

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

STRUCTURE ET ÉPAISSEUR DE LA CROÛTE AU NORD-EST DU CANADA
PAR L'ANALYSE DES "RECEIVER FUNCTIONS" SISMIQUES

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

FRANÇOIS VERVAET

OCTOBRE 2017

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Avant de commencer ce mémoire, j'aimerais prendre le temps de remercier ma directrice, Fiona Darbyshire, qui m'a donné l'opportunité de produire cette recherche. Je la remercie pour son temps, sa disponibilité et sa patience. Sans son support et ses connaissances, il ne m'aurait pas été possible de faire ce travail.

Je tiens également à remercier l'UQAM et le Géotop, qui m'ont fourni le support logistique nécessaire et la Commission Géologique du Canada, qui m'a fourni les données. Je remercie le Ministère de l'Éducation et de l'Enseignement supérieur du Québec qui a subventionné mon congé du travail durant la dernière année de ma maîtrise. Je veux également exprimer ma gratitude à Weisen Shen qui nous a fourni ses codes pour effectuer les inversions.

Finalement, je veux remercier Kimberlee Desormeaux qui m'a inspiré à me lancer dans ce projet, qui m'a supporté tout au long de ma maîtrise et qui me pousse toujours à m'améliorer. Je remercie également mes parents qui m'ont appris l'importance de l'éducation et de la connaissance et qui m'ont toujours poussé à aller plus loin.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	IX
LISTE DES TABLEAUX.....	XIX
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	XXI
LISTE DES SYMBOLES ET UNITÉS.....	XXIII
RÉSUMÉ	XXV
INTRODUCTION	1
0.1 But et méthode.....	1
0.2 Cadre géologique	3
0.2.1 Histoire tectonique du nord du Québec et du Labrador	3
0.2.2 Géologie de la région environnant chaque station	5
CHAPITRE I	
RÉSUMÉ DE LA RECHERCHE ANTÉRIEURE.....	13
1.1 Études sismiques.....	13
1.2 Études gravimétriques	25
1.3 Études magnétiques	31
CHAPITRE II	
BASE DE DONNÉES	37
2.1 Stations d'observation et données recueillies	37
2.1.1 Traitement des données.....	39
2.1.2 Station KAJQ	42
2.1.3 Station KJKQ	42
2.1.4 Station KNGQ.....	42
2.1.5 Station KRSQ.....	42
2.1.6 Station MKVL.....	43
2.1.7 Station NANL	43

2.1.8 Station NWRL	44
2.1.9 Station WBHL	44
2.2 Ondes de surface du modèle global GDM52	44
CHAPITRE III	
MÉTHODOLOGIE	49
3.1 Receiver functions.....	49
3.1.1 Définitions des receiver functions	49
3.1.2 Calcul des receiver functions.....	53
3.1.3 L'analyse des receiver functions	54
3.2 Ondes de surface et dispersion	70
3.3 Inversion conjointe.....	71
3.4 Définition du Moho et autres discontinuités	75
CHAPITRE IV	
RÉSULTATS	79
4.1 Présentation des receiver functions.....	79
4.2 Profondeur du Moho et rapport V_p/V_s selon la sommation $H-\kappa$	83
4.3 Station KAJQ	87
4.4 Station KJKQ	99
4.5 Station KNGQ.....	108
4.6 Station KRSQ.....	117
4.7 Station MKVL.....	126
4.8 Station NANL	137
4.9 Station NWRL.....	145
4.10 Station WBHL.....	146
CHAPITRE V	
DISCUSSION.....	159
5.1 Analyse de la méthodologie	159
5.1.1 Sommation $H-\kappa$	159
5.1.2 Inversion moindres carrés.....	160
5.1.3 Inversion Monte-Carlo.....	161
5.2 Implications géologiques	162

5.3	Comparaison à la recherche antérieure.....	170
5.3.1	Données sismiques	171
5.3.2	Données gravimétriques.....	179
	CONCLUSION	181
	BIBLIOGRAPHIE	189

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
Figure 0.1 Carte des régions tectoniques du Canada tirée de St-Onge et al (2009) qui l'a tirée et modifiée de Hoffman (1988). La région étudiée dans ce mémoire est encadrée.....	2
Figure 0.2 Carte du Québec et du Labrador illustrant la position des stations sismiques utilisées pour ce mémoire. La position des stations est indiquée par les étoiles rouges et leur nom est dans un encadré blanc. Les noms dans un encadré gris sont ceux des provinces géologiques.....	4
Figure 0.3 L'Amérique du Nord à 1,0 Ga d'après Whitmeyer et Karlstrom (2007)..	6
Figure 0.4 Province du Supérieur d'après Hoffman (1989).....	7
Figure 0.5 Formation de Torngat et du Nouveau-Québec selon Hoffman (1990) à gauche et selon St-Onge et al. (2009) à droite.....	8
Figure 0.6 Province de Nain selon Connelly et Ryan (1996).....	9
Figure 0.7 Orogène de Makkovik selon Ketchum et al. (2002).	10
Figure 0.8 Province de Grenville d'après Rivers et al. (2002).....	11
Figure 0.9 Front de Grenville près de la station WBHL d'après Rivers et al. (1993). 12	
Figure 1.1 Profondeurs du Moho obtenues par les profils de réfraction de Lithoprobe, de O'Leary et al. (1995), de Zelt et Ellis (1989), de Chandra et Cumming (1972), de Keen et al. (1986) et de Marillier et al. (1989). Les lignes noires représentent les profils où les données ont été prises. Les autres profondeurs sont obtenues par un programme de contour. Cette figure est tirée de Cook et al. (2010).....	14
Figure 1.2 Le temps aller-retour jusqu'au Moho selon les données de Lithoprobe, de Cook et al.. (1987), de Mair et Lyons (1976), et Marillier et al. (1994). Cette figure est tirée de Cook et al. (2010).	15

- Figure 1.3 Structure de la croûte pour les profils B-B' et C-C' illustrés sur la carte. L'étoile rouge sur la carte indique la position de la station KAJQ. La figure est modifiée de celle de Funck et al. (2000b). 16
- Figure 1.4 Carte de la région étudiée par la ligne 6 du projet ECSOOT96 et les modèles de vitesse sous la section qui en résultent. L'étoile rouge sur la carte indique la position de la station NANL. Le premier modèle est un modèle de vitesse des ondes P et le deuxième modèle est un modèle de vitesse des ondes S. La figure est tirée de Funck et al. (2000a). 18
- Figure 1.5 Profil sismique sous la province de Grenville à la frontière de la province de Makkovik d'après Funck et al. (2001b). Sur la carte, les étoiles indiquent, d'ouest vers l'est, les stations WBHL, NWRL et MKVL. 19
- Figure 1.6 Modèles de vitesse de cisaillement obtenus par l'inversion de RF pour la province du Supérieur et la région de la baie d'Ungava d'après Gilligan et al. (2016). 21
- Figure 1.7 Figure modifiée de Gilligan et al. (2016). Profondeurs du Moho obtenues à différentes stations. Les étoiles indiquent la position, de l'ouest vers l'est, KJKQ, KNGQ et KRSQ. 22
- Figure 1.8 Cartes de la variation des vitesses des ondes de cisaillement des modèles NA07 (à gauche) et NA07 (à droite) d'après Bedle et van der Lee (2009). .. 23
- Figure 1.9 Cartes de la variation des vitesses des ondes de cisaillement verticales pour le modèle SL2013NA d'après Schaeffer et Lebedev (2014). Les perturbations de vitesse sont données en pourcentage par rapport à la vitesse de référence indiquée dans le coin supérieur droit de chaque carte. Les couleurs noir, rouge et jaune correspondent à une vitesse plus petite que la vitesse de référence et les couleurs bleu, violet et fushia correspondent à une vitesse plus grande que la vitesse de référence. L'échelle de couleur est la même pour les deux cartes. L'intervalle de variation et la limite de saturation sont indiqués sous chaque carte. 24
- Figure 1.10 Cartes de la variation des vitesses des ondes selon l'étude tomographique de Yuan et al. (2014). 25
- Figure 1.11 Carte des anomalies de Bouguer (sur le continent) et d'air libre (sur l'eau) selon Bourlon et al. (2002). Les étoiles représentent la position des stations utilisées pour ce mémoire. 26
- Figure 1.12 Cartes des anomalies de Bouguer et de la profondeur du Moho redessinées par Cook et al. (2010), d'après la carte de Funck et al. (2000b). On peut observer la similarité des structures. 27

- Figure 1.13 Anomalies de Bouguer de la région de la baie d'Hudson, selon une figure tirée d'Eaton et Darbyshire (2010). L'étoile représente la position de la station KJKQ..... 29
- Figure 1.14 Épaisseur élastique de la lithosphère selon Audet et Mareschal.(2007). Les étoiles représente la position des stations utilisées pour ce mémoire. 31
- Figure 1.15 Carte du magnétisme selon Bourlon et al. (2002). Les étoiles rouges représentent la position des stations utilisées pour ce mémoire. Sur la carte du bas, les profils marins sont indiqués par des lignes violettes et les régions couvertes par des relevés aeromagnétiques sont en gris..... 32
- Figure 1.16 Carte magnétique de la province de Nain selon Funck et al. (2000a). . 34
- Figure 1.17 Carte d'anomalies magnétiques pour l'orogène du Trans-Hudson selon Eaton et Darbyshire (2010). Les stations KJKQ, KNGQ, KRSQ et WBHL sont représentées par des étoiles. 35
- Figure 1.18 Carte du magnétisme pour le front de Grenville d'après Hynes et Rivers (2010). Les stations MKVL, NWRL et WBHL sont marquées par une étoile rouge. 36
- Figure 2.1 Carte du Québec et du Labrador illustrant la position des stations sismiques utilisées pour ce mémoire. La position des stations est indiquée par les étoiles rouges et leur nom est dans un encadré blanc. Les noms dans un encadré gris sont ceux des provinces géologiques..... 38
- Figure 2.2 Composantes du signal du séisme. Les composantes tangentielle et radiale sont perpendiculaires. La ligne rouge indique la direction d'où provient le séisme. 40
- Figure 2.3 Sismogramme à différentes étapes du traitement de données. Un sismogramme avec la phase P indiquée (a), le même sismogramme filtré (b), un sismogramme rejeté (c) et une RF rejetée (d). Les RF retenues sont présentées au chapitre IV. 41
- Figure 2.4 Carte de la répartition des tremblements de terre et des sismographes utilisés pour l'élaboration du modèle GDM52 d'après Ekström (2011). Les sismographes sont en rouge et les tremblements de terre en vert. 45
- Figure 2.5 Courbes de dispersion pour les vitesses de phase de Rayleigh obtenues du modèle global GDM52 (Ekström, 2011) avec les coordonnées des stations. 47
- Figure 3.1 La RF décortiquée selon Ammon (1997)..... 51

- Figure 3.2 Graphique des solutions possibles pour H et κ . Chaque courbe représente une équation reliée au temps d'arrivée des phases P_s , P_pPs et $P_pSs+PsPs$. Voir le texte pour les détails. Tirée de Zhu et Kanamori (2000).....57
- Figure 3.3 Valeur de la fonction S en fonction de la profondeur du Moho (H) et du rapport $V_p/V_s(\kappa)$. La fonction S devrait être maximale pour une profondeur correspondant à la profondeur du Moho et pour un rapport V_p/V_s correspondant à la valeur moyenne de ce rapport dans la croûte.58
- Figure 3.4 Différentes étapes de l'inversion selon Ammon et al. (1990). Le graphique (a) représente le modèle de départ, (b) la RF synthétique calculée à partir du modèle et (c) la comparaison entre la RF synthétique et la RF observée.....61
- Figure 3.5 Modèles obtenus pour la station KAJQ en fonction de la vitesse V_s du modèle initial. En bleu, la vitesse est de 3,5 km/s, en rouge, 4 km/s et en noir, 4,5 km/s. Le rapport V_p/V_s des trois modèles est de 1,73.....63
- Figure 3.6 Modèles obtenus pour la station KAJQ en fonction du rapport V_p/V_s du modèle initial. En bleu, le rapport est de 1,7, en rouge, 1,8 et en noir, 1,73. La vitesse initiale V_s pour les trois modèles est de 4,5 km/s.64
- Figure 3.7 Test de sensibilité à l'écart-type de la RF sommée. L'inversion de la RF sommée pour la station KAJQ avec trois valeurs d'écart-type : 0,01 , 0,05 (la valeur par défaut) et 0,1.....65
- Figure 3.8 Variation des RF en fonction de l'azimut inverse. La figure de gauche illustre le modèle de croûte et celle de droite les RF synthétiques. Les lettres P indiquent l'arrivée de la phase P et les lettres D et H sont respectivement les arrivées P_s de l'interface inclinée et de l'interface horizontale. Tirée de Cassidy (1992).....69
- Figure 3.9 Comparaison entre l'inversion des ondes de surface et de l'inversion conjointe d'après Shen et al. (2013a).72
- Figure 3.10 Comparaison entre l'inversion des ondes de Rayleigh, de Love et de Love et Rayleigh. Les courbes noires représentent les données observées pour les RF et les courbes de dispersion et la structure connue pour les modèles de vitesse. En gris, on peut voir les modèles obtenus par les inversions et les RF et courbes de dispersion obtenues à l'aide de ces modèles. Tirée de Julià et al. (2003).73
- Figure 3.11 Vitesses permettant de déterminer la profondeur du Moho. Le Moho est considéré être à une profondeur située entre $V_{50\%}$ et $V_{85\%}$. Tirée de Kao et al. (2013).77

- Figure 3.12 Effets d'une zone de basse vitesse. Le signal engendré par ce type de zone est indiqué par LVZ sur la RF. Tirée de Cassidy (1995). 78
- Figure 4.1 RF radiales et tangentielles. Lorsqu'elles sont visibles, les phases Ps, PpPs et PpSs+PsPs sont indiquées par une ligne pointillé..... 80
- Figure 4.2 Résultats de la sommation H- κ . L'étoile verte indique les coordonnées où la fonction S est à son maximum et l'ellipse verte représente le contour dont l'intervalle de confiance est de 95%. 84
- Figure 4.3 Inversion par moindres carrés pour la station KAJQ. Les courbes rouges correspondent aux modèles et courbes calculés. La RF bleue est la sommation des RF de la station et les points noirs sont les vitesses de phase du modèle global GDM52. La zone grise est l'intervalle où se trouve le Moho selon le calcul présenté au chapitre III. 88
- Figure 4.4 Inversion Monte-Carlo pour la station KAJQ. En rouge, les valeurs reliées au modèle moyen, en noir, les valeurs reliées au modèle générant la meilleure RF et en bleu, la RF observée et la courbe de dispersion du modèle GDM52. Les courbes pointillées rouges représentent l'écart-type pour le modèle moyen et les courbes pointillées bleues représentent les incertitudes des RF et du modèle GDM52. 89
- Figure 4.5 Comparaison entre les inversions Monte-Carlo et moindres carrés. 91
- Figure 4.6 Comparaison du modèle simplifié et du modèle calculé. En bleu, on peut voir le modèle calculé et sa RF, alors qu'en rouge, il y a le modèle simplifié et sa RF. Sur les RF, les flèches verte, cyan et noire indiquent respectivement les arrivées Ps, PpPs et PpSs+PsPs..... 92
- Figure 4.7 Les 4 discontinuités importantes qui seront testées pour la modélisation directe..... 93
- Figure 4.8 Résultats de la modélisation directe. En rouge, les modèles utilisés et les RF correspondantes. En bleu, la RF du modèle simplifié. La partie (a) représente le modèle avec la zone de basse vitesse dans la croûte, la partie (b) est le modèle simplifié sans la zone de basse vitesse dans la croûte, le modèle (c) est le modèle simplifié sans les zones de basse vitesse dans le manteau et partie (d) représente le modèle simplifié sans la dernière zone de basse vitesse dans le manteau. 94
- Figure 4.9 Comparaison du modèle simple sans couche de basse vitesse entre 8 et 14 km et le modèle simple avec une vitesse de surface comparable au modèle Monte-Carlo et sans couche de basse vitesse entre 8 km et 14 km. La courbe rouge représente le modèle basé sur la vitesse de surface du modèle Monte-Carlo et la RF qu'il génère et la courbe rouge représente le modèle avec la

- vitesse de surface du modèle joint96 et la RF qu'il génère. La RF verte est celle observée95
- Figure 4.10 Graphiques des RF en fonction de l'azimut inverse. Le premier graphique représente les RF selon leur azimut inverse, le deuxième graphique représente l'amplitude des RF en fonction de l'azimut inverse et le dernier représente un graphique circulaire des RF, dont les amplitudes positives sont en rouge et les amplitudes négatives en bleu. L'intervalle de temps du graphique circulaire est de -10 à 30s. Les arrivées Ps, PpPs et PpSs+PsPs sont indiquées par des lignes pointillées sur le premier graphique.....97
- Figure 4.11 Modèle de vitesse de cisaillement pour la station KAJQ en fonction de la direction. Sous le modèle, on trouve la RF calculée par le modèle (en rouge) et la RF sommée pour la direction correspondante (en bleu).98
- Figure 4.12 Inversion moindres carrés pour la station KJKQ. Les courbes sont les mêmes que celles définies à la figure 4.3.....100
- Figure 4.13 Inversion Monte-Carlo pour la station KJKQ. Les courbes sont les mêmes que celles définies à la figure 4.4.....101
- Figure 4.14 Comparaison des inversions pour la station KJKQ.....102
- Figure 4.15 Le modèle simplifié et le modèle calculé, ainsi que leur RF, pour la station KJKQ. Voir la figure 4.6 pour les notations.....103
- Figure 4.16 Discontinuités importantes pour la station KJKQ.....103
- Figure 4.17 Modélisation directe pour la station KJKQ. La notation est la même qu'à la figure 4.8. La partie (a) représente le modèle sans discontinuité, la partie (b) la discontinuité seule et la partie (c) la discontinuité suivie de l'augmentation de vitesse jusqu'au maximum de la couche de haute vitesse. Ces trois figures permettent de voir l'effet de la discontinuité dans la croûte supérieure.104
- Figure 4.18 Graphiques des RF en fonction de l'azimut inverse pour la station KJKQ. Les graphiques sont du même type que ceux de la figure 4.10.106
- Figure 4.19 Modèles des vitesses de cisaillement en fonction de la direction pour la station KJKQ. La notation est la même qu'à la figure 4.11.107
- Figure 4.20 Résultat de l'inversion moindres carrés pour la station KNGQ. La notation est la même que la figure 4.3.108
- Figure 4.21 Résultat de l'inversion Monte-Carlo pour la station KNGQ. La notation est la même que la figure 4.4.....110

Figure 4.22	Comparaison de l'inversion Monte-Carlo et moindres carrés.	111
Figure 4.23	Modèle calculé et modèle modifié pour la station KNGQ. La notation est la même que la figure 4.6.	112
Figure 4.24	Discontinuités importantes pour la station KNGQ.	113
Figure 4.25	Effets des discontinuités sur la RF pour la station KNGQ. La notation est la même qu'à la figure 4.8. Sur les figures (a) et (b), les effets de la baisse et de l'augmentation de vitesse au début et à la fin de la zone de basse vitesse. Sur la figure (c), le modèle sans la zone de basse vitesse dans la croûte. Sur la figure (d), le modèle sans discontinuité dans le manteau. Sur la figure (e), les effets de la zone de basse vitesse sous le Moho.	114
Figure 4.26	RF de la station KNGQ en fonction de leur azimut inverse. Les notations sont les mêmes qu'à la figure 4.10.	115
Figure 4.27	Variation azimutale pour la station KNGQ. Les flèches rouges indiquent l'effet de la discontinuité dans la croûte supérieure. Les autres notations sont les mêmes que la figure 4.11	116
Figure 4.28	Inversion moindres carrés pour la station KRSQ. La notation est la même que la figure 4.3.	118
Figure 4.29	Inversion Monte-Carlo pour la station KRSQ. La notation est la même que la figure 4.4.	119
Figure 4.30	Comparaison des résultats d'inversion pour la station KRSQ.	120
Figure 4.31	Modèle calculé et modèle simplifié et leur RF pour la station KRSQ. La notation est la même que la figure 4.6.	121
Figure 4.32	Discontinuités importantes pour la station KRSQ.	121
Figure 4.33	Modélisation directe pour la station KRSQ. La notation est la même qu'à la figure 4.8. Les figures (a), (b) et (c) montrent l'effet de la couche de basse vitesse dans la croûte, la figure (d) montre l'effet de la couche de haute vitesse dans la croûte inférieure et l'image (e) et (f) illustrent les effets des couches de haute et de basse vitesse dans le manteau.	123
Figure 4.34	RF de la station KRSQ en fonction de leur azimut inverse. La notation est la même que celle de la figure 4.10.	124
Figure 4.35	Modèle de vitesse de cisaillement pour la station KRSQ en fonction de la direction. La notation est la même que la figure 4.11.	125

Figure 4.36	Inversion moindres carrés pour la station MKVL. Les courbes sont les mêmes que celles définies à la figure 4.3	127
Figure 4.37	Inversion Monte-Carlo pour la station MKVL. La notation est la même que la figure 4.4.....	128
Figure 4.38	Comparaison des résultats d'inversion pour la station MKVL	129
Figure 4.39	Modèle obtenu, modèle simplifié et leur RF pour la station MKVL. Les notations sont le même que la figure 4.6.....	131
Figure 4.40	Discontinuités importantes pour la station MKVL.	131
Figure 4.41	Modélisation directe pour la station MKVL. La notation est la même qu'à la figure 4.8. La figure (a) montre l'effet de la baisse de vitesse près de la surface, la figure (b) montre l'effet de la hausse de vitesse la baisse, la figure (c) montre l'effet de la zone de basse vitesse dans la croûte supérieure, la figure (d) montre l'effet de la couche de haute vitesse au-dessus du Moho et la figure (e) montre le modèle sans discontinuité dans le manteau.....	134
Figure 4.42	RF en fonction de l'azimut inverse pour la station MKVL. La notation est la même que la figure 4.10.....	135
Figure 4.43	Modèles pour la station MKVL en fonction de la direction. La notation est la même qu'à la figure 4.11.	136
Figure 4.44	Inversion moindres carrés pour la station NANL. La notation est la même que pour la figure 4.3.....	137
Figure 4.45	Inversion Monte-Carlo pour la station NANL. La notation est la même que pour la figure 4.4.	138
Figure 4.46	Comparaison des deux inversions pour la station NANL.	140
Figure 4.47	Modèle calculé et modèle simplifié et leur RF pour la station NANL. La notation est la même que la figure 4.6.	141
Figure 4.48	Discontinuités étudiées pour la station NANL.....	142
Figure 4.49	Modélisation directe pour la station NANL. La notation est la même qu'à la figure 4.8. La figure (a) représente le modèle sans zone de faible vitesse dans la croûte, la figure (b) montre l'effet de la baisse de vitesse près de la surface, la figure (c) montre le modèle sans discontinuité dans le manteau et la figure (d) montre le modèle sans la deuxième zone de faible vitesse dans le manteau.	142

Figure 4.50	RF de la station NANL en fonction de leur azimut inverse. La notation est la même que la figure 4.10.	143
Figure 4.51	Variation azimutale pour la station NANL. La notation est la même qu'à la figure 4.11.	144
Figure 4.52	: Inversion moindres carrés pour la station NWRL.	146
Figure 4.53	Résultat de l'inversion moindres carrés pour la station WBHL. La notation est la même que la figure 4.3.	147
Figure 4.54	Résultat de l'inversion Monte-Carlo pour la station WBHL. La notation est la même que la figure 4.4	148
Figure 4.55	Comparaison des inversions pour la station WBHL.	149
Figure 4.56	Modèle calculé et modèle simplifié et leur RF pour la station WBHL. La notation est la même que la figure 4.6.	151
Figure 4.57	Discontinuités importantes pour la station WBHL.	152
Figure 4.58	Modélisation directe pour la station WBHL. La notation est la même qu'à la figure 4.8. La figure (a) indique l'effet l'augmentation de vitesse au début de la zone de basse vitesse, la figure (b) montre l'effet de la remontée de la vitesse qui suit la zone de basse vitesse, la figure (c) illustre l'effet de la zone de basse vitesse dans la croûte, la figure (d) montre l'effet de la couche de haute vitesse et la figure (e) montre le modèle sans la zone de haute vitesse du manteau.	153
Figure 4.59	RF de la station WBHL en fonction de leur azimut inverse. La notation est la même que la figure 4.10.	155
Figure 4.60	Inversion moindres carrés à la station WBHL pour des RF regroupées en fonction de leur azimut inverse. La notation est la même qu'à la figure 4.11.	156
Figure 5.1	Carte de la région présentant les résultats de la profondeur moyenne du Moho et des rapport V_p/V_s lorsqu'ils sont disponibles.	164
Figure 5.2	Lien entre la nature de la croûte et les rapports V_p/V_s (Thompson et al., 2010).	165
Figure 5.3	Modèle de la croûte de l'orogène Trans-Hudson au Cap Smith selon St-Onge et al. (1992). L'étoile indique la position de la station KNGQ.	166

- Figure 5.4 Hypothèse de la subduction de Nain sous la zone centrale selon Funck et Louden (1999). La position de la station KAJQ est indiquée par une étoile. 168
- Figure 5.5 La dernière étape de la formation de l'orogène de Makkovik selon Ketchum et al. (2002). L'étoile représente la position de la station..... 169
- Figure 5.6 À gauche : modèle de croûte obtenue par ECSOOT (Cook et al., 2010). Le rectangle indique la position de la station KAJQ sur le profil. À droite : le modèle obtenu par l'inversion des RF..... 172
- Figure 5.7 À gauche : modèle des vitesses de cisaillement selon Funck et al. (2000a). L'étoile rouge indique la position de la station. À droite : modèle des vitesses de cisaillement selon les RF. 172
- Figure 5.8 Modèle pour les vitesses des ondes S en fonction de la direction pour la station NANL. 173
- Figure 5.9 Carte de la région est de l'orogène Grenville selon Funck et al. (2001b). La zone encadrée par les pointillés rouge indique la présence démontrée d'une couche de haute vitesse, les flèches rouges indiquent les directions dans lesquelles cette couche pourrait se prolonger et l'étoile rouge indique la position de la station MKVL. 174
- Figure 5.10 En haut : profil de vitesse des ondes P sous l'orogène de Grenville au sud de l'orogène de Makkovik (Funck et al., 2001b). Au milieu : tracé de la croûte à partir des données sismique pour l'orogène de Grenville au centre du Québec (Hynes et al., 2000). En bas, profil de vitesse des ondes P sous l'orogène de Grenville à la frontière entre l'Ontario et le Québec (Cook et al., 2010)..... 176

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
Tableau 2.1 Information sur les stations utilisées pour ce mémoire	39
Tableau 3.1 Paramètres choisis et leur variation permise lors de l'inversion Monte-Carlo ⁶⁷	
Tableau 4.1 Résultats des sommations H- κ . Les incertitudes affichées sont celles du type projection.	86
Tableau 5.1 Résultats de la profondeur du Moho et du rapport Vp/Vs. Le résultat indiqué par une étoile est un résultat rejeté.....	163
Tableau 5.2 Profondeurs du Moho obtenues dans cette recherche et projetées à partir des données de Lithoprobe	175
Tableau 5.3 Vitesses des ondes S sous chaque station en fonction de quelques profondeurs	178

LISTE DES ABRÉVIATIONS

ECSOOT	<i>Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect</i>
ETMTRF	<i>Extended Time Multitaper Frequency Domain Cross-Correlation Receiver Function</i>
GDM52	<i>Global Dispersion Model</i>
IRIS	<i>Incorporated Research Institutions for Seismology</i>
MC	Monte-Carlo
Moho	discontinuité de Mohorovičić
MTRF	<i>Multitaper Frequency Domain Cross-Correlation Receiver Function</i>
RF	<i>receiver functions</i>
SAC	<i>Seismic Analysis Code</i>
V _p	vitesse des ondes de pression
V _s	vitesse des ondes de cisaillement

LISTE DES SYMBOLES ET UNITÉS

Δ	distance angulaire entre la source et le récepteur
κ	rapport V_p/V_s
λ	longueur d'onde
σ_i	écart-type de la variable i
σ	coefficient de Poisson
*	Convolution ou conjuguée complexe, selon le contexte
deg	degré
$E(t)$	composante est du signal sismique
Ga	milliard d'années
H	profondeur du Moho
Hz	hertz
$I(t)$	partie du signal sismique qui dépend de l'instrument
km	kilomètre
m	mètre
Ma	million d'années

xxiv

mGal millième de gal et $1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/s}^2$

nT milliardième de tesla

N(t) composante nord du signal sismique

p paramètre de rai

P(t) partie du signal sismique qui dépend du parcours

R(t) composante radiale du signal sismique

Rf(t) partie du signal sismique qui dépend de la zone près du récepteur

s ou sec seconde

S(t) signal sismique

SRC(t) partie du signal sismique qui dépend de la source

T(t) composante tangentielle du signal sismique

RÉSUMÉ

Le nord du Québec et du Labrador sont au cœur de l'ancien continent Laurentia. L'étude de cette région est essentielle pour la compréhension de la formation et de l'évolution de l'Amérique du Nord. Cette étude porte sur les résultats de 8 stations sismiques installées sur la province du Supérieur et les orogènes qui l'entourent. La base de données est constituée de séismes enregistrés entre 2011 et 2016. Les *receiver functions* des séismes, une technique d'analyse sismique passive, ont été étudiées, conjointement aux courbes de dispersion d'un modèle global. À l'aide de la sommation H- κ , d'une inversion linéaire et d'une inversion Monte-Carlo, nous avons estimé les paramètres suivants pour la plupart des stations : l'épaisseur de la croûte, le rapport des vitesses des ondes P et S, qui indique la composition moyenne de la croûte, et des modèles de vitesse des ondes en fonction de la profondeur. Pour 7 des 8 stations, nous avons déterminé l'épaisseur de la croûte. Nous avons obtenu une épaisseur de croûte moyenne de 39 km pour les régions archéennes et une de 51 km pour les régions du protérozoïque. Pour le rapport des vitesses d'ondes P et S, 6 des 8 stations ont donné des résultats. De ceux-ci, nous avons déterminé que la nature de la croûte des régions étudiées allait de felsique à intermédiaire, sauf pour la suite plutonique de Nain où la croûte est fortement mafique. Une couche de haute vitesse à la base de la croûte, associée à du sous-placage, a été repérée dans 4 régions datées du protérozoïque. Une couche de haute vitesse à la surface de la croûte ou en à faible profondeur a pu être observée pour 4 stations, dans au moins une direction. Parmi celles-ci, celle sur la province de Nain a été interprétée comme le massif anorthositique de la suite plutonique de Nain.

Mots-clé : Receiver functions, ondes de surface, inversion conjointe, nord-est du Canada, structure de la croûte.

INTRODUCTION

0.1 But et méthode

Le nord du Québec et du Labrador sont au cœur de l'ancien continent Laurentia. Cette région repose sur une croûte dont les plus anciennes roches sont datées de l'Archéen, à plus de 2,5 Ga. Le continent nord-américain s'est construit autour de Laurentia et l'étude de la croûte de cette région est essentielle pour la compréhension de la formation et de l'évolution du continent.

Dans le passé, des études gravimétriques et magnétiques ont été réalisées au nord du Québec et au Labrador, mais seuls le Labrador et une partie de la province du Supérieur au Québec ont été sondés par des méthodes sismiques. Les autres régions du nord du Québec ont également été échantillonnées avec des modèles tomographiques d'échelles globales. L'essentiel de ces recherches sera résumé au chapitre I de ce mémoire.

Des renseignements sur la nature des roches, l'épaisseur de la croûte, les discontinuités dans celles-ci et les variations latérales peuvent augmenter les connaissances sur l'origine de la croûte, les événements tectoniques majeurs et la dynamique des plaques dans le passé. C'est pour ces raisons que ce mémoire se penche sur l'étude du nord du Québec et du Labrador à partir de données sismiques. Le but de cette étude se décline en 7 points : étudier la nature moyenne des roches de la croûte, calculer la profondeur du Moho, modéliser la vitesse des ondes de cisaillement dans les cent premiers kilomètres de la lithosphère, identifier les discontinuités importantes dans la croûte et le manteau supérieur, repérer les

variations latérales, interpréter ces observations en regard de l'histoire tectonique de la région et comparer les résultats obtenus avec ceux d'autres recherches.

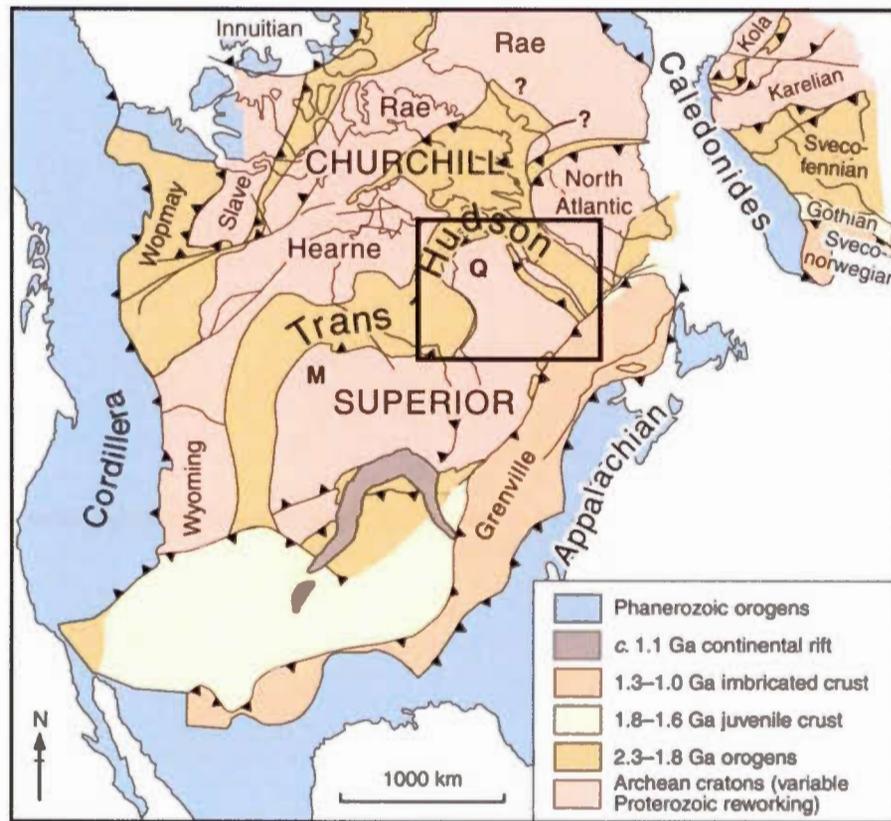


Figure 0.1 Carte des régions tectoniques du Canada tirée de St-Onge et al (2009) qui l'a tirée et modifiée de Hoffman (1988). La région étudiée dans ce mémoire est encadrée.

Pour arriver à atteindre les objectifs, les données sismiques de 8 stations ont été recueillies durant un peu plus de 4 ans. Les stations ont été installées dans des régions d'intérêt au nord du Québec et au Labrador. Ces données ont été traitées à l'aide de la méthode d'analyse appelée *receiver function* (RF) qui permet d'isoler dans les enregistrements d'ondes téléseismiques les phases reliées au Moho et aux discontinuités importantes. Cette technique est sensible aux variations de vitesse des

ondes de cisaillement et au rapport de la vitesse des ondes de pression et de la vitesse des ondes de cisaillement (V_p/V_s). Elle permet d'obtenir une bonne estimation de l'épaisseur de la croûte et de calculer un modèle de la vitesse des ondes en fonction de la profondeur. Elle a été choisie parce qu'elle permet de traiter les données recueillies passivement par une station. Pour augmenter la précision du modèle obtenu, les RF des données recueillies ont été analysées de manière conjointe aux données d'ondes de surface du modèle global GDM52 (Ekström, 2011).

0.2 Cadre géologique

Les 8 stations utilisées pour cette recherche ont été installées au nord du Québec et au Labrador. Leur position exacte est illustrée à la figure 0.2. Les stations recouvrent deux régions archéennes, la province de Nain et du Supérieur (NANL et KJKQ), une province archéenne retravaillée durant le paléoprotérozoïque, la province de Churchill (KAJQ), deux orogènes du paléoprotérozoïque, Cap Smith (KNGQ) et Makkovik (MKVL) et un orogène du mésoprotérozoïque, Grenville (WBHL et NWRL).

0.2.1 Histoire tectonique du nord du Québec et du Labrador

Les plus vieilles régions du nord du Québec et du Labrador sont les cratons archéens du Supérieur, de Nain et de Churchill. Ces cratons sont tous des assemblages de terranes suturées. Le craton de Churchill est composé des provinces de Rae et de Hearne; la section de Churchill située au Labrador fait partie de la province de Rae, alors que la section située au Cap Smith fait partie de la province de Hearne.

On peut différencier les cratons en fonction de leur âge et de leur structure. La majorité des roches que l'on y trouve se sont formées après 3,0 Ga, mais on observe quand même quelques régions datées d'avant 3,5 Ga dans le Supérieur (Hoffman, 1989). La majorité du Supérieur se serait formée entre 2,8 et 2,7 Ga, celle de Nain avant 2,9 Ga et celle de Rae entre 2,9 et 2,6 Ga (Hoffman, 1989). Ces régions se sont

donc formées avant 2,0 Ga, mais il est difficile de retracer leur position relative au-delà de 2 milliards d'années (Eaton et Darbyshire, 2010; Whitmeyer et Karlstrom, 2007; St-Onge et al., 2009; Hoffman, 1988; Hoffman, 1989).

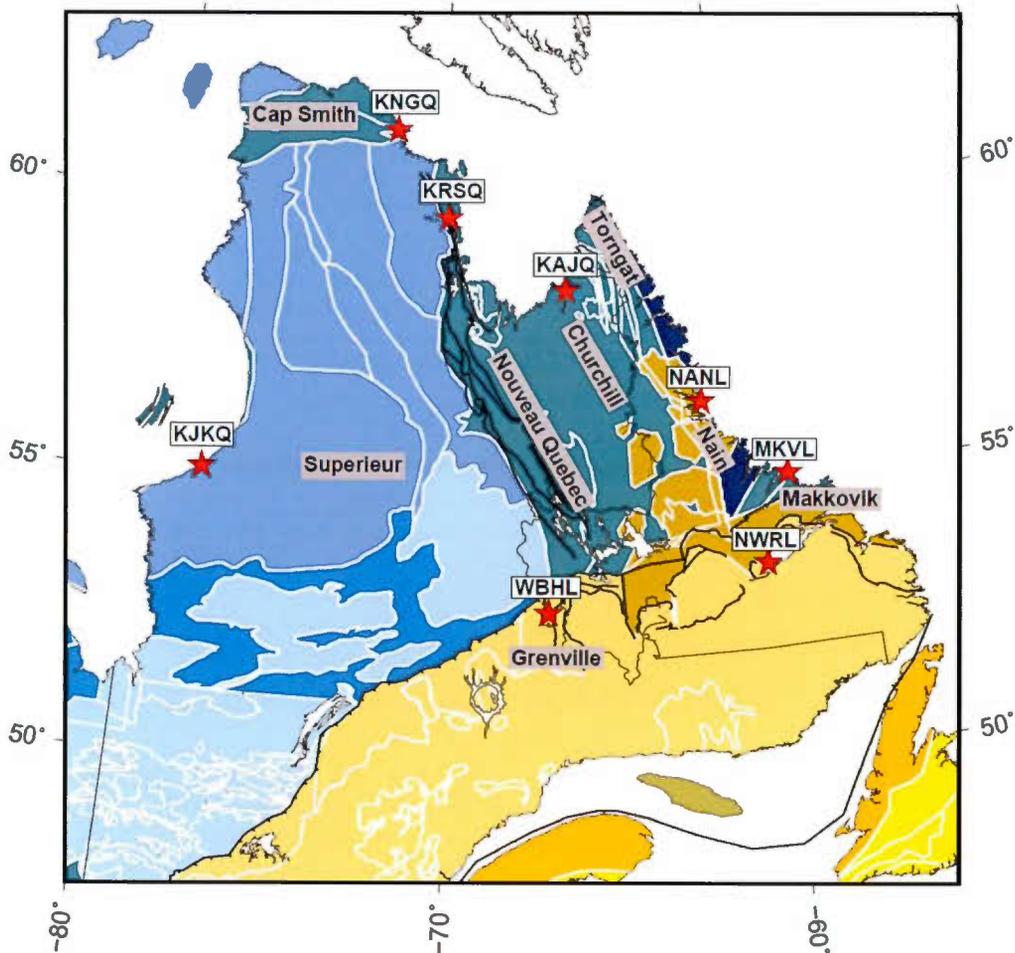


Figure 0.2 Carte du Québec et du Labrador illustrant la position des stations sismiques utilisées pour ce mémoire. La position des stations est indiquée par les étoiles rouges et leur nom est dans un encadré blanc. Les noms dans un encadré gris sont ceux des provinces géologiques.

Selon Whitmeyer et Karlstrom (2007, figure 0.3), le Supérieur, Churchill (Rae) et Nain étaient d'abord séparées. Puis, entre 1,92 et 1,86 Ga, Nain et Rae se seraient refermées et auraient formé l'orogène Torngat. Par la suite, entre 1,84 et 1,82 Ga, la collision entre le Supérieur et Rae aurait créé les orogènes du Nouveau-Québec et du Cap Smith qui font partie de l'orogène majeur du Trans-Hudson. Ensuite, l'orogène de Makkovik se serait constitué au sud de la province de Nain lors de la formation d'une ceinture d'accrétion, entre 1,82 et 1,80 Ga. Puis, de 1,68 à 1,60 Ga, une croûte juvénile aurait commencé à se former par volcanisme dans la marge continentale au sud de la province du Supérieur et du Labrador, formant la province labradorienne à l'emplacement actuel du front de Grenville. De 1,55 à 1,3 Ga, il y a eu l'accrétion de croûte juvénile, appelée terrane de Pinwarre au sud de la province labradorienne, puis de 1,3 à 1,0 Ga, la collision entre Laurentia et le continent africain et sud-américain aurait entraîné l'orogène de Grenville lié à la formation de Rodinia.

Pour St-Onge et al. (2009), l'ordre de formation est le même, sauf pour Makkovik qui commencerait autour 1,89 Ga, avant Torngat qu'il date de 1,87 à 1,85 Ga. Makkovik finirait de se former, en même temps que le Nouveau-Québec et le Cap Smith, soit à environ 1,80 Ga. De plus, selon lui, la région comprise entre l'orogène de Torngat et l'orogène du Nouveau-Québec ne serait pas nécessairement le craton de Rae, même s'il ne rejette pas cette hypothèse complètement. Par contre, il suppose que l'origine pourrait également être une partie de Meta-Incognita, un microcontinent archéen qui constitue la partie sud de l'île de Baffin.

0.2.2 Géologie de la région environnant chaque station

La station KJKQ repose sur la province du Supérieur. Elle se trouve près de la baie d'Hudson et de l'orogène Trans-Hudson. La province du Supérieur, illustrée à la figure 0.4, est un craton archéen de 1,6 million de km², ce qui en fait le plus grand craton archéen sur Terre (Thurston, 1991; Eaton et Darbyshire, 2010; Hoffmann, 1989). Elle serait le résultat de l'assemblage de terranes datant de 3,0 à 2,6 Ga (Eaton

et Darbyshire, 2010; Hoffmann, 1989). La partie nord-est du craton qui est traitée dans ce mémoire se nomme la sous-province de Bienville. Elle est principalement composée de granodiorites et de granites avec des âges de cristallisation d'environ 2,7 Ga et une source remontant jusqu'à 3,3 Ga (Eaton et Darbyshire, 2010).

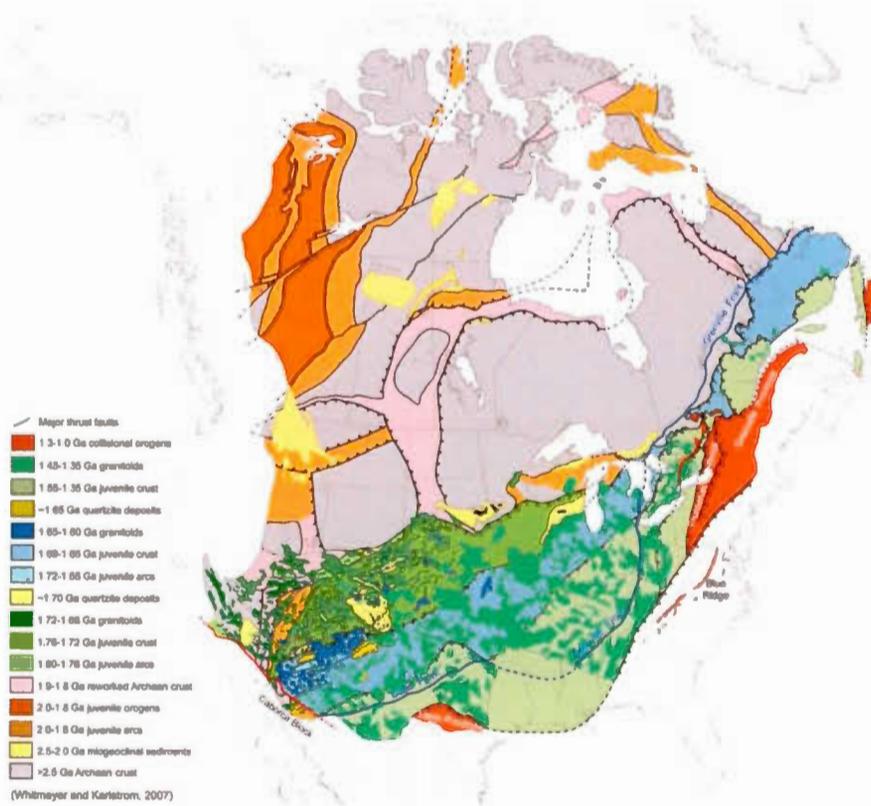


Figure 0.3 L'Amérique du Nord à 1,0 Ga d'après Whitmeyer et Karlstrom (2007)

La station KNGQ est située pour sa part sur l'orogène du Cap Smith. Cet orogène, qui est un segment d'un orogène plus large, le Trans-Hudson (Dunphy et al., 1995; Hoffman 1989), serait le résultat de la collision entre la province du Supérieur et celle de Churchill (Hearne) (figure 0.5, Hoffman, 1988). On retrouve sur cet orogène une croûte archéenne appartenant à la province du Supérieur en contact avec la série de roches volcaniques et sédimentaires, associées au *rifting* de la province du Supérieur

et qui constituent la ceinture du Cap Smith, l'arc de volcanique Narsajuaq au nord et une série ophiolitique (Hoffman, 1989; Eaton et Darbyshire, 2010; Lucas et St-Onge, 1995, St-Onge et al, 2002). L'orogène est entrecoupé de plis de chevauchement vers le sud (Hoffman, 1988; St-Onge et al. 2009). La frontière entre le Cap Smith et la province du Supérieur est appelée la suture de Bergeron et est composée de l'ophiolite obductée et de l'arc volcanique (Eaton et Darbyshire, 2010; St-Onge et al. 2009). La station se situe sur le groupe de Povungnituk composé de basaltes, de gabbros et de péridotites (St-Onge et al., 1992).

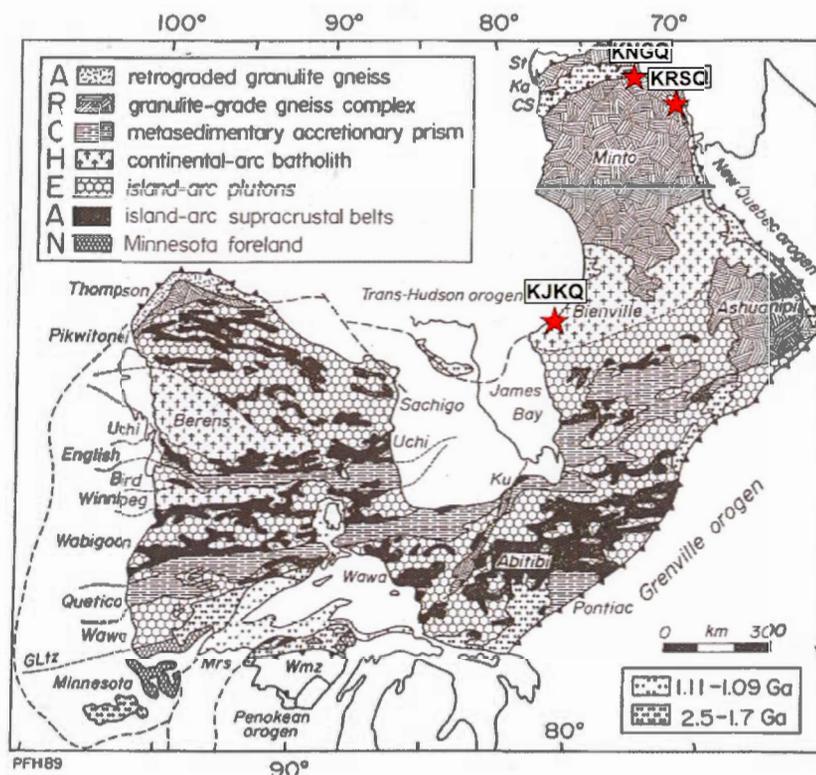


Figure 0.4 Province du Supérieur d'après Hoffman (1989).

La station KRSQ a été installée sur l'orogène du Nouveau-Québec. Cet orogène se retrouve du côté ouest de ce que l'on appelle la zone centrale du Labrador. Il est la trace de la collision entre cette zone centrale et le Supérieur (figure 0.5). La zone

centrale, qui est un craton archéen fortement retravaillé, est attribuée à la province de Churchill (Hoffman, 1990; Scott, 1998; Ketchum et al., 2002) ou Meta Incognita (St-Onge et al., 2009). Whitmeyer et Karlstrom (2007) associent l'orogène du Nouveau-Québec à l'orogène Trans-Hudson. Il s'agit d'une ceinture sédimentaire et volcanique de 800 km de long dont la partie nord, près de la station, est fortement érodée (Hoffmann, 1988). La station repose sur un bassin de roches volcano-sédimentaires et de gabbros, entouré de roches sédimentaires de marge continentale (Wares et Goutier, 1990; Hoffmann, 1989; Skulski et al, 1993). On retrouverait à la base de la croûte un socle correspondant au craton Supérieur (Wares et Goutier, 1990). Cet orogène a laissé des traces dans la zone centrale; on peut y retrouver deux failles de cisaillement qui partent de la côte nord jusqu'à la province de Grenville, celle du lac Tudor à la frontière de l'orogène du Nouveau-Québec et une un peu plus à l'est, celle de George River.

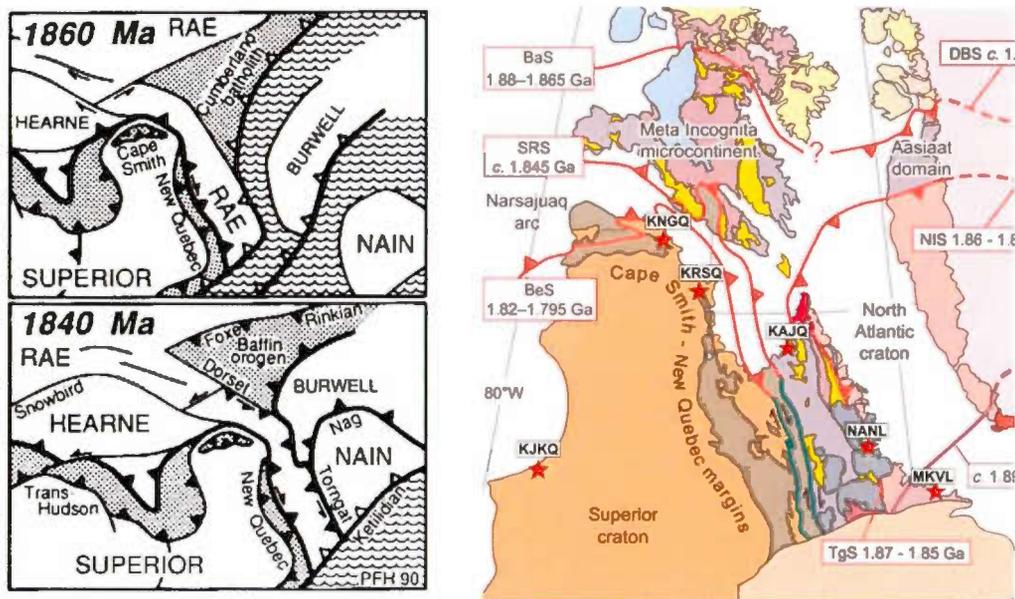


Figure 0.5 Formation de Torngat et du Nouveau-Québec selon Hoffman (1990) à gauche et selon St-Onge et al. (2009) à droite.

La station KAJQ est située dans la zone centrale entre l'orogène de Torngat et du Nouveau-Québec. L'orogène de Torngat est le résultat de la collision entre le craton de Nain et cette zone centrale. Dans la région de la station, la croûte serait composée d'un socle archéen, majoritairement composé de l'orthogneiss, surmonté de métasédiments avec plusieurs intrusions de roches plutoniques (Funck et Loudon, 1999).

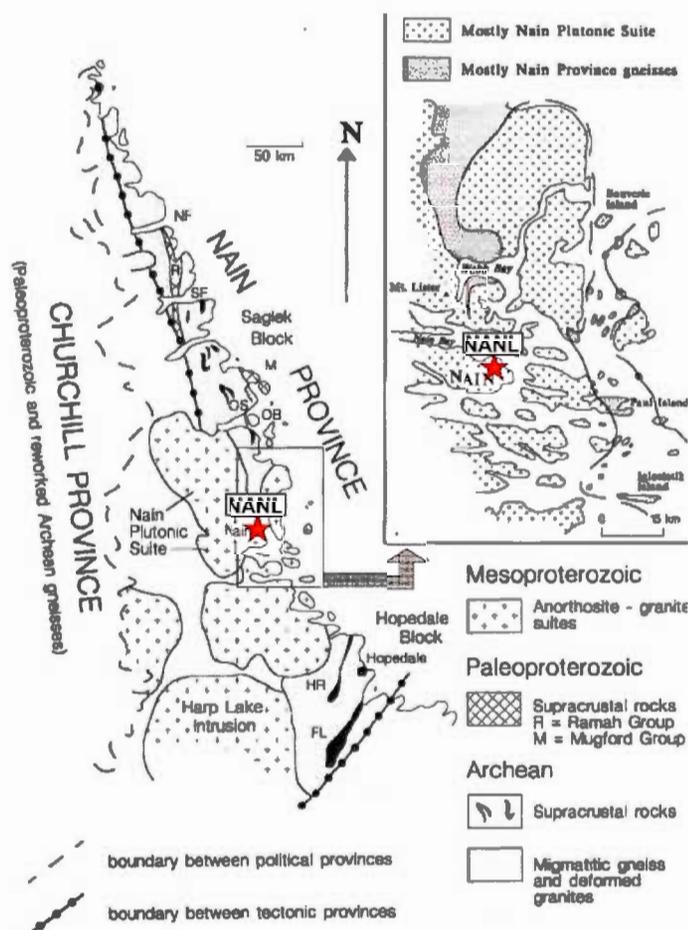


Figure 0.6 Province de Nain selon Connelly et Ryan (1996).

La station NANL est installée sur le craton de Nain, près de la zone de cisaillement Abloviak qui sépare la province de Nain de l'orogène de Torngat (figure 0.6). La province de Nain est la partie labradorienne du craton archéen Nord-Atlantique qui se

situé majoritairement au Groenland. La station est située sur la suite plutonique de Nain composée principalement d'anorthosites et de granites (Connelly et Ryan, 1996) et datant du mésoprotérozoïque (Bourlon et al. 2002).



Figure 0.7 Orogène de Makkovik selon Ketchum et al. (2002).

Pour la station MKVL, elle a été installée sur l'orogène de Makkovik. Cet orogène s'est formé au sud de la province de Nain et est compris entre la province de Nain au nord et la province de Grenville au sud. Il serait le résultat d'accrétion d'une terrane sur la marge sud de la province de Nain et il a son prolongement, l'orogène de Ketilidian, au Groenland (Hoffman, 1989, St-Onge et al., 2009). La figure 0.7 montre les trois groupes principaux de l'orogène et les roches que l'on y retrouve. La région serait marquée par l'accrétion de sédiments de la marge continentale et d'un arc volcanique, de la subduction dans la partie sud de l'orogène et des intrusions plutoniques. La station est installée sur des roches metavolcaniques et subvolcaniques du groupe de Aillik, près de zones composées de roches metasédimentaires.

L'ouest de l'orogène de Grenville a été sondé par les stations WBHL et NWRL, comme on peut voir à la figure 0.8. L'orogène de Grenville est le résultat de la collision entre Laurentia et le continent sud-américain et africain, qui a entraîné la formation de Rodinia. Au Québec et au Labrador, il borde la marge sud de la

province du Supérieur, de la province de Churchill et des orogènes du Nouveau-Québec, de Torngat et de Makkovik. On peut le découper en trois parties : la partie autochtone, qui est à la frontière nord du Grenville et qui est constituée de roche archéenne ou du paléoprotérozoïque; la partie paraautochtone, qui est principalement constituée des mêmes roches que celles de l'autochtone, mais fortement plissées; et la partie allochtone qui est constituée de roches sédimentaires, plutoniques et volcaniques d'origine océanique, continentale ou de marge continentale qui ont été déplacées lors de la collision (Hoffmann, 1989, Rivers, 1997).

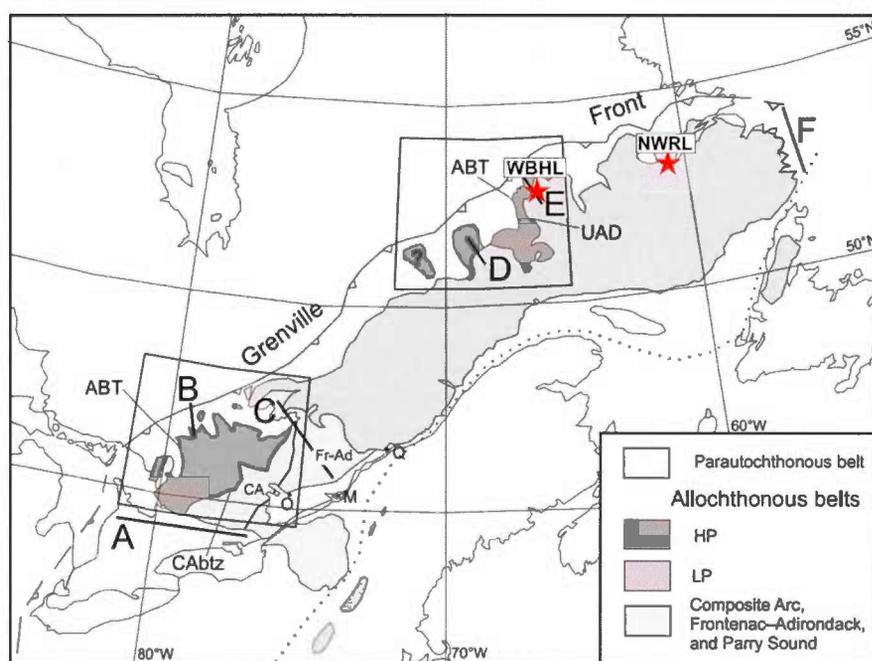


Figure 0.8 Province de Grenville d'après Rivers et al. (2002)

Les deux stations se trouvent près du front de Grenville. La station WBHL est au sud de province du Supérieur, un peu à l'ouest de l'orogène du Nouveau-Québec. La carte de la figure 0.9 illustre sa position. Elle est sur le groupe du lac Knob faisant partie de la terrane Gagnon. On y retrouve principalement des roches métasédimentaires fortement déformées. La station NWRL est au sud de l'orogène de Makkovik, sur la

terrane de Groswater Bay. On y retrouve les traces de magmatisme avec une composition de batholites et de granitoïdes datant de l'orogénie labradorienne (Gower et al., 1992; Gower et Krogh, 2002).

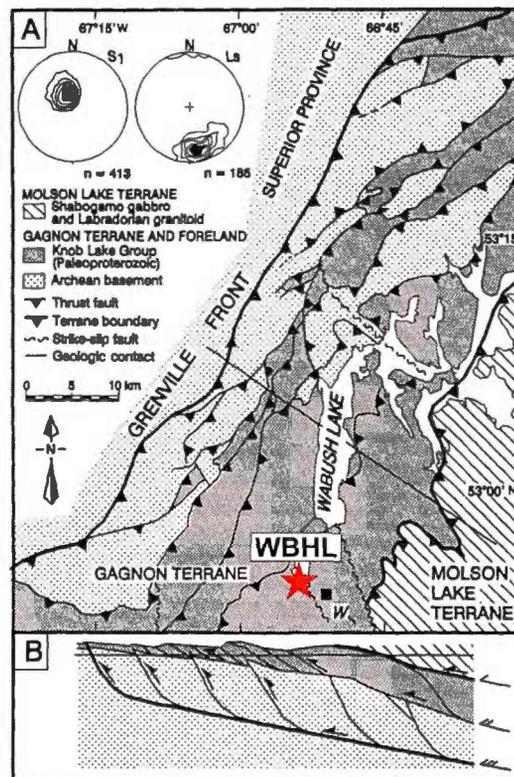


Figure 0.9 Front de Grenville près de la station WBHL d'après Rivers et al. (1993).

CHAPITRE I

RÉSUMÉ DE LA RECHERCHE ANTÉRIEURE

À travers le temps, il y a eu plusieurs études et collectes de données pour la région étudiée dans ce mémoire. Par exemple, le projet Lithoprobe, qui a duré de 1984 à 2005, a permis une collecte de données à travers le Canada dont il est sorti environ 1500 publications scientifiques (Clowes, 2010). Deux parties de ce projet, Abitibi-Grenville et *Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect* (ECSOOT), couvraient une partie du territoire dont il est question dans ce mémoire. Les résultats de Lithoprobe, ainsi que ceux d'autres études, seront présentés dans ce chapitre.

Les études qui seront résumées porteront sur des recherches en géophysique. Un résumé des résultats de sondages sismiques, d'anomalies gravitationnelles et de magnétisme sera présenté.

Ce chapitre ne sera pas un résumé exhaustif des recherches sur la croûte terrestre dans le nord du Québec et du Labrador, mais un résumé des principales connaissances en géophysique sur celle-ci.

1.1 Études sismiques

Dans leur article, Cook et al. (2010) présentent un résumé des résultats sismiques de Lithoprobe et de quelques données prises à l'extérieur de ce projet. Les figures 1.1 et 1.2 présentent les profondeurs du Moho obtenues par les profils de sismique de réfraction et le temps aller-retour du Moho pour les profils de sismique de réflexion.

Les profondeurs et temps aller-retour ont été obtenus à partir de mesures, puis une projection à la grandeur du Canada a été faite à l'aide d'un logiciel de contour. Selon Cook et al. (2010), le résultat aurait une meilleure résolution que des modèles comme CRUST5.1 (Mooney et al., 1998) et CRUST2.0 (Bassin et al., 2000). Ces données montrent une croûte dont l'épaisseur varie de 35 à 45 km dans le nord du Québec et du Labrador.

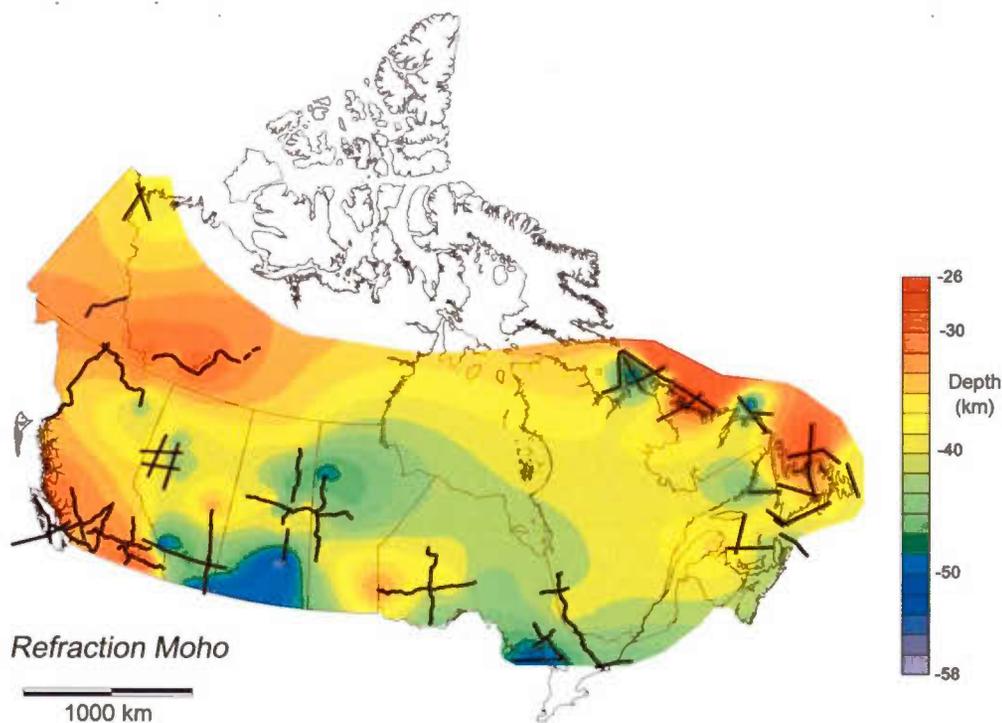


Figure 1.1 Profondeurs du Moho obtenues par les profils de réfraction de Lithoprobe, de O'Leary et al. (1995), de Zelt et Ellis (1989), de Chandra et Cumming (1972), de Keen et al. (1986) et de Marillier et al. (1989). Les lignes noires représentent les profils où les données ont été prises. Les autres profondeurs sont obtenues par un programme de contour. Cette figure est tirée de Cook et al. (2010).

On peut voir sur les figures 1.1 et 1.2 que le Labrador et la frontière nord-est du Québec ont été étudiés directement lors de l'expérience de tomographie sismique

active ECSOOT96 (Funck et Louden, 1999; Funck et al., 2000a et 2000b). Les données recueillies par l'étude permettent d'avoir de l'information sur la structure de l'orogène de Makkovik, la province de Nain, l'orogène de Torngat et la zone centrale.

