les données de sismique grand-angle doivent être suffisamment bien échantillonnées spatialement pour permettre l'identification de telles structures. Une zone à faible vitesse avec une vitesse moyenne de 6,8 km/s a été identifiée à la base d'une croûte océanique d'épaisseur normale et d'âge Crétacé (118 Ma) dans l'Atlantique (Mithal, 1989). Cette zone à faible vitesse d'autre part très locale est interprétée comme du matériel crustal de composition métagabbroïque plutôt que des péridotites serpentinisées. Lewis & Snysman (1979) reportent une zone à faible vitesse à la base de la croûte océanique de la plaque Cocos et interprète cette structure comme le résultat de la serpentinitisation du manteau supérieur. Une couche à faible vitesse a également été identifiée à la base de la croûte sur le flanc sud-est de la dorsale de Reykjanes et est interprétée également comme due à la serpentinitisation des gabbros (Ritzert & Jacoby, 1985). La serpentinitisation est sans doute le mécanisme le plus adapté pour expliquer la présence de couche à faible vitesse à la base de la croûte océanique d'épaisseur normale. Néanmoins, ce mécanisme semble inadapté dans le cas d'une croûte d'épaisseur comparable à celle du bassin de Raggatt dans la mesure où la circulation d'eau est peu probable à plus de 20 km de profondeur.

Des couches à faible vitesse à la base de la croûte océanique n'ont jamais été reportées à notre connaissance. La structure de la croûte de l'Islande montre plusieurs anomalies. Une de ces anomalies est constituée par une zone à haute vitesse dans la croûte inférieure créant une zone à plus faible vitesse à la base de la croûte. Cette zone à haute vitesse est interprétée comme le résultat de l'enrichissement en olivine de cette zone par plutonisme (Bjarnason et al., 1993). Ce cas n'est cependant pas comparable à celui du bassin de Raggatt dans la mesure où l'inversion de vitesse dans le cas de l'Islande est créée par l'injection de matériel avec

des vitesses élevées dans la croûte inférieure ($> 7,3$ km/s à 15 km de profondeur) au-dessus d'une couche avec une vitesse de $\sim 7,00$ km/s alors qu'elle est produite par des vitesses anormalement faibles (6,70 km/s) à la base de la croûte sous une couche avec une vitesse de 6,90 km/s dans le bassin de Raggatt.

En conclusion, la présence d'une couche à faible vitesse à la base de la croûte océanique est une caractéristique originale bien qu'elle puisse être expliquée par la serpentinitisation du manteau dans le cas d'une croûte océanique d'épaisseur normale ou faible située à proximité des zones de fracture. Une couche à faible vitesse semble beaucoup plus atypique d'une croûte océanique épaissie dans la mesure où: 1- le phénomène de serpentinitisation des matériaux mantelliques (avec un degré de serpentinitisation suffisamment élevé pour produire des vitesses suffisamment faibles) est peu probable à des profondeurs élevées. 2- Les roches constituant la base de la croûte océanique épaissie sont supposées avoir des vitesses plus élevées que les roches constituant la base de la croûte océanique d'épaisseur normale en raison de leur enrichissement en minéraux ferro-magnésiens (Cf. chapitre précédent).

9.3.3. Réflectivité de la croûte inférieure et du Moho océanique.

La réflectivité de la croûte inférieure et la structure fine du Moho sont beaucoup moins documentées en domaine océanique qu'en domaine continental. Les données de sismique réfraction n'ont, à notre connaissance, jamais permis en raison du contenu spectral généralement limité de la source sismique et de l'échantillonnage spatial des données, une modélisation de la transition croûte-manteau plus détaillée qu'à l'échelle verticale du kilomètre. Le Moho est classiquement modélisé comme une discontinuité de vitesse séparant la couche 3 océanique du manteau supérieur ou comme une transition sous forme d'un gradient de vitesse entre les vitesses de la base de la couche 3 océanique et les vitesses du manteau supérieur.

La plupart des études sur la structure de la transition croûte-manteau en domaine océanique s'inspirent des modèles pétrologiques et de vitesses des complexes ophiolitiques qui représentent des sections 'à ciel ouvert' de la croûte océanique. La base d'un complexe ophiolitique présente deux séquences stratifiées (Cf. également chapitre 7); la première est constituée de gabbros lités pour lesquels la vitesse augmente avec la profondeur en raison de l'augmentation de la proportion d'olivine; la partie basale est constituée d'une alternance de couches gabbroïques et périclitiques, ces dernières devenant prépondérantes vers la base de la croûte (Salisbury & Christensen, 1978; Christensen & Smewing, 1981; Karson et al., 1984). Les vitesses dans cette partie de la croûte sont comprises entre 6,70 km/s et 8,30 km/s et la vitesse moyenne est de 7,50 km/s. Christensen & Smewing (1981) notent

qu'à l'échelle de la sismique réfraction ces deux séquences de couches ayant une épaisseur totale de ~3 km apparaissent comme une couche unique, relativement homogène en raison de la longueur d'onde du signal et avec une vitesse élevée. Karson et al. (1984) décrivent également une structure type d'ophiolite mais insiste sur l'hétérogénéité latérale et verticale des différentes unités litho-stratigraphiques notamment de la transition croûte-manteau qui induit notamment des pendages marqués du Moho (Figure 9.16).

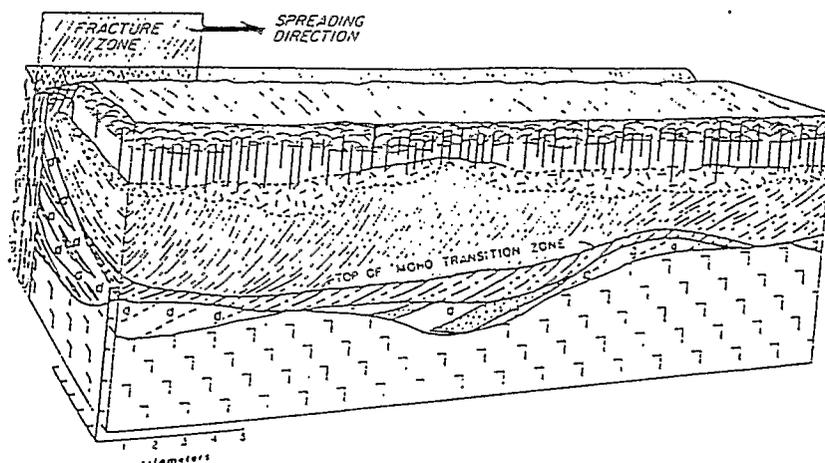


Figure 9.16. Bloc diagramme schématisant la structure de la lithosphère océanique (Casey et al., 1981).

Les caractéristiques de cette zone de transition constituée de roches mafiques et ultramafiques sont: 1- la variabilité latérale de son épaisseur et de ses vitesses. 2- la présence de couches à faible vitesse de moins de 300 mètres d'épaisseur dans un ensemble de composition mafique et ultramafique 3- la présence de couches fines à faible vitesse (wehrlite) litées dans une roche ultramafique (dunite) 4- une couche de dunite avec des vitesses élevées dont l'épaisseur peut varier entre 0,00 et 3,25 km au-dessus d'une couche d'harzburgite de vitesse plus faible. 5- une topographie très marquée du Moho (jusqu'à 12°) sur une distance latérale de 13 km (Karson et al., 1984).

La stratification de la transition croûte-manteau est souvent trop fine pour que les propriétés sismiques de chaque couche puissent être résolues bien que des subdivisions lithologiques à plus grande échelle (quelques centaines de mètres à quelques kilomètres d'épaisseur) pourraient être mises en évidence par des données de sismique grand-angle moderne. Néanmoins, Karson et al. (1984) notent que cette stratification est potentiellement plus facilement identifiable dans la direction parallèle à l'expansion océanique que dans la direction perpendiculaire dans la mesure où c'est dans la direction parallèle à l'expansion que le contraste de vitesse entre les unités déformées et non déformées sera le plus apparent.

Mackenzie (1984) utilise des modèles de croûte inférieure et de transition croûte-manteau inspirés des études stratigraphiques sur les ophiolites pour calculer et comparer des sismogrammes synthétiques à l'aide de la méthode de la réflectivité

avec les données sismiques grand-angle initialement interprétées par Spudich & Orcutt (1980). Ces modèles sont constitués par un empilement de couches fines avec des inversions de vitesse. Cet empilement de couches fines représente dans sa partie supérieure les cumulats de gabbros correspondant à la base de la croûte inférieure et dans sa partie basale des matériaux ultramafiques inter-stratifiés avec des cumulats de péridotites correspondant à la transition croûte-manteau. Les vitesses sismiques dans la partie supérieure de l'empilement sont comprises entre 6,80 et 7,50 km/s et dans la partie inférieure entre 7,10 et 8,00 km/s, comparables aux vitesses décrites par Christensen & Smewing (1981). Les épaisseurs de couche testées sont successivement 100, 30 et 10 mètres, l'épaisseur totale de l'empilement étant de 1,5 km. Tous les modèles testés ont la même loi de vitesse en fonction de la profondeur à l'échelle de quelques longueurs d'onde du signal dont la bande passante est comprise entre 0 et 20 Hz. Pour chacun de ces modèles, les sismogrammes synthétiques en fonction de la distance sont semblables à ceux du modèle de Spudich & Orcutt (1980) pour lequel la transition croûte-manteau était simplement constituée par un gradient vertical de vitesse de 800 mètres d'épaisseur entre les vitesses crustales et mantelliques. Cela implique, comme l'avaient suggéré Christensen & Smewing (1981) et Karson et al. (1984) une résolution de la sismique réfraction insuffisante pour modéliser une structure finement stratifiée dont chaque couche a une épaisseur significativement inférieure à la longueur d'onde du signal.

La réflectivité de la croûte inférieure et du Moho océanique a plus abondamment été mise en évidence à l'aide de données de sismique verticale multitrace. Des données récentes ont montré toute une série de réflecteurs dans la croûte océanique (White et al., 1990; Morris et al., 1993; McBride et al., 1994; White et al., 1994). Le Moho ne correspond pas à un réflecteur individualisé mais à une série de réflecteurs discontinus et de forte amplitude observés sur 1 à 2 km d'épaisseur (Morris et al., 1993). Néanmoins, des profils de sismique grand-angle à 2 bateaux (ESP) parallèles au profil de multitrace montrent une structure relativement homogène à l'échelle de la sismique grand-angle (Morris et al., 1993). Cela rejoint les conclusions de MacKenzie (1984) qui suggère que la réflectivité du Moho océanique n'est apparente que sur les données de sismique verticale. MacKenzie (1984) a calculé des sismogrammes synthétiques à incidence verticale avec une bande passante comprise entre 0 et 30 Hz pour les modèles de Moho décrits précédemment. Seuls les sismogrammes synthétiques des modèles présentant un litage fin du Moho, permettent de reproduire l'amplitude maximale par interférence constructive (malgré une longueur d'onde du signal > épaisseur des couches) et la variabilité latérale de la bande d'énergie entre 6,4 et 6,9 std représentant la réflexion sur le Moho observée dans la croûte océanique du Pacifique ouest (Stoffa et al., 1980) alors

qu'un Moho constitué par une zone de transition homogène produirait une réflexion dont l'amplitude maximale n'excède pas 50 à 60 % de l'amplitude observée sur les données du Pacifique.

Par conséquent, le type de modèle, très finement lité qui caractérise la croûte inférieure océanique n'est pas applicable à la croûte inférieure du bassin de Raggatt dans la mesure où il est certain que ce genre de structure n'aurait pas produit les réflexions individualisées observées sur le profil 4.

Enfin et surtout, les vitesses sismiques dans la croûte inférieure stratifiée et dans la transition croûte-manteau (vitesse moyenne 7,30 km/s) sont beaucoup trop élevées dans la croûte océanique par rapport aux vitesses observées dans la croûte inférieure réfléchive du bassin de Raggatt (vitesse moyenne 6,70 km/s). Cette analyse rejoint l'analyse du paragraphe précédent où les vitesses dans la croûte inférieure homogène du bassin de Raggatt semblaient trop faibles pour représenter des gabbros.

9.3.4 Réflectivité de la croûte inférieure et du Moho continentale.

La réflectivité de la croûte continentale inférieure et du Moho continentaux ont fait l'objet de nombreuses recherches (pour une synthèse voir Mooney & Meissner (1992)). La réflectivité de la croûte continentale inférieure apparaît généralement sur les profils de sismique verticale par une série de réflecteurs sub-horizontaux, discontinus latéralement avec une forte amplitude, typiquement entre 15 et 21 km de profondeur (entre 5 et 7 std) (Mooney & Brocher, 1987). La réflectivité de la croûte continentale a été mise en évidence la première fois sous le graben du Rhin par Mueller et al (1973). Pour modéliser ces réflecteurs observés sur les profils de sismique verticale dans la croûte inférieure, Mueller et al. (1973) proposent un modèle de croûte inférieure constituée par un empilement de couches fines avec des inversions de vitesse. Selon Fuchs (1969), lorsque l'épaisseur des couches était de l'ordre de 0,25 fois la longueur d'onde du signal l'amplitude des réflexions étaient maximales. Par opposition aux croûtes océaniques, la réflectivité de la croûte continentale inférieure a été mise en évidence non seulement à l'aide de profils de sismique réflexion verticale mais également à l'aide de sismique grand-angle, les deux méthodes d'imagerie sismique étant d'ailleurs souvent utilisées simultanément. Sur les données de sismique grand-angle, la réflectivité de la croûte continentale est souvent identifiée par une bande d'énergie en temps avec un long train d'onde plutôt que par des réflexions individualisées indiquant une lamination fine de la croûte inférieure (Wenzel et al., 1987). Wenzel et al. (1987) modélisent cette bande d'énergie en incluant à la base de la croûte un empilement de couches de 120 mètres d'épaisseur ($\sim 1/4$ longueur d'onde) avec des inversions de vitesse. La gamme de

vitesse observées dans la croûte continentale inférieure réfléchive varie entre 5,60 et 6,10 km/s pour l'ensemble des couches à faible vitesse et entre 6,30 et 7,60 km/s pour les couches à haute vitesse ce qui conduit à la vitesse moyenne de 6,70 km/s dans l'empilement de couches (Wenzel et al., 1987).

