

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

CONTRAINTES SISMIQUES SUR LES STRUCTURES CRUSTALES DE L'ABITIBI ET
DE L'OPATICA

GILLES BELLEFLEUR
DÉPARTEMENT DES GÉNIES CIVIL, GÉOLOGIQUE ET DES MINES
ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

THÈSE PRÉSENTÉE EN VUE DE L'OBTENTION
DU DIPLÔME DE PHILOSOPHIÆ DOCTOR (Ph. D.)
(GÉNIE MINÉRAL)
SEPTEMBRE 1997



National Library
of Canada

Acquisitions and
Bibliographic Services

395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Bibliothèque nationale
du Canada

Acquisitions et
services bibliographiques

395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Your file Votre référence

Our file Notre référence

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

The author retains ownership of the copyright in this thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

0-612-32990-9

Canada

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Cette thèse intitulée:

CONTRAINTES SISMIQUES SUR LES STRUCTURES CRUSTALES DE L'ABITIBI ET
DE L'OPATICA

présentée par: BELLEFLEUR, Gilles

en vue de l'obtention du diplôme de: Philosophiæ Doctor

a été dûment acceptée par le jury d'examen constitué de:

M. MARCOTTE Denis, Ph.D., président

M. CHOUTEAU Michel, Ph.D., membre et directeur de recherche

M. CALVERT Andrew, Ph.D., membre et co-directeur de recherche

M. EATON Dave, Ph. D., membre

M. SAWYER Edward, Ph.D., membre

Résumé

Les travaux présentés ici poursuivent deux objectifs principaux. Le premier consiste à définir l'orientation tri-dimensionnelle (3D) des réflecteurs sismiques à partir de données de sismique réflexion acquises suivant des profils non-rectilignes. Le deuxième objectif, à partir des orientations des réflecteurs, vise à déterminer des contraintes géométriques sur les modèles tectoniques proposés pour expliquer la juxtaposition des sous-provinces de l'Abitibi et de l'Opatica. Nous avons employé trois approches différentes pour récupérer l'orientation des réflecteurs. Les trois requièrent toutefois des profils d'acquisition qui puissent apporter des éléments tri-dimensionnels. La première combine les corrections pour les pendages latéraux, calculées dans les parties sinueuses d'un profil, et l'interprétation des sections sismiques améliorées par ces corrections. Une autre approche évalue la cohérence des réflexions le long de plusieurs ensembles de temps de parcours, définis par l'azimut, le pendage, la profondeur de plusieurs réflecteurs, et d'une vitesse de milieu. Dans ce cas, l'orientation 3D des réflecteurs est déterminée à partir de données "prestack" enregistrées dans les parties sinueuses d'un profil. La dernière approche utilise l'inclinaison des réflexions sur deux sections sommées qui s'intersectent pour déterminer l'azimut et le pendage des réflecteurs.

Les réflecteurs récupérés par une ou l'autre des approches sont en général parallèles aux structures de déformation cartographiées en surface, ce qui suggère qu'ils sont associés d'une certaine façon aux processus tectoniques qui ont affecté indépendamment

ou simultanément l'Abitibi et l'Opatoca. La plupart des réflecteurs dans la ceinture à faciès métamorphique élevé de l'Opatoca sont orientés approximativement ENE-OSO, et possèdent des pendages légers (approximativement 30°) soit vers le nord, ou soit vers le sud. Ces orientations sont similaires à celles des structures de déformation associées à l'épisode de raccourcissement N-S (D_2) qui a affecté la ceinture entre 2700 et 2680 Ma. Des réflexions inclinées vers le nord, situées dans le manteau supérieur, proviennent aussi de réflecteurs ayant une affinité D_2 . Cependant, des réflecteurs orientés N-NNE avec un léger pendage vers l'est (près de 15°), caractérisent aussi une partie de la croûte sous l'Opatoca. Ces réflecteurs essentiellement situés au niveau de la croûte moyenne et profonde, sont parallèles aux failles de chevauchement D_1 localement identifiées en surface. Des réflecteurs légèrement inclinés vers le nord (approximativement 20° - 35°), récupérés au niveau de la croûte moyenne et profonde sous la partie nord de l'Abitibi, sont eux aussi associés à l'épisode de compression N-S. Toutefois, ces réflecteurs sont partiellement recoupés par une zone de faible réflectivité centrée sur la croûte moyenne au nord de la zone tectonique de Casa-Berardi. La zone de faible réflectivité est attribuée à des roches de l'Opatoca placées tardivement sous l'Abitibi lors de la collision entre les deux sous-provinces. Les roches volcaniques du Groupe de Blake River, situées dans la partie sud de l'Abitibi, sont délimitées en profondeur par une série de réflecteurs à pendage opposé, convergeant en profondeur. Ces réflecteurs confèrent une forme en V aux unités géologiques du Groupe de Blake River.

L'orientation des réflecteurs récupérés sous la partie nord de l'Abitibi et sous l'Opatoca sont en accord avec l'hypothèse qui suggère que la croûte moyenne et une partie de la croûte profonde sous l'Abitibi ont été déplacées sous l'Opatoca, lors d'un important épisode de compression N-S. À un stage avancé de la collision entre les deux sous-provinces, des roches de l'Opatoca auraient été transportées sous la partie nord de l'Abitibi. Les réflecteurs mid-crustaux avec pendages opposés, localisés sous

la partie sud de l'Abitibi sont difficiles à intégrer dans ce modèle. La géométrie de ces réflecteurs sous les unités volcaniques de la partie sud de l'Abitibi serait plutôt représentative d'un fossé d'effondrement océanique.

Abstract

The objectives of the work presented in this thesis are two-fold. The first consists in determining the tri-dimensional orientation of reflective structures from seismic reflection data acquired along 2D crooked profiles, while the second, based on these orientations, consists in defining geometric constraints on the tectonic scenarios proposed for the Abitibi and Opatica subprovinces. To provide precise estimates of reflector orientations, we use three distinct approaches, which, however, require acquisition profiles that can locally provide 3D informations. In the first, we use crossdip analysis and interpretation of the seismic sections improved by applying the crossdip corrections to determine the orientations of the reflectors. In the second, the strikes and dips of reflectors are estimated in the crooked parts of seismic reflection profiles by estimating a measure of coherency along the travelttime trajectories defined by a particular azimuth, dip and depth, and a medium velocity. Finally, we also use the dip of reflections observed on intersecting profiles to establish the 3D orientation of reflective structures.

In general, reflectors observed in the Abitibi greenstone belt and Opatica belt have strikes parallel to the deformation structures mapped at surface, suggesting that the reflectors are related to the tectonic processes which affected independently or simultaneously the two subprovinces. Most of the reflectors recovered in the Opatica belt strike ENE-WSW and dip shallowly to the north and to the south. Their attitudes coincide with the orientations of deformation fabrics associated with a N-S shorten-

ing event, which affected the belt between 2700 and 2680 Ma. Mantle reflections, previously interpreted as a relict suture of an Archean subduction zone, dip to the north at around 30° - 45° and are also associated with this N-S event. Reflectors with NNE strikes and shallow dips toward the east are correlated with surface evidence for early west vergent thrusting in the Opatoca crust. Mid-crustal reflectors in the Abitibi define two areas with distinctive geometry: reflectors beneath the southern Abitibi belt are oppositely-dipping, and convergent at depth, providing a V-shape aspect to the greenstone rocks; other reflectors beneath the northern Abitibi belt are, in general, similarly oriented, dipping at an average of 30° toward the north. These north-dipping reflectors are partly disrupted by a low-reflectivity zone located north of the Casa-Berardi tectonic zone at mid-crustal levels. The low reflectivity zone is attributed to rocks of the Opatoca belt, located underneath the northern Abitibi greenstone belt during a late stage of the accretion of the two subprovinces. The geometry of the reflectors recovered in the Abitibi and Opatoca is consistent with the different tectonic histories proposed for the two subprovinces, until common deformation during a N-S shortening event. Attitudes recovered in the northern Abitibi belt and Opatoca are consistent with tectonic scenarios involving underthrusting of Abitibi middle and lower-crustal terranes beneath the Opatoca belt, while the oppositely dipping reflectors recovered in the middle crust beneath the southern Abitibi belt could be representative of a rifted volcanic arc environment.

Remerciements

Les travaux présentés dans cette thèse témoignent, du moins je l'espère, des efforts déployés pendant ces années passées à Polytechnique. Mais ils ne peuvent toutefois restituer l'ambiance stimulante et sympathique créée par les gens du laboratoire de géophysique. Je profite donc de l'occasion pour exprimer ma gratitude à toutes celles et tous ceux qui ont rendu ma tâche plus agréable.

Mes remerciements vont tout particulièrement aux différentes personnes qui ont assuré ma formation et contribué à la pérennité de ce travail : Marianne Mareschal, décédée trop tôt, trop jeune, qui a mis en marche le projet et le petit groupe de chercheurs et d'étudiants qui ont travaillé sur les données sismiques de la phase Abitibi-Grenville du projet Lithoprobe ; Michel Chouteau, qui malgré le nombre élevé d'étudiants sous sa supervision, a assuré plus que convenablement la supervision des étudiants de Marianne, et plus particulièrement la mienne : Arthur Barnes et Andrew Calvert, les deux capitaines qui m'ont appris à naviguer sur les flots tumultueux de la sismique réflexion. Merci aussi à Denis Marcotte, président du jury, et messieurs Edward Sawyer et Dave Eaton qui ont accepté d'être les examinateurs externes pour ce manuscrit.

J'ai grandement apprécié les nombreuses discussions touchant divers aspects de la géophysique, ou tout autre domaine, avec les chercheurs et chercheurs post-doc associés à la section géophysique. Merci à Guy Sénéchal, pour les judicieux conseils en matière de sismique réflexion ; à Dean Livelybrooks, pour sa grande expérience avec le

logiciel de visualisation GMT, plus qu'utile pour la présentation de certains résultats : à Ping Zang, pour les nombreuses heures passées sur les courts de badminton : et merci à tous les autres qui sont présentement, ou sont passés par le labo. Je dois aussi souligner l'apport non moins important d'Erick, Stefi, Gervais, Bernard, Olivier et de mes autres confrères et consoeurs de travail, qui ont partagé, parfois malgré eux, mon appétit gourmand pour l'espace disque (sismique oblige !). Je ne peux oublier les géophysiciens chinois du labo, qui ont bien tenté, mais en vain, de m'inculquer quelques mots de leur langue. Tous les gens mentionnés ici ont agrémenté certaines soirées, pendant lesquelles les discussions ont toujours été bénéfiques, surtout devant les Lagavulin, les Glenmorangie, les Macallan, les Longmorn et autres élixirs écossais.

Je tiens aussi à remercier les gens du département toujours disponibles et prêts à offrir leurs services : merci à Christian Dallaire, Chantal Balthazard, André Lacombe, Annick Marchand, Manon Latour et Gaby Roy.

Finalement, mes dernières reconnaissances, et non les moindres, vont à une personne qui, malgré certains inconvénients associés à ce projet, m'a supporté depuis le tout début. Je ne peux qu'apprécier ta patience et ta compréhension pour les nombreux va-et-vient et les périodes de séparation aussi longues que la liste des appels interurbains. Mais sache que j'ai davantage apprécié les multiples escapades qui nous ont mené de l'île de Vancouver jusqu'aux îles grecques : Nathalie, merci pour tout.

Table des matières

Résumé	iv
Abstract	vii
Remerciements	ix
Table des matières	xi
Liste des figures	xiv
Liste des annexes	xviii
Chapitre 1 Introduction	1
1.1 Problématique	1
1.2 Objectifs et méthodologie	4
Chapitre 2 Contraintes sismiques sur les structures de la croûte supérieure dans le nord de l'Abitibi (profil 29)	9
2.1 Introduction	9
2.2 Article 1	11
2.2.1 Abstract	12

2.2.2	Introduction	12
2.2.3	Reprocessing of line 29	14
2.2.4	Constraints on the tectonic models of northern Abitibi	16
2.2.5	Discussion	22
2.2.6	Acknowledgments	23
2.2.7	References	24

Chapitre 3 Orientation des réflecteurs sismiques dans la sous-province

	de l'Opatica	27
3.1	Introduction	27
3.2	Article 2	29
3.2.1	Abstract	30
3.2.2	Introduction	30
3.2.3	Estimation of strike and dip of seismic reflectors	34
3.2.4	Attitudes of the reflective structures of the Opatica subprovince	41
3.2.5	Resolution of the strike and dip estimates	48
3.2.6	Conclusions	52
3.2.7	Acknowledgements	54
3.2.8	References	55

Chapitre 4 Orientation des réflecteurs sismiques dans la sous-province

	de l'Abitibi	58
4.1	Introduction	58
4.2	Article 3	60
4.2.1	Abstract	61
4.2.2	Introduction	62
4.2.3	Methodology	64

4.2.4	Geological setting	67
4.2.5	Attitudes of the reflective structures of the Abitibi subprovince	69
4.2.6	Discussion	82
4.2.7	Conclusions	85
4.2.8	Acknowledgments	86
4.2.9	References	88
Chapitre 5 Synthèse		92
5.1	Avantages et inconvénients des trois approches	92
5.1.1	SDEUCG	92
5.1.2	Pendages latéraux	96
5.1.3	Interprétation conjointe des réflexions contenues sur deux profils s'intersectant	97
5.2	Géométrie des réflecteurs sous l'Abitibi et l'Opatica	97
5.2.1	Opatica	98
5.2.2	Abitibi	99
5.2.3	Relations Abitibi-Opatica	102
Conclusions		105
Références		107
Annexes		115

Liste des figures

1.1	Carte géologique simplifiée de la sous-province de l'Abitibi et des sous-provinces adjacentes avec localisation approximative des profils de sismique réflexion du projet Lithoprobe Abitibi-Grenville.	3
1.2	Sections sismiques migrées des profils 28 et 48.	5
2.1	Carte géologique de la région de l'intrusion de Brouillan montrant les principales unités lithologiques croisées par le profil Lithoprobe 29 . .	13
2.2	Section sommée avant et après correction des pendages latéraux. Celles-ci sont optimales pour un pendage de 20° avec une vitesse de 6000 m/s. . .	15
2.3	Section migrée du profil de sismique réflexion 29 avec interprétation. Les groupes de réflexions les plus importants sont marqués de 1 à 7. . .	18
2.4	Section géologique sous le profil 29, construite d'après l'interprétation de la section sismique migrée.	22
3.1	Localisation du profil sismique 48 qui débute près de la zone tectonique de Casa-Berardi, traverse complètement la ceinture de l'Opatica et se termine dans la sous-province du Quetico.	33
3.2	Section migrée du profil 48 avec localisation des réflecteurs dont l'azimut est parallèle aux fabriques de déformation D_1 et D_2	35

3.3	(a) Partie sinueuse du profil 48 utilisée pour générer les sismogrammes synthétiques de deux plans. (b) Réponse sismique des deux plans observée sur le point de tir 1. (c) Section sommée montrant la signature sismique des deux plans, obtenue en utilisant une séquence de traitement conventionnelle.	39
3.4	Résultats de l'estimation automatique des azimuts et pendages sur les données synthétiques.	40
3.5	Azimuts et pendages récupérés sur quatre portions sinueuses du profil 48. Les deux premières sont respectivement situées dans la partie nord de l'Abitibi et la partie sud de l'Opatoca. Les deux autres sont situés de part et d'autres de la ceinture de roches vertes de Frotet-Evans. . .	45
3.6	Pseudo-section des azimuts et des pendages des réflecteurs sismiques qui ont produit les réflexions observées dans le manteau sous l'Opatoca. Ces réflecteurs montrent un azimut de 280° et un pendage de 25° . . .	47
3.7	Distribution des semblances pour (a) un réflecteur incliné vers le sud sous le CDP 2300. (b) un réflecteur incliné vers l'est situé à près de 37 km sous le CDP 5050. (c) un réflecteur situé à 62 km dans le manteau sous le CDP 5150.	51
3.8	Diagramme des azimuts des paires sources-récepteurs utilisées pour l'estimation des azimuts et pendages des réflecteurs.	53
4.1	Carte géologique simplifiée de la sous-province de l'Abitibi et des sous-provinces adjacentes avec localisation approximative des profils de sismique réflexion du projet Lithoprobe Abitibi-Grenville.	63
4.2	Segments ouest et nord des profils 21 et 14 situés dans le Groupe de Blake River, dans la Zone Volcanique Sud de l'Abitibi.	71

4.3	Localisation détaillée des regroupements en CDP pour les profils 21, 25 et 29. L'azimut et le pendage des réflecteurs sismiques ont été estimés entre les CDP 9575-16005 pour le profil 21, entre les CDP 5765-9605 pour le profil 25, et entre les CDP 5600-8400 pour le profil 29.	73
4.4	Azimuts et pendages récupérés sur les profils 21, 25 et 14 en utilisant la technique SDEUCG.	75
4.5	Distribution des semblances pour (a) un réflecteur incliné vers le sud sous le profil 21 (CDP 14000), (b) un réflecteur incliné vers le nord sous le profil 25 (CDP 8600), (c) un réflecteur incliné vers l'est situé sous le profil 25 (CDP 6000), (d) un réflecteur incliné vers le nord sous le profil 29 (CDP 6500).	76
4.6	Segments ouest et nord des profils 27 et 25 situés dans la Zone Volcanique Nord de l'Abitibi (MVS).	77
4.7	Segments nord et ouest des profils 28 et 29 situés dans la Zone Volcanique Nord de l'Abitibi (PVS).	81
4.8	Section migrée composite des profils 16a, 12, 25, 28, et 48 avec les orientations des réflecteurs récupérés sous l'Abitibi et l'Opatica.	87
A.1	(a) Schéma d'un profil sismique sinueux avec points milieux et boîte de regroupement en CMP. (b) Vue en coupe montrant le pendage latéral d'un réflecteur sismique	116
B.1	Partie de la section sommée avant et après l'application d'un filtre médian.	119
B.2	Point de tir avant et après l'application d'un filtre médian.	121

C.1	Bloc diagramme montrant les relations entre le pendage réel du réflecteur. le pendage apparent du réflecteur dans la direction du profil d'acquisition et l'inclinaison des réflexions sur une section migrée.	123
C.2	Relation entre \mathcal{J} , \mathcal{J}_1 et \mathcal{J}_2	128

Liste des annexes

A	Corrections pour les pendages latéraux	115
B	Filtre médian	118
C	Azimut et pendage d'un réflecteur à partir de l'intersection de deux profils	122

Chapitre 1

Introduction

1.1 Problématique

La ceinture archéenne de roches vertes de l'Abitibi, reconnue pour son fort potentiel minier, suscite un intérêt certain à l'égard des processus impliqués au cours des multiples périodes de son évolution. La recherche de nouveaux gisements et l'évaluation des différents mécanismes pouvant expliquer les divers épisodes de sa formation ou de sa mise en place dans la province géologique du Supérieur ont amené de nombreux géologues et géophysiciens à étudier cette entité géologique. Les modèles récents qui tentent d'expliquer l'évolution tectonique de l'Abitibi (Chown *et al.*, 1992; Ludden *et al.*, 1993; Sawyer et Benn, 1993; Kimura *et al.*, 1993) favorisent particulièrement l'hypothèse allochtone. Cette hypothèse permet entre autres d'éclaircir les relations structurales et temporelles souvent complexes entre les divers assemblages lithologiques. Dans ce contexte allochtone, les modèles tiennent également compte des territoires localisés en bordure de la ceinture de roches vertes. Ainsi, les scénarios décrivant l'évolution tectonique de l'Abitibi incluent un minimum d'influence des sous-provinces archéennes du Pontiac au sud, et de l'Opatoca au nord (Figure 1.1). Même si les modèles proposés sont nombreux, les plus récents sont presque toujours appuyés en profondeur par les empreintes observées sur des profils de sismique réflexion situés dans le

Pontiac (profils 18 et 16 : Figure 1.1), l'Abitibi (profils 12, 14, 21, 25, 27 et 28 : Figure 1.1), et l'Opatica (profil 48 : Figure 1.1).