La figure 1.3 a été obtenue à partir de l'inversion des données de sismique active dans le nord du Labrador, près de la station KAJQ (Funck et al., 2000b). Les résultats montrent une croûte plus épaisse au sud et près de la zone de cisaillement à la frontière entre la zone centrale et l'orogène de Torngat (Funck et al., 2000b). La station KAJQ est située, sur l'axe est-ouest, au début de la coupe B-B' de la figure 1.3, où le Moho se situe à environ 37,5 km, et un peu plus au sud que le profil.

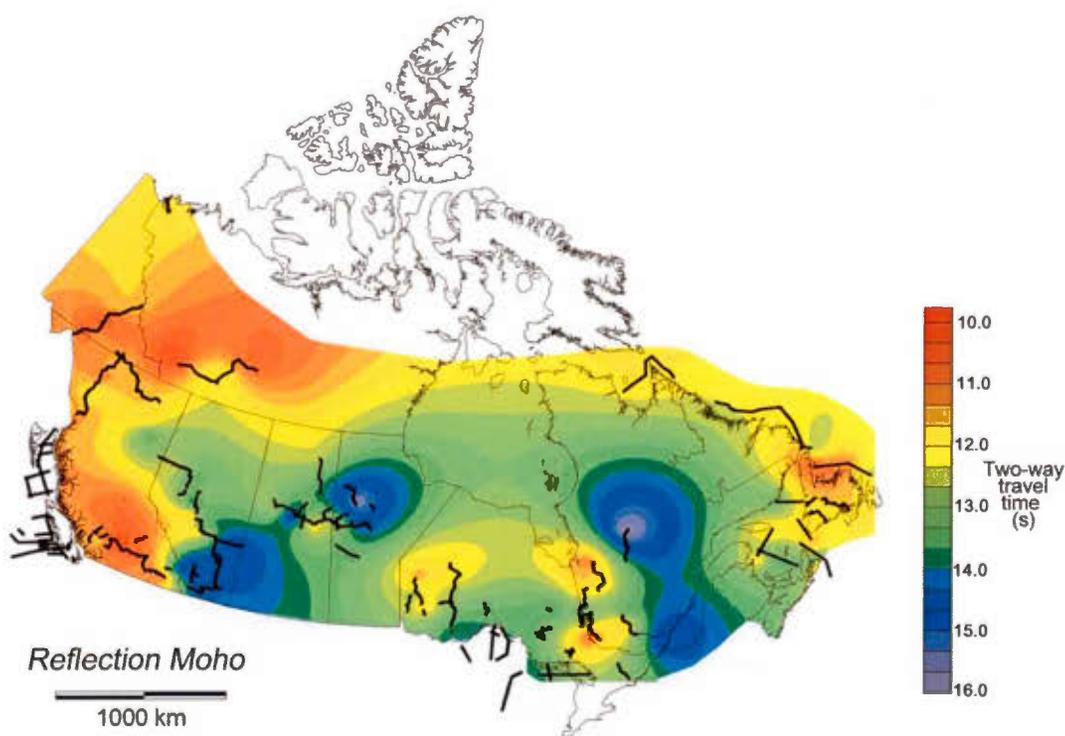


Figure 1.2 Le temps aller-retour jusqu'au Moho selon les données de Lithoprobe, de Cook et al. (1987), de Mair et Lyons (1976), et Marillier et al. (1994). Cette figure est tirée de Cook et al. (2010).

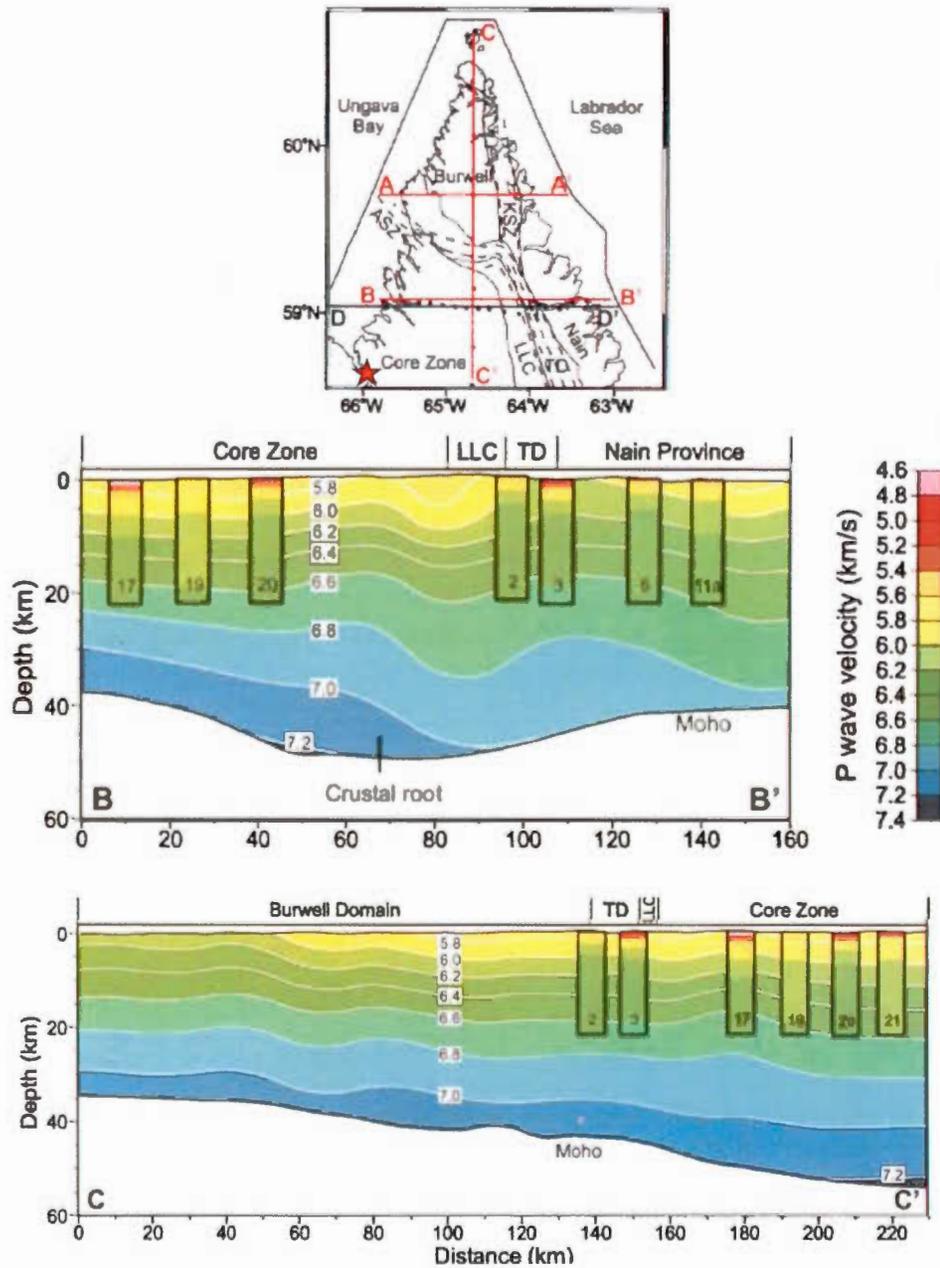


Figure 1.3 Structure de la croûte pour les profils B-B' et C-C' illustrés sur la carte. L'étoile rouge sur la carte indique la position de la station KAJQ. La figure est modifiée de celle de Funck et al. (2000b).

Pour la province de Nain, l'expérience ECSOOT96 a permis d'obtenir des modèles de vitesse des ondes P et S pour la croûte sur la suite plutonique de Nain, près de la station NANL. Le modèle a été obtenu grâce à une modélisation directe des temps de parcours et des amplitudes (Funck et al., 2000a). La figure 1.4 présente le profil sismique et le modèle de croûte obtenu. La station NANL est située tout juste au nord de la station 30 du transect. Les résultats importants qu'ils ont obtenus sont une profondeur du Moho d'environ 35 km et une vitesse d'ondes P et S élevée à basse profondeur par rapport à la vitesse régionale qui permet de détecter la présence du massif anorthositique d'une épaisseur d'environ 10 km (Funck et al., 2000a).

L'expérience ECSOOT96 a étudié la province de Grenville à partir de deux transects qui partent de la province de Makkovik vers le sud et vers le sud-est. La figure 1.5 montre la carte de la région, avec l'emplacement de la station NWRL, et le modèle de croûte obtenu. Ce modèle a été obtenu en calculant l'inversion des mesures prises durant cette expérience (Funck et al., 2001a). Funck et al. (2001b) ont trouvé que la profondeur du Moho augmentait vers le sud à partir du front de Grenville. Aussi, Funck et al. (2001b) observent une couche de haute vitesse dans la province de Grenville qui s'amincit en allant vers le nord à partir du front de Grenville et disparaît après quelques kilomètres dans l'orogène de Makkovik. Ils mentionnent que cette couche de haute vitesse serait une structure appartenant à la partie nord-est de la province de Grenville et que, sans celle-ci, on observerait plutôt une diminution de la profondeur du Moho. La couche de haute vitesse est attribuée à du sous-placage (*underplating*) associé à du magmatisme (Funck et al., 2001b); cette couche est aussi corrélée à la présence des dykes de Long Range. En se basant sur ces dykes et les données sismiques, Funck et al. (2001b) ont estimé la zone qui devrait comprendre une couche de haute vitesse et les stations MKVL, NWRL et WBHL seraient à l'extérieur de cette zone. Les expériences du projet ECSOOT ont également permis de déterminer une épaisseur de 35 km pour la croûte sous l'orogène de Makkovik (Hall et al., 2002).

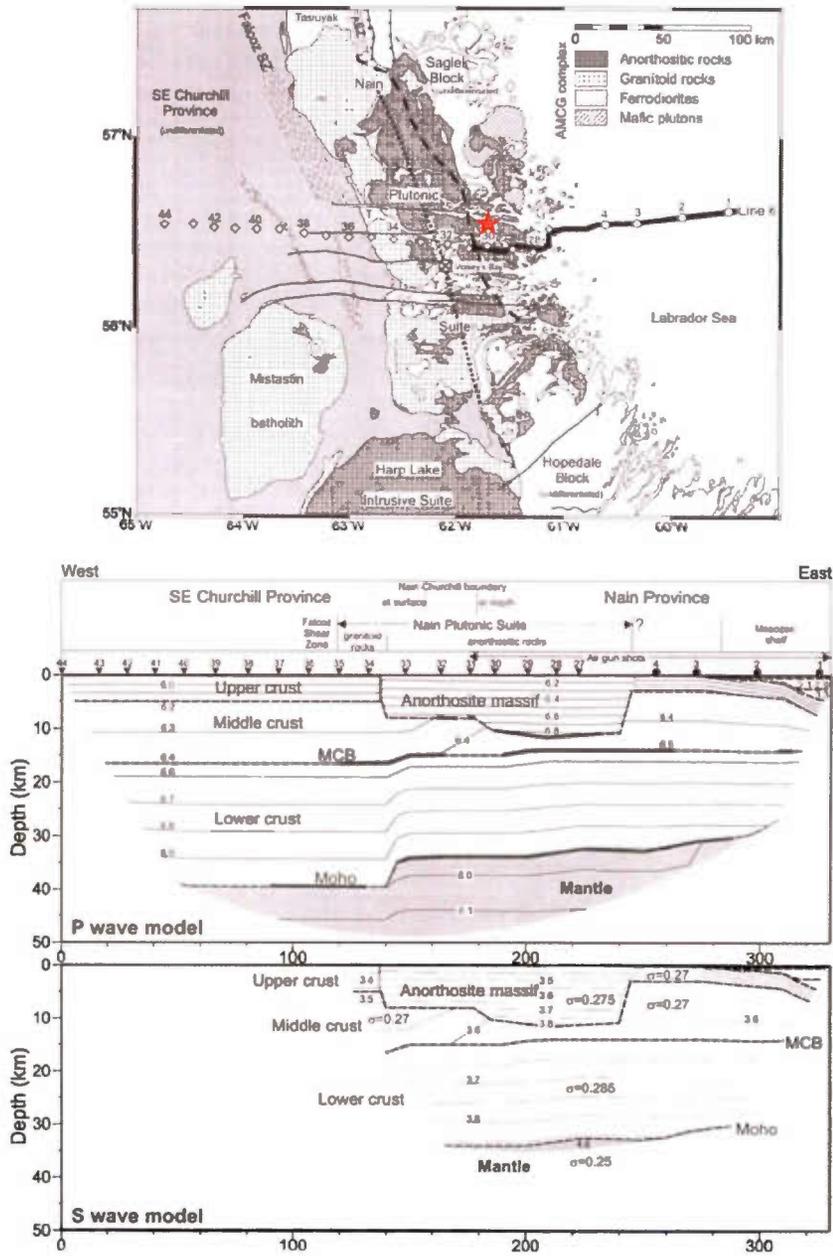


Figure 1.4 Carte de la région étudiée par la ligne 6 du projet ECSOOT96 et les modèles de vitesse sous la section qui en résultent. L'étoile rouge sur la carte indique la position de la station NANL. Le premier modèle est un modèle de vitesse des ondes P et le deuxième modèle est un modèle de vitesse des ondes S. La figure est tirée de Funck et al. (2000a).

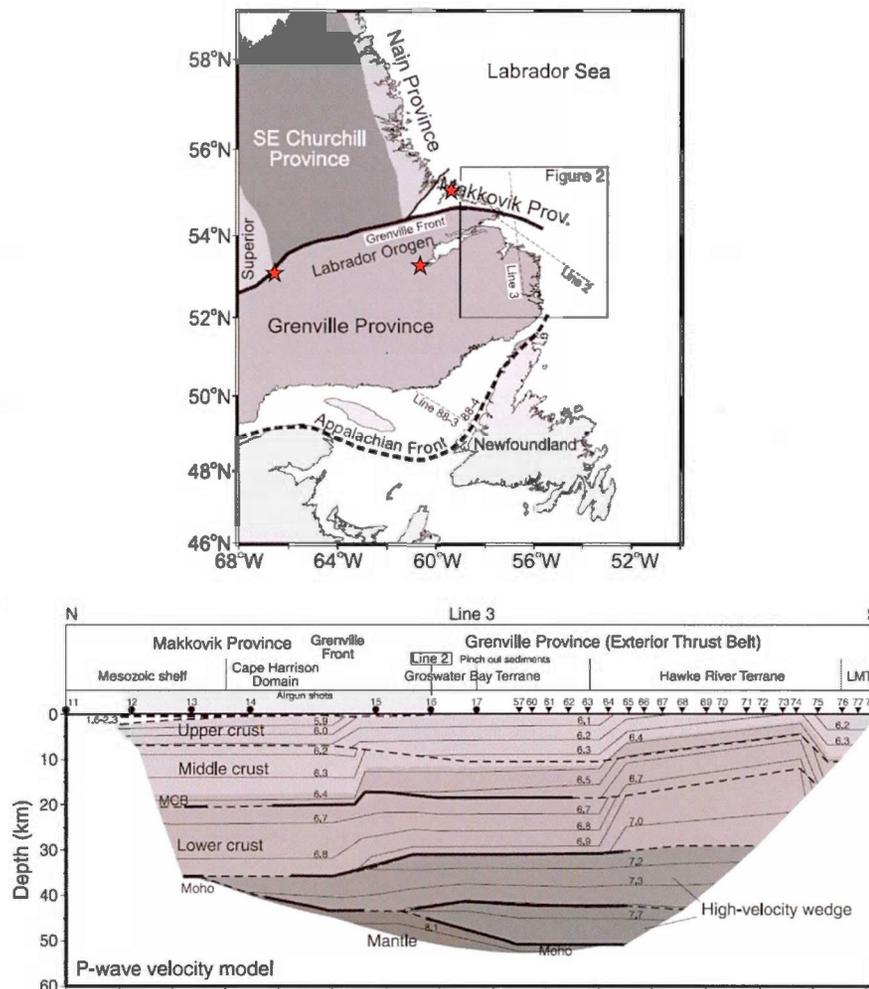


Figure 1.5 Profil sismique sous la province de Grenville à la frontière de la province de Makkovik d'après Funck et al. (2001b). Sur la carte, les étoiles indiquent, d'ouest vers l'est, les stations WBHL, NWRL et MKVL.

Gilligan et al. (2016) ont publié une étude sur les *receiver functions* (RF) qui couvre, entre autres, l'orogène du Nouveau-Québec, la partie est de l'orogène Trans-Hudson, dont le Cap Smith, et la province du Supérieur. Ils ont inversé conjointement les RF mesurées et les données d'onde de surface du modèle global GDM52 (Ekström, 2011). Les régions étudiées et les résultats obtenus sont illustrés aux figures 1.6 et

1.7. La profondeur du Moho obtenue varie de 38 à 44 km dans la province du Supérieur et de 44 à 50 km sur l'orogène Trans-Hudson dans la région nord-est, au Cap Smith, et sur l'orogène du Nouveau-Québec. Ils ont également observé un Moho plus brusque sous le Supérieur et plus diffus sous la région du Cap Smith et du Nouveau-Québec.

Quelques études de tomographie d'onde de surface comprenant la région d'intérêt pour ce mémoire ont été effectuées. Elles ont généralement une résolution de grande échelle, mais elles peuvent tout de même fournir des renseignements intéressants. Bedle et van der Lee (2009) ont créé les modèles de vitesse de cisaillement NA07 et $\overline{NA07}$ pour le manteau supérieur en Amérique du Nord. Les deux modèles sont semblables, sauf pour les paramètres de pondération qui sont choisis pour obtenir un modèle plus lisse pour le modèle moyen, éliminant du même coup les plus petites structures (Bedle et van der Lee 2009). La figure 1.8 illustre leurs modèles. On peut y voir que les vitesses des ondes S à 90 km de profondeur sont plus élevées pour le centre et l'ouest du Québec (KJKQ et WBHL) que le Labrador et l'est du Québec (KAJQ, NANL, MKVL et NWRL). Par contre, les deux modèles montrent des résultats différents pour l'extrême nord du Québec et du Labrador (KNGQ et KRSQ).

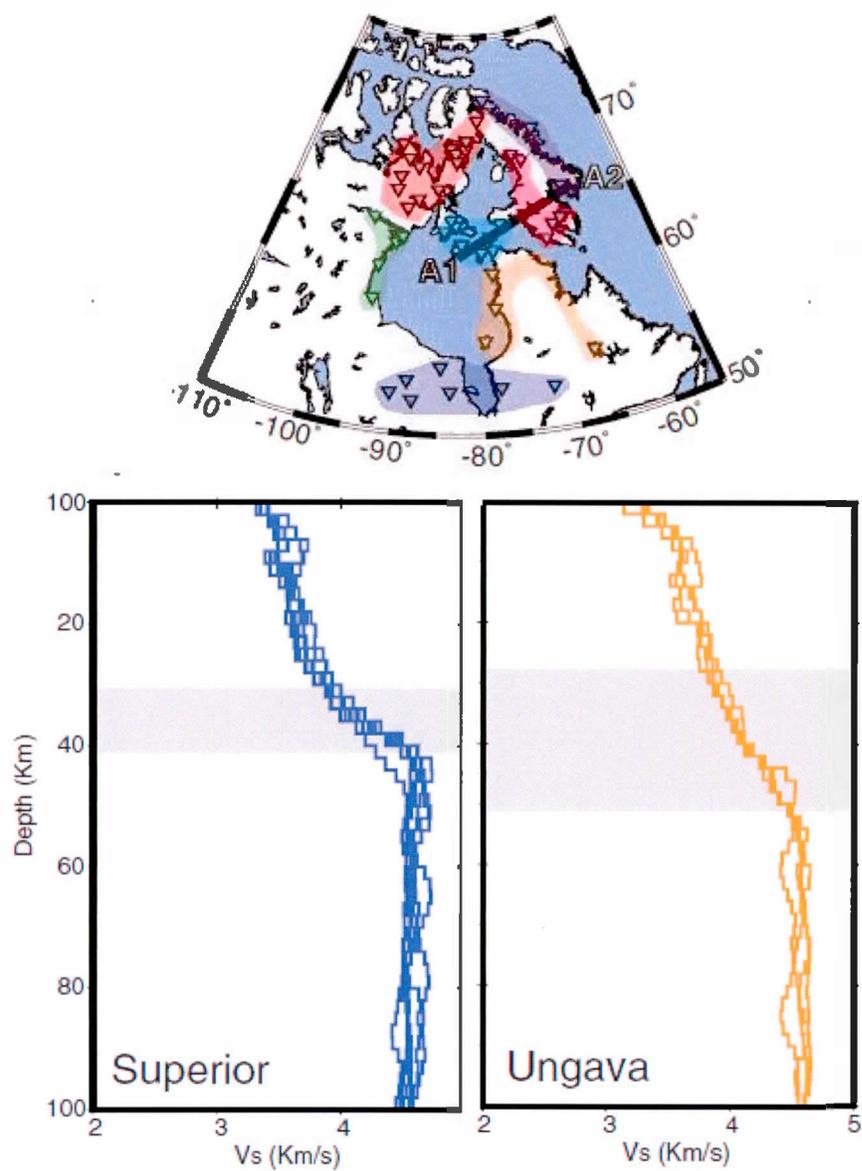


Figure 1.6 Modèles de vitesse de cisaillement obtenus par l'inversion de RF pour la province du Supérieur et la région de la baie d'Ungava d'après Gilligan et al. (2016).

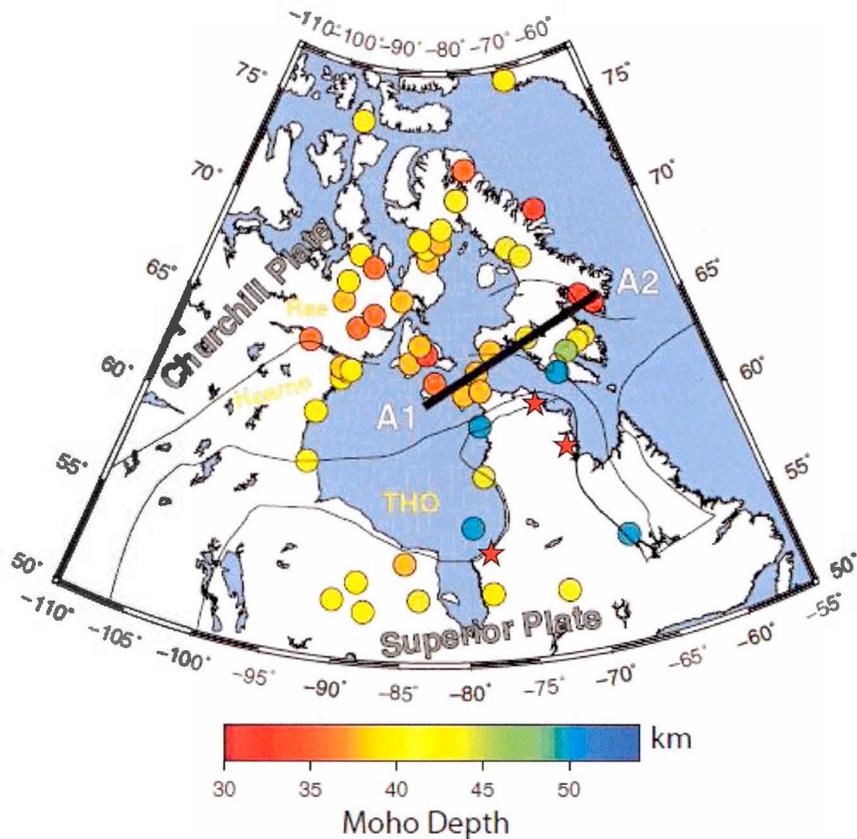


Figure 1.7 Figure modifiée de Gilligan et al. (2016). Profondeurs du Moho obtenues à différentes stations. Les étoiles indiquent la position, de l'ouest vers l'est, KJKQ, KNGQ et KRSQ.

Schaeffer et Lebedev (2014) ont également présenté un modèle de vitesse des ondes de cisaillement verticales pour l'Amérique du Nord. Leur modèle, SL2013NA est construit selon la même méthode qu'ils ont utilisée pour construire le modèle global SL2013sv (Schaeffer et Lebedev, 2013). La figure 1.9 illustre que leur modèle prévoit, pour une profondeur de 50 km, une vitesse plus élevée pour l'ouest et le nord de la région (KAJQ, KJKQ, KRSQ, KNGQ) que le reste de la région (NANL, MKVL, WBHL et NWRL) où la vitesse au centre du Québec (WBHL) serait plus

petite. On peut également voir sur cette figure qu'à 100 km, la vitesse devrait être semblable partout dans la région d'intérêt, sauf pour le sud-ouest du Labrador et Makkovik, où la vitesse serait plus lente.

Yuan et al. (2011) ont également développé un modèle pour l'Amérique du Nord. Leurs résultats, présentés à la figure 1.10, ont été obtenus à l'aide de mesure du *SKS splitting* (pour l'anisotropie) et de l'inversion de formes d'onde. On peut voir que leur modèle (SAWum_NA2) indique des vitesses d'onde S plus petites pour les stations KAJQ et WBHL que pour les autres stations à une profondeur de 70 km, alors que les autres stations ont des vitesses semblables et à une profondeur de 100 km, une vitesse lente à KAJQ et KJKQ et une vitesse rapide à NANL en comparaison des autres stations.

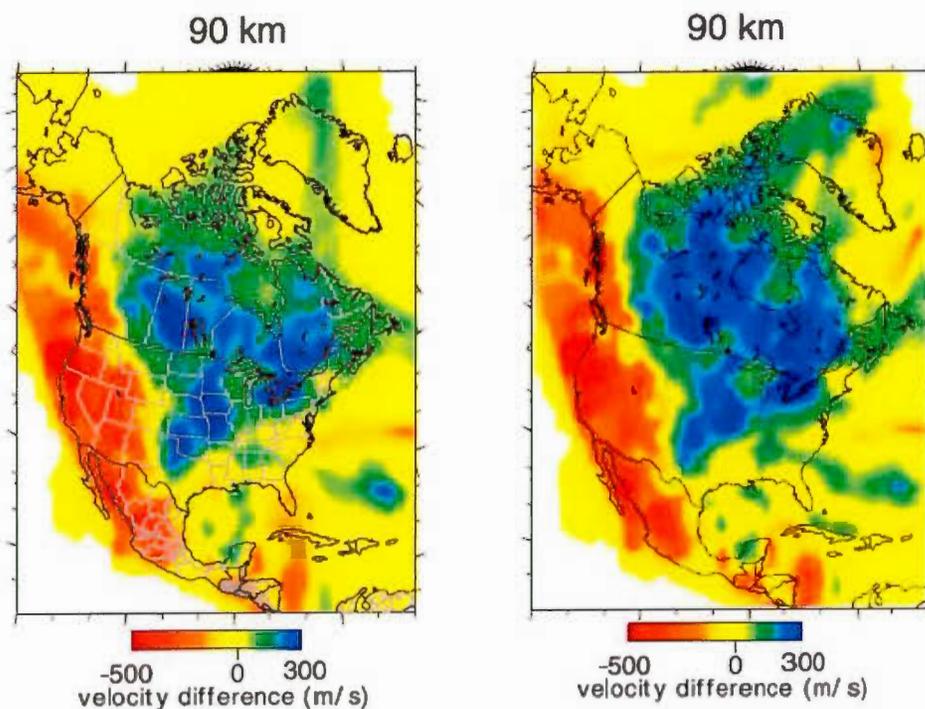


Figure 1.8 Cartes de la variation des vitesses des ondes de cisaillement des modèles NA07 (à gauche) et $\overline{\text{NA07}}$ (à droite) d'après Bedle et van der Lee (2009).

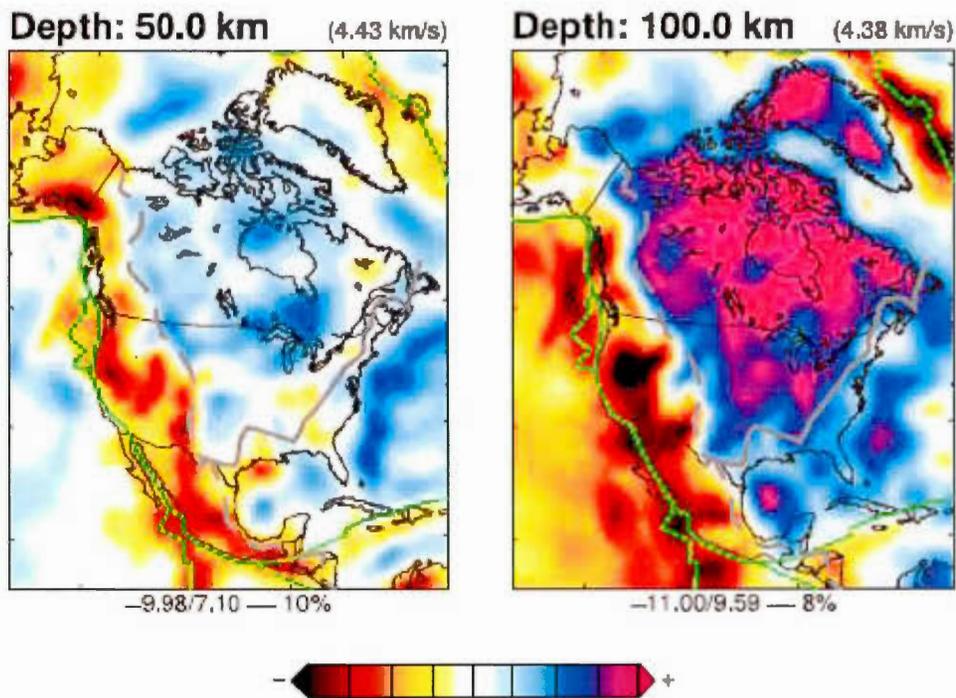


Figure 1.9 Cartes de la variation des vitesses des ondes de cisaillement verticales pour le modèle SL2013NA d'après Schaeffer et Lebedev (2014). Les perturbations de vitesse sont données en pourcentage par rapport à la vitesse de référence indiquée dans le coin supérieur droit de chaque carte. Les couleurs noir, rouge et jaune correspondent à une vitesse plus petite que la vitesse de référence et les couleurs bleu, violet et fuschia correspondent à une vitesse plus grande que la vitesse de référence. L'échelle de couleur est la même pour les deux cartes. L'intervalle de variation et la limite de saturation sont indiqués sous chaque carte.

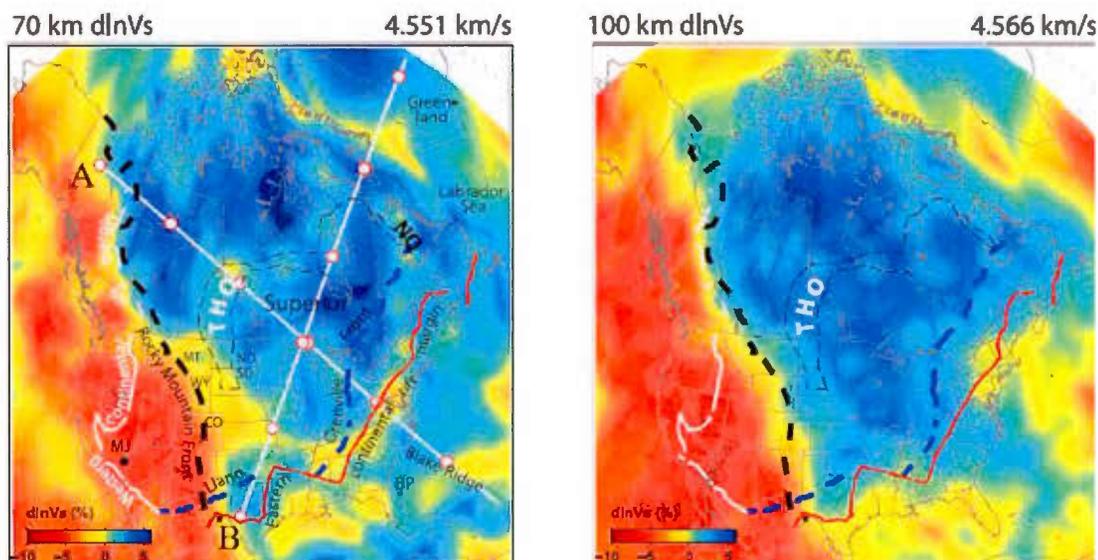


Figure 1.10 Cartes de la variation des vitesses des ondes selon l'étude tomographique de Yuan et al. (2014).

1.2 Études gravimétriques

Il est intéressant d'examiner les anomalies gravimétriques puisqu'elles peuvent indiquer une variation dans l'épaisseur de la croûte et dans la densité de celle-ci. La figure 1.11 montre la carte d'anomalies au Québec et au Labrador, la figure 1.12 illustre le lien qu'il peut y avoir entre la profondeur du Moho et les anomalies gravimétriques tandis que la figure 1.13 montre celle de l'ouest du Québec. La variation dans la profondeur du Moho et dans la densité de la croûte peut également être observée à partir des RF; une comparaison et combinaison des deux résultats est donc possible.

Dans cette section, les cartes d'anomalies de quelques études seront présentées et des observations par rapport à celles-ci seront faites. Également, les interprétations de quelques publications seront présentées.

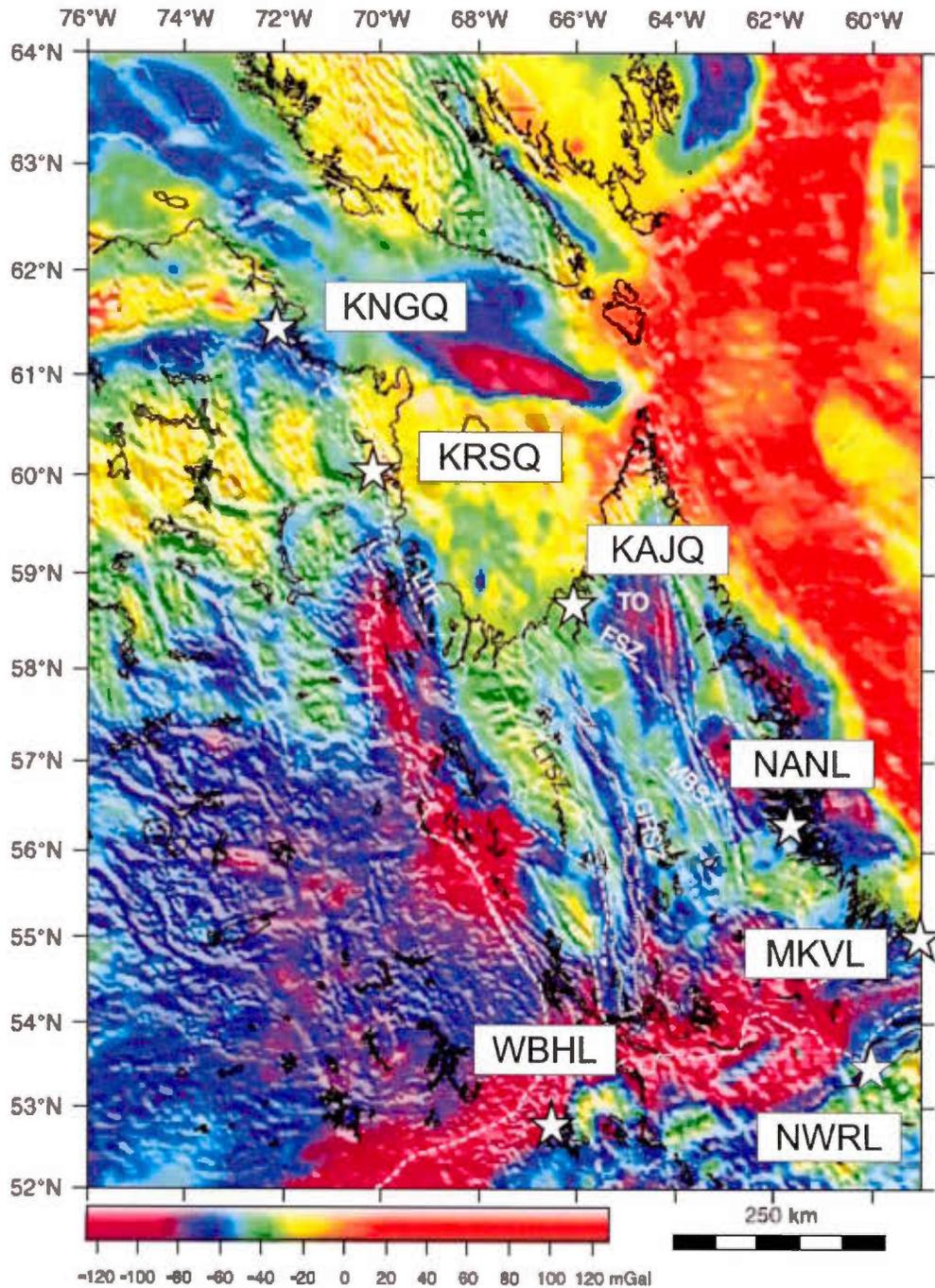


Figure 1.11 Carte des anomalies de Bouguer (sur le continent) et d'air libre (sur l'eau) selon Bournon et al. (2002). Les étoiles représentent la position des stations utilisées pour ce mémoire.

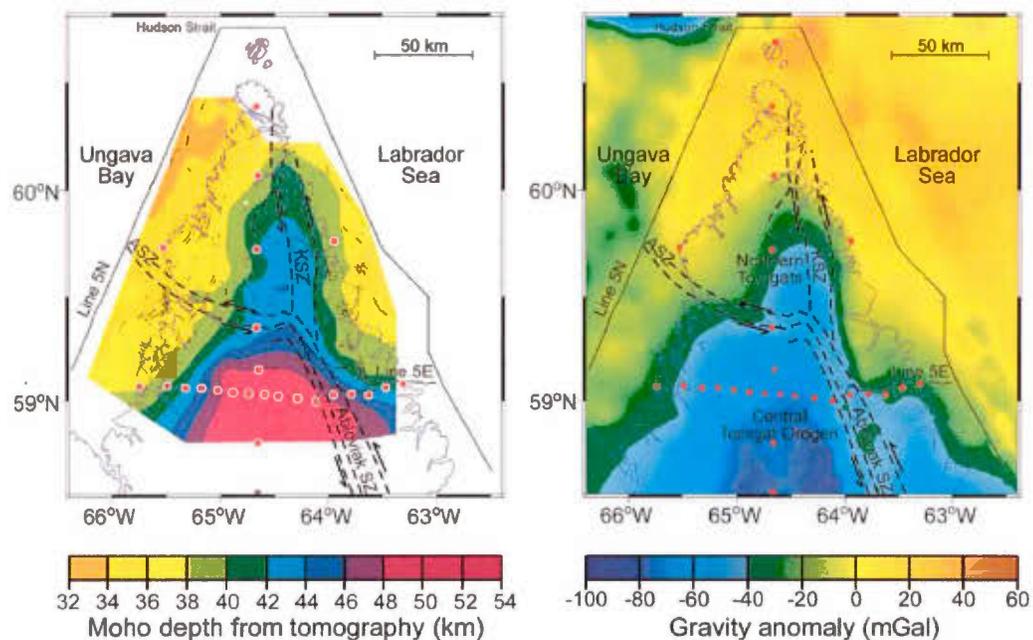


Figure 1.12 Cartes des anomalies de Bouguer et de la profondeur du Moho redessinées par Cook et al. (2010), d'après la carte de Funck et al. (2000b). On peut observer la similarité des structures.

Les anomalies gravitationnelles pour le Québec et le Labrador sont présentées à la figure 1.11. Cette figure, préparée par Bourlon et al. (2002), illustre les anomalies de gravité obtenues par la Commission géologique du Canada, complétées par les données satellites de la NASA et l'Agence spatiale européenne.

On peut voir sur la carte de la figure 1.11 que l'orogène Trans-Hudson au nord du Québec est marqué par une ceinture d'anomalie négative orientée est-ouest au sud et une anomalie positive orientée est-ouest au nord. La station KNGQ se situe dans la ceinture d'anomalie négative.

Au Québec et au Labrador, l'orogène du Nouveau-Québec est marqué par la gravité la plus faible au nord du front de Grenville (Bourlon et al., 2002), à l'exception de sa partie nord, sur la côte de la baie d'Ungava où l'anomalie est faiblement négative ou

même positive par endroits. La station KRSQ se situe au plus fort de l'anomalie positive de l'orogène du Nouveau-Québec. Entre l'orogène de Torngat et l'orogène du Nouveau-Québec, la zone centrale est marquée par une anomalie négative moins importante que celle des orogènes, mis à part pour une bande centrale qui correspond à la zone de cisaillement de la rivière George (Bourlon et al., 2002). La station KAJQ se situe sur une région où l'anomalie est semblable à l'anomalie régionale. Sur la côte est du Labrador, il y a deux structures d'anomalie négatives fortes, dont une, plus grande, au sud et qui pénètre plus dans les terres, qui semble correspondre avec la suite plutonique de Nain. La station NANL est située sur cette suite et sur cette anomalie. La province de Makkovik est sur une anomalie négative. Bourlon et al. (2002) attribue l'anomalie négative sur l'orogène du Nouveau-Québec à un épaissement de la croûte, à la faible densité des métasédiments qui y sont présents ou à une combinaison de ces deux facteurs. Dans la zone centrale, ils associent l'anomalie faible par rapport à l'anomalie régionale (~ -30 mGal) à un amincissement de la croûte jusqu'à 37 km. Dans l'orogène de Torngat, ils lient l'anomalie fortement négative à un épaissement de la croûte, ce qui correspond à ce que les données sismiques montrent (Funck et al., 2000b). Funck et al. (2000a, 2000b, 2001a et 2001b) ont étudié les profils sismiques pour le Labrador et l'est du Québec, avec les résultats mentionnés plus tôt, et les ont comparés aux anomalies gravitationnelles. Dans le cas de l'orogène de Torngat et la région centrale, ils ont observé une corrélation directe presque parfaite entre les anomalies gravitationnelles et la profondeur du Moho, illustrée à la figure 1.12, en particulier pour la racine crustale au centre de l'orogène de Torngat (Funck et al., 2000b). Pour la province de Nain, Funck et al. (2000a) ont démontré que le modèle sismique ne suffisait pas à expliquer les anomalies gravitationnelles. Grâce à la modélisation gravitationnelle, ils ont démontré que les profils sismiques pouvaient concorder avec les observations gravitationnelles seulement si l'on introduit une variation latérale de densité. Une structure de faible gravité correspond à la partie nord de la suite plutonique de Nain et semble se poursuivre dans la croûte sous la mer du Labrador. Par contre, seules les variations

latérales de densité expliquent l'anomalie de gravité dans la mer du Labrador et elle ne serait pas en lien avec la suite plutonique de Nain. Pour la province de Grenville au sud de l'orogène de Makkovik, Funck et al. (2001b) ont démontré que les anomalies gravitationnelles s'expliquent par une densité élevée dans les 30 premiers kilomètres de la croûte.

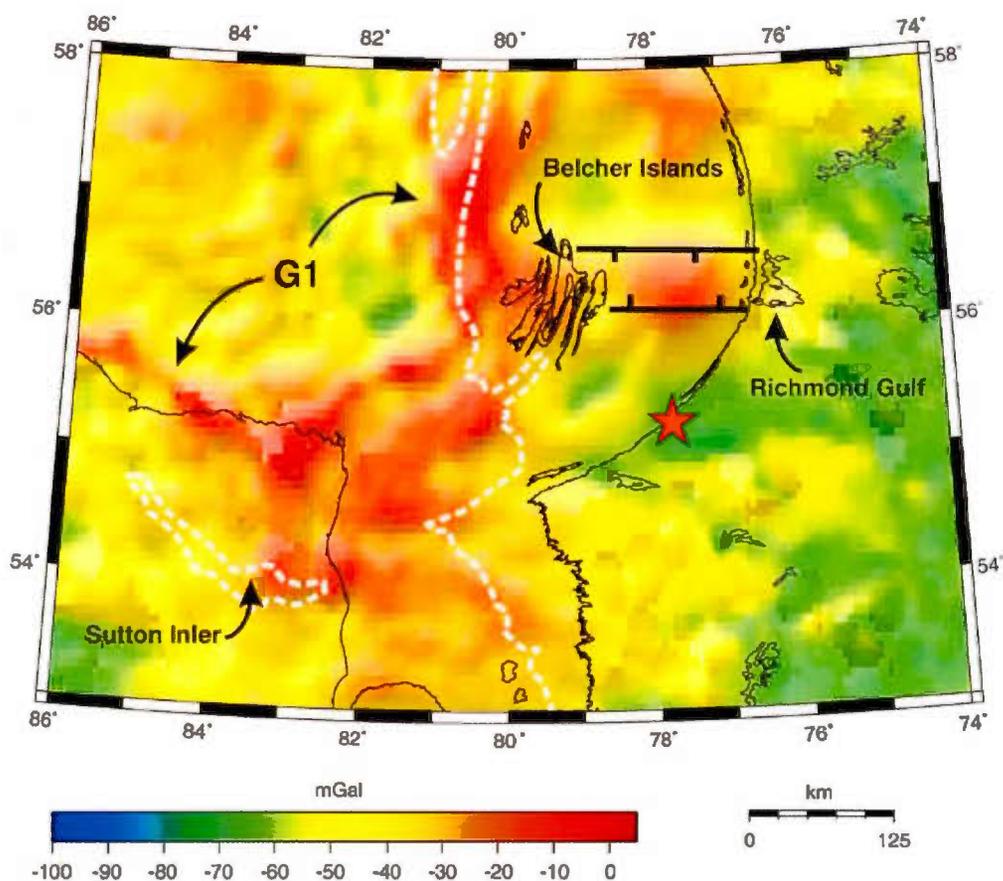


Figure 1.13 Anomalies de Bouguer de la région de la baie d'Hudson, selon une figure tirée d'Eaton et Darbyshire (2010). L'étoile représente la position de la station KJKQ.

L'ouest du Québec a été étudié par Eaton et Darbyshire (2010) par une étude de diverses données géophysiques, dont les anomalies gravitationnelles. La figure 1.13

montre les anomalies gravitationnelles dans la région qu'ils ont étudiée. On peut y voir que sur la côte de la baie d'Hudson la gravité est assez uniforme, mais qu'elle baisse légèrement dans la région de la station KJKQ.

La figure 1.11 illustre une forte anomalie négative sur tout le front de Grenville. Cette anomalie, présente dans l'est du Québec, est attribuée à l'épaississement de la croûte (Hall et al., 2002; Hynes et Rivers, 2010) qui est estimé à 5 km par Rivers et al. (2002). Les stations WBHL et NWRL sont situées au sud du front où l'anomalie est la plus faible.

Audet et Mareschal (2007) ont également étudié les anomalies de gravité afin de déterminer l'épaisseur élastique de la lithosphère. Bien qu'il n'y ait une distinction à faire entre l'épaisseur de la croûte, étudiée dans ce mémoire, et l'épaisseur de la lithosphère, il est intéressant de se pencher sur leurs résultats. Pour arriver à calculer l'épaisseur élastique de la lithosphère, ils ont utilisé une corrélation entre les anomalies de Bouger et la topographie. Pour leur modèle, ils ont utilisé une profondeur du Moho correspondant au modèle LITH5.0 (Perry et al. 2002). On peut observer à la figure 1.14 que la lithosphère semble plus épaisse au Cap Smith, près de la station KNGQ, et sur l'orogène de Makkovik, près de la station MKVL. Il est également intéressant de garder en tête pour l'analyse qu'il existe un lien entre l'épaisseur de la croûte et les anomalies de Bouguer, mais que l'épaisseur de la lithosphère a également une influence.

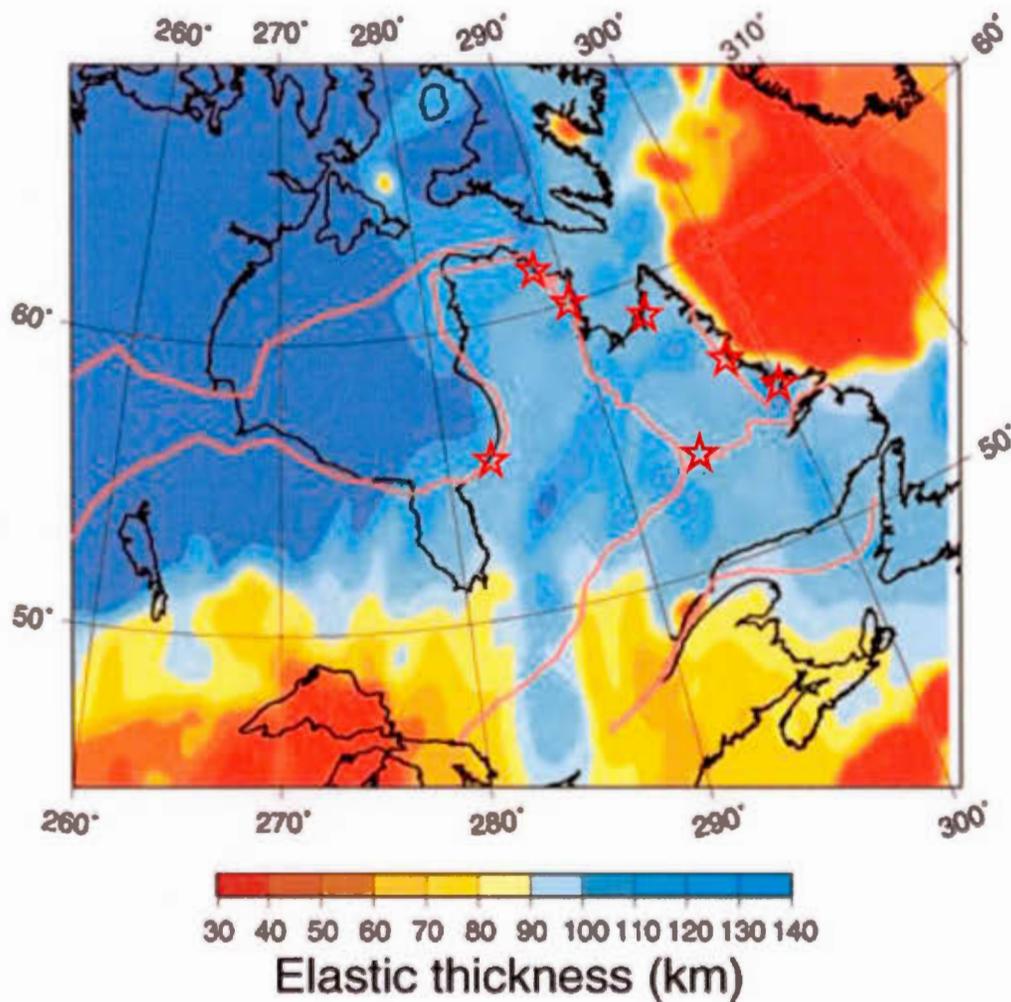


Figure 1.14 Épaisseur élastique de la lithosphère selon Audet et Mareschal.(2007). Les étoiles représentent la position des stations utilisées pour ce mémoire.

1.3 Études magnétiques

Même si les relevés aéromagnétiques ne permettent pas d'obtenir de l'information sur la croûte profonde, ils renseignent sur les domaines géologiques, la nature de la croûte, les structures cachées par la couche superficielle et le métamorphisme subit

dans le passé (Hammer et al., 2010; Bourlon et al., 2002). Également, les données magnétiques peuvent être corrélées avec l'anisotropie sismique (Pawlak et al., 2012). Il est donc pertinent de se pencher sur les études magnétiques couvrant le Québec et le Labrador.

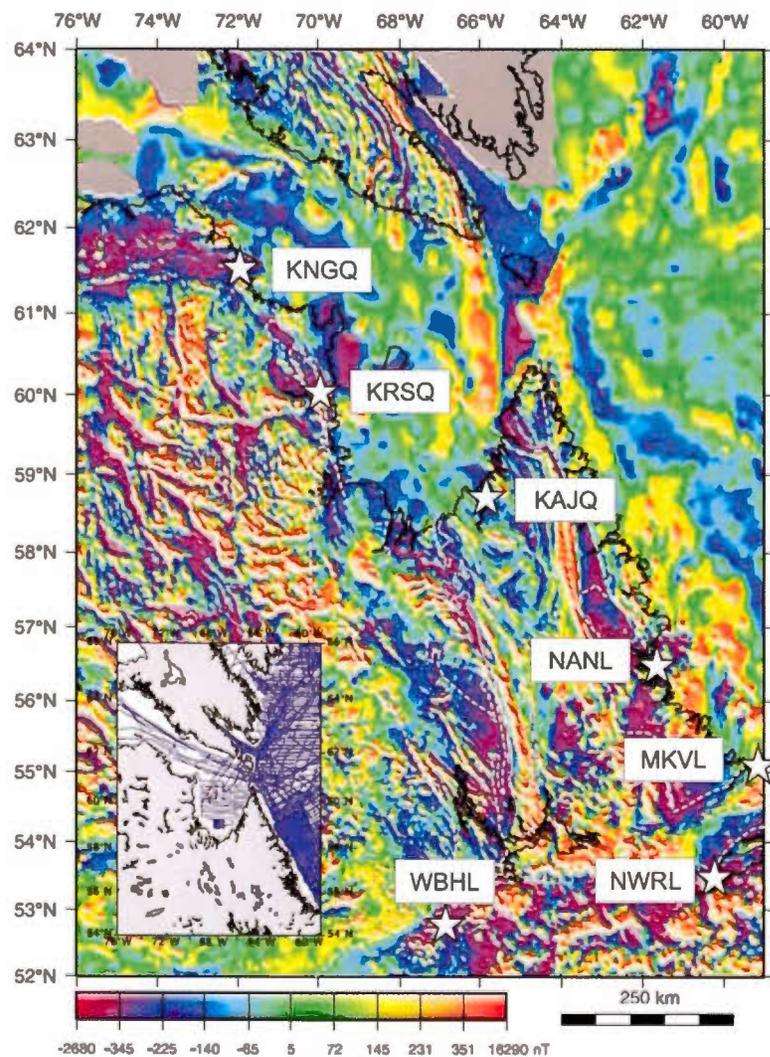


Figure 1.15 Carte du magnétisme selon Bourlon et al. (2002). Les étoiles rouges représentent la position des stations utilisées pour ce mémoire. Sur la carte du bas, les profils marins sont indiqués par des lignes violettes et les régions couvertes par des relevés aéromagnétiques sont en gris.

Bourlon et al. (2002) présentent une étude magnétique de l'est Québec et du Labrador. Ils ont reconstitué la carte de la figure 1.15 à l'aide de sondages magnétiques marins et aériens faits par la Commission géologique du Canada. On peut y observer, selon St-Onge et al. (2002), une corrélation entre le nord du Québec, le nord du Labrador et l'île de Baffin qui montre un lien dans l'architecture de la croûte de ces trois régions. Aussi, on peut voir sur cette carte que l'orogène Trans-Hudson au Cap Smith, l'orogène du Nouveau-Québec, l'orogène de Torngat et la frontière de l'orogène de Makkovik sont marqués par un magnétisme fortement négatif, avec des lignes qui suivent les failles (Funck et al., 2000b; Bourlon et al., 2002, Funck et Loudon, 1999; Hall et al., 2002). Également, la texture magnétique dans la province du Supérieur semble réapparaître à l'est de l'orogène du Nouveau-Québec, ce qui indique une affinité entre la province du Supérieur et la zone centrale (Bourlon et al., 2002). Pour la suite plutonique de Nain, on remarque, à la figure 1.16, que l'anomalie de magnétisme négative recouvre toute la suite, contrairement à l'anomalie gravitationnelle (Hall et al., 2002). Cette anomalie concorde avec le massif anorthositique trouvé avec les données sismiques et elle ne se prolonge pas dans la mer du Labrador, ce qui semble indiquer qu'elle n'y serait pas présente (Funck et al., 2000a). Dans l'orogène de Makkovik, les domaines archéens sont marqués par un faible magnétisme, tandis que les domaines juvéniles présentent un magnétisme plus élevé (Hall et al., 2002). Pour l'orogène du Nouveau-Québec, les failles sont marquées par des linéations de forte amplitude et la texture de haute amplitude dans l'ouest de l'orogène indique un socle qui proviendrait de la province du Supérieur (Bourlon et al., 2002). Au Cap Smith, la bande de magnétisme faible serait la signature de la remise à zéro du magnétisme durant le pic de métamorphisme (Bourlon et al., 2002). Dans leur étude sur l'orogène Trans-Hudson, Eaton et Darbyshire (2010) ont tracé une carte magnétique, incluant l'ouest du Québec, à l'aide des données aeromagnétiques de la Commission géologique du Canada. On

peut voir cette carte à la figure 1.17. Tel que mentionné plus tôt, le Cap Smith marque un arrêt de la texture magnétique de la province du Supérieur, mais la carte de la figure 1.17 permet de voir que la bande qui caractérise l'orogène Trans-Hudson au Cap Smith se poursuit dans la baie, laissant supposer que la suture de Bergeron, qui sépare l'orogène du Cap Smith de l'Arc Narsajuaq et qui est corrélée à cette bande, se poursuit tout le long de l'orogène Trans-Hudson (Eaton et Darbyshire, 2010). La texture magnétique de l'arc de Narsajuaq, du détroit d'Hudson et du sud de l'île de Baffin est semblable à celle de la province du Supérieur, ce qui fait dire à St-Onge et al. (2002) que cette croûte est reliée.

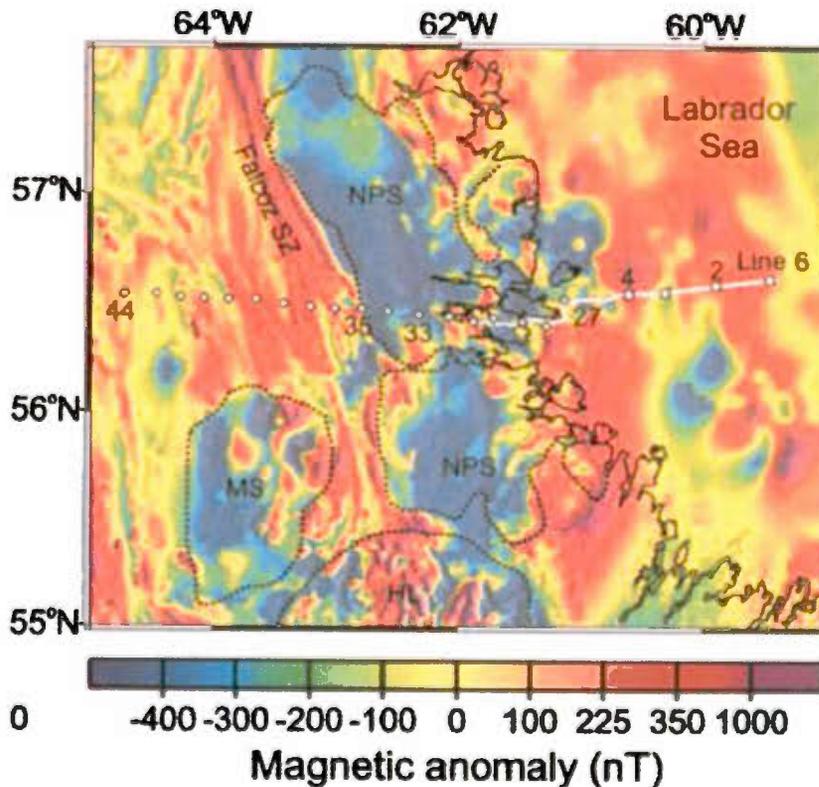


Figure 1.16 Carte magnétique de la province de Nain selon Funck et al. (2000a).

Dans la province du Supérieur, à l'est de la baie d'Hudson, la texture magnétique est caractérisée par des lignes de haute amplitude d'orientation nord-sud ou nord-ouest

sud-est (Eaton et Darbyshire, 2010). La sous-province de Bienville, sur laquelle est située la station KJKQ, est caractérisée par des anomalies irrégulières, comme on peut en voir dans la sous-province de Minto, ce qui laisse penser que les deux sous-provinces ont une histoire magmatique semblable (Percival et al., 2001).

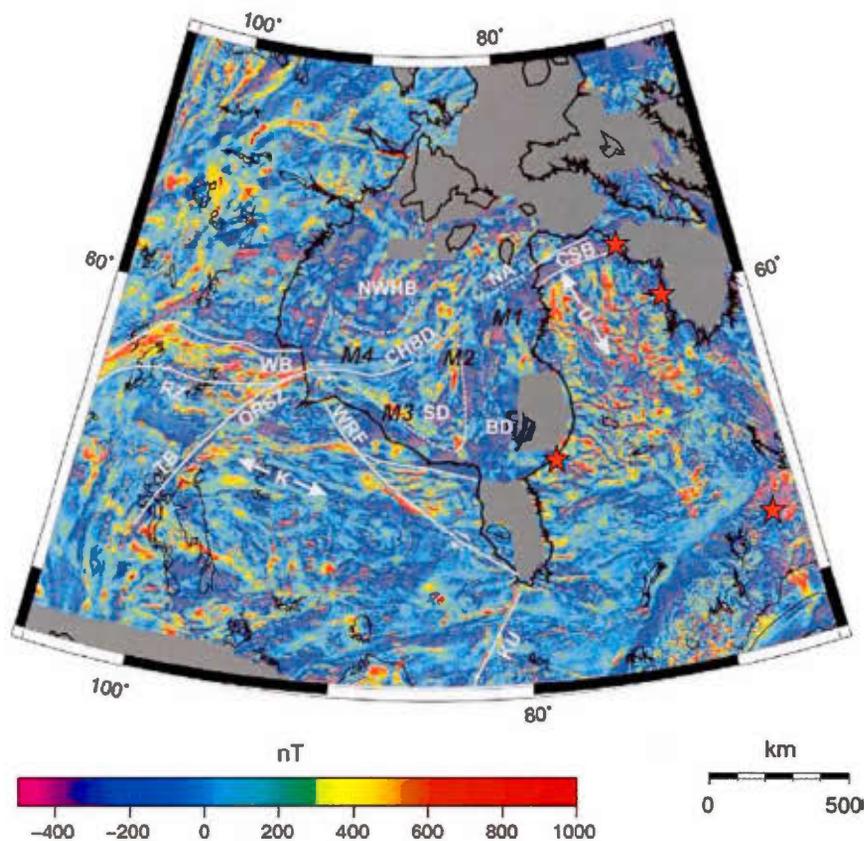


Figure 1.17 Carte d'anomalies magnétiques pour l'orogène du Trans-Hudson selon Eaton et Darbyshire (2010). Les stations KJKQ, KNGQ, KRSQ et WBHL sont représentées par des étoiles.

Le front de Grenville est assez bien défini par une bande négative au sud du front pour la majorité du Québec, mais cette bande disparaît pour l'est du front (figure 1.18). La partie est du front est composée d'une série d'anomalies positives et à

l'extrême est, par une bande d'anomalies faiblement négatives. Une bonne partie des anomalies magnétiques de la province de Grenville s'explique par des plutons granitoïdes (Gower et Krogh, 2002).

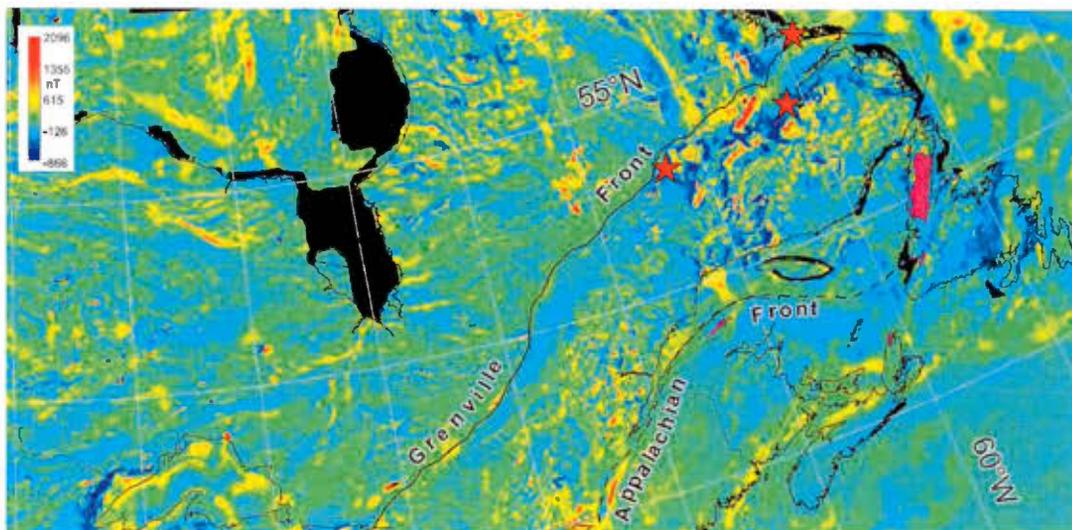


Figure 1.18 Carte du magnétisme pour le front de Grenville d'après Hynes et Rivers (2010). Les stations MKVL, NWRL et WBHL sont marquées par une étoile rouge.

CHAPITRE II

BASE DE DONNÉES

Dans ce chapitre, les données utilisées pour ce mémoire seront présentées. En premier lieu, les données recueillies par les stations et leur traitement seront expliqués. Ensuite, le modèle GDM52, dont seront tirées les données sur les ondes de surface, sera présenté.

2.1 Stations d'observation et données recueillies

Le contexte géologique de chacune des stations a été décrit au premier chapitre. Dans cette section, plus de détails sur ces stations, sur les événements enregistrés et sur le traitement des données seront présentés.

Les données recueillies pour la recherche présentée dans ce mémoire ont été enregistrées par des sismomètres à large bande du type Trillium 120PA. Ces sismographes font partie des stations du réseau POLARIS (Portable Observatories for Lithospheric Analysis and Research Investigating Seismicity) (Eaton et al., 2005) dont les détails sont fournis au tableau 2.1.

Les observations ont été effectuées sur une période allant de juillet 2011 à janvier 2016. Durant cette période, tous les tremblements de terre à une distance entre 30 et 90° du centre du Québec et dont la magnitude était plus grande que 5,5 ont été enregistrés. Ce sont 4213 sismogrammes qui ont été ainsi recueillis. Après le

traitement des données, il restait 462 *receiver functions* (RF). Ce sont donc les enregistrements de 3751 sismogrammes qui ont été rejetés.

Pour chaque station, le nombre d'événements mesurés, le nombre de RF retenues et une description de la couverture azimutale seront décrits. Pour faciliter la lecture, les abréviations N, S, E et O sont utilisées pour, nord, sud, est et ouest.