Cette vitesse moyenne de 6,70 km/s est une vitesse souvent reportée dans la croûte continentale inférieure (Cf. paragraphe 9.2.3.c) (Christensen & Fountain, 1975). La profondeur à laquelle cette vitesse est atteinte est souvent corrélée avec l'augmentation du nombre de réflexions observées (e.g. de la réflectivité) dans la croûte inférieure (Pavlenkova, 1979). Néanmoins, en contexte d'extension, la vitesse moyenne est souvent supérieure à 7,00 km/s en relation avec des phénomènes d'intrusion ou de sous-plaquage magmatique (Mooney & Brocher, 1987).

L'origine géologique de la réflectivité de la croûte continentale inférieure reste controversée. Deux types de structures géologiques peuvent créer la réflectivité de la croûte continentale inférieure (Holbrook et al., 1991): les zones de cisaillement ductiles et les intrusions magmatiques affectant la croûte continentale inférieure. A ces deux types de phénomènes, qui peuvent coexister, il faut ajouter la présence de fluides éventuellement présents (eau, dioxyde de carbone ou produits de fusion partielle). Les deux types de processus géologiques responsables de ces structures sont l'extension dans le premier cas et l'activité volcanique dans le second cas. Par conséquent, les zones de rift et les marges continentales volcaniques devraient constituer des contextes géodynamiques favorables pour l'observation de la réflectivité de la croûte continentale inférieure (Hutchinson et al., 1992). Hutchinson et al. (1992) ont étudié l'évolution de la réflectivité de la transition croûte-manteau dans le système de rifts nord-américain (GLIMPCE). L'extension et le magmatisme favorisent le développement de la réflectivité de la croûte continentale inférieure seulement lorsque le taux d'extension est faible (sous les flancs du rift) alors que la réflectivité est beaucoup plus faible sous l'axe du rift. Klemperer (1987) a montré la corrélation négative entre la profondeur à partir de laquelle la réflectivité est observée et le flux de chaleur qui pourrait expliquer la disparition de la réflectivité sous la marge à proprement parler (où le taux d'extension est le plus élevé). L'amincissement de la croûte continentale inférieure réfléchive en direction de la transition continent-océan est par exemple observé sur la marge continentale (non volcanique) est canadienne de Terre Neuve (Reid, 1994) (Figure 9.17).

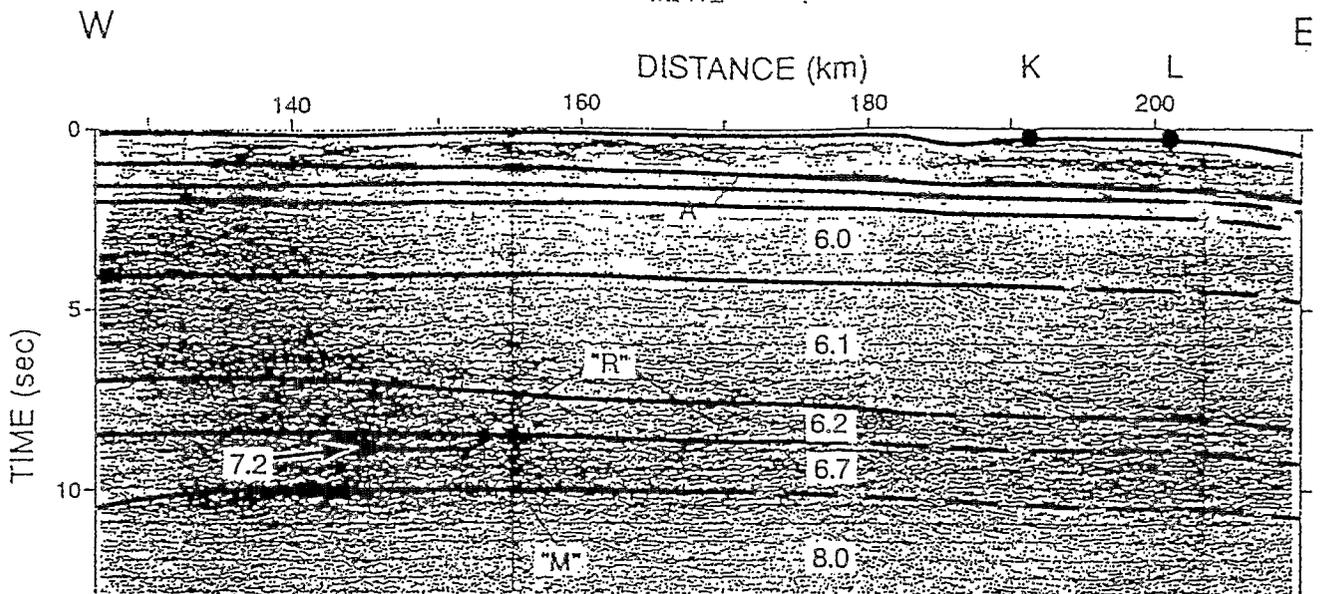


Figure 9.17. Profil de sismique vertical enregistré à proximité de la marge continentale non volcanique de Terre Neuve

L'épaisseur de la croûte inférieure réfléchive s'amincit en direction de la transition continent-océan (Keen & de Voogd, 1988).

Dans le cas particulier des marges continentales volcaniques, la réflectivité ne serait développée que dans le domaine correspondant à la croûte continentale faiblement étirée où l'apport magmatique est faible. L'épaisseur de la croûte inférieure réfléchive diminuerait en direction de la transition continent-océan en relation avec l'augmentation du taux d'extension pour disparaître complètement sous cette transition en raison de la mise en place d'un empilement de matériel magmatique. Ceci est particulièrement bien illustré par le profil de sismique réflexion enregistré sur la marge continentale volcanique nord-américaine (Figure 9.18.a). La réflectivité de la croûte inférieure et du Moho de la croûte continentale Appalachienne disparaît brutalement à l'emplacement de la transition continent-océan indiquée par la série de réflecteurs pentés dans la partie extrusive de la croûte supérieure. Les profils de sismique grand-angle ont permis d'identifier dans la transition continent-océan d'importants volumes de matériel magmatique sous-plaqués sous la croûte continentale très étirée ou directement en contact avec la série de réflecteurs pentés (Holbrook & Kelemen, 1993)(Figure 9.18.b).

L'extension de la croûte continentale peut induire de l'anisotropie à différente échelle d'observation dans la croûte continentale inférieure. La réflectivité (ou l'absence de réflectivité) de la croûte continentale inférieure peut servir comme marqueur de cette anisotropie. Une anisotropie à grande échelle est observée dans la région du "Basin and Range" à partir de deux profils de sismique multitrace perpendiculaires (Carbonell & Smithson, 1991). Sur le profil parallèle à la direction d'extension, la croûte moyenne, la croûte inférieure et le Moho sont très réfléchifs alors que le profil

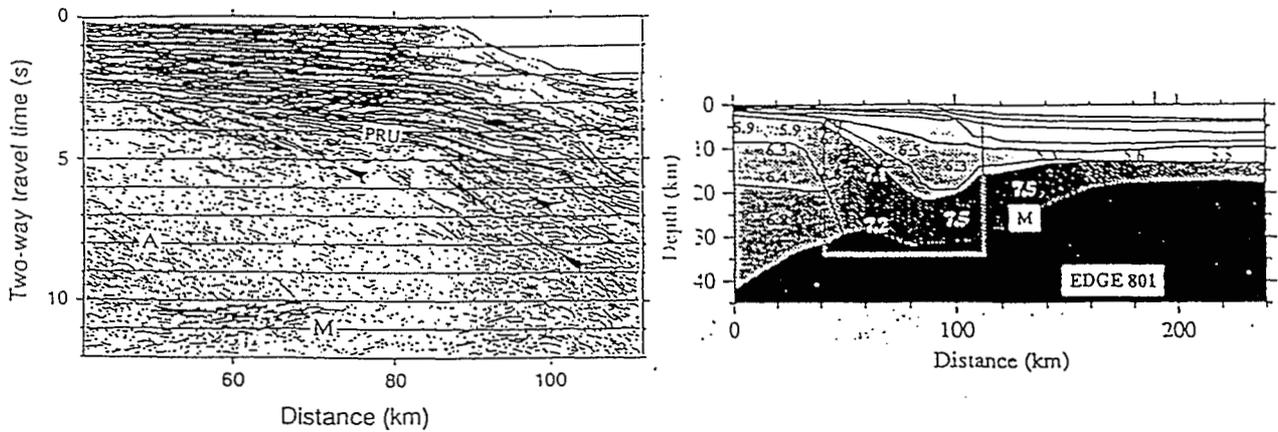


Figure 9.18.(a-b). Structure sismique et réflectivité de la marge continentale volcanique nord-est américaine

(a) Profil de sismique réflexion enregistrée sur la marge continentale volcanique nord-est américaine. La réflectivité de la croûte continentale inférieure s'interrompt brutalement à la transition continent-océan indiquée par la série de réflecteurs pentés dans la partie extrusive de la marge. (b) Coupe distance-profondeur de cette marge déduite de l'interprétation de profils de sismique grand-angle. La zone contourée correspond à la section de la figure 9.18.a. (Holbrook & Kelemen, 1993).

perpendiculaire montre une croûte inférieure transparente et une réflexion sur le Moho beaucoup plus continue latéralement et avec une forte amplitude. Cette anisotropie est interprétée comme le résultat de structures tectoniques en forme de lentilles étirées dans le sens de l'extension et contenues dans une matrice déformée ductilement (Figure 9.19). Une remarque importante dans le cadre de notre étude est que ce genre de structure tend à sous-estimer la vitesse moyenne dans la croûte inférieure en raison de l'augmentation de la longueur du trajet des rais dans la structure hétérogène (Ojo & Mereu, 1986).

9.3.5 Origine de la réflectivité à la base de la croûte inférieure dans le bassin de Raggatt.

Lors de l'analyse des vitesses dans la croûte inférieure non réflective, nous suggérons que la croûte du bassin de Raggatt pourrait être constituée d'une croûte continentale faiblement étirée située en bordure d'une marge continentale volcanique. Cette interprétation, utilisant les résultats de l'analyse des temps d'arrivée, a été proposée par Operto & Charvis (1995), mais n'impliquait pas la réflectivité de la croûte inférieure dans la mesure où l'analyse des temps d'arrivée ne permettait pas d'avoir une estimation de la structure de la zone réflective autre que sa vitesse moyenne. Nous proposons dans ce chapitre d'analyser si les caractéristiques de la réflectivité de la croûte inférieure dans le bassin de Raggatt sont compatibles avec cette interprétation en s'appuyant sur la synthèse du paragraphe précédent.

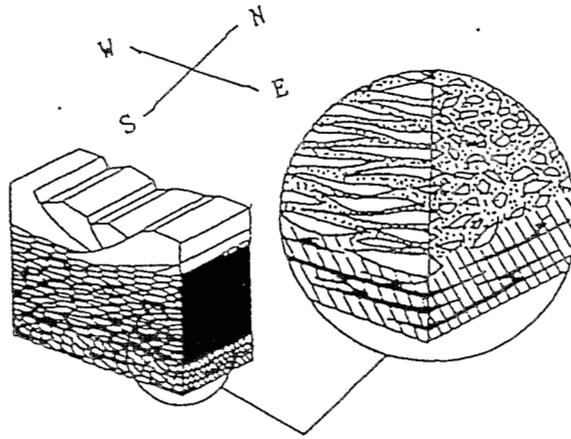


Figure 9.19. Anisotropie grande échelle dans le Basin and Range

Bloc diagramme schématique représentant la structure crustale dans la région du Basin and Range. La direction de l'extension est E-W. L'anisotropie est due à des structures tectoniques étirées dans le sens de l'extension et contenue dans une matrice ductile (zone en pointillé). Le Moho lité est constitué par des roches magmatiques (couches sombres) interstratifiées avec les roches mantelliques (zone hachurée). L'épaisseur des lentilles varie entre 85 et 250 mètres pour une extension horizontale de 1,5 km dans la direction E-W et de 0,4 km dans la direction perpendiculaire (Carbonell & Smithson, 1991).

- *Vitesse moyenne dans la croûte inférieure réfléchive.*

Le premier paramètre que l'on peut analyser simplement est l'épaisseur, la vitesse moyenne de la croûte inférieure réfléchive et la profondeur à laquelle elle est mesurée. Nous rappelons que la croûte inférieure du bassin de Raggatt est située entre ~17 et 22-23 km de profondeur dans la croûte (sans tenir compte de la couche d'eau) et que sa vitesse moyenne est de 6,70 km/s dans la direction NNW-SSE. La vitesse de 6,70 km/s est comparable aux vitesses de 6,70-6,80 km/s caractéristiques de la croûte continentale inférieure reportée par Christensen & Fountain (1975) (Figure 9.14). L'épaisseur et les profondeurs mesurées sont également comparables à celle reportées par Mooney & Brocher (1987) (Cf. paragraphe précédent).

- *Variation de la réflectivité dans les deux directions perpendiculaires d'observation.*

La réflectivité de la croûte inférieure du bassin de Raggatt n'est observée que dans la direction NNW-SSE. Ces réflexions ne sont pas observées dans la direction perpendiculaire le long de laquelle l'onde PmP apparaît comme une phase beaucoup plus continue en fonction de la distance (d'un point de vue de son amplitude et de ses temps d'arrivée). Cela suggère une anisotropie à grande échelle à la base de la croûte inférieure liée à des structures étirées dans la direction d'extension comparables à celle décrite dans le "Basin and Range" par Carbonell & Smithson (1991). Il faut néanmoins être très prudent dans cette conclusion dans la mesure où la méthode

d'imagerie sismique qui permet d'identifier l'anisotropie est différente dans le cadre de l'étude du "Basin and Range" (sismique verticale) et dans le cadre de cette étude (sismique grand-angle) si bien que la comparaison est indirecte. Cette anisotropie est également suggérée par la vitesse moyenne faible dans la croûte inférieure réfléchive de 6,70 km/s estimée dans la direction NNW-SSE alors que la vitesse dans la direction perpendiculaire atteint au moins 6,90 km/s (Figure 9.2). Cette vitesse lente de 6,70 km/s pourrait représenter un artefact lié à la propagation des rais dans une structure complexe hétérogène si bien que l'anisotropie de vitesse dans la croûte inférieure réfléchive ne serait qu'apparente. Cette interprétation implique que l'extension a joué un rôle prépondérant dans la réflectivité de la croûte inférieure dans la mesure où si des intrusions magmatiques étaient seules responsables de la réflectivité de la croûte inférieure, celle-ci devrait être observée dans les deux directions.

En supposant notre interprétation exacte, la direction d'extension serait voisine de la direction NNW-SSE (c'est-à-dire parallèle à l'axe du plateau).