Ces profils de sismique réflexion, acquis dans le cadre du projet Lithoprobe (Clowes *et al.*, 1992), ont permis d'étudier en profondeur les séquences supra-crustales, de même que les unités géologiques sous-jacentes. Sur l'ensemble de ces profils, le caractère des réflexions et les variations de réflectivité en fonction du temps d'enregistrement permettent de délimiter différents niveaux dans la croûte terrestre. Par exemple, la croûte sous l'Abitibi montre trois niveaux crustaux qui dépassent largement la limite inférieure de la ceinture de roches vertes. La croûte supérieure (ie. les 8-10 premiers km), caractérisée par une réflectivité de modérée à faible, est généralement associée à la séquence supra-crustale abitibienne (Hubert *et al.*, 1992; Ludden *et al.*, 1993). Les réflexions de la croûte moyenne (jusqu'à approximativement 20-25 km) sont plutôt bien définies et continues. Sur les profils sismiques 25 et 28 (Figure 1.1), celles-ci montrent un léger pendage vers le nord (Ludden *et al.*, 1993; Sawyer et Benn, 1993; Jackson *et al.*, 1995). La croûte inférieure, qui est modérément réflective, se distingue par une série de réflexions horizontales et parallèles qui s'atténuent avec la profondeur. Le Moho, plutôt diffus, marque la transition vers le manteau supérieur qui ne contient aucune réflexion significative. Ces observations s'appliquent aussi pour les sous-provinces géologiques du Pontiac et du Kapuskasing, situées respectivement au sud et à l'ouest de l'Abitibi. Par contre, l'Opatica ne démontre pas le même type de signature (voir Calvert *et al.*, 1995) : la réflectivité et la continuité des réflecteurs sont généralement bonnes de la surface jusqu'à la base de la croûte inférieure, où le Moho est clair et bien délimité.

Si l'information concernant les divers niveaux crustaux contribue en partie à l'établissement des modèles tectoniques récents, c'est plutôt l'interprétation détaillée des réflecteurs contenus sur ces profils 2-D qui apporte les contraintes les plus im-

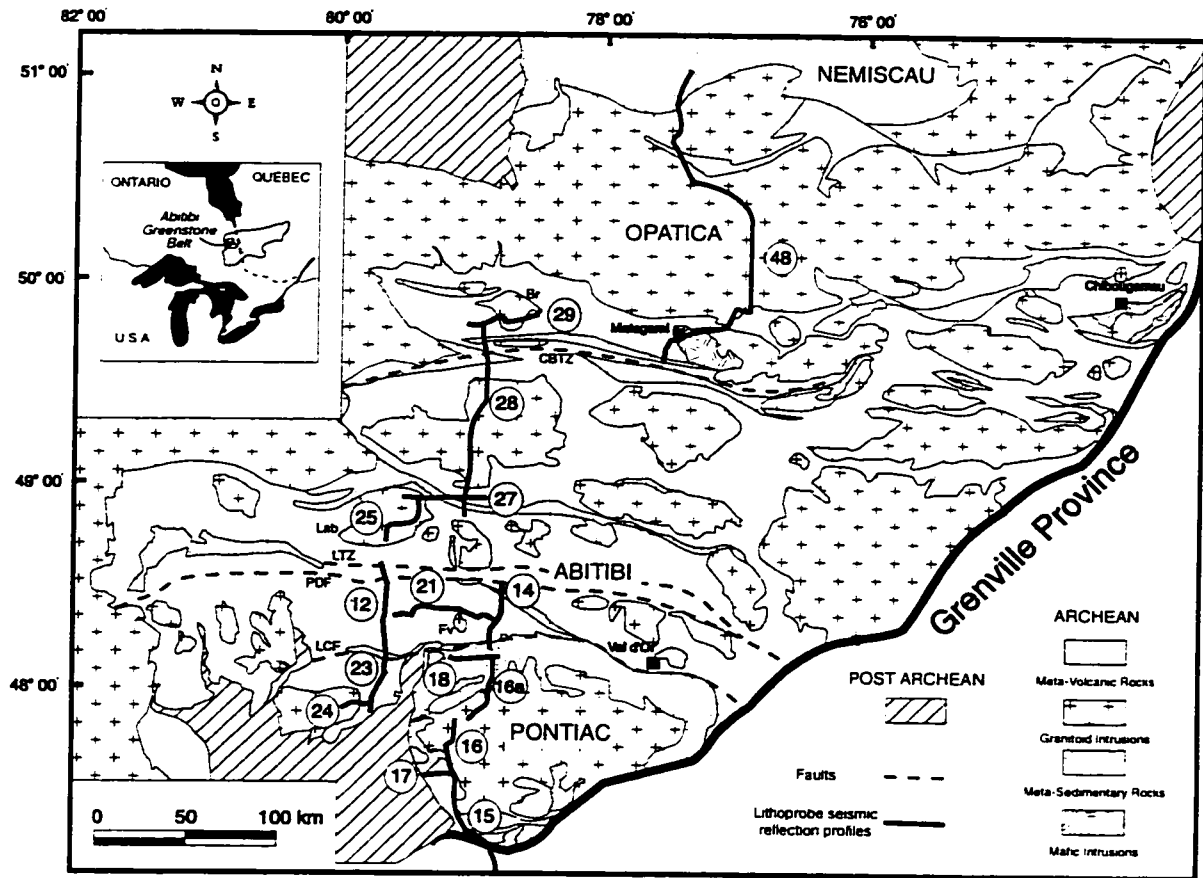


Figure 1.1: Carte géologique simplifiée de la sous-province de l'Abitibi et des sous-provinces adjacentes avec localisation approximative des profils de sismique réflexion du projet Lithoprobe Abitibi-Grenville. Modifié de MERQ-OGS (1983).

portantes. Ainsi, Sawyer et Benn (1993) et Benn *et al.* (1992) ont proposé que les assemblages métamorphiques de la sous-province de l'Opatica représentent un niveau d'érosion plus profond d'une chaîne de montagne archéenne formée de l'Abitibi et de l'Opatica. Ce modèle est intimement associé à l'imbrication de matériel métamorphique de l'Opatica jusque sous le nord de l'Abitibi. Ces imbrications situées au niveau de la croûte moyenne et inférieure, sont contraintes par une série de réflecteurs sismiques inclinés vers le nord (ligne 28; Figure 1.2). Un autre modèle tectonique attribue les mêmes réflecteurs inclinés vers le nord sur le profil 28 à des imbrications sédimentaires et plutoniques associées aux métasédiments des sous-provinces

du Pontiac et du Quetico (Ludden *et al.*, 1993; Kimura *et al.*, 1993). Dans ce cas, ces assemblages plutoniques et sédimentaires seraient allochtones, ou sous-jacents à une fine couche de roches vertes allochtones. Une troisième hypothèse repose sur les réflexions inclinés vers le nord, observées dans le manteau supérieur sous l'Opatica. Ces réflexions ont été interprétées comme la trace d'une subduction archéenne qui aurait entraîné la croûte moyenne et profonde de l'Abitibi sous l'Opatica (Calvert *et al.*, 1995). Pour ce modèle, certains des réflecteurs inclinés vers le nord sous l'Abitibi (ligne 28 : Figure 1.2) représenteraient des zones de cisaillement ou des décollements formés par le déplacement des terrains de l'Abitibi sous l'Opatica.

L'interprétation plus détaillée de ces réflecteurs demeure toutefois une délicate opération. D'une part, la séquence de traitement sismique peut sensiblement affecter l'inclinaison et la continuité des réflexions, surtout lorsque le profil d'acquisition est sinueux ou qu'il recoupe obliquement les structures géologiques. D'autre part, les réflexions sismiques ne se produisent pas nécessairement dans le plan vertical sous le profil d'acquisition, même si la présentation des résultats en donne l'impression. Si les pendages observés sur les profils E-O et N-S suggèrent que certaines réflexions se produisent dans le plan vertical sous le profil, d'autres inclinés vers le sud au niveau de la croûte moyenne, situés au sud du profil 29 (Figure 1.1), proviennent de réflecteurs obliques au profil sismique (Sénéchal *et al.*, 1996). Les interprétations proposées pour les sous-provinces de l'Abitibi et l'Opatica considèrent que les réflexions sismiques se sont produites dans le plan vertical sous les profils d'acquisition.

1.2 Objectifs et méthodologie

Les travaux présentés ici poursuivent deux objectifs principaux. Le premier consiste à déterminer l'orientation 3D des réflecteurs sous l'Abitibi et l'Opatica à partir de données de sismique réflexion acquises suivant des profils 2D non-rectilignes. Ces

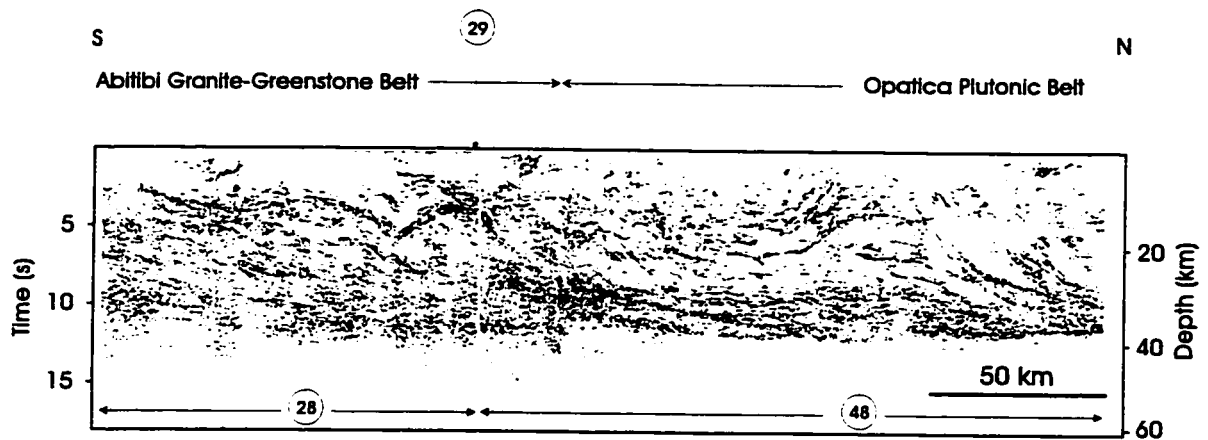


Figure 1.2: Sections sismiques migrées des profils 28 et 48.

orientations seront par la suite mises en relation avec l'orientation des failles, plis et contacts lithologiques importants cartographiés en surface, afin d'établir les relations possibles entre les réflecteurs sismiques et les divers épisodes de déformation. Ces relations sont possibles en supposant que les structures produites par les divers épisodes de déformation puissent générer des réflexions importantes. Le deuxième objectif consiste à définir des contraintes géométriques sur les divers modèles tectoniques proposés pour les sous-provinces de l'Abitibi et de l'Opatoca, en utilisant les relations établies entre les réflecteurs sismiques et les épisodes de déformation. À partir des diverses orientations obtenues, nous tenterons entre autres d'établir, au niveau de la croûte moyenne et profonde, la continuité des subdivisions définies entre les assemblages géologiques en surface.

Nous utiliserons trois approches qui emploient les données de sismique réflexion Lithoprobe, pour déterminer l'orientation réelle des structures profondes de l'Abitibi et de la sous-province de l'Opatoca. Les trois requièrent toutefois des profils d'acquisition qui puissent apporter des éléments tri-dimensionnels. La première, plus traditionnelle, repose sur le traitement et l'interprétation des données de sismique réflexion. Certaines étapes de la chaîne de traitement sismique, comme les corrections pour les pendages latéraux appliquées dans les régions sinueuses des profils, permettent

d'obtenir le pendage des structures réfléchives, tout en améliorant la présentation des sections sommées et migrées. Pour la seconde approche, l'orientation des réflecteurs est déterminée dans les parties sinueuses des profils, en calculant la cohérence le long des temps de parcours correspondant à un azimut, un pendage, une profondeur et une vitesse de milieu spécifique. En fait, pour une profondeur donnée, on établit les temps de parcours pour une multitude de plans hypothétiques couvrant l'espace environnant, et ce pour l'ensemble des paires sources-récepteurs d'un regroupement en point milieu commun (PMC) d'une zone sinueuse. La semblance (Neidell et Taner, 1971), une mesure de cohérence, est calculée pour l'ensemble de ces temps de parcours. Un réflecteur géologique qui produit une réflexion importante sur un regroupement en PMC produira aussi une forte valeur de semblance. Par conséquent, la combinaison azimut et pendage qui produira une forte valeur de semblance sera considérée comme celle d'un réflecteur sismique significatif et réel. Les résultats de cette technique nommée SDEUCG ("Strike and Dip Estimates Using Crooked Geometry") et développée par l'auteur, sont présentés sous forme de pseudo-sections sur lesquelles l'azimut et le pendage des réflecteurs sont représentés en fonction du temps et de la position des stations. Les vitesses utilisées pour le calcul des temps de parcours sur les données de l'Abitibi et de l'Opatoca (près de 6000 m/s), sont typiques d'un environnement cristallin (Perron, 1996). La dernière approche utilise l'inclinaison des réflexions sur deux sections sommées qui s'intersectent pour déterminer l'azimut et le pendage des réflecteurs. La difficulté de cette approche réside dans la sélection des réflexions à interpréter : les réflexions choisies devront apparaître aux mêmes temps sur les deux sections, afin de s'assurer qu'elles proviennent bien du même réflecteur.

Les différentes approches méthodologiques, de même que les résultats qui leur sont respectivement associés, sont présentés sous forme d'articles scientifiques. Les versions présentées dans cet ouvrage sont celles acceptées par les comités de lec-

ture de revues scientifiques (i.e. les deux premiers articles), ou encore tel que soumis pour évaluation (i.e. le troisième article). Chaque article s'inscrit à sa façon, dans la continuité des objectifs à atteindre. Ainsi, le premier illustre l'approche conventionnel qui utilise le retraitement et l'interprétation des données sismiques, en incluant les corrections de pendages latéraux. Cette approche, appliquée sur le profil E-O 29 dans le nord de l'Abitibi (Figure 1.1), met en évidence des structures importantes associées à des déplacements E-O rarement identifiés dans l'Abitibi. Le second article décrit en détail la technique SDEUCG, de même que les résultats sur des données synthétiques et réelles provenant de l'Opatica. Dans cette étude, les données du profil sismique 48 sont utilisées. Celui-ci débute dans la partie nord de l'Abitibi, traverse complètement l'Opatica et se termine dans la sous-province méta-sédimentaire du Quetico. Les orientations récupérées montrent que la plupart des réflexions observées sur ce profil proviennent de structures formées principalement lors de deux épisodes de déformation qu'a subi la ceinture de l'Opatica. Les différents indices structuraux associés à ces épisodes montrent qu'ils sont quasi-orthogonaux (Sawyer et Benn, 1993). Finalement, le troisième article présente l'orientation des réflecteurs sismiques sous l'Abitibi, déterminée à partir de la technique SDEUCG sur les profils 21, 25 et 29, de même qu'à partir de l'interprétation conjointe des réflexions contenues sur deux profils sismiques se recoupant à angle droit (profils 14-21, 25-27 et 28-29; Figure 1.1). Dans ce cas, les résultats montrent des réflecteurs dont l'azimut est en général perpendiculaire à l'axe principal de raccourcissement définie d'après les indicateurs structuraux observés en surface.