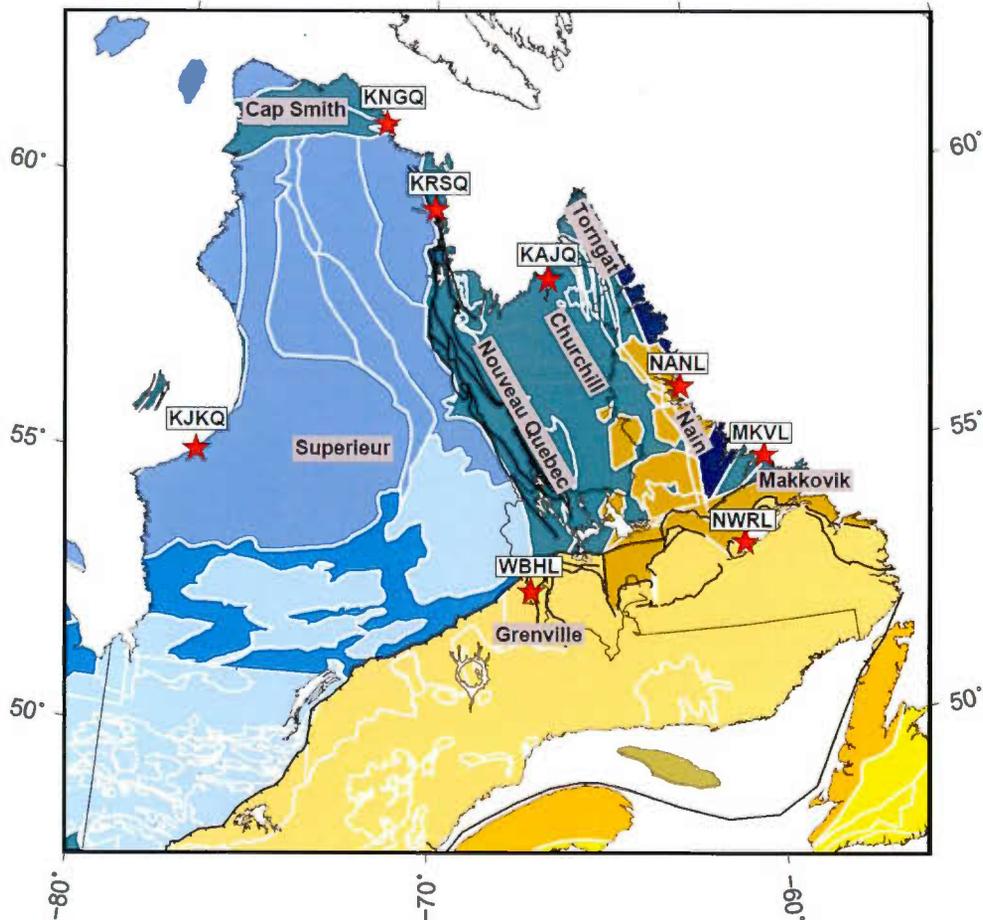


Figure 2.1 Carte du Québec et du Labrador illustrant la position des stations sismiques utilisées pour ce mémoire. La position des stations est indiquée par les étoiles rouges et leur nom est dans un encadré blanc. Les noms dans un encadré gris sont ceux des provinces géologiques.

Tableau 2.1 Information sur les stations utilisées pour ce mémoire

Station	Latitude	Longitude	Date d'installation
KAJQ	58,7°	-65,9°	10 août 2011
KJKQ	55,3°	-77,7°	13 août 2011
KNGQ	61,6°	-71,9°	5 août 2011
KRSQ	60,0°	-70,0°	7 août 2011
MKVL	55,1°	-59,2°	26 juillet 2011
NANL	56,5°	-61,7°	24 juillet 2011
NWRL	53,5°	-60,1°	21 juillet 2011
WBHL	52,9°	-66,9	18 juillet 2011

2.1.1 Traitement des données

La liste des séismes a été déterminée grâce au logiciel JWEED, qui est un outil fourni par l'Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS), avec les critères de dates, magnitude et distances mentionnées plus tôt. Cette liste a été envoyée à Ressources Naturelles Canada qui gèrent les données acquises par les stations et qui les ont transmises sous le format miniSEED en coordonnées est-nord-vertical. Des fichiers en format Seismic Analysis Code (SAC) (Helffrich et al., 2013) ont été extraits des fichiers miniSEED, puis renommés et classés selon la station d'enregistrement. Ensuite, grâce aux renseignements sur chaque tremblement de terre (distance, profondeur, date, etc.) et au modèle de Terre IASP91 (Kennett et Engdahl, 1991), les arrivées théoriques des phases P et S ont été calculées. L'étape suivante a été de choisir visuellement les signaux sur lesquels une arrivée P significativement plus importante que le bruit était visible; les autres ont été rejetés. Pour cette sélection, aucun critère quantitatif n'a été appliqué et le choix a été fait que qualitativement.

Une fois le premier contrôle de qualité effectué, les données ont été filtrées à l'aide d'un filtre Butterworth, entre 0,01 Hz et 5 Hz, pour y retirer le bruit de haute fréquence. Certains enregistrements ne présentaient aucune différence entre le sismographe filtré et non filtré. Cela signifie qu'il n'y avait que peu de bruit sur ceux-

ci et le reste du traitement des données a été effectué sur le signal non filtré. Afin de mieux visualiser les séismes, les enregistrements ont été coupés à 100 s avant et 200 s après l'arrivée théorique de la phase P.

Une fois les données choisies et nettoyées, elles sont prêtes pour le calcul des RF. Le calcul s'est fait avec la méthode « *Extended Time Multitaper Frequency Domain Cross-Correlation Receiver Function* » (ETMTRF) (Helffrich, 2006) dont les détails sont expliqués au chapitre III. Une macro sous l'interface de SAC a été utilisée pour effectuer la déconvolution selon la méthode ETMTRF. Cette macro changeait également les composantes des sismogrammes puisque les composantes doivent être verticale, tangentielle et radiale pour calculer la RF. Initialement, les données reçues sont présentées selon les composantes est, nord et verticale. La figure 2.2 illustre le lien entre les composantes nord-est et radiale-tangentielle.

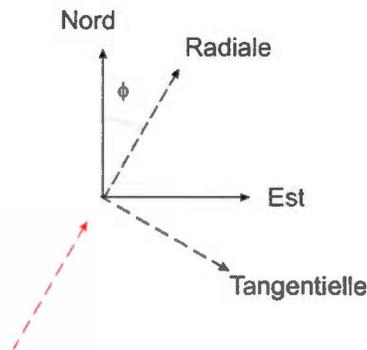


Figure 2.2 Composantes du signal du séisme. Les composantes tangentielle et radiale sont perpendiculaires. La ligne rouge indique la direction d'où provient le séisme.

Les composantes se calculent ainsi :

$$R(t) = N(t) \cos \phi + E(t) \sin \phi$$

$$T(t) = E(t) \cos \phi - N(t) \sin \phi$$

L'angle ϕ est l'angle entre la composante nord et la composante radiale.

Une fois ce changement fait, la macro effectuait la déconvolution. Par la suite, un dernier contrôle de qualité a été effectué. Les RF contenant trop de bruit ou sans signal visible ont été rejetées. Certaines RF étaient également contaminées par un bruit à longue période, ce qui donnait une RF sinusoïdale plutôt que droite. Un nouveau filtrage était alors appliqué pour la redresser. Ce filtrage se faisait au cas par cas, mais la bande variait généralement de 0,01 à 2 Hz.

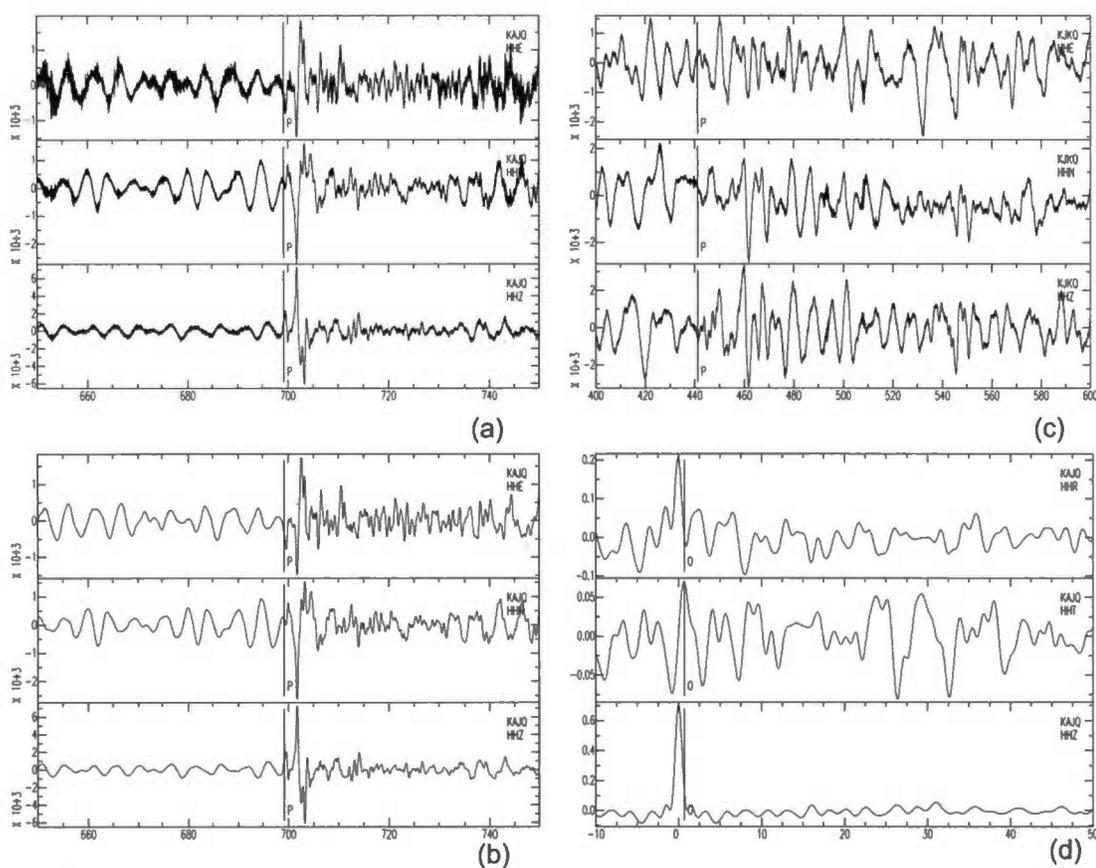


Figure 2.3 Sismogramme à différentes étapes du traitement de données. Un sismogramme avec la phase P indiquée (a), le même sismogramme filtré (b), un sismogramme rejeté (c) et une RF rejetée (d). Les RF retenues sont présentées au chapitre IV.

2.1.2 Station KAJQ

Pour la station KAJQ, 674 séismes ont été enregistrés. De ceux-ci, 111 ont permis d'obtenir une RF de bonne qualité. Ces RF permettent une couverture azimutale partielle. Les directions entre le NNE et le NE, entre le S et le SO et entre O et le NNO ont une bonne couverture. Il n'y a que 2 RF entre 65 et 170° d'azimut inverse, une seule entre 230 et 270° et 2 entre 340 et 20°. Les paramètres de rai des évènements retenus varient de 0,041 à 0,078 s/km, les distances de 34 à 91° et la magnitude de 5,5 à 8,3.

2.1.3 Station KJKQ

Cette station a enregistré 651 séismes, dont 97 ont permis le calcul d'une RF de bonne qualité. La couverture azimutale représente bien les directions entre le N et le NE, entre le SE et le SO et entre l'O et le NNO. Il n'y a qu'une seule RF entre 330 et 4° d'azimut inverse, deux entre 55 et 152° et une seule entre 223 et 265°. Le paramètre de rai des tremblements de terre varie de 0,041 à 0,080 s/km, tandis que leur distance varie de 30 à 96°. Ils avaient une magnitude allant de 5,5 à 8,3.

2.1.4 Station KNGQ

Durant la période d'observation, la station KNGQ a enregistré 771 séismes. Parmi ceux-ci, 85 ont permis le calcul d'une RF de bonne qualité. Ces RF donnent une couverture azimutale partielle. Les parties du ONO jusqu'au NE et du S au SO sont bien couvertes. Par contre, il n'y a qu'une seule RF entre 70 et 163° d'azimut inverse et 3 RF, très différentes l'une de l'autre, entre 248 et 302°. Le paramètre de rai des séismes est compris entre 0,042 et 0,079 s/km. Leur distance varie de 32 à 89°. La magnitude des séismes varie entre 5,5 et 8,3.

2.1.5 Station KRSQ

La période d'observation de la station KRSQ est plus courte que les autres. Elle a cessé d'enregistrer à la fin de l'année 2011. Durant ces 6 mois d'observation, 74

séismes ont été enregistrés. Parmi ceux-ci, 10 ont permis le calcul d'une RF de qualité suffisante. La couverture azimutale est mauvaise. Quatre RF ont une direction S, entre 174 et 200° d'azimut inverse, et cinq ont une direction NO, entre 310 et 336° . Leur paramètre de rai varie de $0,042$ à $0,068$ s/km, leur distance entre 50 et 88° et leur magnitude entre $5,9$ et $7,1$.

2.1.6 Station MKVL

La station MKVL a enregistré 641 séismes correspondant au critère durant la période d'observation. De ceux-ci, 73 RF de bonne qualité ont pu être obtenues. Celles-ci permettent une bonne couverture azimutale, sauf pour les directions comprises entre le NE et le SSE, alors qu'il n'y a aucune RF entre 55 et 157° d'azimut inverse, et pour la partie OSO, avec une seule RF entre 230 et 280° . Les RF ont un paramètre de rai allant de $0,041$ à $0,076$ s/km, une distance épacentrale variant de 38 à 92° et une magnitude variant entre $5,5$ et $8,3$.

2.1.7 Station NANL

Durant la période d'observation, qui commence en 2012 pour cette station, 523 séismes ont été enregistrés. Ces séismes ont permis le calcul de 38 RF de bonne qualité. On peut voir qu'une grande quantité de séismes ont été écartés. Comme la station est sur la côte du Labrador, le bruit océanique peut donc expliquer la mauvaise qualité de plusieurs sismogrammes. La région du N, de l'E au S et du SO sont mal représentés par la couverture azimutale. Entre 342 et 29° d'azimut inverse, on ne compte que deux RF; entre 48 et 193° , il n'y en a qu'une et 220 et 310° , il n'y en a que deux. Les séismes qui ont permis le calcul des RF ont un paramètre de rai variant entre $0,045$ s/km et $0,79$ s/km. Leur distance à la station varie de 31 à 85° . Leur magnitude varie de $5,7$ à $8,3$.

2.1.8 Station NWRL

La station NWRL a enregistré 662 séismes. De ces séismes, 13 RF ont été calculées. Par contre, aucune de ces RF n'est de bonne qualité. Les résultats de l'inversion et un exemple de RF seront présentés au chapitre IV (figure 4.52), mais aucune analyse n'est possible à partir de ces séismes parce que les signaux ont un bruit trop important. Cette station a été installée sur surface sédimentaire, ce qui n'est pas idéal, et c'est probablement la raison de la mauvaise qualité des enregistrements.

2.1.9 Station WBHL

La station WBHL n'a enregistré des séismes qu'entre 2011 et 2013. Elle a consigné 217 séismes dont 35 ont permis le calcul d'une RF. Ces RF ne couvrent pas les régions entre le N et le NE, entre l'E et le S, et l'O. Il n'y a aucune RF entre 339 et 25° d'azimut inverse, une seule entre 49 et 173° et aucune entre 246 et 297°. Le paramètre de rai des RF varie de 0,042 à 0,076 s/. Leur distance à la station est comprise entre 38 et 90°. Leur magnitude varie de 5,7 à 7,8.

2.2 Ondes de surface du modèle global GDM52

En plus des données recueillies par les stations, la recherche présentée dans ce mémoire utilise les données d'onde de surface du modèle GDM52 (*Global Dispersion Model*) (Ekström, 2011). Ce modèle permet d'obtenir les courbes de dispersion des ondes de Love et Rayleigh (voir le chapitre III pour la théorie sur les ondes de surface) pour des périodes allant de 25 à 250 s.

Ce modèle a été construit à partir de l'enregistrement de 3330 tremblements de terre par 258 sismographes répartis globalement dans le monde. La figure 2.4 illustre la distribution des sismographes.

À partir de ces données, Ekström (2011) a établi un modèle continu de courbe de dispersion sur un trajet ou à un endroit pour les ondes de Love et de Rayleigh. Le

modèle permet également de déterminer l'anisotropie à un endroit. Dans ce mémoire, ce sont les courbes de dispersion à un endroit qui ont été utilisées.

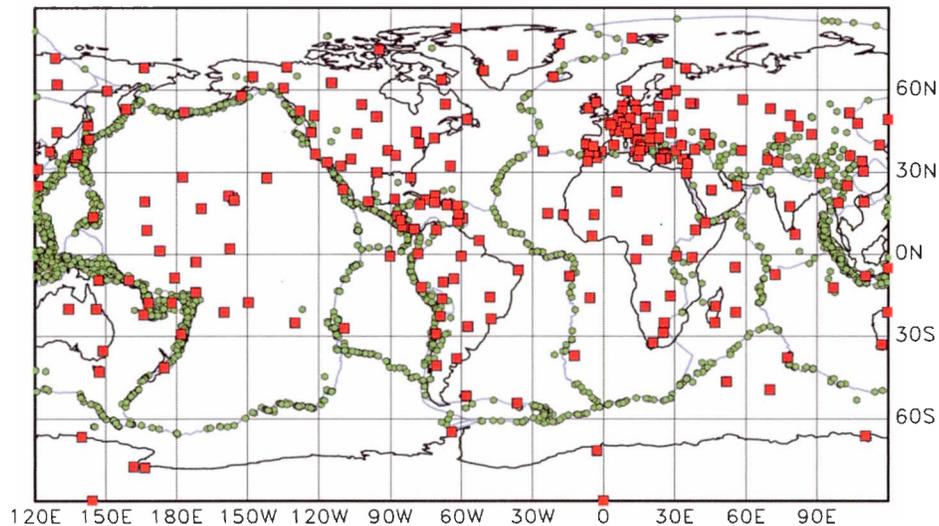


Figure 2.4 Carte de la répartition des tremblements de terre et des sismographes utilisés pour l'élaboration du modèle GDM52 d'après Ekström (2011). Les sismographes sont en rouge et les tremblements de terre en vert.

Le modèle est construit en comparant les observations aux prédictions du modèle de Terre PREM (Dziewonski & Anderson, 1981) et en déterminant les anomalies de phase qui permettent d'expliquer l'écart entre les deux. À partir des anomalies de phase, les perturbations des vitesses de groupe et de phase ont été calculées pour créer le nouveau modèle.

Les inversions pour les données isotropes se sont faites en utilisant des splines sur 1442 nœuds, ce qui donne une séparation moyenne entre les nœuds de $5,7^\circ$. La résolution du modèle est de 650 km, c'est-à-dire la distance la plus courte pour laquelle le modèle peut présenter une variation brusque. Le modèle global fournit donc une information régionale limitée par sa résolution. Il a fallu en tenir compte lors des calculs et de l'analyse.

Les incertitudes sur les vitesses ont été calculées à partir de l'incertitude des phases fournies par Ekström (2011). L'incertitude des phases est la somme de l'incertitude due aux mesures et de la racine de la variance des mesures semblables. Ces deux valeurs sont fournies dans l'article de Ekström (2011) pour chaque période. À partir des périodes et des vitesses, la phase peut être calculée. L'incertitude relative de la phase et de la vitesse de phase ou de groupe devrait être la même. Les incertitudes obtenues varient entre 0,5 et 1,1%.

Pour obtenir les données des courbes de dispersion, les coordonnées géographiques de chaque station ont été fournies au modèle qui donnait les valeurs de vitesses de phase et de groupe pour les ondes de Rayleigh et de Love pour chaque station. Les graphiques de la figure 2.5 montrent les courbes de dispersion pour les vitesses de phase de Rayleigh de chaque station. On peut voir que même si la distance entre les stations est plus petite que la résolution nominale du modèle, toutes les courbes sont différentes, sauf celles des stations MKVL et NANL qui sont presque superposées.

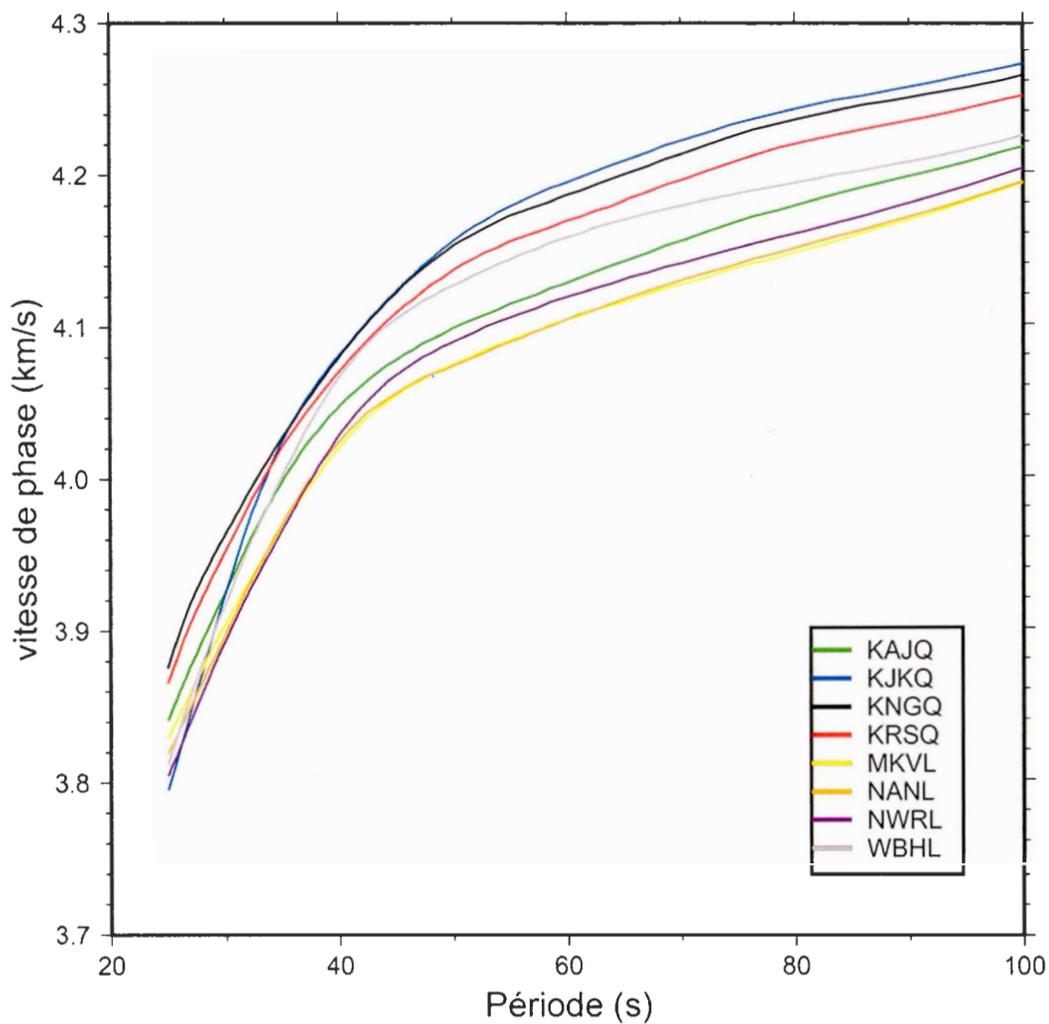


Figure 2.5 Courbes de dispersion pour les vitesses de phase de Rayleigh obtenues du modèle global GDM52 (Ekström, 2011) avec les coordonnées des stations.

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

Dans le cadre de ce mémoire, les données recueillies ont été traitées selon la méthodologie centrée sur les *receiver functions* (RF). Puisque la collecte a été passive et qu'elle ne s'est pas faite à travers un réseau de sismogrammes, cette méthode semble être la plus appropriée. Afin d'obtenir un résultat plus précis, il convient de coupler cette analyse avec celle des ondes de surface (Julià et al., 2000). Ce chapitre présentera la théorie sur les RF (la définition, le calcul des RF, les méthodes d'analyse des RF), les ondes de surface, l'inversion conjointe et les méthodes d'analyse des modèles.

3.1 Receiver functions

3.1.1 Définitions des receiver functions

Lors d'un séisme, une onde sismique est générée et se propage dans la Terre et à sa surface. Les ondes qui se propagent dans la Terre sont des ondes de volume. L'énergie des ondes de volume se sépare en deux types d'onde : les ondes P, qui sont des ondes de pression dont le déplacement des particules est longitudinal, et les ondes S, qui sont des ondes de cisaillement dont le déplacement des particules est transverse. Les ondes P se déplacent plus rapidement que les ondes S et les ondes de volume se déplacent plus rapidement que les ondes de surface. Lorsque l'on enregistre un séisme, on mesure donc d'abord l'arrivée de l'onde P, puis S et

finalement les ondes de surface. L'étude des RF est basée sur l'analyse des ondes de volume.

Tel qu'expliqué par Langston (1979), lorsqu'une onde sismique est mesurée, le signal enregistré dépend de plusieurs éléments. Ce signal, une fonction du temps $S(t)$, contient de l'information sur la source, le chemin parcouru et la zone près du récepteur. On peut décrire ce signal par cette équation :

$$S(t) = SRC(t) * P(t) * I(t) * Rf(t)$$

où S est la fonction enregistrée par les sismographes, SRC est la partie qui dépend de la source, P est la partie qui dépend du chemin, I est celle qui dépend de la réponse de l'instrument et Rf est la « receiver function » (RF), que l'on pourrait traduire, bien qu'il n'y ait pas de traduction officielle, par fonction de la zone du récepteur. Le symbole $*$ représente une convolution. Le signal est donc la convolution du signal source par celui du chemin, de l'instrument et du récepteur.

La RF ne dépend que des structures sous le récepteur. Comme la principale structure sous le récepteur est le Moho, c'est celle-ci qui sera la plus visible. Lorsqu'une onde P traverse une interface de changement de vitesse, comme le Moho, elle subit une réfraction. Durant cette réfraction, une partie de l'énergie de l'onde est transférée en onde S qui arrivera un peu plus tard au récepteur. Si l'incidence est presque verticale, ce qui est le cas pour des ondes télésismiques, le déplacement tangentiel, l'onde S, sera surtout sur la composante horizontale, plus particulièrement radiale, du signal. Ensuite, les deux arrivées (P et S) vont réfléchir sur la croûte et le Moho. La RF enregistre la phase P, la conversion S et les différentes réverbérations. Les parcours de l'onde et la RF théorique qui en résulte sont illustrés à la figure 3.1.

En analysant le délai entre les phases P, Ps et entre P et les différentes réverbérations, ainsi que les amplitudes de ces phases, on peut tirer de l'information sur la

profondeur du Moho, la vitesse des ondes P et S et l'inclinaison de l'interface ayant produit ces phases.

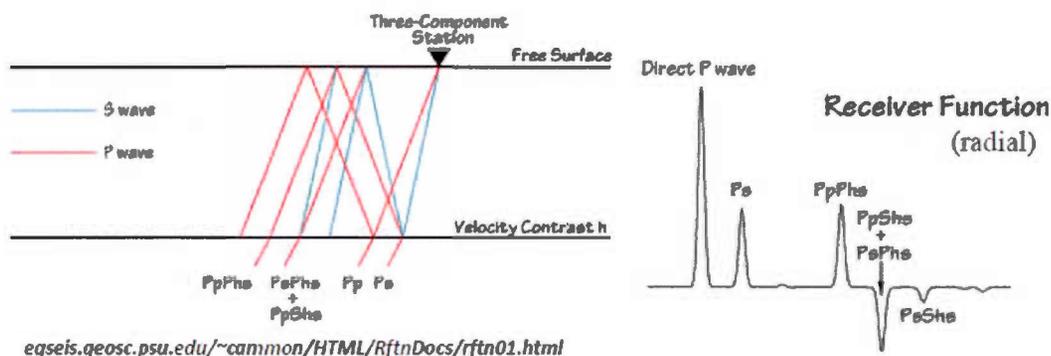


Figure 3.1 La RF décortiquée selon Ammon (1997).

La RF présentée à la figure 3.1 est un signal théorique, pour une croûte uniforme et un Moho horizontal. Pour une croûte réelle, les discontinuités entraînent des arrivées secondaires qui se manifestent par d'autres arrivées dans le signal. De plus l'inclinaison du Moho a un effet sur certains pics, dont le temps d'arrivée et l'amplitude varient en fonction de l'azimut.

Dans sa composante tangentielle, la RF ne contient pas d'énergie pour le modèle simple. Seul le bruit devrait en faire partie. Par contre, dans un modèle 3D où il y a des variations latérales de la croûte autour de la station, une partie de l'énergie de l'onde devrait se retrouver dans la RF tangentielle et varier en fonction de l'azimut (Cassidy, 1992). Si l'interface entre la croûte et le manteau est inclinée ou que le milieu est anisotrope, une partie de l'énergie de l'onde se transmet sur les RF tangentielles.

Pour isoler la RF, on doit travailler avec les composantes verticales, radiales et tangentielles du signal. Langston ne parlait pas de la partie dépendante du chemin

(Langston, 1979), mais on peut déduire de son analyse que les composantes d'un signal sismique sont celles-ci :

$$S_v(t) = SRC(t) * P(t) * I(t) * Rf_v(t)$$

$$S_R(t) = SRC(t) * P(t) * I(t) * Rf_R(t)$$

$$S_T(t) = SRC(t) * P(t) * I(t) * Rf_T(t)$$

Si le séisme s'est produit suffisamment loin, la composante verticale du signal ne serait que très peu affectée par les structures près du récepteur, puisque la propagation de l'onde près du récepteur est presque verticale, c'est-à-dire presque perpendiculaire aux interfaces. La réfraction serait donc négligeable par rapport au reste du signal. On conclue donc que S_v peut être déterminé par l'équation suivante :

$$S_v(t) \approx SRC(t) * P(t) * I(t)$$

Cette dernière équation permet d'isoler la RF des signaux enregistrés. Il faut pour y arriver procéder à la déconvolution de S_v du signal radial et tangentiel. Comme une déconvolution est l'équivalent d'une division de la fonction dans le domaine des fréquences (c'est-à-dire la transformée de Fourier), on obtient :

$$\frac{S_R(\omega)}{S_v(\omega)} \approx \frac{SRC(\omega)P(\omega)I(\omega)Rf_R(\omega)}{SRC(\omega)P(\omega)I(\omega)} = Rf_R(\omega)$$

Il suffit de faire une transformée de Fourier sur $Rf_R(\omega)$ pour obtenir $Rf_R(t)$, la RF. On peut procéder de la même manière pour la composante tangentielle de la RF.

Pour faire la déconvolution, il existe plusieurs techniques dont:

- La déconvolution à l'aide de la composante verticale du signal dans le domaine de fréquences, tel que décrit plus précédemment (Langston, 1979)

- La déconvolution dans le domaine du temps par la méthode du moindres carrés (Sheehan et al., 1995)
- La déconvolution itérative dans le domaine du temps (Ligorria et Ammon, 1999)
- La « *multitaper frequency domain cross-correlation receiver function* » (MTRF) (Park et Levin, 2000)
- La « *Extended Time Multitaper Frequency Domain Cross-Correlation Receiver Function* » (ETMTRF) (Helfrich, 2006)

3.1.2 Calcul des receiver functions

Pour le calcul des RF, c'est-à-dire la déconvolution, la technique « *Extended Time Multitaper Frequency Domain Cross-Correlation Receiver Function* » (ETMTRF) (Helfrich, 2006) est celle qui a été retenue.

Cette technique est une amélioration de la technique par corrélation *multitaper* dans le domaine fréquentiel (MTRF) développée par Park et Levin (2000). Elle utilise, dans le domaine des fréquences, une corrélation basée sur des filtres *multitaper* et permet de garder toute l'information du signal, même celle qui a une amplitude semblable à celle du bruit de fond. L'idée de cette technique consiste à calculer la pondération de chaque fréquence du signal (Y).

$$Y(f) = \sum_n u_n w_n e^{i2\pi f n \tau}$$

Dans cette équation, u est le signal à cette fréquence, w est le filtre Slepian correspondant et τ est l'intervalle d'échantillonnage.

Pour un signal, on obtient donc un nombre K de fonctions Y , où K est le nombre de filtres Slepian utilisés. Le choix du nombre de filtres a une influence sur la résolution et la variance du résultat.

À partir de $Y(f)$ et d'une fonction spectrale d'amortissement $S_0(f)$ estimée à partir du bruit précédant l'évènement, on peut calculer la RF.

$$Rf_R(f) = \frac{\sum_{k=0}^{K-1} (Y_Z^{(k)}(f))^* Y_R^{(k)}}{S_0(f) + \sum_{k=0}^{K-1} (Y_Z^{(k)}(f))^* Y_Z^{(k)}}$$

Le symbole * représente la conjuguée complexe.

Grâce à cette technique, on peut également calculer à partir de K la variance de la RF. Cela permet d'évaluer l'incertitude du résultat sans avoir à le comparer à d'autres RF.

Helfrich a proposé une amélioration à la technique qui permet de conserver une meilleure information sur les amplitudes. Effectivement, il explique dans son article que l'algorithme proposé par Park et Levin (2000) entraîne un seuil de temps à partir de laquelle les erreurs sur l'amplitude rendent la RF inutilisable. En changeant l'algorithme, il obtient un meilleur résultat, comme le montrent ces graphiques (Helfrich, 2006).

Cette méthode de calcul de la RF comporte plusieurs avantages. Tout d'abord, contrairement à la déconvolution classique, le signal n'a pas à subir une stabilisation comme dans les autres techniques. Ceci est important parce que la partie de stabilisation est souvent subjective et peut introduire des artefacts dans la RF. (Park et Levin, 2000).

3.1.3 L'analyse des receiver functions

L'analyse de la RF nous permet d'obtenir de l'information sur la structure sous-jacente : la profondeur du Moho, le rapport V_p/V_s moyen (κ), un modèle de vitesse de cisaillement en fonction de la profondeur et l'inclinaison du Moho. Pour tirer ces renseignements, il existe plusieurs méthodes d'analyse. Dans ce mémoire, trois méthodes sont présentées : la sommation H- κ , l'inversion linéaire et l'inversion

probabiliste. L'inversion linéaire a été faite en tenant compte de la variation azimutale.

3.1.3.1 Sommation H- κ

Pour comprendre la sommation H- κ , il faut analyser le signal reçu. Cette technique suppose un modèle de croûte simplifié, c'est-à-dire une couche uniforme et horizontale, représentant la croûte, sur un espace infini qui serait le manteau et l'interface entre les deux serait le Moho. Dans ce cas le parcours de l'onde et la RF seraient ceux illustrés à la figure 3.1.

Étant donné cette hypothèse, la sommation H- κ nous donne donc la profondeur du Moho et le facteur κ moyen. Comme ce modèle ne correspond pas à la réalité, c'est-à-dire que les structures ne sont pas toujours horizontales et uniformes latéralement, la sommation ne fournit aucune information sur la structure de la croûte et les variations azimutales. Également, cela signifie que, pour avoir un résultat valide, il faut que la croûte soit semblable à l'hypothèse de départ, c'est-à-dire que le Moho doit avoir un gradient de vitesse élevé et être peu incliné et qu'il ne doit pas y avoir d'autres discontinuités importantes.

À partir des différentes phases du signal (Pp, Ps, PpPs et PpSs+ PsPs), et particulièrement du temps de leur arrivée, on peut obtenir la vitesse moyenne des ondes et la profondeur du Moho. L'article de Zhu et Kanamori (2000) résume la relation entre les temps d'arrivée des phases, la profondeur du Moho et le facteur κ .

On définit t_1 , t_2 et t_3 comme les temps d'arrivée des phases Ps, PpPs et PpSs+PsPs, H la profondeur du Moho, V_p et V_s les vitesses moyennes des ondes P et S et p le paramètre de rai. Le paramètre de rai est défini comme suit :

$$p = \frac{\sin\theta}{v}$$

L'angle θ est l'angle d'incidence par l'interface et v est la vitesse de l'onde. On peut également démontrer que le paramètre de rai, dans une géométrie sphérique, est relié à la distance angulaire entre l'évènement et le récepteur (Δ) et au temps de trajet.

$$p = \frac{dt}{d\Delta}$$

Les temps d'arrivée des ondes dépendent donc de H , V_p , V_s et p . On peut donc établir le système d'équations suivant :

$$t_1 = H \left[\sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2} \right]$$

$$t_2 = H \left[\sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2} + \sqrt{\frac{1}{V_p^2} - p^2} \right]$$

$$t_3 = 2H \sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2}$$

Le résultat de l'analyse est une relation entre H et le rapport des vitesses ($\kappa = V_p/V_s$) pour chaque temps. On peut résoudre graphiquement le système. Sur la figure 3.2, chaque mesure de temps nous donne une courbe. La solution de κ et H est au point où les droites se croisent.

Par contre, les courbes ne se croisent pas toujours parfaitement, puisque le modèle de base est idéalisé. Aussi, les temps ne sont pas toujours faciles à déterminer, surtout pour les réverbérations. Il convient donc de faire une sommation des RF, tenant compte des différents paramètres de rai, pour réduire l'ambiguïté due à la complexité du modèle et au bruit, et de travailler avec une fonction S à maximiser pour s'assurer du choix des temps d'arrivée.

Pour les RF sommées, on calcule une fonction S

$$S(H, \kappa) = \sum \omega_1 Rf_r(t_1) + \omega_2 Rf_r(t_2) - \omega_3 Rf_r(t_3)$$

Où t_1 , t_2 et t_3 sont les temps prédits par les équations précédentes (fonction de H et κ) pour l'arrivée des phases Ps , $PpPs$ et $PpSs+PsPs$, ω_i est le poids accordé à chaque arrivée et Rf_r est l'amplitude de la RF pour les temps calculés à partir de H et κ . Généralement, l'arrivée Ps est plus forte et toujours visible, donc le poids est plus élevé que les autres arrivées. La fonction S sera basse pour un H et κ erronés, puisqu'aux temps calculés à partir de ces valeurs erronées, les amplitudes sont faibles, alors que plus les valeurs de H et κ sont près des valeurs réelles, plus les temps calculés seront près des maximums de la RF et S aura une valeur élevée. La fonction S sera maximale pour le bon couple H - κ . On utilise généralement un graphique pour illustrer la fonction S en fonction de H et κ pour repérer le maximum.

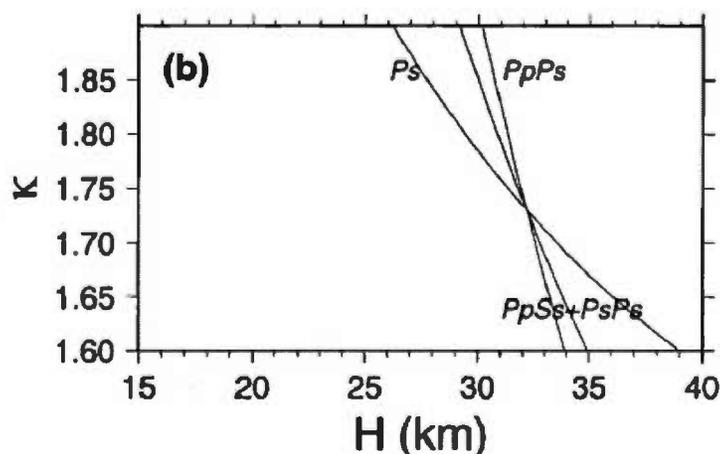


Figure 3.2 Graphique des solutions possibles pour H et κ . Chaque courbe représente une équation reliée au temps d'arrivée des phases Ps , $PpPs$ et $PpSs+PsPs$.

Voir le texte pour les détails. Tirée de Zhu et Kanamori (2000).

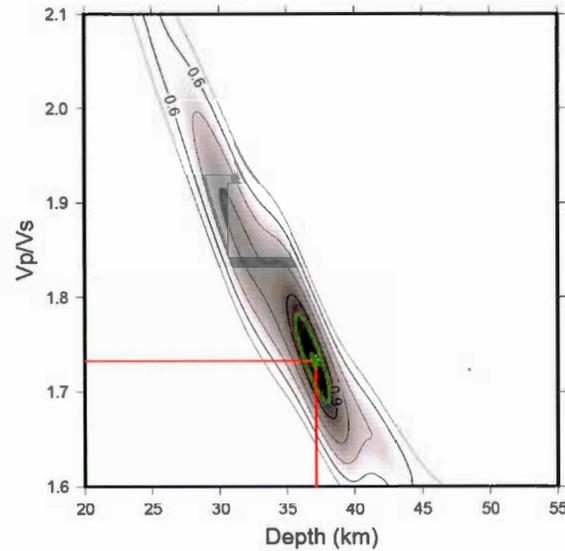


Figure 3.3 Valeur de la fonction S en fonction de la profondeur du Moho (H) et du rapport $V_p/V_s(\kappa)$. La fonction S devrait être maximale pour une profondeur correspondant à la profondeur du Moho et pour un rapport V_p/V_s correspondant à la valeur moyenne de ce rapport dans la croûte.

Sur la figure 3.3, on peut voir la fonction S en fonction de H et κ . L'étoile indique l'endroit où S est maximale.

Les avantages de cette technique sont qu'en sommant des RF de différentes directions et distances, les effets des variations latérales sont supprimés et on obtient une épaisseur moyenne et un rapport V_p/V_s moyen de la croûte, que les temps d'arrivée n'ont pas besoin d'être mesurés (en utilisant la fonction S) et que les incertitudes sur H et κ sont estimées facilement à l'aide des équations de la page suivante. Le symbole σ_S représente la variance de la fonction S , σ_H la variance de l'épaisseur de la croûte et σ_κ la variance du rapport V_p/V_s (Zhu et Kanamori, 2000). Pour évaluer la variance, la dérivée seconde de la fonction S est effectuée, puisque la dérivée seconde est liée à largeur du maximum; une dérivée seconde petite indique que les valeurs

élevées de S sont fortement concentrées autour du maximum et que l'incertitude est donc faible.

$$\sigma_H = 2\sigma_s / \frac{\partial^2 S}{\partial H^2}$$

$$\sigma_\kappa = 2\sigma_s / \frac{\partial^2 S}{\partial \kappa^2}$$

Cette technique nous permet donc d'avoir une première estimation de l'épaisseur de la croûte et du rapport V_p/V_s moyen, ainsi qu'une incertitude sur cette estimation.

La valeur du rapport V_p/V_s trouvée donne une indication sur la nature moyenne de la croûte. Ce rapport est lié au coefficient de Poisson par cette équation :

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1 - \sigma)}{1 - 2\sigma}}$$

On peut estimer qu'une croûte felsique aura un $\sigma < 0,26$, une croûte intermédiaire aura un σ entre 0,26 et 0,28 et une croûte mafique aura un $\sigma > 0,28$ (Zandt et Ammon, 1995). Converti en V_p/V_s , cela donne 1,756 et 1,809 comme limite. Par contre, il faut faire attention à cette indicateur puisque Christensen (1996) mentionne qu'il existe certaines roches mafiques qui ont un coefficient de Poisson faible. Il n'existe pas de corrélation simple entre le coefficient de Poisson et la nature felsique ou mafique de la croûte.

Dans le cadre de ce mémoire, les sommations H- κ ont été effectuées pour chaque station. Pour s'assurer de l'exactitude et de la stabilité des résultats, pour chaque station, la sommation a été effectuée avec l'ensemble des séismes, puis 2 fois en retirant aléatoirement 10 % des séismes. Les résultats devraient être les mêmes pour les trois sommations si la sommation H- κ est stable.

3.1.3.2 Inversion

Pour obtenir un modèle de vitesse des ondes de cisaillement sous une station, il convient de faire une inversion. L'inversion consiste à trouver le ou les modèles de croûte qui prédisent le mieux les RF observés. Il existe plusieurs façons de trouver les modèles, dont deux ont été choisies pour cette recherche : l'inversion linéaire et l'inversion probabiliste.

Le principe de l'inversion linéaire appliquée aux RF a été expliqué par Ammon et al. (1990). Voici les étapes générales d'une inversion, inspirée de ce qu'ils présentent :

1. On crée un modèle de vitesse des ondes en fonction de la profondeur (figure 3.4a).
2. À partir de la théorie des rais sismiques et du modèle, on prédit les différents parcours à travers ces interfaces de vitesse. Chaque interface engendre des réfractions et des réflexions dont il faut tenir compte.
3. À partir du parcours de l'onde, on calcule la RF prédite (figure 3.4b) en tenant compte de chaque phase.
4. On compare le signal prédit par le modèle et celui enregistré (figure 3.4c).
5. À l'aide de la différence entre la RF prédite et celle observée, on calcule, selon la technique choisie (la méthode des moindres carrés pour ce mémoire), les ajustements à faire pour améliorer le modèle et crée un nouveau modèle à partir de ces ajustements.
6. On refait les étapes 2 à 5 à l'aide du nouveau modèle.

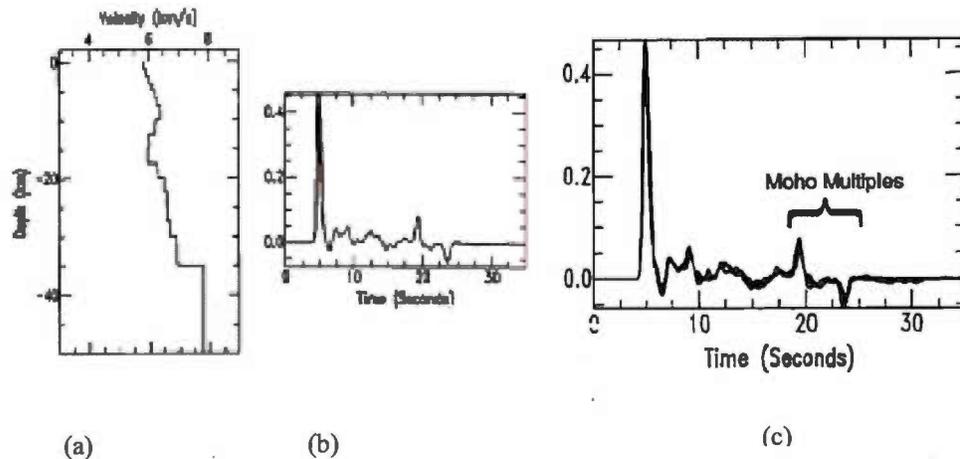


Figure 3.4 Différentes étapes de l'inversion selon Ammon et al. (1990). Le graphique (a) représente le modèle de départ, (b) la RF synthétique calculée à partir du modèle et (c) la comparaison entre la RF synthétique et la RF observée.

Pour les étapes 2 et 3, il faut utiliser la théorie présentée par Kennett (2009), en particulier, les équations permettant de synthétiser le signal en fonction du modèle.

Dans le cas de l'inversion probabiliste, la marche à suivre est semblable, sauf pour les deux dernières étapes. Voici les étapes d'une inversion probabiliste :

1. On crée un modèle de vitesse des ondes en fonction de la profondeur.
2. À partir de la théorie, on prédit les différents parcours de l'onde.
3. À partir du parcours de l'onde, on calcule la RF prédite
4. On compare le signal prédit par le modèle et celui enregistré.
5. On élimine, à l'aide de critères prédéterminés (voir le texte à la page 65 et 66 pour la description des critères du programme utilisé pour cette recherche), le modèle s'il ne correspond pas assez au signal observé.
6. On fait ce processus pour plusieurs modèles de vitesse en fonction de la profondeur en gardant ceux qui donnent une bonne prédiction.

La première technique utilisée pour ce mémoire est l'inversion par moindres carrés à l'aide de la méthode présentée par Julià et al. (2000). Il s'agit d'une inversion linéaire. Cette technique consiste à partir d'un modèle initial et à le corriger en fonction de la différence entre la RF prédite par ce modèle et celle observée. À l'aide du calcul du moindres carrés, on détermine les modifications à faire au modèle initial. Ensuite, une nouvelle RF synthétique est calculée à l'aide du modèle modifié et comparée à la RF observée et d'autres modifications à apporter au modèle sont calculées. Après quelques itérations, généralement 5, chaque nouvelle itération n'améliore que marginalement le modèle. Les inversions produites pour ce mémoire font 12 itérations, puisque pour quelques RF, le modèle s'améliore encore après 5 itérations.

Cette méthode a l'avantage d'être rapide et de donner un résultat précis. Également, elle n'est pas biaisée par un a priori quelconque sur la profondeur du Moho. En effet, le modèle initial utilisé est une vitesse V_s de 4,5 km/s de 0 à 120 km. La seule information initiale est celle du rapport V_p/V_s qui reste constant lors de l'inversion. Les modèles obtenus varient en fonction des valeurs initiales de V_s et du rapport V_p/V_s , tel qu'illustré aux figures 3.5 et 3.6. On peut voir que la vitesse V_s du modèle initial fait varier la valeur des vitesses du modèle final, en particulier dans le manteau, mais pas la forme, alors que la variation en fonction du rapport V_p/V_s est marginale. Le modèle avec une vitesse de 3,5 km/s ne donne pas des vitesses réalistes pour le manteau. On peut voir qu'entre 4 ou 4,5 km/s (vitesses de transition entre la croûte inférieure et le manteau), la différence est minime. Il semblerait que plus la vitesse initiale choisie est proche d'une vitesse réaliste du manteau, plus le modèle donne une bonne vitesse pour le manteau. La vitesse de 4,5 km/s a donc été retenue. Ces tests ont également été effectués par Gilligan et al. (2016), qui sont arrivés à des résultats semblables, c'est-à-dire qu'il est préférable que la vitesse V_s du modèle initial soit une vitesse typique du manteau à 100 km de profondeur et que le rapport V_p/V_s avait un effet négligeable pour le modèle. Ils ont également observé que le modèle ne

changeait pas significativement le modèle de croûte pour une variation de $\pm 0,2$ km/s de la vitesse V_s du modèle initial.

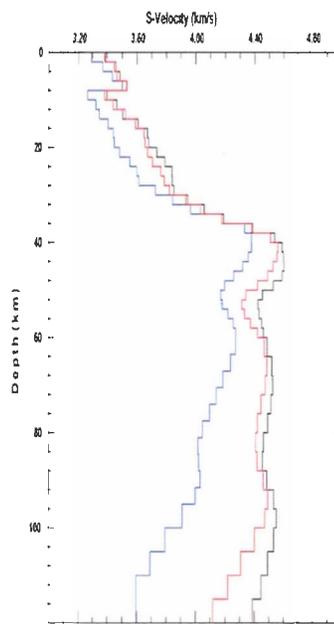


Figure 3.5 Modèles obtenus pour la station KAJQ en fonction de la vitesse V_s du modèle initial. En bleu, la vitesse est de 3,5 km/s, en rouge, 4 km/s et en noir, 4,5 km/s. Le rapport V_p/V_s des trois modèles est de 1,73.

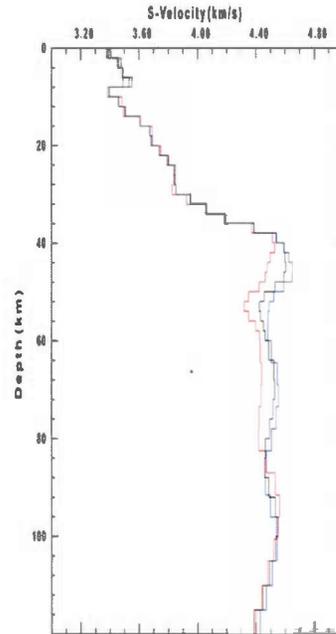


Figure 3.6 Modèles obtenus pour la station KAJQ en fonction du rapport V_p/V_s du modèle initial. En bleu, le rapport est de 1,7, en rouge, 1,8 et en noir, 1,73. La vitesse initiale V_s pour les trois modèles est de 4,5 km/s.

Ce type d'inversion contient par contre quelques désavantages. Premièrement, il ne calcule que le modèle qui donne la plus petite différence entre le signal observé et le signal synthétique. Plusieurs modèles acceptables peuvent donc être ignorés par ce type d'inversion. Également, on ne peut pas calculer une incertitude sur le modèle obtenu (Julià et al., 2003). Les auteurs du code qui a été utilisé estiment l'incertitude à environ 0,1 km/s pour les vitesses et à un maximum de 1 km pour les profondeurs (Julià et al., 2003). Par contre l'incertitude des mesures n'est pas prise en compte. On estime plutôt un écart-type pour les RF utilisées. La valeur par défaut est de 0,05. Le modèle obtenu ne semble pas sensible à cet écart-type, comme le montre le test de la figure 3.7. L'absence de variation semble logique puisque la technique vise à trouver le modèle qui concorde le mieux avec les données. Comme ils ne tiennent pas compte de l'incertitude sur les observations, les valeurs estimées pour l'incertitude sur les

vitesses et sur les profondeurs pourraient varier en fonction du bruit ou des instruments choisis. Aussi, il a été décidé d'ignorer les discontinuités observées dans les modèles pour des profondeurs plus grandes que 100 km. La sensibilité des RF est faible à ces profondeurs. Également, comme le modèle se termine à 120 km, ces discontinuités pourraient n'être que des « effets de bord ». Puisque le modèle s'arrête à 120 km, la vitesse est considérée comme constante à partir de cette profondeur. Cela peut engendrer des erreurs sur les derniers kilomètres du modèle. Finalement, ce type d'inversion est sensible aux bruits (Julià et al., 2000). Cette sensibilité vient probablement du fait que l'inversion ne tient pas compte des incertitudes de mesures. Par contre, comme il y a un grand nombre de RF pour plusieurs stations, la sommation des RF devrait réduire l'effet du bruit.

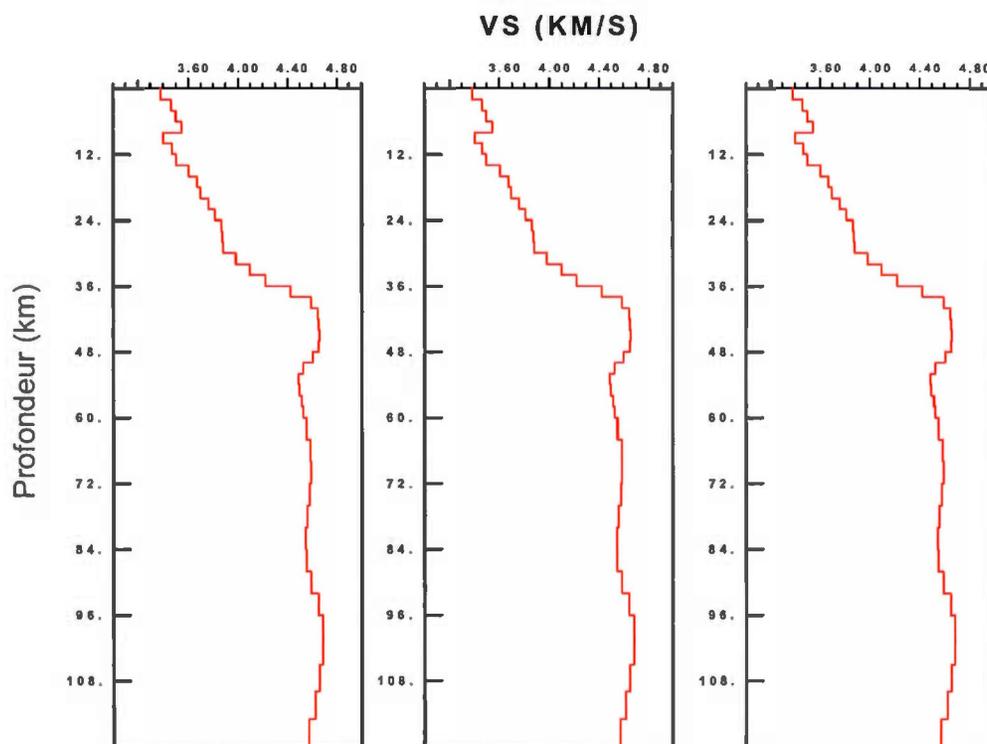


Figure 3.7 Test de sensibilité à l'écart-type de la RF sommée. L'inversion de la RF sommée pour la station KAJQ avec trois valeurs d'écart-type : 0,01 , 0,05 et 0,1.

Le deuxième type d'inversion est une inversion de type Monte-Carlo. Contrairement au premier type d'inversion présenté, celui-ci ne corrige pas un modèle initial afin de l'améliorer. Le code utilisé, celui de Shen et al. (2013a), génère plutôt aléatoirement une perturbation d'un modèle initial, puis calcule si ce nouveau modèle génère une RF plus près des RF observées que le modèle initial. Si oui, le modèle est accepté, sinon, le modèle a une probabilité d'être rejeté. Cette probabilité est proportionnelle au rapport des différences entre les RF et la RF observée. Par exemple, si le modèle initial génère une RF qui représente bien les RF observées à 80 % et que le modèle perturbé les représente à 70 %, ce modèle perturbé a une probabilité de $7/8$ d'être retenu. Ensuite, peu importe que le modèle perturbé soit retenu ou non, on recommence, mais en utilisant le dernier modèle retenu comme point de départ. Comme il existe une infinité de modèles possibles, il faut imposer certaines contraintes aux modèles générés aléatoirement, afin d'obtenir des modèles réalistes et surtout, de ne pas générer que des modèles rejetés.

Le code de Shen et al. (2013c) fonctionne sur le choix d'un modèle de départ avec des paramètres qui pourront varier (épaisseurs d'une couche sédimentaire et du Moho et vitesse de cisaillement) aléatoirement sur un intervalle choisi. Les modèles reposent sur une épaisseur de sédiment avec une vitesse variant linéairement, sur une épaisseur de croûte, composée de 4 B-splines pour la vitesse et un manteau, dont l'épaisseur dépend des autres couches, puisque le modèle se termine à 200 km, et composé de 5 B-splines pour la vitesse. Les paramètres choisis et les variations lors de l'inversion sont détaillés au tableau 3.1. La variation d'épaisseur pour la croûte a été réduite à 10 km pour la station WBHL, sans quoi, l'inversion confondait le Moho et la couche de haute vitesse à la base de la croûte. Les paramètres pour les vitesses sont ceux recommandés par Shen (communication personnelle). On peut également décider de permettre ou non les zones de basse vitesse. Par contre, pour certaines stations, cette option donnait des modèles irréalistes (baisse de vitesse au Moho) et elle n'a été utilisée que pour les stations qui donnaient un résultat réaliste.

Tableau 3.1 Paramètres choisis et leur variation permise lors de l'inversion Monte-Carlo

Structure	Épaisseur	Variation d'épaisseur	Vitesse des ondes de cisaillement	Variation des vitesses
Couche sédimentaire	2 km	Jusqu'à 100%	Augmentation linéaire de la vitesse variant de 1,19501 à 2,1984 km/s	Variation maximale de 1 km/s au haut de la couche et de 1 km/s au bas de la couche
Croûte	50 km	Jusqu'à 25 km*	4 B-splines dont les valeurs de Vs sont : 3,27859 km/s, 3,37859 km/s, 3,77792 km/s et 3,82792 km/s	Variation maximale de 15 % par B-spline
Manteau	De la fin de la croûte jusqu'à 200 km de profondeur	Dépend de l'épaisseur des autres couches	5 B-splines dont les valeurs de Vs sont : 4,27491 km/s, 4,37491 km/s, 4,23984 km/s, 4,26705 km/s et 4,31705 km/s	Variation maximale de 15 % par B-spline

*Voir le texte pour l'exception dans la variation d'épaisseur de la croûte.

Le résultat obtenu est une série de modèles de vitesse en fonction de la profondeur qui génèrent une RF proche de l'observation. Cette technique a plusieurs avantages. Tout d'abord, on peut calculer un modèle moyen. Si un nombre assez grand de modèles ont été générés, ce modèle devrait être représentatif de la réalité et, comme on calcule une moyenne, on peut également calculer l'écart-type. Cette écart-type nous donne une bonne idée à quel point le modèle réel peut s'éloigner du modèle moyen obtenu.

Le code rédigé par Shen et al. (2013c) peut également déterminer quel modèle parmi ceux générés qui donne la meilleure correspondance avec l'observation, mais ce modèle n'est pas nécessairement près du modèle moyen, ni même réaliste. La

moyenne des modèles retenus donne un résultat plus fiable et dont on peut estimer l'incertitude grâce à l'écart-type. Pour ces raisons, le meilleur modèle produit par l'inversion Monte-Carlo sera présenté, mais ne sera pas analysé.

Bien qu'il ait plusieurs avantages, ce type d'inversion comporte plusieurs problèmes. Tout d'abord, les modèles générés ont tendance à être très lisses et ne contraignent que l'arrivée principale P_s et les réverbérations. Aussi, l'information initiale est très importante. En effet, comme l'épaisseur des modèles peut varier sur un intervalle, il peut arriver que le Moho ne fasse pas partie de l'intervalle ou qu'il soit loin de l'épaisseur initiale, ce qui entraîne un nombre limité de modèles générés avec une épaisseur près de l'épaisseur réelle. Également, si l'épaisseur initiale est éloignée du Moho et près de la profondeur d'une autre discontinuité, cette autre discontinuité est interprétée comme étant le Moho.

3.1.3.3 Variations azimutales

Si le Moho est horizontal et que les mêmes discontinuités sont présentes dans toutes les directions, on devrait observer des RF identiques, peu importe la direction d'où les séismes proviennent. Par contre, dans le cas d'un Moho incliné, les ondes qui sont passées par un Moho plus haut ou plus bas généreront une arrivée P_s plus tôt ou plus tard. Aussi, si une discontinuité n'est pas présente dans toutes les directions, on n'observera son effet que sur les RF des ondes qui sont passées par cette discontinuité.

Il convient donc d'étudier la variation azimutale des RF. La première étape a été d'étudier visuellement les RF pour voir si une variation était présente sur les RF radiales et tangentiels. Cette observation s'est faite en regardant les RF individuellement, ou regroupées par ensemble d'azimuts d'une largeur maximale de 10° .

Cassidy (1992) explique que, si une interface est inclinée, l'amplitude et le temps d'arrivée de la phase Ps sont fonction de l'azimut inverse. Les séismes provenant du bas du plongement produiront les RF avec les arrivées Ps les plus fortes et les plus retardées, alors que les séismes provenant du haut du plongement produisent les arrivées Ps les plus faibles et les plus tôt. On devrait également voir une variation dans les RF tangentiels si la structure est inclinée. Pour les séismes provenant du haut et du bas du plongement, les RF tangentiels devraient être minimales, tandis que, pour les directions perpendiculaires à l'inclinaison, la RF présentera une arrivée P négative à gauche de la direction de plongement et positif à droite.

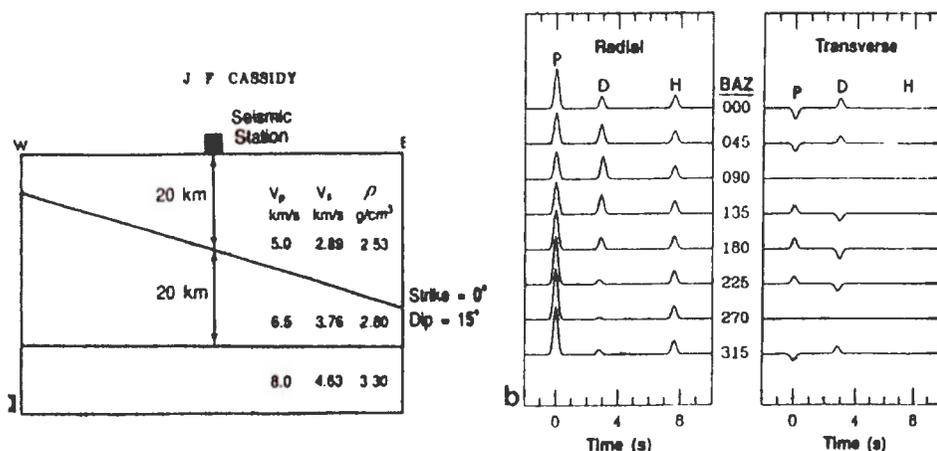


Figure 3.8 Variation des RF en fonction de l'azimut inverse. La figure de gauche illustre le modèle de croûte et celle de droite les RF synthétiques. Les lettres P indiquent l'arrivée de la phase P et les lettres D et H sont respectivement les arrivées Ps de l'interface inclinée et de l'interface horizontale. Tirée de Cassidy (1992).

La variation azimutale a été aussi étudiée à l'aide de l'inversion. Pour ce faire, les RF ont été regroupées en ensemble de RF d'azimut inverse rapproché, puis sommées. Comme il faut un nombre suffisamment élevé de RF pour atténuer le bruit, la largeur des ensembles et le nombre d'ensembles varient d'une station à l'autre, en fonction des azimuts-arrière disponibles. Toutefois, la largeur des regroupements ne dépassait

jamais 45° . Une fois les regroupements faits, l'inversion par moindres carrés, celle développée par Julià et al. (2000), a été effectuée pour chaque regroupement. Certaines RF ne pouvaient être regroupées avec d'autres parce qu'elles avaient un azimut inverse trop éloigné des autres RF. Dans ces cas, ces RF étaient écartées de l'analyse pour éviter de comparer une RF seule et le modèle obtenu par son inversion à une RF sommée et le modèle obtenu par l'inversion de cette sommation. Pour certains groupes, les azimuts inverses étaient rapprochés, mais les RF étaient très différentes. Ces groupes ont été également écartés de l'analyse.

3.2 Ondes de surface et dispersion

En plus d'analyser les RF, la recherche effectuée pour ce mémoire se basait sur l'analyse des ondes de surface. Comme mentionné précédemment, il existe deux types d'onde sismique : les ondes de volume et les ondes de surface. Les ondes de volume sont celles qui se propagent à l'intérieur de la Terre, alors que les ondes de surface se propagent dans les couches superficielles de la Terre. Par contre, elles sont tout de même affectées par la structure de la croûte.

Il existe deux types d'onde de surface. Les ondes de Rayleigh sont une combinaison d'onde de pression et de cisaillement vertical et les ondes de Love sont des ondes de cisaillement horizontal.

Une des particularités des ondes de surface est qu'elles sont dispersives. Cela signifie que, si la structure sous la surface n'est pas homogène, la vitesse de l'onde dépend de sa fréquence. Pour bien comprendre le principe de dispersion, il faut comprendre qu'on peut mesurer le déplacement de l'onde à l'aide de deux types de vitesse : les vitesses de groupe et de phase. La vitesse de phase représente la vitesse d'une phase en particulier (un pic ou un creux par exemple). La vitesse de groupe correspond à la vitesse à laquelle une fréquence particulière se déplace. Comme la fréquence d'une phase (un pic) peut varier dans le temps, l'onde se disperse. Les deux vitesses varient en fonction de la fréquence et cette variation est sensible à la structure sous la surface.