- *Variation de la réflectivité dans la direction NNW-SSE.*

La deuxième observation majeure est que le nombre de réflexions observées et la réflectivité de base de la croûte inférieure semblent diminuer du sud vers le nord. En admettant l'hypothèse d'Hutchinson et al. (1992) qui postule que la réflectivité de la croûte inférieure diminue en direction de la transition continent-océan (donc avec le taux d'extension de la croûte continentale), la polarité de l'extension serait dirigée du sud vers le nord (correspondant à un amincissement crustal, probablement faible, du sud vers le nord).

La direction et la polarité de l'extension déterminées à partir de la variation de la réflectivité dans deux directions perpendiculaires et dans la direction de l'extension est compatible avec la direction et le sens de l'ouverture océanique entre l'Inde et le continent australo-antarctique telle qu'elle est définie par les reconstitutions cinématiques ou par la direction de la chaîne des rides volcaniques le long de la marge est du bassin de Raggatt (Schaming & Rotstein, 1990). Cela impliquerait que le bassin de Raggatt est un fragment du continent Australo-Antarctique plutôt que du continent Indien.

- *Anisotropie de vitesse dans le manteau supérieur.*

La différence des vitesses dans le manteau supérieur dans la direction NNW-SSE (8,6 km/s) et selon la direction perpendiculaire (8,00 km/s) suggère une forte anisotropie dans le manteau supérieur. L'anisotropie dans le manteau supérieur a

souvent été observée et résulte de l'orientation des cristaux d'olivine dans la direction de l'expansion océanique (pour les bassins océaniques) ou dans la direction de l'extension continentale (pour les zones de rift). La vitesse la plus élevée est classiquement observée dans la direction de l'expansion océanique ou dans la direction de l'extension continentale. Par conséquent, la vitesse élevée de 8,6 km/s dans la direction NNW-SSE est compatible avec la direction d'extension suggérée par la réflectivité de la croûte inférieure. La valeur de l'anisotropie mesurée semble très élevée (~9 %) bien qu'une valeur comparable ait déjà été obtenue à partir de mesures en laboratoire (Christensen & Salisbury, 1979) ou à partir de profils sismiques grand-angle dans l'océan Pacifique et dans le bassin arrière arc (Morris et al., 1969; Raitt et al., 1969; Bibee & Shor Jr., 1976). D'autre part, nous rappelons que la vitesse de 8,60 km/s n'est qu'apparente dans la direction NNW-SSE et qu'elle serait par conséquent surestimée dans le cas du pendage du Moho. Par conséquent, notre objectif ne sera pas de quantifier cette anisotropie. Cependant, il est important de noter que si un pendage du Moho existe dans la direction NNW-SSE, il impliquerait un amincissement crustal du sud vers le nord compatible avec la direction et le sens d'extension suggérés précédemment à partir de la diminution de la réflectivité du sud vers le nord.

- *Variation de la réflectivité en fonction de la profondeur.*

Jusqu'à maintenant, nous avons interprété la réflectivité de la croûte inférieure comme le résultat d'une extension créant des zones de cisaillement ductile. L'autre processus pouvant favoriser la réflectivité de la croûte inférieure est lié à des intrusions magmatiques dans la croûte inférieure. La croûte inférieure du bassin de Raggatt (non réflective et réflective) est entièrement de nature mafique au vu des vitesses sismiques (6,60-7,10 km/s). Or, dans la croûte inférieure mafique, la réflectivité liée à des zones de cisaillement ductile est plus faible que la réflectivité liée à des intrusions mafiques (Holbrook et al., 1991). Lors de la description qualitative des données, nous avons noté la présence d'une réflexion de plus forte amplitude enregistrée juste au-dessus de la PmP donc réfléchi vers la base de la croûte inférieure réflective (onde Pr sur les figures 6.2.a et 6.2.b). Pour modéliser l'amplitude élevée de cette réflexion et les amplitudes plus faibles des réflexions dans la partie supérieure de croûte inférieure réflective, nous avons adopté un modèle de la croûte inférieure réflective subdivisé en deux parties: 1- la partie supérieure est caractérisée par des contrastes d'impédance faibles (entre 0,03 et 0,056) et des vitesses comprises entre 6,20 et 6,60 km/s pour les couches à faible vitesse et entre 6,40 et 7,00 km/s pour les couches à haute vitesse. 2- la partie inférieure est caractérisée par des contrastes d'impédance plus forts (0,080) avec des vitesses

comprises entre 6,70 et 6,80 km/s pour les couches à vitesse faible et entre 7,30 et 7,40 km/s pour les couches à vitesse élevée (Cf. chapitre 6.4.2 et Figure 9.2).

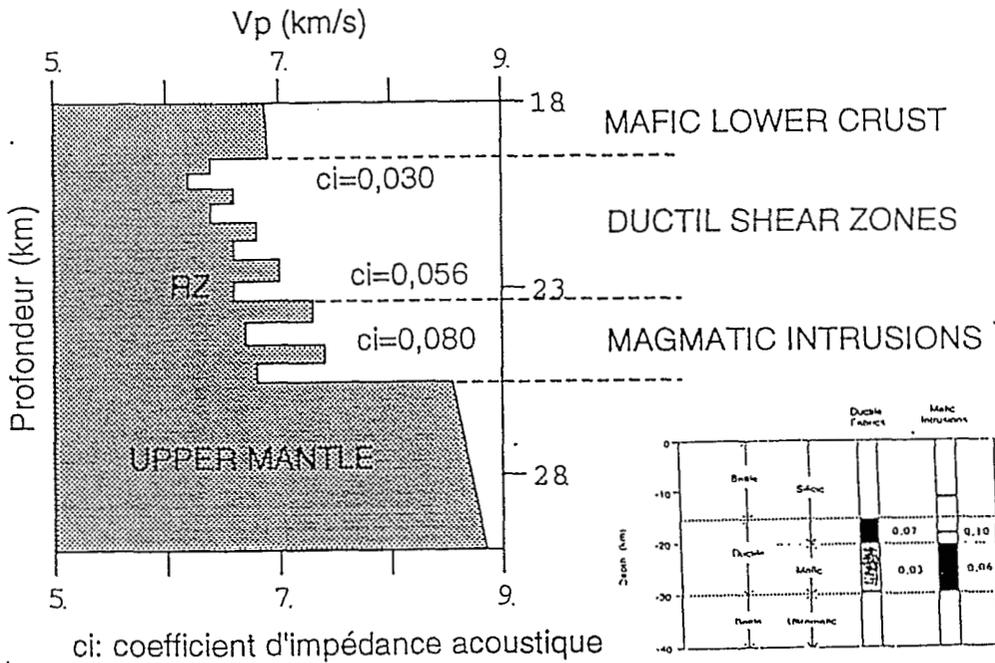


Figure 9.20. Interprétation géologique de la croûte inférieure réfléchive

Loi de vitesse de la croûte inférieure réfléchive dans le bassin de Raggatt pour l'OBS 5 du profil 4. En vis-à-vis est représentée notre interprétation de la distribution en fonction de la profondeur des réflexions dues aux zones de cisaillement ductile et aux intrusions mafiques dans la croûte inférieure du bassin de Raggatt déduite de la valeur des coefficients de réflexion entre les couches. Les valeurs de référence utilisées pour ces coefficients sont d'après Holbrook et al. (1991).

Les coefficients de réflexion faible (0,03-0,056) (Holbrook et al., 1991) et les vitesses dans les couches à faible vitesse (entre 6,20 et 6,60 km/s) (Jones & Nur, 1982) dans la partie supérieure de la croûte inférieure réfléchive sont compatibles avec des zones de cisaillement ductile situées dans la croûte inférieure mafique alors que les coefficients de réflexion plus élevés (0,08) (Holbrook et al., 1991) et les vitesses dans les couches à haute vitesse (7,30-7,40 km/s) (Furlong & Fountain, 1986) dans la partie inférieure de la croûte inférieure réfléchive sont compatibles avec des intrusions de matériel mafique dans la croûte inférieure mafique (Figure 9.20).

En guise de conclusion de cette analyse, nous rappelons les principaux résultats de l'étude de la marge continentale passive canadienne de Terre Neuve à partir de l'analyse de profils de sismique multitrace et de profils de sismique grand-angle (Keen & de Voogd, 1988; Reid, 1993). Cette étude nous a semblé intéressante car les données de sismique verticale montrent une croûte inférieure réfléchive s'amincissant en direction de la transition continent-océan (Figure 9.17) (Keen & de Voogd, 1988).

D'autre part, les données de sismique grand-angle ont été enregistrées avec des techniques d'acquisition comparable à celles de la campagne KeOBS (canons à air et OBSs) et il nous semble instructif de voir si l'image sismique grand-angle de la croûte inférieure réfléchive peut être comparée à celle obtenue sur le bassin de Raggatt. La figure 9.21 montre une section sismique grand-angle enregistrée sur la marge canadienne ainsi que la section synthétique correspondante. Les grandes lignes du modèle 2D dans lequel la section synthétique a été calculée sont superposées à la section de sismique verticale sur la figure 9.22. Ce modèle est constitué schématiquement de la croûte supérieure avec des vitesses comprises entre 6,00 et 6,20 km/s et par la croûte inférieure avec une vitesse moyenne de 6,70 km/s (Reid, 1993). La réflectivité de la croûte est enregistrée entre ~7 et 8,5 std dans la croûte supérieure et entre 8,5 et 10 std dans la croûte inférieure. De façon comparable aux données du bassin de Raggatt, la réflectivité de la croûte inférieure (modélisée par une couche fine ayant une vitesse élevée de 7,2 km/s mais qui représente probablement une des couches d'un ensemble beaucoup plus complexe) n'apparaît que sous forme d'une réflexion individualisée (h) sur les données de sismique grand-angle (Figure 9.21). D'autre part, la réflectivité de la croûte inférieure n'est pas incompatible avec l'enregistrement d'une PmP bien définie aux distances critiques (indiquant que le Moho est une simple discontinuité de vitesse) et de l'onde Pn (Reid, 1993). Ces images sismiques combinées (verticale et grand-angle) montrent que la croûte inférieure réfléchive n'apparaît sur l'image sismique grand-angle que sous forme d'une réflexion cohérente sans doute issue d'une couche de faible extension latérale et atteignant localement une épaisseur suffisante pour pouvoir créer une réflexion cohérente. Cela indique que les réflexions cohérentes observées dans le bassin de Raggatt pourraient représenter une croûte inférieure réfléchive probablement plus développée vers le sud du bassin comparable à celle observée dans les croûtes continentales faiblement étirées. Cette hypothèse ne pouvant cependant être levée qu'en acquérant des données de sismique verticale profonde ou des données de sismique grand-angle avec un signal sismique ayant une bande passante beaucoup plus large.

Chapitre 10: Discussion finale.

10.1: Introduction.

Lors des chapitres précédents, l'interprétation de l'origine des domaines nord et sud du plateau de Kerguelen à partir des données sismiques grand-angle de la campagne KeOBS a été menée indépendamment pour les deux domaines. D'autre part, nous n'avons pas pris en considération les implications que pouvaient avoir la structure profonde du bassin d'Enderby (chapitre 4) et de l'archipel de Kerguelen sur ces interprétations. Dans la première partie de ce chapitre, nous proposons une analyse comparative de la structure profonde des différentes unités du plateau de Kerguelen et du bassin océanique d'Enderby pour tester si elles confirment ou infirment les hypothèses proposées dans les chapitres précédents.

Dans la deuxième partie, nous tenterons de corréliser ou de confronter les interprétations obtenues à partir de la sismique grand-angle avec les résultats des études géologiques et géophysiques antérieures.

Au terme de cette analyse et en guise de conclusion générale, nous rappellerons les principaux résultats de cette étude en soulignant leur contribution à la connaissance de la structure profonde des grandes provinces volcaniques en général et de l'origine du plateau de Kerguelen en particulier et les interrogations auxquelles elle n'a pas permis de répondre ou qu'elle a soulevée.

10.2. Comparaison entre la structure profonde des unités morpho-structurales du paléo-plateau de Kerguelen, de l'archipel de Kerguelen et du bassin océanique d'Enderby.

10.2.1. Comparaison entre la structure du domaine nord et de l'archipel de Kerguelen.

La comparaison entre la structure profonde du plateau de Kerguelen-Heard d'après les résultats du chapitre 5 et celle de l'archipel de Kerguelen (Recq & Charvis, 1986; Recq et al., 1990) montre des différences importantes impliquant un mécanisme de formation différent pour ces deux structures (Charvis et al., 1993):

1- l'épaisseur de la croûte est plus faible dans l'archipel de Kerguelen (entre 14 et 19 km) que sous le plateau de Kerguelen-Heard (21-23,5 km).

2- l'épaisseur de la couche 2 varie considérablement entre 3 et 9-10 km vers le centre de l'île avec des vitesses typiques de couche 2 océanique (Recq & Charvis, 1986; Recq et al., 1990).

3- l'épaisseur de la couche 3 varie entre 6 et 8 km avec un léger épaissement vers le centre de l'île (Recq & Charvis, 1986; Recq et al., 1990).

Le rapport entre l'épaisseur de la couche 2 et de la couche 3 (compris entre 0,5 et 1,7) décrit une structure d'île océanique où un épaissement important de la couche 2 est réalisé par empilement successif des coulées volcaniques. Par contre, nous avons vu au chapitre 5, que le rapport faible entre l'épaisseur de la couche 2 et de la couche 3 dans le plateau de Kerguelen-Heard décrivait plutôt une structure formée à l'axe ou à proximité d'une dorsale dans une configuration comparable à celle de l'Islande actuelle.

La différence du type de mise en place pour l'archipel et le plateau de Kerguelen-Heard n'est pas en contradiction avec les études géologiques et géophysiques antérieures. L'analyse de la composition géochimique des basaltes de l'archipel de Kerguelen montre que l'archipel a évolué d'une formation au voisinage de la dorsale est-indienne au début de son histoire vers une mise en place intraplaque (Storey et al., 1988; Gautier et al., 1990). Le plateau de Kerguelen Crétacé est le plus souvent interprété comme un plateau océanique dont la mise en place est comparable à celle de l'Islande actuelle (Schaming & Rotstein, 1990).