Les résultats de chaque article se limitent au cadre géologique entourant les profils Lithoprobe utilisés. Afin d'obtenir une image plus globale des orientations des réflecteurs, nous avons regroupé l'ensemble des résultats obtenus par l'une ou l'autre des approches dans un chapitre synthèse. Ceci permet de déterminer certaines

contraintes géométriques applicables aux divers modèles tectoniques proposés pour expliquer la juxtaposition de l'Abitibi et de l'Opatica. Dans ce chapitre, nous comparons également les avantages et les inconvénients associés à chacune des techniques utilisées.

Chapitre 2

Contraintes sismiques sur les structures de la croûte supérieure dans le nord de l'Abitibi (profil 29)

2.1 Introduction

Ce chapitre présente l'article "Seismic reflection constraints from Lithoprobe line 29 on the upper crustal structure of the northern Abitibi greenstone belt", dont le texte fut publié au mois de février 1995 dans la Revue canadienne des sciences de la Terre. Dans cet article, les données du profil sismique E-O 29 ont été retraitées pour améliorer la continuité des réflexions. Les étapes du retraitement qui ont contribué significativement à augmenter la continuité des réflexions sont les corrections pour les pendages latéraux et l'application d'un filtre médian, qui a entre autres permis d'atténuer les ondes de cisaillement réfractées. L'analyse pour établir les corrections associées aux pendages latéraux a aussi contribué à déterminer l'orientation de certains réflecteurs. Les principes de ces deux étapes de la séquence de retraitement, puisqu'ils ne sont pas détaillés dans l'article, sont présentés en annexe.

L'interprétation des données du profil 29 propose des contraintes additionnelles

sur les modèles tectoniques de la région nord de l'Abitibi. Cependant, elle ne peut servir à appuyer ni le modèle proposé par Kimura *et al.* (1993) et Ludden *et al.* (1993), qui suggère que la croûte moyenne sous l'Abitibi et l'Opatica soit constituée des méta-sédiments du Pontiac et du Quetico, ni le modèle de Sawyer et Benn (1993), qui propose l'imbrication de matériel métamorphique de l'Opatica sous le nord de l'Abitibi. Le profil sismique définit néanmoins un important contact faillé, incliné vers l'est, entre la tonalite de Brouillan et les roches volcaniques exposées à l'ouest. Des mesures en forage (Perron et Milkereit, 1994) confirment d'ailleurs que le contact tonalite-volcanique produit un fort contraste d'impédance acoustique. Ce contact est caractérisé en surface par une faille de chevauchement, aussi inclinée vers l'est, qui pourrait par la présence de fractures en augmenter le caractère réfléchif. Le pendage modéré des réflexions associées au contact faillé, combiné aux données géologiques, révèle l'existence d'une séquence de chevauchement dirigée vers l'ouest, pendant laquelle l'intrusion de Brouillan aurait été transportée à sa position actuelle. D'autres réflexions observées à l'intérieur de l'intrusion sont attribuées à des hétérogénéités lithologiques entre les phases tonalitiques et dioritiques du pluton de Brouillan. Plus profondément, les réflexions sub-horizontales de la croûte moyenne confirment la continuité vers l'est des réflexions inclinées vers le nord observées sur le profil N-S 28. Elles montrent aussi que la ligne de plus grande pente de ces réflecteurs sous ces deux profils est approximativement orientée vers le nord.

2.2 Article 1

Seismic reflection constraints from Lithoprobe line 29 on the upper crustal structure of the northern Abitibi Greenstone Belt

Gilles Bellefleur, Arthur Barnes, Andrew Calvert
*Génie minéral. École Polytechnique de Montréal. C.P. 6079 Succ.
Centre-ville, Montréal, Qc., H3C 3A7, Canada*

Claude Hubert
*Département de géologie. Université de Montréal. C.P. 6128 Succ.
Centre-ville, Montréal, Qc., H3C 3J7, Canada*

and

Marianne Mareschal
*Génie minéral. École Polytechnique de Montréal, C.P. 6079 Succ.
Centre-ville, Montréal, Qc., H3C 3A7, Canada*

2.2.1 Abstract

Detailed interpretation and reprocessing of E-W Lithoprobe seismic reflection line 29 has provided tectonic constraints on the northern Abitibi granite-greenstone belt. Important reprocessing steps include crossdip analysis to improve the continuity of the reflectors, and median filtering to attenuate shear wave refractions. Line 29 crosses the Brouillan tonalite and the volcanic rocks exposed east and west of the intrusion. The seismic profile defines a large east-dipping faulted contact between the Brouillan tonalite and the western volcanic rocks. The moderate dip of the reflectors and their extensive lateral continuity combined with geological information, provide evidence for an east-dipping thrust sequence which suggest an allochthonous origin for the Brouillan tonalite. The maximum thickness of the volcanic sequence in the northern Abitibi greenstone belt is 8 km, but could be as low as 4 km if Opatica orthogneisses are considered to underthrust northern Abitibi. The mid-crustal reflections confirm the east-west continuity of south-vergent imbrications also observed on the north-south seismic line 28 through northern and central Abitibi.

2.2.2 Introduction

Allochthonous as well as stratigraphically concordant autochthonous origins have been used to describe the tectonic evolution of the Abitibi granite-greenstone belt. However, information concerning the depth continuity of the supracrustal sequences and underlying lithologies, is limited due to the two dimensional outcrop of the region. Recent attempts to constrain tectonic models at depth in northern Abitibi are mostly derived from north-south seismic reflection Lithoprobe Abitibi-Grenville lines 25 and 28 (Ludden *et al.*, 1993). In one model, the mid-crustal north-dipping reflectors on these lines are interpreted as south-vergent imbricated sedimentary and plutonic assemblages possibly related to the Quetico metasediments underthrust be-

low the Abitibi granite-greenstone belt (Kimura *et al.*, 1993; Ludden *et al.*, 1993). Conversely, structural work in the Opatica subprovince suggests the formation of a fold and thrust belt within the Abitibi greenstone belt, accompanied by south-vergent mid-crustal imbrications which are also constrained by the north-dipping reflectors on north-south Lithoprobe lines (Sawyer and Benn, 1993).

We present here specific tectonic constraints on upper-crust and mid-crust for northern Abitibi, based on reprocessing and detailed interpretation of east-west line 29 (Figure 2.1). Our interest is to constrain the structural characteristics of the northern Abitibi greenstone belt in light of previous interpretations of N-S seismic lines and surface geology. Therefore, we analysed 6 seconds of seismic data which included part of the geological terrane below the greenstone belt up to the surface.

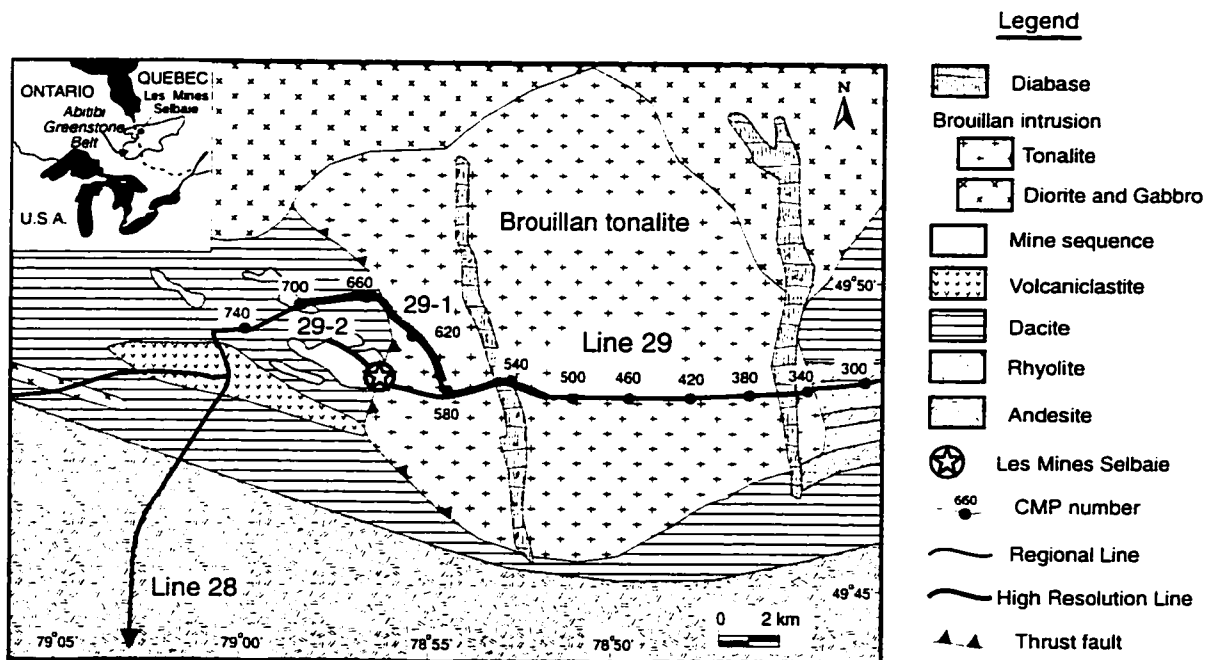


Figure 2.1: Geological map of the Brouillan pluton area showing main lithological units crossed by Lithoprobe seismic reflection profile 29. Location of the two high resolution seismic reflection lines 29-1 and 29-2 are also shown. Tonalite and diorite are part of the Brouillan pluton.

Line 29 crosses the Brouillan pluton and the volcanic rocks exposed east and west

of the intrusion (Figure 2.1). On the basis of geochemistry and petrology, the Brouillan intrusion is classified as a syn-volcanic pluton which are lopolith-shaped features in northern Abitibi (Chown *et al.*, 1992). Structural relationships indicate that the Brouillan tonalite was thrust over the volcanic sequence located to the west (Faure *et al.*, 1990, Larson and Hutchinson, 1993). Two short high resolution seismic lines (29-1 and 29-2 on Figure 2.1), directed more specifically towards mining exploration in the vicinity of the Selbaie deposits, define the thrust contact to a depth of 1 km near its surface exposure (Milkereit *et al.*, 1992). However, in the original processing of line 29, the east-west continuation of the thrust fault and its tectonic relation to the regional geological units were not defined at depth due to a sharp bend in regional seismic reflection line 29 which reduced data quality significantly. This portion of line 29 was reprocessed specifically to improve the seismic image of the Brouillan intrusion, and to place the results of the two high resolution lines at Les Mines Selbaies (reprocessed to a depth of 6 km) in their regional geological context.

2.2.3 Reprocessing of line 29

The seismic reflection acquisition parameters employed for line 29 are typical of current practice, and are listed in Kellett *et al.* (1994). Line 29 was reprocessed between common-midpoints (CMP) 300 and 740 to improve the seismic image of the tonalite-volcanic contact obscured by a change in direction of the seismic survey line. Therefore, particular attention was paid to the geometrical relationships between the strike and dip of the tonalite-volcanic interface, defined from surface geology, and the azimuth of the seismic survey line.

Because the seismic line is crooked, the mid-points between shot points and receivers are scattered around the seismic survey line in both in-line and cross-line directions. The seismic reflectors related to geological structures with a component

of dip in the cross-line direction (i.e. normal to the local direction of the survey line), are imaged at a later time for a CMP located downdip than for a CMP located updip. The travel-time difference between updip and downdip CMP can be quantified (Larner *et al.*, 1979), and crossdip corrections (Kim *et al.*, 1992) can be applied within a CMP bin to flatten reflectors as if all the constituent reflection points were located directly underneath the profile line. A crossdip analysis (West and Wang, 1992) revealed that a 20° crossdip correction best improves the continuity of the reflectors between CMP 500 and 660 (Figure 2.2). The crossdip analysis also indicates that the geological structures in this area have an apparent dip of 20° towards the north-east direction.

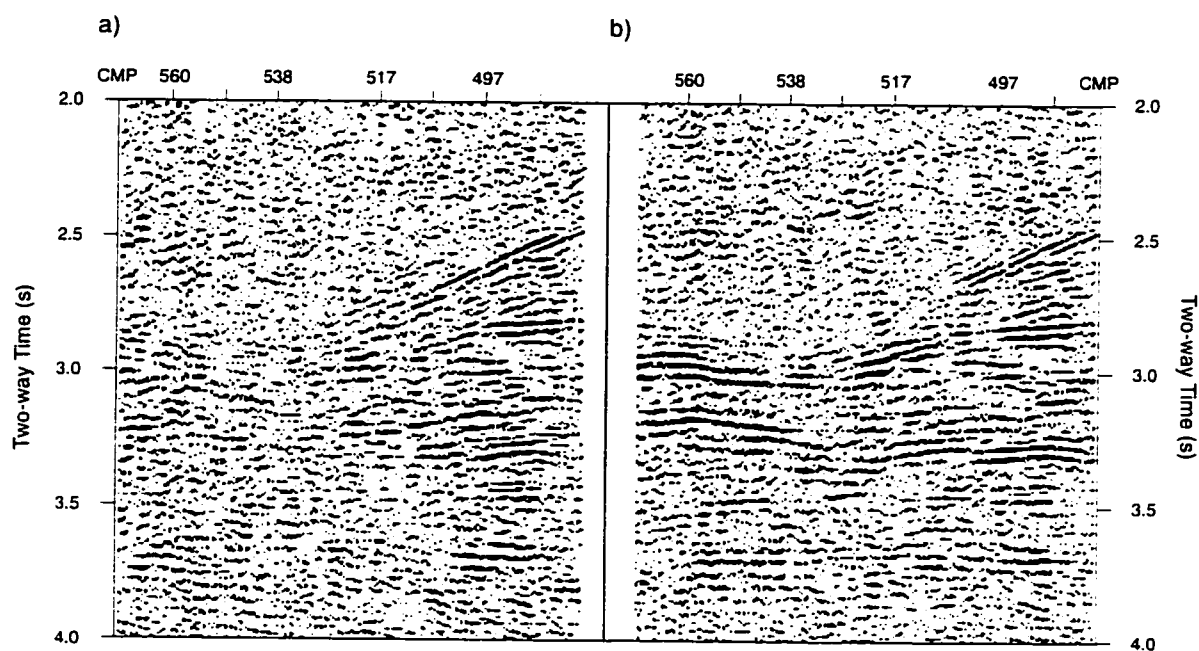


Figure 2.2: (a) CMP stack before crossdip correction. (b) Same CMP section as (a) after crossdip correction of 20° with velocity of 6000 m/s.

Shear wave refractions are particularly strong in crystalline areas (White *et al.*, 1992), and obscure many of the reflections from shallow geological structures on the shot gathers and CMP stack. These refractions are either created directly at the

source, or by conversion at the interface between overburden and underlying crystalline rock (Lash, 1986). They also tend to be strong and well defined in areas of thick overburden such as the Selbaie area. To attenuate the shear wave refractions on the shot gathers, we used a separation technique frequently used to remove the direct P-wave in vertical seismic profiling (VSP) processing (Hardage, 1985). The S-wave arrivals were picked and filtered in a sliding trace window so as to replace the amplitude at the center trace with the median of the window. The median filter is applied to each time sample of the selected window. The S-waves were greatly attenuated after application of the median filter, and shallow reflections were recovered at early times.

Median filtering and cross-dip corrections were accompanied by a conventional processing sequence which included deconvolution, first arrival muting, band pass filtering (12-56 Hz) and refraction static corrections applied before the cross-dip analysis. Residual statics were also applied to the cross-dip corrected data to compensate for near surface velocity irregularities due to the complex overburden and unresolved by the refraction static corrections. A velocity analysis using a constant velocity stack followed the residual statics. The stacked section was migrated with a constant velocity of 6000 m/s, to move the dipping reflectors to their approximate subsurface location. Post-stack coherency-filtering, threshold and gain corrections were also applied to the migrated section (Figure 2.3a) for presentation purposes.

2.2.4 Constraints on the tectonic models of northern Abitibi

In broad terms, the original Lithoprobe seismic reflection profiles across the Abitibi and Pontiac subprovinces all show a three-fold division of the crust (Ludden *et al.*, 1993). The upper crust, characterized by moderate to low reflectivity and moderate reflection continuity, is interpreted as representing the granite-greenstone belt (Lud-

den *et al.*, 1993; Hubert *et al.*, 1992). The mid-crust is characterized by continuous and well resolved north-dipping reflectors on the north-south seismic lines (16, 25 and 28; Ludden *et al.*, 1993; Sawyer et Benn, 1993; Hubert *et al.*, 1992). The lower crust is in general reflective and exhibits flat and parallel structures. This generic crustal section of the Abitibi greenstone belt may be compared directly with the crustal section exposed in the Kapuskasing uplift (Ludden *et al.*, 1993).

Here, we concentrate on the relationship between upper and middle crust alone, since our interest is to constrain the structural characteristics of the northern Abitibi greenstone belt. The most prominent feature of the migrated section (Figure 2.3a) is a strong contrast in reflectivity at approximately 8 kilometres depth. This change in reflectivity separates the seismic section in two parts, one related to upper-crustal structures (groups 1, 2, 3 and 4 on Figure 2.3b) and the other to mid-crustal structures (groups 5, 6 and 7 on Figure 2.3b). The geological interpretation presented below (Figure 2.4) is derived from the migrated section.