Chaque fréquence est sensible à une gamme de profondeurs. Plus la longueur d'onde est grande, plus la profondeur à laquelle l'onde est sensible est grande (typiquement $0,4\lambda$).

À l'aide des mesures des ondes de surface, on peut tracer un graphique de la vitesse des ondes en fonction de la fréquence (ou la période). Ce type de graphique est appelé une courbe de dispersion. On peut calculer la structure de vitesse d'onde S qui permet d'obtenir les courbes de dispersion mesurées. Cette inversion, tout comme celle des RF, permet d'obtenir un modèle des vitesses de cisaillement en fonction de la profondeur.

3.3 Inversion conjointe

L'inversion des RF et l'inversion des courbes de dispersion permettent d'obtenir un modèle de vitesse de cisaillement en fonction de la profondeur. Lorsque les deux sont disponibles pour une même région, on peut bien sûr comparer les résultats des deux inversions. Une autre possibilité est de faire une inversion conjointe, c'est-à-dire une inversion qui permet de trouver le meilleur modèle qui reproduit à la fois la RF observée et les courbes de dispersion.

Cette façon de faire permet d'améliorer grandement la précision du résultat et de combiner les forces des deux inversions. L'inversion des courbes de dispersion donne généralement une meilleure contrainte sur les vitesses de cisaillement tandis que l'inversion des RF donne une meilleure contrainte sur les contrastes de vitesse. La combinaison des deux types d'inversion permet donc d'obtenir une inversion avec une meilleure résolution sur les vitesses (Julià et al., 2000, 2005; Shen et al., 2013a, 2013b, 2013c). Également, comme les sources sont indépendantes l'une de l'autre (les mesures aux stations pour les RF et le modèle global GDM52 (Ekström, 2011) pour les courbes de dispersion), les probabilités d'avoir une surinterprétation des données sont diminuées (Julià et al., 2000). La figure 3.9 montre l'amélioration qu'apporte l'inversion conjointe sur les modèles obtenus.

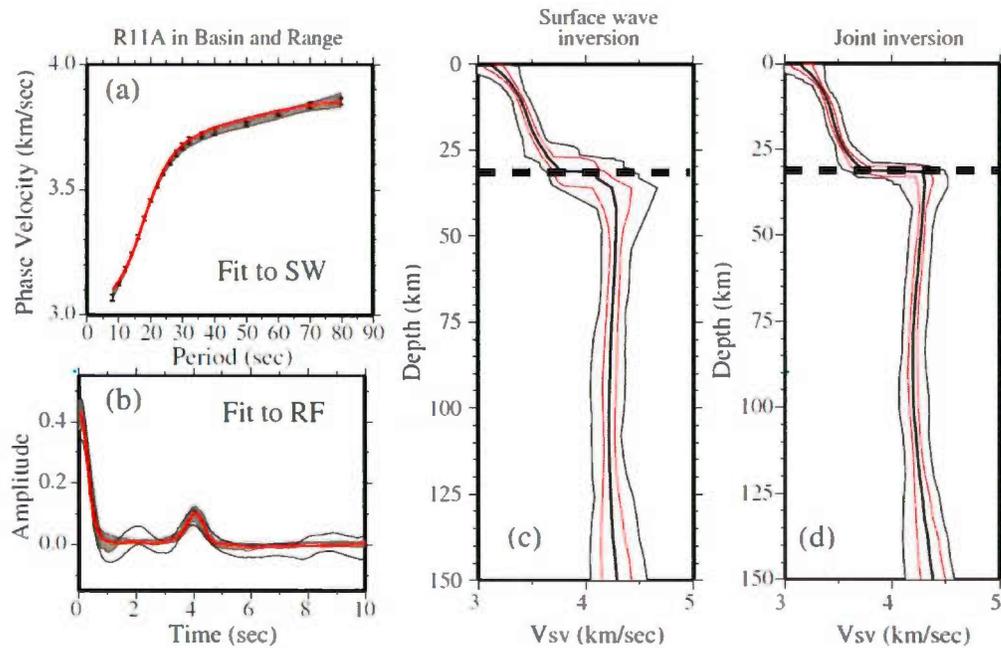


Figure 3.9 Comparaison entre l'inversion des ondes de surface et de l'inversion conjointe d'après Shen et al. (2013a).

Les techniques présentées plus tôt dans ce chapitre permettent de faire une inversion conjointe sur le même principe que l'inversion des RF. Dans le cas de l'inversion par moindres carrées, on calcule les modifications à appliquer au modèle en fonction de la différence entre la RF et les courbes de dispersion qu'il génère et la RF et les courbes de dispersion observées. Pour le cas de la technique Monte-Carlo, la probabilité de retenir un modèle dépend de la différence entre la RF et les courbes de dispersion qu'il génère et la RF et les courbes de dispersion observées.

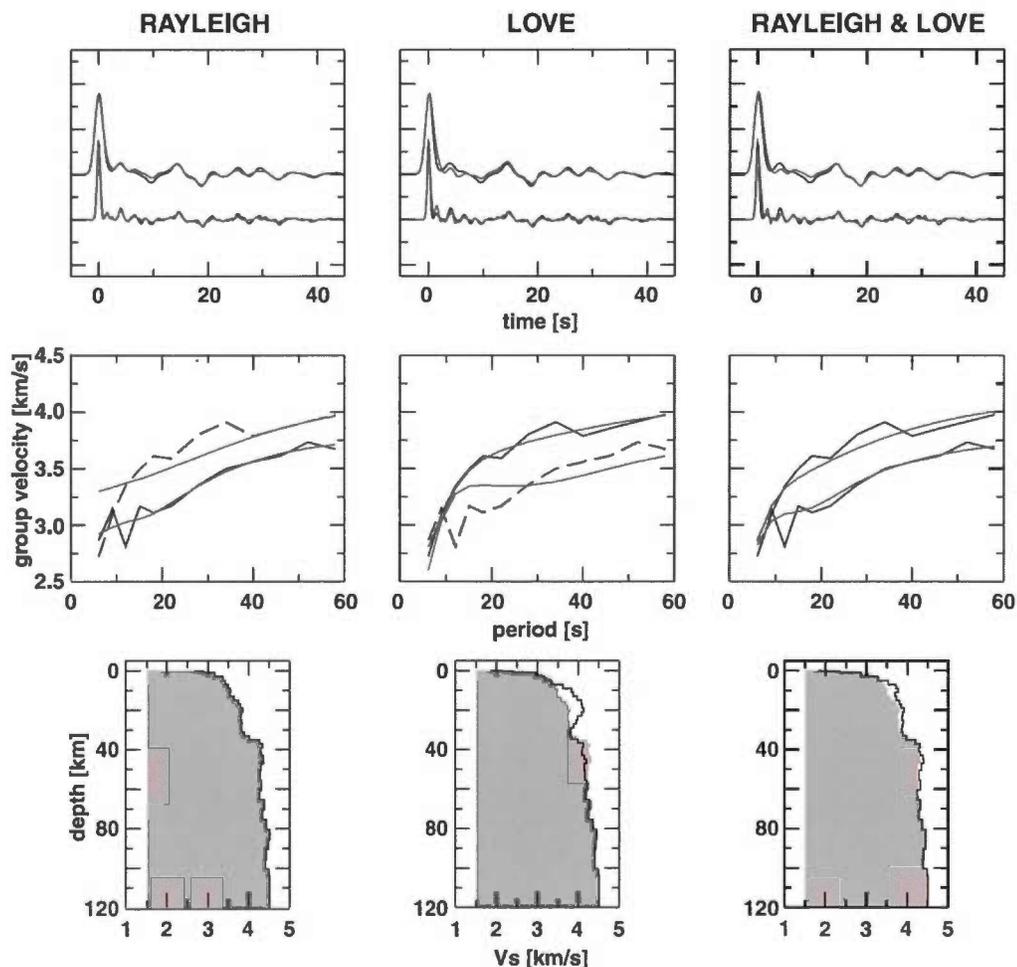


Figure 3.10 Comparaison entre l'inversion des ondes de Rayleigh, de Love et de Love et Rayleigh. Les courbes noires représentent les données observées pour les RF et les courbes de dispersion et la structure connue pour les modèles de vitesse. En gris, on peut voir les modèles obtenus par les inversions et les RF et courbes de dispersion obtenues à l'aide de ces modèles. Tirée de Julià et al. (2003).

Un autre avantage des inversions conjointes, c'est qu'elle permet de tenir compte de la précision des données et de leur résolution. Les deux codes d'inversion utilisés

pour ce mémoire, celui de Julià et al. (2000) qui se nomme *joint96* et celui de Shen et al. (2013a), le permettent. Dans les algorithmes de calcul, un facteur est inclus afin de pondérer l'importance de la différence entre les RF observées et calculées par rapport à la différence entre les courbes de dispersion observées et calculées. Puisque les RF utilisées pour ce mémoire proviennent des stations et qu'elles devraient donner une meilleure résolution que les données d'onde de surface qui proviennent d'un modèle global, une pondération de 95 % en faveur des RF a été choisie pour l'inversion. Cela signifie que la différence entre les RF synthétiques et observés comptait pour 95 % du calcul servant à trouver le meilleur modèle ou du calcul de la probabilité de conserver un modèle. Cette pondération a été choisie parce que c'est à ce pourcentage que les RF synthétiques correspondaient le mieux aux RF observées, sans perdre une bonne correspondance des courbes de dispersion. Dans certains cas, la pondération utilisée était plutôt de 90 % parce que la correspondance entre les courbes de dispersion était mauvaise.

Pour l'inversion conjointe, il y a 4 courbes de dispersion que le modèle peut produire : les vitesses de groupe et les vitesses de phase pour les ondes de Rayleigh et pour les ondes de Love. Le code de Julià et al. (2000) permet de faire les inversions avec la ou les courbes choisies, tandis que celui de Shen et al. (2013a) permet de faire les inversions qu'avec un seul type d'onde de surface. Julià et al. (2003) démontrent qu'il est difficile d'obtenir une bonne correspondance sur toutes les courbes et la RF en même temps. La correspondance fonctionnait également mieux avec les ondes de Rayleigh que les ondes de Rayleigh et Love en même temps. Comme les ondes de Rayleigh et les RF sont sensibles à la vitesse V_{sv} (les ondes S de polarisation verticale) et que les ondes de Love sont sensibles à la vitesse V_{SH} , une anisotropie dans la croûte pourrait causer cette différence entre les inversions à partir des ondes de Rayleigh et à partir des ondes de Love (Julià et al. 2003). Shen et al. (2013a, 2013b et 2013c), pour sa part, ne travaille qu'avec les ondes de Rayleigh. Pour cette recherche, des tests ont été effectués et il apparait que les ondes de Rayleigh donnent

de meilleures contraintes. Aussi, les courbes de dispersion ne sont pas toujours bien contraintes lorsqu'on fait l'inversion avec les vitesses de groupe et de phase en même temps. Pour le code de Julià et al. (2000), les correspondances étaient meilleures pour les courbes de dispersion des vitesses de groupe, alors que pour le code de Shen et al. (2013c), ce sont les vitesses de phase qui donnaient les meilleures correspondances. Pour les trois recherches que Shen et al. (2013a, 2013b et 2013c) ont présentées, ils n'utilisaient que les vitesses de phase, tandis que celle de Julià et al. (2000, 2003 et 2005) utilisent parfois les vitesses de groupe et parfois les deux vitesses, en présentant uniquement la correspondance pour des vitesses de groupe. Il est à noter que Shen et al. (2013a, 2013b et 2013c) et Julià et al. (2000, 2003, 2005) travaillent avec des courbes de dispersion propres à une étude régionale tandis que la recherche présentée dans ce mémoire travaille avec les courbes de dispersion d'un modèle globale. C'est d'ailleurs la raison pour laquelle les courbes n'occupent que 5 ou 10 % du poids de l'inversion, tel qu'expliqué plus tôt.

3.4 Définition du Moho et autres discontinuités

Lors de l'analyse, la première chose qui sera observée est l'inversion conjointe faite pour l'ensemble des RF de chaque station. Sur les modèles obtenus, la profondeur du Moho et la présence de discontinuité dans la croûte et le manteau seront les éléments recherchés.

Pour trouver la profondeur du Moho, il a été décidé d'utiliser la définition du Moho proposée par Steinhart (1967), et qui depuis est généralement acceptée (Jarchow et al., 1989, Cook et al., 2010). Steinhart (1967) propose que le Moho soit la discontinuité où la vitesse des ondes P passe de 7,6 km/s à 8,6 km/s rapidement, ou, en l'absence d'une telle discontinuité, la profondeur à partir de laquelle la vitesse des ondes P dépasse 7,6 km/s.

Comme les inversions réalisées ont donné des vitesses pour les ondes S, il faut d'adapter la définition aux vitesses des ondes S. Le rapport V_p/V_s moyen obtenu avec la sommation H- κ est de 1,75. En utilisant ce rapport, on peut obtenir une vitesse des ondes S au Moho qui doit dépasser 4,34 km/s. Le Moho est donc la discontinuité pour laquelle la vitesse des ondes S franchit 4,34 km/s. Aussi, la variation de vitesse se fait sur une couche plus ou moins épaisse selon la région. Pour fixer la profondeur du Moho, la définition de Kao et al. (2013) a été utilisée. Le calcul est le même que celui qu'ils proposent, mais le point de départ est différent. Ici, le point de départ est la discontinuité qui permet de franchir une vitesse de 4,34 km/s. Ensuite, on détermine la profondeur pour la vitesse minimale à la base de la croûte ($V_{s,crust}$) qui est la profondeur pour laquelle le gradient de vitesse est plus petit que 0,025 km/s/km pour la première fois au-dessus de la profondeur où la vitesse franchit 4,34 km/s. On détermine la profondeur pour la vitesse au début du manteau ($V_{s,mantle}$) en trouvant la profondeur pour laquelle le gradient de vitesse est plus petit que 0,025 km/s/km pour la première fois sous la profondeur où la vitesse franchit 4,34 km/s. Par la suite, on repère deux vitesses entre $V_{s,crust}$ et $V_{s,mantle}$ qui correspondent à 50 % et 85 % de la variation de vitesse au Moho.

$$V_{50\%} = V_{s,crust} + 0,5(V_{s,mantle} - V_{s,crust})$$

$$V_{85\%} = V_{s,crust} + 0,85(V_{s,mantle} - V_{s,crust})$$

On définit que la profondeur du Moho est celle située entre $V_{50\%}$ et $V_{85\%}$. La figure 3.11 illustre le concept.

La profondeur du Moho a été obtenue à l'aide de cette définition pour les modèles calculés avec les deux types d'inversion. Ces deux résultats et celui obtenu avec la sommation H- κ seront comparées.

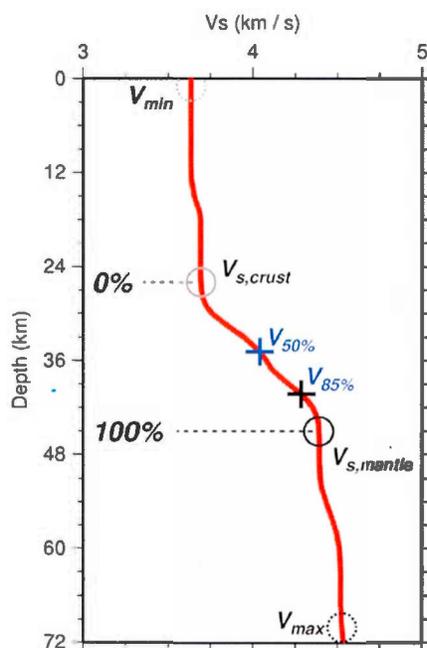


Figure 3.11 Vitesses permettant de déterminer la profondeur du Moho. Le Moho est considéré être à une profondeur située entre $V_{50\%}$ et $V_{85\%}$. Tirée de Kao et al. (2013).

Après avoir calculé la profondeur du Moho, les autres discontinuités dans la croûte et le manteau supérieur seront étudiées. Les discontinuités qui peuvent être observées sont les zones de haute et de basse vitesse ainsi que les augmentations ou les diminutions brusques de vitesse. Une fois identifiées sur les modèles, on peut étudier ces discontinuités et leurs effets sur les RF. Tout comme le Moho, ces discontinuités vont produire des phases sur la RF. La première devrait être une phase P_s . Cette phase P_s informe sur la structure sous-jacente, par son temps d'arrivée, comme expliqué plutôt, mais également par sa polarité et son amplitude. Alors que le temps d'arrivée est sensible à la profondeur de la discontinuité et à la vitesse des ondes, l'amplitude dépend de la valeur du contraste de vitesse à la discontinuité (Cassidy et Ellis, 1991). La polarité quant à elle dépend du signe du contraste d'impédance, c'est-à-dire l'augmentation ou la diminution de la vitesse à l'interface. Une augmentation

de vitesse devrait se traduire par une arrivée de polarité positive (Cassidy et Ellis, 1991; Cassidy, 1992). Pour ce qui est des zones de basse vitesse, elle devrait se traduire par un signal négatif (baisse au début de la zone) suivi d'un signal positif (augmentation à la fin de la zone) comme le montre la figure 3.12 (Cassidy, 1995). Ces zones, lorsqu'elles sont dans la croûte, sont considérées comme étant des inhomogénéités dans la croûte qui se sont formées durant son évolution tectonique. Elles peuvent le résultat d'une force de poussée qui entrainerait une faille (Zorin et al., 2002).

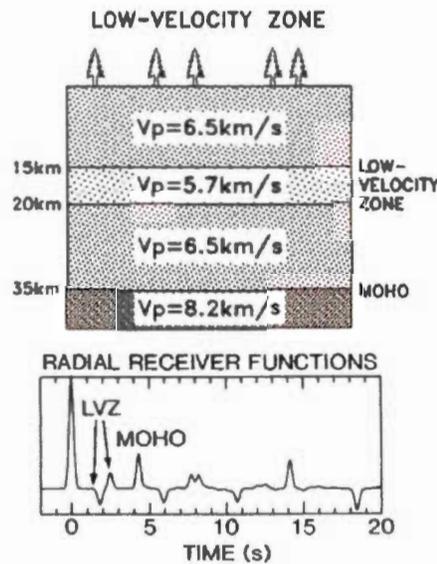


Figure 3.12 Effets d'une zone de basse vitesse. Le signal engendré par ce type de zone est indiqué par LVZ sur la RF. Tirée de Cassidy (1995).

Pour s'assurer que les discontinuités observées soient bien réelles, une modélisation directe sera effectuée sur les RF et les modèles. Les étapes de cette modélisation seront de créer un modèle simplifié, contenant toutes les discontinuités importantes, puis de retirer les discontinuités du modèle une à la fois pour vérifier les effets sur les correspondances entre les fonctions synthétiques et les observations. Cette technique s'inspire de Julià et al. (2000).

CHAPITRE IV

RÉSULTATS

Dans ce chapitre, les résultats de chaque station seront présentés et analysés. Les résultats de la sommation H- κ seront présentés pour toutes les stations, puis les résultats des inversions, de la modélisation directe, de la variation azimutale et de l'interprétation des résultats seront décrits, une station à la fois.

4.1 Présentation des receiver functions

La figure 4.1 présente les *receiver functions* (RF) obtenues pour chaque station. Elles sont classées en fonction de leur azimut inverse. Les RF sont sommées pour les directions où il y en a beaucoup et sont seules pour les directions où elles sont peu nombreuses. Les stations KRSQ, NANL et WBHL présentent moins de RF. Les stations présentent des RF de qualité, avec une phase Ps claire et souvent des phases PpPs et PpSs+PsPs visibles sur les RF radiales et peu de signaux sur les RF tangentielles, à l'exception de la station NWRL qui présentent des RF de très mauvaise qualité. Les résultats pour cette station ne pourront pas être utilisés, mais une inversion sera quand même présentée pour démontrer que les RF recueillies ne peuvent pas mener à des résultats réalistes.

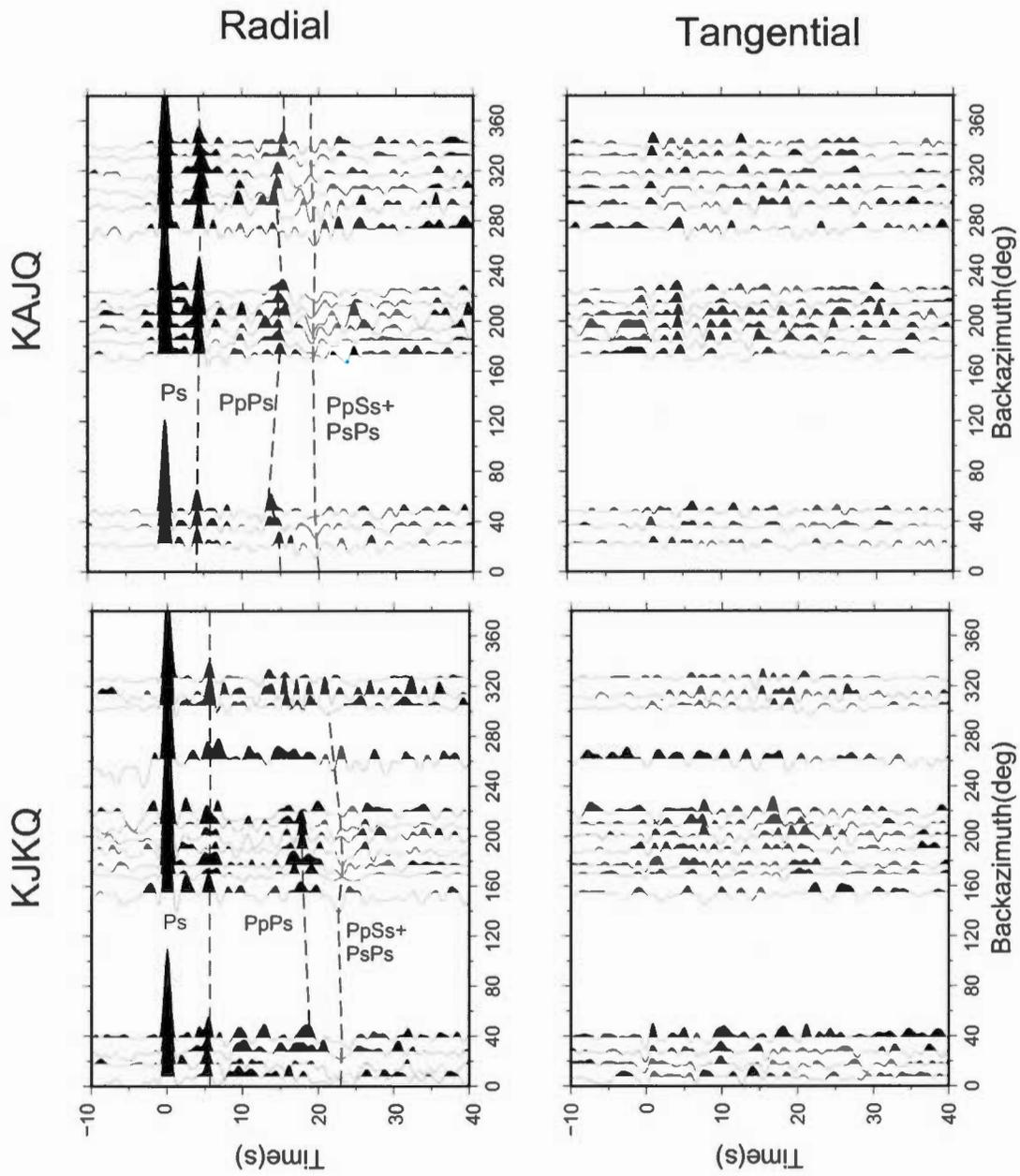


Figure 4.1 RF radiales et tangentielles. Lorsqu'elles sont visibles, les phases P_s , $PpPs$ et $PpSs+PsPs$ sont indiquées par une ligne pointillée.

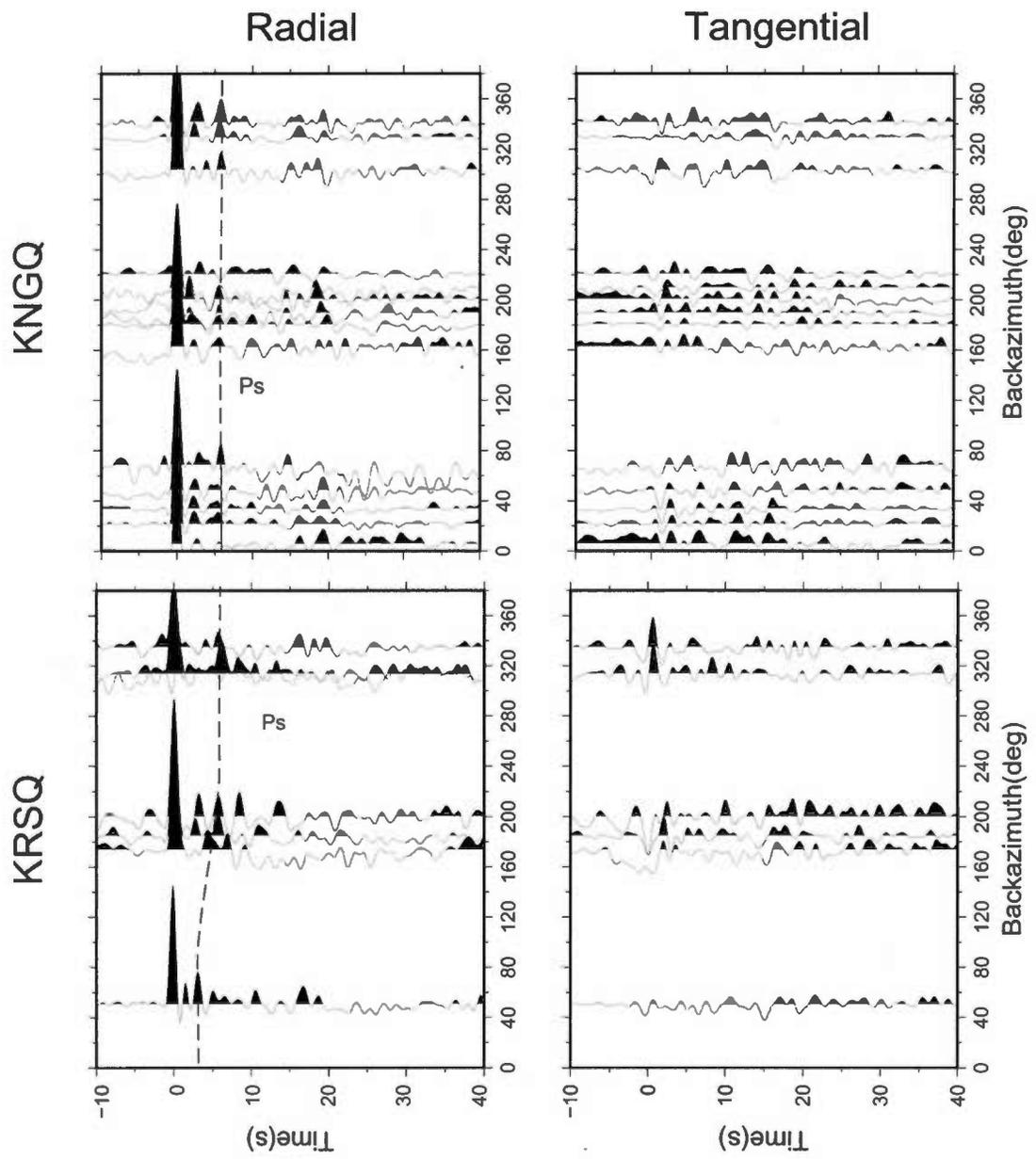


Figure 5.1 (suite)

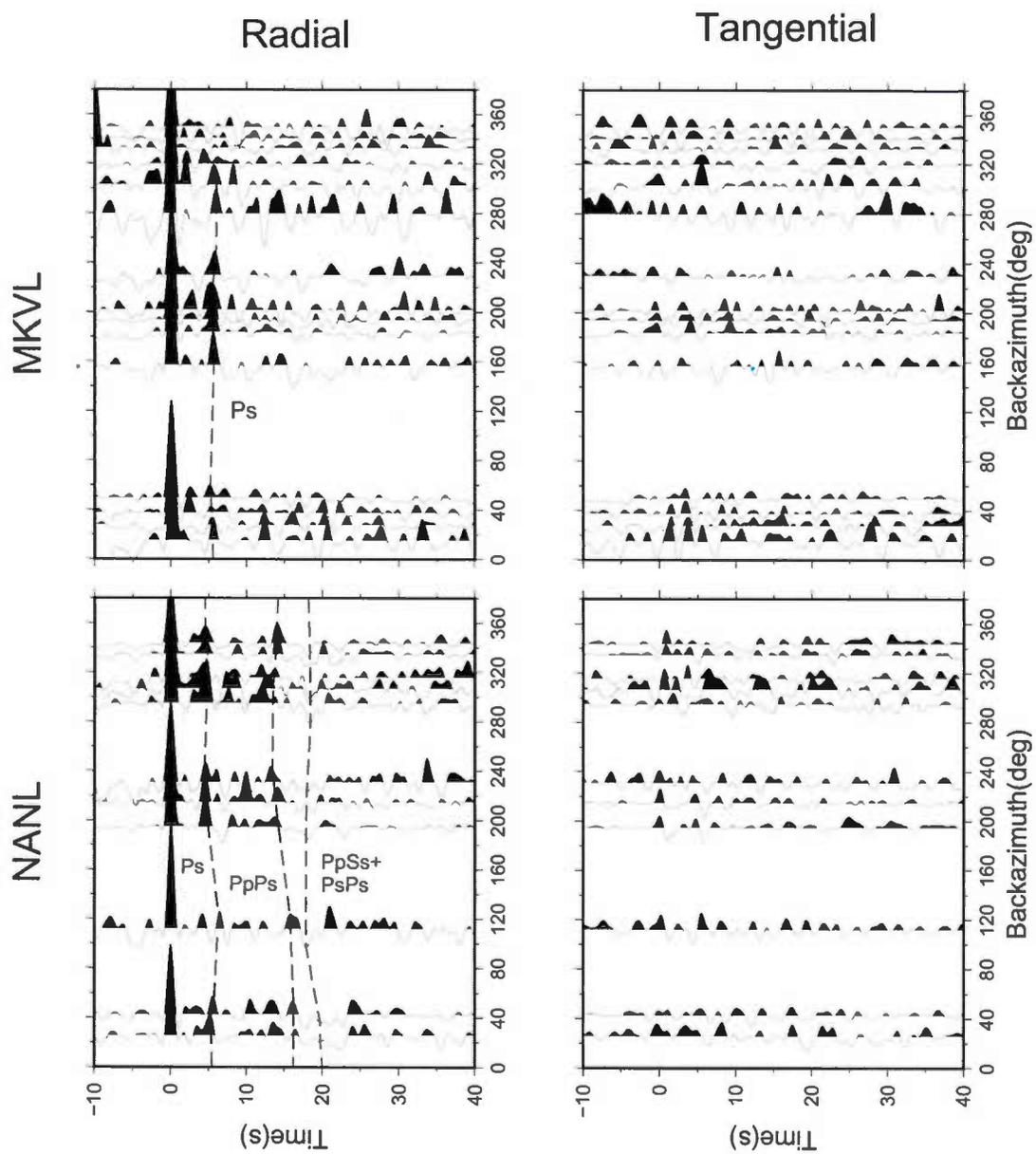


Figure 4.1 (suite)

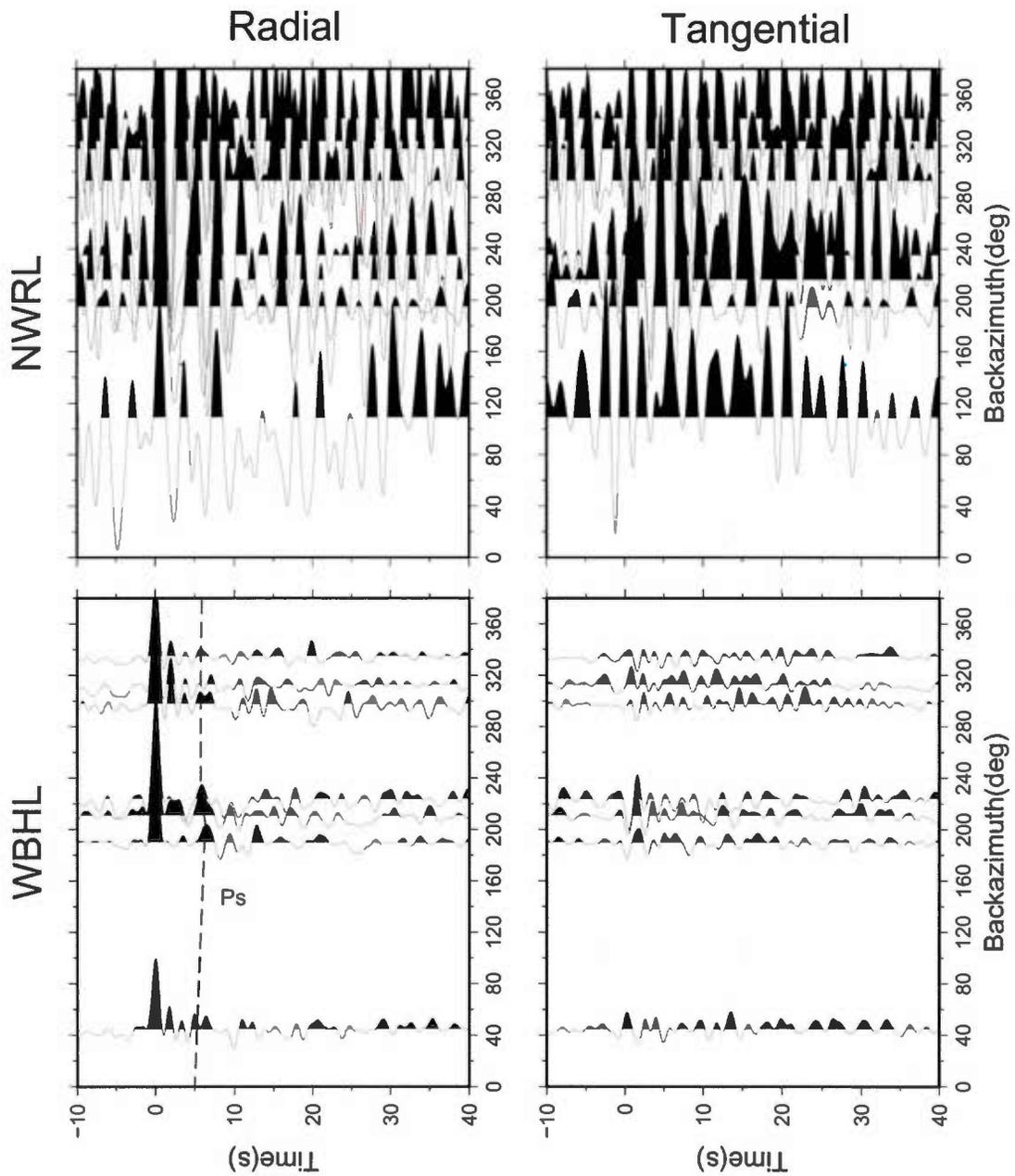


Figure 4.1 (suite)

4.2 Profondeur du Moho et rapport V_p/V_s selon la sommation $H-\kappa$

La première étape de la recherche consistait à traiter les RF à partir de la sommation $H-\kappa$. Cette méthode a permis de déterminer la profondeur du Moho ainsi que le

rapport V_p/V_s pour 6 des 8 stations. La figure 4.2 montre les graphiques de sommation pour chacune des stations, tandis que la table 4.1 résume les résultats. Les incertitudes présentées au tableau sont celles statistiques calculées par le programme. Généralement, ces erreurs numériques sous-estiment l'incertitude réelle qui est typiquement entre 1 et 3 km.

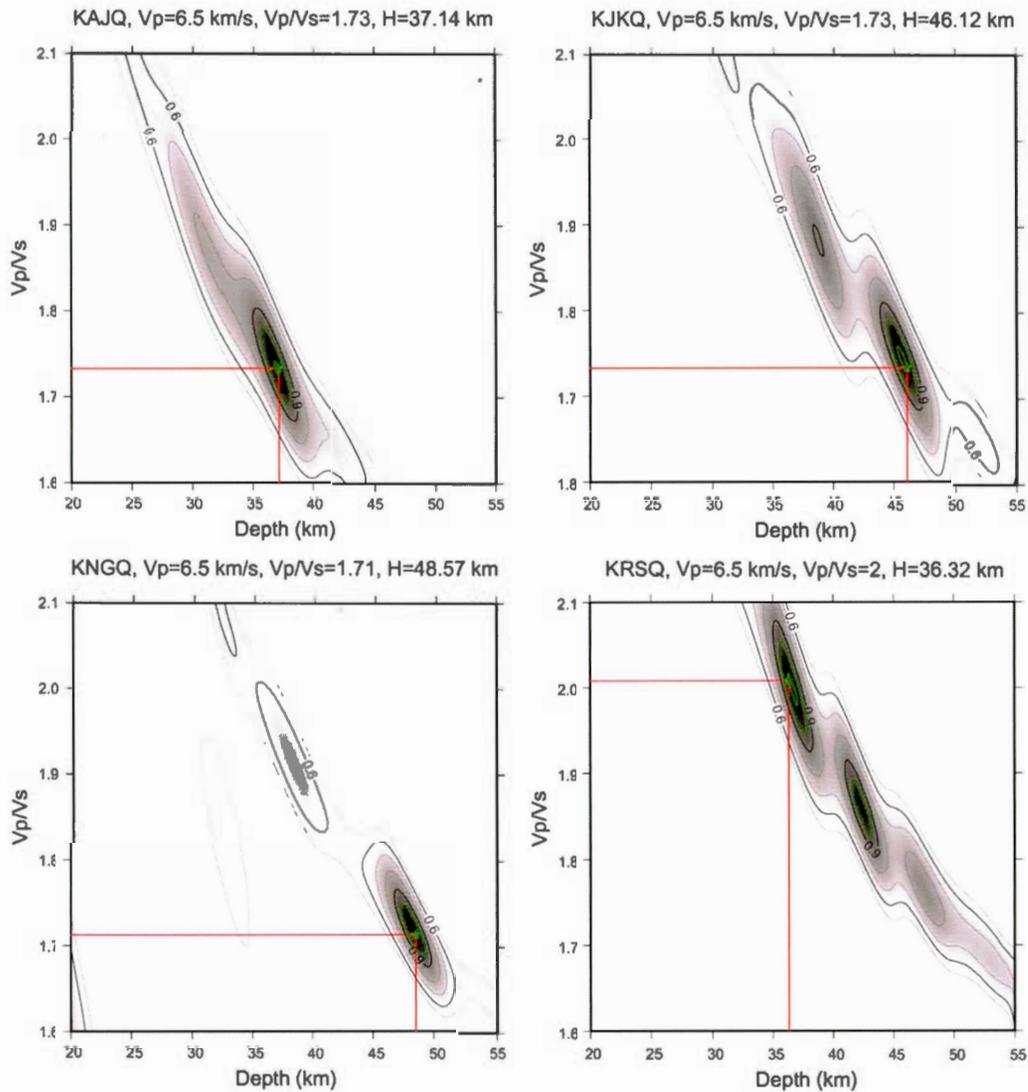


Figure 4.2 Résultats de la sommation H- κ . L'étoile verte indique les coordonnées où la fonction S est à son maximum et l'ellipse verte représente le contour dont l'intervalle de confiance est de 95%.

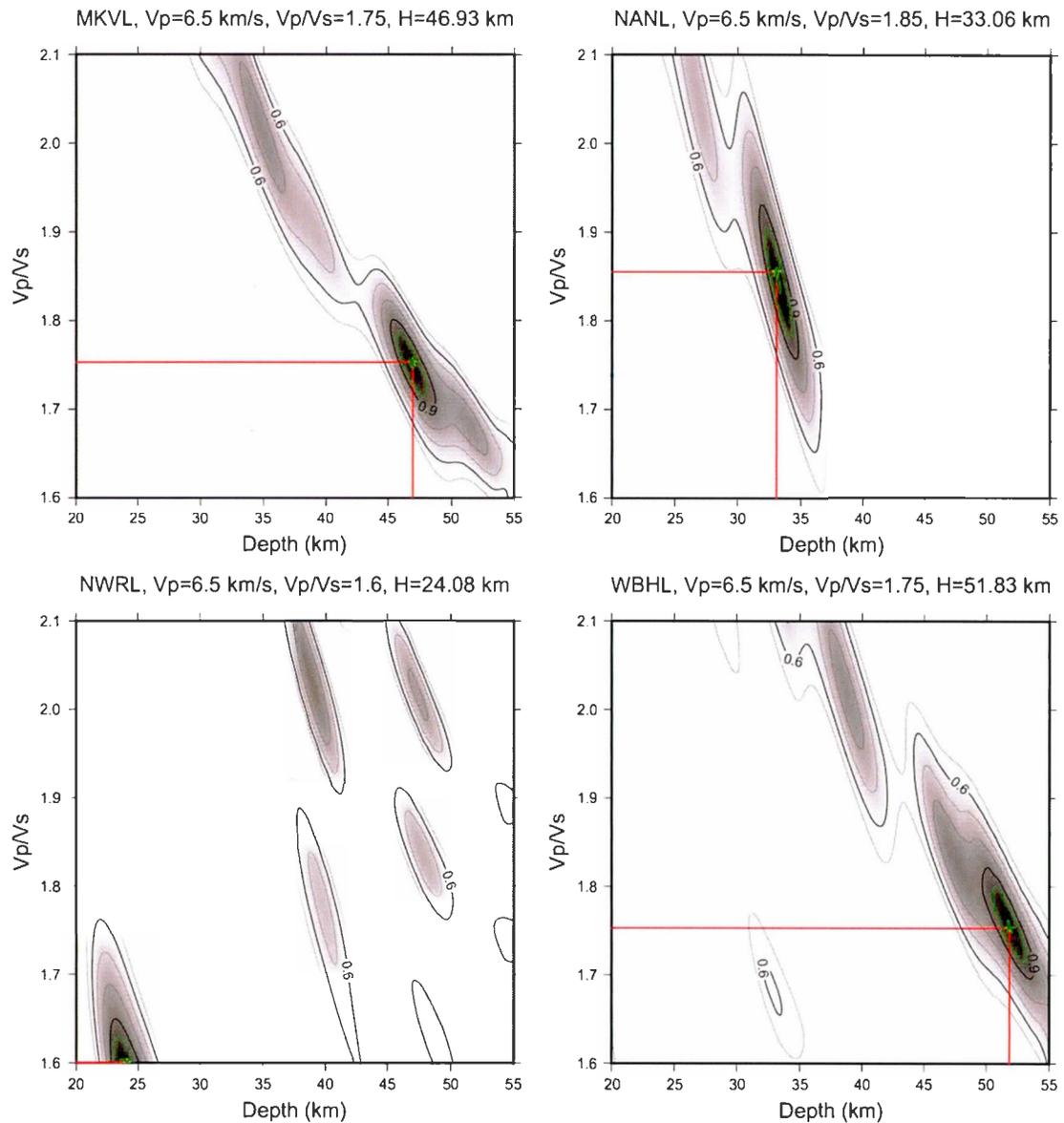


Figure 4.2 (suite)

Pour confirmer ces résultats, des tests de stabilités, expliqués dans le chapitre précédant, ont été réalisés. Pour les stations KJKQ et KNGQ, il n'y avait aucune variation durant les tests. Pour les stations KAJQ, MKVL et NANL, il y avait une variation de $\pm 0,01$ sur le rapport V_p/V_s et une épaisseur H constante. On peut donc conclure que ces résultats sont stables. Pour la station NWRL, la profondeur variait

un peu, mais les résultats doivent être rejetés pour une raison qui sera expliquée plus tard. Pour les KRSQ et WBHL, les résultats varient significativement d'un test à l'autre.

Tableau 4.1 Résultats des sommations H- κ . Les incertitudes affichées sont celles du type projection.

Station	H (km)	ΔH (km)	Vp/Vs	$\Delta Vp/Vs$
KAJQ	37,1	0,4	1,73	0,02
KJKQ	46,1	0,4	1,73	0,02
KNGQ	48,6	0,4	1,71	0,02
KRSQ	36,3	0,4	2,00	0,03
MKVL	46,9	0,4	1,75	0,01
NANL	33,1	0,4	1,86	0,03
NWRL	24,1	0,8	1,60	0,02
WBHL	51,8	0,4	1,75	0,02

Dans le cas de WBHL, un résultat réaliste était obtenu seulement en faisant une sélection des RF de meilleure qualité et semblables entre elles. Il faudra donc le valider avec l'inversion conjointe puisque cette façon de faire est critiquable, que les résultats sont instables et que la sélection des meilleures RF peut être subjective.

La première observation que l'on peut faire sur ces résultats, ce sont ceux qui doivent être rejetés. Sur les graphiques, on peut voir que, pour la station NWRL, les résultats de cette méthode doivent être rejetés puisque les RF sont de mauvaise qualité et que le résultat est un ensemble de nuages plutôt qu'un point bien circonscrit. Ensuite, pour la station KRSQ, on obtient un rapport Vp/Vs qui est improbable pour la croûte. Les roches de la croûte terrestre ont des rapports Vp/Vs qui varient normalement de 1,70 à 1,87; les plus hautes valeurs sont atteintes par les basaltes (1,84 à 1,86), l'andésite (1,82 à 1,87) ou les granulites mafiques (1,82) (Christensen, 1996; Thompson et al., 2010). Le seul endroit dans le monde où un rapport aussi élevé a été

observé est le rift éthiopien, qui est tectoniquement actif (Thompson et al., 2010; Stuart et al., 2006). Ce résultat doit donc également être rejeté pour l'instant, mais l'inversion conjointe permettra de vérifier s'il y a vraiment lieu de le rejeter.

4.3 Station KAJQ

La station KAJQ se trouve sur une croûte archéenne retravaillée durant le paléoprotérozoïque (St-Onge et al., 2009). Selon les caractéristiques de la croûte archéenne déterminées par Abbott et al. (2013), il faut s'attendre à une croûte plutôt mince. Aussi, étant donné que la station repose sur une croûte qui a subi une collision à l'ouest avec le craton Supérieur et à l'est avec le craton de Nain, il ne serait pas surprenant d'obtenir une structure complexe.

La première étape de l'analyse est de déterminer la structure de vitesse de cisaillement à l'aide de l'inversion par moindres carrés et de l'inversion Monte-Carlo. Dans les deux cas, l'inversion s'est faite à l'aide de l'ensemble des RF de la station. Pour les inversions de cette station, le poids des RF était de 95%. Pour l'inversion Monte-Carlo, l'inversion permettait les zones de basse vitesse.

Les figures 4.3, 4.4 et 4.5 montrent les résultats des inversions. Les modèles obtenus sont globalement cohérents. Celui obtenu à l'aide de l'inversion moindres carrés présente un Moho un peu moins profond, mais, c'est surtout parce que l'inversion Monte-Carlo ne donne pas un Moho graduel. Le modèle moindres carrés est compris dans l'écart-type du modèle moyen Monte-Carlo, sauf pour la couche entre la surface et 18 km et la couche dans le manteau supérieur entre 50 et 60 km. Dans les deux cas, il s'agit de zone de basse vitesse.

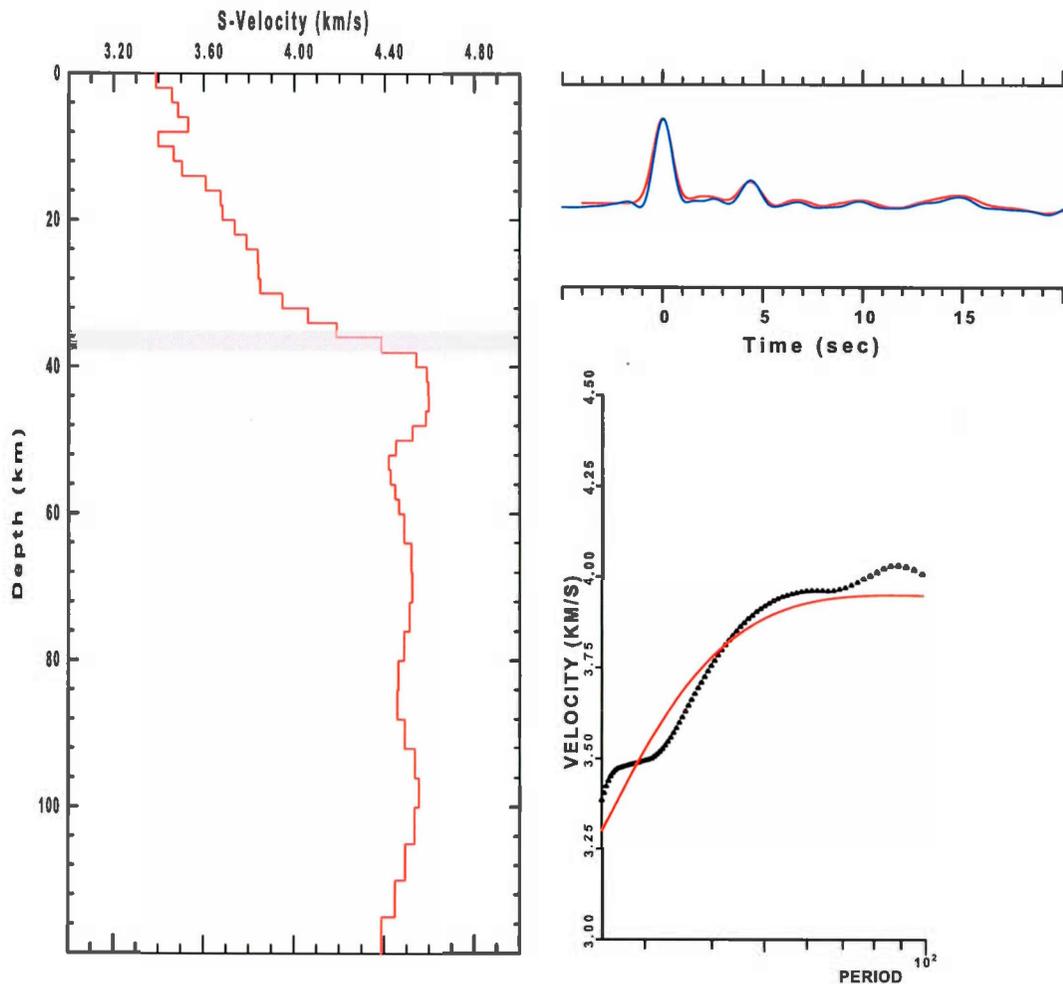


Figure 4.3 Inversion par moindres carrés pour la station KAJQ. Les courbes rouges correspondent aux modèles et courbes calculés. La RF bleue est la sommation des RF de la station et les points noirs sont les vitesses de phase du modèle global GDM52. La zone grise est l'intervalle où se trouve le Moho selon le calcul présenté au chapitre III.

Pour la profondeur du Moho, *joint96* donne 35 à 38 km et l'inversion Monte-Carlo donne 35,5 à 42 km. Ces résultats sont cohérents avec la valeur de 37 km obtenue avec la sommation H- κ .

Comme mentionné précédemment, il y a deux couches de faibles vitesses, celle entre 8 et 14 km de profondeur et celle entre 50 km et 60 km, qui ne concordent pas avec le modèle Monte-Carlo. En plus de ces couches, il y a le Moho et une deuxième couche de faible vitesse, entre 76 et 92 km. Pour vérifier les effets de ces discontinuités, une modélisation directe a été réalisée. Les étapes de la modélisation sont présentées sur les figures 4.6, 4.7 et 4.8.

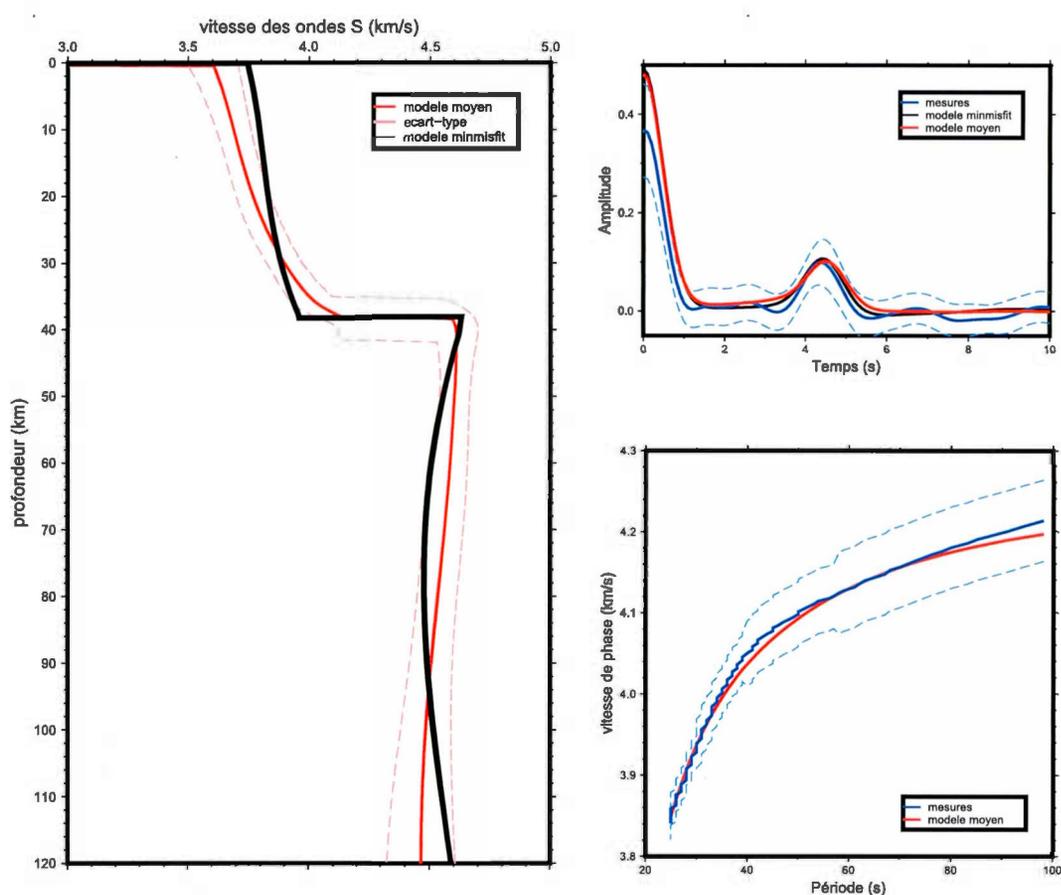


Figure 4.4 Inversion Monte-Carlo pour la station KAJQ. En rouge, les valeurs reliées au modèle moyen, en noir, les valeurs reliées au modèle générant la meilleure RF et en bleu, la RF observée et la courbe de dispersion du modèle GDM52. Les courbes pointillées rouges représentent l'écart-type pour le modèle moyen et les courbes pointillées bleues représentent les incertitudes des RF et du modèle GDM52.

Le modèle simplifié qui a été créé reste assez fidèle au modèle calculé. Les figures 4.8 (a) et (b) permettent de voir que la zone de basse vitesse semble avoir un effet marginal, mais peut-être pas négligeable. L'ajout de cette zone change légèrement l'amplitude de la phase principale P_s et de l'arrivée secondaire qui la précède. De plus, sans la couche de basse vitesse, il y a un léger décalage entre les temps d'arrivée P_s , P_pP_s et $P_pS_s+P_sP_s$. Comme cette zone de basse vitesse est en dehors de l'écart-type du modèle Monte-Carlo et que l'effet est marginal, il est impossible de confirmer que cette zone de basse vitesse est une structure réelle plutôt qu'un artefact mathématique. Ensuite, la figure 4.8 (c) et (d) montre que la première couche de basse vitesse sous le Moho explique le signal négatif/positif suivant la phase P_s . Cela semble en accord avec l'effet théorique d'une zone de basse vitesse. Cette arrivée a une amplitude importante et, bien qu'elle ne soit pas comprise dans l'écart-type de l'inversion Monte-Carlo (voir figure 4.5), elle indique probablement une discontinuité réelle. En observant la figure (d), on peut conclure que la deuxième couche de basse vitesse dans le manteau ne fait que modifier l'amplitude d'une arrivée déjà existante et qu'il s'agit probablement d'un artefact mathématique.

Un autre point qui peut être vérifié grâce à la modélisation directe est la différence entre le modèle Monte-Carlo et le modèle moindres carrés pour les 20 premiers kilomètres de profondeur. En effet, le modèle Monte-Carlo part d'une vitesse d'environ 3,6 km/s à la surface, tandis que le modèle *joint96* part à 3,4 km/s. Le modèle *joint96* ne rejoint l'écart-type du modèle Monte-Carlo qu'à 20 km de profondeur. La figure 4.9 illustre deux modèles comparés : le modèle simple sans couche de basse vitesse et le modèle simple ajusté à la vitesse de surface du modèle Monte-Carlo. Il y a une légère différence dans le temps d'arrivée des phases P_s , mais la différence est marginale. Les deux arrivent un peu plus tôt que la RF observée, ce qui laisse penser que la couche de basse vitesse n'est pas qu'un artefact mathématique.

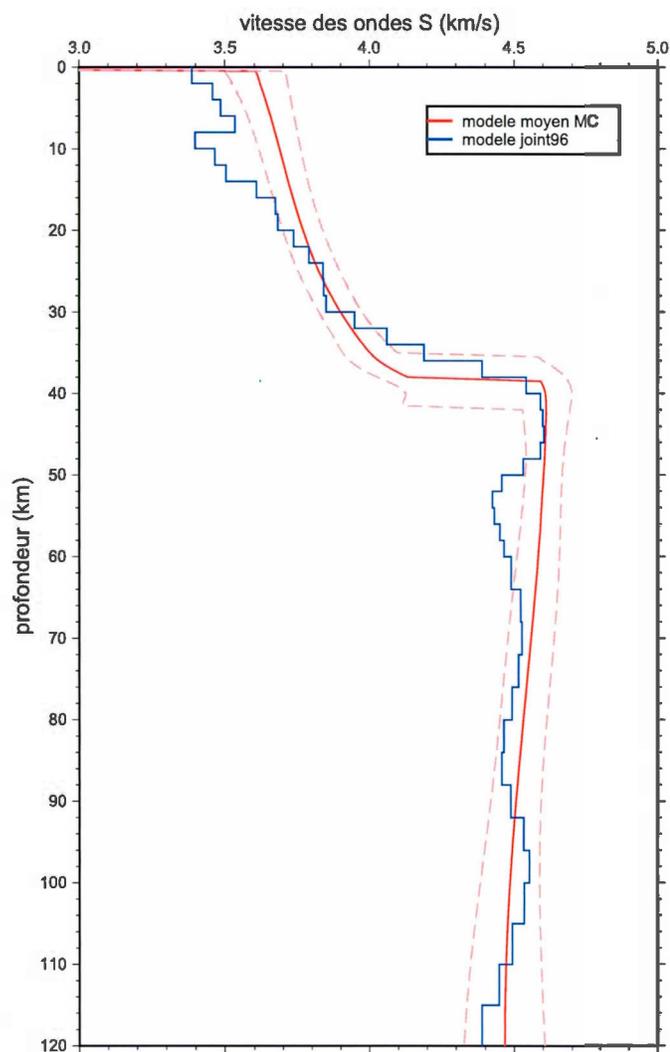


Figure 4.5 Comparaison entre les inversions Monte-Carlo et moindres carrés.

Les modèles obtenus informent sur le modèle en une dimension sous la station, mais ne donnent aucune indication sur la variation latérale. Pour étudier cette variation, il faut observer les RF en fonction de leur azimut inverse.

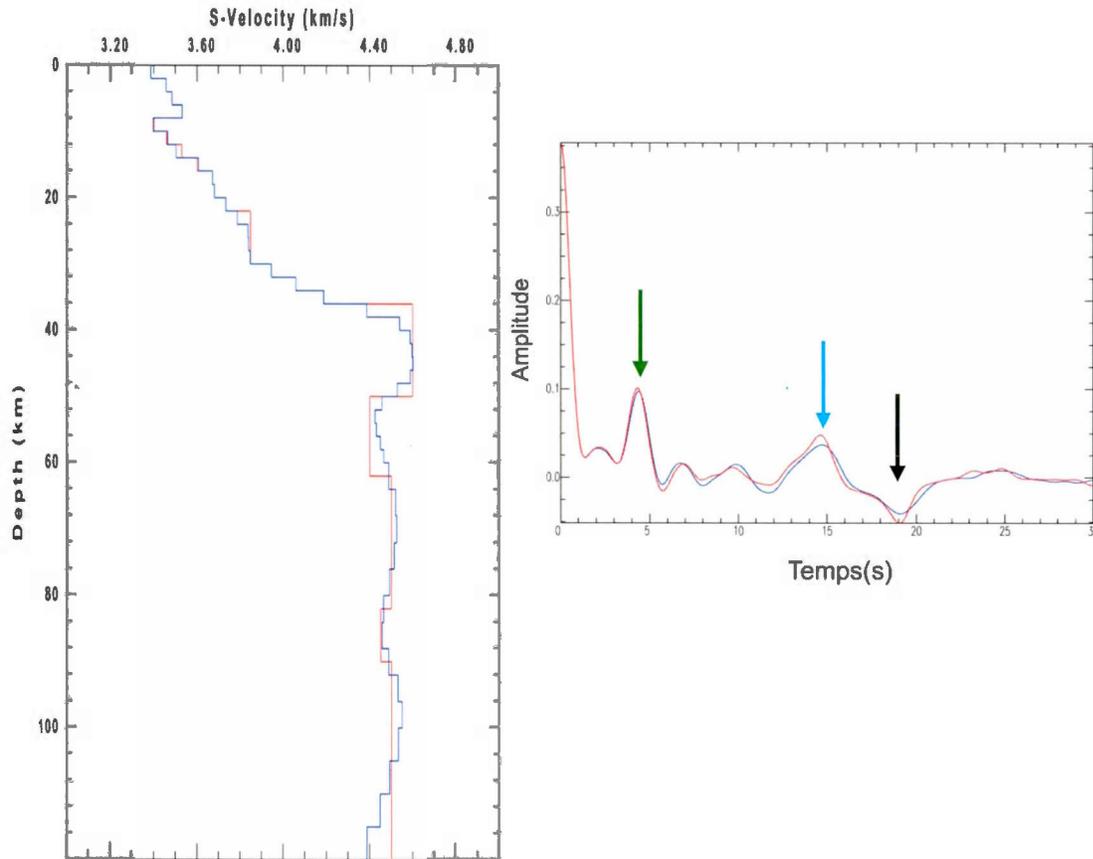


Figure 4.6 Comparaison du modèle simplifié et du modèle calculé. En bleu, on peut voir le modèle calculé et sa RF, alors qu'en rouge, il y a le modèle simplifié et sa RF. Sur les RF, les flèches verte, cyan et noire indiquent respectivement les arrivées Ps, PpPs et PpSs+PsPs

La figure 4.10 présente les RF mesurées par la station KAJQ en fonction de l'azimut inverse. Comme les RF sont nombreuses pour cette station, elles ont été regroupées et sommées en ensemble d'une largeur de moins de 10° . Sur chaque graphique les arrivées Pp, Ps, PpPs et PpSs+PsPs semblent visibles. Pour les arrivées Ps, on remarque une variation de l'amplitude et du temps d'arrivée en fonction de l'azimut inverse. L'amplitude est maximale pour un azimut inverse entre 180 et 220° . On voit également une variation du temps d'arrivée de PpPs en fonction de l'azimut inverse. Pour ce qui est de PpSs+PsPs, il est difficile de percevoir une variation azimutale.

Pour les RF tangentielles, on remarque un signal à 0s qui semble négatif de 160 à 220° et positif de 300 à 340°. Ces signes laissent penser que le Moho est peut-être incliné vers le sud ou le sud-sud-ouest, mais il faut pousser l'analyse plus loin pour s'en assurer.

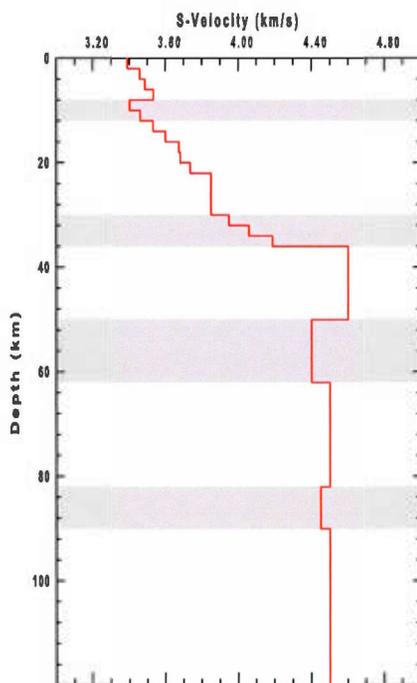


Figure 4.7 Les 4 discontinuités importantes qui seront testées pour la modélisation directe.

Une inversion conjointe avec la méthode moindres carrés a été réalisée sur 5 groupes de RF. Les 5 modèles présentés à la figure 4.10 ont été obtenus avec les RF d'azimut inverse de 21 à 41°, de 150 à 192°, de 200 à 235°, de 271 à 313° et de 319 à 347°. Malheureusement, les parties est et sud-est ne sont pas couvertes. La première chose que l'on peut remarquer sur ces modèles est la différence entre les discontinuités. La zone de faible vitesse dans la partie supérieure de la croûte semble être présente surtout dans le modèle NNE. Si elle a une origine géologique, sa présence sur une

seule des régions couvertes pourrait expliquer l'ambiguïté lors de la modélisation directe. La deuxième discontinuité est la zone de basse vitesse sous le Moho. Elle semble forte pour le modèle NNE, et faible sur les modèles ONO et NNO.