L'épaisseur plus faible de la croûte de l'archipel de Kerguelen comparativement à celle du plateau de Kerguelen-Heard suggère que l'archipel s'est mis en place sur une croûte océanique néoformée lors de l'ouverture entre la plaque australienne et la plaque antarctique mais pas sur la croûte océanique crétacé du plateau de Kerguelen-Heard (Charvis et al., 1993). Cette observation est en accord avec l'analyse de Munsch et al., 1992 et les reconstitutions cinématiques de Royer & Sandwell (1989) ayant montré que la terminaison nord du plateau de Kerguelen supportant l'archipel de Kerguelen s'est mise en place à partir de 42 Ma. De plus, la signature géochimique des basaltes de l'archipel de Kerguelen montre une signature DUPAL moins forte que celle des basaltes du domaine sud du plateau de Kerguelen suggérant que ces basaltes n'ont pas été contaminés par le plateau Crétacé (Storey et al., 1988; Storey et al., 1989; Storey et al., 1992).

Deux autres hypothèses pouvant expliquer l'épaisseur plus faible de la croûte de l'archipel comparativement à celle du plateau de Kerguelen-Heard peuvent être également proposées (Charvis et al., 1993):

1- L'archipel est installé sur le plateau de Kerguelen-Heard mais ce dernier a une structure très hétérogène. Cette interprétation est cependant peu plausible dans la mesure où les modèles définis au chapitre 5 ne montrent pas de variations latérales fortes le long du profil réalisé dans le bassin de Kerguelen-Heard.

2- L'archipel de Kerguelen est installé sur le plateau de Kerguelen-Heard mais l'activité récente du point chaud de Kerguelen a profondément modifié la structure originelle du plateau. A partir de l'alignement de monts sous-marin entre l'archipel de Kerguelen et de Heard, Coffin et al. (1986) suggèrent que le point chaud de Kerguelen a été situé sous le plateau de Kerguelen-Heard entre 39 et 10 Ma. Ce deuxième apport magmatique est susceptible d'avoir contribué à l'épaississement de la croûte du plateau de Kerguelen-Heard. Si cette phase de volcanisme, postérieure à la formation initiale du plateau, a réellement eu lieu, il n'est cependant pas possible de quantifier sa contribution dans le bilan magmatique dans la mesure où la structure profonde (e.g. croûte inférieure) du plateau de Kerguelen-Heard ne montre pas d'évidence de plusieurs phases volcaniques (absence de sous-placage).

En conclusion, la première hypothèse reste la plus plausible à la lumière des données de sismique grand-angle (cette étude), de l'étude comparée de la géochimie des laves de l'archipel et des basaltes du plateau et des reconstitutions cinématiques.

10.2.2. Comparaison entre la structure des domaines nord et sud du plateau de Kerguelen et du bassin d'Enderby.

L'interprétation des domaines nord et sud à partir des résultats de l'analyse des données sismique grand-angle nous a conduit à proposer une origine très différente pour les deux unités du plateau.

La structure profonde du plateau de Kerguelen-Heard nous a semblé représentative de la structure d'un plateau océanique caractérisée par une croûte épaissie en relation avec une couche 3 très développée dans laquelle les vitesses sismiques sont élevées (> 7,2 km/s) comparativement aux vitesses d'une couche 3 normale. Les similitudes entre la structure du plateau de Kerguelen-Heard et celle de l'Islande ont conforté cette interprétation.

La comparaison entre la structure du bassin océanique d'Enderby et du plateau de Kerguelen-Heard est également compatible avec cette interprétation de l'origine du bassin de Kerguelen-Heard. L'épaisseur de la croûte du plateau de Kerguelen-Heard (22 km en moyenne) représente un peu moins du double de l'épaisseur de la croûte du bassin d'Enderby (11,5 km en moyenne). Le rapport entre l'épaisseur de la couche 2 sur l'épaisseur de la couche 3 est de 0,27 pour la croûte du plateau de Kerguelen-

Heard et de 0,42 pour le bassin d'Enderby. La comparaison de ces paramètres indique un processus de formation similaire pour ces deux structures (à l'axe de la ride océanique), l'influence du point chaud de Kerguelen étant moins forte dans le cas du bassin d'Enderby que dans le cas du plateau de Kerguelen-Heard. Le seul résultat en contradiction avec les conclusions de White & McKenzie (1989) et Mutter & Mutter (1993) sur les propriétés sismiques de la croûte océanique, est que l'épaisseur plus grande de la croûte du plateau de Kerguelen-Heard n'est pas corrélée avec des vitesses plus élevées dans la couche 3. Les vitesses varient entre ~6,60 km/s à 7 km de profondeur et 7,40 km/s à 22 km de profondeur dans le plateau de Kerguelen-Heard et entre ~6,90 km/s à 8 km de profondeur et 7,50 km/s à 16 km de profondeur dans le bassin d'Enderby. Il est difficile d'estimer si ces différences sont significatives car elles sont de l'ordre de grandeur de l'incertitude ($\pm 0,1$ km/s) sur la mesure des vitesses dans la couche 3. Des vitesses plus faibles dans la couche 3 du domaine nord comparativement à celles du bassin d'Enderby pourraient s'expliquer par:

- un géotherme actuel plus élevé dans le domaine nord (en relation avec la proximité du point chaud de Kerguelen).

- une anomalie thermique plus faible lors de la formation du domaine nord que lors de celle du bassin d'Enderby. La formation du bassin d'Enderby pourrait être contemporaine de la phase d'activité initiale du point chaud de Kerguelen générant des magmas riches en minéraux ferro-magnésiens. Le domaine nord se serait formé lors de la phase ultime d'activité du point chaud de Kerguelen de la même manière que l'Islande.

La structure du domaine sud est plus atypique d'une structure d'origine océanique dont la mise en place résulterait de l'activité d'un point chaud (qu'elle soit de type île océanique ou plateau océanique). Cela nous a conduit à proposer que le soubassement du bassin de Raggatt était constitué par un fragment de croûte continentale étiré, recouvert de coulées basaltiques. Cette interprétation est basée:

- 1- sur les vitesses dans la croûte inférieure (l'équivalent présumé de la couche 3) dont les valeurs nous ont semblé trop faibles pour être représentatives des constituants pétrologiques d'une couche 3 océanique d'une telle épaisseur.

- 2- sur la structure de la base de la croûte représentée par une zone réflective de 5 à 6 kilomètres d'épaisseur. La structure sismique (définie à partir de données sismiques grand-angle avec toutes les limites que cela comporte), l'évolution de la réflectivité le long d'une direction et dans deux directions perpendiculaires montrent des similitudes

avec la croûte continentale inférieure réfléchive dans les zones de faible extension (zones de rift et bordure des marges continentales passives).

L'argument basé sur l'analyse pétrologique des vitesses dans la croûte inférieure peut évidemment être discuté dans la mesure où il s'appuyait:

1- sur la synthèse des études de sismique grand-angle sur la croûte océanique à partir de laquelle des règles générales sur les processus de formation de la croûte océanique ont été proposées.

2- des modèles théoriques d'accrétion magmatique qui ne peuvent intégrer tous les paramètres intervenant lors de la mise en place de la croûte océanique.

La structure profonde de la croûte océanique dans l'Océan Indien a été peu étudiée comparativement à ses homologues atlantique et pacifique et il peut paraître discutable de tirer des conclusions sur l'origine du bassin de Raggatt à partir de la comparaison avec des croûtes océaniques formées dans d'autre contexte géodynamique.

Dès lors, les structures profondes du domaine nord et du bassin d'Enderby fournissent des structures de référence qui mettent en valeur la spécificité de la structure du bassin de Raggatt. Le rapport entre l'épaisseur de la couche 2 sur l'épaisseur de la couche 3 est plus élevé dans le domaine sud (0,4 au centre du bassin) que dans le domaine nord (0,27) malgré une épaisseur totale de la croûte comparable. Bien que l'épaisseur de la croûte soit comparable dans le domaine nord et dans le domaine sud, les vitesses observées vers la base de la croûte sont significativement plus faibles dans le domaine sud (6,90 km/s à 19 km de profondeur) que dans le domaine nord (7,20 km/s à 19 km de profondeur).

La structure de la transition croûte-manteau est aussi très différente dans le domaine nord et dans le domaine sud. Dans le domaine sud, une couche à faible vitesse en moyenne est présente au-dessus du Moho. Cette couche à faible vitesse est réfléchive et représente une zone hétérogène à la base de la croûte. Le Moho marque une limite brutale entre la couche inférieure réfléchive et le manteau avec des vitesses très rapides dans la direction de l'axe du plateau. Ce contraste fort des propriétés sismiques à l'interface croûte-manteau est bien illustré par le contraste des couleurs observé à l'interface croûte-manteau sur le modèle 2D du bassin de Raggatt (Figure 6.6). Au contraire dans le domaine nord, la transition croûte-manteau est progressive en raison des vitesses élevées à la base de la croûte et des vitesses présumées faibles dans le manteau supérieur. Aucune réflexion interne dans la croûte inférieure n'est observée et l'amplitude de la PmP est généralement très faible illustrant une croûte

inférieure homogène (du moins à l'échelle de la sismique réfraction). La disparition de la réflectivité de la croûte inférieure du domaine sud vers le domaine nord évoque l'évolution des structures dans une marge continentale volcanique où la disparition de la réflectivité de la croûte inférieure correspond à la mise en place de grands volumes de matériel magmatique (Figure 9.18).

Une des questions qui se posent (et à laquelle les données ne permettent pas de répondre) est de savoir si ces différences sont représentatives de deux processus de formation différents ou si elles sont liées à des événements postérieurs à la mise en place des structures (le domaine nord a été affecté par du volcanisme perdurant jusqu'à l'actuel).

En considérant une origine identique pour les domaines nord et sud, la différence de vitesse dans la croûte inférieure de ces deux domaines pourrait s'expliquer par:

- une anomalie thermique plus faible lors de la mise en place du domaine sud produisant des magmas moins riches en minéraux ferro-magnésiens. Cela devrait impliquer une croûte plus épaisse dans le domaine nord que dans le domaine sud ce qui ne transparait pas à travers nos modèles (d'après le modèle d'accrétion magmatique de White & McKenzie (1989), il y a une corrélation entre le volume magmatique produit et la vitesse sismique dans ces magmas). Cette hypothèse n'est cependant pas compatible avec la structure du bassin d'Enderby caractérisée par des vitesses sismiques élevées et qui serait approximativement contemporaine de celle du bassin de Raggatt.

- un taux d'accrétion différent lors de la formation des domaines nord et sud qui pourrait également avoir eu un contrôle sur les épaisseurs et les vitesses sismiques.

En comparant les structures du bassin d'Enderby et du bassin de Raggatt, la corrélation positive entre l'épaisseur de la croûte et les vitesses sismiques dans la couche 3 n'est clairement pas observée (épaisseur: ~12 km; Vitesse moyenne dans la couche 3: ~7,20 km/s dans le cas du bassin d'Enderby) et la structure du bassin de Raggatt (épaisseur: 22 km; Vitesse moyenne dans la couche 3: 6,85 km/s dans le cas du bassin de Raggatt). Cette corrélation négative est un argument supplémentaire en faveur d'une origine continentale du bassin de Raggatt en supposant que la formation des bassins de Raggatt et d'Enderby a été contemporaine.

Un géotherme actuel, différent dans les domaines nord et sud pourrait expliquer la différence des vitesses sismiques de la croûte, du manteau supérieur et de la transition croûte-manteau. Un géotherme plus élevé dans le domaine sud pourrait expliquer des vitesses plus faibles dans la croûte inférieure mais serait en

contradiction avec des vitesses dans le manteau supérieur plus élevées dans le domaine sud que dans le domaine nord. En utilisant la relation entre l'anomalie du géoïde et la topographie, Sandwell & MacKenzie (1989) suggèrent que le domaine sud du plateau de Kerguelen représente un bombement thermique de la topographie en relation avec le point chaud de Kerguelen ('thermal swell') qui serait sous le domaine sud du plateau alors que le domaine nord et Broken Ridge ont un rapport entre l'anomalie du géoïde et la topographie typique d'un plateau océanique. Néanmoins, Sandwell & MacKenzie (1989) notent que la topographie du domaine sud du plateau est mal contrainte. Néanmoins, le point chaud de Kerguelen n'est pas situé sous le domaine sud d'après les reconstitutions cinématiques récentes (Royer et al., 1991).

Afin de synthétiser l'ensemble des interprétations, nous avons appliqué une rotation polaire au plateau de Kerguelen pour l'amener en correspondance avec la grande province volcanique nord-Atlantique regroupant les marges continentales volcaniques (Marges Hatton Bank, de Voring, de Lofoten) et l'Islande (Figure 10.1). La taille et la répartition spatiale des structures sont comparables pour le plateau de Kerguelen et la grande province volcanique nord-Atlantique. Le domaine nord du plateau de Kerguelen, en faisant abstraction de la partie tertiaire plus récente, se superpose à l'Islande. Nous proposons que le domaine nord du plateau représente une croûte océanique épaissie formée lors de la phase terminale du point chaud de Kerguelen.

Le domaine sud se superpose aux marges continentales volcaniques. La structure du bassin de Raggatt est comparable à celle d'une croûte continentale étirée située en bordure d'une marge continentale volcanique. La formation de cette marge continentale volcanique correspondrait à la phase initiale d'activité du point chaud de Kerguelen. La présence du point chaud provoque la formation de croûtes océaniques épaissies avec des vitesses sismiques élevées à proximité de la marge comparables à celle du bassin d'Enderby.

L'histoire de la formation du plateau de Kerguelen décrirait par conséquent du SSE vers le NNW l'évolution d'une phase de rifting continentale jusqu'à la formation d'une marge continentale volcanique lors de la phase d'activité initiale du point chaud de Kerguelen. L'activité du point chaud de Kerguelen se serait poursuivie en domaine océanique jusqu'à la formation du domaine nord du plateau de Kerguelen à l'axe d'une dorsale lors de la phase terminale de son activité.