2.2.4.1 Upper-crustal structures

Brouillan pluton

The Brouillan pluton ranges in composition from tonalite in the south to diorite towards the north. Line 29 crosses the intrusion at its tonalitic section. The Brouillan tonalite and a thin sheet of Selbaie andesite were thrust over the volcanoclastic sequence under local WNW-ESE compressive stress (Faure *et al.*, 1990, Larson and Hutchinson, 1993). The thrust faults dip about 20° to the east in the vicinity of Les Mines Selbaie (Faure *et al.*, 1990, Larson and Hutchinson, 1993). On the basis of geochemistry and petrology, the Brouillan intrusion is classified as an example of a syn-volcanic pluton which are lopolith-shaped features in northern Abitibi (Chown *et al.*, 1992).

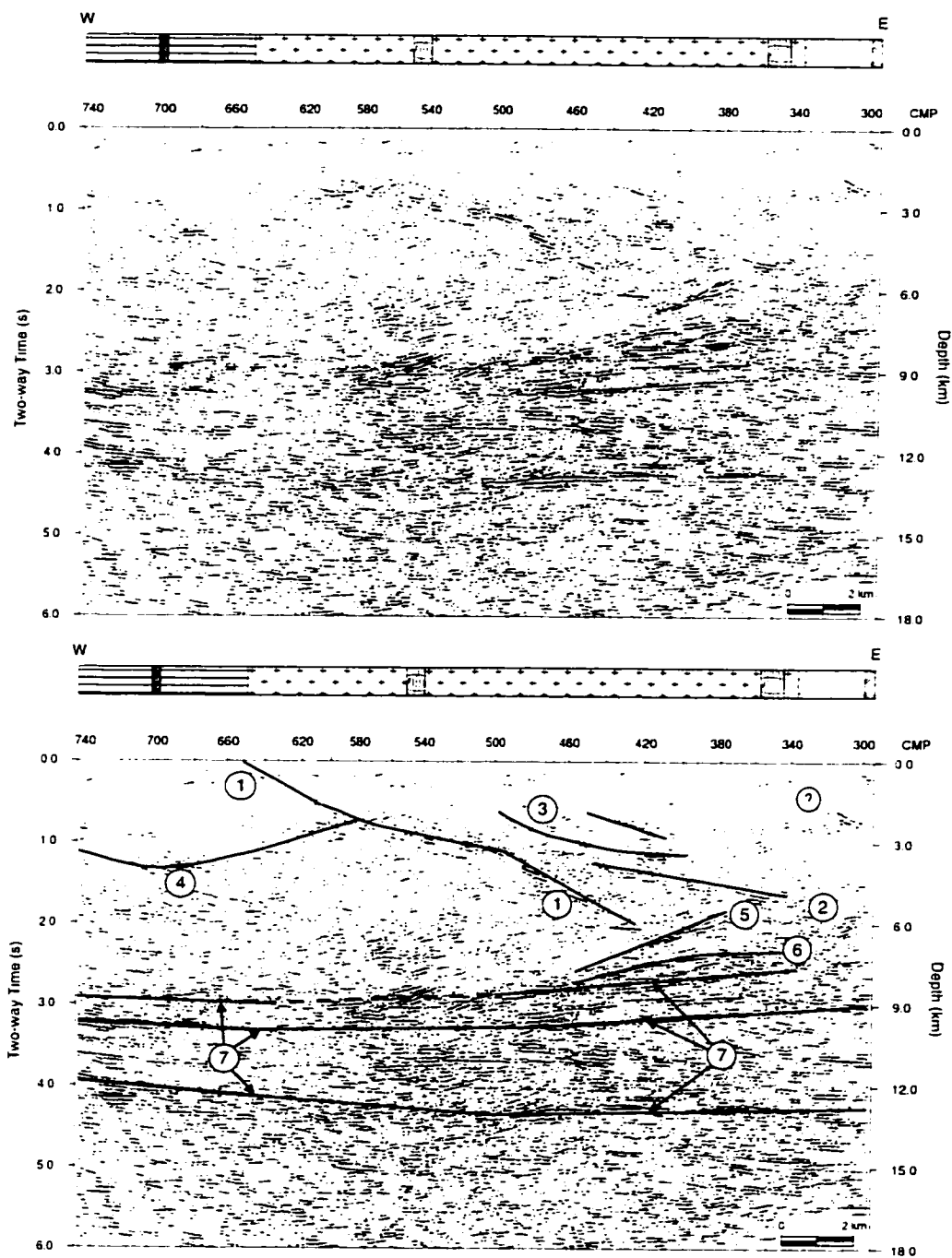


Figure 2.3: (a) Migrated seismic reflection profile for line 29. (b) Interpretation of migrated seismic data from line 29. Prominent reflections and groups of reflections are marked 1 to 7. A 6000 m/s average crustal velocity was used to convert reflection times to depth estimates. (geological legend as in 2.1).

The first east-dipping reflection group (marked 1 on Figure 2.3b) is attributed primarily to the tonalite-volcanic contact, possibly enhanced by a thrust fault. Indeed, a detailed density and acoustic logging survey on the Selbaie mining camp confirms prominent reflections from the tonalite-volcanic lithological contact (Perron and Milkereit, 1994). Extrapolation of these reflectors to the surface coincides with the faulted tonalite-volcanic contact on the geological map. These reflectors can also be tied to the reflectors related to the tonalite-volcanic contact on high-resolution seismic lines 29-1 and 29-2, and clearly defined to a depth of 1000 metres (Milkereit *et al.*, 1992; De Iaco, 1993). The first group of reflectors extends with a moderate dip (about 25° between CMP 340-540) to a depth of 6 km several kilometres east of the surface exposure of the contact. We consider that the second group (marked 2 on Figure 2.3b) of east-dipping reflections, because of its strong signature and geometrical relation to the reflectors from group 1, is also related to the Brouillan tonalite. In this case, the less prominent portion of group 1 reflections between CMP 340 and 460 may originate from lithological heterogeneity within the tonalitic rocks. Such heterogeneity has previously been observed in other syn-volcanic intrusions such as the Flavrian pluton (Paradis *et al.*, 1988). The third series of short and discontinuous reflections (group 3 on Figure 2.3b), located above the first and second groups, may also be attributed to lithological heterogeneity within the pluton.

The moderate dip of the reflectors and their extensive lateral continuity combined with the documented thrust fault at the base of the intrusion provide evidence for an east-dipping thrust sequence which suggests an allochthonous origin for the intrusion. Therefore, the Brouillan tonalite presents the geometry of an east-dipping planar thrust sheet structure, rather than the lopolith-shaped feature which have been previously proposed for this pluton. Furthermore, the thrust fault observed on surface opens up the possibility that similar faults could be present at the base of

many of the plutons within the Abitibi metavolcanics.

Volcanic rocks

A zone of low reflectivity and poor reflection continuity is identified west of and underneath the Brouillan tonalite. It extends to a depth of about 8 km and has the typical seismic signature advocated for the upper crust by Ludden *et al.* (1993). The boundary between this zone and the strongly reflective underlying unit (group 7 on Figure 2.3b) clearly defines an important change in composition and/or tectonic fabric within the crust. Subdivisions within this low reflective unit are difficult to interpret because of poor continuity of the reflectors. Group 4 reflections may arise from the base of the volcanic rocks exposed at the surface. If this is true, the supracrustal sequence would have a thickness of 4 km in northern Abitibi. This interpretation is consistent with the gravity model of Antonuk and Mareschal (1992), which defines the base of the volcanic rocks at a depth close to 3 km along seismic line 29. In this case, the geological unit underlying the volcanic sequence limited by reflections group 4 could represent the continuation of the orthogneissic terrane of the southern Opatoca belt which is thought to underthrust northern Abitibi (Sawyer and Benn, 1993). However, the reflections from group 4 could also be produced by lithological contacts within the volcanic rocks. Indeed, results from sonic and gamma borehole measurements (down to 1 km) near Les Mines Selbaie confirm that some reflections originate from lithological contacts between mafic and felsic volcanic rocks (Perron and Milkereit, 1994). If this is the case, the Abitibi greenstone belt would have a thickness of about 8 kilometres in its northern section. Thus the only definite constraint that the reprocessing of line 29 places on the thickness of the northern Abitibi volcanic sequences is that it must be 8 kilometres or less.

2.2.4.2 Mid-crustal structures

A series of strong and continuous reflections (marked 7 on Figure 2.3b) characterizes the lower portion of the migrated section. Two of these reflections, at approximate depths of 10 and 13 km, are also observed on the north-south line 28 at its intersection with line 29 (Ludden *et al.*, 1993). The reflections on line 28 were shown to be gently north-dipping, and interpreted as south-vergent imbrications possibly related to the Quetico metasediments which may underlie the Abitibi granite-greenstone belt (Kimura *et al.*, 1993; Ludden *et al.*, 1993; Hubert *et al.*, 1992). Conversely, structural work in the Opatoca subprovince suggests the formation of a fold and thrust belt within the Abitibi greenstone belt, accompanied by south-vergent mid-crustal imbrications which are also constrained by the north-dipping reflectors at mid-crustal depths on Lithoprobe line 28 (Sawyer and Benn, 1993). In this model, the composition of the imbrications would be tonalitic gneisses of the Opatoca belt. The study of line 29 confirms that the strong reflections in group 7 define an east-west continuity of the south-vergent imbrications at mid-crustal level on seismic line 28 and therefore supports the models of Ludden *et al.* (1993) and Sawyer and Benn (1993).

There is some evidence on line 29 that the mid-crustal reflectors underwent a predominantly east-west shortening. If reflection groups 5 and 6 are interpreted as parts of the lower reflective unit, because of their similar seismic signature and geometrical relation with group 7, then some of the geological material that forms the continuous reflections (group 7) was likely overthrust to the actual location of reflection groups 5 and 6 (see Figure 2.4). This west-to-east thrusting contrasts with the east-to-west thrusting of the Brouillan tonalite, and may represent either a post-Archean event related to the east-west compressional phase during uplift of the Kapuskasing structural zone, or, a Kenoran event synchronous with the underthrusting of the Opatoca or-

thogneisses underneath the northern Abitibi. In the later case, the east-to-west thrust of the Brouillan tonalite and the west-to-east thrusts at mid-crustal level (groups 5 and 6 on Figure 2.3b) would be analogous to lateral ramps developed at appropriate levels in the crust to accommodate the underthrusting.

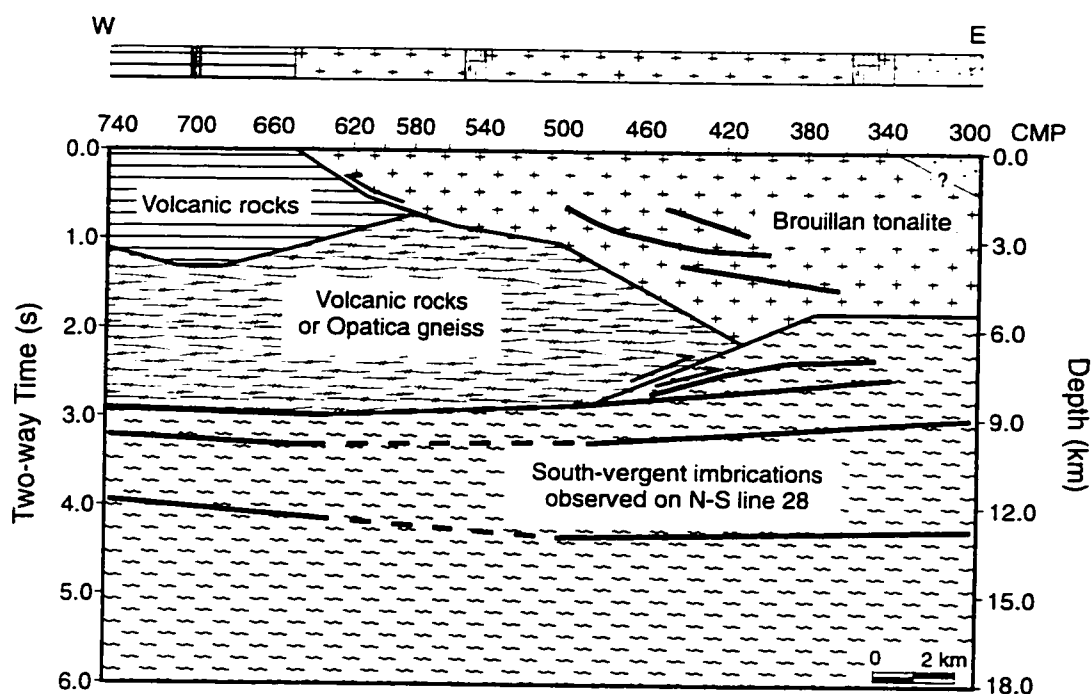


Figure 2.4: Geological cross-section along profile 29 based on interpreted migrated section. The Brouillan pluton is similar to an east-dipping thrust sheet structure such as the Flavrian pluton observed in southern Abitibi. The maximum thickness of the volcanic sequence is 8 km. The mid-crustal reflectors at depths of 10 and 13 km correlate well with reflectors observed at similar depths on N-S line 28 (Ludden *et al.*, 1993).

2.2.5 Discussion

The reprocessing of line 29, with careful attention to the geometrical relations between the strike and dip of the near surface tonalite-volcanic rock contact and the azimuth of the seismic survey line, improves the seismic image of the interface over several kilometres towards the east from its surface exposure. Important processing steps

include crossdip analysis to improve the continuity of the reflectors, and median filtering to attenuate shear wave refractions. A contrast of reflectivity located at 9 km depth separates a less reflective upper crust, related to the exposed volcanic rocks and Brouillan pluton, from mid-crust sub-horizontal reflectors characterized by high reflectivity. The Brouillan tonalite extends with moderate dip (about 25°) to a depth of 6 km several kilometres east of its surface exposure. The moderate dip of the reflectors and their extensive lateral continuity provide evidence for an east-dipping thrust sequence which suggest an allochthonous origin for the intrusion. Therefore, the Brouillan tonalite presents the geometry of an east-dipping thrust sheet structure, rather than the lopolith-shaped feature which have been previously proposed for this pluton. The maximum thickness of the volcanic sequence in the northern Abitibi greenstone belt is 8 km, but could be as low as 4 km if Opatica orthogneisses are considered to underthrust northern Abitibi. The mid-crustal reflections confirm the east-west continuity of south-vergent imbrications observed on the north-south seismic lines 25 and 28 through northern and central Abitibi. Breakage and displacement of the mid-crustal reflectors are consistent with an east-west shortening event, which also thrust the Brouillan pluton over the the volcanic rocks.

2.2.6 Acknowledgments

Part of this research was supported by a Natural Sciences and Engineering Research Council strategic grant to A. Brown, M. Mareschal, C. Hubert, M. Chouteau and J. Ludden and by an Natural Sciences and Engineering Research Council research grant to A. Barnes. The manuscript was improved by suggestions and critical reviews from E.H. Chown and one anonymous referee. Helpful comments by J. Ludden are acknowledged.

2.2.7 References

- Antonuk, C.N. and Mareschal, J.-C. 1992. Preliminary gravity modelling along LITHOPROBE seismic reflection profiles 28 and 29, northern Abitibi Subprovince. Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect report 33. pp. 71-75.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W. and Mortensen, J.K. 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29 : 2211-2225.
- De Iaco, R. 1993. Reprocessing of high-resolution seismic reflection data acquired at Les Mines Selbaie, Quebec (Canada). M.Sc. thesis, Swiss Federal Institute of Technology of Zurich, Zurich.
- Faure, S., Jebrak, M., Bouillon, J.-J. 1990. Géologie et minéralisation en Zn-Cu-Ag-Au des Mines Selbaie. In *Northwestern Québec Polymetallic Belt*. Edited by M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin and A. Simard. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, special volume 43. pp.363-372.
- Hardage, B. A. 1985. Vertical seismic profiling (Part A principles). In *Seismic exploration: 14 A*. Edited by Klaus Helbig and Sven Treitel. Geophysical Press. pp. 182-189.
- Hubert, C., Sawyer, E., Barnes, A., Daigneault, R., Lacroix, S., Ludden, J., Milkereit, B. and Rive, M. 1992. Geological interpretation of seismic lines in the northern and central Abitibi Greenstone Belt: evidence for regional thrust imbrication and crustal Archaean wrench fault systems. Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect report 25. pp. 33-36.
- Kellett, R.L., Barnes, A.E. and Rive, M. 1994. The deep structure of the Grenville Front: a new perspective from western Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31: 282-292.

- Kim, J., Moon, W.M., Percival, J.A. and West, G. 1992. Seismic imaging of shallow reflectors in the eastern Kapuskasing structural zone, with correction of crossdip attitudes. *Geophysical Research Letters*, 19:2035-2038.
- Kimura, G., Ludden, J., Desrochers, J.-P. and Hori, R. 1993. A model of ocean-crust accretion for the Superior province, Canada. *Lithos*, 30 : pp. 337-355.
- Larner, K.L., Gibson, B.R., Chambers, R. and Wiggins, R.A. 1979. Simultaneous estimation of residual static and crossdip corrections. *Geophysics*, 44 : pp. 1175-1192.
- Larson, J.E. and Hutchinson, R.W. 1993. The Selbaie Zn-Cu-Ag Deposits, Quebec, Canada: An example of evolution from subaqueous to subaerial volcanism and mineralization in an Archean caldera environment. *Economic Geology*, 88 : pp. 1460-1482.
- Lash, C.C. 1986. P to S conversion by a refracted P-Wave. *The Leading Edge*, 5 : pp. 31-34.
- Ludden, J., Hubert, C., Barnes, A., Milkereit, B. and Sawyer, E. 1993. A three dimensional perspective on the evolution of Archean crust: Lithoprobe seismic reflection images in the southwestern Superior province. *Lithos*, 30 : pp. 357-372.
- Milkereit, B., Reed, L. and Cinq-Mars, A. 1992. High frequency reflection seismic profiling at Les Mines Selbaie, Quebec. In *Current Research, Part E. Geological Survey of Canada, Paper 92-1E*, pp. 217-224.
- Paradis, S., Ludden, J. and Gélinas, L. 1988. Evidence for contrasting compositional spectra in comagmatic intrusive and extrusive rocks of the late Archean Blake River Group, Abitibi, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25 : pp. 134-144.