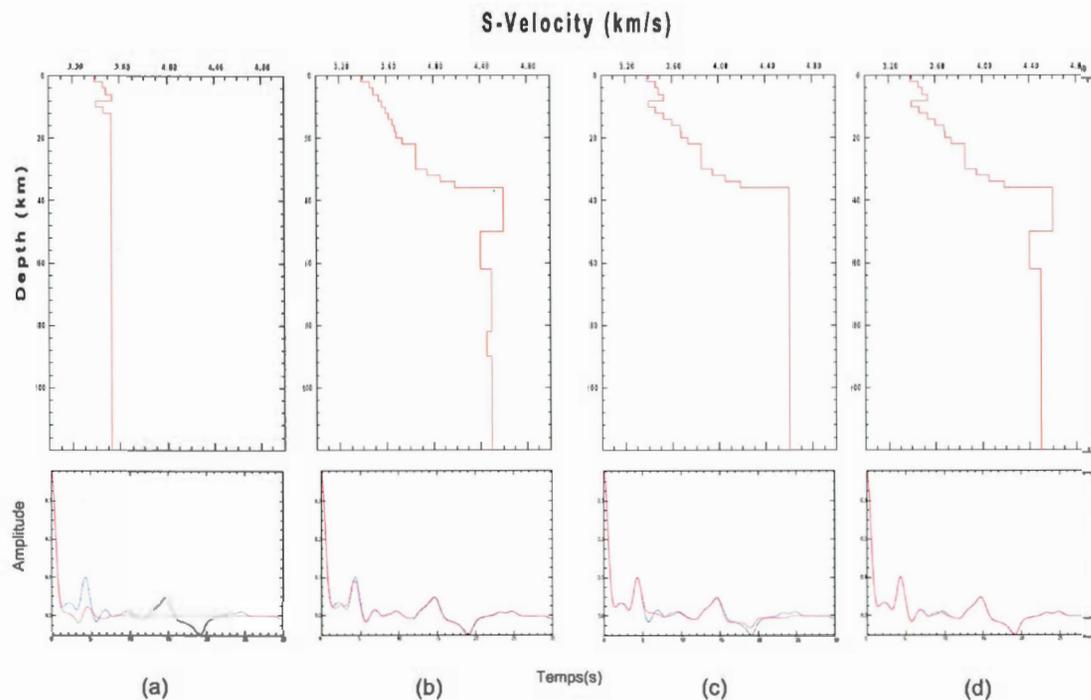


Figure 4.8 Résultats de la modélisation directe. En rouge, les modèles utilisés et les RF correspondantes. En bleu, la RF du modèle simplifié. La partie (a) représente le modèle avec la zone de basse vitesse dans la croûte, la partie (b) est le modèle simplifié sans la zone de basse vitesse dans la croûte, le modèle (c) est le modèle simplifié sans les zones de basse vitesse dans le manteau et partie (d) représente le modèle simplifié sans la dernière zone de basse vitesse dans le manteau.

Pour ce qui est du Moho, la profondeur est de 36 à 38 km pour le modèle NNE, de 35 à 38 km pour le modèle S, de 36 à 39 km au SO, 37 à 39 km pour le modèle ONO et 36 à 39 km pour le modèle NNO. Il n'y a donc pas de variation significative de la profondeur du Moho en fonction de l'azimut. Par contre, on peut voir que pour les modèles S et SO, le contraste de vitesse au Moho est plus grand et la vitesse moyenne

dans la croûte est plus petite, ce qui explique que pour les RF entre 180 et 220° d'azimut inverse ont une arrivée Ps plus grande et retardée.

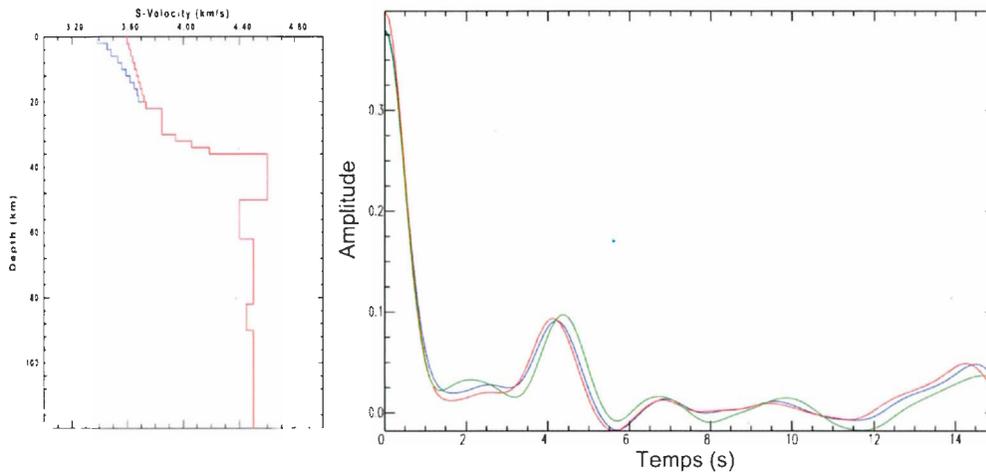


Figure 4.9 Comparaison du modèle simple sans couche de basse vitesse entre 8 et 14 km et le modèle simple avec une vitesse de surface comparable au modèle Monte-Carlo et sans couche de basse vitesse entre 8 km et 14 km. La courbe rouge représente le modèle basé sur la vitesse de surface du modèle Monte-Carlo et la RF qu'il génère et la courbe rouge représente le modèle avec la vitesse de surface du modèle joint96 et la RF qu'il génère. La RF verte est celle observée

Pour finir avec l'analyse de cette station, voici un résumé et une interprétation des résultats. Tout d'abord, la sommation H- κ pour laquelle un rapport V_p/V_s de 1,73 est obtenu, indique une nature felsique pour les roches de cette région (Zandt et Ammon, 1995), ce qui n'est pas surprenant étant donné qu'il s'agit d'une croûte archéenne (Abbott et al., 2013). Les résultats des trois méthodes, sommation H- κ , inversion Monte-Carlo et inversion moindres carrés, donne une profondeur de 37 km, 35 à 42 km et 35 à 38 km pour le Moho. Il semble donc raisonnable d'estimer la profondeur du Moho sous cette station entre 36 et 38 km. L'analyse de la variation azimutale n'indique pas de variation significative pour le Moho. Pour les discontinuités, il y en a une zone de faible vitesse dans la croûte, mais son effet n'est

pas très grand sur les RF et l'inversion Monte-Carlo ne l'inclut pas dans son écart-type. Par contre, cela peut s'expliquer par le fait qu'elle ne soit que dans la direction NNE. La deuxième discontinuité observée est une zone de basse vitesse sous la croûte.

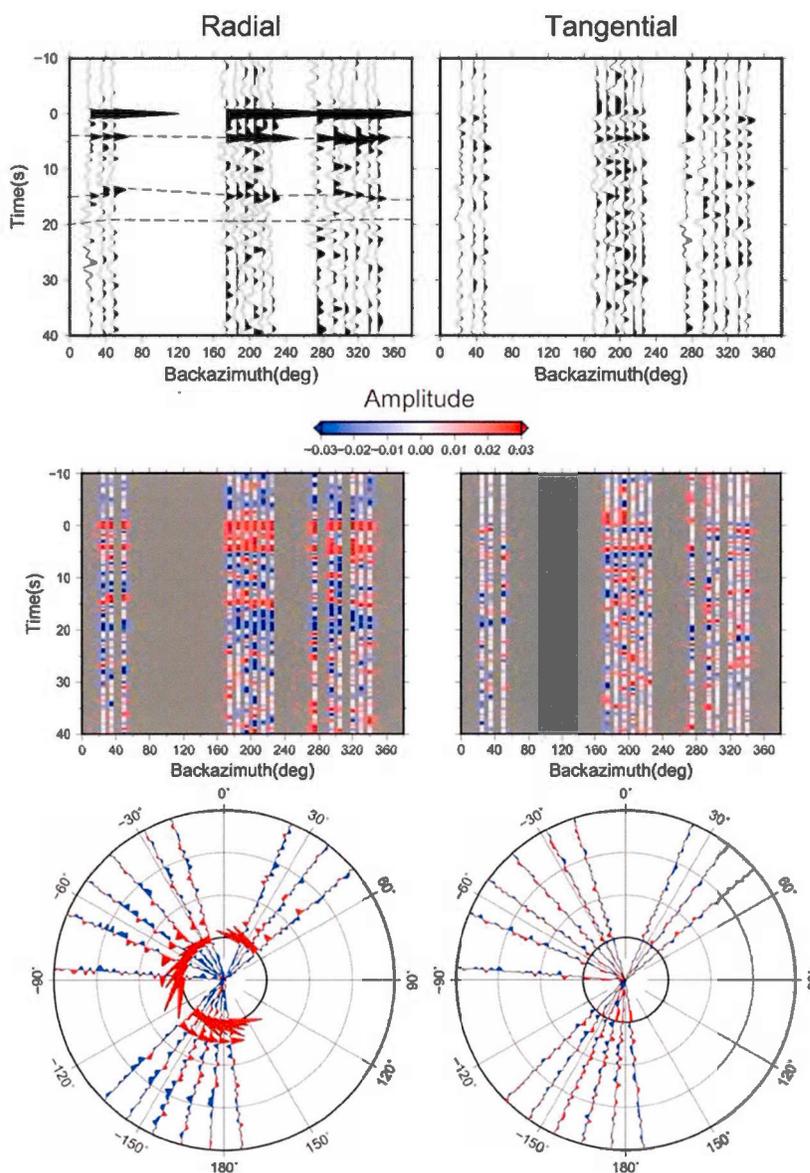


Figure 4.10 Graphiques des RF en fonction de l'azimut inverse. Le premier graphique représente les RF selon leur azimut inverse, le deuxième graphique représente l'amplitude des RF en fonction de l'azimut inverse et le dernier représente un graphique circulaire des RF, dont les amplitudes positives sont en rouge et les amplitudes négatives en bleu. L'intervalle de temps du graphique circulaire est de -10 à 30s. Les arrivées Ps, PpPs et PpSs+PsPs sont indiquées par des lignes pointillées sur le premier graphique.

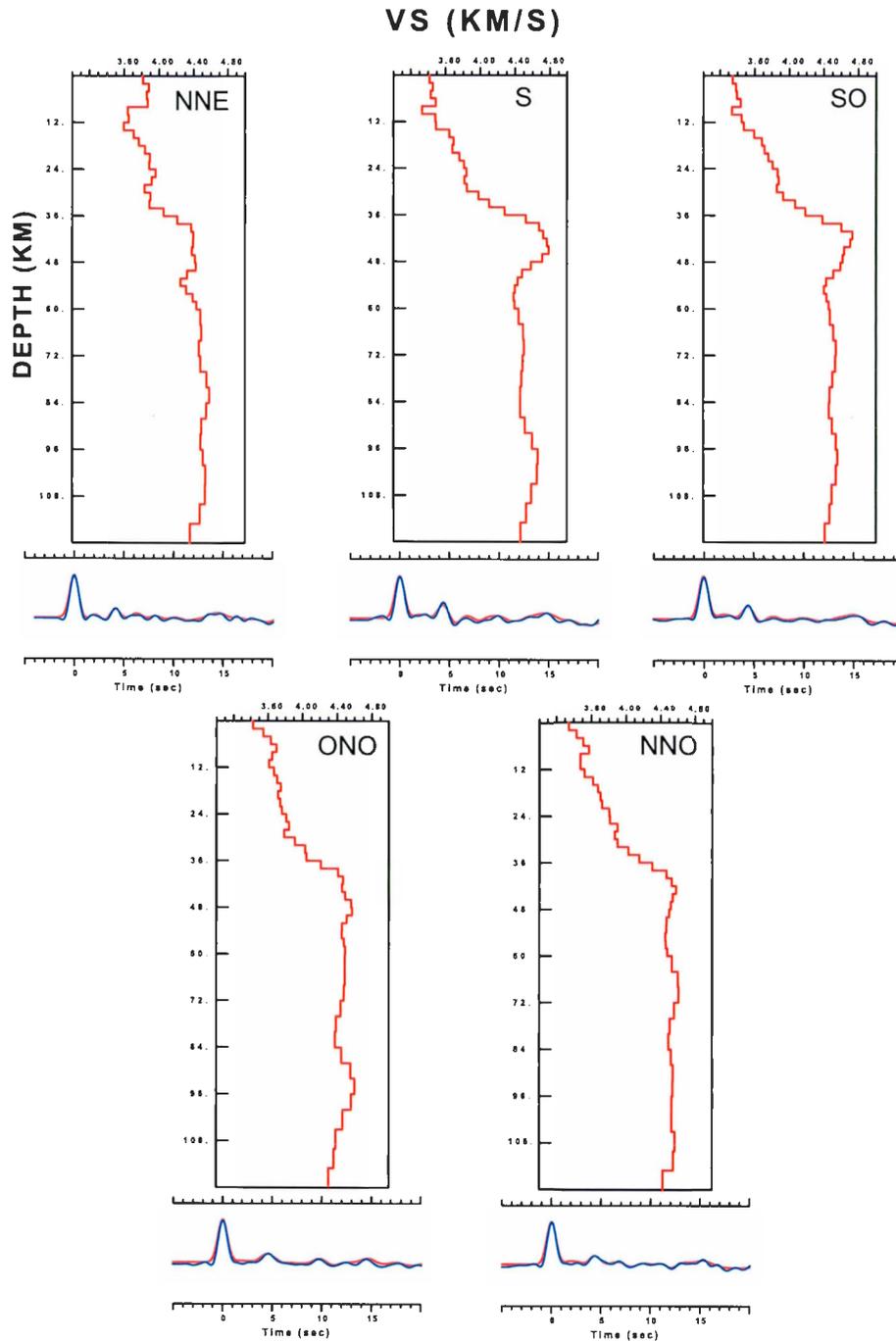


Figure 4.11 Modèle de vitesse de cisaillement pour la station KAJQ en fonction de la direction. Sous le modèle, on trouve la RF calculée par le modèle (en rouge) et la RF sommée pour la direction correspondante (en bleu).

4.4 Station KJKQ

La station KJKQ se situe sur la province du Supérieur, près de la baie d'Hudson. La croûte est archéenne (Hoffman, 1989) et elle n'a pas été retravaillée. Elle devrait donc être plutôt mince et felsique (Abbott et al., 2013).

L'inversion a été réalisée avec un poids de 90% pour les RF pour l'inversion moindres carrés et un poids de 95% pour l'inversion Monte-Carlo. L'inversion Monte-Carlo s'est faite avec la possibilité de zones de basse vitesse.

Les figures 4.12, 4.13 et 4.14 montrent les résultats des inversions. Les modèles obtenus sont cohérents entre eux et reproduisent bien les observations. Seule la zone de basse vitesse dans la croûte supérieure à 10 km ne correspond pas avec l'écart-type du modèle Monte-Carlo moyen. Les dix derniers kilomètres ne correspondent pas, mais il s'agit probablement d'un effet de bord de l'inversion moindres carrés. La profondeur du Moho obtenue à l'aide de l'inversion moindres carrés est de 44 à 48 km et celle obtenue par Monte-Carlo est de 43 km à 50 km. Ces résultats semblent cohérents et concordent avec le résultat de la sommation H- κ qui donne 46 km.

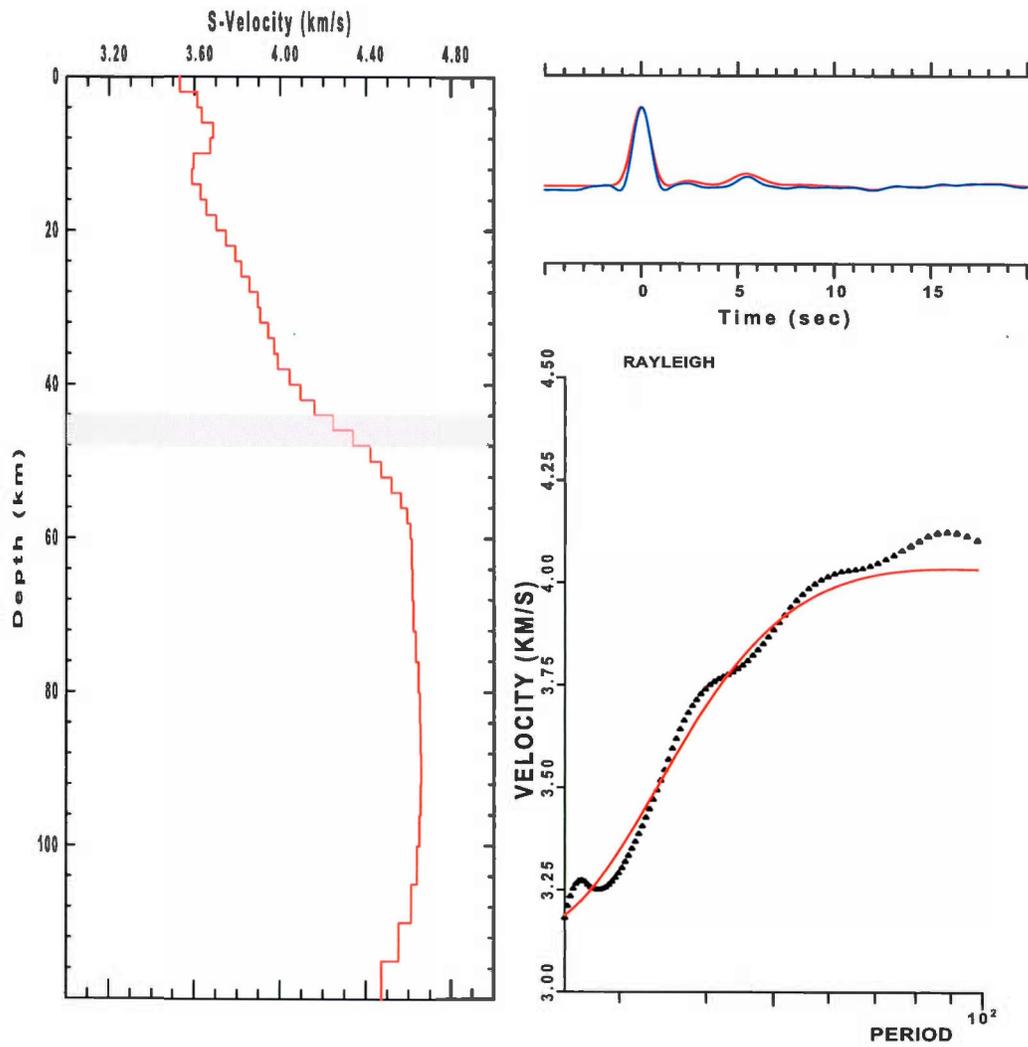


Figure 4.12 Inversion moindres carrés pour la station KJKQ. Les courbes sont les mêmes que celles définies à la figure 4.3.

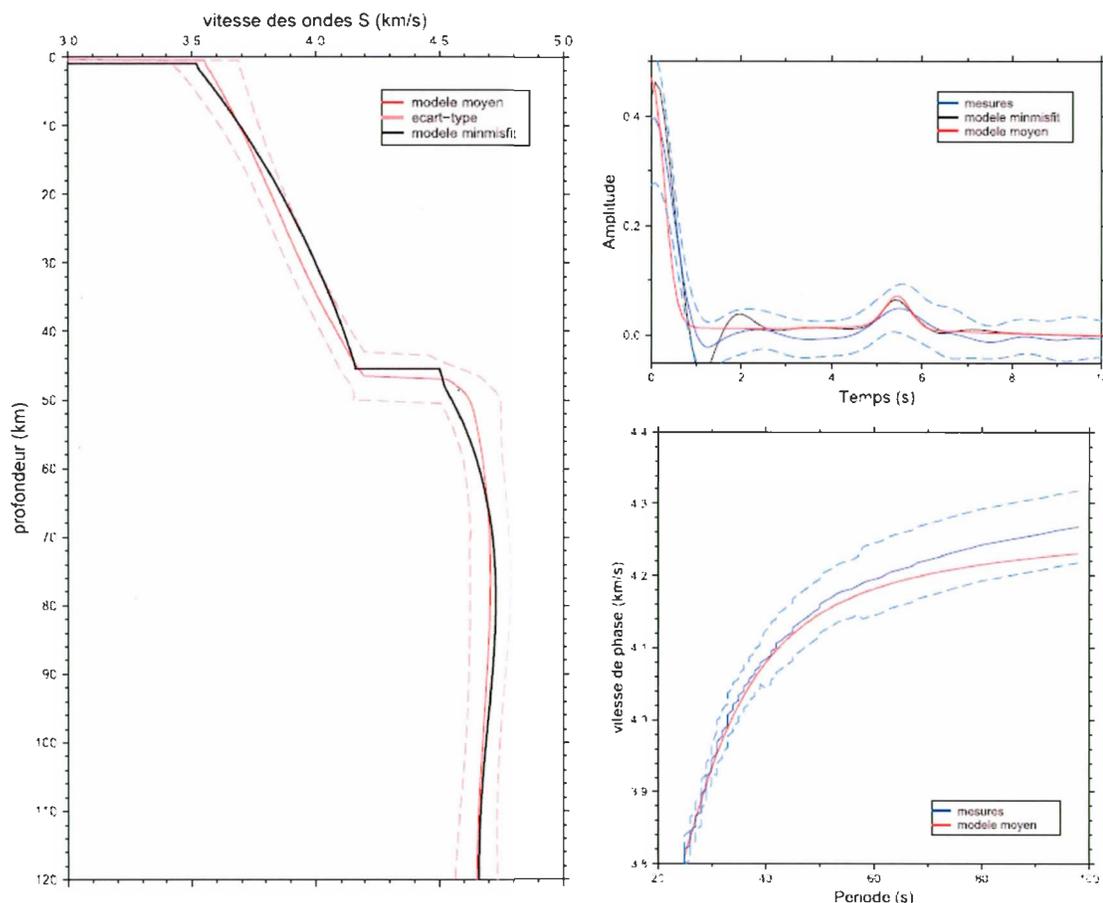


Figure 4.13 Inversion Monte-Carlo pour la station KJKQ. Les courbes sont les mêmes que celles définies à la figure 4.4

Pour vérifier que le modèle ne contient pas des discontinuités artificielles, une modélisation directe a été réalisée. Le modèle simplifié qui a été utilisé est une très bonne approximation du modèle calculé, comme le montre la figure 4.15. Une seule discontinuité, à l'exception du Moho, a été identifiée : une couche de haute vitesse entre 2 et 14 km. La baisse de vitesse sous 100 km est ignorée parce qu'il peut s'agir d'un effet de bord. Les figures 4.17 (a), (b) et (c) montrent que la zone de haute vitesse ne change presque rien à la RF. La partie (a) indique que la RF est semblable sans cette discontinuité, la partie (b) illustre qu'elle peut même diminuer l'amplitude de l'arrivée secondaire qui précède Ps et la partie (c) montre que l'arrivée secondaire

qui précède Ps est probablement causée par l'augmentation de vitesse dans la croûte qui suit la discontinuité.

La figure 4.18 montre les RF groupées en fonction de leur azimuth inverse. Les groupes ont une largeur maximale de 10° . Sur les RF radiales, on peut voir les phases Ps sur toutes les RF et les phases PpPs et PpSs+PsPs sur la plupart de RF, mais aucune variation évidente n'est visible. Pour les RF tangentielles, aucune énergie cohérente ne semble présente. Par contre, il faut pousser l'analyse un peu plus loin avant de conclure s'il y a ou non une variation.

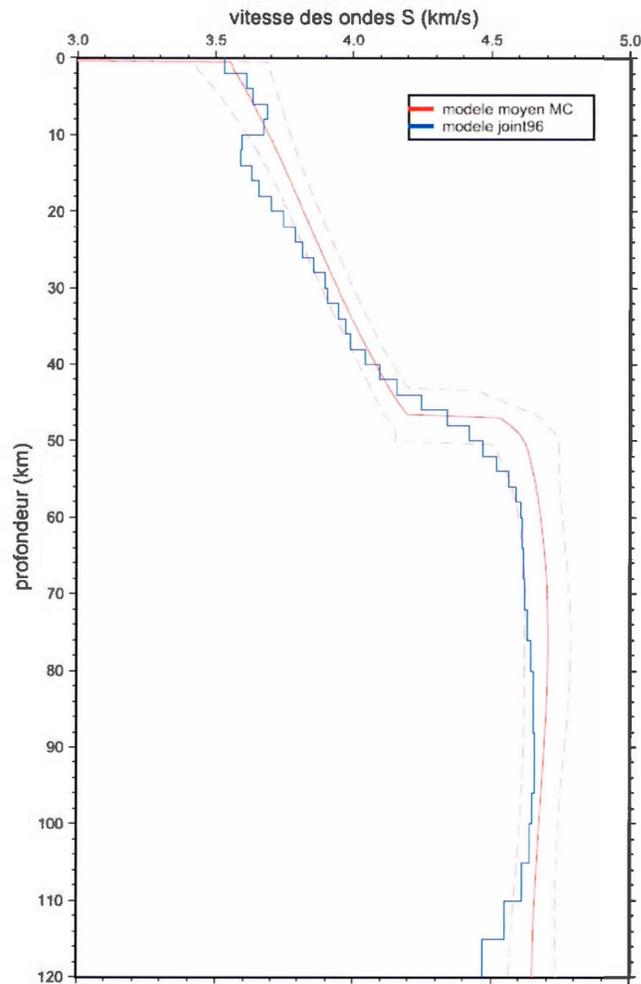


Figure 4.14 Comparaison des inversions pour la station KJKQ.

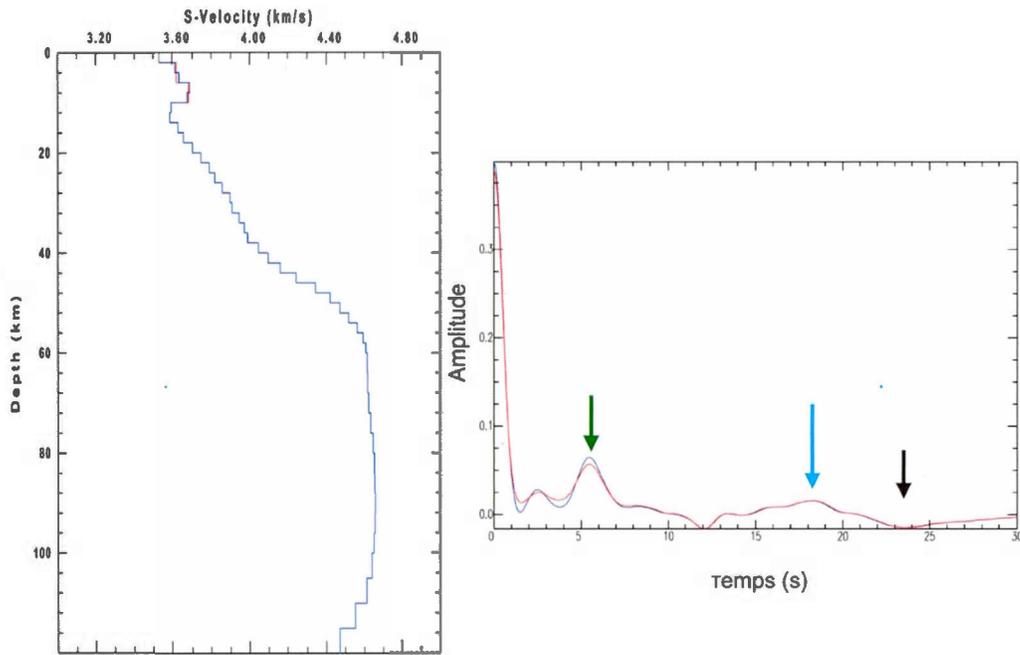


Figure 4.15 Le modèle simplifié et le modèle calculé, ainsi que leur RF, pour la station KJKQ. Voir la figure 4.6 pour les notations.

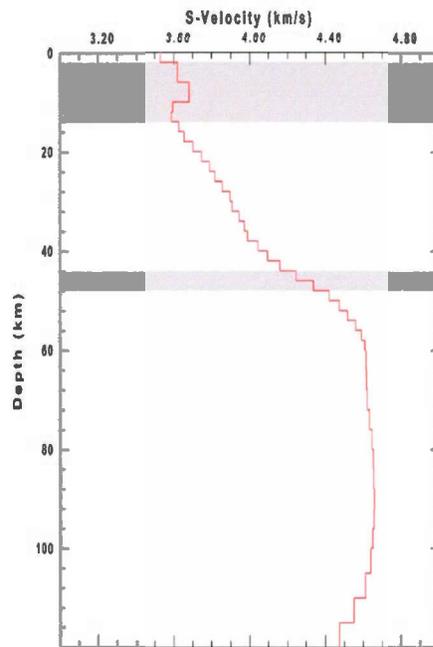


Figure 4.16 Discontinuités importantes pour la station KJKQ.

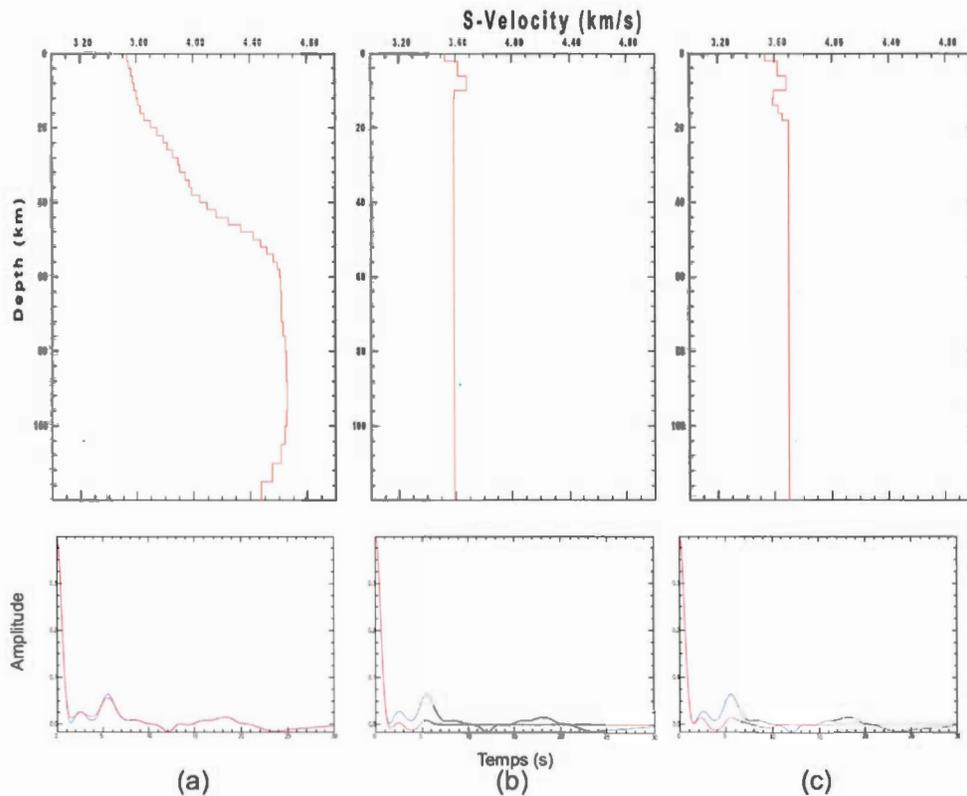


Figure 4.17 Modélisation directe pour la station KJKQ. La notation est la même qu'à la figure 4.8. La partie (a) représente le modèle sans discontinuité, la partie (b) la discontinuité seule et la partie (c) la discontinuité suivie de l'augmentation de vitesse jusqu'au maximum de la couche de haute vitesse. Ces trois figures permettent de voir l'effet de la discontinuité dans la croûte supérieure.

À la figure 4.19, on peut voir les résultats de l'inversion pour 5 groupes de RF : 359 à 44°, 134 à 177°, 181 à 224°, 270 à 315° et 323 à 330°. La quantité de RF est similaire pour chaque groupe. La première observation qui peut être faite est la similarité du Moho. Dans tous les cas, il est plutôt diffus. Sa profondeur est de 44 à 48 km pour le modèle NNE, 48 à 50 km pour le modèle SSE, 44 à 47 km pour le modèle SSO, 47 à 50 km pour le modèle ONO et 46 à 48 km pour le modèle NNO. Il n'y a pas de corrélation entre la variation des profondeurs et les directions et les différences de profondeur d'une direction à l'autre ne sont pas suffisamment grandes par rapport aux

incertitudes pour confirmer une variation azimutale de la profondeur du Moho. Dans la croûte, il y a une zone de haute vitesse entre 6 et 10 km de profondeur pour les deux modèles décrivant le nord, alors que sur le modèle ouest-nord-ouest où cette zone commence à la surface. Le fait que cette zone ne soit qu'au nord pourrait expliquer que cette zone ait peu d'effets sur la RF et qu'elle soit en dehors de l'écart-type du modèle Monte-Carlo. Il est donc possible qu'elle ne soit pas qu'un artefact mathématique. Pour le manteau, les modèles sont lisses, sauf pour le modèle NNE, qui contient une variation.

En résumé, les résultats de cette station indiquent que le Moho est plutôt profond et diffus. Les profondeurs obtenues sont de 46 km pour la sommation H- κ , de 44 à 48 km pour l'inversion moindres carrés et de 43 km à 50 km avec l'inversion Monte-Carlo. La profondeur du Moho est donc probablement comprise entre 44 et 48 km. Aussi, elle ne varie pas en fonction de l'azimut. Cette profondeur est plus grande que ce qui est attendu pour une croûte archéenne. Le rapport V_p/V_s indique une nature felsique pour la croûte. Finalement, l'analyse de la variation azimutale montre qu'il y a possiblement une zone de haute vitesse au nord de la station.

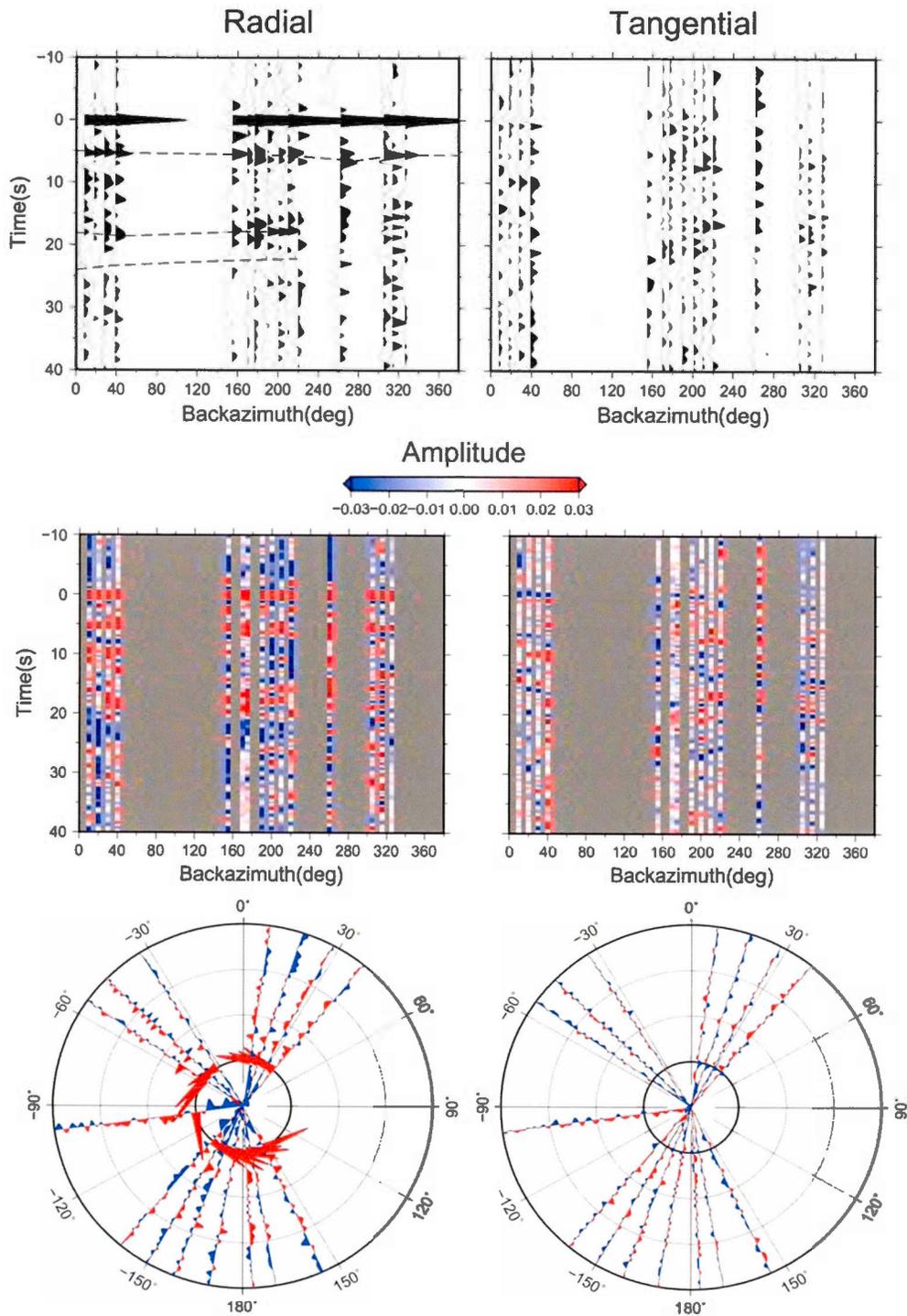


Figure 4.18 Graphiques des RF en fonction de l'azimut inverse pour la station KJKQ. Les graphiques sont du même type que ceux de la figure 4.10.

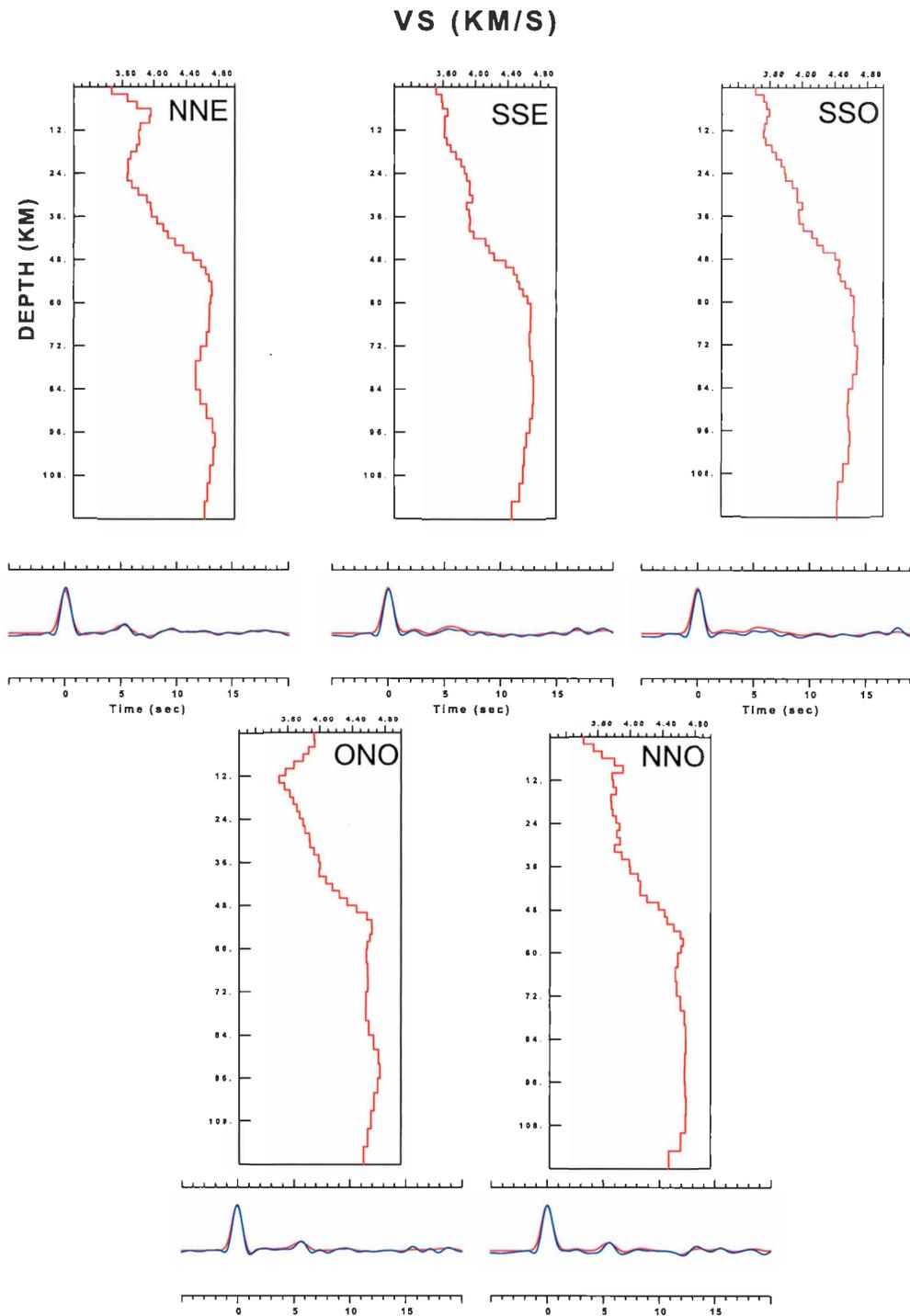


Figure 4.19 Modèles des vitesses de cisaillement en fonction de la direction pour la station KJKQ. La notation est la même qu'à la figure 4.11.

4.5 Station KNGQ

La station KNGQ est installée dans une région datée du paléoprotérozoïque (Hoffmann, 1988). Elle est située sur l'orogène du Trans-Hudson au Cap Smith. Il est donc logique de s'attendre à un Moho profond et une croûte complexe.

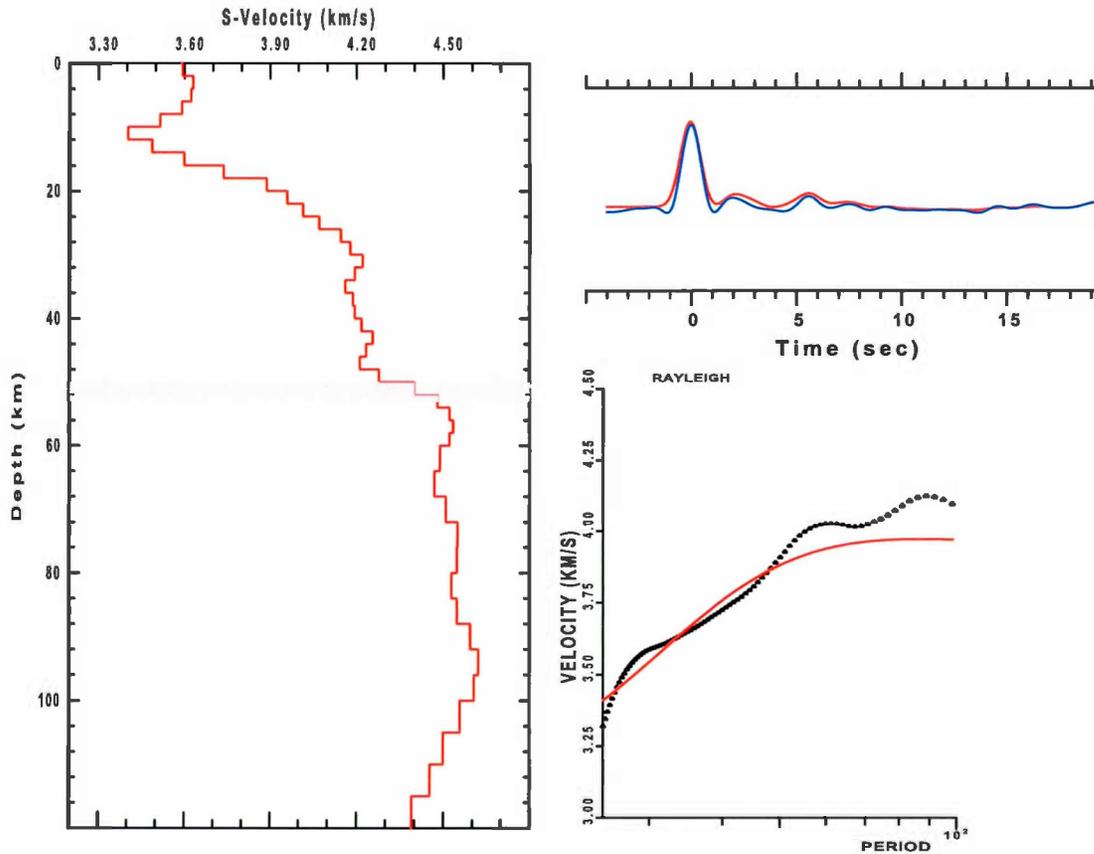


Figure 4.20 Résultat de l'inversion moindres carrés pour la station KNGQ. La notation est la même que la figure 4.3.

La première analyse, celle de l'inversion moindres carrés, ne contredit pas cette hypothèse. C'est ce que montre la figure 4.20 présentant le résultat de cette inversion. Pour faire cette inversion, le poids des RF a été réduit à 90% afin d'améliorer la correspondance entre les courbes de dispersion. Malgré cela, la correspondance est moins bonne que celle des autres stations, mais elle demeure acceptable. Les résultats de la seconde analyse, celle de l'inversion Monte-Carlo, sont présentés à la figure 4.21. On peut y voir que la correspondance entre la RF synthétique de l'inversion Monte-Carlo et la RF observée n'est pas parfaite. Cela s'explique probablement par le fait que, pour arriver à un résultat réaliste avec l'inversion Monte-Carlo, il a fallu empêcher les zones de basse vitesse. Cela justifie aussi la différence entre les deux modèles que l'on peut observer à la figure 4.22, en particulier la zone de basse vitesse dans la croûte.

La profondeur du Moho obtenue à l'aide de l'inversion moindres carrés est de 50 à 53 km et de 44 à 50 km pour l'inversion Monte-Carlo. La sommation H- κ donnait un Moho à 49 km pour cette station.

Comme la structure semble complexe, la modélisation directe est importante pour cette station. La figure 4.23 montre la comparaison entre le modèle calculé et le modèle simplifié qui a été créé pour la modélisation directe. La correspondance entre les deux RF est bonne puisque toutes les arrivées importantes sont présentes. La figure 4.24 illustre les discontinuités étudiées, c'est-à-dire la zone de basse vitesse dans la croûte entre 8 et 16 km, le Moho, la zone de basse vitesse dans le manteau entre de 60 et 72 km et la couche de haute vitesse dans le manteau entre 88 et 100 km.

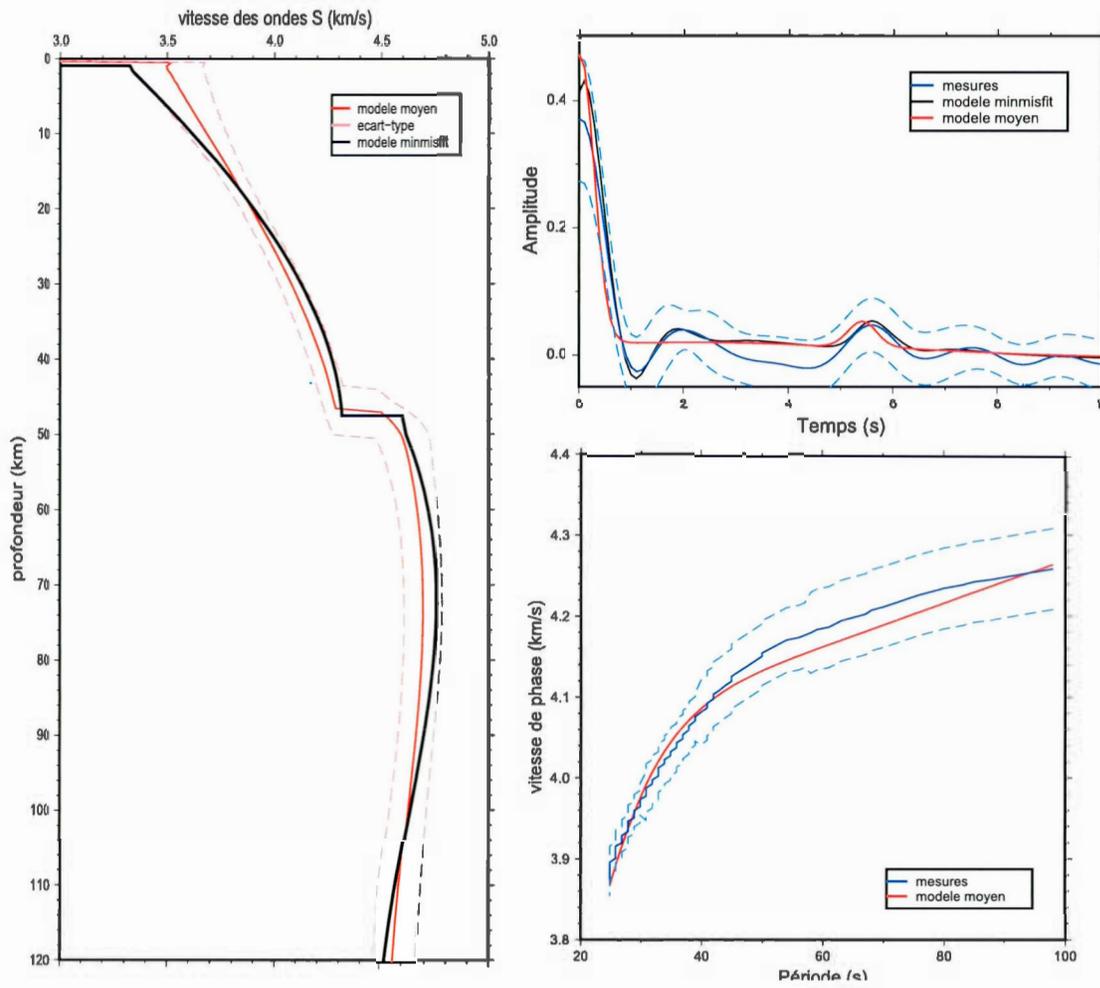


Figure 4.21 Résultat de l'inversion Monte-Carlo pour la station KNGQ. La notation est la même que la figure 4.4

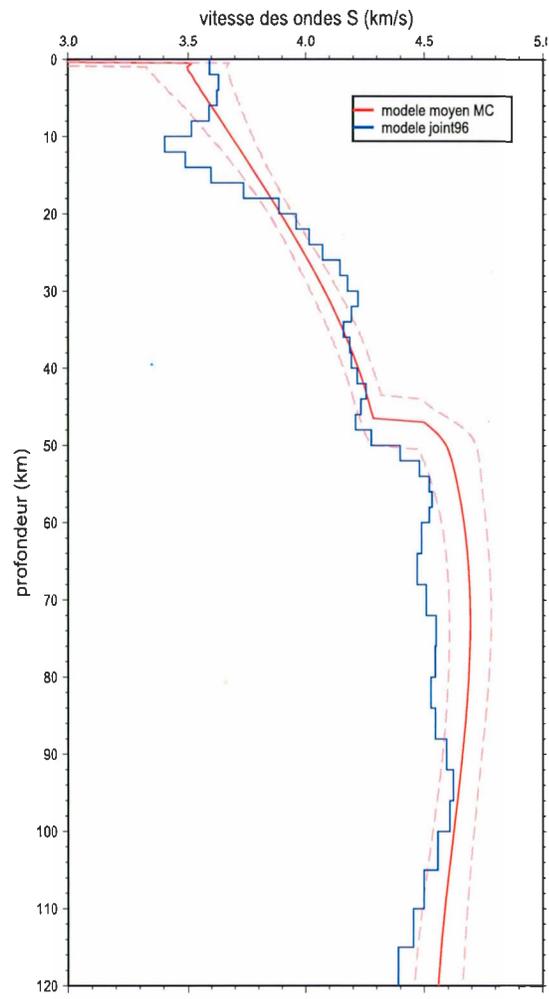


Figure 4.22 Comparaison de l'inversion Monte-Carlo et moindres carrés.

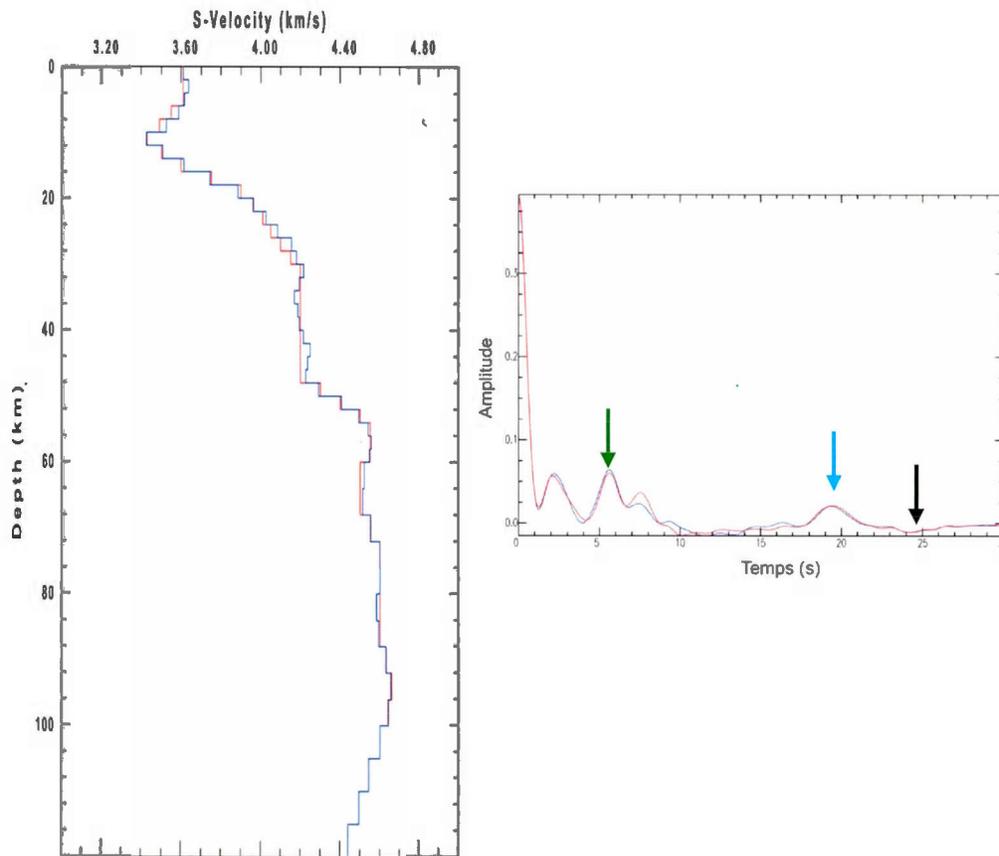


Figure 4.23 Modèle calculé et modèle modifié pour la station KNGQ. La notation est la même que la figure 4.6.

Sur les figures 4.25 (a), (b) et (c), les effets de la zone de basse vitesse dans la croûte et de la couche de haute vitesse peuvent être observés. Les effets de la baisse de vitesse sont cachés par l'arrivée P et par l'arrivée Ps. La couche de basse vitesse ne fait que modifier légèrement l'amplitude de Ps et de l'arrivée entre P et Ps ainsi que leur temps d'arrivée. C'est l'augmentation de vitesse au début de la couche de haute vitesse à ~30 km qui explique l'arrivée secondaire entre P et Ps et celles qui suivent Ps. La couche de haute vitesse a un effet semblable à un Moho. Dans le manteau, les zones de basse vitesse et de haute vitesse n'ont que des effets marginaux. La figure 4.25 (d) et (e) démontre que la première modifie un peu l'amplitude de l'arrivée qui suit Ps et la deuxième ajuste la forme entre Ps et PpPs.

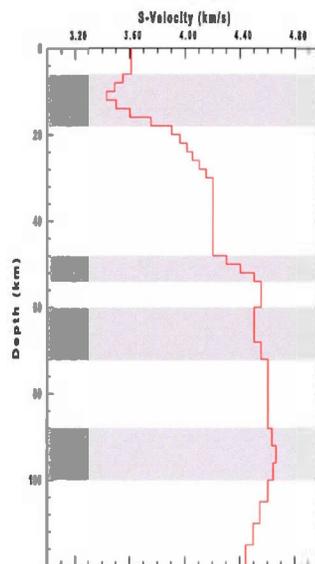


Figure 4.24 Discontinuités importantes pour la station KNGQ.

La modélisation directe montre donc que la zone de basse vitesse dans la croûte n'est peut-être pas une structure réelle puisque le pic entre Pp et Ps est surtout dû à couche de haute vitesse. Pour les deux autres discontinuités, il est difficile de savoir si elles sont réelles puisque leurs effets sont minimes.

Afin de vérifier si la croûte autour de la station varie en fonction de la direction, des graphiques des RF en fonction de leur azimuth inverse ont été tracés. Ils sont présentés à la figure 4.26. Sur cette figure, les arrivées Ps des RF radial semblent un peu plus fortes entre 300° et 50° , mais la différence n'est pas assez grande pour en tirer une conclusion. Les phases PpPs et PsPs+PpSs sont trop faibles pour les analyser. Pour le signal tangentiel, il ne semble pas y avoir un signal cohérent.

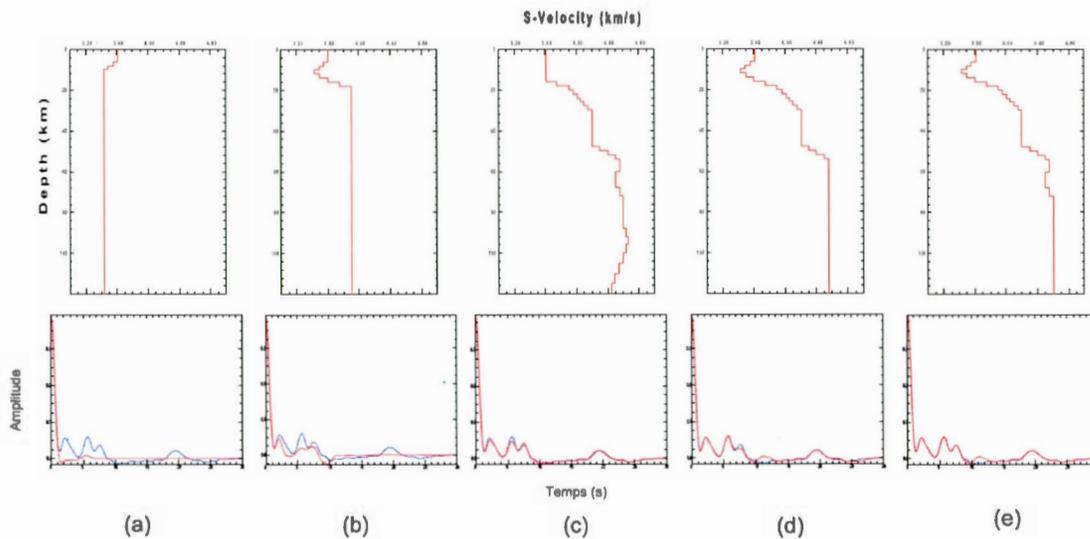


Figure 4.25 Effets des discontinuités sur la RF pour la station KNGQ. La notation est la même qu'à la figure 4.8. Sur les figures (a) et (b), les effets de la baisse et de l'augmentation de vitesse au début et à la fin de la zone de basse vitesse. Sur la figure (c), le modèle sans la zone de basse vitesse dans la croûte. Sur la figure (d), le modèle sans discontinuité dans le manteau. Sur la figure (e), les effets de la zone de basse vitesse sous le Moho.

L'étude de la variation azimutale s'est faite avec 5 groupes de RF : 5 à 50°, 162 à 200°, 202 à 247°, 288 à 328° et 330 à 343°. Les résultats sont présentés à la figure 4.27. Cette analyse permet de constater plusieurs changements entre les modèles selon leur direction. Tout d'abord, la couche de basse vitesse observée dans le modèle obtenu avec toutes les RF est présente sur les modèles au nord, surtout pour les modèles NNE et NNO et un peu sur le modèle NO. La figure 4.27 montre l'effet de cette zone sur la RF. Bien que la couverture azimutale ne soit pas complète, il semblerait raisonnable de conclure qu'il y a une structure peu profonde au nord de la station. Par contre, une autre observation qui peut être faite est la présence d'une grande vitesse des ondes (>4 km/s) pour la croûte supérieure des modèles NNO et NNE. Ces grandes vitesses tendent à démontrer qu'il n'y aurait pas de couche de

faible vitesse, mais bien d'une zone de haute vitesse à la surface, et que la vitesse reprendrait des valeurs habituelles autour de 10 km de profondeur.

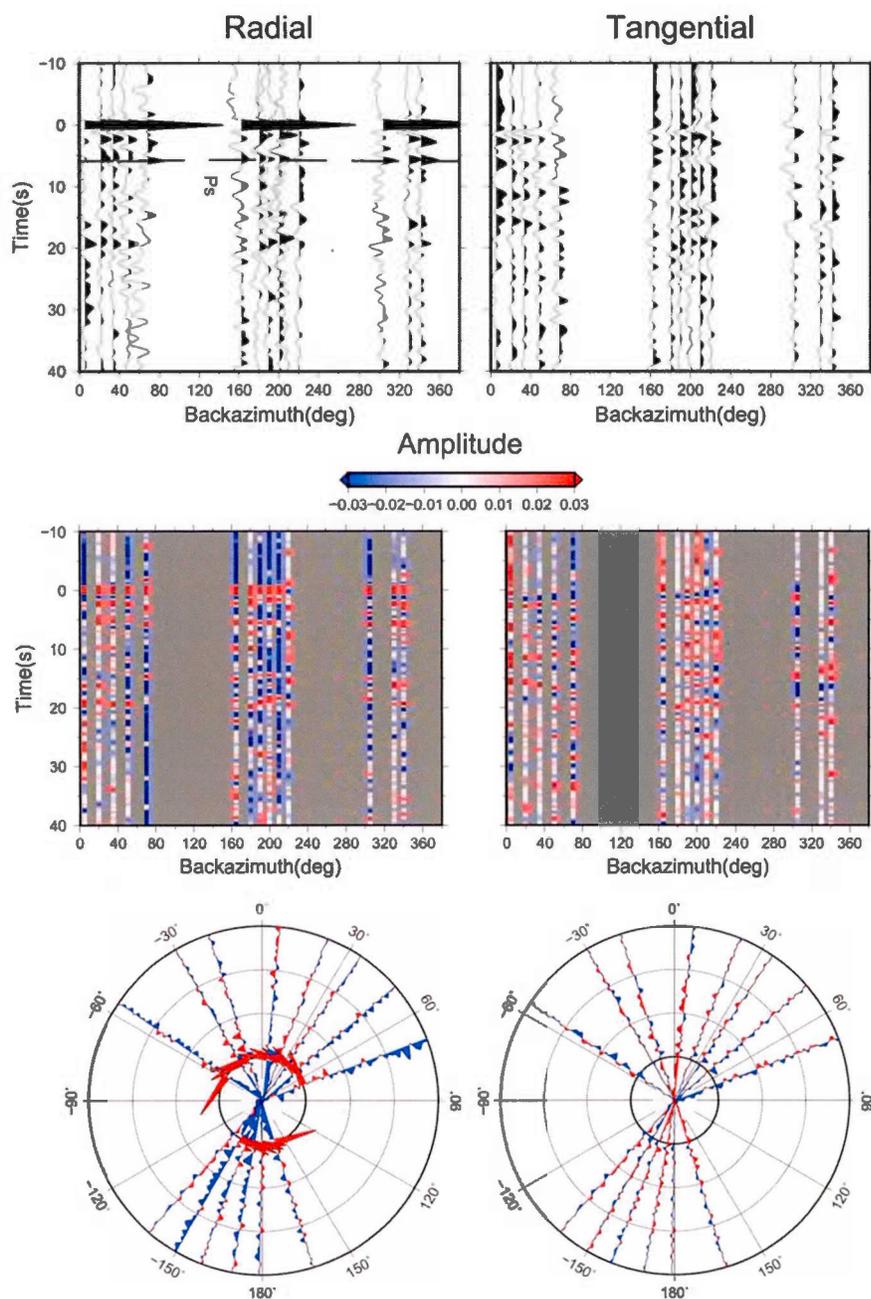


Figure 4.26 RF de la station KNGQ en fonction de leur azimut inverse. Les notations sont les mêmes qu'à la figure 4.10.

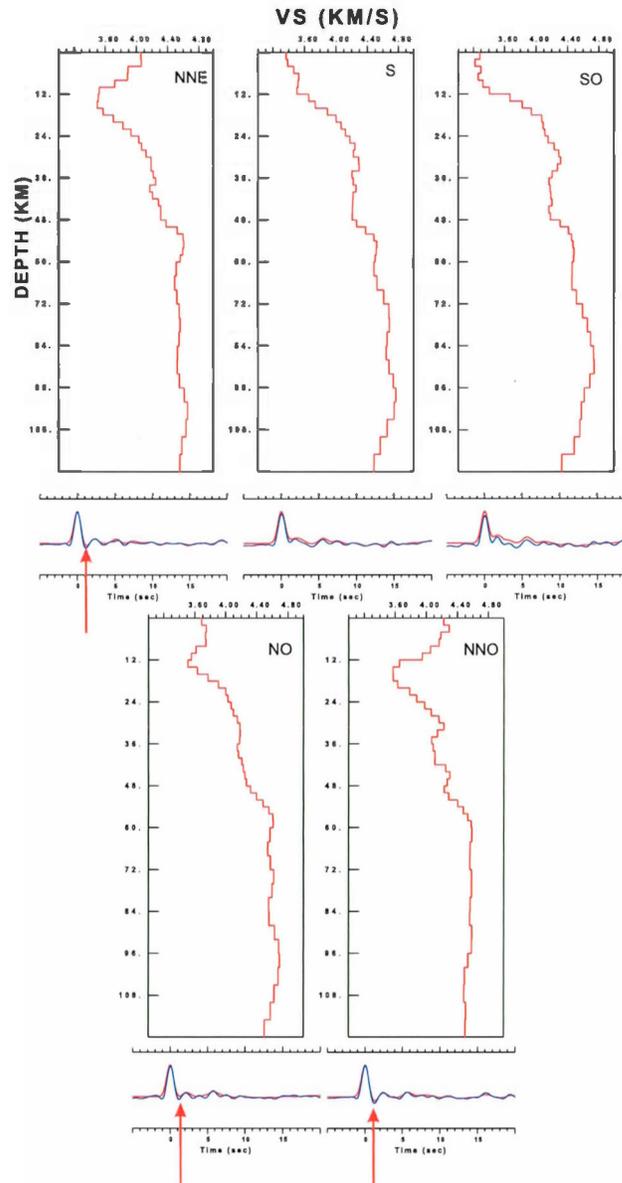


Figure 4.27 Variation azimuthale pour la station KNGQ. Les flèches rouges indiquent l'effet de la discontinuité dans la croûte supérieure. Les autres notations sont les mêmes que la figure 4.11

Les modèles montrent également une couche de haute vitesse ($>4\text{km/s}$) pour toutes les directions, à partir d'une profondeur entre 15 et 20 km. Pour le manteau, la variation azimuthale n'est pas assez grande et cohérente pour conclure quelque chose.

Finalement, les profondeurs du Moho obtenues sont de 50 à 52 km (NNE) de 50 à 53 km (S), 49 à 51 km (SO), 52 à 55 km (NO) et 53 à 56 km (NNO). Il y a peut-être une légère inclinaison vers le NO, mais il faudrait une meilleure couverture azimutale pour le confirmer.