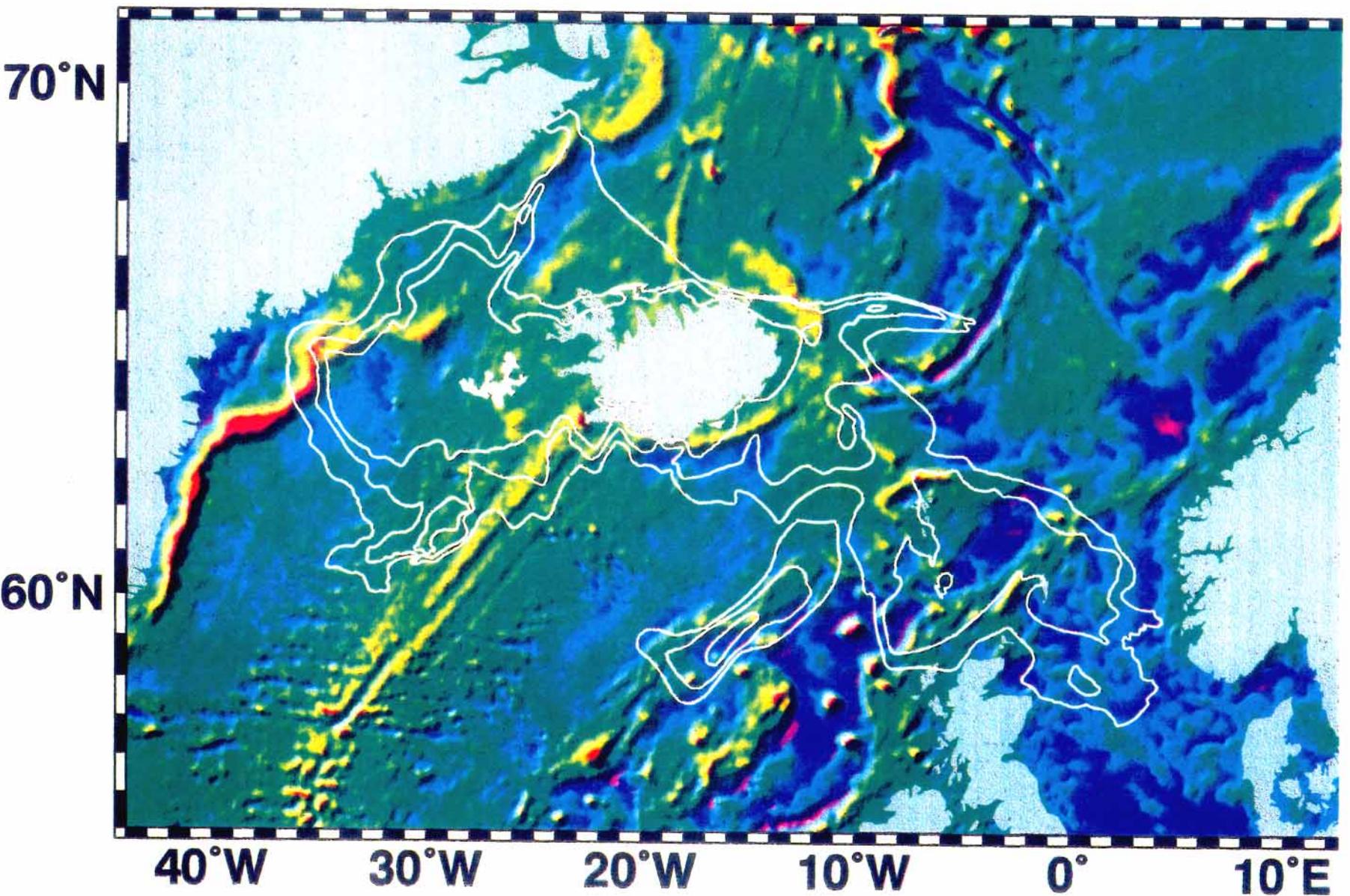


Figure 10.1: Le plateau de Kerguelen: équivalent créacé de la grande province volcanique nord-atlantique?
 Les contours bathymétriques du plateau de Kerguelen sont superposés à la carte gravimétrique de la grande province volcanique nord atlantique regroupant les marges continentales volcaniques et l'Islande.

10.2. Corrélation entre les résultats des études géologiques et géophysiques antérieures et de la campagne KeOBS.

L'interprétation de la présence de croûte continentale dans le bassin de Raggatt est en conflit avec la plupart des études géologiques et géophysiques récentes sur le plateau de Kerguelen.

En reconstituant le Gondwana, il y a 160 Ma, aucun espace libre, pouvant correspondre à la position originelle du fragment continental de Kerguelen, ne subsiste entre les plaques Indiennes, Antarctique et Australienne (Royer & Sandwell, 1989).

Les analyses géochimiques des basaltes du domaine sud du plateau de Kerguelen ne suggèrent pas la présence de croûte continentale dans le domaine sud sauf au niveau du site 738 dans la partie extrême sud du plateau. Il faut noter que les forages n'ont pénétré dans le socle que sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur. La pénétration faible des forages pourrait expliquer qu'une signature continentale plus forte n'ait pas été enregistrée de la même manière que dans les coulées basaltiques pentées des marges continentales volcaniques (Coffin, communication personnelle). Par contre, les valeurs faibles du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et élevées du rapport La/Nb suggèrent que la source du point chaud de Kerguelen a été contaminée par la lithosphère continentale du Gondwana. Quoiqu'il en soit, la présence éventuelle de croûte continentale dans le substratum au site 738 ainsi que les reconstitutions cinématiques montrent que la mise en place du domaine sud du plateau s'est effectuée à proximité des continents.

C'est pour cette raison que Kroenke et al. (1994) considèrent que le plateau de Kerguelen ne peut être considéré comme représentatif d'un plateau océanique typique mis en place en domaine purement océanique loin des influences exercées par les masses continentales. Cela le différencie de son homologue (par la taille), le plateau d'Ontong-Java.

Aucune donnée de sismique récente ne permet d'avoir une connaissance détaillée de la structure profonde du plateau d'Ontong-Java qui fournirait un élément de comparaison idéal pour déterminer sous quelle forme l'influence continentale apparaît dans la structure profonde de la croûte du bassin de Raggatt. Le plateau d'Ontong-Java se différencie du plateau de Kerguelen:

- 1- par une composition isotopique et en éléments rares beaucoup plus homogène des basaltes. Cela illustre probablement la complexité plus grande de l'histoire du plateau

de Kerguelen liée au contexte géodynamique de l'océan Indien comparativement à celle du plateau d'Ontong-Java.

2- par le fait que le plateau d'Ontong-Java n'a pas connu une phase d'émersion lors de sa mise en place contrairement au plateau de Kerguelen.

Enfin, il n'existe pas de structures actives, dont la mise en place résulte de l'activité du point chaud, d'une taille comparable à celle du plateau de Kerguelen si bien que les conclusions que l'on peut tirer d'une extrapolation dans le temps entre des observations contemporaines et passées sont incertaines. L'Islande est sans doute la structure qui se rapproche le plus du type de formation du plateau de Kerguelen mais représente une taille six fois plus faible que la plateau. D'autre part, sa mise en place perdure depuis 16 Ma alors que les modèles de points chauds prévoient une mise en place des grandes provinces volcaniques dans un laps de temps très bref à l'échelle des temps géologiques (événements cataclysmiques). De la même manière, la comparaison entre la structure du plateau de Kerguelen et des îles océaniques (Hawaï, Kerguelen) auront toujours une signification relative dans la mesure où la taille de ces structures n'est pas du même ordre de grandeur.

L'analyse des données KeOBS a mis en évidence deux structures suffisamment différentes dans les domaines nord et sud du plateau pour qu'on puisse envisager un processus de formation ou une origine différente de ces deux domaines. Notre interprétation repose surtout sur la comparaison entre ces structures et des structures observées dans d'autres parties du globe et dont l'origine est associée à l'extension lithosphérique et à l'ouverture océanique et/ou à du magmatisme anormalement abondant. Le fait que le plateau de Kerguelen soit de par sa taille et de par sa position une structure observée nulle part ailleurs rends ces interprétations incertaines dans la mesure où elles reposent sur des extrapolations dans l'espace et dans le temps. Des propositions de campagne de forages ODP et de sismique profonde sur le plateau océanique d'Ontong-Java et de forage ODP sur le plateau océano-continentale de Kerguelen devraient apporter une contribution complémentaire à celle de la campagne KeOBS à la compréhension du plateau de Kerguelen.

CONCLUSION FINALE

L'analyse des données sismique grand-angle de la campagne KeOBS a permis d'apporter la première contribution à la connaissance de la structure profonde du plateau de Kerguelen après les études effectuées par Recq & Charvis (1986), Recq et al. (1990) sur l'archipel de Kerguelen. L'étude de la structure profonde du plateau s'inscrivait dans la continuité logique des reconnaissances récentes de la structure supérieure du plateau (campagnes de sismique multitrace Rig Seismic 2, MD 47 et des forages ODP Leg 119 et 120).

L'objectif de cette campagne était double: le premier d'entre eux, régional, était d'apporter une contrainte supplémentaire sur l'histoire de la formation du plateau de Kerguelen en mettant en évidence d'éventuelles variations dans la structure des différentes unités morpho-structurales du plateau. Le deuxième plus global était de caractériser la structure profonde d'un plateau océanique représentant l'expression d'un point chaud sur la lithosphère océanique en comparant sa structure à celle d'un bassin océanique adjacent. Ce double objectif a rendu l'interprétation des résultats particulièrement délicates dans la mesure où il a été difficile de faire la part, dans les structures observées, de l'héritage magmatique lié à l'activité du point chaud de Kerguelen et de l'héritage laissé par le contexte géodynamique particulier de la mise en place du plateau (proximité immédiate des masses continentales du Gondwana lors de la mise en place du plateau).

Un des succès de la campagne KeOBS est l'imagerie sismique grand-angle de très bonne qualité des arrivées réfléchies et réfractées dans la croûte profonde, sur le Moho et dans le manteau supérieur du domaine sud du plateau. La qualité des enregistrements a permis de proposer des modèles de vitesse détaillés de la structure profonde jusqu'au toit du manteau supérieur. La qualité de ces images sismiques ouvre des perspectives pour les études à venir dans la mesure où elle montre que l'imagerie sismique de la structure profonde des plateaux océaniques est accessible à partir de sources sismiques marines conventionnelles (canons à air).

La structure profonde du bassin océanique d'Enderby à proximité du plateau de Kerguelen, et dont la mise en place est probablement contemporaine, nous sert de référence. L'épaisseur de la croûte, entre 10 et 13 km, indique que cette structure est affectée par la proximité du plateau de Kerguelen et n'appartient pas sensu stricto au bassin océanique. La loi de vitesse en fonction de la profondeur est représentative d'une croûte océanique légèrement épaissie avec des vitesses atteignant 7,50 km/s à la base de la couche 3. Les vitesses élevées dans la couche 3 pourraient illustrer

l'influence du point chaud de Kerguelen générant des magmas riches en minéraux ferro-magnésiens. L'analyse des ondes P et des ondes converties P-S, ces dernières enregistrées sur les trois composantes des OBS, a permis de montrer une bonne correspondance entre les coefficients de Poisson dans les couches 2 et 3 sismiques et ceux mesurés en laboratoire sur des échantillons d'ophiolites.

Le domaine nord du plateau de Kerguelen est constituée par une croûte de 21-23 km d'épaisseur caractéristique (compte tenu de nos connaissances) d'un plateau océanique. Le rapport entre l'épaisseur de la couche 2 sur l'épaisseur de la couche 3 (0,27) montre que l'épaississement de la croûte est dominé par celui de la couche 3 océanique. Les vitesses à la base de la croûte (22-24 km de profondeur) atteignent des valeurs élevées (7,40 km/s), compatibles avec une composition gabbroïque de la croûte inférieure. La mise en place du domaine nord résulterait de l'action du point chaud de Kerguelen sur ou à proximité de la dorsale séparant la plaque indienne de la plaque australo-antarctique entre ~100 et 130 Ma, selon une configuration comparable à celle de l'Islande actuelle.

La comparaison des épaisseurs de croûte du domaine nord (20-23 km) et de l'archipel de Kerguelen (15-20 km) a permis de confirmer que l'archipel s'est mis en place sur la croûte océanique tertiaire du bassin australo-antarctique lors de l'ouverture océanique entre l'Australie et l'Antarctique, plutôt que sur la croûte épaisse du plateau de Kerguelen, d'âge Crétacé.

La structure du domaine sud montre des différences significatives avec celle du domaine nord. Bien que l'épaisseur de la croûte soit comparable (22-23 km), les vitesses sont sensiblement plus faibles dans la croûte inférieure du domaine sud (6,90-7,10 km/s à la base de la croûte) que dans celle du domaine nord (7,40 km/s). Les données enregistrées dans le domaine sud montrent plusieurs réflexions internes dans la croûte inférieure ainsi qu'une onde PmP avec des amplitudes très fortes aux distances critiques et une forte atténuation (apparente?) de sa fréquence dominante aux distances post-critiques. Aux distances post-critiques, les arrivées de la croûte inférieure et du Moho sont discontinues suggérant des interférences destructives entre les ondes réfléchies dans la structure hétérogène à la base de la croûte et l'onde PmP. Au contraire, aucune réflexion interne dans la croûte inférieure n'est enregistrée sur les données du domaine nord et l'amplitude de la PmP est généralement beaucoup plus faible que sur les données du sud (sauf sur un OBS).

Le calcul des sismogrammes synthétiques pour plusieurs modèles de croûte inférieure litée montre qu'un milieu grossièrement stratifié, caractérisé par des couches de 600 mètres d'épaisseur avec des inversions de vitesse dont le contraste d'impédance

augmente vers la base de la stratification, permet de reproduire les temps d'arrivée et la distribution des amplitudes en fonction de la distance des réflexions internes et de l'onde PmP. La croûte inférieure réfléchive dans le domaine sud du plateau de Kerguelen possède plusieurs propriétés semblables à celles de la croûte continentale inférieure réfléchive dans les zones de faible extension.

A partir de l'analyse des vitesses sismiques dans la croûte inférieure non réfléchive et de la structure de la croûte inférieure réfléchive, nous interprétons le domaine sud du plateau comme un fragment de croûte continental faiblement étiré, recouvert d'épanchements volcaniques. L'évolution de la structure de la croûte inférieure réfléchive dans la direction NNW-SSE et l'absence de réfléchivité dans la direction perpendiculaire pourraient indiquer une direction d'extension plus ou moins parallèle à l'axe du plateau avec une extension sans doute plus marquée au sud qu'au nord. Cette direction et cette polarité de l'extension sont globalement compatibles avec la direction de l'expansion océanique entre l'Inde et le continent australo-antarctique lors de la mise en place du plateau.

L'histoire du plateau de Kerguelen pourrait décrire du SSE vers le NNW l'évolution d'une phase de rifting continental jusqu'à la mise en place d'une marge continentale volcanique en relation avec l'activité initiale du point chaud de Kerguelen. Cette activité se serait poursuivie en domaine océanique jusqu'à la mise en place du domaine nord lors de la phase terminale de cette activité.

Le plateau de Kerguelen pourrait dès lors constituer l'équivalent Crétacé de la grande province volcanique nord-atlantique regroupant les marges continentales volcaniques nord-atlantique (Hatton-Bank, Voring, Lofoten) et l'Islande.