- Perron, G. and Milkereit, B. 1994. Lithoprobe seismic survey at Les Mines Selbaie Quebec. part II physical rock property studies. Minerals Colloquium. Geological Survey of Canada, Ottawa. January 17-19. pp. 30.
- Sawyer, E. and Benn, K. 1993. Structure of the high-grade Opatoca Belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince, Canada: an Archaean mountain front. *Journal of Structural Geology*, 15 : pp. 1443-1458.
- West, G.F. and Wang W. 1992. Swath 3-D processing of KSZ seismic reflection data recorded on crooked lines. International workshop on seismic profiling of the continental crust, September 1992 Banff.
- White, D.J., Milkereit, B., Salisbury, M.H. and Percival, J.A. 1992. Crystalline lithology across the Kapuskasing uplift determined using in situ Poisson's ratio from seismic tomography. *Journal of Geophysical Research*, 97 : pp. 19993-20006.

Chapitre 3

Orientation des réflecteurs sismiques dans la sous-province de l'Opatoca

3.1 Introduction

Ce chapitre présente le deuxième article intitulé "A link between deformation history and the orientation of the reflective structures in the 2.68-2.83 Ga Opatoca belt of the Canadian Superior Province". Le texte fut publié au mois de juillet 1997 dans le "Journal of Geophysical Research (JGR)", une des revues scientifiques de l'AGU ("American Geophysical Union").

L'article introduit la technique SDEUCG qui permet d'établir l'orientation 3D des réflecteurs à partir de données de sismique réflexion avant sommation ("prestack"), acquises dans les parties sinueuses d'un profil. Cette approche automatique repose sur la cohérence des réflexions le long d'une trajectoire de temps de parcours, définie par un azimut, un pendage, une profondeur et une vitesse de milieu. La méthode est d'abord expliquée, puis testée sur des données synthétiques. Ces tests permettent d'établir certaines limites de la technique lorsque les conditions d'application ne sont pas optimales (ie. données bruitées et vitesse différente de celle du milieu).

L'application sur les données sismiques du profil 48, situé dans la sous-province de l'Opatoca, montre deux orientations principales qui coïncident avec l'orientation

des structures de déformation observées en surface. La distribution de ces réflecteurs, qui n'est pas uniforme dans la ceinture de roches métamorphiques, est établie pour quatre parties sinueuses du profil. Les azimuts et pendages estimés dans ces quatre parties sont présentés sous forme de pseudo-sections. Dans le dernier volet de l'article, nous présentons aussi une façon d'estimer la résolution des azimuts et des pendages obtenus par SDEUCG.

3.2 Article 2

A link between deformation history and the orientation of reflective structures in the 2.68-2.83 Ga Opatoca belt of the Canadian Superior Province

G. Bellefleur, A. J. Calvert and M. C. Chouteau

*Département de Génie Minéral, École Polytechnique de Montréal. C.P. 6079
Succursale Centre-Ville. Montréal Québec. Canada H3C 3A7 Tel: (514) 340-5770
Fax: (514) 340-3970*

email: bellefleur@geo.polymtl.ca. calvert@geo.polymtl.ca. chouteau@geo.polymtl.ca

Lithoprobe Contribution 857.

3.2.1 Abstract

True three-dimensional reflector orientations can be derived from prestack seismic reflection data where a seismic profile is particularly crooked. This is accomplished by estimating a measure of coherency along travel time trajectories defined by the azimuth, dip, and depth of a reflector and the medium velocity. Results from Lithoprobe line 48, located in the Opatoca belt of the Archean Superior Province, differentiate reflectors with two distinct orientations, which coincide with the attitudes of two deformational fabrics mapped at surface. Assuming a connection between reflectivity and strain induced by tectonic processes, the reflectors with NNE strikes and shallow dips toward the east are correlated with surface evidence for early west vergent thrusting in the Opatoca belt. Other reflectors, which strike ENE-WSW and dip shallowly to the north and to the south, indicate that most of the reflectors in the southern Opatoca and beneath the Abitibi greenstone belt at middle and lower crustal levels formed during a later, approximately N-S shortening event. Mantle reflections previously interpreted as a relict suture of an Archean subduction zone dip to the north at around 30° - 45° and are also associated with this N-S event. The distribution of reflector orientations estimated at the crooked parts of line 48 indicates that much of the Opatoca crust was reworked during the N-S shortening event, although a region of the middle and lower crust, characterized by the earlier D_1 reflectors, is preserved in the central part of the belt.

3.2.2 Introduction

Seismic reflection surveys for regional or crustal studies on land are usually carried out along existing roads, often resulting in a very crooked survey acquisition profile that complicates the processing and interpretation of the data (Lindsey, 1991; Wu, 1996). A crooked geometry does have, however, the potential advantage over a straight

survey line of sometimes permitting the recovery of true reflector attitudes. In this paper we present a technique designed to estimate true reflector strikes and dips from prestack reflection data where a seismic profile is particularly crooked. This is accomplished by estimating a measure of coherence, semblance in this case, along trajectories in the prestack data volume defined by a particular depth, dip, and azimuth and the medium velocity. The method can be considered to be an extension of standard velocity analysis (Taner and Koehler, 1969) but requires a deviation of the profile such that shot-to-receiver lines within one common depth point (CDP) gather cover a range of azimuths to provide resolution of the reflectors true orientation.

The method was applied to the Lithoprobe Abitibi-Grenville seismic reflection line 48, which crosses the boundary between two Archean domains: the Abitibi greenstone belt and the Opatoca high grade gneissic terrane (Figure 3.1), both located in the Superior Province of the Canadian shield. The Abitibi belt is characterized by subaqueous basalts, felsic volcanic complexes and associated sedimentary basins, all metamorphosed to greenschist facies during a N-S shortening event which occurred between 2708 and 2694 Ma (Chown *et al.*, 1992; Mortensen, 1993a). Major subvertical, east trending deformation zones that extend throughout the Abitibi were also created during the N-S shortening event. Farther north, the highly deformed tonalitic gneiss and plutonic rocks of the Opatoca subprovince contain three principal deformation fabrics: D_1 corresponds to pervasive foliations with moderate dips, which are interpreted as WSW vergent, crustal-scale shear zones that imprint the ductile middle crustal levels, now exposed as the Opatoca gneiss; D_2 corresponds to moderately dipping foliations localized within high strain zones and represents an episode of SSE vergent thrusting; D_3 fabrics are associated with a late, primarily dextral, strike-slip motion along a number of subvertical shear zones that cut through the Opatoca belt and extend into the adjacent subprovinces (Sawyer and Benn, 1993). U-Pb analysis of

rock samples hosting or crosscutting deformational fabrics indicate that D_1 occurred between 2702 and 2693 Ma. D_2 between 2700 and 2680 Ma with the south vergent structures being formed after 2693 Ma, and D_3 after 2686 Ma (Davis *et al.*, 1995). Changes in the metamorphism and structural style suggest that the highly deformed tonalitic gneisses and plutonic rocks of the Opatoca belt and Abitibi subprovince represent different crustal and structural levels across an Archean mountain belt (Sawyer *et al.*, 1993; Benn *et al.*, 1992). However, U-Pb ages from Opatoca rocks, which are significantly older than the Abitibi rocks, indicate a distinct evolutionary history prior to the amalgamation of the two subprovinces during the N-S shortening event (Davis *et al.*, 1995).

Line 48 has been interpreted previously as indicating that a primarily thick-skinned tectonic collisional event occurred during amalgamation of the Abitibi subprovince with the highly deformed tonalitic gneisses and plutonic rocks of the Opatoca belt (Calvert *et al.*, 1995). North dipping reflections that extend 30 km into the mantle (Figure 3.2) are interpreted as a relict suture associated with the thrusting of Abitibi terranes beneath the Opatoca. Above the mantle reflections, the upper and middle crust exhibit a V-shaped reflectivity pattern, a geometry that contrasts markedly with the Southern Opatoca Antiform (SOA, Figures 3.1 and 3.2) mapped at surface. The reflectivity pattern observed beneath the SOA is attributed to backthrust shear zones, formed during the folding of the antiform, rather than to the folded geological units on each limb of the SOA. South of the SOA, the Abitibi greenstone rocks (between CDP 1 and 2500) appear as a thin veneer (9-10 km) of poorly reflective material, underlain by a moderately reflective package at midcrustal level, and attributed to Opatoca rocks stacked underneath the Abitibi subprovince during the collision. Current dip estimates obtained from the stack section are generally consistent with SSE vergent thrusting and suggest that the amalgamation of the Abitibi and Opatoca belts

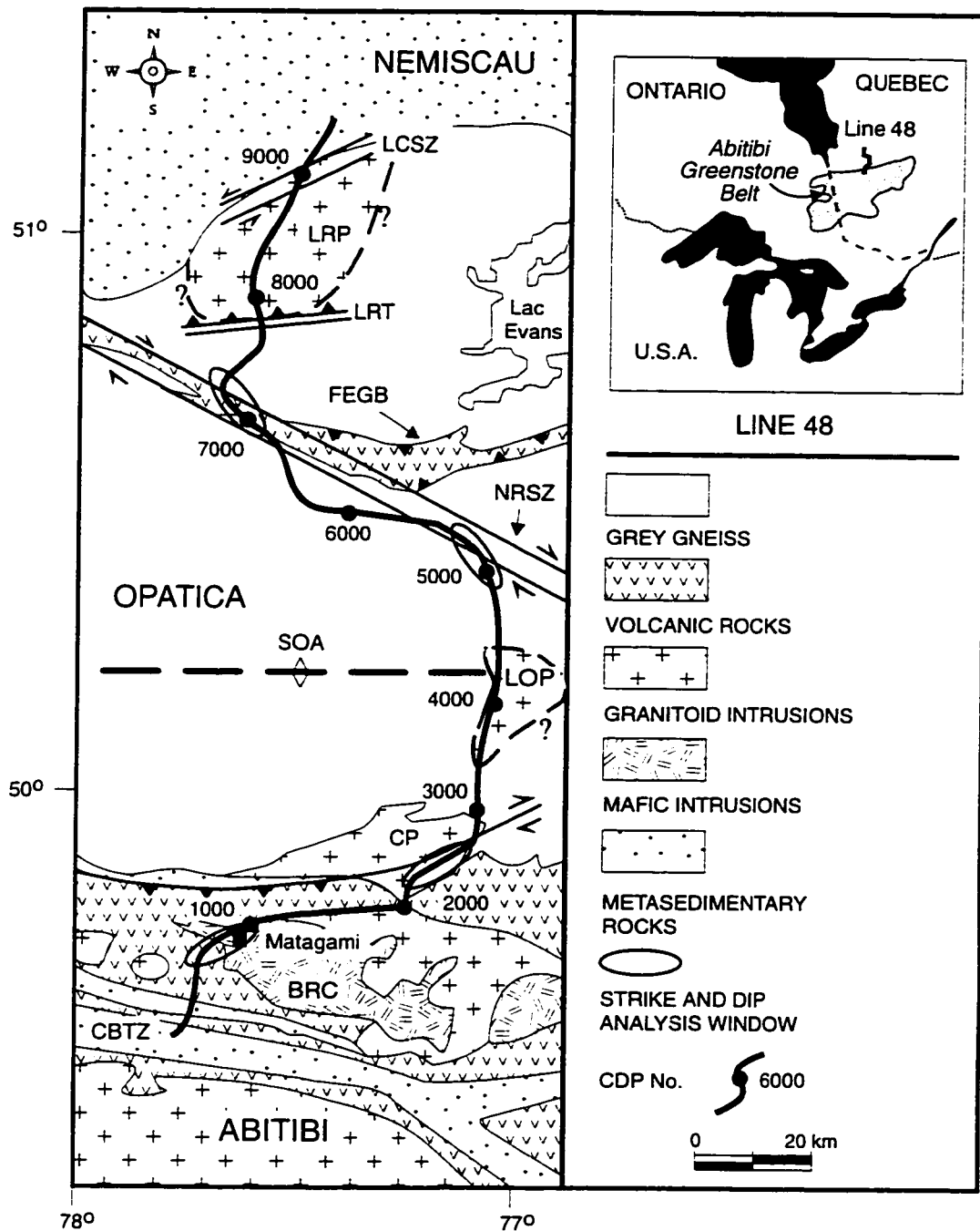


Figure 3.1: Location of the Lithoprobe seismic reflection profile 48 extending from the Casa Berardi tectonic zone (CBTZ) in northern Abitibi across the Opatoca belt and terminating in the Nemiscau subprovince. BRC, Bell River complex; CP, Canet pluton; LOP, Lac Ouescapis pluton; LRP, Lac Rodayer pluton; LRT, Lac Rodayer Thrust; SOA, axis of the eroded southern Opatoca antiform; NRSZ, Notaway River shear zone; FEGB, Frotet-Evans greenstone belt; LCSZ, Lac Coulomb shear zone.

is essentially associated with the D_2 tectonic event. These approximate dip estimates also show some reflectors oriented approximately in the D_1 direction. A precise correlation between the attitudes of the reflectors and deformation episodes could not be established from the stack section because one of the deformation fabrics is always oblique to the azimuth of the profile. Furthermore, the changes in direction of the seismic line cause a reduction in amplitude of some reflections on the stack that complicates the estimation of the strike and the dip.

In the second part of this paper, we compare the strikes and dips estimated at four crooked locations along line 48 with the orientation of the deformation fabrics defined by structural geology. Similarities in azimuthal distribution are key since they provide a link between the observations from both seismic reflection profiling and structural geology. Assuming a connection between reflectivity on line 48 and strain induced by tectonic processes, our objectives are, first, to determine the frequency of occurrence of D_1 and D_2 reflectors in order to estimate how much of the Opatoca belt was reworked during the collision with the Abitibi terranes and, second, to estimate the dip of the mantle reflection zone in order to provide the first field constraint on the dip of a subducting plate in the Archean.

3.2.3 Estimation of strike and dip of seismic reflectors

The approach used to recover the strike and dip of reflectors is based on the arrival times of their reflections in common depth point (CDP) gathers located along the crooked parts of a seismic profile. To estimate the strike and dip of the reflector, we first calculate the travel time (Levin, 1971) for a multitude of hypothetical reflectors covering all azimuths, dips, and depths, using the geometry of the source-receiver pairs within one CDP gather. Then we evaluate the semblance (Neidell and Taner, 1971) along the trajectories defined by the calculated travel times. A geological reflector

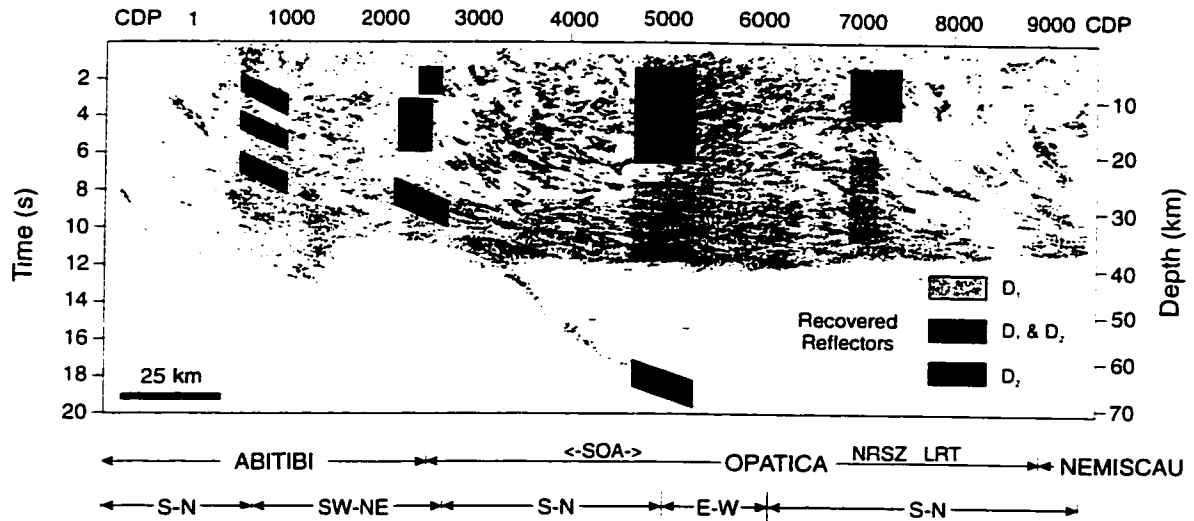


Figure 3.2: Line migration of Lithoprobe line 48 with the locations of reflectors that have attitudes similar to the orientation of D_1 and D_2 deformation fabrics. D_1 reflectors are localized in the vicinity of the Frotet-Evans greenstone belt, while D_2 reflectors are observed throughout the Opatica belt and beneath the Abitibi subprovince. The locations correspond to particularly crooked areas of seismic profile where the azimuth and dip estimation method was applied. The major changes in orientation of the seismic line are also indicated.

that exhibits a strong reflection within a CDP gather will generally produce a large semblance value. The hypothetical reflectors that produce a high semblance value are therefore considered to arise from geological subsurface structures. Repetition of the process for subsequent CDP gathers allows the continuous mapping of geological features. Reflectors may have different orientations in successive CDP gathers, but they are assumed to be locally plane over the area covered by the reflection points of one CDP gather. The strike and dip corresponding to the highest semblance value are plotted separately for each depth location at each CDP gather, providing a pseudo-section of the attitudes of the reflective structures along the seismic profile.