Les résultats pour cette station confirment donc l'hypothèse de départ. Le Moho a une profondeur entre 49 et 51 km. Lorsque les RF sont sommées sans égard à la direction, l'inversion donne l'impression d'avoir une zone de faible vitesse, mais une étude plus poussée montre qu'il s'agit en fait d'une couche de haute vitesse à la surface de la croûte au nord de la station. Également, une couche de haute vitesse se retrouve à la base de la croûte, dans toutes les directions.

4.6 Station KRSQ

La station KRSQ se trouve nord l'orogène du Nouveau-Québec, à l'ouest de la baie d'Ungava. Comme la croûte de cette région est sur un orogène du paléoprotérozoïque (Hoffmann, 1998), il est raisonnable s'attendre à une croûte complexe et épaisse.

Pour cette station, les deux inversions ont été faites avec un poids de 95% pour les RF. Par contre l'enregistrement ne s'est fait que pour six mois, il y a donc peu de RF. La figure 4.28 montre les résultats pour l'inversion moindres carrés. Un Moho profond, précédé d'une couche de haute vitesse, est obtenu. Ce modèle donne une bonne correspondance avec les RF observées. Dans le cas de l'inversion Monte-Carlo, le résultat est un Moho moins profond, sans couche de haute vitesse. L'inversion donne une moins bonne correspondance avec les mesures, comme l'illustre la figure 4.29. Des modèles différents ont été obtenus pour les deux inversions conjointes, comme le montre la figure 4.30. Cela est probablement dû au fait que l'arrivée Ps est faible et que le nombre de RF est petit.

La comparaison des deux modèles, à la figure 4.30, démontre que les deux modèles ne correspondent pas, mis à part pour une portion dans la croûte intermédiaire. Il y a

également quelques similitudes pour la forme des courbes dans le manteau et l'ordre de grandeur des vitesses est tout de même semblable. Il est probablement que le modèle obtenu par inversion moindres carrés soit le plus près de la réalité puisque la correspondance de l'arrivée Ps est meilleure.

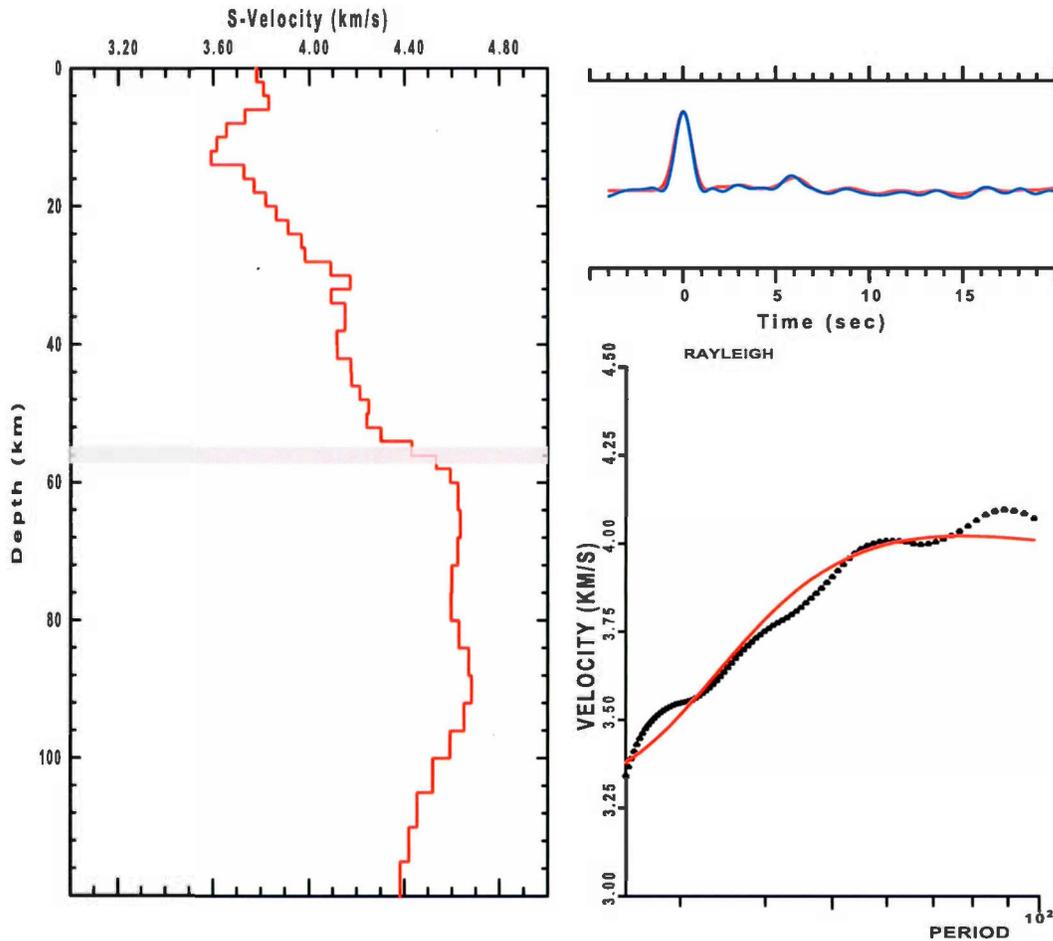


Figure 4.28 Inversion moindres carrés pour la station KRSQ. La notation est la même que la figure 4.3.

Dans le cas de l'inversion moindres carrés, le Moho a une profondeur de 55 à 57 km, alors que pour l'inversion Monte-Carlo, il a une profondeur de 46 à 51 km. Comme la phase Ps calculée par l'inversion Monte-Carlo précède l'arrivée réelle (figure 4.29), il

est raisonnable de penser que le Moho est plus profond que ce qui est calculé avec cette méthode. La profondeur de 55 à 57 km est donc plus probable. Aucune des deux méthodes ne donne un Moho proche de la profondeur obtenue avec la sommation H- κ qui est de 36 km. Cela confirme l'hypothèse émise plus tôt qui supposait que la sommation H- κ ne donnait pas de résultat valide pour cette station.

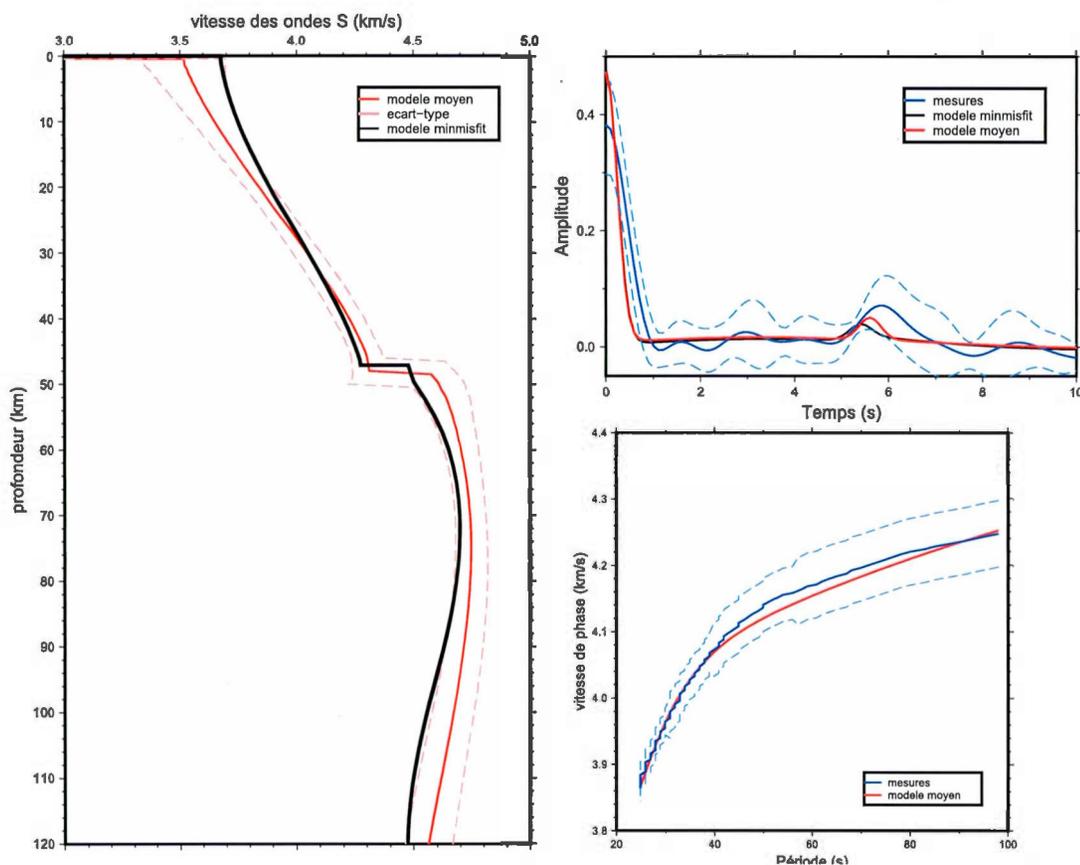


Figure 4.29 Inversion Monte-Carlo pour la station KRSQ. La notation est la même que la figure 4.4.

La modélisation directe permet de vérifier la vraisemblance des discontinuités présentes dans le modèle moindres carrés. Pour cette station, le modèle simplifié créé pour faire la modélisation directe reproduit bien la RF, comme on peut le voir sur la figure 4.31. À la figure 4.32, qui montre le modèle simplifié, on peut repérer 5

discontinuités importantes : la zone de basse vitesse entre 6 et 14 km dans la croûte, la couche de haute vitesse au-dessus du Moho, le Moho, la zone de basse vitesse dans le manteau supérieur entre 72 et 80 km et la zone de haute vitesse dans le manteau entre 84 et 92 km. Les figures 4.33 (a) (b) et (c) montrent le même résultat que pour les stations KAJQ et KNGQ, c'est-à-dire que la zone de faible vitesse n'a qu'un effet marginal. La figure 4.33 (d) indique que la couche de haute vitesse dans la croûte est responsable du signal précédant Ps. Les figures 4.33 (e) et (f) illustrent que si les deux discontinuités dans le manteau sont réelles, leur effet est marginal.

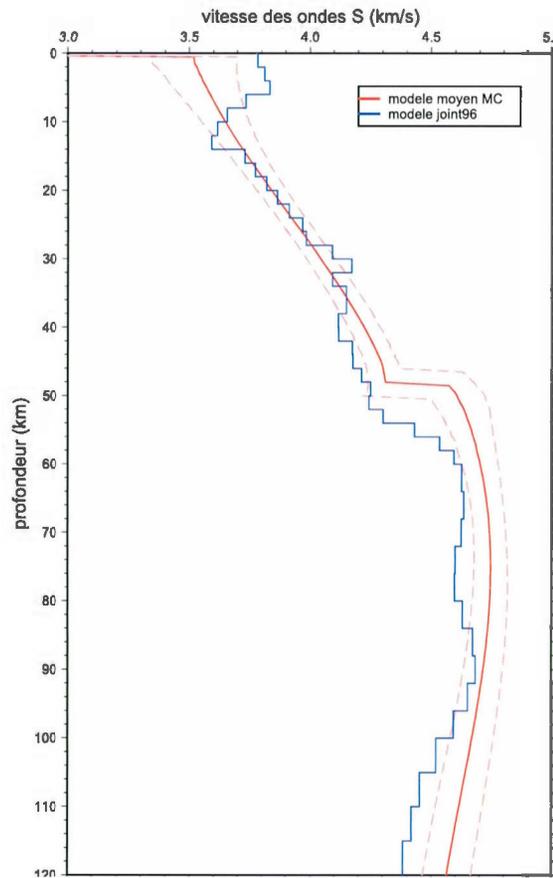


Figure 4.30 Comparaison des résultats d'inversion pour la station KRSQ.

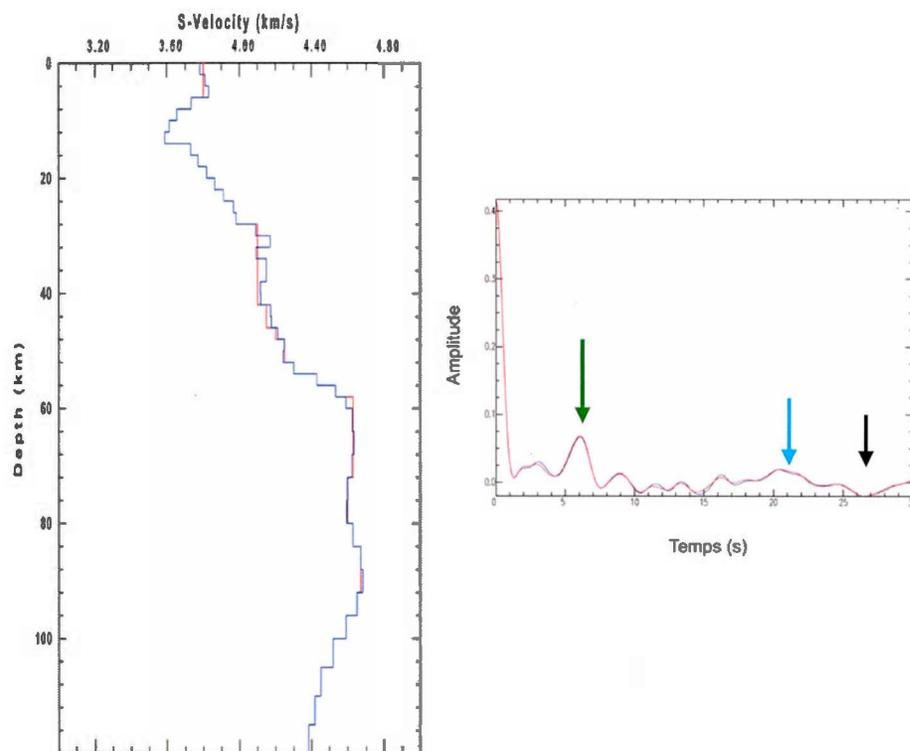


Figure 4.31 Modèle calculé et modèle simplifié et leur RF pour la station KRSQ. La notation est la même que la figure 4.6.

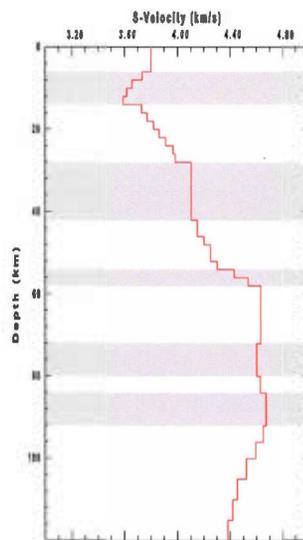


Figure 4.32 Discontinuités importantes pour la station KRSQ

La couverture azimutale pour cette station n'est pas très bonne. Une analyse azimutale peut quand même être faite, mais il faudra en tenir compte. La figure 4.34 montre les RF en fonction de l'azimut inverse. On peut y voir que l'arrivée Ps semble varier en fonction de l'azimut, que l'arrivée qui précède Ps n'est pas présente sur toutes les RF et que les RF tangentielles autour de 320° ont un signal à ~ 0 s. Il est difficile de conclure une tendance avec ces résultats.

Pour pousser l'analyse plus loin, une inversion des RF par groupe d'azimut inverse a été réalisée. Cette inversion a été faite pour 2 groupes de RF qui ne contiennent que 4 ou 5 RF.

La figure 4.35 illustre les résultats des inversions en fonction de l'azimut. Les modèles ne sont pas très stables, mais on peut tout de même constater qu'il y a une couche de haute vitesse dans la croûte supérieure jusqu'à 12 km de profondeur pour les deux modèles et que, pour la direction sud, il y a une couche de haute vitesse au-dessus du Moho. Aussi la profondeur du Moho est de 51 à 55 km pour le modèle de 175 à 200° d'azimut inverse et de 52 à 55 km pour le modèle de 310 à 335° . La profondeur du Moho est donc semblable pour les deux directions.

Les résultats pour cette station indiquent un Moho profond et une croûte complexe. La profondeur du Moho obtenu est entre 54 et 56 km. Dans la croûte, on trouve une zone de basse vitesse à une dizaine de kilomètres de profondeur. Par contre, la modélisation directe et la comparaison entre les deux types d'inversions démontrent qu'il pourrait s'agir d'un artefact mathématique sans origine physique. On trouve également dans la croûte, à partir d'une profondeur d'environ 30 km, une couche de haute vitesse, qui pourrait être surtout au sud de la station. En lisant ces résultats, il faut garder en tête que seulement 10 RF de bonne qualité ont pu être recueillies à cette station.

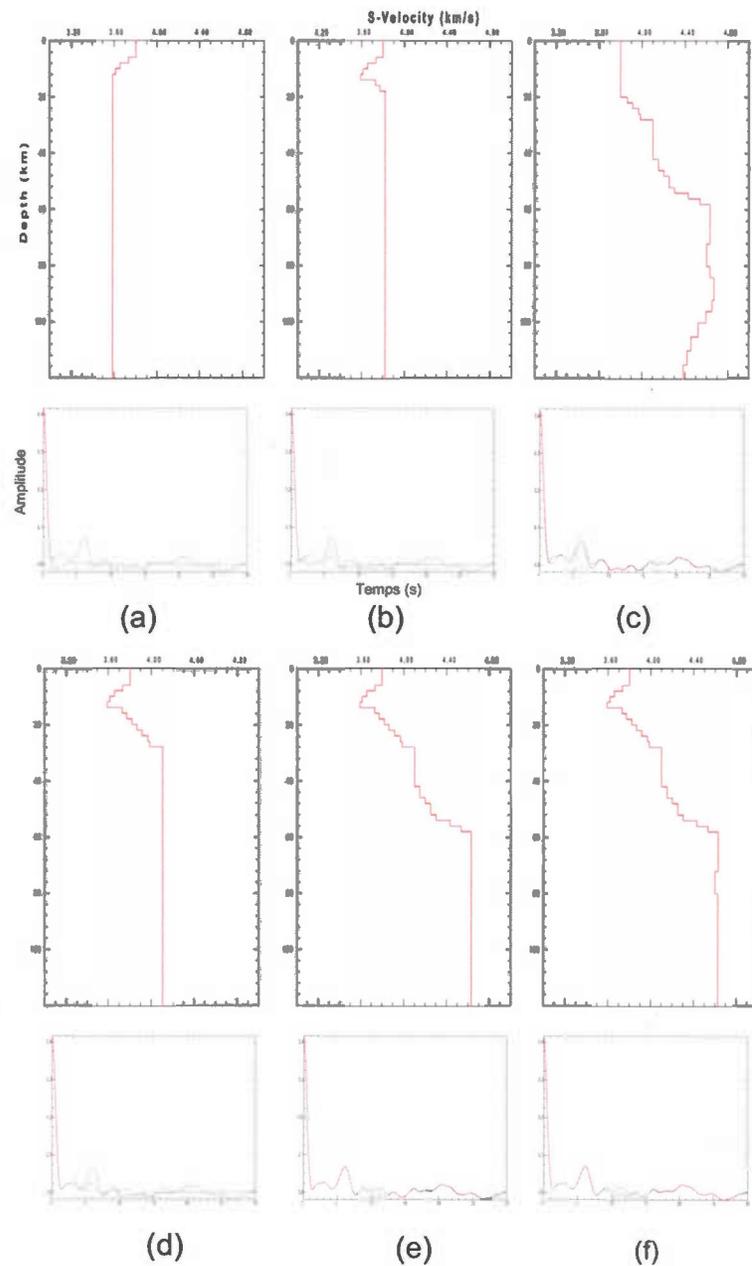


Figure 4.33 Modélisation directe pour la station KRSQ. La notation est la même qu'à la figure 4.8. Les figures (a), (b) et (c) montrent l'effet de la couche de basse vitesse dans la croûte, la figure (d) montre l'effet de la couche de haute vitesse dans la croûte inférieure et l'image (e) et (f) illustrent les effets des couches de haute et de basse vitesse dans le manteau.

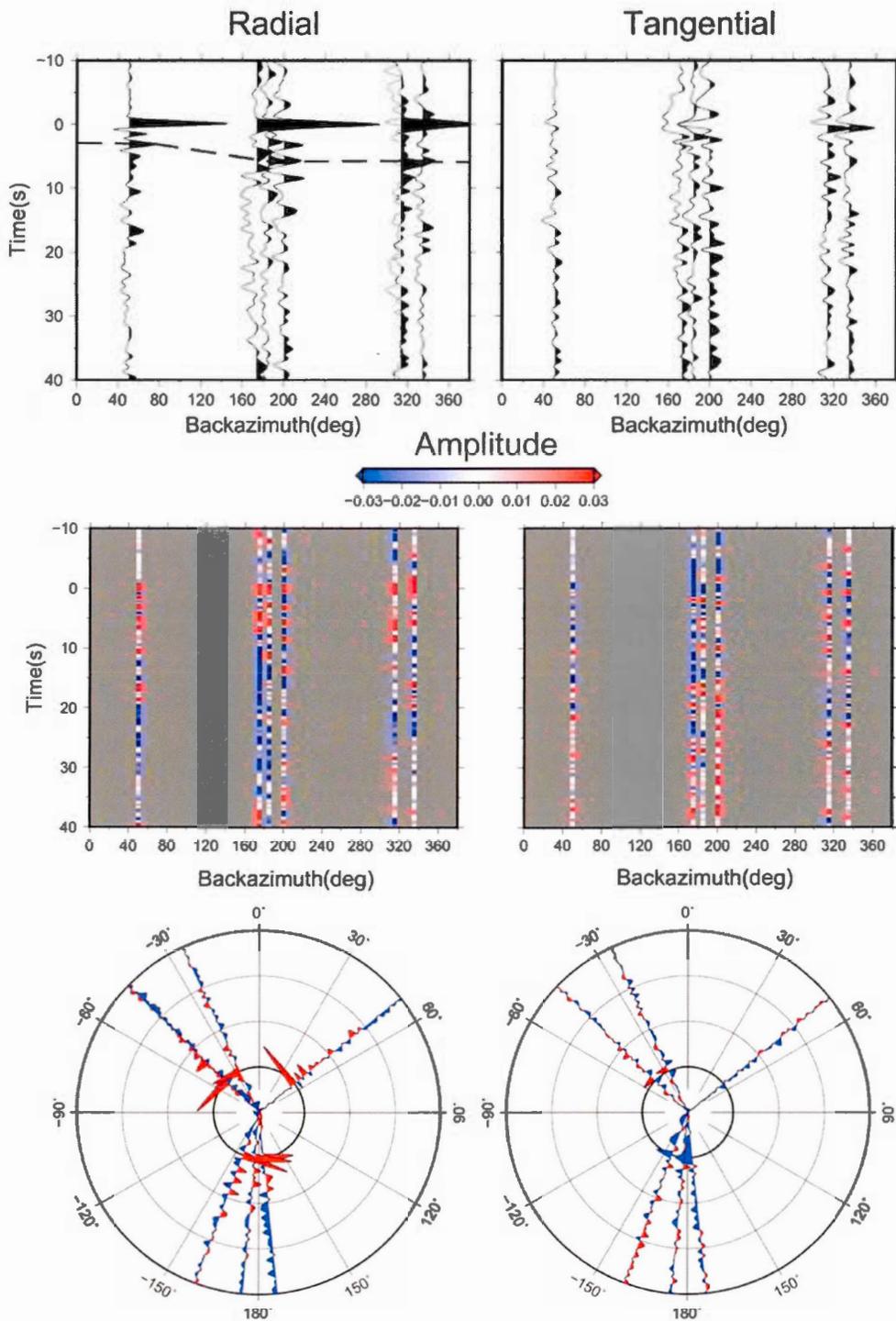


Figure 4.34 RF de la station KRSQ en fonction de leur azimut inverse. La notation est la même que celle de la figure 4.10

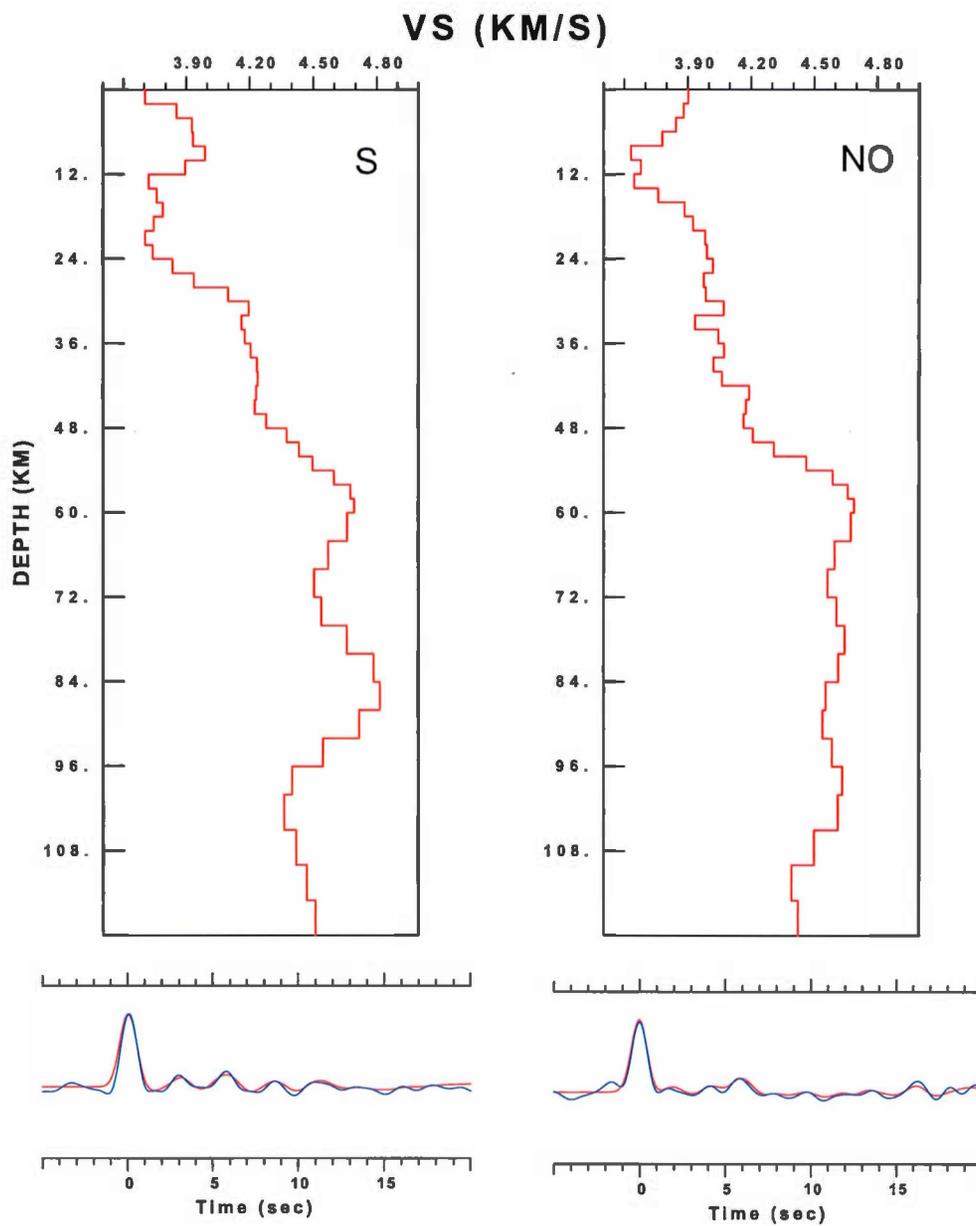


Figure 4.35 Modèle de vitesse de cisaillement pour la station KRSQ en fonction de la direction. La notation est la même que la figure 4.11.

4.7 Station MKVL

L'orogène de Makkovik est une croûte d'origine volcanique et océanique du paléoprotérozoïque coincée entre la province archéenne de Nain et l'orogène de Grenville (Ketchum et al., 2002). Il est donc logique de supposer que les données qui y ont été recueillies indiquent une croûte épaisse et complexe.

Le résultat de l'inversion moindres carrées pour cette station donne un modèle de croûte plutôt épaisse, avec une zone de faible vitesse à une dizaine de kilomètres de profondeur et une zone de haute vitesse au-dessus du Moho (figure 4.36). Les résultats de l'inversion Monte-Carlo, illustrés à la figure 4.37, donnent une couche moins profonde, mais avec des vitesses au-dessus de 4 km/s à partir de la mi-croûte. Cette inversion donne une moins bonne correspondance sur la RF, en particulier sur l'arrivée Ps, mais même le meilleur *misfit*, qui donne une bonne correspondance pour l'arrivée Ps, ne présente pas un Moho aussi profond que l'inversion moindres carrées. La comparaison des deux modèles est présentée à la figure 4.38. On peut y observer une différence sur la profondeur du Moho et la profondeur de la zone de faible vitesse qui serait moins intense et plus près de la surface dans le modèle Monte-Carlo.

Selon l'inversion moindres carrés, le Moho se trouve entre 50 et 52 km, tandis qu'il serait entre 41 et 52 km selon l'inversion Monte-Carlo. Comme la correspondance avec la RF est meilleure pour l'inversion moindres carrées, il est plus probable que le Moho soit autour de 50 km. Comme l'inversion Monte-Carlo avec le *misfit* minimal donne un Moho à 47 km et que la sommation H- κ donne le même résultat, le Moho a probablement une profondeur comprise entre 47 et 50 km.

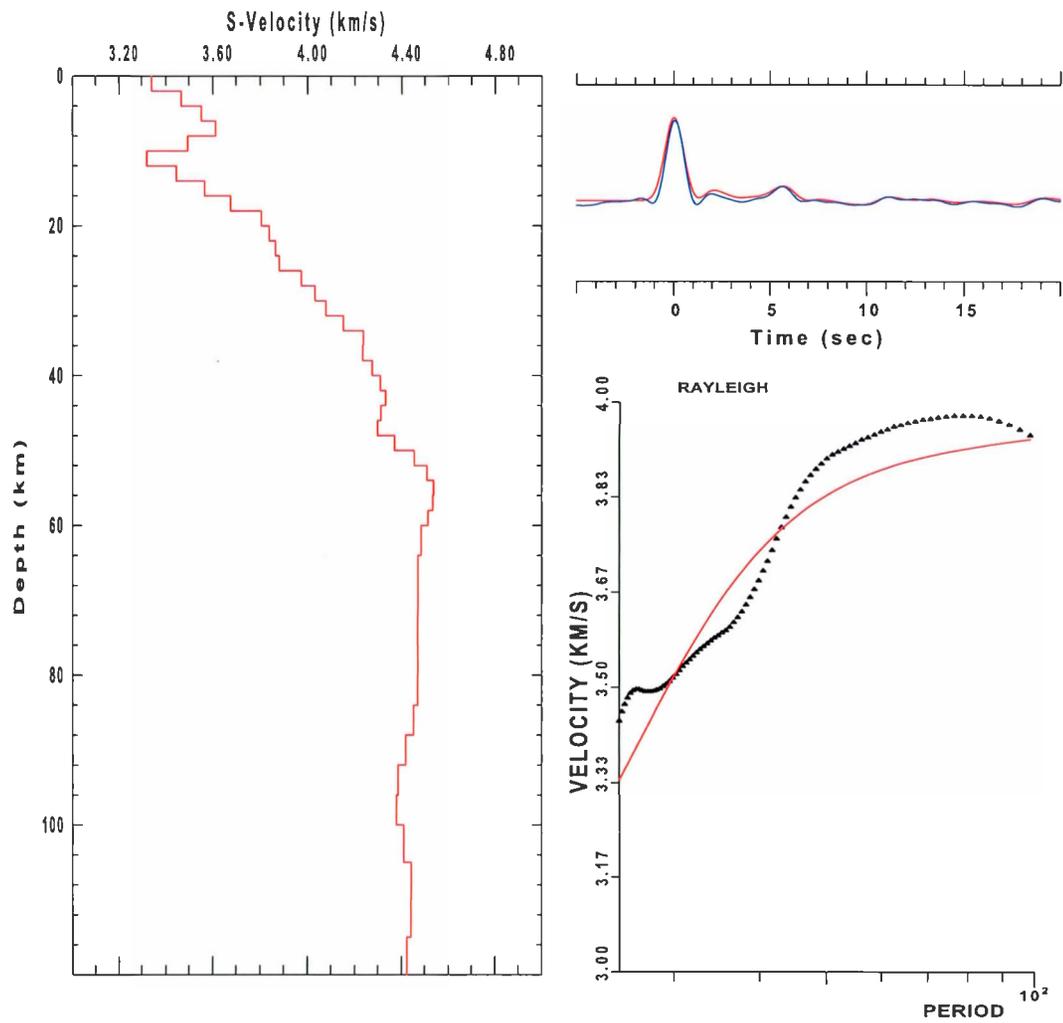


Figure 4.36 Inversion moindres carrés pour la station MKVL. Les courbes sont les mêmes que celles définies à la figure 4.3

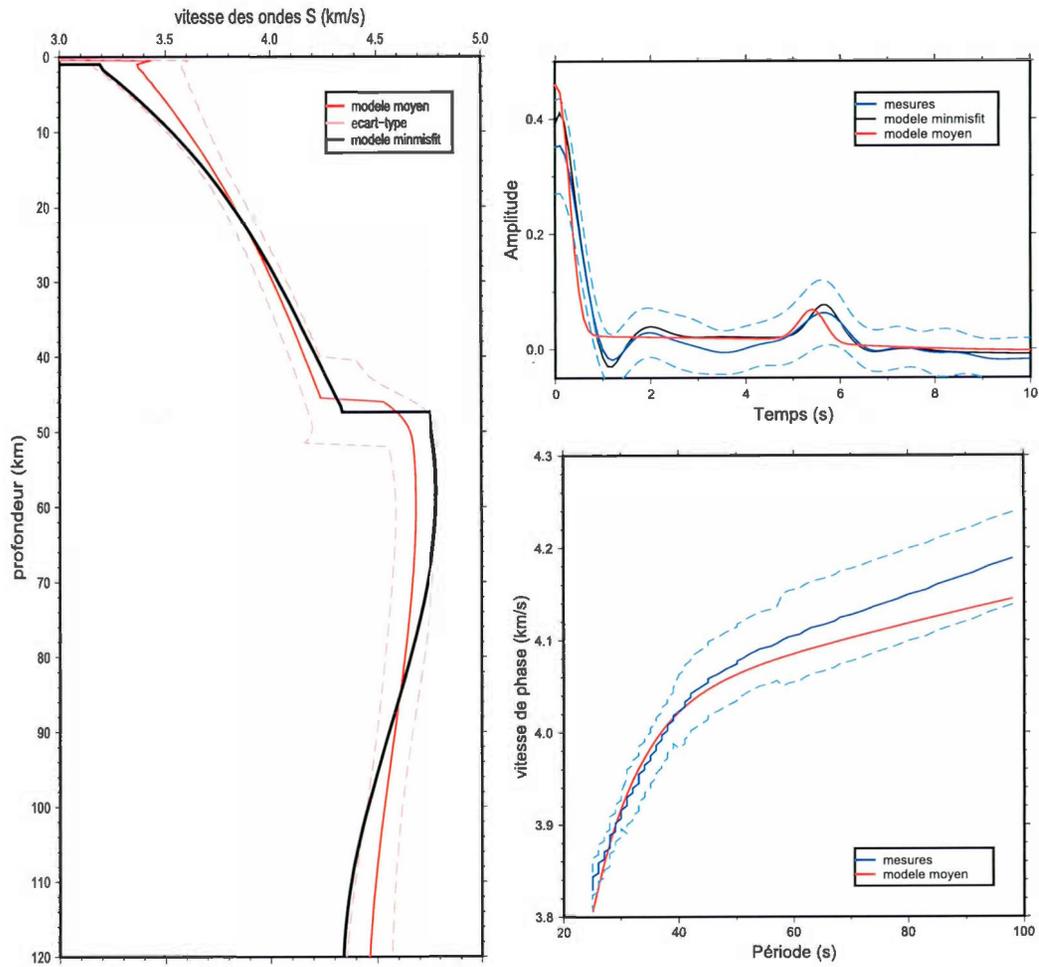


Figure 4.37 Inversion Monte-Carlo pour la station MKVL. La notation est la même que la figure 4.4.

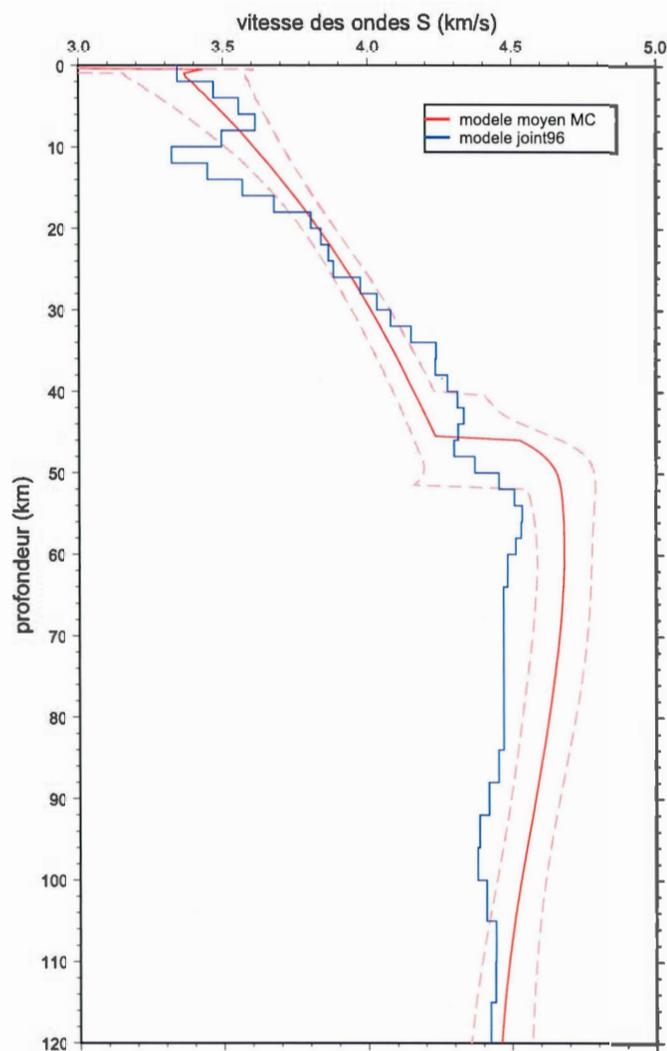


Figure 4.38 Comparaison des résultats d'inversion pour la station MKVL

Sur le modèle obtenu par l'inversion moindres carrés, il y a plusieurs discontinuités. Une zone de basse vitesse entre 8 et 20 km et une couche de haute vitesse à partir de 26 km sont présentes dans la croûte. Également, une couche de basse vitesse est présente dans le manteau, à une profondeur située entre 84 et 106 km. Pour valider la présence de ces discontinuités, une modélisation directe a été réalisée. Le modèle simplifié pour cette station reproduit assez bien la RF calculée. La figure 4.39 montre la comparaison entre la RF du modèle calculé et celle du modèle simplifiée, tandis

que la figure 4.40 illustre les discontinuités mentionnées plus tôt. Les figures 4.41 (a) (b) et (c) permettent de conclure que la zone de basse vitesse dans la croûte introduit le signal précédant la phase Ps et qui modifie l'amplitude de Ps. Comme pour les stations présentées précédemment, c'est surtout l'augmentation de vitesse qui suit la zone qui affecte le signal. La couche de haute vitesse à la base de la croûte introduit l'arrivée positive à environ 12 s et le creux qui suit. On peut également remarquer avec la figure 4.41 (b) et (d) que sans cette zone, il y aurait une partie du signal qui serait négatif avant Ps. Probablement que la première arrivée Ps de cette discontinuité interfère avec ce signal négatif et que l'arrivée à 12 s est la réverbération de cette couche. Finalement, la zone de basse vitesse dans le manteau a un effet marginal, comme le montre la figure 4.41 (e).

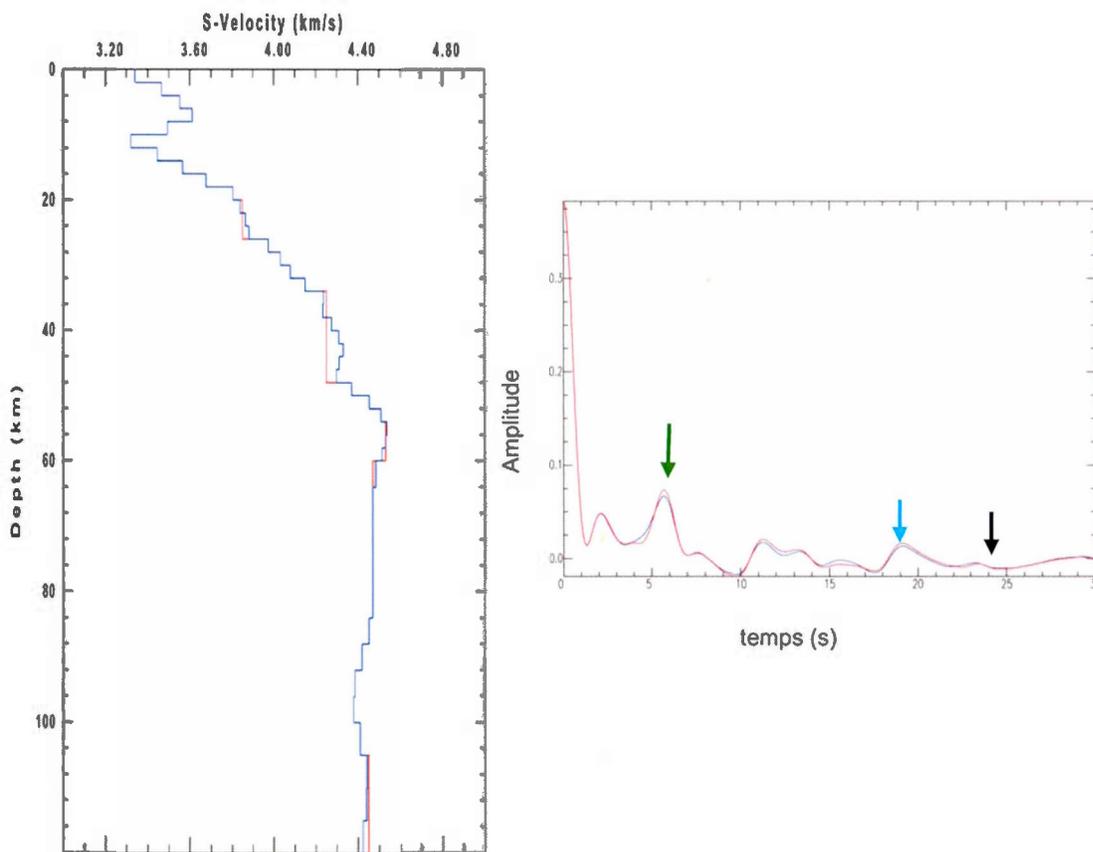


Figure 4.39 Modèle obtenu, modèle simplifié et leur RF pour la station MKVL.
Les notations sont le même que la figure 4.6

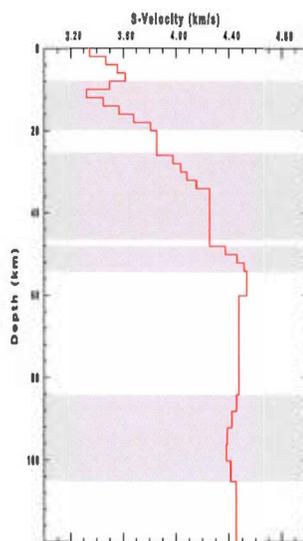


Figure 4.40 Discontinuités importantes pour la station MKVL.

La figure 4.42 illustre les RF recueillies pour cette station en fonction de leur azimuth inverse. On peut voir que les RF entre 160 et 200° ont une arrivée Ps plus forte tandis que celle entre 330 et 40° ont une arrivée Ps plus faible. Cela pourrait être le signe d'un Moho incliné vers le sud (Cassidy, 1992), même s'il est difficile de voir si le temps d'arrivée des phases Ps varie et qu'aucune tendance ne semble présente sur les RF tangentiels. Pour déterminer s'il y a réellement une variation azimuthale, une inversion moindres carrés a été produites pour les RF regroupées en fonction de leur azimuth inverse.

Les groupes d'azimut inverse pour l'analyse de la variation azimuthale de cette station sont 30 à 55° , 157 à 202° , 204 à 235° , 280 à 324° et 328 à 350° . Les inversions pour chaque groupe sont présentées à la figure 4.43.

La première observation qui peut être faite est par rapport à la zone de faible vitesse. À première vue, elle semble être présente sur tous les modèles, sauf le modèle NNO. Par contre, une inspection plus attentive montre qu'elle n'est présente que sur le modèle S. En effet, pour le modèle NE, il s'agit d'une zone de haute vitesse à la surface qui atteint un maximum d'environ 4,25 km/s à 12 km de profondeur. Pour les modèles ONO et NNO, les vitesses varient autour de 3,6 km/s entre la surface et la zone de haute vitesse et même si la vitesse diminue pour le modèle ONO, cette diminution est petite. Pour le modèle SO, la vitesse est de moins de 3 km/s à la surface et augmente graduellement jusqu'à 3,5 km/s à 12 km et la baisse à 12 km n'est pas significative contrairement au modèle S.

Pour la couche de haute vitesse dans le bas de la croûte, il y a une similitude entre les modèles SO, ONO et NNO. La couche de haute vitesse commence vers 20 km, c'est-à-dire la profondeur où la vitesse dépasse 4 km/s, pour ces trois modèles. Pour les modèles NE et S, cette couche commence plutôt vers 25 km.

Les modèles SO, ONO et NNO présentent un Moho très diffus. Le Moho le plus brusque est pour le modèle S. Ces deux dernières observations expliquent la variation azimutale de l'amplitude de la phase Ps sur les RF.

La profondeur du Moho est de 51 à 52 km pour le modèle N-E, 49 à 51 km pour le modèle S, 49 à 52 km pour le modèle SO, 49 à 51 km pour le modèle ONO et 50 à 52 km pour le modèle NNO. Dans les deux derniers cas, les critères habituels n'ont pas pu être utilisés. Le gradient n'était pas suffisamment élevé pour le modèle ONO et la vitesse ne franchissait pas 4,34 km/s pour le modèle NNO. Un gradient de 0,02 km/s/km a été utilisé pour le modèle ONO et la vitesse de 4,3 km/s a été utilisé pour le modèle NNO.

En résumé, la croûte sous MKVL présente un Moho à une profondeur située entre 47 et 50 km, une nature intermédiaire, entre mafique et felsique et une couche de haute

vitesse située de 20 à 25 km de profondeur jusqu'au Moho. Au sud de la station, on trouve une zone de faible vitesse à 10 km de profondeur et au nord-est, on observe plutôt une zone de haute vitesse entre 6 et 12 km.

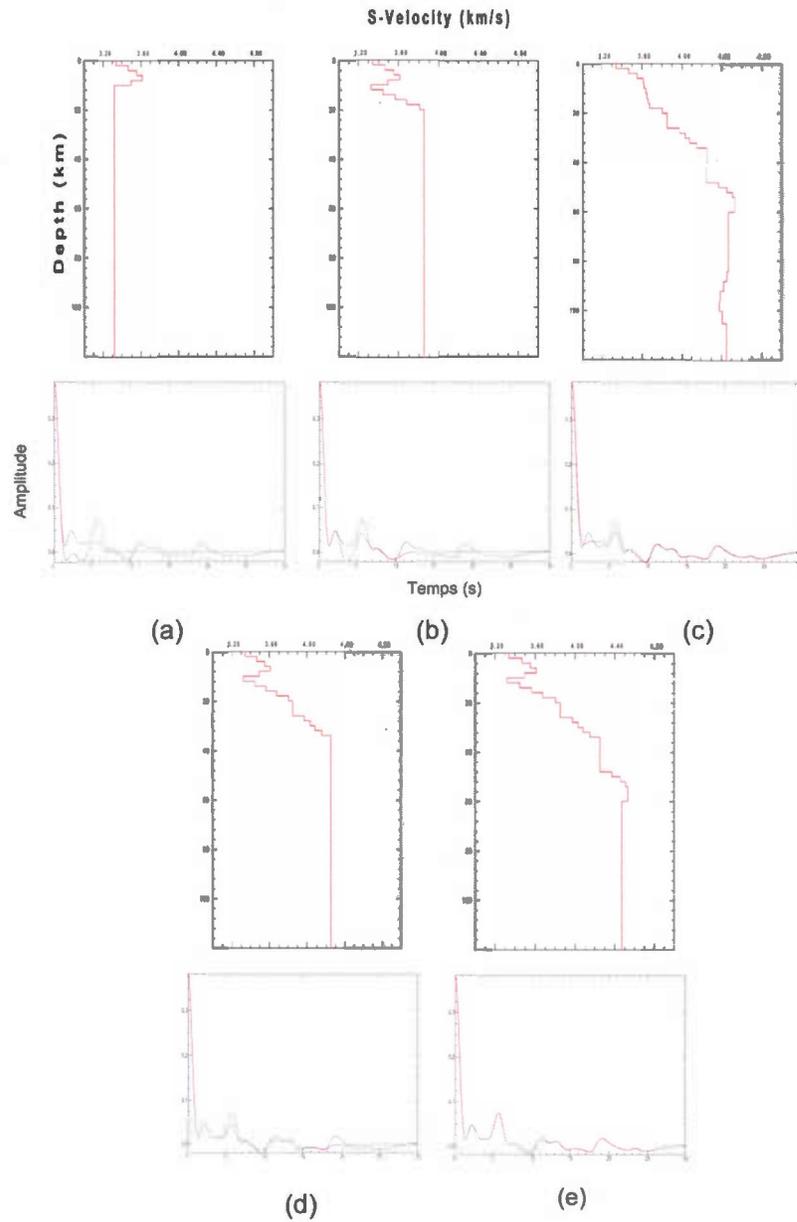


Figure 4.41 Modélisation directe pour la station MKVL. La notation est la même qu'à la figure 4.8. La figure (a) montre l'effet de la baisse de vitesse près de la surface, la figure (b) montre l'effet de la hausse de vitesse la baisse, la figure (c) montre l'effet de la zone de basse vitesse dans la croûte supérieure, la figure (d) montre l'effet de la couche de haute vitesse au-dessus du Moho et la figure (e) montre le modèle sans discontinuité dans le manteau.

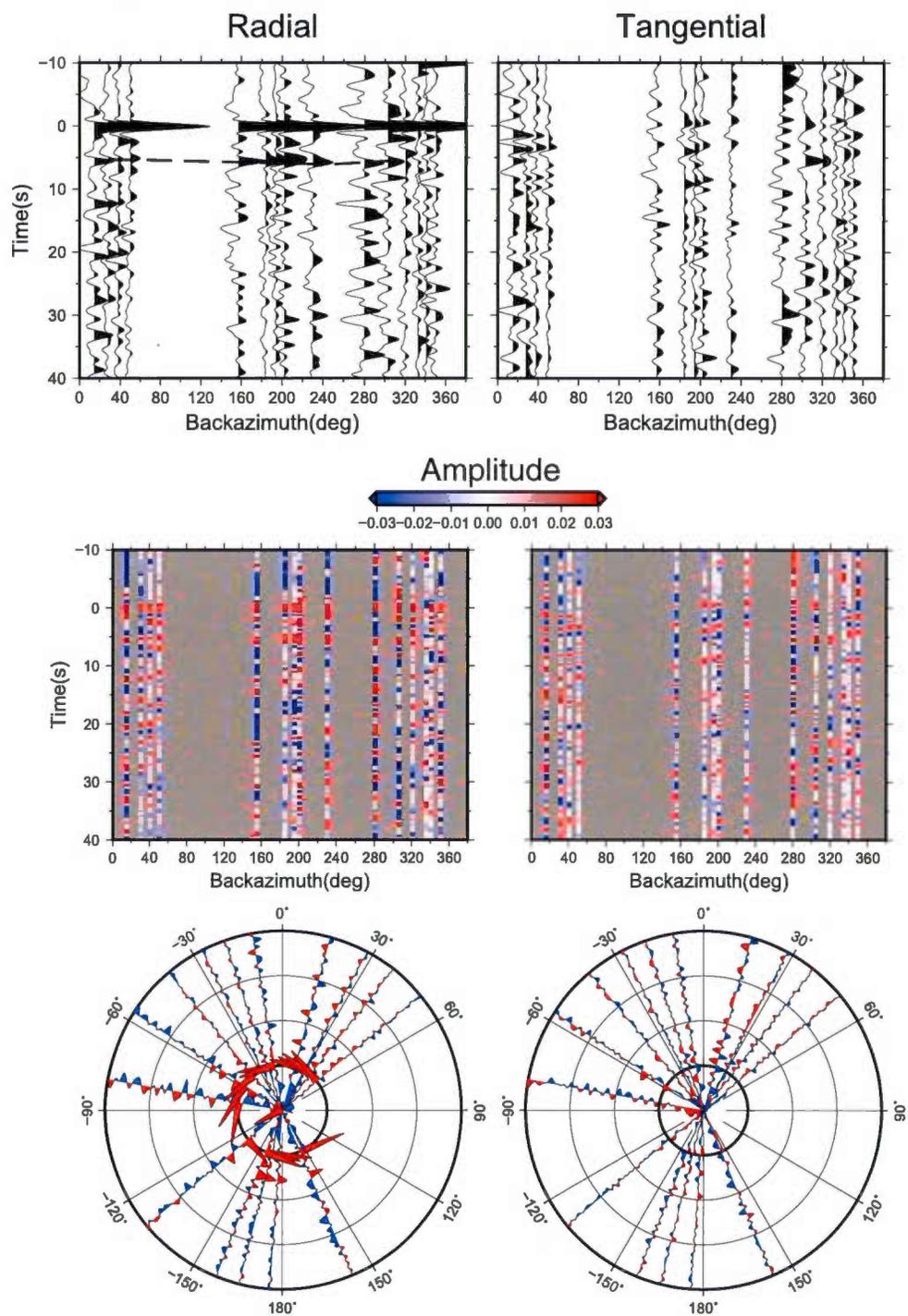


Figure 4.42 RF en fonction de l'azimut inverse pour la station MKVL. La notation est la même que la figure 4.10

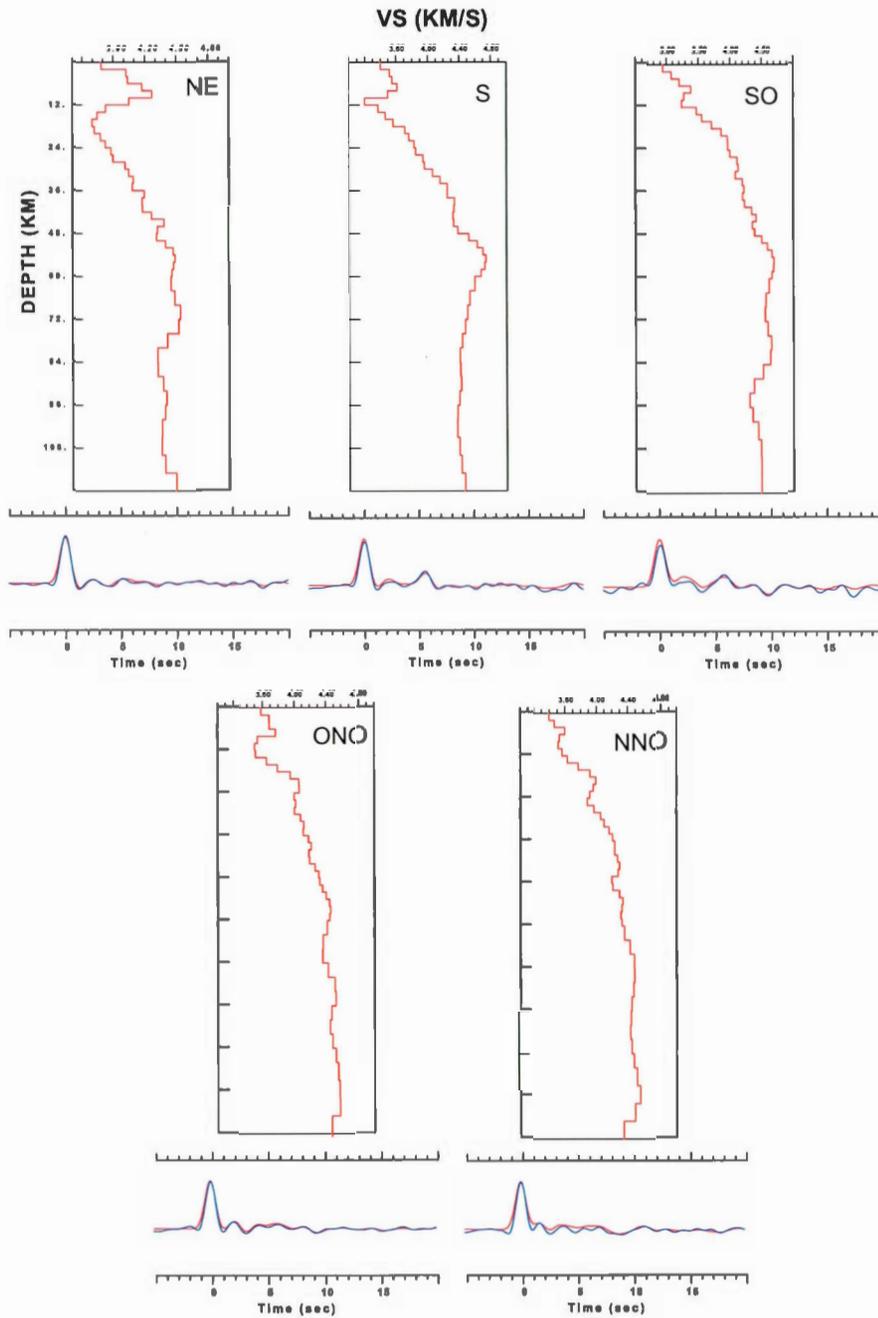


Figure 4.43 Modèles pour la station MKVL en fonction de la direction. La notation est la même qu'à la figure 4.11.

4.8 Station NANL

La station NANL est installée sur le craton de Nain, sur la suite plutonique de Nain. La structure de la croûte pourrait donc y être complexe.

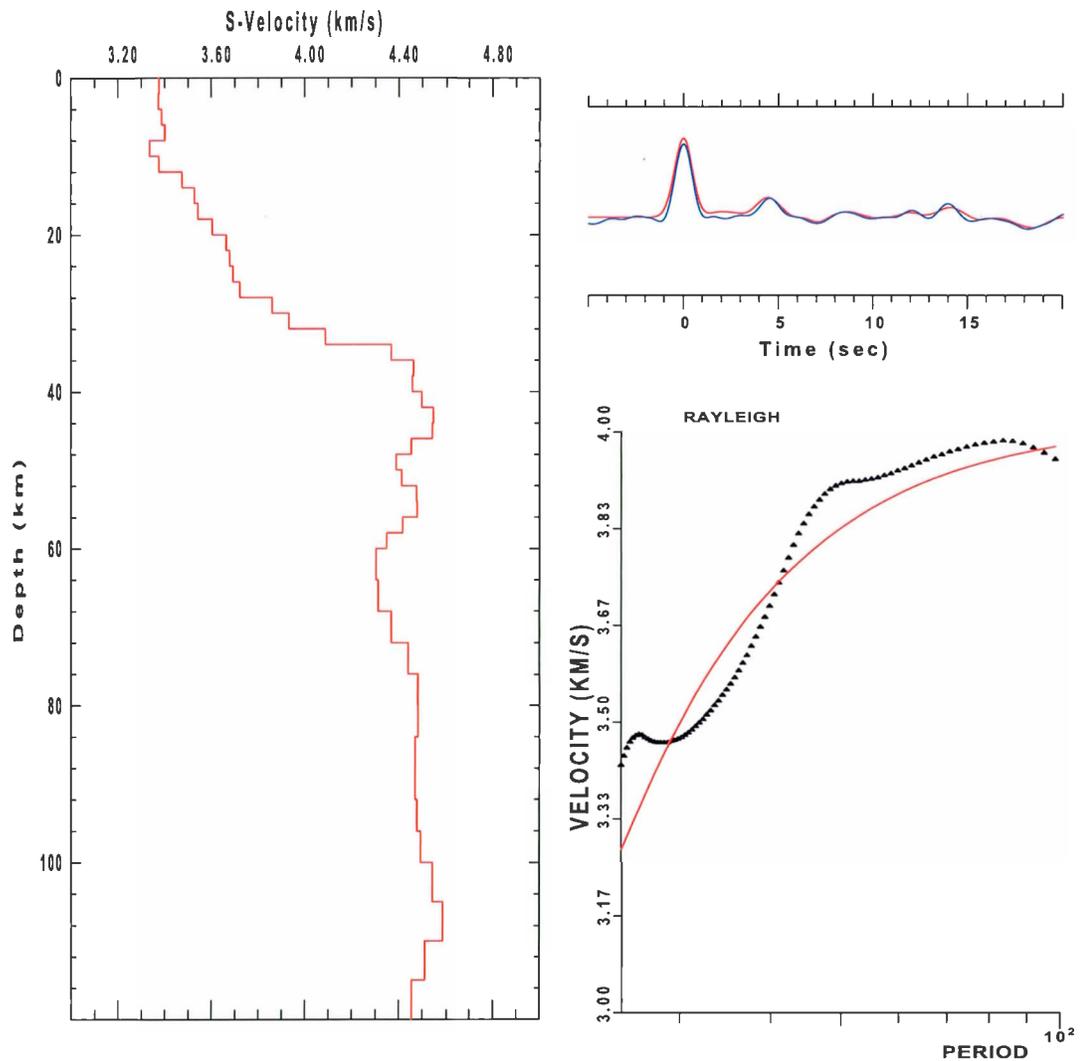


Figure 4.44 Inversion moindres carrés pour la station NANL. La notation est la même que pour la figure 4.3

Pour la station NANL, l'inversion moindres carrés donne une bonne correspondance entre la RF calculée et les RF mesurées (figure 4.44). Dans le cas de l'inversion

Monte-Carlo, la correspondance est bonne, sauf pour l'amplitude et la largeur de Ps. En observant les figures 4.44 et 4.45, il apparaît que l'inversion moindres carrés donne une meilleure correspondance pour la RF.

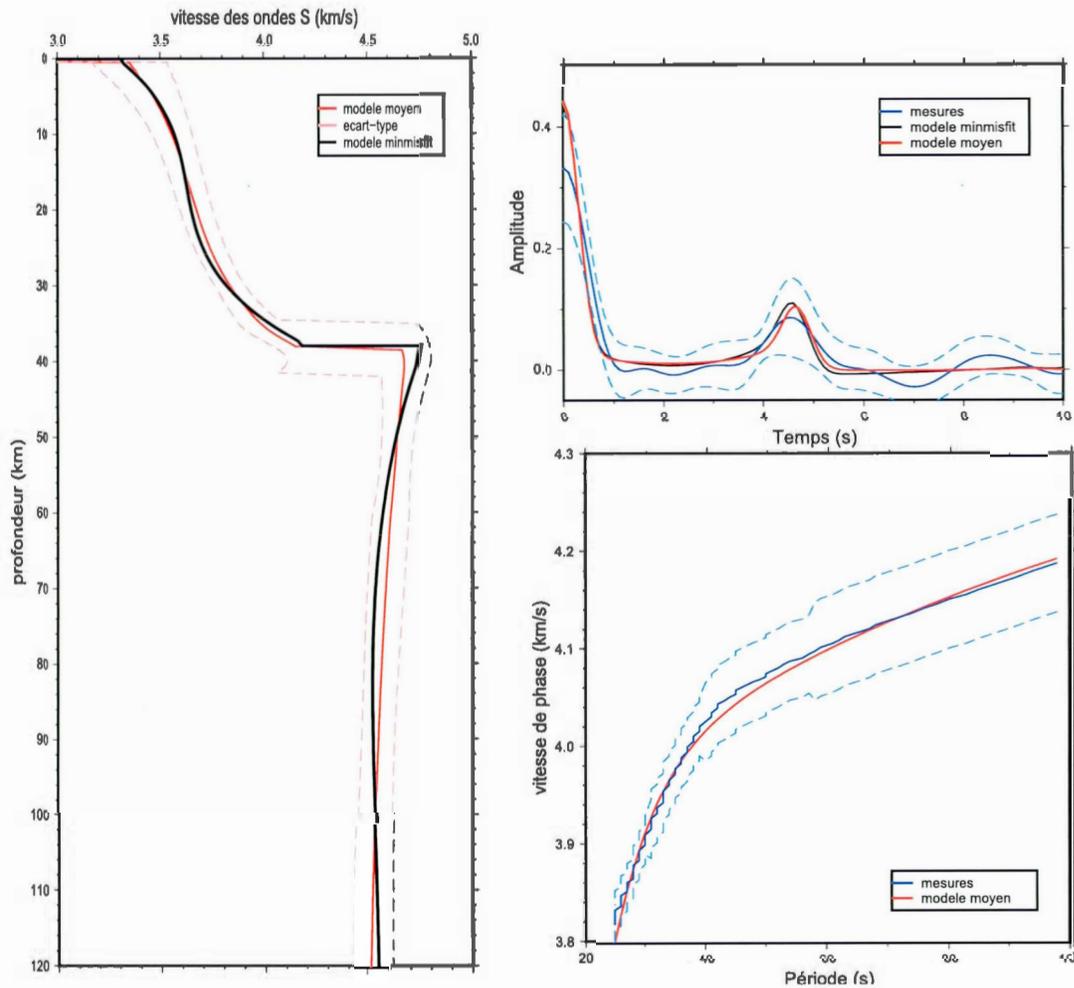


Figure 4.45 Inversion Monte-Carlo pour la station NANL. La notation est la même que pour la figure 4.4.

La figure 4.46 indique que le modèle obtenu pour l'inversion moindres carrés ne cadre pas tout à fait dans les limites du modèle Monte-Carlo. Dans la croûte, la vitesse est plus basse et le Moho moins profond, ce qui peut donner le même temps d'arrivée pour Ps. La forme est cependant semblable, sauf pour la zone de basse

vitesse dans la croûte supérieure. La variation de vitesse au Moho est plus grande pour le modèle Monte-Carlo, ce qui pourrait expliquer que l'amplitude de P_s soit trop élevée sur la RF calculée. Pour le manteau, les deux modèles sont différents. La seule ressemblance est que pour les deux modèles, la vitesse diminue.

La profondeur du Moho calculée est de 33 à 35 km pour l'inversion moindres carrés et de 35 à 42 km pour l'inversion Monte-Carlo. Les deux résultats ne se chevauchent presque pas, mais étant donné la meilleure correspondance de la RF de l'inversion moindres carrés et le résultat de la sommation $H-\kappa$, il est plus probable que la profondeur trouvée par l'inversion moindres carrés soit la plus près de la réalité.