L'analyse comparative de la structure profonde du domaine nord et du domaine sud suggère une hétérogénéité latérale de la structure profonde du plateau à l'image de l'hétérogénéité de la composition géochimique des basaltes du plateau de Kerguelen et de l'archipel de Kerguelen. Cette hétérogénéité suggère que les processus de formation sont plus complexes qu'une mise en place de la totalité du plateau sur, ou à proximité, d'une dorsale, en relation avec l'activité d'un point chaud. Une étude récente a remis en question le concept selon lequel la mise en place des plateaux océaniques se produit en un laps de temps très court et suggère que leur mise en place résulterait de deux épisodes volcaniques. Les datations des basaltes du plateau sont compatibles avec ce modèle.

La compréhension des processus responsables de la mise en place des grandes provinces volcaniques passe sans doute pas une meilleure connaissance de la

structure profonde et de la géochimie des basaltes d'autres plateaux volcaniques comme le plateau d'Ontong-Java dont la mise en place a eu lieu loin de toute influence continentale. En raison de son origine typiquement océanique, la comparaison entre sa structure et celle du plateau de Kerguelen devrait permettre de déterminer la part de la 'contamination' continentale dans la structure profonde du plateau de Kerguelen. Une proposition de campagne sismique sur le plateau d'Ontong-Java a été effectuée dans la perspective d'étudier la structure profonde du plateau d'Ontong-Java et les relations avec les bassins adjacents (Coffin, communication personnelle).

Des propositions de campagne de forages ont été également proposées sur les plateaux d'Ontong-Java et de Kerguelen afin de compléter les datations des basaltes à de nouveaux sites et surtout afin de mettre en évidence une éventuelle zonation dans la composition des basaltes.

La totalité des données de la campagne KeOBS n'ont pas encore été analysées. L'interprétation du profil réalisé sur le Banc des Élans devrait permettre de définir la structure profonde d'une entité originale sur le plateau de Kerguelen qui a quelquefois été interprétée comme la trace d'une dorsale océanique fossile.

Dans le cadre d'une acquisition de nouvelles données sismiques sur le plateau de Kerguelen, il me semble particulièrement intéressant d'étudier de façon détaillée l'évolution de la structure profonde du plateau, entre les domaines sud (continental?) et nord (océanique) dans la zone centrale du plateau et entre le domaine sud et la marge antarctique. L'acquisition combinée de profils de sismique verticale multitrace et grand-angle serait particulièrement intéressante pour vérifier l'hypothèse d'une croûte inférieure réfléchive dans le domaine sud du plateau.

L'autre intérêt d'une nouvelle acquisition de données serait d'étudier de façon plus complète la transition entre les différents domaines du plateau de Kerguelen et les bassins océaniques adjacents.

Glossaire des notations utilisées

- t: Temps de propagation entre la source et le récepteur, (s)
v : Fréquence temporelle, (s^{-1})
x: distance entre la source et le récepteur, (km)
k: Fréquence spatiale (ou nombre d'onde), (km^{-1})
f(t): Trace sismique échantillonnée en fonction du temps (par défaut celle enregistrée par la composante verticale)
h1(t): Trace sismique enregistrée par la première composante horizontale de l'OBS
h2(t): Trace sismique enregistrée par la deuxième composante horizontale de l'OBS.
sv(t): Trace sismique enregistrée dans la direction radiale du mouvement
sh(t): Trace sismique enregistrée dans la direction transverse du mouvement
Vr: vitesse de réduction appliquée à l'échelle des temps, (km/s)
h: Epaisseur de la tranche d'eau, (km)
V: Vitesse de phase d'une onde (par défaut en mode P) longitudinale, (km/s)
V_p: Vitesse de phase d'une onde P, (km/s).
V_s: vitesse de phase d'une onde S, (km/s).
V_h: vitesse de phase horizontale d'une onde, (km/s).
i: angle d'incidence d'un rai, (°)
j: unité imaginaire
z: profondeur, (km)
p: paramètre du rai (ou lenteur), (s/km)
σ: Coefficient de Poisson
λ_p: Longueur d'onde d'une onde P, (m).
λ_s: Longueur d'onde d'une onde S, (m).
ρ: Densité d'une roche
Q_p: Facteur de qualité dans une couche pour la propagation d'une onde P.
Q_s: Facteur de qualité dans une couche lithologique pour la propagation d'une onde S
*: Indique le conjugué d'un nombre complexe
S_{ij}: Interspectre d'énergie entre la trace f_i(t) et f_j(t)
T_{ij}: Fonction d'intercorrélation entre la trace f_i(t) et f_j(t)
TH: Transformée de Hilbert
TF: Transformée de Fourier
TFI: Transformée de Fourier Inverse
Ha: Fonction de Hanning
T(t): Fonction d'autocorrélation
F(v): Transformée de Fourier de f(t)
Ø: Azimuth de l'énergie radiale au mouvement, (°)
| | : Module d'un nombre complexe
RMS: Ecart quadratique moyen, (s)
χ²: Valeur du Chi 2
Sinc: Fonction sinc

OBS: Ocean Bottom Seismometer (Station Sismique Sous-marine)
LIP: Large Igneous Province (Grande Province Volcanique)

BIBLIOGRAPHIE

- Angoulvant-Coulon, M.-P. & Schlich, R. (1994). "Mise en évidence d'une nouvelle direction tectonique sur le plateau de Kerguelen." *C. R. Acad. Sc.*, **319**(2): 929-935.
- Au, D. & Clowes, R. M. (1984). "Shear-wave velocity structure of the oceanic lithosphere from oceanic bottom seismometer studies." *Geophys. J. R. Astronom. Soc.*, **77**: 105-123.
- Beaudoin, B. C., Fuis, G. S., Mooney, W., D., Nokleberg, W. J. & Christensen, N., I. (1992). "Thin, Low-Velocity Crust beneath the Southern Yukon- Tanana Terrane, East Central Alaska: Results from Trans-Alaska Crustal Transect Refraction/Wide-Angle Reflection Data." *J. Geophys. Res.*, **97**(B2): 1921-1942.
- Bée, M. & Bibee, L. D. (1989). "A seismic refraction study of Cretaceous oceanic lithosphere in the Northwest Pacific Basin." *Mar. Geophys. Res.*, **11**: 239-261.
- Bercovici, D. & Mahoney, J. (1994). "Double Flood Basalts and Plume Head Separation at the 660-Kilometer Discontinuity." *Science*, **266**: 1367-1369.
- Bibee, L. D. & Shor Jr., G. G. (1976). "Compressional wave anisotropy in the crust and upper mantle." *Geophys. Res. Lett.*, **3**(11): 639-642.
- Bjarnason, I. T., Menke, W., Flovenz, O. G. & Caress, D. (1993). "Tomographic Image of the Mid-Atlantic Plate Boundary in Southwestern Iceland." *J. Geophys. Res.*, **98**(B4): 6607-6622.
- Bratt, S., R. & Solomon, S., C. (1984). "Compressional and Shear Wave Structure of the East Pacific Rise at 11°20'N: Constraints From Three-Component Ocean Bottom Seismometer data." *J. Geophys. Res.*, **89**(B7): 6095-6110.
- Brocher, T. M., Karson, J. A. & Collins, J. A. (1985). "Seismic Stratigraphy of the oceanic Moho based on ophiolite models." *Geology*, **13**: 62-65.
- Carbonell, R. & Smithson, S., B. (1991). "Large-scale anisotropy within the crust in the Basin and Range province." *Geology*, **19**: 698-701.
- Carlson, R. L., Christensen, N. I. & Moore, R. P. (1980). "Anomalous crustal structures in ocean basins: continental fragments and oceanic plateaus." *Earth Planet. Sci. Lett.*, **51**: 171-180.
- Casey, J. F., Dewey, J. W., Fox, P. J., Karson, J. A. & Rosencrantz, E. (1981). Heterogeneous nature of the oceanic crust and upper mantle: A perspective from the Bay of Islands Ophiolite. *The Sea*. New York, *John Wiley*. 305-338.
- Cerveny, V. (1972). "Seismic rays and ray intensities in inhomogeneous anisotropic media." *Geophys. J.R.astr.Soc.*, **29**: 1-13.
- Chapman, C. H. (1985). "Ray theory and its extensions: WKB and Maslov seismograms." *J. Geophys.*, **58**: 27-43.
- Chapman, C. H. & Orcutt, J. A. (1985). "The computation of body wave synthetic seismograms in laterally homogeneous media." *Rev. Geophys.*, **23**: 105-163.

- Chapman, C. H. & Orcutt, J. A. (1985). "Least-squares fitting of marine seismic refraction data." *Geophys. J. R. Astronom. Soc.*, **82**: 339-374.
- Charvis, P., Operto, S., Konnecke, L., K., Recq, M., Hello, Y., Houdry, F., Lebellegard, P., Louat, R. & Sage, F. (1993). "Structure profonde du domaine nord du plateau de Kerguelen (océan Indien austral): résultats préliminaires de la campagne MD66/KeOBS." *Compte Rendu à l'Académie des Sciences*, **316**: 341-347.
- Charvis, P., Recq, M., Operto, S. & Bréfort, D. (1995). "Deep structure of the northern Kerguelen-Plateau and hop spot-related activity." *Geophys. Jour. Int.*, **sous-
presse**:
- Christensen, N., I. & Fountain, D., M. (1975). "Constitution of the Lower Continental Crust Based on Experimental Studies of Seismic Velocities in Granulite." *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**: 227,236.
- Christensen, N. I. (1979). "Compressional Wave velocities in Rocks at High Temperatures and Pressures, Critical Thermal Gradients, and Crustal Low-velocity Zones." *J. Geophys. Res.*, **84**(B12): 6849-6857.
- Christensen, N. I. & Salisbury, M. H. (1979). "Seismic Anisotropy in the Oceanic Upper Mantle: Evidence From the Bay of Islands Ophiolite Complex." *J. Geophys. Res.*, **84**(B9): 4601-4610.
- Christensen, N. I. & Salisbury, M. H. (1982). "Lateral heterogeneity in the seismic structure of the oceanic crust inferred from velocity studies in the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland." *Geophys. J. R. Astronom. Soc.*, **68**: 675-688.
- Christensen, N. I. & Smewing, J. D. (1981). "Geology and Seismic Structure of the Northern Section of Oman Ophiolite." *J. Geophys. Res.*, **86**(B4): 2545-2555.
- Coffin, M., F. (1990). Large Igneous Provinces: A workshop to develop scientific drilling initiatives on volcanic margins and oceanic plateaus. *JOI/USSAC workshop report*,
- Coffin, M., F., Davies, H., L. & Haxby, W., F. (1986). "Structure of the Kerguelen Plateau province from Seasat altimetry and seismic reflection data." *Nature*, **324**: 134-136.
- Coffin, M., F., Munsch, M., Colwell, J., B., Schlich, R., Davies, H., L. & Zhi-Gang, L. (1990). "Seismic stratigraphy of the Raggatt Basin, southern Kerguelen Plateau: Tectonic and paleoceanographic implications." *Geological Society of America Bulletin*, **102**: 563-579.
- Coffin, M. F. & Eldholm, O. (1994). "Large Igneous Provinces: Crustal Structure, Dimensions, and External Consequences." *Rev. Geophys.*, **32**(1): 1-36.
- Collins, J., A., Brocher, T., M. & Karson, J., A. (1986). "Two-dimensional seismic reflection modeling of the inferred fossil oceanic crust/mantle transition in the bay of Islands ophiolite." *J. Geophys. Res.*, **91**(B12): 12520-12538.
- Deichmann, N. & Ansorge, J. (1983). "Evidence for lamination in the lower continental crust beneath the Black Forest (Southwestern Germany)." *J. Geophys.*, **52**: 109-118.

- Dietz, R. S. & Holden, J. C. (1970). "Reconstruction of Pangea: breakup and dispersion of continents, Permian to Present." *J. Geophys. Res.*, **75**: 4939-4956.
- Duennebier, F. K., Lienert, R., Cessaro, P., Anderson, P. & Mallick, S. (1987). "Controlled-source seismic experiment at hole 581 C." *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **88**: 105-125.
- Duncan, R. A. & Richards, M. A. (1991). "Hot-spots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander." *Rev. Geophys.*, **29**: 31-50.
- Dupré, B. & Allègre, C. J. (1983). "Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena." *Nature*, **303**: 142-146.
- Fezga, F. (1991). Interprétation de données de sismique réflexion et corrélation avec les forages ODP dans le bassin de Raggatt (Plateau de Kerguelen). *Université Louis Pasteur de Strasbourg Ecole et Observatoire de Physique du Globe*,
- Forsyth, D. A., Asudeth, I., Green, A. G. & Jackson, H. R. (1986). "Crustal structure of the northern Alpha ridge." *Nature*, **322**: 349-352.
- Fowler, S. R., White, R. S., Spence, G. D. & Westbrook, G. K. (1989). "The Hatton Bank continental margin-2. Deep structure from two-ship expanding spread seismic profiles." *Geophys. J.*, **96**: 295-309.
- Fritsch, B. (1992). Tectonique extensive et mouvements verticaux du plateau de Kerguelen (océan Indien). *Université Louis Pasteur de Strasbourg Ecole et Observatoire de Physique du Globe*,
- Fritsch, B., Schlich, R., Munsch, M., Fezga, F. & Coffin, M. F. (1992). Evolution of the Southern Kerguelen Plateau deduced from seismic stratigraphic studies and drilling at sites 748 and 750. Proceedings of the Ocean Drilling Program. *Ocean Drilling Program, Texas A&M University*. 451-1153.
- Fuchs, K. (1969). "On the properties of deep crustal reflectors." *Zeitschrift für Geophysik*, **35**: 133-149.
- Fuchs, K. & Müller, G. (1971). "Computation of Synthetic Seismograms with the Reflectivity Method and Comparison with Observations." *Geophys. J. R. Astronom. Soc.*, **23**: 417-433.
- Furlong, K. P. & Fountain, D. M. (1986). "Continental Crustal Underplating: Thermal Considerations And Seismic-Petrological Consequences." *J. Geophys. Res.*, **91**(B8): 8285-8294.
- Gajewski, D., Stangl, R., Fuchs, K. & Sandmeir, K. J. (1990). "A new constraint on the composition of the topmost continental mantle - anomalously different depth increases of P and S velocity." *Geophys. Jour. Int.*, **103**: 497-507.
- Gautier, I., Weis, D., Mennessier, J.-P., Vidal, P., Giret, A. & Loubet, M. (1990). "Petrology and geochemistry of the Kerguelen Archipelago basalts (South Indian Ocean): evolution of the mantle sources from ridge to intraplate position." *Earth Planet. Sci. Lett.*, **100**: 59-76.