The number of samples used for semblance calculations has to be adjusted to the duration of the reflected wavelet for optimum results. If the time gate is wider than the size of the reflected wavelet, then the semblance values will be attenuated by

noise or other noncoherent signal along the tested trajectory. If insufficient samples are used, a single reflection will be characterized by the results of a number of different semblance calculations which can vary with noise in the short window. The time gate, which provided optimum results in line 48, was 56 ms (seven samples). This value is adequate for both the initial source spectrum (10-56 Hz) that characterizes near-surface events, and reduced spectrum of the deeper reflections (10-45 Hz). Reflectors located near the surface that have a higher-frequency content may be more difficult to detect. The thicknesses of the resolved reflectors on the pseudo-sections also depend on the number of samples used for the semblance calculation, the time duration of the reflections, and the depth interval searched.

To discriminate between reflectors with high and low semblance values, we have plotted pseudo-sections using a HSV (hue, saturation, and value) color scheme where high semblance values inside one azimuth (or dip) interval are indicated by a pure color (or high S). Conversely, pale tints (or low S) are attributed to reflectors with lower semblance. Therefore a high color intensity on the pseudo-section is an indication of a better resolved reflector. A median filter using nearest-neighbor points (3x3) was also applied to the estimated strikes and dips to remove high-frequency perturbations. Semblance values within one CDP gather were also normalized by the RMS semblance calculated from that record. This amplitude equalization essentially matches the background semblances between gathers. The median filter and normalization both help to enhance the continuity of the reflectors over successive CDP gathers.

Prior to the application of the azimuth and dip estimation technique, a number of standard processing steps were applied to the prestack data in order to improve the resolution and the continuity of reflections. The processing included deconvolution to improve the temporal resolution of reflections, refraction statics to correct for the effect of the laterally variable near-surface and removal of coherent noise such

as 60 Hz or shear wave refractions. Crooked line binning and sorting of the data into common depth point (CDP) gathers were also performed. Because they require velocity information that usually depends on the geometry of both reflectors and survey line (Levin, 1971), normal moveout corrections were not applied to the data. However, partial stacking was applied to improve the signal-to-noise ratio, following a procedure which preserves an optimum azimuthal coverage: within 200 m offset range windows, traces with shot-to-receiver line separated by less than 5° were stacked together.

An example using synthetic data demonstrates the accuracy of the azimuth and dip estimation technique. Synthetic seismograms were calculated for the geometry found at one part of line 48 (Figure 3.3a) using the Born approximation (Coates and Charette, 1993; Eaton and Stewart, 1994). This technique calculates the seismic wave field for elastic scattering due to small-scale heterogeneities in a nearly uniform background. The seismic response of two planes (first plane, strike $N330^\circ$, dip 10° , at a depth of 2000 m; second plane, strike $N60^\circ$, dip 30° , at a depth of 5000 m) was calculated at 120 receiver positions for 10 shot points (Figure 3.3b) with a background P wave velocity of 6000 m/s, which is typical of crystalline environments in this area. Random noise (20% of maximum amplitude) was added to the synthetic data. The travel time curves on the synthetic shot gathers (Figure 3.3b) are clearly affected by the crookedness of the profile. The stacked section (Figure 3.3c) is also degraded: the lower reflection suggests a synclinal shape rather than a dipping plane. Solutions obtained from the strike and dip estimation method (Figure 3.4a) focus on the two planes used to generate the synthetic data. The maximum semblance values ranged between 0.7 and 0.8 for the exact model parameters, with their values decreasing to low background levels (e.g., 0.05) as the strike and dip deviated from the exact models by approximately 10° . Strikes recovered are less accurate near both ends of the

profile, where the CDP gathers contain only a few traces. The geometry of the deeper reflector still suggests a synclinal shape. However, the uniform color distribution for the strike and dip of this reflector (Figure 3.3a) indicates that the reflections originate from one plane (strike $N60^\circ$, dip 30°) and that the synclinal shape may be attributed to crookedness of the seismic profile. Reflectors were tested using a velocity of 6000 m/s for strikes between 0° and 360° (every 5°) dips between 0° and 75° (every 5°) and depths between 0 m and 6500 m (every 100 m).

To evaluate the robustness of the strike and dip estimates, we have tested the technique on the synthetic data set, but with random noise up to 50% of the maximum reflection amplitude. In this case, the estimates (Figure 3.4b) recover the model parameters with, however, generally lower semblance values (near 0.5) than for the less noisy data set (shown by paler tints). We have also applied the technique on the 20% noise data set, but using a slower (5500 m/s; Figure 3.4c) and a faster (6500 m/s; Figure 3.4d) medium velocity. Not unexpectedly, the depths at which the recovered reflectors appear on the pseudo-sections are shallower and deeper than true depths when testing respectively with the slower and faster medium velocity. Attitudes for the shallowly dipping plane (10°) near 2 km depth are also degraded: no clear strike and dip orientations can be established with the 5500 m/s and 6500 m/s velocities. Conversely, the attitudes recovered for the steeper and deeper plane are relatively continuous and generally within 20° of the model parameters, suggesting that 3-D orientation of steeper reflectors will be better established with this technique, even in the case of poorly known medium velocity.

One of the premises of this technique is that a reflector is planar over the area of its surface covered by the reflection points of a CDP gather. However, the area covered by the reflection points of a single CDP gather is strongly dependent on the dip of the reflector, the offset between shot and receiver, and the angle formed between the shot-

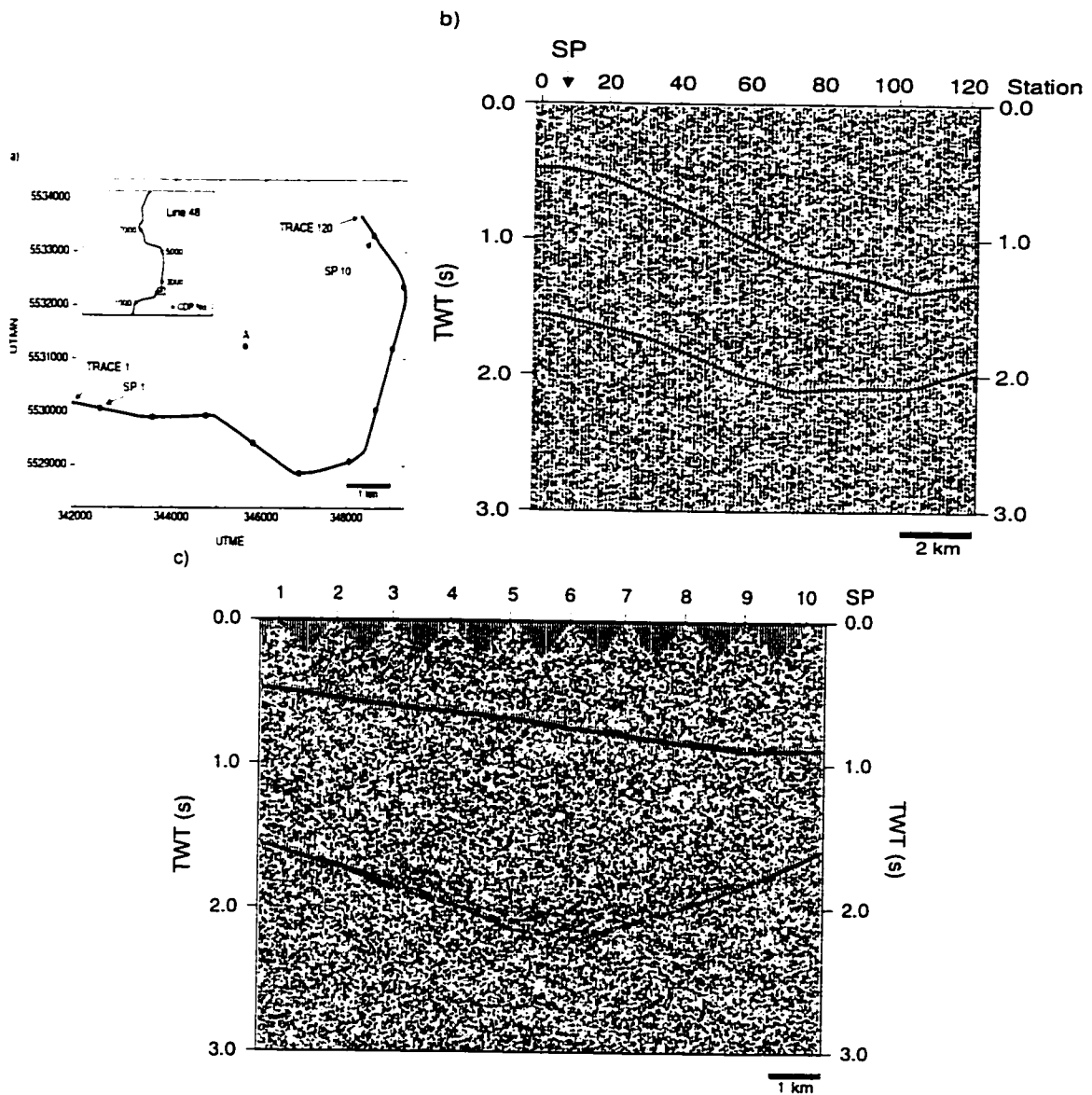


Figure 3.3: (a) Crooked part of Abitibi-Grenville line 48 used to generate the synthetic response of two dipping planes (first plane: strike $N330^\circ$ dip 10° depth 2000 m; second plane: strike $N60^\circ$ dip 30° and depth of 5000 m). Depth to planes are calculated vertically from point A. (b) Seismic response of the two planes on shot gather 1. (c) Stacked section obtained by standard processing of the 10 shot gathers. Notice that the lower reflections suggest a syncline shape rather than a dipping plane.

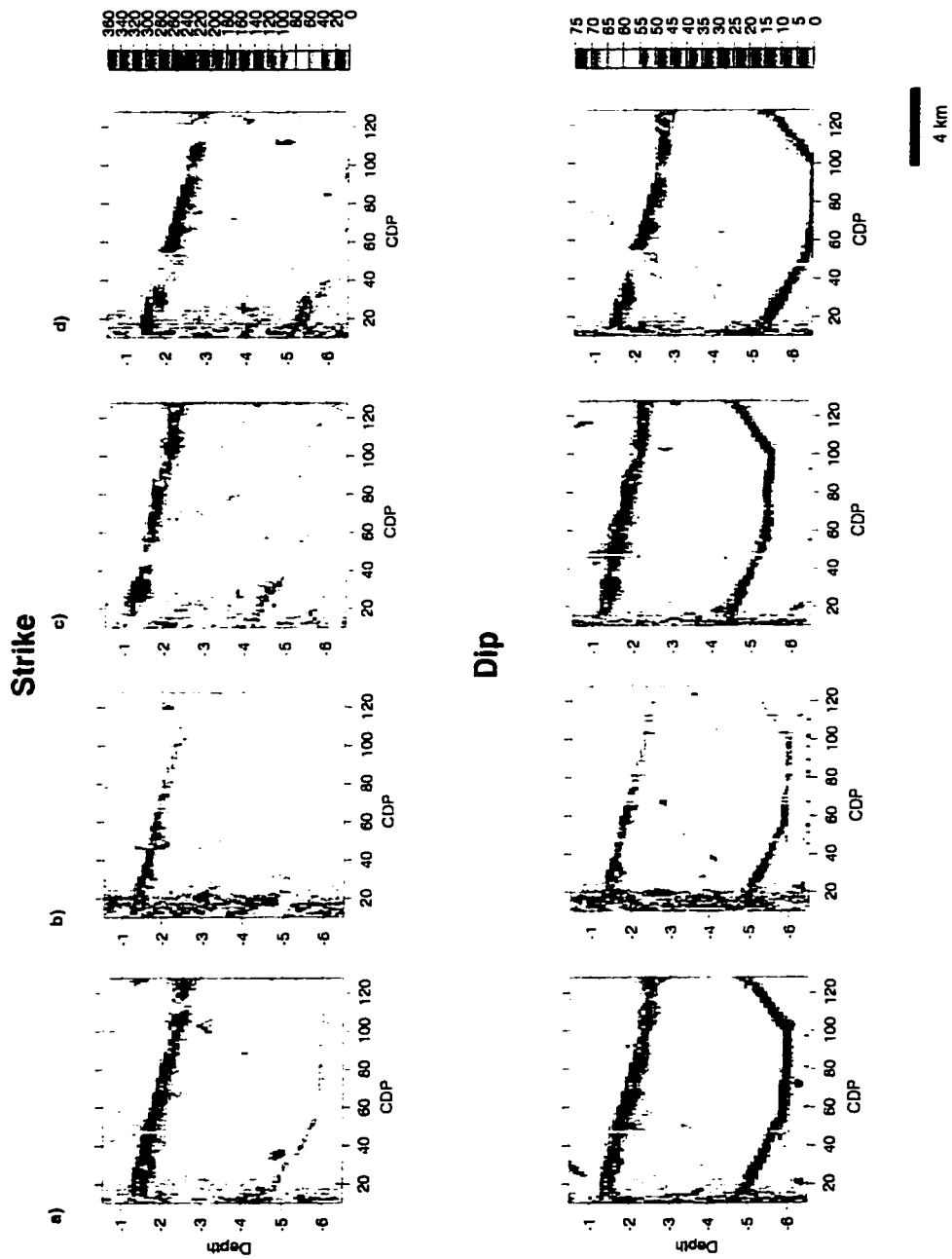


Figure 3.4: Results from the azimuth and dip estimation method on the synthetic data. The dips as they appear on the pseudo-sections are functions of the crooked line geometry and orientation of the reflectors and do not represent their true dips. The true dips are given by the color scale. Azimuths are in degrees clockwise from north, dips are in degrees from horizontal. Not 1:1 scale; depth scale is approximate.

to-receiver line and the dip line (Levin, 1971). Consequently, the crooked geometry of a profile, together with the dip of a reflector, will determine the minimum area over which the reflector must be approximately plane in order to estimate its attitude. For a CDP gather centered near shot point 5 of the synthetic data set (Figure 3.3a), the reflection points on the upper reflectors cover 2250 m x 500 m, while for the deeper reflector with steeper dip, the reflection points cover a larger area (6000 m x 750 m). This suggests that regionally reflective structures with constant dip are more likely to have their strike and dip estimated than reflectors with varying attitudes, or covering smaller area, especially at greater depth. A reflector which fails to meet the planar assumption will generally show lower semblance values, which may not be sufficient to be distinguished from the average background coherency values.

3.2.4 Attitudes of the reflective structures of the Opatoca sub-province

The azimuth and dip estimation technique was applied to four locations along line 48 where the seismic profile deviates such that shot-to-receiver lines within an individual CDP gather cover a range of azimuths, permitting the estimation of true reflector orientations for depths ranging between lower and upper crustal levels. Two of these locations are in the south, one in the Abitibi belt (CDP 600-1000), and the other near the mapped surface contact between the Abitibi and Opatoca belts (CDP 2175-2650). The two other areas tested are located on either side of the Frotet-Evans greenstone belt (CDP 4855-5355 and 6950-7450). The mantle reflections beneath CDP 4855 and 5355 also represent an important target. Not many reflectors are recovered from the two locations in the southern parts of line 48, where the seismic data are generally characterized by a discontinuous low-amplitude reflectivity. Conversely, the strike and dip of many reflectors were established for the two locations near the Frotet-

Evans belt in an area that coincides with high-amplitude reflectivity. The azimuth and dip intervals used for the four locations are 5° , and the medium velocities are, respectively, 6300 m/s for Opatoca crust and 7000 m/s for the mantle.

In the following sections, the results from the azimuth and dip estimation method are compared with the orientation of deformation fabrics observed at the surface within the Opatoca belt, assuming a connection between reflectivity and tectonic processes. Such relationships have been demonstrated by finite element geodynamical modeling for some compressional orogens, in which large-scale reflectivity patterns can be explained by strain developed as a consequence of crustal compression (Beaumont and Quinlan, 1994). This relationship between reflectivity and tectonic processes likely exists for the Opatoca belt, since some significant deformation fabrics, either D_1 , D_2 , or D_3 , are the results of high strain concentration, originating from crustal compression. For instance, shallowly dipping D_1 thrusts and mylonites have been locally recognized in the Opatoca belt by Sawyer and Benn (1993), suggesting that some reflections of line 48 may originate from those strain fabrics. The reflective character of mylonitic zones, essentially attributed to the preferential orientation of mineralogical components producing velocity anisotropy, has been widely studied (Fountain *et al.*, 1984; Hurich *et al.*, 1985; Christensen et Szymanski, 1988; Rey *et al.*, 1994). Other D_1 fabrics, such as the pervasive foliations and lineations mapped throughout the entire Opatoca belt, cannot explain the localized occurrence of D_1 reflectors obtained with the strike and dip estimation technique (Figure 3.2 and section below). Consequently, they are not proposed as a significant cause of crustal reflectivity in the Opatoca. In comparison with the pervasive D_1 foliations and lineations, the shallowly dipping D_2 and subvertical D_3 deformation fabrics are generally confined to discrete high strain zones, some of which are mylonitic shear zones (Sawyer and Benn, 1993), and may likely produce strong reflections. The doubly-vergent reflectivity pattern

observed beneath the SOA (a D_2 structure), consistent with the orientation of some backthrust shear zones mapped at surface (Calvert *et al.*, 1995) and formed during the folding of the antiform, also supports this hypothesis.