Les deux inversions se sont faites avec un poids de 95% pour les RF et les zones de faibles vitesses étaient permises dans l'inversion Monte-Carlo.

Le modèle simplifié présenté à la figure 4.47 a été créé pour faire la modélisation directe pour cette station. La RF que ce modèle simplifié construit représente bien celle du modèle calculé. Il manque l'arrivée à ~ 12 s, mais, étant donné la différence entre ces modèles, on peut supposer que ce pic est dû à l'augmentation brusque de vitesse à 28 km.

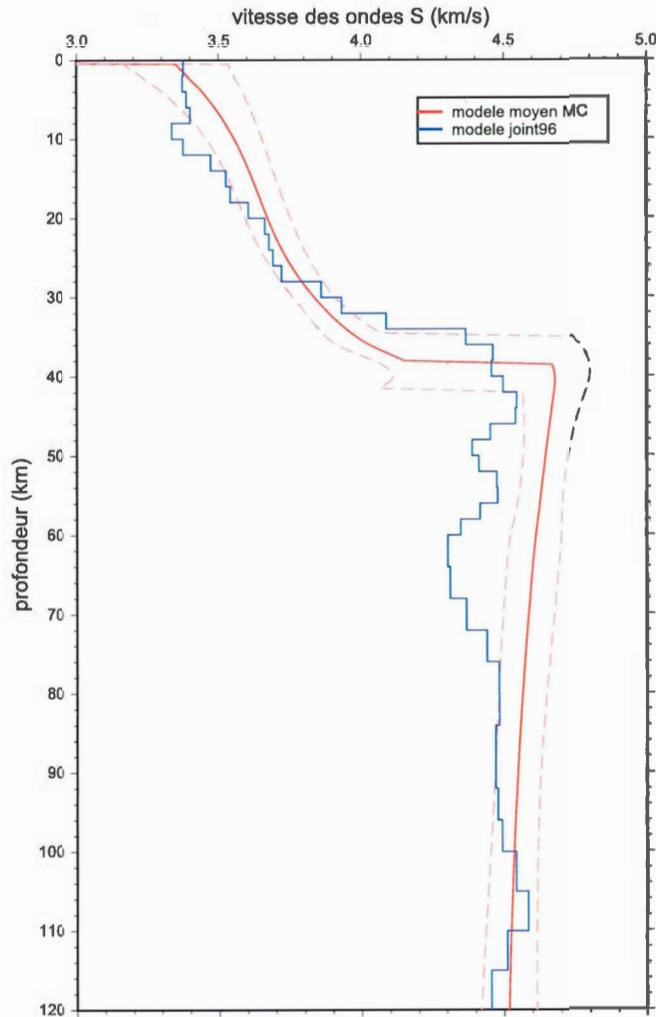


Figure 4.46 Comparaison des deux inversions pour la station NANL.

Pour cette station, trois discontinuités, en plus du Moho, sont étudiées. Elles sont présentées à la figure 4.48. La première discontinuité est une zone de basse vitesse entre 8 et 12 km. Les figures 4.49 (a) et (b) indiquent que cette zone n'a pas un effet très important sur les RF. Sans elle, la RF est presque la même et seule, elle ne produit presque rien. Ensuite, la première zone de basse vitesse sous le Moho, entre 46 et 52 km, n'a qu'un effet marginal, comme le montre la figure 4.49 (c) et (d). Par contre, la deuxième zone, celle qui débute près de 60 km, a un effet important. On

peut déduire par ce qui manque à la figure 4.49(d) qu'elle explique le signal négatif-positif entre 6 et 10 s. La discontinuité à 110 km est trop éloignée du Moho pour causer ce signal. Également, la forme du signal correspond à une zone de basse vitesse.

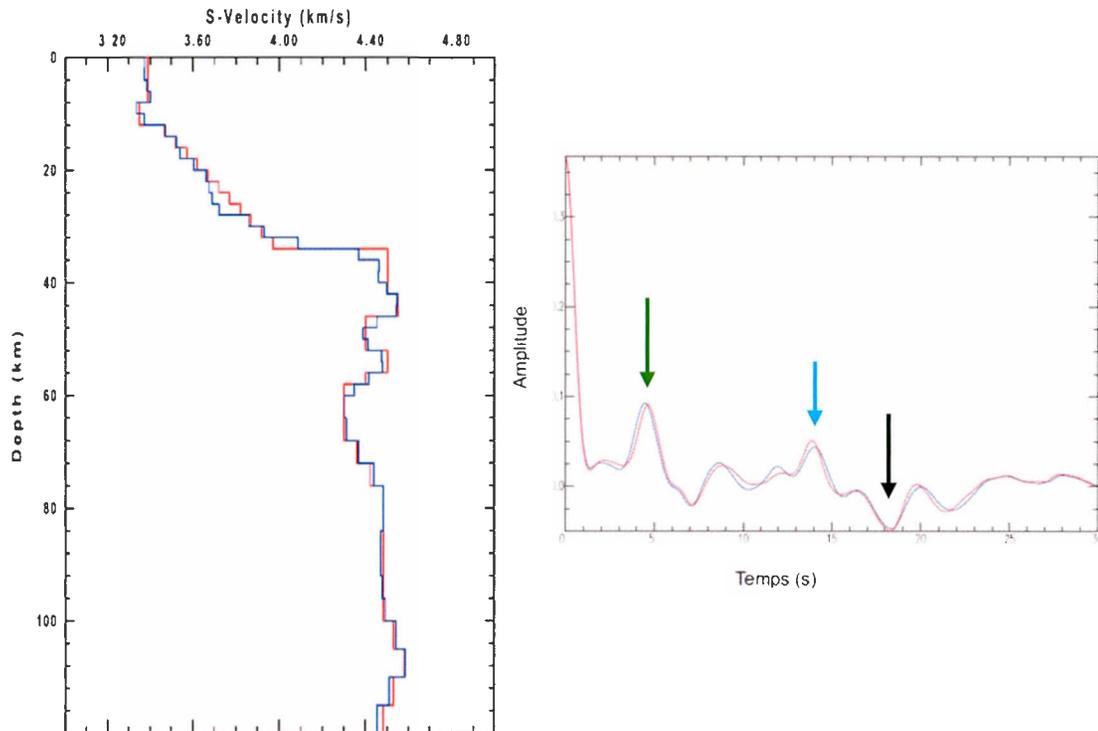


Figure 4.47 Modèle calculé et modèle simplifié et leur RF pour la station NANL. La notation est la même que la figure 4.6.

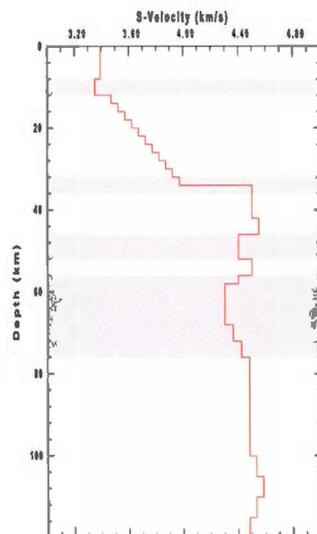


Figure 4.48 Discontinuités étudiées pour la station NANL.

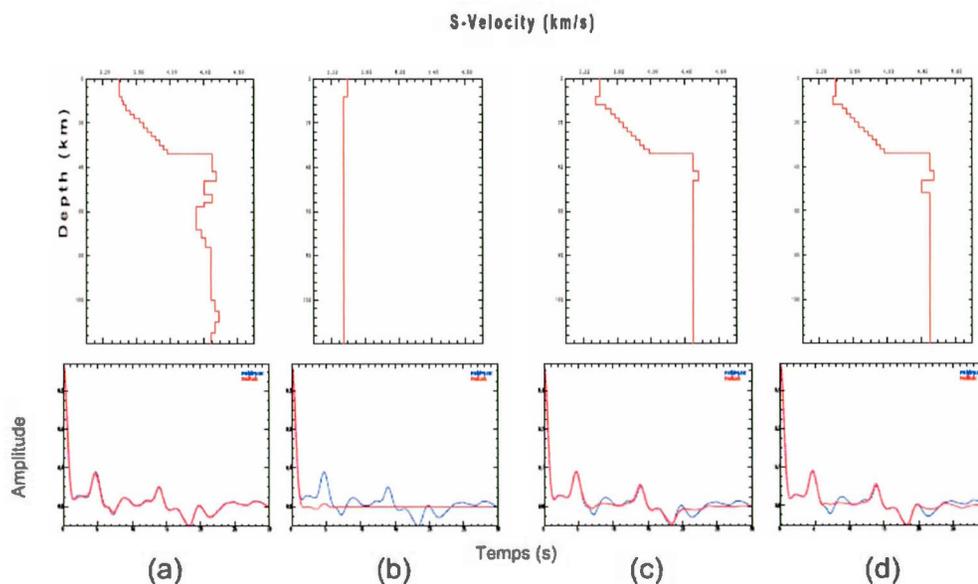


Figure 4.49 Modélisation directe pour la station NANL. La notation est la même qu'à la figure 4.8. La figure (a) représente le modèle sans zone de faible vitesse dans la croûte, la figure (b) montre l'effet de la baisse de vitesse près de la surface, la figure (c) montre le modèle sans discontinuité dans le manteau et la figure (d) montre le modèle sans la deuxième zone de faible vitesse dans le manteau.

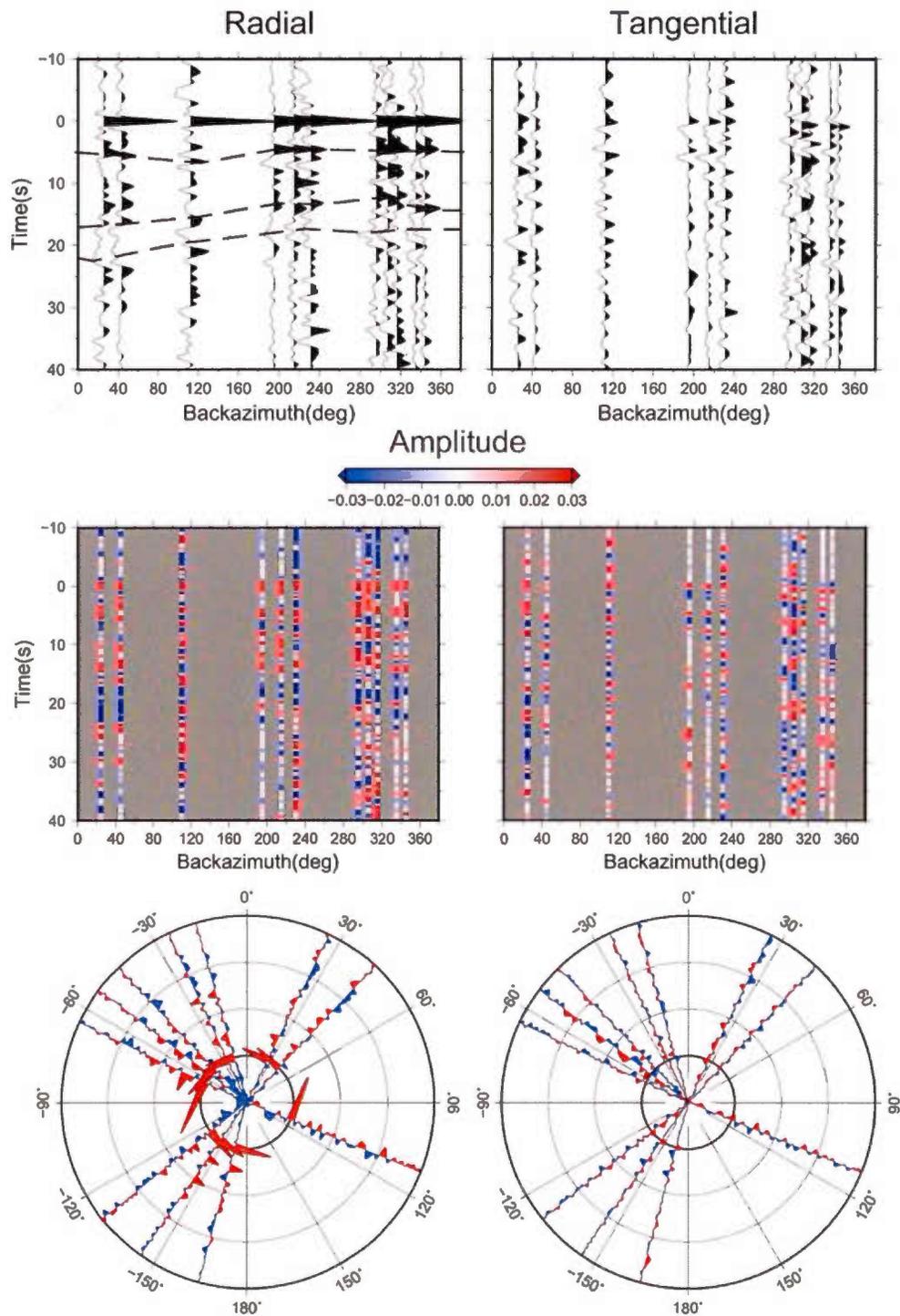


Figure 4.50 RF de la station NANL en fonction de leur azimut inverse. La notation est la même que la figure 4.10.

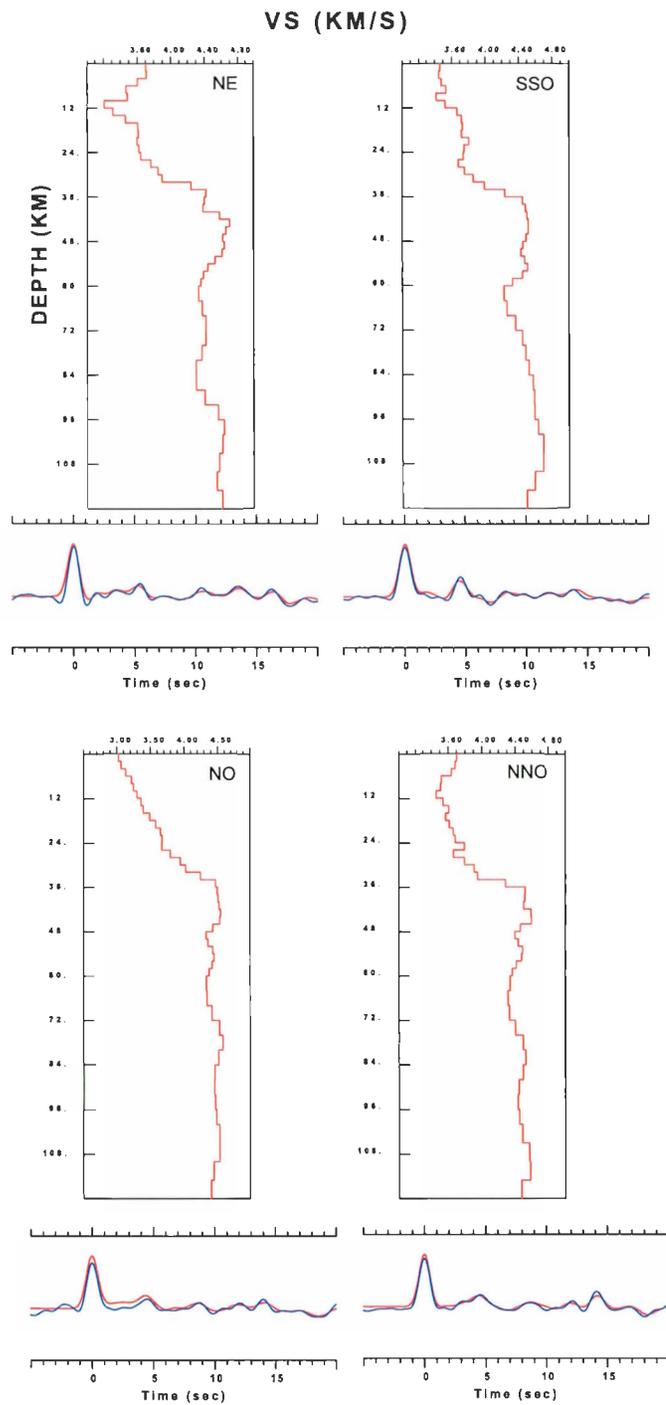


Figure 4.51 Variation azimuthale pour la station NANL. La notation est la même qu'à la figure 4.11.

La variation azimutale des RF est illustrée à la figure 4.50. On peut y voir qu'il ne semble pas y avoir de variation, à l'exception d'un retard des phases Ps et PpPs pour les RF ayant un azimut inverse de 20 à 40°. Aussi, sur les RF tangentielles, il n'y a pas de signaux cohérents. Pour vérifier l'absence de variation azimutale, il convient de faire une inversion des RF en fonction de leur azimut inverse.

À la figure 4.51, on peut voir les modèles obtenus à partir de 4 groupes de RF, regroupées selon leur azimut inverse : 24 à 48°, 193 à 233°, 295 à 335° et 337 à 349°. Le premier groupe ne compte que 5 RF, mais tous les autres en comptent 10 ou 11. À la surface, il y a une couche de haute vitesse de 10 km d'épaisseur pour les modèles NE et NNO. Sur le modèle NE, on remarque aussi qu'il y a deux augmentations brusques successives entre 30 et 42 km. Pour ce qui est de la profondeur du Moho, les modèles donnent une profondeur de 32 à 34 km vers le NE, 34 à 36 km vers le SSO, 31 à 35 km vers le NO et 35 à 36 km vers le NNO. La variation entre les modèles n'est pas assez grande pour conclure à une variation latérale de la profondeur du Moho. On voit également que la couche de basse vitesse entre 60 et 70 km est présente surtout sur le modèle SSO.

Pour cette station, l'analyse a démontré que la croûte était relativement mince, c'est-à-dire entre 33 et 35 km. Également, une couche de haute vitesse a été observée à la surface au nord-est et au nord-nord-ouest de la station. En plus de ce résultat, une couche de faible vitesse entre 60 et 70 km a été observée, plus particulièrement vers le sud.

4.9 Station NWRL

La figure 4.52 montre le résultat de l'inversion moindres carrés de la RF sommée de la station NWRL. On peut voir que la RF observée est de très mauvaise qualité et ne peut pas être analysée. Le modèle obtenu et les courbes de dispersion le démontrent. Pour cette raison, aucune autre analyse ne sera effectuée pour cette station.

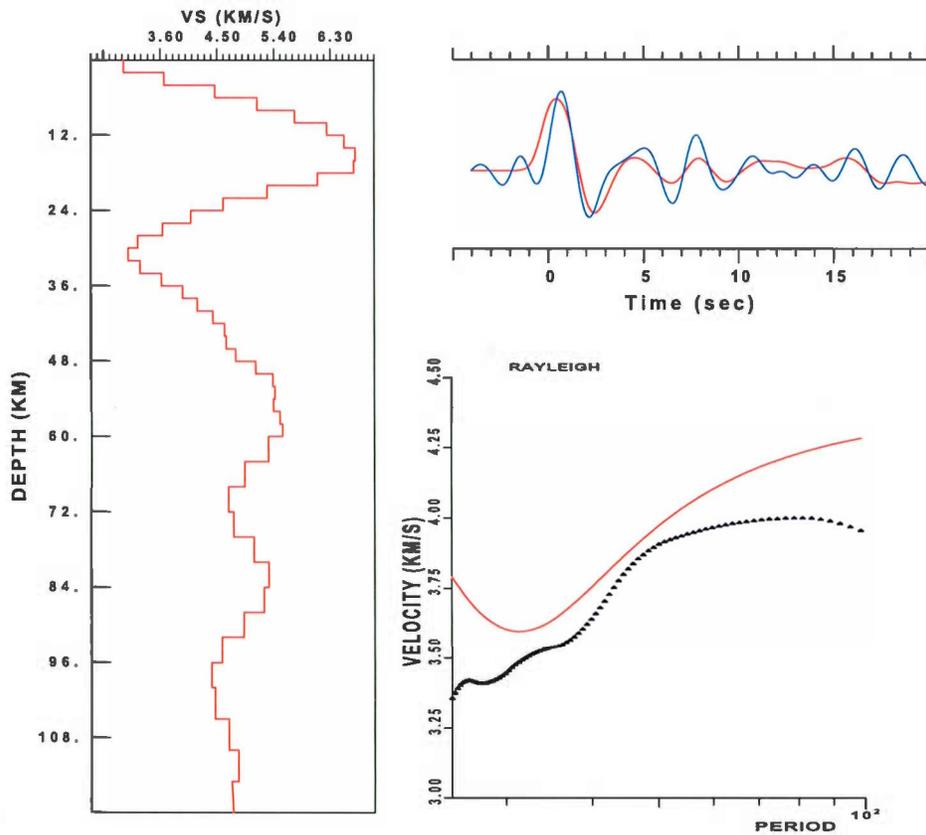


Figure 4.52 : Inversion moindres carrés pour la station NWRL.

4.10 Station WBHL

La station WBHL se situe sur l'orogène de Grenville, près du front de Grenville. Directement au nord de la station, au-delà du front de Grenville, on retrouve la province du Supérieur, et au nord-est on retrouve l'orogène du Nouveau-Québec. La station est sur la partie paraautochtone du Grenville. Les roches que l'on y trouve sont donc des roches archéennes fortement déformées déposées sur un socle archéen (Hoffmann, 1989). L'évolution tectonique de la région, c'est-à-dire de la subduction, de l'accrétion et la formation d'arc le long de la marge sud de Laurentia, amène à l'hypothèse d'une croûte épaisse dans le front de Grenville (Rivers, 1997; Green et al., 1988).

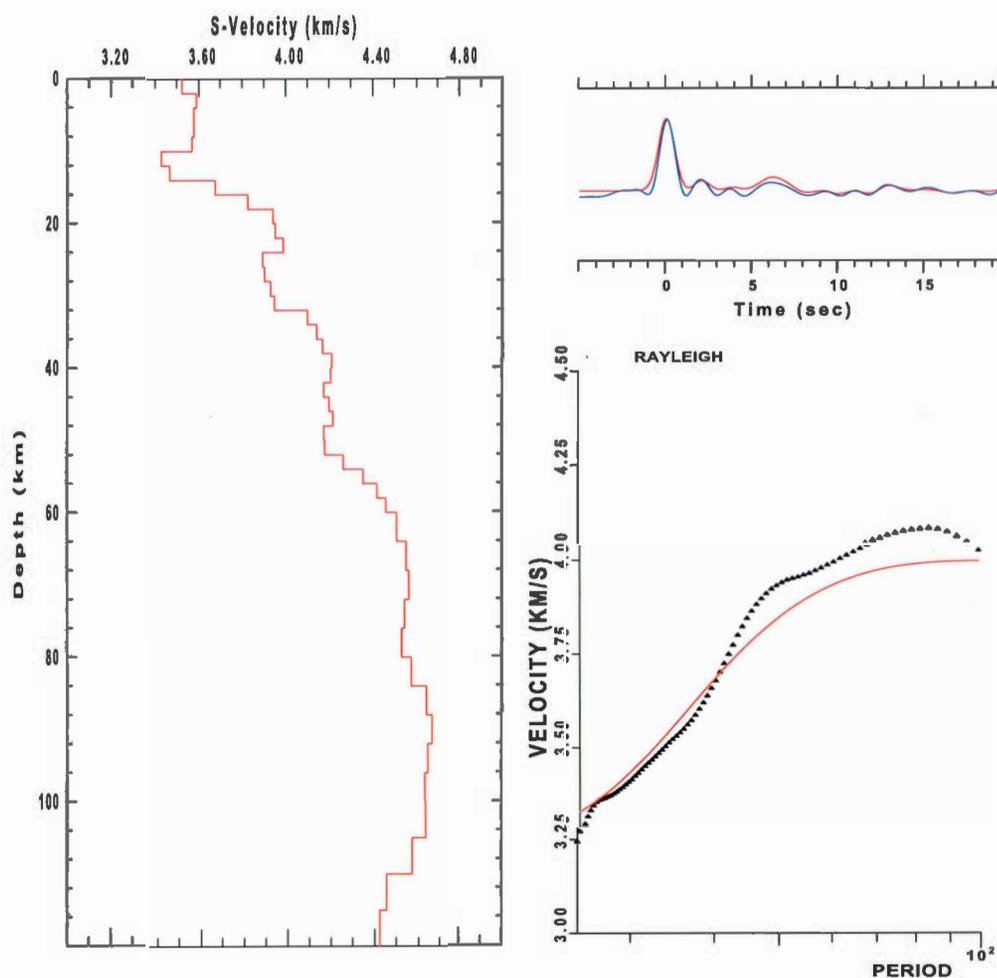


Figure 4.53 Résultat de l'inversion moindres carrés pour la station WBHL. La notation est la même que la figure 4.3.

Les figures 4.53 et 4.54 illustrent les résultats des inversions pour la station WBHL. Les deux inversions se sont faites avec un poids de 95 % pour les RF et pour l'inversion Monte-Carlo, il fallait interdire les zones de faibles vitesses pour obtenir un modèle réaliste.

Le modèle obtenu par inversion moindres carrés donne une bonne correspondance sur l'arrivée Ps de la RF, mais contraint moins bien les deux premières arrivées. Ceci est

dû au fait que la RF est complexe, peut-être à cause du bruit, d'une forte variation latérale ou d'une croûte complexe. La correspondance avec la courbe de dispersion est acceptable.

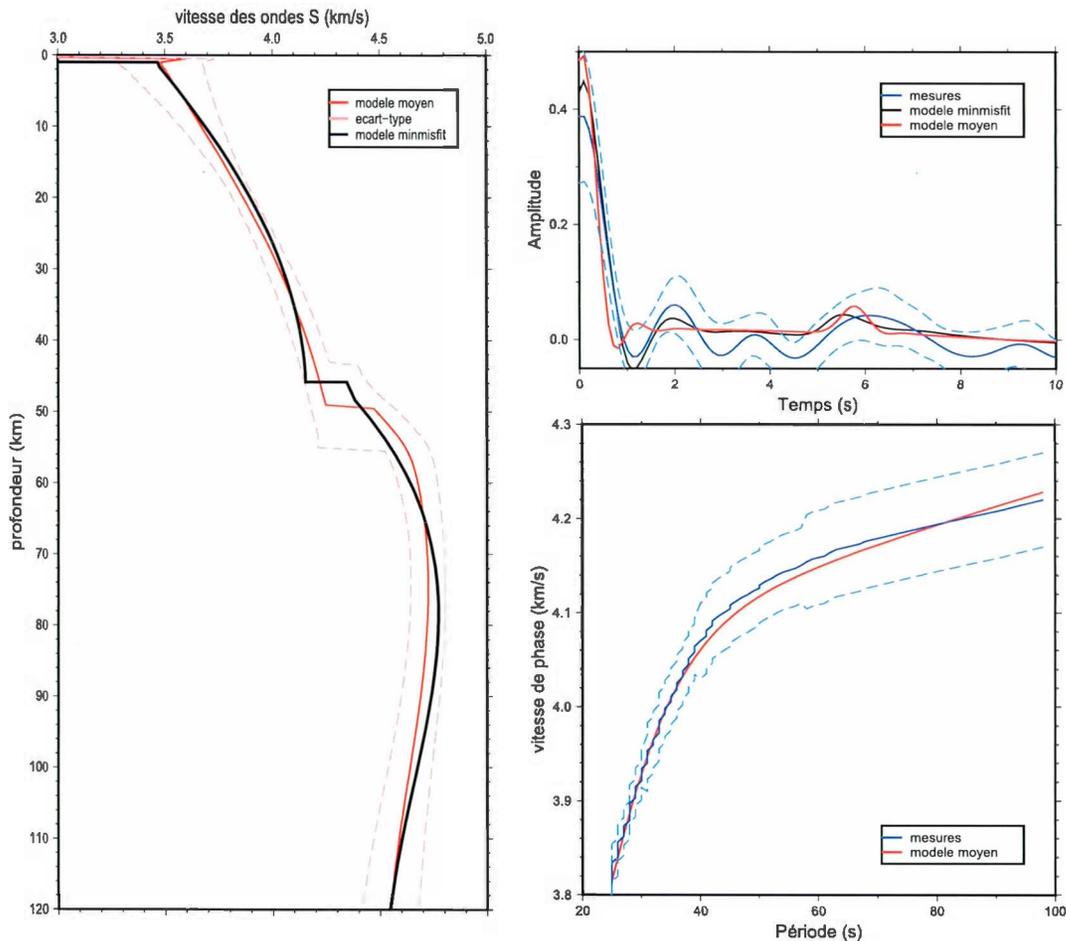


Figure 4.54 Résultat de l'inversion Monte-Carlo pour la station WBHL. La notation est la même que la figure 4.4

Dans le cas de l'inversion Monte-Carlo, la correspondance sur la RF est moins bonne, comme c'est le cas avec toutes les croûtes complexes étudiées. On peut voir une baisse de vitesse dans la croûte supérieure sur le modèle Monte-Carlo, même si l'inversion s'est faite sans zone de basse vitesse. Comme il a été expliqué au chapitre

III, le code de Shen et al. (2013c) se base sur un modèle formé d'une couche de sédiment, d'une croûte et d'un manteau. La baisse de vitesse observée sur le modèle final est l'interface entre la couche sédimentaire et la croûte du modèle. En réalité, la station est sur un socle rocheux et il n'y a pas de couche sédimentaire; comme les paramètres de modélisation du code de Shen et al. (2013c) en inclut une, cette discontinuité est donc une couche de basse vitesse comme pour l'inversion moindre carré ou un artefact mathématique qui vient du fait qu'on tente de contraindre une RF complexe. L'inversion donne une vitesse plus haute à la fin de la « couche sédimentaire » qu'au début de la croûte pour expliquer le pic à 2 secondes. On peut également observer que la phase Ps arrive plus tôt sur la RF générée par le modèle Monte-Carlo que sur les RF observées. Le Moho est probablement plus profond ou la vitesse plus lente que ce que prédit cette inversion.

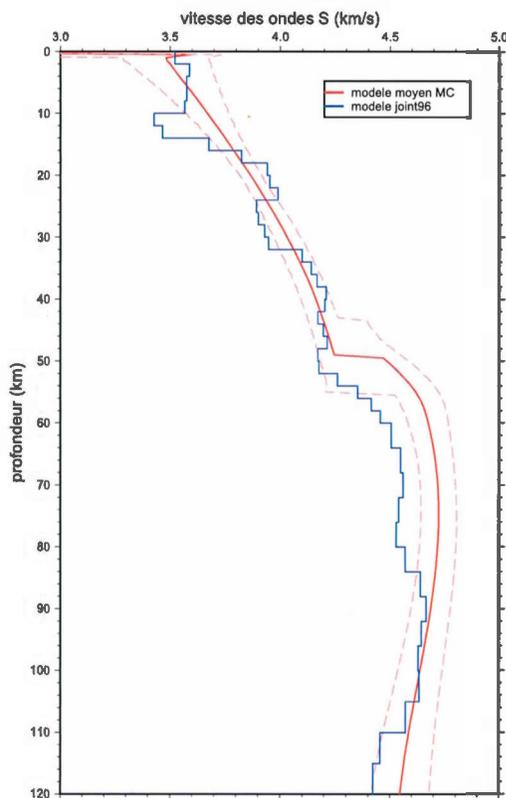


Figure 4.55 Comparaison des inversions pour la station WBHL.

La figure 4.55 montre la comparaison entre les deux inversions. Les deux modèles sont semblables pour la vitesse dans la croûte et l'écart-type du modèle Monte-Carlo donne une correspondance moyenne avec le modèle moindres carrés. L'inversion moindres carrés donne 3 discontinuités qui sont en dehors de l'écart-type de l'inversion Monte-Carlo, un Moho plus profond et une vitesse dans le manteau plus basse et en partie à l'extérieur de l'écart-type. Comme la contrainte sur P_s est meilleure pour l'inversion moindres carrés, il est plus probable que la profondeur du Moho corresponde à celle obtenue par cette méthode.

La profondeur du Moho est de 43 à 55 km pour le modèle Monte-Carlo et de 54 à 57 km pour le modèle moindres carrés. Le Moho plus profond peut s'expliquer par l'écart entre la phase P_s observée et celle générée par le modèle Monte-Carlo.

La figure 4.56 présente le modèle simplifié et le modèle calculé pour la station WBHL. La RF obtenue à l'aide du modèle simplifié concorde assez bien avec la RF du modèle calculé.

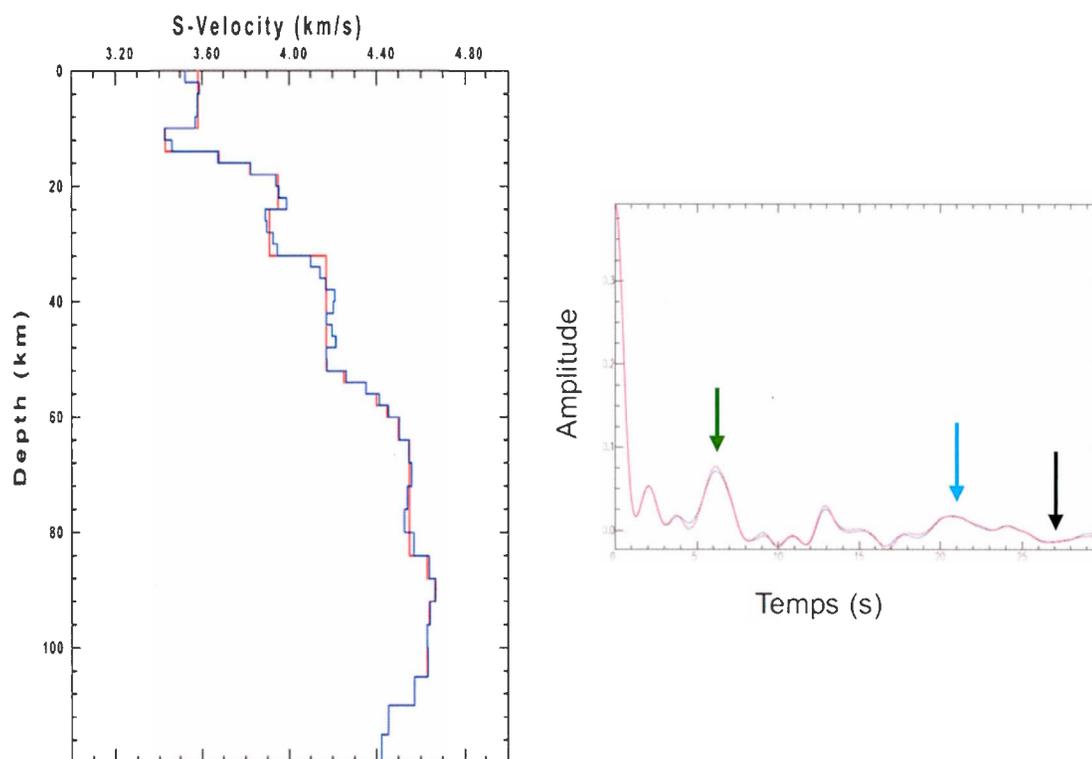


Figure 4.56 Modèle calculé et modèle simplifié et leur RF pour la station WBHL. La notation est la même que la figure 4.6.

La structure comprend plusieurs discontinuités importantes illustrées à la figure 4.57. La plus importante, à l'exception du Moho, est l'augmentation de vitesse à 36 km. Elle produit une arrivée Ps, PpPs et PpSs+PsPs. La première de ces phase, la phase Ps, est partiellement cachée par la réverbération de la zone de basse vitesse entre 12 et 14 km comme le démontrent les figures 4.58 (a), (b), (c) et (d). Les arrivées secondaires produites par la couche de haute vitesse sont même plus grandes que les arrivées PpPs et PpSs+PsPs du Moho (figure 4.58 (d)). Pour ce qui est de la zone de basse vitesse entre 12 et 14 km, en plus de cacher partiellement la phase Ps de la couche de haute vitesse en produisant un signal négatif (figure 4.58 (a) et (c)), elle amplifie également le premier pic observé et la phase Ps du Moho, comme le démontre la figure 4.58 (b) et (c). Finalement, la figure 4.58(e) montre que la couche de haute vitesse dans le manteau entre 82 à 104 km n'a que peu d'effet.

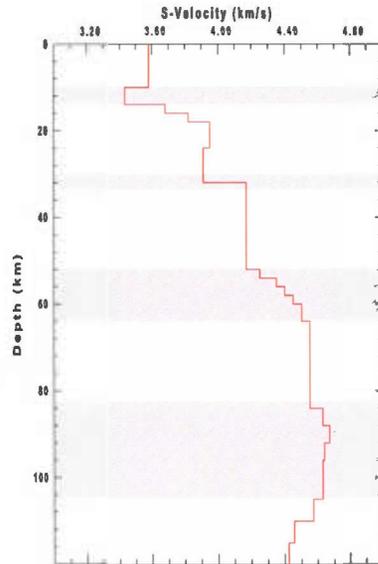


Figure 4.57 Discontinuités importantes pour la station WBHL.

La figure 4.59 montre les RF en fonction de leur azimuth inverse. Sur les RF radiales, la phase Ps est visible sur la majorité des RF, mais elle est maximale autour de 200° et très faible autour de 320° . Les réverbérations du Moho sont difficilement identifiables. Entre les arrivées P et Ps, il y a un pic sur les RF entre 270° et 40° . Il est probablement le résultat de la couche de haute vitesse dans la croûte. Pour les RF tangentielles, une arrivée est présente à 0 seconde et maximale aux environs de 200° . Le Moho pourrait être incliné en direction sud-ouest, mais il n'est pas possible de le conclure avec certitude parce que le signal n'est pas assez clair.

Les RF ont été regroupées selon leur azimuth inverse, sommées et une inversion moindres carrés a été produite. Les azimuths inverses des groupes sont : 25 à 49° , 173 à 195° , 206 à 246° , 297 à 318° et 332 à 339° . Il est à noter que le groupe NE ne comprend que 3 RF. Également, pour les groupes NE, NO et NNO, la RF calculée ne correspond pas très bien aux observations. Pour le groupe NE, la phase Ps et ses réverbérations sont contraintes, mais les pics intermédiaires ne le sont pas. Pour le groupe NO, Ps n'est pas bien contraint, mais la première arrivée après P l'est. Pour le

groupe NNO, la forme de la RF est bien contrainte, mais pas l'amplitude. La figure 4.60 montre ces RF.

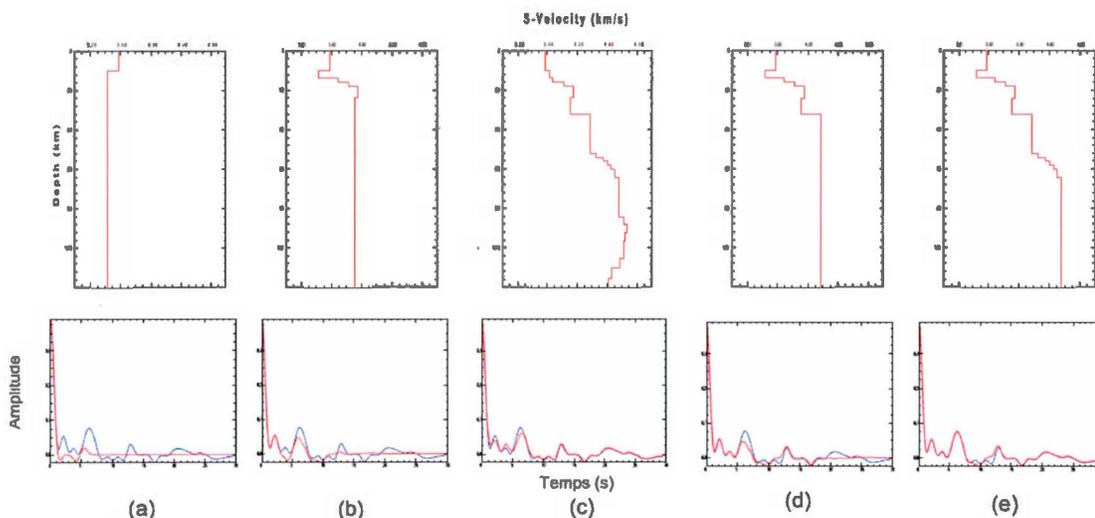


Figure 4.58 Modélisation directe pour la station WBHL. La notation est la même qu'à la figure 4.8. La figure (a) indique l'effet l'augmentation de vitesse au début de la zone de basse vitesse, la figure (b) montre l'effet de la remontée de la vitesse qui suit la zone de basse vitesse, la figure (c) illustre l'effet de la zone de basse vitesse dans la croûte, la figure (d) montre l'effet de la couche de haute vitesse et la figure (e) montre le modèle sans la zone de haute vitesse du manteau.

Sur les 5 modèles, le Moho est différent. Dans le modèle NO, le Moho semble absent, mais, comme la phase Ps n'est pas contrainte par l'inversion, cela explique l'absence du Moho. Pour les modèles NNO et SO, le Moho semble un peu moins profond, tandis que sur le modèle S, le Moho est beaucoup plus brusque. En calculant la profondeur du Moho, on obtient : entre 57 et 60 km pour le modèle NE, 57 à 60 km pour le modèle S, 45 à 47 km pour le modèle SO et 51 à 53 km pour le modèle NNO. Le résultat au SO est particulier; la vitesse des ondes augmente de 45 km à 60 km, mais, comme il y a une couche sans augmentation autour de 50 km, le calcul donne un Moho de 45 à 47 km. Par contre, on pourrait penser qu'il s'agit de la fin de

l'augmentation de vitesse dans la couche de haute vitesse avant le Moho. Ce résultat serait donc purement mathématique. En observant la variation de profondeur, il est possible de penser que le Moho est incliné vers l'ouest. Le signal positif à 0 seconde sur les RF tangentiels (figure 4.58) autour de 200° va dans ce sens, mais il faudrait des RF autour de 90° pour le confirmer. Aussi, il faut tenir compte du fait que les RF des modèles NNO et NE ne donnent pas une bonne correspondance pour les RF et que la couverture azimutale n'est pas suffisante pour confirmer l'inclinaison.

Une autre observation qui peut être faite est que tous les modèles, à l'exception du modèle S, ont une couche de haute vitesse au-dessus du Moho. Le modèle sud-est, le seul avec un Moho brusque. Dans le modèle NNO, on voit aussi une vitesse élevée à la surface et une baisse de vitesse pour les modèles nord entre 10 et 14 km, ce qui peut expliquer la zone de faible vitesse dans la couche supérieure observée dans le modèle global de cette station. Comme les trois modèles nord ne contraignent pas bien les RF, il est difficile de conclure à une structure réelle. Pour le manteau, il semble y avoir une couche de basse vitesse sous le Moho pour les deux modèles sud.

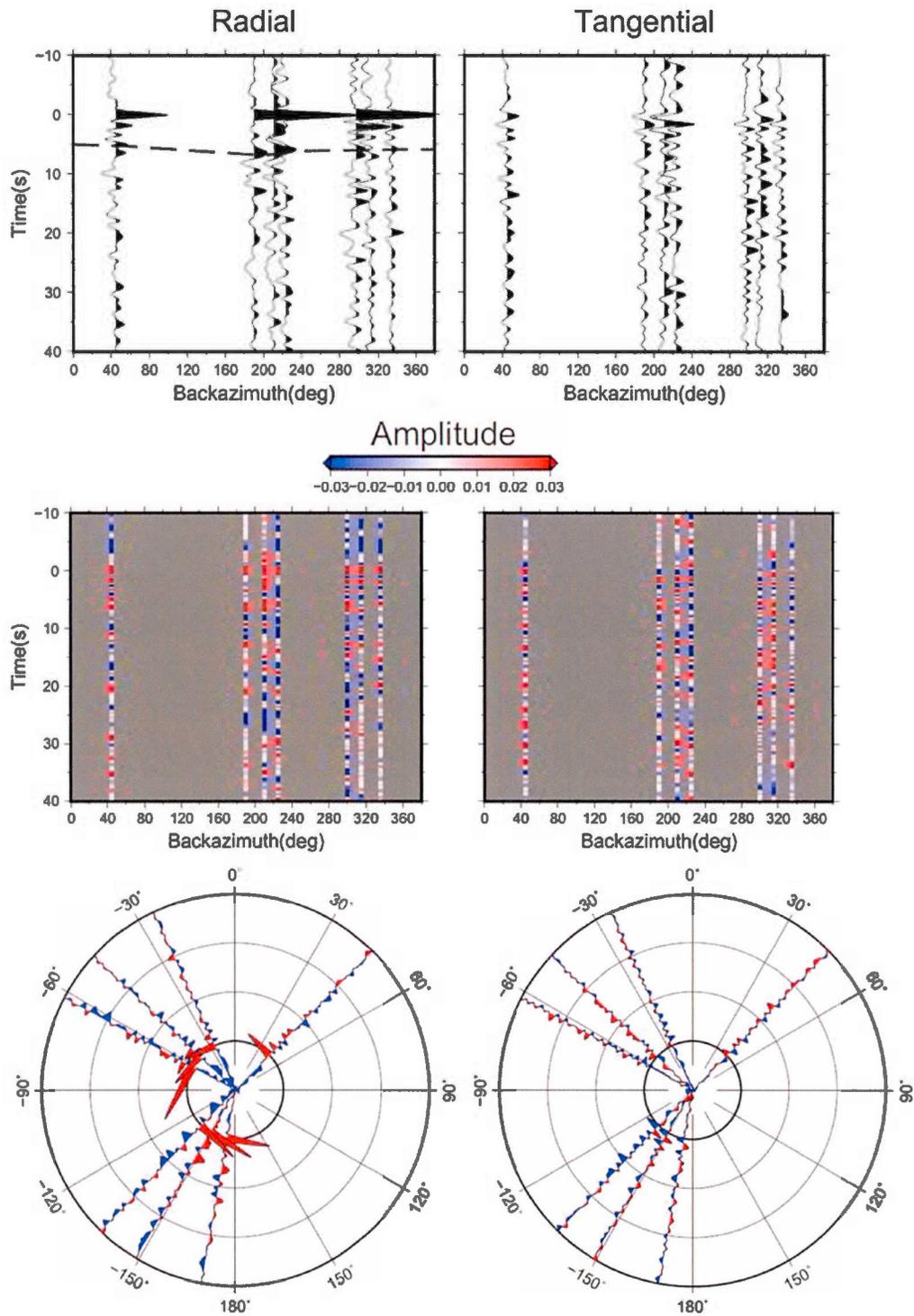


Figure 4.59 RF de la station WBHL en fonction de leur azimut inverse. La notation est la même que la figure 4.10.

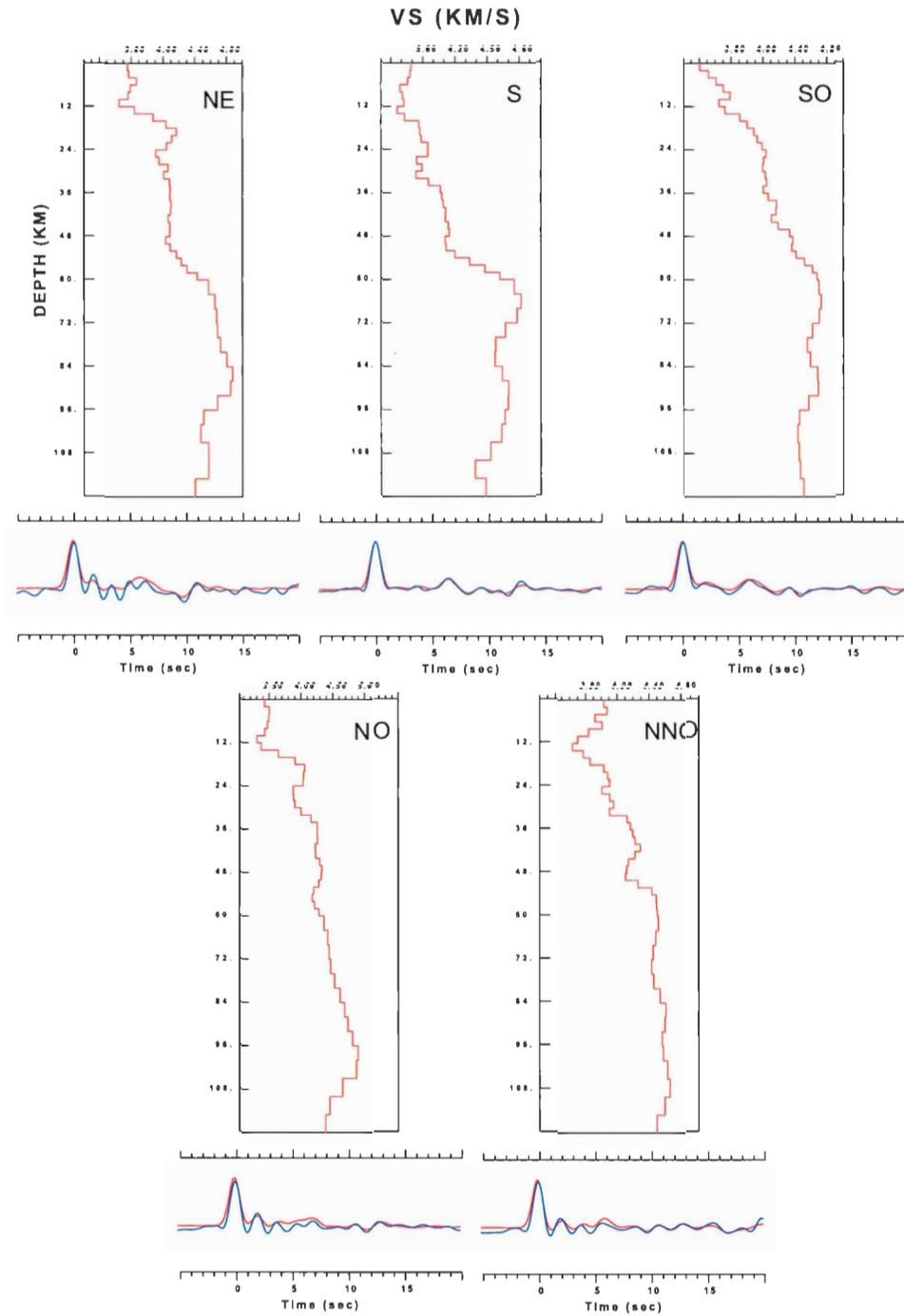


Figure 4.60 Inversion moindres carrés à la station WBHL pour des RF regroupées en fonction de leur azimuth inverse. La notation est la même qu'à la figure 4.11.

Pour cette station, la sommation $H-\kappa$ des RF de la station indique une croûte complexe avec un rapport V_p/V_s de 1,75. Ce rapport V_p/V_s signale une nature intermédiaire, entre felsique et mafique, de la croûte. Une profondeur entre 52 km pour le Moho était obtenue avec cette méthode. Pour l'inversion Monte-Carlo, cette profondeur varie de 43 km à 55 km et, pour l'inversion moindres carrés, la profondeur varie de 54 à 57 km. Le Moho est donc profond, comme ce qui était attendu. On peut estimer l'épaisseur de la croûte entre 52 et 55 km. Dans la croûte, on trouve une couche de haute vitesse, qui est toutefois absente du modèle sud. Les variations azimutales peuvent laisser penser que le Moho est incliné, mais la complexité du signal et le manque de RF ne permettent pas de le conclure avec certitude.

CHAPITRE V

DISCUSSION

Dans ce chapitre, une discussion sur les résultats sera réalisée. Tout d'abord, une critique de la méthodologie sera produite, suivie d'une discussion sur les implications géologiques. Finalement, les données obtenues seront comparées à celles disponibles dans d'autres recherches.

5.1 Analyse de la méthodologie

Les résultats ont été traités à partir de 3 méthodes : la sommation H- κ , l'inversion moindres carrés et l'inversion Monte-Carlo. Ces trois méthodes contiennent leurs forces et leurs faiblesses. Elles seront présentées dans l'analyse ci-dessous.

5.1.1 Sommation H- κ

La sommation H- κ est la solution des équations théoriques des temps d'arrivées pour une croûte idéale homogène, avec un Moho plat. Elle fournit une approximation de la profondeur du Moho et du rapport κ (V_p/V_s). Il s'agit d'une approximation puisque la couche n'est pas homogène. Les résultats qui sont obtenus sont tout de même un bon point de départ pour l'analyse et une comparaison avec les deux autres méthodes montrent que pour la majorité des régions, les profondeurs de Moho obtenues sont semblables.

La principale limite de cette méthode est qu'elle considère une croûte homogène et isotrope, un Moho plat et une croûte sans discontinuité majeure. Les deux premières

limites peuvent être contournées lorsqu'une bonne couverture azimutale est disponible. Dans le cas de cette recherche, tous les résultats obtenus sont réalistes, sauf pour la station KRSQ, qui repose sur une croûte complexe. Également, pour la station WBHL, plusieurs *receiver functions* (RF) de qualité moindre ont dû être retirées pour obtenir un résultat valide et comparable aux autres méthodes.

5.1.2 Inversion moindres carrés

La technique d'inversion moindre carrée est une méthode de calcul du meilleur modèle reproduisant les RF et les courbes de dispersion. Dans cette recherche, les RF et les courbes à reproduire étaient les RF observées et les courbes du modèle GDM52 (Ekström, 2011). Ce type d'inversion nécessite d'avoir des données de bonne qualité puisqu'il peut contraindre du bruit, s'il y en a. Une vérification des données est donc nécessaire.

Aussi, pour commencer l'inversion, il faut utiliser certaines informations connues *a priori*. Ces informations sont le rapport V_p/V_s et les facteurs d'atténuation. Des tests ont été réalisés et une variation de ces deux valeurs ne change les résultats que de façon marginale.

Comme l'inversion calcul le modèle générant la meilleure RF et la meilleure courbe de dispersion, il arrive que certaines discontinuités dans le modèle ne soient que des artefacts mathématiques. Effectivement, la modélisation directe a montré que de retirer certaines discontinuités ne faisait que modifier légèrement l'amplitude d'une arrivée, parfois secondaire. Il convient donc d'utiliser la modélisation directe pour analyser les résultats de ce type d'inversion et de déterminer si ces discontinuités sont plausibles.

La limitation principale de cette méthode est qu'elle ne génère qu'un seul modèle. Dans certaines situations, on peut imaginer que plusieurs modèles différents pourraient générer des RF semblables à celles observées. Donc une RF pourrait être

expliquée par plusieurs autres modèles plausibles en plus du meilleur. Ce type d'inversion écarte tous ces autres modèles plausibles.

5.1.3 Inversion Monte-Carlo

La méthode d'inversion Monte-Carlo possède plusieurs avantages. Elle permet d'obtenir plusieurs modèles de croûte qui peuvent générer de manière plausible la RF. Chaque modèle ne donne pas une contrainte aussi bonne que le modèle obtenu par l'inversion moindres carrés sur les temps et les amplitudes des arrivées, mais étant donné les incertitudes expérimentales, ces modèles demeurent des résultats à ne pas écarter.

La méthode de calcul utilisée était celle de Shen et al. (2013 a, b et c). Bien que le modèle moyen généré ne contraigne pas toujours très bien le temps d'arrivée de la phase Ps, grâce à l'écart-type, on obtient une bonne contrainte sur la profondeur du Moho. Le modèle moyen et l'écart-type fourni aussi un bon point de comparaison pour les modèles d'inversion moindres carrés.

La principale faiblesse de cette méthode, c'est que les modèles sont lisses. On n'observe jamais de discontinuités, à l'exception du Moho qui est la seule discontinuité imposée dans la croûte. De plus, pour la plupart des cas, on doit interdire les diminutions de vitesse dans la croûte pour éviter des modèles irréalistes, avec une baisse de vitesse au Moho par exemple. Une autre faiblesse est qu'il faut redresser les RF parce que le paramètre de rai est considéré comme étant le même pour toutes les RF dans les calculs. Comme la RF peut varier en fonction de la distance du séisme, donc du paramètre de rai, il faut redresser les RF. On peut aussi n'analyser que les 10 premières secondes, ce qui a été fait pour ce mémoire.

Cette méthode donne tout de même un intervalle de modèles acceptables qu'il est intéressant de comparer avec les modèles moindres carrés. Cette comparaison permet parfois d'écarter des discontinuités dans la croûte qui ne sont que des artefacts

mathématiques. Aussi, le modèle donne une profondeur de Moho claire avec une incertitude significative qui indique l'intervalle de profondeurs de Moho générant une arrivée Ps autour de celle observée.

5.2 Implications géologiques

Parmi les sept stations pour lesquelles des résultats ont été obtenus, trois sont situées sur des régions archéennes. Les stations KJKQ et NANL sont situées sur une croûte archéenne, la station KAJQ est située sur une croûte archéenne retravaillée durant le paléoprotérozoïque et les stations WBHL, MKVL, KNGQ et KRSQ sont sur des orogènes du paléoprotérozoïque et du mésoprotérozoïque. D'après Durrheim et Mooney (1991), la croûte des régions archéennes (plus âgées que 2,5 Ga) serait plus mince que celle des régions datées du protérozoïque et du phanérozoïque. Depuis, des recherches démontrent que cette hypothèse fonctionne dans plusieurs régions du monde, bien qu'il existe des endroits où elle ne fonctionne pas (Petrescu et al., 2016). Toutefois, dans une étude plus globale de Abbott et al. (2013), qui a été effectuée dans trois régions du monde (en Australie, en Afrique du Sud et au Canada), semble montrer que les croûtes archéennes non retravaillées sont caractérisées par une épaisseur généralement située entre 32 et 39 km, alors que les croûtes plus jeunes ont une épaisseur moyenne de 41 km, et une composition plutôt felsique à intermédiaire. L'hypothèse reste encore en débat, mais il est intéressant de vérifier si les données obtenues dans ce mémoire semblent en accord avec l'hypothèse de Durrheim et Mooney (1991) et les résultats de Abbott et al. (2013).

Tableau 5.1 Résultats de la profondeur du Moho et du rapport Vp/Vs. Le résultat indiqué par une étoile est un résultat rejeté.

Station	Profondeur du Moho(km)	Vp/Vs
KAJQ	36 à 38	1,72 ± 0,02
KJKQ	44 à 48	1,73 ± 0,02
KNGQ	49 à 51	1,71 ± 0,02
KRSQ	54 à 56	2,00 ± 0,03*
MKVL	47 à 50	1,75 ± 0,01
NANL	33 à 35	1,86 ± 0,03
WBHL	52 à 55	1,75 ± 0,02

Le tableau 5.1 montre le résultat de la profondeur du Moho obtenue sous chacune des stations. Ces données sont illustrées à la figure 5.1. La profondeur du Moho de ce tableau indique l'intervalle de valeurs le plus probable déterminé à partir du résultat des trois méthodes utilisées, c'est-à-dire la sommation H-κ, l'inversion conjointe par moindres carrés et l'inversion conjointe Monte-Carlo. Pour les stations KAJQ et NANL, la profondeur correspond à celle d'une croûte archéenne, mais l'épaisseur sous KJKQ est plus grande que ce à quoi l'on s'attend d'une croûte de cet âge. La cause de cette épaisseur demeure inconnue. On pourrait penser qu'il s'agit d'un épaissement sous l'effet d'un sous-placage, mais ceux-ci sont caractérisés par une couche de haute vitesse à la base de la croûte et un rapport Vp/Vs élevé (Thybo et Artemieva, 2013), ce qui n'est pas le cas ici. Les croûtes datées du protérozoïque ont une épaisseur variant entre 50 et 55 km. Bien que les épaisseurs soient au-dessus de la moyenne indiquée par Abbott et al. (2013), on peut noter que les épaisseurs des croûtes archéennes sont toutes plus petites que celles des croûtes plus jeunes.

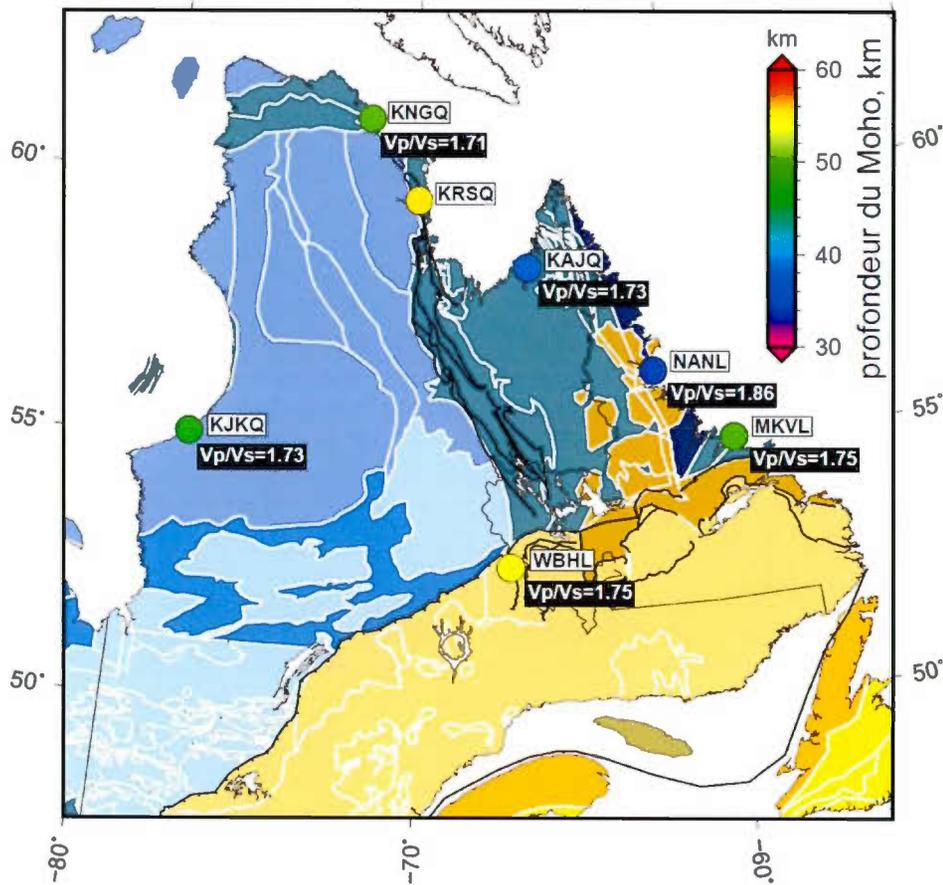


Figure 5.1 Carte de la région présentant les résultats de la profondeur moyenne du Moho et des rapport V_p/V_s lorsqu'ils sont disponibles.

La composition moyenne sous les stations peut être déterminée à l'aide des rapports V_p/V_s . La figure 5.2 montre le lien qu'il existe entre les deux selon Thompson et al. (2010) Pour les stations KJKQ, NANL et KAJQ, les rapports sont de 1,73, 1,84 et 1,73. Donc la composition serait plutôt felsique pour les stations KJKQ et KAJQ. Pour les deux premières, cela correspond aux caractéristiques d'une croûte archéenne (Abbott et al., 2013), mais pour la station NANL, cette composition ne correspond pas. Par contre, ceci s'explique par le fait que la station est située sur la suite

plutonique de Nain qui est une importante intrusion d'anorthosite et de granitoïde (Funck et al., 2000a) ayant affecté la composition de la croûte.

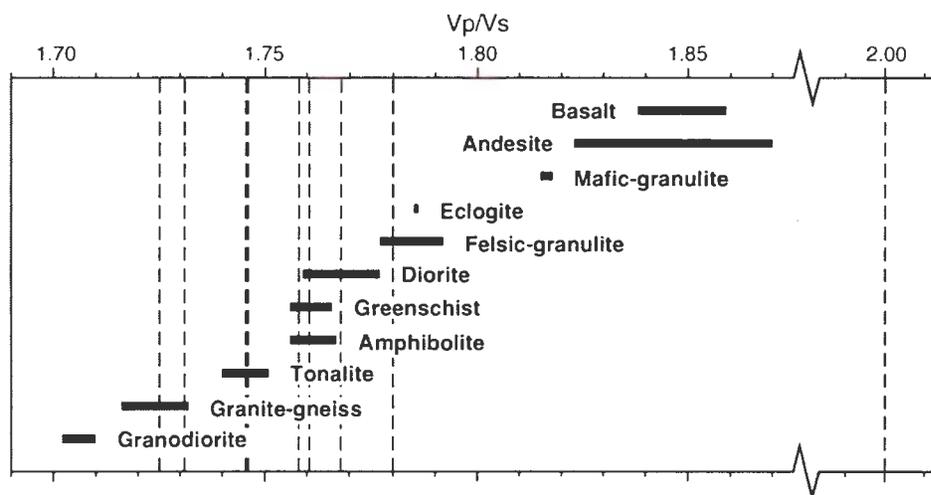


Figure 5.2 Lien entre la nature de la croûte et les rapports Vp/Vs (Thompson et al., 2010).

La station KJKQ est située sur un craton archéen peu retravaillé. La croûte est simple, sans structure, sauf pour une zone de haute vitesse à la surface ou à faible profondeur au nord de la station. Comme on retrouve la baie d'Hudson au nord de la station, cette zone peut être liée à la marge continentale qui s'y situe (Eaton et Darbyshire, 2010) ou à la suture entre l'orogène Trans-Hudson et la province du Supérieur qui pourrait être près de la côte (Eaton et Darbyshire, 2010). Par contre, il faudrait une investigation régionale plus approfondie pour pouvoir le certifier. Le modèle plutôt lisse concorde avec une croûte archéenne. La proximité avec l'orogène Trans-Hudson pourrait expliquer la profondeur anormale. Il est possible que l'orogène ait affecté la croûte plus loin que ce que l'on croit. D'autre part, les croûtes du Québec et du Labrador sont toutes au-dessus de l'épaisseur attendue en fonction de leur âge, donc il peut s'agir d'une anomalie régionale. Le rapport Vp/Vs de cette croûte indique une

lithologie de granite-gneiss, alors qu'Eaton et Darbyshire (2010) rapportent une composition de granites et de granodiorites.

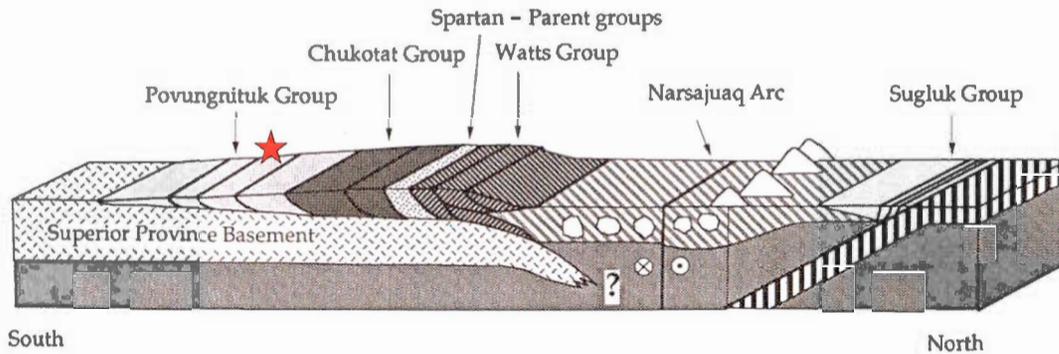


Figure 5.3 Modèle de la croûte de l'orogène Trans-Hudson au Cap Smith selon St-Onge et al. (1992). L'étoile indique la position de la station KNGQ.