- Gettrust, J., P., Furukawa, K. & Kempner, W., B. (1982). "Variation in Young Oceanic Crust and Upper Mantle Structure." *J. Geophys. Res.*, **87**(B10): 8435-8445.
- Gibson, B. S. (1991). "Analysis of Lateral Coherency in Wide-Angle Seismic Images of Heterogeneous Targets." *J. Geophys. Res.*, **96**(B6): 10261-10273.
- Gibson, B. S. a. L., A.R. (1988). "Lower crustal reflectivity patterns in wide-angle seismic recordings." *Geophys. Res. Lett.*, **15**(6): 617-620.
- Goodwin, E. & Mccarthy, J. (1990). "Composition of the lower crust in West central Arizona from three-component seismic data." *J. Geophys. Res.*, **95**: 20097-20109.
- Goslin, J. (1981). Etude géophysique des reliefs asismiques de l'océan Indien occidental et austral. *Louis Pasteur, Strasbourg*,
- Goslin, J. & Patriat, P. (1984). "Absolute and relative motions and hypotheses on the origin of five aseismic ridges in the Indian ocean." *Tectonophysics*, **101**: 221-244.
- Griffiths, R. W. & Campbell, H. (1990). "Stirring and structure in mantle plumes." *Earth Planet. Sci. Lett.*, **99**: 66-78.
- Guglielmi, M. (1982). Etude géophysique du plateau de Kerguelen. *Louis Pasteur, Strasbourg*,
- Hale, D. H. & Thompson, G. A. (1982). "The seismic reflection character of the continental Mohorovicic discontinuity." *J. Geophys. Res.*, **87**: 4625-4635.
- Hall, D. H. & Hajnal, Z. (1973). "Deep seismic crustal studies in Manitoba." *Seismol. Soc. America Bull.*, **63**: 885-910.
- Hart, S. R. (1984). "A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle." *Nature*, **309**: 753-757.
- Hashin, Z. & Shtrickman, S. (1963). "A variational approach to the elastic behavior of multiphase materials." *J. Mech. Phys. Solids*, **11**: 127-140.
- Holbrook, W., Steven, Catchings, R. D. & Jarchow, C., M. (1991). "Origin of deep crustal reflections: Implications of coincident seismic refraction and reflection data in Nevada." *Geology*, **19**: 175-179.
- Holbrook, W. S., Gajewski, D. & Prodehl, C. (1987). "Shear-wave velocity and Poisson'ratio structure of the upper lithosphere in southwest Germany." *Geophys. Res. Lett.*, **14**: 231-234.
- Holbrook, W. S. & Kelemen, P. B. (1993). "Large igneous province on the US Atlantic margin and implications for magmatism during continental breakup." *Nature*, **364**: 433-436.
- Holbrook, W. S., Mooney, W. D. & Christensen, N. I. (1992). The seismic velocity structure of the deep continental crust. Continental lower crust. Amsterdam, *Elsevier Science Publishers*. 485.
- Holbrook, W. S., Purdy, G. M., Sheridan, R. E., Glover 3, L., Talwani, M., Ewing, J. & Hutchinson, D. (1994). "Seismic Structure of the U.S. Mid-Atlantic continental margin." *J. Geophys. Res.*, **99**(B9): 17871-17891.

- Holbrook, W. S., Reiter, E. C., Purdy, G. M., Sawyer, D., Stoffa, P. L., Austin, J. A., Oh, J. J. & Makris, J. (1994). "Deep structure of the U.S. Atlantic continental margin, offshore South Carolina, from coincident ocean bottom and multichannel seismic data." *J. Geophys. Res.*, **99**(B5): 9155-9178.
- Holliger, K. & Levander, A., R. (1993). "Stochastic Modeling of the Reflective Lower Crust: Petrophysical and Geological Evidence from the Ivrea Zone (Northern Italy)." *J. Geophys. Res.*, **98**(B7): 11967-11980.
- Hopper, J., R., Mutter, J., C., Larson, R., L., Mutter, C., Z. & group, N. A. S. (1992). "Magmatism and rift margin evolution: Evidence from northwest Australia." *Geology*, **20**: 853-857.
- Houtz, R. & Ewing, J. (1976). "Uper crustal structure as a function of plate age." *J. Geophys. Res.*, **81**: 2490-2498.
- Houtz, R., E., Hayes, D., E. & Markl, R., G. (1977). "Kerguelen plateau bathymetry, sediment distribution and crustal structure." *Mar. Geol.*, **25**: 95-130.
- Hutchinson, D. R., Lee, M. W., Behrendt, J., Cannon, W. F. & Green, A. G. (1992). "Variations in the Reflectivity of the Moho Transition Zone Beneath the Midcontinent Rift System of North America: Results From True Amplitude Analysis of GLIMPCE Data." *J. Geophys. Res.*, **97**(B4): 4721-4737.
- Jones, T. D. & Nur, A. (1982). "Seismic velocity and anisotropy in mylonites and the reflectivity of deep crustal fault zones." *Geology*, **10**: 260-263.
- Karson, J. A., Collins, J. A. & Casey, J. F. (1984). "Geologic and seismic velocity structure of the crust/mantle in the bay of Islands ophiolite complex." *J. Geophys. Res.*, **89**(B7): 6126-6138.
- Keen, C. E. & de Voogd, B. (1988). "The continent-ocean boundary at the rifted margin off eastern Canada: new results from deep seismic reflection studies." *Tectonics*, **7**(1): 107-124.
- Kempner, W. C. & Gettrust, J. F. (1982). "Ophiolites, Synthetic Seismograms, and Ocean Crustal Structure. 1. Comparison of Ocean Bottom Seismometer Data and Synthetic Seismograms for the Bay of Islands Ophiolite." *J. Geophys. Res.*, **87**(B10): 8447-8462.
- Kempner, W., C. & Gettrust, J., F. (1982). "Ophiolites, Synthetic Seismograms, and Oceanic Crustal Structure. 2. A comparison of Synthetic Seismograms of the Samail Ophiolite, Oman, and the ROSE Refraction Data From the East Pacific Rise." *J. Geophys. Res.*, **87**(B10): 8463-8476.
- Klemperer, S. L. (1987). "A relation between continental heat flow and the seismic reflectivity of the lower crust." *J. Geophys.*, **61**: 1-11.
- Kroenke, L. W., Mahoney, J. J. & Saunders, A. D. (1994). Assessing the origins, age, and post-emplacement history of the Otong-Java Plateau through basement drilling. *Joides Drilling Proposal*,

- Larsen, H. C. & Jakobsdottir, S. (1988). Distribution, crustal properties and significance of seaward dipping sub basement reflectors off East Greenland. Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic. *geological Society London Special Publication*. 95-114.
- Larson, R. L. (1991). "Geological consequences of superplumes." *Geology*, **19**: 963-966.
- Levander, A. R. a. G., B.S. (1991). "Wide-angle seismic reflections from two-dimensional random target zones." *J. Geophys. Res.*, **96**(B6): 10251-10260.
- Levander, A. R. a. H., K. (1992). "Small-Scale Heterogeneity and Large-Scale Velocity Structure of the Continental Crust." *J. Geophys. Res.*, **97**(B6): 8797-8804.
- Lewis, B. T. R. & Snydsman, W. E. (1979). "Fine structure of the lower oceanic crust on the Cocos Plate." *Tectonophysics*, **55**(1/2): 87-105.
- Li, Z. G. (1988). Structure, Origine et Evolution du plateau de Kerguelen. *Louis Pasteur, Strasbourg*,
- Lindwall, D. A. (1991). "Old Pacific Crust Near Hawaii: A Seismic View." *J. Geophys. Res.*, **96**(B5): 8191-8203.
- Luyendyk, B. P. & Rennick, W. (1977). "Tectonic history of aseismic ridges in the eastern Indian ocean." *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**: 1347-1356.
- Mackenzie, K. R. (1984). Crustal stratigraphy and realistic seismic data. *University of California, San Diego*,
- Mallick, S. & Frazer, L. N. (1987). "Practical aspects of reflectivity modeling." *Geophysics*, **52**(10): 1355-1364.
- Mari, J. L. & Glangeaud, F. (1990). "Spectral matrix filtering applied to VSP processing." *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, **45**(3): 418-434.
- McBride, J. H., White, R. S., Henstock, T. J. & Hobbs, R. W. (1994). "Complex structure along a Mesozoic sea-floor spreading ridge: BIRPS deep reflection, Cape Verde abyssal plain." *Geophys. Jour. Int.*, **119** 453-478.
- Minshall, T. A., White, R. S., Mutter, J. C., Buhl, P., Detrick, R. S., Williams, C. A. & Morris, E. (1991). "Crustal Structure at the Blake Spur Fracture Zone from Expanding Spread Profiles." *J. Geophys. Res.*, **96**(B6): 9955-9984.
- Mithal, R. a. M., J.C. (1989). "A low-velocity zone within the layer 3 region of 118 Myr old oceanic crust in the western North Atlantic." *Geophys. Jour. Int.*, **97**: 275-294.
- Mjelde, R. (1992). "Shear waves from three-component ocean bottom seismographs off Lofoten, Norway, indicative of anisotropy in the lower crust." *Geophysical Journal International.*, **110** 283-296.
- Montigny, R., Karpoff, A.-M. & Hofmann, C. (1993). Résultats d'un dragage par 55°18'S-83°04'E dans le Bassin de Labuan (campagne MD 67, océan Indien méridional): implications géodynamiques. *Journées spécialisées de la Société Géologique de France.*, Paris, : 83.

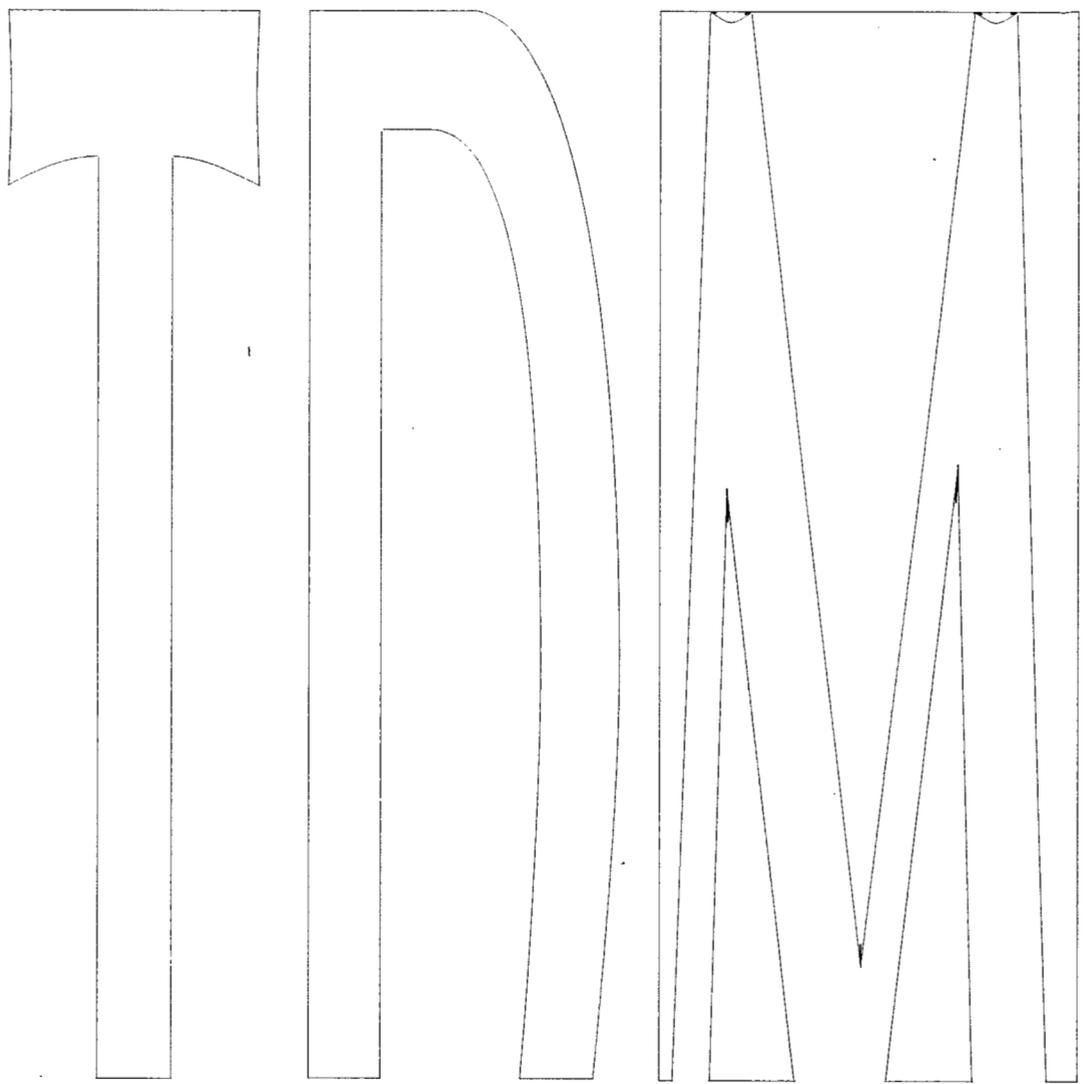
- Mooney, W. D. & Brocher, T. M. (1987). "Coincident Seismic Reflection/Refraction Studies of the Continental Lithosphere: A Global Review." *Rev. Geophys.*, **25**(4): 723-742.
- Mooney, W. D. & Meissner, R. (1992). Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic profiling of the continental lower crust and Moho. *Continental Lower Crust*. Amsterdam, *Elsevier*.
- Morgan, J. V., Barton, P. J. & White, R. S. (1989). "The Hatton Bank continental margin-3. Structure from wide angle OBS and multichannel seismic refraction profiles." *Geophys. Jour. Int.*, **98**(2): 367-384.
- Morgan, W. J. (1971). "Convection plumes in the lower mantle." *Nature*, **230**: 42-43.
- Morris, E., Detrick, R., S., Minshull, T., A., Mutter, J., C., White, R., S., Su, W. & Buhl, P. (1993). "Seismic Structure of Oceanic Crust in the Western North Atlantic." *J. Geophys. Res.*, **98**(B8): 13879-13903.
- Morris, G. B., Raitt, R. W. & Shor, G. G., Jr. (1969). "Velocity Anisotropy and Delay-Time Maps of the Mantle near Hawaii." *J. Geophys. Res.*, **74**(17): 4300-4316.
- Mueller, S., Peterschmidt, E., Fuchs, K., Emter, D. & Ansorge, J. (1973). "Crustal structure of the Rhinegraben area." *Tectonophysics*, **20**: 381-391.
- Müller, R. D., Royer, J.-Y. & Lawver, L. (1993). "Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks." *Geology*, **21**: 275-278.
- Munsch, M. & Schlich, R. (1987). "Structure and evolution of the Kerguelen-Heard plateau (Indian Ocean) deduced from seismic stratigraphy studies." *Mar. Geol.*, **76**: 131-152.
- Mutter, C. Z. & Mutter, J. C. (1993). "Variations in thickness of layer 3 dominate oceanic crustal structure." *Earth Planet. Sci. Lett.*, **117**: 295-317.
- Mutter, J. C., Buck, W. R. & Zehnder, C., M. (1988). "Convective Partial Melting. 1. A model for the formation of thick basaltic sequences during the initiation of spreading." *J. Geophys. Res.*, **93**(B2): 1031-1048.
- Mutter, J. C., Talwani, M. & Stoffa, P. L. (1984). "Evidence for a Thick Oceanic Crust Adjacent to the Norwegian Margin." *J. Geophys. Res.*, **89**(B1): 483-502.
- Nakamura, Y., Donoho, P. L., Roper, P. H. & McPherson, P. (1987). "Large-offset seismic surveying ocean-bottom seismographs and air guns: Instrumentation and field technique." *Geophysics*, **52**(12): 1601-1611.
- Ojo, S. B. & Mereu, R. F. (1986). "The effect of random velocity functions on the travel times and amplitudes of seismic waves." *Geophys. J. R. Astronom. Soc.*, **84**: 607-618.
- Operto, S. & Charvis, P. (1994). "Kerguelen Plateau: a volcanic passive margin fragment?" *Geology*, **sous presse**:
- Leg 104 Shipboard scientific party (1986). "Formation of the Norwegian Sea." *Nature*, **319**: 360-361.