3.2.4.1 D_1 Reflectors

Reflectors with strikes of N-NNE and shallow dips to the east (near 15°) are recovered south of the Frotet-Evans greenstone belt (CDP 4855-5355; Figure 3.5). The most continuous extend across 300 CDP gathers in the lower crust beneath the eroded northern flank of the Southern Opatica Antiform. Other reflectors with similar attitudes and located at middle crustal level, are less continuous and surrounded by SSE dipping reflectors (strike between 60° and 80° , Figure 3.5). None of these N-NNE striking reflectors can be directly related to known surface structures. However, their attitudes are consistent with the surface evidence for west vergent thrusting. We therefore suggest that the N-NNE reflectors with shallow dips toward the east are D_1 -related structures. Their occurrence in the middle and lower crust in conjunction with the D_1 structural fabrics suggests that west vergent thrusting was active throughout the entire crust beneath the Frotet-Evans greenstone belt. At the surface, D_1 structures preserved in the gneisses have small-scale D_2 structures superimposed upon them (Sawyer and Benn, 1993), suggesting that the short, mid-crustal D_1 reflectors may have been more continuous but were partly overprinted by D_2 reflections. The middle crust here exhibits south-dipping reflections that characterize the northern limb of the SOA, one of the main D_2 structures in the belt. Deeper D_1 reflections may have been preserved because most of the north-south shortening was likely accommodated by shearing and folding of the SOA in the upper and the middle crust and subduction of Abitibi terranes beneath the Opatica farther south. Areas with low strain accumulation at lower crustal levels are also observed in geodynamic models in-

volving two oppositely vergent belts and mantle subduction (retro region (Beaumont and Quinlan, 1994)). Overprinting by late south dipping reflections may explain the lack of D_1 reflections in the southern part of the Opatoca belt. It also suggests that D_1 reflectors south of the Frotet-Evans greenstone belt predate D_2 south vergent thrusting which occurred between 2700 and 2690 Ma (Davis *et al.*, 1995).

On the northern side of the Frotet-Evans belt (near CDP 7000), the strike and dip of the reflective structures are NNW and 15-20° respectively (Figure 3.5). The orientation and depth location (between 20 and 35 km) of these reflective structures suggest that they are D_1 -related reflectors and that they represent the northern extent of the D_1 reflectors resolved in the lower crust south of the Frotet-Evans belt, beneath CDP 4855 and 5355. On the seismic profile, their northern limit (near CDP 7100) corresponds to a sharp decrease in reflectivity which also coincides with a change of orientation of the seismic profile at the intersection with the Nottaway River Shear Zone (NRSZ). Reflections observed north of the NRSZ also exhibit steep dips which contrast with the shallow dips of D_1 reflectors south of the NRSZ. The contrast of reflectivity and the changes in the dip of the reflections observed on each side of the NRSZ may mark the northern extent of D_1 reflectors in this area. D_1 reflectors may also have been steepened on the northern side, especially if the N-S compression continued during the formation of the NRSZ. The 20-50 km strike-slip motion along the NRSZ (Sawyer and Benn, 1993) has also juxtaposed crust from different areas, which may have different strikes and dips.

3.2.4.2 D_2 Reflectors

Beneath the volcanic rocks of the Abitibi belt (CDP 600-1000), reflectors which strike W-WSW (Figure 3.5) and dip shallowly (near 30°) toward the north were detected at middle and lower crustal levels. Farther north, near the surface contact between

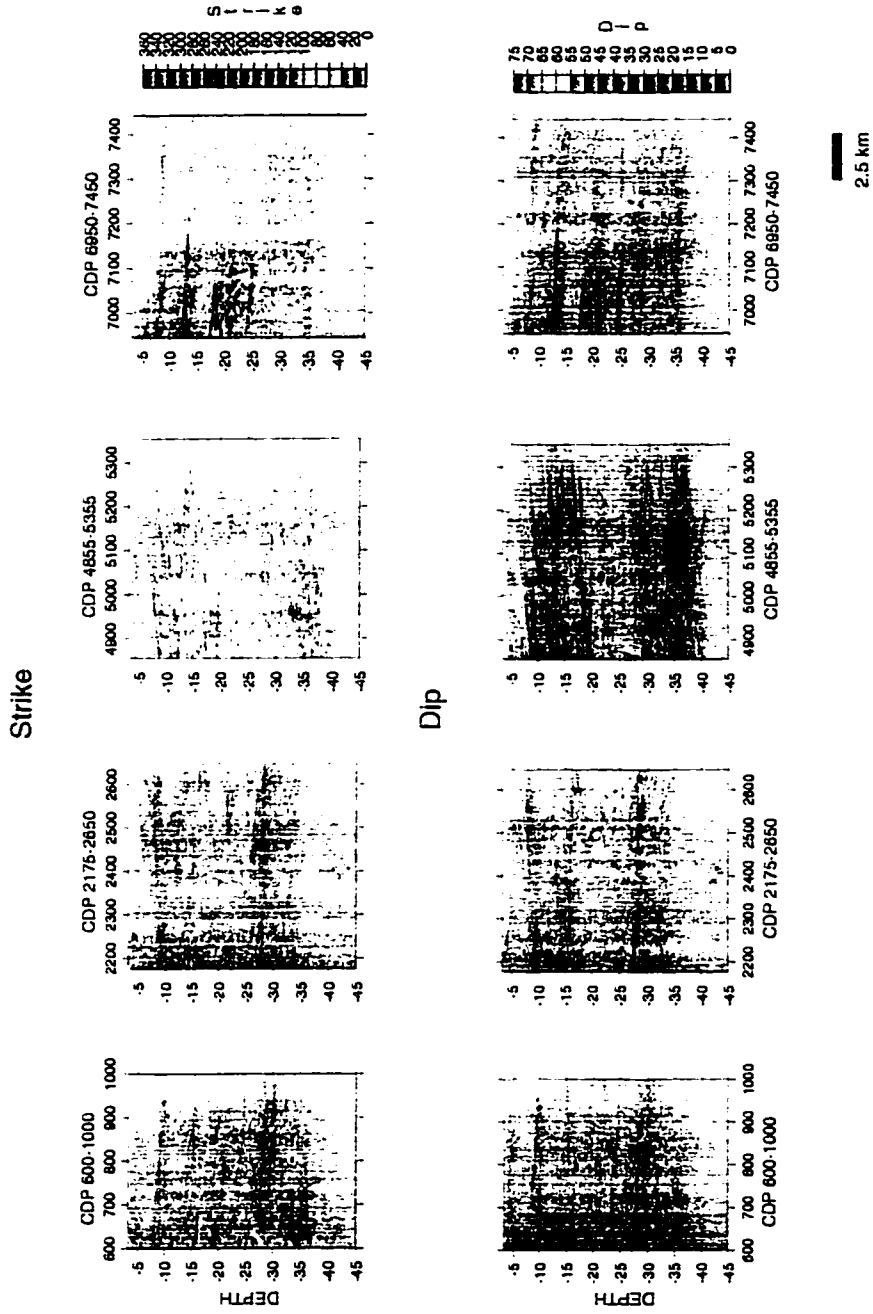


Figure 3.5: Recovered strikes and dips from four crooked locations on Lithoprobe line 48. The first two locations in the northern part of Abitibi belt and in the southern part of Opatica belt (CDP 600-1000 and CDP 2175-2650) essentially show reflectors with azimuths in the 240-260° (dark blue) and 60-80° (yellow) intervals. The dips of these reflectors are near 30°. The two others locations (CDP 4855-5355 and CDP 6950-7450) also show reflectors with similar orientations but exhibit a second family of reflectors with azimuth between 0° to 40° (reddish color) and shallow dips to the east near 15°. Scale not 1:1; depth scale is approximate.

Abitibi and Opatoca belts (CDP 2175-2650), reflective structures with the same orientations at all crustal levels were also detected (Figure 3.5). The north dipping reflectors in the upper crust and middle crust beneath CDP 2600 are located on the southern limb of SOA. On line 48, the southern limb of SOA is characterized by shallowly north dipping reflections attributed to shear zones, some of which have been mapped at surface (Sawyer and Benn, 1993) and are associated with the folding of the antiform. The north dipping reflectors detected at upper and midcrustal levels could therefore be the structures causing the north dipping reflections on the southern limb of SOA. Beneath the Abitibi-Opatoca contact, south dipping reflectors (near 30°) with E-ENE strike are also recovered in the middle crust. The strike of these reflectors is subparallel to the W-WSW strike of the north dipping reflections, but they possess an opposite sense of dip. Reflectors with E-ENE and W-WSW strikes, because they are subparallel, are consistent with the surface evidence for a N-S shortening event in both the Abitibi and Opatoca subprovinces (Chown *et al.*, 1992; Sawyer and Benn, 1993). Thus we infer that the reflectors with E-ENE and W-WSW azimuths and shallow dips are D_2 -related structures. No reflectors are recovered in the upper crust beneath the granite-greenstone belt, in agreement with the generally unreflective character of the Abitibi subprovince (Ludden *et al.*, 1993). The north dipping reflectors recovered in the middle crust below the Abitibi belt are not observed above 9 km depth, consistent with the previously proposed thickness for the northern end of Abitibi greenstone belt (Bellefleur *et al.*, 1995; Calvert *et al.*, 1995). The strikes and dips observed at middle and lower crustal levels beneath the northern part of the Abitibi belt, consistent with the orientation of D_2 deformation fabrics, may indicate that the Opatoca gneiss underlies the Abitibi greenstone belt. This is in general agreement with recent tectonic models that consider the Abitibi and Opatoca as representing different crustal and structural levels across an Archean

mountain belt (Sawyer and Benn, 1993; Lacroix and Sawyer, 1995). These models also suggest that the E-W trending, subvertical faults mapped in the greenstone belt become listric at depth and constitute part of a southward propagating fold and thrust belt. However, strike and dip estimates do not show downward flattening of the reflectors beneath the northern Abitibi but rather indicate that the greenstone rocks were thrust over a wedge of Opatica gneiss during the N-S shortening event. The southern limit of the Opatica middle crustal wedge probably extends south of the end of line 48, because D_2 reflectors are still observed at that point.

On the northern limb of SOA (CDP 4855-5355), gently south to SSE dipping (near 15°) structures are recovered at upper and middle crustal levels (Figure 3.5). The attitudes recovered for the two sets of oppositely dipping reflectors symmetric about the axis of SOA therefore indicate that they were created during the N-S shortening event (D_2), as previously proposed in the interpretation of line 48 (Calvert *et al.*, 1995).

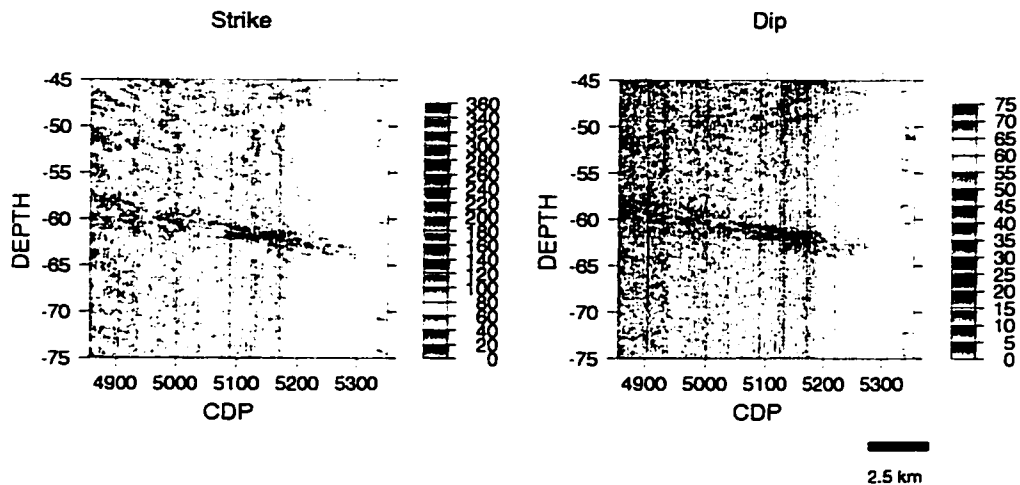


Figure 3.6: Azimuths and dips of the mantle reflection located beneath CDP 4855-5355. The reflections on the seismic profile originate from structures that have an azimuth of 280° , a dip of 25° and a depth near 60 km. They are subparallel to major D_2 structures in the Opatica and are therefore considered to be related to this deformation event. Scale not 1:1.

On the northern side of the Frotet-Evans belt (CDP 6950-7450), the reflectors recovered in the upper and middle crust are gently dipping (30°) toward the north. They are clear near the Frotet-Evans belt but vanish farther north close to the southern boundary of the Lac Rodayer pluton (Figure 3.1). Their attitudes are consistent with the orientation of the Lac Rodayer Thrust (LRT) and other D_2 shear zones observed at the surface in this area. The recovered reflectors could therefore represent subparallel thrust faults at upper and midcrustal levels.

The deeper mantle reflections between CDP 4855 and 5355 originate from structures that have a westward azimuth (near 280°) and a dip near 30° (Figure 3.6), suggesting that this mantle shear zone was also created in the D_2 event. The dip of the reflections seems to increase to 40° - 45° between CDP 5200 and 5300. This contrasts with the reduction in dip of the mantle reflections observed at the same CDP location on the stacked section, which is therefore related to the change in profile orientation. However, dip estimation of the steepest mantle reflections remains uncertain since recovered semblance values are particularly low at that location.

3.2.4.3 D_3 Reflectors

No subvertical D_3 structures associated with late dextral transpression were detected by the strike and dip estimation technique, probably due to the poor coupling between subhorizontal compressional wave arrivals and the vertical response of the individual geophones.

3.2.5 Resolution of the strike and dip estimates

Because the travel time to a dipping plane varies according to the azimuth of the line from shot to receiver with respect to the plunge direction of the reflector (Levin, 1971), the resolution of reflector attitudes depends upon a wide range of source-

receiver azimuths being available for analysis. A crooked profile, which contains many source-receiver azimuths, should allow a more accurate determination of a reflector's strike and dip. The resolution of a recovered attitude can be estimated from the semblance distribution over all tested strikes and dips at a specific depth. A well-resolved attitude will exhibit a sharp global maximum in semblance values, while poorly resolved attitudes may have high semblance values for many tested reflector orientations.

We have plotted the semblance distribution for three reflectors with distinct attitudes to evaluate the resolution of the estimates of their strike and dip: a south dipping D_2 reflector observed beneath the surface contact between the Abitibi and Opatoca subprovinces, a D_1 reflector located in the lower crust beneath the Frotet-Evans greenstone belt, and a mantle reflector detected at a depth of 62 km beneath CDP 5150. The south dipping D_2 reflector observed at 16 km beneath CDP 2300 has a maximum semblance of 0.3 for a strike of 85° and a dip of 35° (Figure 3.7a). To clearly identify those reflector orientations associated with high semblance values, we have overlaid contour values higher than $2/3$ of the maximum semblance on the grey-scaled images. Almost all strikes and dips with high semblance values are within 10° of the maximum semblance, suggesting that the attitude estimated for this D_2 reflector is well resolved. In contrast, the semblance distribution for the D_1 reflector (Figure 3.7b) extends over a wide range of strike angles. The maximum semblance of 0.45 is obtained for a strike of 30° and a dip of 20° . In this case the high semblance dip estimates, all located within 15° of the maximum, are clearly better resolved than the strikes which seems poorly resolved using the 66% contour threshold. However, semblance values higher than 0.4 are restricted to the 320° to 40° strike range. While this range does not permit a precise estimate of the strike, it does resolve a trend in general agreement with the orientation of D_1 deformation fabrics mapped at sur-

face. High semblance values for the mantle reflector are grouped in two areas (Figure 3.7c). The first one, in general agreement with the orientation of D_2 structural fabrics (strike between 260° and 300°), contains the maximum semblance (0.45) for a strike of 290° and a dip of 25° . The second, located between strikes of 340° and 20° , suggests that this reflector has greater affinity with the D_1 structural fabrics. Dips with maximum semblance values for both areas are between 25° and 35° , suggesting that this parameter is well resolved. In all cases, the dips are better resolved than the strikes.