La station KNGQ est située sur l'orogène du Trans-Hudson. La figure 5.3 illustre l'hypothèse de croûte imaginée par St-Onge et al. (1992). Les modèles obtenus concordent avec cette hypothèse. On observe une couche de haute vitesse en surface qui pourrait correspondre à la couche déposée sur le socle archéen. L'analyse azimuthale montre que cette couche de haute vitesse est absente des modèles au sud de la station, ce qui correspond au schéma de St-Onge et al. (1992). Aussi, à la base de la croûte, on trouve une couche de haute vitesse, qui est un phénomène souvent relié à du sous-placage (Thybo et Artemieva, 2013). Selon St-Onge et al. (2002), la première étape de la formation de l'orogène serait le *rifting* de la province du Supérieur; le *rifting* entraîne souvent un phénomène de sous-placage (Thybo et Artemieva, 2013). Par contre, selon St-Onge et al. (1992), la lithologie de la région serait du gabbro, de la péridotite et des basaltes. Cette lithologie est en contradiction avec le rapport V_p/V_s obtenue, qui indique une croûte felsique. La seule composition prédite par St-Onge et al. (1992) qui correspond au rapport V_p/V_s est la péridotite, dont le rapport V_p/V_s varient entre 1,73 et 1,76 dans la croûte (Christensen, 1996). Il est possible

que la lithologie observée par St-Onge ne soit que superficielle et que le socle archéen soit felsique.

La station KRSQ est également sur un orogène et présente des caractéristiques semblables à la croûte sous KNGQ. Comme pour l'orogène du Cap Smith, il y aurait eu initialement du *rifting* (Rohon et al., 1993; St-Onge et al., 2009), qui pourrait expliquer la couche de haute vitesse dans la croûte inférieure (Thybo et Artemieva, 2013), et des couches ont été déplacées sur le socle archéen, ce qui pourrait expliquer la présence d'une couche de haute vitesse à la surface où dans la croûte supérieure (St-Onge et al., 2009). Par contre, à cause des résultats de la modélisation directe, de la maigre couverture azimutale et du faible nombre de RF, il est difficile de conclure avec certitude que cette couche soit réelle.

La croûte sous la station KAJQ est archéenne et retravaillée durant le paléoprotérozoïque. L'épaisseur obtenue est relativement faible et le modèle est assez lisse, sauf pour la croûte supérieure qui est la couche retravaillée durant le paléoprotérozoïque. Cette épaisseur semble correspondre à une région d'âge archéen, qui se situe généralement entre 32 et 39 km (Abbott et al., 2013). Selon le rapport V_p/V_s , la croûte serait de composition felsique, avec une valeur qui concorde avec la composition d'orthogneiss attendue (Funck et Loudon, 1999; Thompson et al., 2010). L'épaisseur et la composition felsique tendent donc à suggérer que cette croûte est archéenne (Abbott et al., 2013), comme le suppose l'hypothèse qui prétend qu'il s'agit d'une croûte majoritairement archéenne marquée par du métamorphisme durant le paléoprotérozoïque (Wardle et al., 2002a et b; Funck et Loudon, 1999; Bourlon et al.; 2002, Hall et al., 2002). Il semble que puisque la station est située au cœur de la zone centrale entre les orogènes de Torngat et du Nouveau-Québec (St-Onge, 2009), l'épaisseur de la croûte de cette région a été peu affectée par la tectonique du paléoprotérozoïque et aurait donc pu garder son épaisseur caractéristique d'une croûte archéenne. L'analyse de la variation azimutale montre que, dans le modèle NNE, on

trouve une couche de basse vitesse dans la croûte sur laquelle il serait intéressant d'investiguer de façon plus approfondie. Aussi, tous les modèles montrent une couche de basse vitesse sous le Moho. Cette couche est peut-être une trace de la subduction qu'il y aurait eu entre 1,910 et 1,885 Ga qui aurait pu laisser des traces sous la croûte (Funck et Loudon, 1999). De plus, le modèle NNE, qui est le seul modèle à sonder l'est de la station, indique une variation de vitesse plus importante, ce qui est logique puisque la subduction se serait produite à l'est de la station.

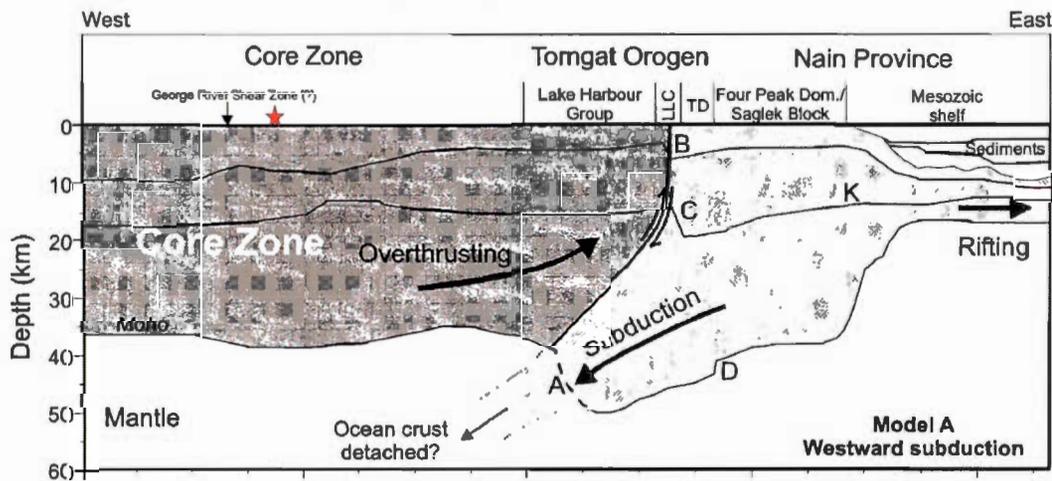


Figure 5.4 Hypothèse de la subduction de Nain sous la zone centrale selon Funck et Loudon (1999). La position de la station KAJQ est indiquée par une étoile.

La station NANL est déposée sur la suite plutonique de Nain. Le modèle indique une croûte mince et peu complexe, ce qui correspond à une croûte archéenne. On peut voir une baisse de vitesse à une dizaine de kilomètres de profondeur, mais cette discontinuité a une influence faible sur la RF et l'analyse azimutale montre qu'elle n'est pas présente dans toutes les directions. L'origine de cette couche sera expliquée plus tard dans ce chapitre. On observe également une couche de basse vitesse sous la croûte. L'origine de cette couche est inconnue, mais elle pourrait être reliée à de l'intrusion plutonique. La présence de pluton à la surface et des intrusions

plutoniques à la base de la croûte expliqueraient la nature très mafique de la croûte. Selon le tableau de Thompson et al. (2010), l'andésite pourrait expliquer la valeur de V_p/V_s . Également, la station est sur la suite plutonique de Nain qui est constitué d'un massif d'anorthosite (Funck et al., 2000a) qui peut expliquer cette valeur. L'anorthosite a un rapport V_p/V_s de 1,91 dans la croûte (Christensen, 1996), donc un massif de 10 km d'épais pourrait expliquer la valeur élevée du rapport V_p/V_s .

La figure 5.5 montre le schéma de la dernière étape de formation de l'orogène de Makkovik selon une hypothèse formulée par Ketchum et al. (2002). Les résultats obtenus à la station MKVL devraient, selon ce schéma, illustrer une croûte complexe, démontrant le dépôt de bassin d'arrière-arc sur la terrane accrétée avec des intrusions plutoniques et une délamination ou du sous-placage. La profondeur du Moho obtenue, soit d'environ 50 km, est plutôt grande, ce qui concorde avec le scénario de l'accrétion de la terrane. Le fort volcanisme et l'intrusion de roche magmatique dans le bas de la croûte pourraient avoir entraîné du sous-placage (Ketchum, 2002; Thybo et Artemieva, 2013), ce qui expliquerait la couche de haute vitesse dans la croûte et le Moho diffus. Certaines parties du groupe d'Aillik, sur lequel repose la station, sont composées de dépôts de roches métasédimentaires alors que d'autres parties sont composées de dépôts de roches métavolcaniques. Ces différents dépôts pourraient expliquer la zone de faible vitesse peu profonde sur le modèle sud et la couche de haute vitesse à la surface du modèle NE.



Figure 5.5 La dernière étape de la formation de l'orogène de Makkovik selon Ketchum et al. (2002). L'étoile représente la position de la station.

La station WBHL est située sur la région paraautochtone de l'orogène de Grenville. Le modèle obtenu pour cette station montre une croûte complexe et épaisse, ce qui correspond à l'âge de la croûte (Abbott et al., 2013). On observe une zone de faible vitesse entre 10 et 14 km, plusieurs variations dans la mi-croûte et une zone de haute vitesse dans la croûte inférieure. Les successions de changement de vitesse peuvent s'expliquer par les couches déplacées et déposées sur le socle archéen (Ludden et Hynes, 2000a et b). Aussi, la variation azimutale observée est forte, ce qui est logique puisque les couches superposées sont inclinées. Ce socle archéen serait lui-même retravaillé, ce qui pourrait expliquer la zone de haute vitesse (Thybo et Artemieva, 2013), d'autant plus que ce phénomène se retrouve également sous la province de Hearne en Alberta et sous le craton Wyoming, au Montana, qui présente également une croûte archéenne retravaillée lors d'une collision (Chen et al., 2015; Thybo et Artemieva, 2013). Dans les deux cas, la couche est associée à un épaississement de la croûte et un réflecteur incliné dans le manteau interprété comme une trace de subduction sous la croûte (Thybo et Artemieva, 2013). À la station WBHL, la croûte est épaisse et on observe une zone de basse vitesse sous la croûte au sud de la station. Il faudrait plus de données pour confirmer la présence d'un réflecteur incliné dans le manteau pour confirmer que la couche est associée à la subduction lors de la collision.

5.3 Comparaison à la recherche antérieure

Cette section a pour but de comparer les résultats à ceux obtenus par d'autres chercheurs dans la même région. Pour chacun de ces sujets, une analyse régionale des résultats sera effectuée et, lorsque ce sera possible, une analyse spécifique à chaque station sera réalisée.

5.3.1 Données sismiques

Les données sismiques recueillies par Lithoprobe peuvent être comparées à celle obtenue durant cette recherche. Les régions couvertes par Lithoprobe recourent celles des stations KAJQ, NANL, MKVL et WBHL.

Dans le cas de KAJQ, la figure 5.6 illustre les résultats d'ECSOOT (Cook et al., 2010 et ceux de ce mémoire). La profondeur du Moho obtenue par ECSOOT est d'environ 37 km au niveau de la station, presque à la latitude de la faille de George River et le résultat obtenu par les RF est de 36 à 38 km. Sur le modèle de ECSOOT, il y a une discontinuité à 8 km qui se termine à 16 km. Cela peut correspondre à la discontinuité entre 8 et 16 km dans le modèle des RF, mais la nature de la discontinuité est différente. En effet, il s'agit d'une augmentation de vitesse des ondes P pour le modèle d'ECSOOT, tandis que le modèle obtenu grâce aux RF montre couche de basses vitesses des ondes S. Par contre, une augmentation de vitesse P ou une diminution de S auraient pour effet de retarder Ps; il n'y a donc pas nécessairement une contradiction dans le résultat. La couche entre 0 et 8 km avait été interprétée comme une couche de haute vitesse au chapitre IV, mais il n'y a aucune indication en ce sens sur le profil de Lithoprobe.

La figure 5.7 montre le modèle de croûte obtenu par Funck et al. (2000a) dans la province de Nain et le modèle obtenu par RF. À 8 km, on note une baisse de vitesse, qui a été interprétée comme l'effet du massif d'anorthosite par Funck et al. (2000a), pour les deux modèles. La vitesse passe de 3,8 à 3,6 km/s pour le modèle tiré d'ECSOOT, tandis que pour les RF, la vitesse passe de 3,4 à 3,3 km/s. Par contre, le massif d'anorthosite est présent surtout au nord de la station, alors qu'au sud et à l'ouest, la suite plutonique est composée de granitoïdes plutôt que d'anorthosite. On peut voir à la figure 5.8 que la discontinuité est plus grande pour les modèles NE et NNO, et les ordres de grandeur des vitesses correspondent à ceux du massif. La

profondeur du Moho est de 35 km selon les résultats d'ECSOOT et de 33 à 35 km selon les résultats des RF.

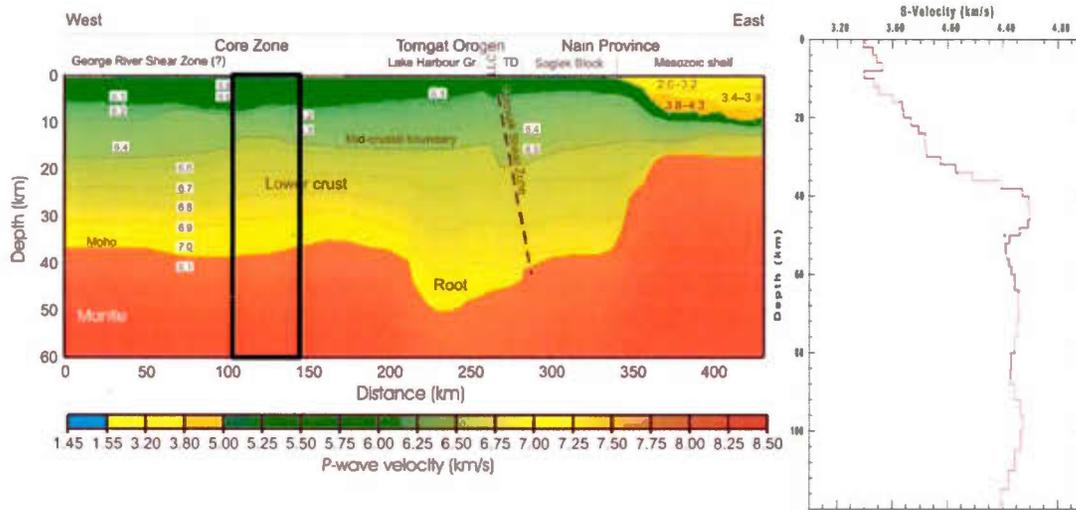


Figure 5.6 À gauche : modèle de croûte obtenue par ECSOOT (Cook et al., 2010). Le rectangle indique la position de la station KAJQ sur le profil. À droite : le modèle obtenu par l'inversion des RF.

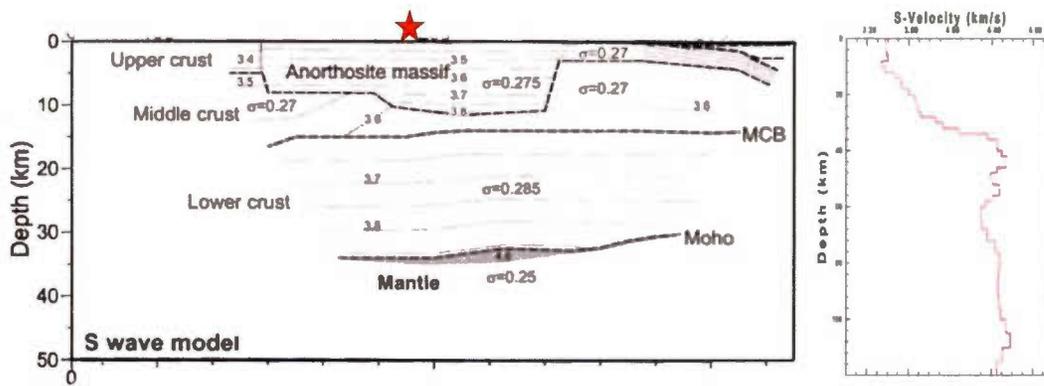


Figure 5.7 À gauche : modèle des vitesses de cisaillement selon Funck et al. (2000a). L'étoile rouge indique la position de la station. À droite : modèle des vitesses de cisaillement selon les RF.

Dans le cas de la station MKVL, le profil d'EC SOOT, qui est à environ 150 km à l'est de la station, donne une profondeur de 35 km. Les résultats des RF donnent un Moho entre 48 et 50 km. Les valeurs sont éloignées, mais, comme la distance entre les deux mesures est grande, la comparaison n'est probablement pas valable. Un autre point intéressant observé par Lithoprobe est la présence d'une couche de haute vitesse dans la croûte dans la région de Makkovik. Comme les données de Lithoprobe ne couvrent pas toute la région, l'étendue de cette couche reste inconnue. Sur la figure 5.9, on peut voir la couche de haute vitesse observée par Funck et al. (2001b); ils ont indiqué avec de flèches rouges les directions pour lesquels la couche pouvait continuer. On peut observer qu'une de ces flèches se dirige vers la province de Makkovik. La couche de haute vitesse obtenue à MKVL correspond donc à une possibilité évoquée dans les travaux reliés à Lithoprobe. Cette couche de haute vitesse est attribuée par Funck et al. (2001b) au *rifting* de l'Iapetus. L'origine de la couche de haute vitesse pourrait être du sous-placage au Makkovik lié à ce *rifting* ou le volcanisme de subduction proposée par Ketchum et al. (2002).

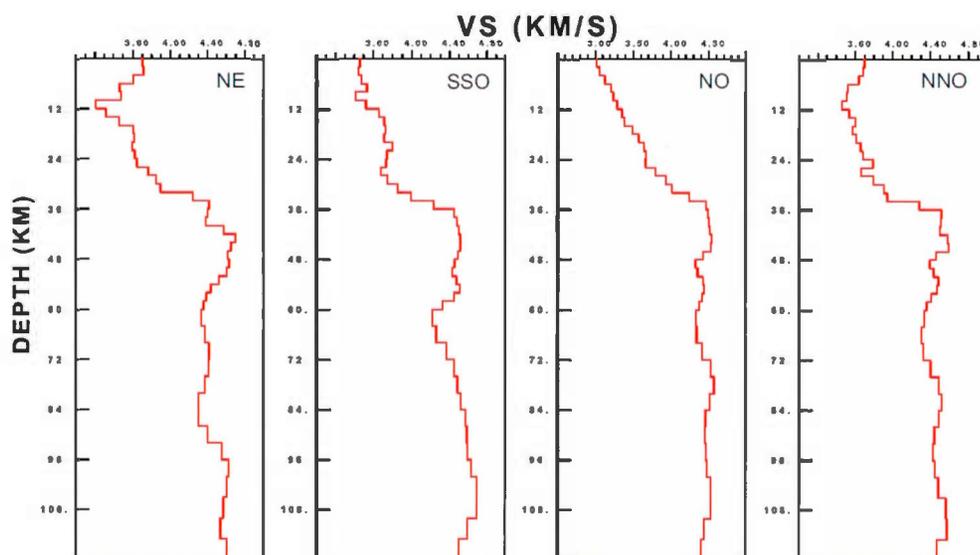


Figure 5.8 Modèle pour les vitesses des ondes S en fonction de la direction pour la station NANL.

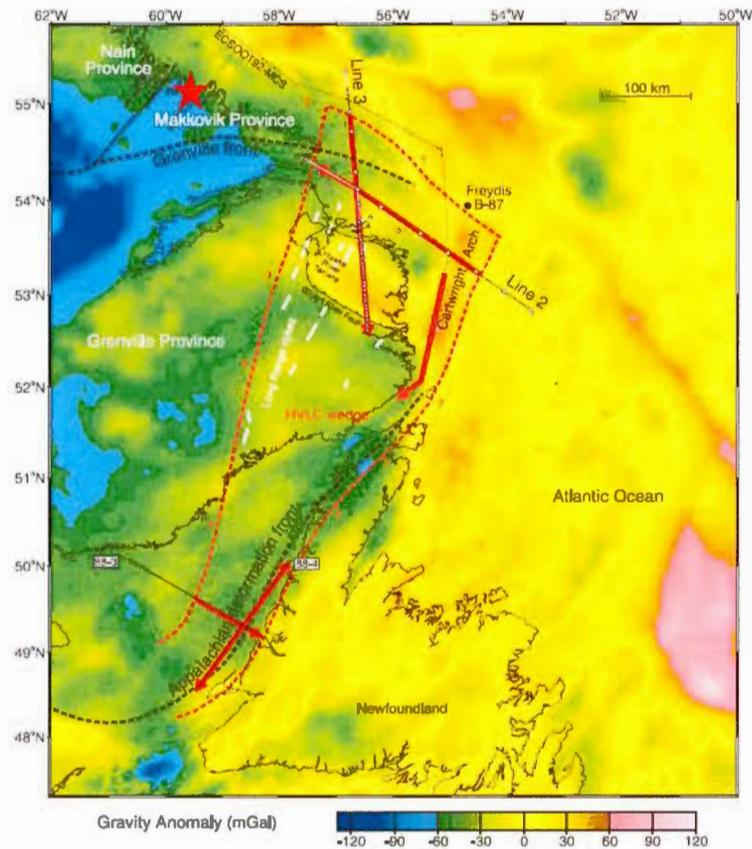


Figure 5.9 Carte de la région est de l’orogène Grenville selon Funck et al. (2001b). La zone encadrée par les pointillés rouge indique la présence démontrée d’une couche de haute vitesse, les flèches rouges indiquent les directions dans lesquelles cette couche pourrait se prolonger et l’étoile rouge indique la position de la station MKVL.

Le projet Lithoprobe a également sondé l’orogène de Grenville (Cook et al., 2010; Funck et al., 2001b; Hynes et al., 2000). Aucun sondage n’est rapproché de celui de WBHL, mais on peut trouver des tendances semblables à celles obtenues sur les résultats de Lithoprobe. Les profils de Lithoprobe sont présentés à la figure 5.10. Le profil fait au sud de Makkovik montre un épaissement de la croûte jusqu’à 50 km au sud du Front de Grenville, ainsi qu’une couche de haute vitesse (Funck et al., 2001b). Ce profil est à environ 650 km à l’est de la station WBHL. Le profil de la

ligne 55, qui se situe à 200 km à l'ouest de la station montre un Moho à une profondeur d'environ 48 km sous le groupe du lac Knob, groupe sur lequel est situé la station (Hynes et al., 2000). Finalement, le profil MG présente un épaissement de la croûte au sud du front de Grenville et une couche de haute vitesse d'une quinzaine de kilomètres au-dessus du Moho (Cook et al., 2010). Ce profil est situé à la frontière entre l'Ontario et le Québec. Les tendances observées, c'est-à-dire un Moho profond au sud du front et une couche de haute vitesse sont deux caractéristiques présentes à la station WBHL. Sur les deux régions sondées par Lithoprobe où on observe une couche de haute vitesse, celles au sud de Makkovik et le profil MG à la frontière entre le Québec et l'Ontario, les couches commencent à une profondeur d'environ 30 km (Cook et al., 2010; Funck et al., 2001b) et sur le modèle de WBHL, elle commence à 32 km. Pour ce qui est de l'augmentation de vitesse à 14 km, elle pourrait correspondre au début du socle archéen observé sur le profil de Lithoprobe.

Tableau 5.2 Profondeurs du Moho obtenues dans cette recherche et projetées à partir des données de Lithoprobe

Station	H pour les RF (km)	H mesurée ou projetée (km)
KAJQ	36 à 38	38
KJKQ	44 à 48	42
KNGQ	49 à 50	35
KRSQ	53 à 55	35
MKVL	48 à 52	35
NANL	33 à 35	32
WBHL	52 à 55	40

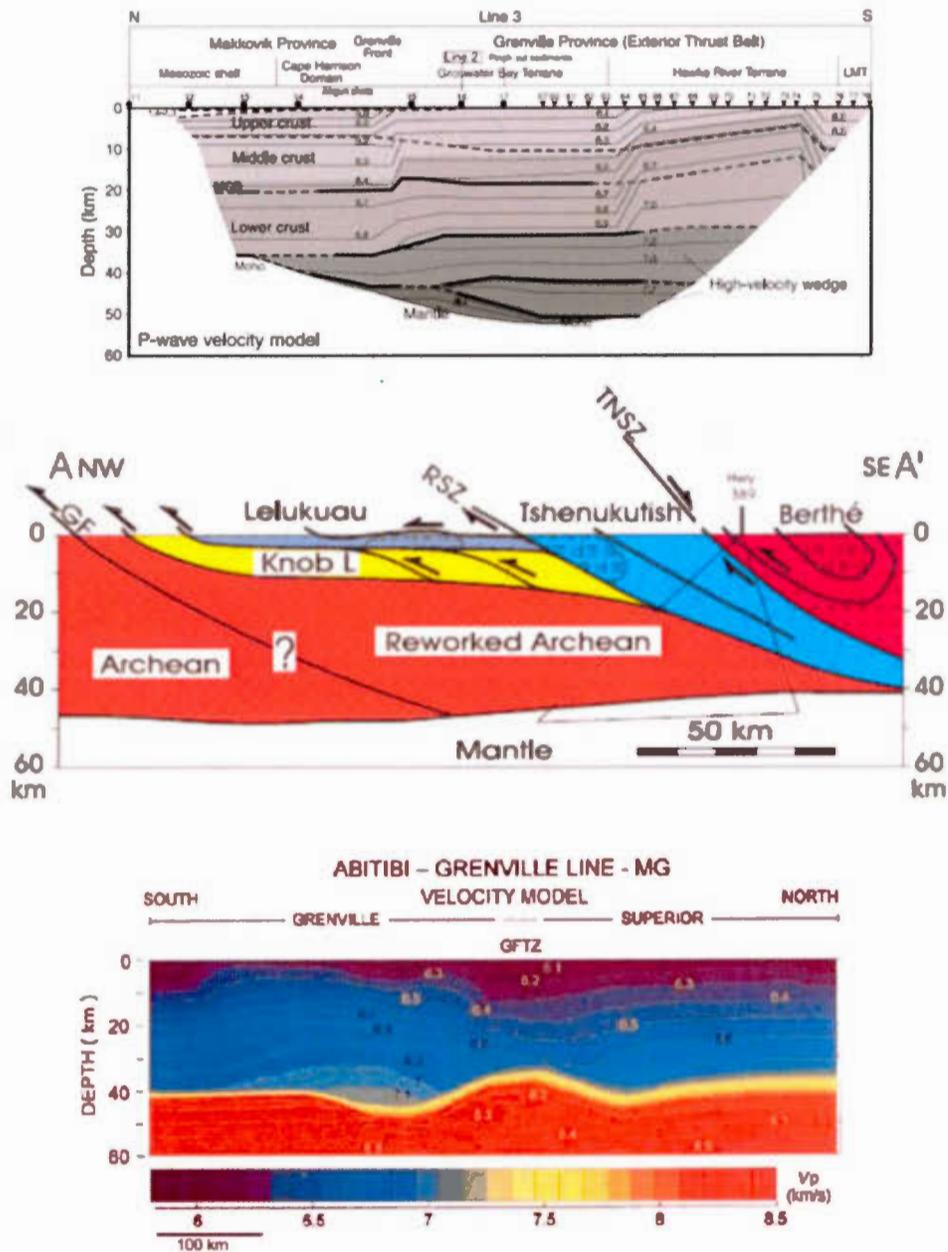


Figure 5.10 En haut : profil de vitesse des ondes P sous l'orogène de Grenville au sud de l'orogène de Makkovik (Funk et al., 2001b). Au milieu : tracé de la croûte à partir des données sismique pour l'orogène de Grenville au centre du Québec (Hynes et al., 2000). En bas, profil de vitesse des ondes P sous l'orogène de Grenville à la frontière entre l'Ontario et le Québec (Cook et al., 2010).

On peut également comparer les résultats de la projection effectuée à partir de Lithoprobe aux résultats présentés au chapitre IV. Cette comparaison est présentée au tableau 5.2; les profondeurs du Moho pour Lithoprobe sont tirées de la figure 5.1. On peut voir que pour plusieurs données les projections faites par Lithoprobe sont loin des résultats obtenus. Les plus grandes différences sont pour KNGQ, KRSQ, WBHL et MKVL. Pour les trois premières stations, les profils de mesures de Lithoprobe et les projections sont très éloignés et probablement erronés. Pour la station MKVL, la distance entre les mesures de Lithoprobe et la station MKVL est plus courte, mais elle n'est pas négligeable.

Gilligan et al. (2016) ont utilisé une méthode semblable à celle utilisée dans ce mémoire. Pour la province du Supérieur, la profondeur du Moho qu'ils ont mesurée variait entre 38 et 44 km, ce qui n'est pas très loin de la valeur de 44 à 48 km trouvée pour KJKQ. Pour le Trans-Hudson au Cap Smith et le Nouveau-Québec, ils ont obtenu une profondeur comprise entre 44 km et 50 km, alors que les stations KNGQ et KRSQ, situées dans ces régions, ont donné une profondeur de 49 à 50 km et de 53 à 55 km. On peut donc conclure que les résultats obtenus dans le cadre de cette recherche ne sont pas en contradiction avec ceux de Gilligan et al. (2016), même si les profondeurs sont légèrement plus grandes pour KRSQ.

Finalement, on peut comparer les résultats obtenus aux modèles continentaux présentés au chapitre I. Les modèles NA07 et $\overline{\text{NA07}}$ (Bedle et van der Lee, 2009) prédisent qu'à une profondeur de 90 km, les vitesses à KJKQ et WBHL devraient être plus élevées que celles à KAJQ, NANL et MKVL. Le modèle SL2013NA (Schaeffer et Lebedev, 2014) prévoit, pour une profondeur de 50 km, une vitesse plus élevée KAJQ, KJKQ, KRSQ, KNGQ que pour NANL, MKVL et WBHL et que parmi NANL, MKVL et WBHL, WBHL devrait avoir une vitesse plus petite. Le modèle prévoit également que toutes les vitesses devraient être semblables à 100 km, sauf pour MKVL et WBHL qui devrait avoir une vitesse plus lente. Le modèle

SAWum_NA2 (Yuan et al., 2011) indique des vitesses d'onde S plus petite pour les stations KAJQ et WBHL à une profondeur de 70 km, alors que les autres stations ont des vitesses semblables et à une profondeur de 100 km, une vitesse lente à KAJQ et KJKQ et une vitesse rapide à NANL en comparaison des autres stations. Le tableau 5.3 indique les valeurs de vitesse des ondes S selon les modèles obtenus par inversion et présentés au chapitre IV. Les tendances des modèles NA07 et $\overline{\text{NA07}}$ sont respectées alors que les tendances des deux autres ne le sont pas, sauf pour WBHL à 50 km qui a effectivement une vitesse plus faible que toutes les autres stations et MKVL qui a une faible vitesse à 100 km comme le prédit le modèle SL2013NA. Par contre, il faut tenir compte que pour les résultats de cette étude, les vitesses à ces profondeurs sont très dépendantes du modèle GDM52 (Ekström, 2001). En effet, la contrainte principale sur les vitesses absolues dans le manteau est la courbe de dispersion. Comme le modèle GDM52 à une résolution de 650 km, avec une séparation des nœuds de $5,7^\circ$, ce qui est moins bon que les modèles trois modèles auxquels on compare les résultats (Bedle et van der Lee, 2009; Schaeffer et Lebedev, 2014; Yuan et al., 2011). Aussi, il faut tenir compte du fait que les inversions ne donnaient pas une excellente correspondance sur les courbes de dispersion et que les vitesses dans le manteau peuvent être influencées par les effets de bord du modèle, qui se termine à 120 km de profondeur.

Tableau 5.3 Vitesses des ondes S sous chaque station en fonction de quelques profondeurs

Station	Vs à 50 km (km/s)	Vs à 70 km (km/s)	Vs à 90 km (km/s)	Vs à 100 km (km/s)
KAJQ	4,49	4,53	4,49	4,54
KJKQ	4,45	4,62	4,66	4,64
KNGQ	4,34	4,51	4,59	4,58
KRSQ	4,24	4,62	4,68	4,56
MKVL	4,41	4,47	4,42	4,39
NANL	4,40	4,37	4,47	4,52
WBHL	4,17	4,56	4,67	4,63

5.3.2 Données gravimétriques

À partir des cartes gravitationnelles de Bourlon et al. (2002) et Eaton et Darbyshire (2010), on peut évaluer l'anomalie gravimétrique de Bouguer sous les stations et les comparer aux profondeurs de Moho trouvées. Le résultat est présenté à la figure 5.11. La droite de tendance est celle qui représente le mieux les points, à l'exception de 2 données qui en sont loin. On peut voir que pour 5 stations, l'anomalie de gravité est inversement proportionnelle à la profondeur du Moho. Les deux stations qui ne suivent pas cette tendance sont les stations KRSQ et NANL. Pour NANL, on peut supposer que la composition plutonique de la croûte a une influence sur la gravité. Dans le cas de la station KRSQ, aucune explication évidente ne peut être fournie et il faudrait explorer un peu plus cette région pour obtenir une réponse.

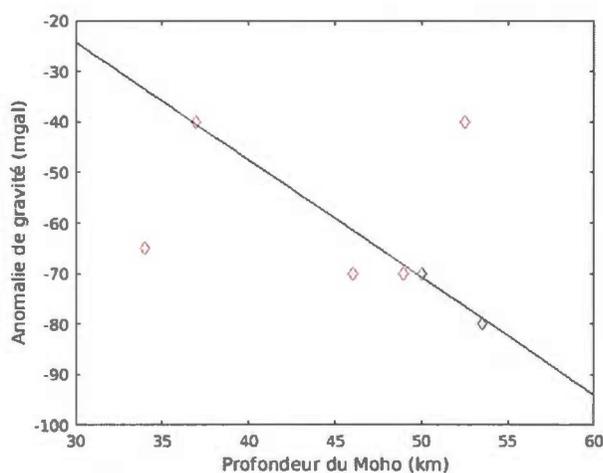


Figure 5.11 Anomalie gravimétrique de Bouguer en fonction de la profondeur du Moho

CONCLUSION

Ce mémoire avait pour but l'étude de la croûte du nord du Québec et du Labrador. Pour y arriver, plus de 4000 séismes enregistrés par 8 stations ont été analysés. Plus spécifiquement, les objectifs de cet ouvrage étaient : l'étude de la nature moyenne des roches de la croûte, le calcul de la profondeur du Moho, la modélisation de la vitesse des ondes de cisaillement dans les cent premiers kilomètres de la lithosphère, l'identification des discontinuités importantes dans la croûte et le manteau supérieur, la recherche de variations latérales, l'interprétation des observations en regard de l'histoire tectonique de la région et la comparaison des résultats obtenus avec ceux d'autres recherches. Pour 7 des 8 stations, ces objectifs ont été atteints, partiellement ou entièrement. Dans le cas de la station NWRL, à l'extrême est de l'orogène de Grenville, la qualité des données recueillies n'a pas permis d'analyse.

Afin d'atteindre les objectifs, les *receiver functions* (RF) des séismes ont été extraites puis analysés de trois façons. La sommation H- κ a permis d'évaluer la profondeur du Moho et le rapport V_p/V_s , qui est relié à la composition moyenne des roches. Pour 6 stations, cette technique a fourni des résultats réalistes et semblables aux deux autres types d'analyse. Pour la station KRSQ, dans l'orogène du Nouveau-Québec, la profondeur du Moho diffère de la profondeur trouvée à l'aide des autres méthodes d'environ 20 km et le rapport V_p/V_s ne correspond pas à une valeur réaliste pour la croûte (Thompson et al., 2010). Les deux autres méthodes d'analyse visaient à inverser les RF pour trouver le modèle de vitesse de cisaillement en fonction de la profondeur. Comme les RF sont plus sensibles aux variations de vitesse qu'aux

valeurs absolues de vitesse, les RF ont été inversées conjointement avec les données d'onde de surface du modèle GDM52 (Ekström, 2011). Le premier type d'inversion est une inversion « moindres carrés ». Elle consiste à générer une RF et une courbe de dispersion à partir d'un modèle de départ. Ensuite, à l'aide des différences entre les résultats synthétiques et les données recueillies, les améliorations à apporter au modèle pour générer une meilleure RF et une meilleure courbe de dispersion sont calculées. Le deuxième type d'inversion est une méthode Monte-Carlo qui consiste à générer aléatoirement des modèles et de retenir ceux qui donnent une bonne correspondance sur les RF et les courbes de dispersion. Ces deux méthodes sont complémentaires puisque la première génère un modèle avec des discontinuités, tandis que l'autre donne une plage de valeurs plausibles pour les vitesses. Cela permet de vérifier si les deux méthodes donnent une épaisseur de croûte semblable et si le modèle obtenu par l'inversion moindres carrés est contenu de l'intervalle de valeurs plausibles du modèle Monte-Carlo.

La profondeur du Moho a donc été calculée à l'aide de trois méthodes. Ces trois méthodes sont indépendantes et pour 6 stations, elles ont donné des résultats semblables. Pour la station KRSQ, seules les deux inversions donnent une profondeur semblable. Les résultats obtenus indiquent que la tendance observée par Abbott et al. (2013), selon laquelle la croûte des cratons archéens serait plus mince que celle des régions protérozoïques, est respectée. Par contre, 5 des 7 stations ont mesuré une croûte plus épaisse que ce qui est habituel pour leur âge. Dans le cas des croûtes archéennes, l'épaisseur est généralement située entre 31 et 39 km (Abbott et al., 2013), alors que pour une station, KJKQ, l'épaisseur obtenue est entre 44 et 48 km. Pour les croûtes du protérozoïque, la moyenne globale est de 41 km (Abbott et al., 2013), alors que toutes les croûtes du protérozoïque sondées pour ce mémoire sont beaucoup plus épaisses que cette moyenne. Les épaisseurs obtenues varient de 47 à 50 pour l'orogène de Makkovik à 54 à 56 km pour le Nouveau-Québec. Comme la

majorité des stations donnent une croûte plus épaisse que la moyenne globale, il a été conclu qu'il devait s'agir d'une tendance régionale.

La sommation H- κ a permis d'évaluer le rapport Vp/Vs qui est lié à la composition des roches dans la croûte. La croûte de trois cratons archéens a été sondée. Pour deux des stations, celle sur le craton du Supérieur, à l'est de la baie d'Hudson et celle sur le craton de Churchill au Labrador ont donné une croûte felsique et celle sur le craton de Nain a indiqué une croûte fortement mafique qui peut s'expliquer par la présence du massif d'anorthosite. Pour les stations installées sur les croûtes du protérozoïque, la composition moyenne allait de felsique à intermédiaire.

Les inversions ont permis de déterminer la profondeur du Moho, d'identifier des discontinuités et d'étudier les variations latérales pour 7 stations.

Les résultats de l'analyse de variations azimutales révèlent une légère augmentation de la profondeur du Moho vers le NO sous la station KNGQ et vers l'ouest ou le SO pour la station WBHL, mais dans les deux cas, la couverture azimutale et la variation de profondeur ne sont pas suffisantes pour conclure à une inclinaison avec certitude.

Pour quatre stations, une couche de haute vitesse a été observée au-dessus du Moho : la station KNGQ, la station KRSQ, la station MKVL et la station WBHL. Pour la station KNGQ, au Cap Smith, la couche est présente dans toutes les directions et pourrait être reliée à la phase initiale de *rifting*. À la station KRSQ, au nord de l'orogène du Nouveau-Québec, la couche est également présente dans toutes les directions et peut être également reliée à du *rifting*. La station MKVL, installée sur l'orogène de Makkovik, présente aussi une couche de haute vitesse dans toutes les directions. Par contre, cette couche serait le résultat de magmatisme d'arc. Dans le cas de la station WBHL, la couche est présente partout, sauf au sud de la station. Elle est probablement associée à la subduction lors de la collision entre Laurentia et les

cratons sud-américain et africain, mais il faudrait plus de données pour confirmer la présence d'un réflecteur sous la croûte.

Certaines structures superficielles ou en faible profondeur ont pu être observées. À la station KAJQ, dans la zone centrale entre les orogènes du Torngat et du Nouveau-Québec, une zone de faible vitesse pourrait être présente au NNE de la station. Comme la couverture azimutale n'est pas très bonne dans cette direction, une étude plus poussée serait nécessaire pour confirmer la présence de cette structure et en déterminer l'origine. Pour la station KJKQ, sur la province du Supérieur en bordure de la baie d'Hudson, une couche de haute vitesse à la surface ou en faible profondeur a été observée dans 3 directions différentes, toutes vers le nord (NNE, NNO et ONO). La probabilité qu'une structure y soit présente est donc grande. Sur l'orogène Trans-Hudson, à la station KNGQ, c'est une couche de haute vitesse à la surface qui a été observée, mais qui est absente au sud de la station. Cette couche a été associée à la présence d'une couche de roche archéenne fortement métamorphisée déposée sur le socle archéen. Une telle couche a été également observée à la station KRSQ, qui est située au nord l'orogène du Nouveau-Québec, près de l'orogène Trans-Hudson au Cap Smith. Une corrélation entre les couches de haute vitesse dans la croûte supérieure aux stations KNGQ et KRSQ semble plausible, d'autant plus que les deux stations présentent une couche de haute vitesse à la base de la croûte. Par contre, comme la couverture azimutale et le nombre de RF sont plutôt faibles à la station KRSQ, il faudrait continuer d'étudier cette région pour certifier cette corrélation. À la station MKVL, au sud de la station, on trouve une zone de faible vitesse à 10 km de profondeur et au NE, on observe plutôt une zone de haute vitesse entre 6 et 12 km. Ces deux couches pourraient être associées à la composition différente des couches superficielles au nord et au sud de la station. Pour la station NANL, la présence d'une couche de haute vitesse, observée et interprétée comme l'effet du massif d'anorthosite par Funck et al. (2000a), a également été observée au nord et au NE de la station. Comme la lithologie de la région prévoit que la suite plutonique de Nain

soit composée d'anorthosites au nord de la station et de granitoïdes au sud et à l'ouest, il semble raisonnable d'affirmer que les résultats qui ont été obtenus concordent avec les observations de Funck et al. (2000a). Finalement, pour la station WBHL, elle semble présenter une couche de basse vitesse à faible profondeur; par contre l'analyse azimutale montre une très forte variation et la présence de cette couche sur le modèle moyen pourrait s'expliquer par la présence d'une couche de haute vitesse à la même profondeur au NE de la station. Puisque les modèles de croûtes varient beaucoup d'une direction à l'autre, il est difficile d'arriver à une conclusion sur l'origine des discontinuités observées dans les modèles de chaque direction, mais elles pourraient être reliées à la succession de couches déposées sur le socle archéen.

Dans le manteau, une couche de basse vitesse a été observée sous la station WBHL, directement sous le Moho, vers le sud. Elle pourrait être la trace d'une subduction qui aurait engendré le sous-placage dont on observe les effets. À la station KAJQ, il y a également une couche de basse vitesse sous le Moho, dans toutes les directions, mais plus forte au NNE. Cette couche pourrait également être la trace d'une subduction associée à la collision entre Nain et Churchill. Sous la station NANL, il y a une couche de basse vitesse entre 60 et 70 km. Cette couche pourrait être associée au magmatisme lié à un panache qui aurait affecté la région il y a environ 1355 Ma, avant le début magmatisme de la suite plutonique de Nain (Funck et al., 2000a). La perturbation thermique liée à ce magmatisme a pu modifier la composition de la lithosphère, ce qui expliquerait la discontinuité que l'on observe.

En résumé, une méthode rigoureuse a permis de déterminer la profondeur du Moho sous 7 stations et la nature moyenne des roches pour 6 stations. Une corrélation entre l'âge de la croûte et son épaisseur a été observée ce qui semble confirmée l'hypothèse de Durrheim et Mooney (1991) et Abbott et al. (2013). Il faut toutefois savoir que cette hypothèse est encore sujet à débat (Petrescu et al., 2016). Quatre couches de

haute vitesse dues à du sous-placage ont été identifiées et, pour trois d'entre elles, une explication plausible a été fournie. Pour la dernière, la station WBHL au sud du front de Grenville, il faudrait investiguer plus pour confirmer l'hypothèse avancée. Une couche de haute vitesse à la surface ou en basse profondeur la croûte a pu être confirmée aux stations KJKQ, NANL, KNGQ et MKVL, dans au moins une direction. Des indices d'une telle couche ont été observés sous la station KRSQ, mais ils ne sont pas suffisants pour le conclure avec certitude. Une couche de basse vitesse à la surface semble probable au nord de la station KAJQ, mais reste à confirmer, tandis que, pour la station MKVL, une telle couche a été confirmée au nord-est. Dans le manteau, une couche de basse vitesse a été observée sous les stations WBHL, KAJQ et NANL. Il serait intéressant, pour toutes ces structures, de les étudier plus précisément, afin d'identifier leur position, observer leur variation latérale et préciser leur nature et origine.

La recherche comportait plusieurs limites :

1. Le faible nombre de stations ne donne qu'un aperçu local de la croûte d'une région très vaste.
2. La quantité et la qualité des données pour certaines stations étaient limitées.
3. La couverture azimutale pour toutes les stations était incomplète.
4. La technique utilisée, celle des *receiver functions*, n'est pas aussi précise que des techniques comme la sismique de réflexion ou de réfraction.
5. Les données d'onde de surface disponibles n'avaient pas une très grande résolution.

Cette recherche ajoute beaucoup de renseignements sur la croûte du nord du Québec et du Labrador qui contribuent à notre connaissance de cette région. Pour une partie de ce territoire, il s'agit des premières données sismiques recueillies. Par contre, ces données demeurent peu nombreuses et il serait donc intéressant de pousser l'étude plus loin, soit en augmentant le nombre de stations, soit en utilisant une autre

technique sismique, afin de mieux identifier la position, la taille et l'origine des différentes structures observées et confirmer les tendances obtenues.

BIBLIOGRAPHIE

- Abbott, D.H., Mooney, W.D. et VanTongeren, J.A. (2013). The character of the Moho and lower crust within Archean cratons and the tectonic implications. *Tectonophysics*, 609, 690-705. doi: 10.1016/j.tecto.2013.09.014
- Ammon, C.J. (1997) *An Overview of Receiver-Function Analysis*. Récupéré le 27 avril 2017 de <http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>
- Ammon, C.J., Randall, G.E. et Zandt, G. (1990). On the nonuniqueness of receiver function inversions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B10), 15303-15318. doi: 10.1029/JB095iB10p15303
- Audet, P. et Mareschal, J.-C. (2007). Wavelet analysis of the coherence between Bouguer gravity and topography: application to the elastic thickness anisotropy in the Canadian Shield. *Geophysical Journal International*, 168(1), 287-298. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03231.x
- Bassin, C. Laske, G., and Masters, G. 2000. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *Eos Trans. AGU*.
- Bassin, C.G.L., Laske, G. et Masters, G. (2000). *The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. EOS Trans AGU 81:F897*. (Vol. 81).
- Bedle, H. et van der Lee, S. (2009). S velocity variations beneath North America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B7), doi: 10.1029/2008JB005949
- Bourlon, E., Mareschal, J.C., Roest, W.R. et Telmat, H. (2002). Geophysical correlations in the Ungava Bay area. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(5), 625-637. doi: 10.1139/e01-098
- Cassidy, J. (1992). Numerical experiments in broadband receiver function analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(3), 1453-1474.
- Cassidy, J.F. (1995). A comparison of the receiver structure beneath stations of the Canadian National Seismograph Network. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32(7), 938-951. doi: 10.1139/e95-079

- Cassidy, J.F. et Ellis, R.M. (1991). Shear wave constraints on a deep crustal reflective zone beneath Vancouver Island. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B12), 19843-19851. doi: 10.1029/91jb01658
- Chandra, N.N. et Cumming, G.L. (1972). Seismic Refraction Studies in Western Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 9(9), 1099-1109. doi: 10.1139/e72-095
- Chen, Y., Gu, Y.J., Dokht, R.M.H. et Sacchi, M.D. (2015). Crustal imprints of Precambrian orogenesis in western Laurentia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(10), 6993-7012. doi: 10.1002/2014JB011353
- Christensen, N.I. (1996). Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B2), 3139-3156. doi: 10.1029/95JB03446
- Clowes, R.M. (2010). Preface to CJES Lithoprobe special issues 1 and 2/Preface à l'édition speciale Lithoprobe de la RCST, volumes 1 et 2. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(4), v-ix.
- Connelly, J.N. et Ryan, B. (1996). Late Archean evolution of the Nain Province, Nain, Labrador: imprint of a collision. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33(9), 1325-1342. doi: 10.1139/e96-100
- Cook, F.A., Coflin, K.C., Lane, L.S., Dietrich, J.R. et Dixon, J. (1987). Structure of the southeast margin of the Beaufort-Mackenzie basin, Arctic Canada, from crustal seismic-reflection data. *Geology*, 15(10), 931-935. doi: 10.1130/0091-7613(1987)15<931:sotsmo>2.0.co;2
- Cook, F.A., White, D.J., Jones, A.G., Eaton, D.W.S., Hall, J. et Clowes, R.M. (2010). How the crust meets the mantle: Lithoprobe perspectives on the Mohorovičić discontinuity and crust–mantle transition. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(4), 315-351. doi: 10.1139/e09-076
- Dunphy, J., Ludden, J. et Parrish, R. (1995). Stitching together the Ungava Orogen, northern Quebec: geochronological (TIMS and ICP–MS) and geochemical constraints on late magmatic events. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32(12), 2115-2127. doi: 10.1139/e95-165
- Durrheim, R.J. et Mooney, W.D. (1991). Archean and Proterozoic crustal evolution: Evidence from crustal seismology. *Geology*, 19(6), 606-609. doi: 10.1130/0091-7613(1991)019<0606:AAPCEE>2.3.CO;2

- Dziewonski, A.M. et Anderson, D.L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4), 297-356. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](http://dx.doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
- Eaton, D.W., Adams, J., Asudeh, I., Atkinson, G., Bostock, M., Cassidy, J., Ferguson, I., Samson, C., Snyder, D. et Tiampo, K. (2005). Investigating Canada's lithosphere and earthquake hazards with portable arrays. *Eos*, 86(17), 169-176. doi: 10.1029/eost2005EO17
- Eaton, D.W. et Darbyshire, F. (2010). Lithospheric architecture and tectonic evolution of the Hudson Bay region. *Tectonophysics*, 480(1-4), 1-22. doi: 10.1016/j.tecto.2009.09.006
- Ekström, G. (2011). A global model of Love and Rayleigh surface wave dispersion and anisotropy, 25-250 s. *Geophysical Journal International*, 187(3), 1668-1686. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05225.x
- Funck, T. et Louden, K.E. (1999). Wide-angle seismic transect across the Torngat Orogen, northern Labrador: Evidence for a Proterozoic crustal root. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B4), 7463-7480. doi: 10.1029/1999JB900010
- Funck, T., Louden, K.E. et Hall, J. (2001a). Wide-angle reflectivity across the Torngat Orogen, NE Canada. *Geophysical Research Letters*, 28(18), 3541-3544. doi: 10.1029/2001GL012959
- Funck, T., Louden, K.E. et Reid, I.D. (2000a). Wide-angle seismic imaging of a Mesoproterozoic anorthosite complex: The Nain Plutonic Suite in Labrador, Canada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B11), 25693-25707. doi: 10.1029/2000JB900237
- Funck, T., Louden, K.E. et Reid, I.D. (2001b). Crustal structure of the Grenville Province in southeastern Labrador from refraction seismic data: evidence for a high-velocity lower crustal wedge. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38(10), 1463-1478. doi: 10.1139/e01-026
- Funck, T., Louden, K.E., Wardle, R.J., Hall, J., Hobro, J.W., Salisbury, M.H. et Muzzatti, A.M. (2000b). Three-dimensional structure of the Torngat Orogen (NE Canada) from active seismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B10), 23403-23420. doi: 10.1029/2000JB900228
- Gilligan, A., Bastow, I.D. et Darbyshire, F.A. (2016). Seismological structure of the 1.8 Ga Trans-Hudson Orogen of North America. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(6), 2421-2433. doi: 10.1002/2016gc006419

- Gower, C.F. et Krogh, T.E. (2002). A U–Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(5), 795-829. doi: 10.1139/e01-090
- Gower, C.F., Schärer, U. et Heaman, L.M. (1992). The Labradorian orogeny in the Grenville Province, eastern Labrador, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(9), 1944-1957. doi: 10.1139/e92-152
- Green, A.G., Milkereit, B., Davidson, A., Spencer, C., Hutchinson, D.R., Cannon, W.F., Lee, M.W., Agena, W.F., Behrendt, J.C. et Hinze, W.J. (1988). Crustal structure of the Grenville front and adjacent terranes. *Geology*, 16(9), 788-792. doi: 10.1130/0091-7613(1988)016<0788:csotgf>2.3.co;2
- Hall, J., Loudon, K.E., Funck, T. et Deemer, S. (2002). Geophysical characteristics of the continental crust along the Lithoprobe Eastern Canadian Shield Onshore–Offshore Transect (ECSOOT): a review. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(5), 569-587. doi: 10.1139/e02-005
- Hammer, P.T.C., Clowes, R.M., Cook, F.A., van der Velden, A.J. et Vasudevan, K. (2010). The Lithoprobe trans-continental lithospheric cross sections: imaging the internal structure of the North American continent. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(5), 821-857. doi: 10.1139/e10-036
- Helfrich, G. (2006). Extended-Time Multitaper Frequency Domain Cross-Correlation Receiver-Function Estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(1), 344-347. doi: 10.1785/0120050098
- Helfrich, G., Wookey, J. et Bastow, I. (2013). *The Seismic Analysis Code: A Primer and User's Guide*. : Cambridge University Press.
- Hoffman, P.F. (1988). United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16(1), 543-603. doi: 10.1146/annurev.ea.16.050188.002551
- Hoffman, P.F. (1989). Precambrian geology and tectonic history of North America. Dans *The Geology of North America-An Overview* (p. 447-512) : Geological Society of America.
- Hoffman, P.F. (1990). Dynamics of the tectonic assembly of northeast Laurentia in geon 18 (1.9-1.8 Ga). *Geoscience Canada*, 17(4).220-226
- Hynes, A., Indares, A., Rivers, T. et Gobeil, A. (2000). Lithoprobe line 55: integration of out-of-plane seismic results with surface structure, metamorphism,

- and geochronology, and the tectonic evolution of the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2-3), 341-358. doi: 10.1139/e99-076
- Hynes, A. et Rivers, T. (2010). Protracted continental collision — evidence from the Grenville Orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 47(5), 591-620. doi: 10.1139/e10-003
- Jarchow, C.M. et Thompson, G.A. (1989). The nature of the Mohorovicic discontinuity. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17(1), 475-506. doi: 10.1146/annurev.ea.17.050189.002355
- Julià J., Ammon, C., Herrmann, R. et Correig, A.M. (2000). Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. *Geophysical Journal International*, 143(1), 99-112. doi: 10.1046/j.1365-246x.2000.00217.x
- Julià, J., Ammon, C.J. et Herrmann, R.B. (2003). Lithospheric structure of the Arabian Shield from the joint inversion of receiver functions and surface-wave group velocities. *Tectonophysics*, 371(1-4), 1-21. doi: 10.1016/s0040-1951(03)00196-3
- Julià, J., Ammon, C.J. et Nyblade, A.A. (2005). Evidence for mafic lower crust in Tanzania, East Africa, from joint inversion of receiver functions and Rayleigh wave dispersion velocities. *Geophysical Journal International*, 162(2), 555-569. doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02685.x
- Kao, H., Behr, Y., Currie, C.A., Hyndman, R., Townend, J., Lin, F.-C., Ritzwoller, M.H., Shan, S.-J. et He, J. (2013). Ambient seismic noise tomography of Canada and adjacent regions: Part I. Crustal structures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(11), 5865-5887. doi: 10.1002/2013jb010535
- Keen, C., Keen, M., Nichols, B., Reid, I., Stockmal, G., Colman-Sadd, S., O'Brien, S., Miller, H., Quinlan, G. et Williams, H. (1986). Deep seismic reflection profile across the northern Appalachians. *Geology*, 14(2), 141-145. doi: 10.1130/0091-7613(1986)14<141:dsrpat>2.0.co;2
- Kennett, B. (2009). *Seismic wave propagation in stratified media*. Canberra: ANU Press.
- Kennett, B. et Engdahl, E. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2), 429-465. doi: 10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x
- Ketchum, J.W.F., Culshaw, N.G. et Barr, S.M. (2002). Anatomy and orogenic history of a Paleoproterozoic accretionary belt: the Makkovik Province, Labrador,

- Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(5), 711-730. doi: 10.1139/e01-099
- Langston, C.A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B9), 4749-4762. doi: 10.1029/JB084iB09p04749
- Ligorria, J.P. et Ammon, C.J. (1999). Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 1395-1400.
- Lucas, S.B. et St-Onge, M.R. (1995). Syn-tectonic magmatism and the development of compositional layering, Ungava Orogen (northern Quebec, Canada). *Journal of Structural Geology*, 17(4), 475-491. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)00076-C](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(94)00076-C)
- Ludden, J. et Hynes, A. (2000a). The Abitibi-Grenville Lithoprobe transect part III: introduction. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2-3), 115-116. doi: 10.1139/e00-016
- Ludden, J. et Hynes, A. (2000b). The Lithoprobe Abitibi-Grenville transect: two billion years of crust formation and recycling in the Precambrian Shield of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2-3), 459-476. doi: 10.1139/e99-120
- Mair, J. et Lyons, J. (1976). Seismic reflection techniques for crustal structure studies. *Geophysics*, 41(6), 1272-1290. doi: 10.1190/1.1440679
- Marillier, F., Hall, J., Hughes, S., Loudon, K., Reid, I., Roberts, B., Clowes, R., Coté, T., Fowler, J., Guest, S., Lu, H., Luetgert, J., Quinlan, G., Spencer, C. et Wright, J. (1994). Lithoprobe East onshore-offshore seismic refraction survey—constraints on interpretation of reflection data in the Newfoundland Appalachians. *Tectonophysics*, 232(1-4), 43-58. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90075-2](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(94)90075-2)
- Marillier, F., Keen, C.E., Stockmal, G.S., Quinlan, G., Williams, H., Colman-Sadd, S.P. et O'Brien, S.J. (1989). Crustal structure and surface zonation of the Canadian Appalachians: implications of deep seismic reflection data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(2), 305-321. doi: 10.1139/e89-025
- Mooney, W.D., Laske, G. et Masters, T.G. (1998). CRUST 5.1: A global crustal model at 5° × 5°. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B1), 727-747. doi: 10.1029/97JB02122

- O'Leary, D.M., Ellis, R.M., Stephenson, R.A., Lane, L.S. et Zelt, C.A. (1995). Crustal structure of the northern Yukon and Mackenzie Delta, northwestern Canada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 9905-9920. doi: 10.1029/95JB00673
- Park, J. et Levin, V. (2000). Receiver Functions from Multiple-Taper Spectral Correlation Estimates. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6), 1507-1520. doi: 10.1785/0119990122
- Pawlak, A., Eaton, D.W., Darbyshire, F., Lebedev, S. et Bastow, I.D. (2012). Crustal anisotropy beneath Hudson Bay from ambient noise tomography: Evidence for post-orogenic lower-crustal flow? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B8), doi: 10.1029/2011JB009066
- Perry, H.K.C., Eaton, D.W.S. et Forte, A.M. (2002). LITH5.0: a revised crustal model for Canada based on Lithoprobe results. *Geophysical Journal International*, 150(1), 285-294. doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01712.x
- Percival, J.A., Stern, R.A. et Skulski, T. (2001). Crustal growth through successive arc magmatism: reconnaissance U–Pb SHRIMP data from the northeastern Superior Province, Canada. *Precambrian Research*, 109(3), 203-238. doi: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00148-6](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00148-6)
- Petrescu, L., Bastow, I.D., Darbyshire, F.A., Gilligan, A., Bodin, T., Menke, W. et Levin, V. (2016). Three billion years of crustal evolution in eastern Canada: Constraints from receiver functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(2), 788-811. doi: 10.1002/2015JB012348
- Rivers, T. (1997). Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research*, 86(3-4), 117-154. . doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00038-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00038-7)
- Rivers, T., Ketchum, J., Indares, A. et Hynes, A. (2002). The high pressure belt in the Grenville Province: architecture, timing, and exhumation. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(5), 867-893. doi: 10.1139/e02-025
- Rivers, T., Van Gool, J. et Connelly, J. (1993). Contrasting tectonic styles in the northern Grenville province: Implications for the dynamics of orogenic fronts. *Geology*, 21(12), 1127-1130. doi: 10.1130/0091-7613(1993)021<1127:CTSITN>2.3.CO;2
- Rohon, M.-L., Vialette, Y., Clark, T., Roger, G., Ohnenstetter, D. et Vidal, P. (1993). Apebrian mafic–ultramafic magmatism in the Labrador Trough (New Quebec): its

- age and the nature of its mantle source. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(8), 1582-1593. doi: 10.1139/e93-136
- Schaeffer, A.J. et Lebedev, S. (2013). Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone. *Geophysical Journal International*, 194(1), 417-449. doi: 10.1093/gji/ggt095
- Schaeffer, A.J. et Lebedev, S. (2014). Imaging the North American continent using waveform inversion of global and USArray data. *Earth and Planetary Science Letters*, 402, 26-41. doi: 10.1016/j.epsl.2014.05.014
- Scott, D.J. (1998). An overview of the U-Pb geochronology of the Paleoproterozoic Torngat Orogen, Northeastern Canada. *Precambrian Research*, 91(1), 91-107. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00040-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00040-0)
- Sheehan, A.F., Abers, G.A., Jones, C.H. et Lerner-Lam, A.L. (1995). Crustal thickness variations across the Colorado Rocky Mountains from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B10), 20391-20404. doi: 10.1029/95jb01966
- Shen, W., Ritzwoller, M.H. et Schulte-Pelkum, V. (2013a). A 3-D model of the crust and uppermost mantle beneath the Central and Western US by joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(1), 262-276. doi: 10.1029/2012jb009602
- Shen, W., Ritzwoller, M.H. et Schulte-Pelkum, V. (2013b). Crustal and uppermost mantle structure in the central U.S. encompassing the Midcontinent Rift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(8), 4325-4344. doi: 10.1002/jgrb.50321
- Shen, W., Ritzwoller, M.H., Schulte-Pelkum, V. et Lin, F.C. (2013). Joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions: a Bayesian Monte-Carlo approach. *Geophysical Journal International*, 192(2), 807-836. doi: 10.1093/gji/ggs050
- Skulski, T., Wares, R.P. et Smith, A.D. (1993). Early Proterozoic (1.88–1.87 Ga) tholeiitic magmatism in the New Québec orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(7), 1505-1520. doi: 10.1139/e93-129
- St-Onge, M.R., Lucas, S.B. et Parrish, R.R. (1992). Terrane accretion in the internal zone of the Ungava orogen, northern Quebec. Part 1: Tectonostratigraphic assemblages and their tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(4), 746-764. doi: 10.1139/e92-064

- St-Onge, M.R., Scott, D.J. et Wodicka, N. (2002). Review of crustal architecture and evolution in the Ungava Peninsula — Baffin Island area: connection to the Lithoprobe ECSOOT transect. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(5), 589-610. doi: 10.1139/e02-022
- St-Onge, M.R., Van Gool, J.A.M., Garde, A.A. et Scott, D.J. (2009). Correlation of Archaean and Palaeoproterozoic units between northeastern Canada and western Greenland: constraining the pre-collisional upper plate accretionary history of the Trans-Hudson orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, 318(1), 193-235. doi: 10.1144/sp318.7
- Steinhart, J. (1967). Mohorovicic discontinuity. Dans *International dictionary of geophysics* (Vol. 2, p. 991-994) : Pergamon Press.
- Stuart, G.W., Bastow, I.D. et Ebinger, C.J. (2006). Crustal structure of the northern Main Ethiopian Rift from receiver function studies. *Geological Society, London, Special Publications*, 259(1), 253-267. doi: 10.1144/gsl.sp.2006.259.01.20
- Thompson, D.A., Bastow, I.D., Helffrich, G., Kendall, J.M., Wookey, J., Snyder, D.B. et Eaton, D.W. (2010). Precambrian crustal evolution: Seismic constraints from the Canadian Shield. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(3-4), 655-666. doi: 10.1016/j.epsl.2010.07.021
- Thurston, P. (1991). Archean geology of Ontario: introduction. *Geology of Ontario, Ontario Geological Survey, Special*, 4(Part 1), 73-78.
- Thybo, H. et Artemieva, I.M. (2013). Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. *Tectonophysics*, 609, 605-619. doi: 10.1016/j.tecto.2013.05.032
- Wardle, R.J. et Hall, J. (2002a). Proterozoic evolution of the northeastern Canadian Shield: Lithoprobe Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT), introduction and summary. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(5), 563-567. doi: 10.1139/e02-029
- Wardle, R.J., James, D.T., Scott, D.J. et Hall, J. (2002b). The southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(5), 639-663. doi: 10.1139/e02-004
- Wares, R.P. et Goutier, J. (1990). Deformational style in the foreland of the northern New Quebec Orogen. *Geoscience Canada*, 17(4), 244-249
- Whitmeyer, S.J. et Karlstrom, K.E. (2007). Tectonic model for the Proterozoic growth of North America. *Geosphere*, 3(4), 220-259. doi: 10.1130/ges00055.1

- Yuan, H., French, S., Cupillard, P. et Romanowicz, B. (2014). Lithospheric expression of geological units in central and eastern North America from full waveform tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 402, 176-186. doi: 10.1016/j.epsl.2013.11.057
- Yuan, H., Romanowicz, B., Fischer, K.M. et Abt, D. (2011). 3-D shear wave radially and azimuthally anisotropic velocity model of the North American upper mantle. *Geophysical Journal International*, 184(3), 1237-1260. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04901.x
- Zandt, G. et Ammon, C.J. (1995). Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. *Nature*, 374(6518), 152. doi:10.1038/374152a0
- Zelt, C.A. et Ellis, R. (1989). Seismic structure of the crust and upper mantle in the Peace River Arch region, Canada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B5), 5729-5744. doi: 10.1029/JB094iB05p05729
- Zhu, L. et Kanamori, H. (2000). Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B2), 2969-2980. doi: 10.1029/1999JB900322
- Zorin, Y.A., Mordvinova, V., Turutanov, E.K., Belichenko, B., Artemyev, A., Kosarev, G. et Gao, S. (2002). Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication. *Tectonophysics*, 359(3), 307-327. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00531-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00531-0)