- Paul, A. & Nicollin, F. (1989). "Thin crustal layering in Northern France: observations and modelling of the PmP spectral content." *Geophys. Jour. Int.*, **99**: 229-246.
- Pavlenkova, N. I. (1979). "Generalized geophysical model and dynamic properties of the continental crust." *Tectonophysics*, **59**: 381-390.
- Peddy, C. P. & Hobbs, R. W. (1987). "Lower crustal reflectivity of the continental margin southwest of Britain." *Annales Geophysicae*, **5B**(4): 331-338.
- Peirce, C. & Barton, P. J. (1991). "Crustal Structure of the Madeira-Tore Rise, eastern North Atlantic-results of a DOBS wide-angle and normal incidence seismic experiment-in the Josephine Seamount region." *Geophys. Jour. Int.*, **106**: 357-378.
- Pringle, M. S., Storey, M. & Wijbrans, J. (1994). 40Ar/39Ar Geochronology of Mid-Cretaceous Indian Ocean Basalts: Constraints on the Origin of Large Flood Basalt Provinces. *AGU fall meeting*, San Francisco, Eos: 729.
- Purdy, G. M. (1983). "The seismic structure of 140Myr old crust in the western central Atlantic Ocean." *Geophys. J. R. Astronom. Soc.*, **72**: 115-137.
- Raitt, R. W. (1963). *The Sea. The crustal rocks*. New York, Hill, M. N., Wiley-Interscience, ed. 85-102.
- Raitt, R. W., Shor, G. G., Francis, T. J. G. & Morris, G. B. (1969). "Anisoytropy in the Pacific Upper Mantle." *J. Geophys. Res.*, **74**(12): 3095-3109.
- Ramsay, D. C., Colwell, J. B., Coffin, M. F., Davies, H. L., Hill, P. J., Pigram, C. J. & Stagg, H. M. J. (1986). "New findings from the Kerguelen Plateau." *Geology*, **14**: 589-593.
- Recq, M., Bréfort, D., Malod, J. & Veinante, J.-L. (1990). "The Kerguelen-Isles (southern Indian Ocean): new results on deep structure from refraction profiles." *Tectonophysics*, **182**: 227-248.
- Recq, M. & Charvis, P. (1986). "A seismic refraction survey in the Kerguelen Isles, southern Indian Ocean." *Geophysical Journal. Royal astronomical Society*, **84**: 529-559.
- Recq, M. & Charvis, P. (1987). "La ride asismique de Kerguelen-Heard - Anomalie du géoïde et compensation isostatique." *Mar. Geol.*, **76**: 301-311.
- Reid, I. (1993). "Velocity Structure of Reflective Lower Crust Beneath the Grand Banks of Newfoundland." *J. Geophys. Res.*, **98**(B6): 9845,9859.
- Ritzert, M. & Jacoby, W. R. (1985). "On the lithospheric seismic structure of Reykjanes ridge at 62.5°N." *J. Geophys. Res.*, **90**(B12): 10117-10128.
- Rohr, K. (1987). "Variations of the Amplitudes of Reflections from old oceanic basement in the North Atlantic." *J. Geophys. Res.*, **92**(B10): 10581-10594.
- Rotstein, Y., Munschy, M., Schlich, R. & Hill, P. J. (1991). "Structure and early history of the Labuan Basin, South Indian Ocean." *J. Geophys. Res.*, **96**: 3887-3904.

- Rotstein, Y., Schlich, R. & Munsch, M. (1992). "Structure and Tectonic of the Southern Kerguelen Plateau (Indian Ocean) deduced from seismic reflection data." *Tectonics*, 11(6): 1332-1347.
- Royer, J.-Y. & Coffin, M., F. (1992). "Jurassic to Eocene plate tectonic reconstructions in the Kerguelen plateau region." *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 120: 917-928.
- Royer, J. Y., Pierce, J. W. & Weissel, J. K. (1991). Tectonic constraints on hotspot formation of the Ninetyeast Ridge. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*.
- Royer, J. Y. & Sandwell, D. T. (1989). "Evolution of the eastern Indian Ocean since the Late Cretaceous: constraints from GEOSAT altimetry." *J. Geophys. Res.*, 94: 13755-13782.
- Salisbury, M. H. & Christensen, N. I. (1978). "The Seismic Velocity Structure of a Traverse Through the Bay of Islands Ophiolite Complex, Newfoundland, an Exposure of Oceanic Crust and Upper Mantle." *J. Geophys. Res.*, 83(B2): 805-817.
- Salisbury, M. H. & Christensen, N. I. (1978). "The seismic velocity structure of a traverse through the Bay of Islands ophiolite complex, Newfoundland, an exposure of oceanic crust and upper mantle." *J. Geophys. Res.*, 81: 805-817.
- Salters, V. J. M., Storey, M., Sevigny, J. H. & Whitechurch, H. (1992). Trace Element and Isotopic Characteristics of Kerguelen-Heard Plateau Basalts. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 55-61.
- Sandmeier, K. J. & Wenzel, F. (1986). "Synthetic seismograms for a complex crustal model." *Geophys. Res. Lett.*, 13(1): 22-25.
- Sandwell, D. T. & MacKenzie, K. R. (1989). "Geoid Height Versus Topography for Oceanic Plateaus and Swells." *J. Geophys. Res.*, 94(B6): 7403-7418.
- Schaming, M. & Rotstein, Y. (1990). "Basement reflectors in the Kerguelen Plateau, south Indian Ocean: Indications for the structure and early history of the plateau." *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 102: 580-592.
- Schlich, R., Delteil, J. R., Moulin, J., Patriat, P. & Guillaume, R. (1971). "Mise en évidence d'une sédimentation de marge continentale sur le plateau de Kerguelen-Heard." *C.R. Acad. Sci. de Paris*, 272: 2060-2063.
- Schlich, R., Rotstein, Y. & Schaming, M. (1993). "Dipping basement reflectors along volcanic passive margins - new insight using data from the Kerguelen Plateau." *Terra Nova*, 5: 157-163.
- Schlich, R. & Wise, S. W. J. (1992). The geological and tectonic evolution of the Kerguelen Plateau: an introduction to the scientific results of Leg 120. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 5-30.
- Shaw, P. R. (1988). "Waveform inversion of time-corrected refraction data." *Geophys. J.*, 93: 75-90.

- Shaw, P. R. (1994). "Age variations of oceanic crust Poisson's ratio: Inversion and a porosity evolution model." *J. Geophys. Res.*, **99**: 3057-3066.
- Shearer, P. M. (1988). "Cracked media, Poisson's ratio and the structure of the upper oceanic crust." *Geophys. J. R. Astronom. Soc.*, **92**: 357-362.
- Sinha, M. C., Louden, K. E. & Barry, P. (1981). "The crustal structure of the Madagascar Ridge." *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **66**: 351-377.
- Spence, G. D., White, R. S., Westbrook, G. K. & Fowler, S. R. (1989). "The Hatton Bank continental margin- 1. Shallow structure from two ship expanding spread seismic profiles." *Geophys. J.*, **96**: 273-294.
- Spence, G. D., White, R. S., Westbrook, G. K. & Fowler, S. R. (1989). "The Hatton Bank continental margin- 1. Shallow structure from two ship expanding spread seismic profiles." *Geophys. J.*, **96**: 273-294.
- Spudich, P., K., P. & Helmberger, D., V. (1979). "Synthetic seismograms from model ocean bottoms." *J. Geophys. Res.*, **84**(B1): 189-204.
- Spudich, P. & Orcutt, J. (1980). "Petrology and porosity of an oceanic crustal site: results from wave form modeling of seismic refraction data." *J. Geophys. Res.*, **85**(B3): 1409-1433.
- Stoffa, P. L., Buhl, P., Herron, T. J., Kan, T. K. & Ludwig, W. J. (1980). "Mantle reflections beneath the crustal zone of the east Pacific Rise from multi-channel seismic data." *Mar. Geol.*, **35**: 83-97.
- Storey, M., Kent, R. W., Saunders, A. D., Salters, V. J., Hergt, J., Whitechurch, H., Seigny, J. H., Thirlwall, M. F., Leat, P., Ghose, N. C. & Gifford, M. (1992). "Lower cretaceous volcanic rocks on continental margins and their relationship to the Kerguelen Plateau." *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **120**: 33-53.
- Storey, M., Saunders, A. D., Tarney, J., Gibson, I. L., Norry, M. J., Thirlwall, M. F., Leat, P., Thompson, R. N. & Menzies, M. A. (1989). "Contamination of Indian Ocean asthenosphere by the Kerguelen-Heard mantle plume." *Nature*, **338**: 574-576.
- Storey, M., Saunders, A. D., Tarney, J., Leat, P., Thirlwall, M. F., Thompson, R. N., Menzies, M. A. & Marriner, G. F. (1988). "Geochemical evidence for plume-mantle interactions beneath Kerguelen and Heard Islands, Indian Ocean." *Nature*, **336**: 371-374.
- Thomson, W. H., Garmany, J. D. & Lewis, B. T. R. (1982). "Crustal Structure Near the Iceland Research Drilling Project Borehole From a Seismic Refraction Survey." *J. Geophys. Res.*, **87**(B8): 6383-6388.
- Watkins, N. D., Gunn, B. M., Nougier, J. & Baski, A. K. (1974). "Kerguelen: continental fragment or oceanic island?" *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **85**: 201-212.
- Watts, A. B. & ten Brink, U. S. (1989). "Crustal Structure, Flexure, and Subsidence of the Hawaiian Islands." *J. Geophys. Res.*, **94**(B8): 10473-10500.

- Wenzel, F., Sandmeier, K.-J. & Walde, W. (1987). "Properties of the lower crust from modelling refraction and reflection data." *J. Geophys. Res.*, **92**(B11): 1575-11583.
- White, R., S., Detrick, R., S., Mutter, J., C., Buhl, P., Minshull, T., A. & Morris, E. (1990). "New seismic images of oceanic crustal structure." *Geology*, **18**: 462-465.
- White, R. & McKenzie, D. (1989). "Magmatism at Rift Zones: The Generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts." *Journal of Geophysical Research.*, **94**(B6): 7685-7729.
- White, R., S. & Stephen, R., A. (1980). "Compressional to shear wave conversion in oceanic crust." *Geophys. J. R. Astronom. Soc.*, **63**: 547-565.
- White, R. S. (1979). "Oceanic upper crustal structure from variable angle seismic reflection - refraction profiles." *Geophys. J. R. Astronom. Soc.*, **57**: 683,726.
- White, R. S. & Matthews, D. H. (1980). "Variations in oceanic upper crustal structure in a small area of the north-eastern Atlantic." *Geophys. J. R. Astronom. Soc.*, **61**: 401,435.
- White, R. S., McBride, J. H., Henstock, T. J. & Hobbs, R. W. (1994). "Internal structure of a spreading segment of Mesozoic oceanic crust." *Geology*, **22**: 597-600.
- White, R. S., Mckenzie, D. & O'Nions, R. K. (1992). "Oceanic Crustal Thickness From Seismic Measurements and Rare Earth Element Inversions." *J. Geophys. Res.*, **97**(B13): 19683-19715.
- Whitechurch, H., Montigny, R., Sevigny, J., Storey, M. & Salters, V. J. M. (1992). K-Ar and 40Ar/39Ar ages of Central Kerguelen Plateau basalts. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 71-77.
- Wicquart, E. & Frohlich, F. (1986). "La sédimentation sur le plateau de Kerguelen-Heard. Relations avec l'évolution de l'océan Indien au Cénozoïque." *Bulletin de la Société géologique de France*, **8**: 569-574.
- Wilson, J. T. (1963). "A possible origin of the Hawaiian Islands." *Can. J. Phys.*, **41**: 863-870.
- Wise, S. W. J. & Schlich, R. (1992). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.
- Zelt, C. A. & Ellis, R. M. (1988). "Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid traveltimes and amplitude forward modelling." *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, **24**(1): 16-31.
- Zelt, C. A. & Forsyth, D. A. (1994). "Modeling wide-angle seismic data for crustal structure: Southeastern Grenville Province." *J. Geophys. Res.*, **99**(B6): 11687-11704.
- Zelt, C. A. & Smith, R. B. (1992). "Seismic traveltimes inversion for 2-D crustal velocity structure." *Geophys. Jour. Int.*, **108**: 16-34.



Thèses et documents microfichés



209-213, rue La Fayette
75480 Paris cedex 10

ISSN : 0767-922X
ISBN : 2-7099-1285-6

Diffusion :
32, avenue Henri Varagnat
93143 Bondy cedex