The semblance distribution for both the mantle and D_1 reflectors raises questions about the resolution of the attitudes relative to the range of source-receiver azimuths available for the analysis. To address these questions, we have selected traces (near 500) from a group of 60 CDP gathers centered on the locations of the mantle and D_1 reflectors. The selected traces ensure a better sampling of source-receiver azimuths over dipping reflectors that show sufficient lateral extent on the pseudo-sections (e.g., greater than the 60 CDP gathers window). We have then applied the strike and dip estimation program on these traces at the depth previously obtained for the two reflectors. Results show a well-defined attitude for the D_1 reflector (Figure 3.7d) and the mantle reflector (Figure 3.7e), generally consistent with the attitudes on the pseudo-sections. The maximum semblance of both reflectors have slightly changed position, but they are still within 20° of strike and dip from the maximum defined from Figures 3.7b and 3.7c. A small variation of the position of the maximum is expected since the seismic traces used for semblance calculations for Figures 3.7b and 3.7c and Figures 3.7d and 3.7e are not exactly the same. This also suggests that the maximum semblance values obtained with the traces from a single CDP gather provided reasonable strike and dip estimates. The maximum semblance values obtained for both reflectors are also lower when using 500 traces from 60 CDP gathers

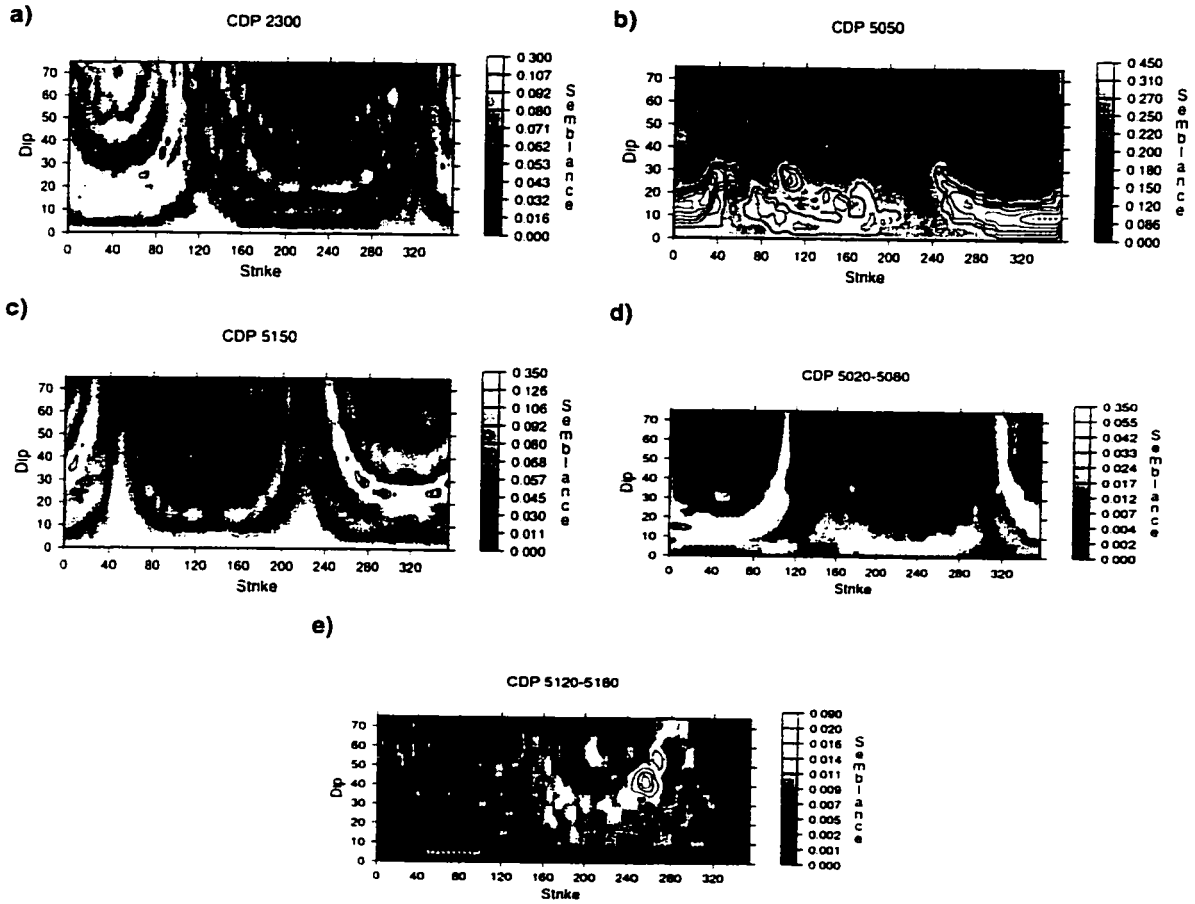


Figure 3.7: (a) Semblance distribution over tested strikes and dips for a south-dipping reflector at a depth of 16 km beneath CDP 2300. Semblance distribution (b) for D_1 reflector in the lower crust (near 37 km) beneath CDP 5050, (c) for a mantle reflector located at a depth of 62 km beneath CDP 5150. (d) and (e) Semblance distribution for the same reflectors as in Figures 3.7b and 3.7c, calculated from 500 traces selected from 60 CDP gathers. Maximum are 0.3 for a strike of 10° and a dip of 15° (Figure 3.7d), 0.09 for a strike of 255° and a dip of 45° (Figure 3.7e). A small variation of the position of the maximum is expected between Figures 3.7b and 3.7c and Figures 3.7d and 3.7e since the seismic traces used for semblance calculations are not exactly the same. The grey scales are generated using an equal area distribution of the grey tints on the plots. Only contour values higher than 2/3 of the maximum semblance values are shown. Contour interval are 0.025 for Figures 3.7a-3.7c, 0.02 for Figure 3.7d, and 0.01 for Figure 3.7e.

(0.32 for the D_1 reflector and 0.09 for the mantle reflector).

The better resolution obtained when using 500 traces from 60 CDP gathers can partly be explained by the distribution of the azimuths of the source-receiver pairs (Figure 3.8). The single and extended (e.g. 500 traces from 60 CDP gathers) CDP gathers used to evaluate the resolution of the D_1 reflector, show azimuths spread respectively over 90° and 100° (Figure 3.8b and 3.8d). Despite this similar distribution, the single CDP gather shows many source-receiver pairs with one orientation ($N145^\circ$), while the extended CDP gathers exhibit a better distribution of the azimuths, as well as better strike and dip estimate. The azimuth distributions for the single and extended CDP gathers used to evaluate the resolution of the mantle reflectors (Figure 3.8c and 3.8e), also provide similar observations. This suggests that better sampled ranges of azimuth will provide better resolved attitude estimates. This is similarly shown by the azimuth distribution and resolution obtained for the D_2 reflector (Figures 3.8a and 3.7a) located beneath the surface contact between the Abitibi and Opatoca subprovinces. Consequently, for slowly varying crooked line geometry (e.g., near CDP 5150), the strike and dip estimation technique should provide better resolved strike and dip estimates using traces from many CDP gathers, although this approach is more computationally intensive and requires reflectors covering a larger area.

3.2.6 Conclusions

Crustal reflectors within the Opatoca belt possess two distinct orientations, which coincide with the attitudes of two deformational fabrics mapped at the surface (Figure 3.2). Among these deformational fabrics, high strain shear zones and mylonites are, in our view, the most plausible cause of the reflectivity. The distribution of reflector geometries indicates that well over half of the Opatoca belt was reworked during the

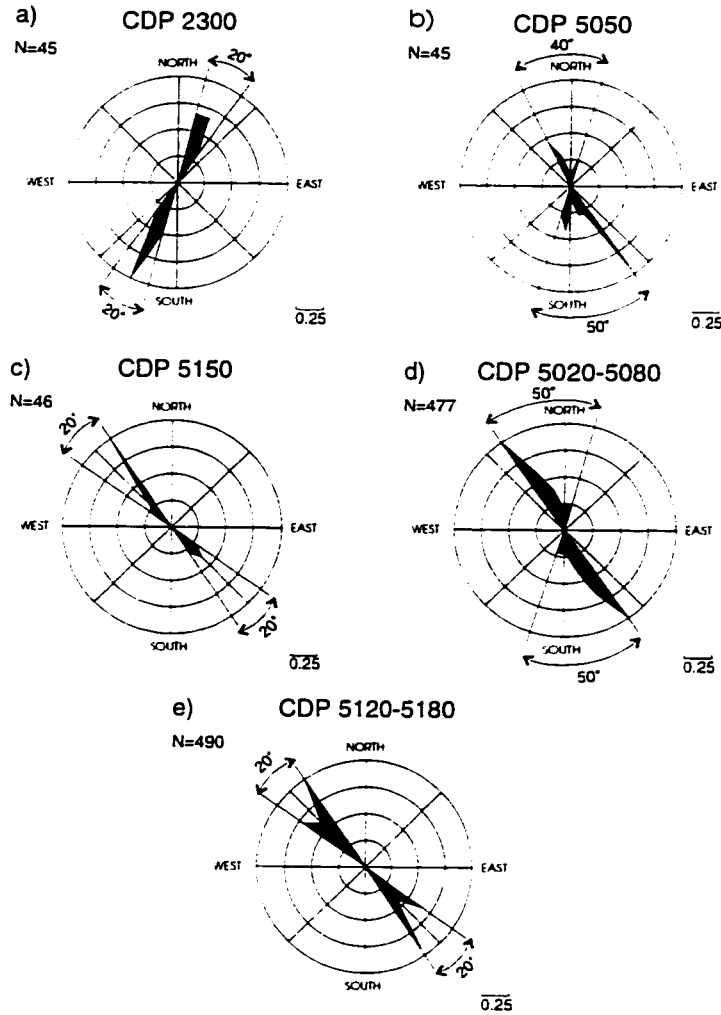


Figure 3.8: Normalized rose diagrams of the azimuth of the source-receiver pairs of the standard and extended CDP gathers used to evaluate the resolution of the three reflectors in Figure 3.7. Distribution of azimuths (a) for south dipping reflector at a depth of 16 km beneath CDP 2300, (b) for D_1 reflector in the lower crust (near 37 km) beneath CDP 5050, and (c) for a mantle reflector located at a depth of 62 km beneath CDP 5150. (d) and (e) Azimuths distribution for the same reflectors as in Figure 3.8b and 3.8c, calculated from 500 traces selected from 60 CDP gathers. The direction with maximum number of source-receiver azimuths has a maximum values of 1. The other values on the diagrams are the ratio of the source-receiver pairs in a specific direction and the maximum number of source-receiver oriented in the dominant direction. The size of each sector used to generate the diagrams is 10° . N represents the number of source-receiver pairs.

N-S collision. D_1 reflectors are preserved primarily in a relatively undeformed mid and lower crustal triangular core beneath the Frotet-Evans greenstone belt, indicating that the D_2 shortening event did not affect the Opatoca belt uniformly. D_1 reflectors are characterized by shallow dips toward the east (near 15°) and are found in the lower crust. A sharp decrease in reflectivity north of CDP 7100 marks the northern limit of the D_1 reflectors. Extensive N-S shortening, accommodated by shearing and folding of the SOA and subduction of Abitibi units beneath the southern Opatoca crust, overprinted any earlier D_1 reflectors in the southern part of the belt. Most of the reflective structures in the southern Opatoca belt (CDP 1-5000), and in particular, the two sets of oppositely dipping reflections that converge along the axial plane of the Southern Opatoca Antiform are therefore related to the D_2 collision, in which the Abitibi and Opatoca microcontinents were unified. In general, D_2 reflectors are slightly steeper (near 30°) than D_1 , especially at upper and middle crustal levels, and dip north and south. The mantle reflections, previously interpreted as arising from an Archean subduction zone, dip at 30° - 45° to the north, indicating that they were also created during the N-S shortening event, which occurred in the Opatoca belt between 2700 and 2690 Ma.

3.2.7 Acknowledgements

The seismic data were acquired by Enertec Geophysical Services Ltd. and processed by CGG Ltd. of Calgary. The project was funded by Lithoprobe, the Geological Survey of Canada, and the Natural Sciences and Engineering Research Council. D. Eaton, J. Hole, and B. Milkereit provided helpful comments which improved the final manuscript. E. W. Sawyer and D. Livelybrooks made valuable comments on a preliminary version of the manuscript.

3.2.8 References

- Beaumont, C., and G. Quinlan. A geodynamic framework for interpreting crustal-scale seismic-reflectivity patterns in compressional orogens. *Geophys. J. Int.*, 116, 754-783, 1994.
- Bellefleur, G., A.E. Barnes, A. Calvert, C. Hubert, and M. Mareschal. Seismic reflection constraints from Lithoprobe line 29 on the upper crustal structure of the northern Abitibi greenstone belt. *Can. J. Earth Sci.*, 32, 128-134, 1995.
- Benn, K., W.E. Sawyer, and J.-L. Bouchez. Orogen parallel and transverse shearing in the Opatoca belt, Quebec: Implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Can. J. Earth Sci.*, 29, 2429-2444, 1992.
- Calvert, A.J., E.W. Sawyer, W.J. Davis, and J.N. Ludden. Archaean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. *Nature*, 375, 670-674, 1995.
- Chown, E.H., R. Daignault, W. Mueller, and J.K. Mortensen. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 29, 2211-2225, 1992.
- Coates, R.T., and E.E. Charette. A comparison of simple scattering and finite difference synthetic seismograms in realization of 2D elastic random media. *Geophys. J. Int.*, 113, 463-482, 1993.
- Christensen, N.I., and D.L. Szymanski. Origin of reflections from the Brevard fault zone. *J. Geophys. Res.*, 93, 1087-1102, 1988.
- Davis, W.J., N. Machado, C. Gariépy, E.W. Sawyer, and K. Benn. U-Pb geochronology of the Opatoca tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 32, 113-127, 1995.
- Eaton, D.W.S., and R.R. Stewart. Migration/inversion for transversely isotropic elastic media. *Geophys. J. Int.*, 119, 667-683, 1994.

- Fountain, D.M., C.A. Hurich, and S.B. Smithson. Seismic reflectivity of mylonite zones in the crust. *Geology*, 12, 195-198, 1984.
- Hurich, C.A., S.B. Smithson, D.M. Fountain and M.C. Humphreys. Seismic evidence of mylonite reflectivity and deep structure in the Kettle dome metamorphic core complex, Washington. *Geology*, 13, 577-580, 1985.
- Lacroix, S., and E.W. Sawyer. An archean fold-thrust belt in the northwestern Abitibi greenstone belt: Structural and seismic evidences. *Can. J. Earth Sci.*, 32, 97-112, 1995.
- Levin, F.K.. Apparent velocity from dipping interface reflections. *Geophysics*, 36, 510-516, 1971.
- Lindsey, J.P.. Crooked lines and taboo places: what are the rules that govern good line layout?. *Leading Edge*, 10, 74-77, 1991.
- Ludden, J., C. Hubert, A.E. Barnes, B. Milkereit, and E.W. Sawyer. A three dimensional perspective on the evolution of Archean crust: Lithoprobe seismic reflection images in the southwestern Superior province. *Lithos*, 30, 357-372, 1993.
- Mortensen, J.K.. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 1. Chibougamau-Matagami-Joutel region. *Can. J. Earth Sci.*, 30, 11-28, 1993.
- Neidell, N.S., and T. Taner. Semblance and other coherency measures for multichannel data. *Geophysics*, 36, 482-497, 1971.
- Rey, P.F., D.M. Fountain, and W.C. Clement. *P* wave velocity across a noncoaxial ductile shear zone and associated strain gradient: Consequences for upper crustal reflectivity. *J. Geophys. Res.*, 99, 4533-4548, 1994.
- Sawyer, E.W., and K. Benn. Structure of the high-grade Opatika belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince, Canada: An Archaean mountain front. *J. Struct. Geol.*, 15, 1443-1458, 1993.

Taner, M.T.. and F. Koehler, Velocity spectra-digital computer and applications of velocity functions. *Geophysics*. 34. 859-881. 1969.

Wu, J.J.. Potential pitfalls of crooked-line seismic reflection surveys. *Geophysics*. 61. 277-281. 1996.

Chapitre 4

Orientation des réflecteurs sismiques dans la sous-province de l'Abitibi

4.1 Introduction

Les résultats obtenus par la technique SDEUCG sur les données du profil 48 démontrent qu'il est possible d'estimer avec une certaine précision l'azimut et le pendage des réflecteurs dans les régions sinueuses d'un levé sismique 2D. Dans l'Opatika, les réflecteurs montrent généralement des orientations similaires à celles des structures de déformation cartographiées en surface, suggérant fortement l'existence d'une relation entre les réflecteurs sismiques et les processus tectoniques qui ont déformé la sous-province. Afin d'établir si une telle relation s'applique aussi à la sous-province de l'Abitibi, nous avons appliqué la technique SDEUCG dans les parties sinueuses de trois profils sismiques (21, 25 et 29), qui eux, sont bien répartis dans la ceinture de roches vertes. Nous avons également utilisé le pendage des réflexions sur des profils s'intersectant orthogonalement pour déterminer l'orientation des réflecteurs dans les endroits où les profils d'acquisition ne sont pas suffisamment sinueux pour la méthode SDEUCG. Les deux approches permettent entre autres de valider les orientations obtenues pour les réflecteurs, en plus de fournir une meilleure couverture de ceux-ci dans l'Abitibi. Dans le cas des profils s'intersectant, la méthodologie utilisée est re-

lativement simple : à partir du pendage apparent des réflexions et de l'orientation des profils d'acquisition, il s'agit de déterminer la direction de la ligne de plus grande pente d'un réflecteur, et l'inclinaison de celui-ci suivant cette direction. Même si le pendage apparent des réflexions sismiques ne représente pas toujours le pendage apparent du plan réflecteur, surtout lorsque le profil d'acquisition est oblique à celui-ci, il demeure toutefois possible de déterminer précisément l'azimut et le pendage (voir annexe). Bien entendu, les réflexions utilisées sur les profils quasi-orthogonaux doivent provenir du même réflecteur. L'article présenté dans ce chapitre, intitulé "Crustal geometry of the Abitibi subprovince, in light of 3D seismic reflector orientations", présente les deux approches, de même que les résultats qui leur sont associés. Les réflecteurs sous l'Abitibi définissent deux grandes régions, chacune caractérisée par une géométrie particulière au niveau de la croûte moyenne. Les résultats montrent aussi, toutefois sans vraiment surprendre, qu'il existe une certaine continuité entre les orientations obtenues dans la partie sud de l'Opatica et celles obtenues dans la partie nord de l'Abitibi. Le texte de l'article présenté dans les prochaines pages, suit fidèlement la version proposée au comité de lecture de la Revue canadienne des sciences de la Terre, en avril 1997.

4.2 Article 3

Crustal geometry of the Abitibi subprovince, in light of 3D seismic reflector orientations

G. Bellefleur, A. J. Calvert and M. C. Chouteau

*Département de Génie Minéral, École Polytechnique de Montréal, C.P. 6079
Succursale Centre-Ville, Montréal Québec, Canada H3C 3A7 Tel: (514) 340-5770
Fax: (514) 340-3970*

email: bellefleur@geo.polymtl.ca, calvert@geo.polymtl.ca, chouteau@geo.polymtl.ca

Lithoprobe Contribution XXX.

4.2.1 Abstract

We provide precise estimates of reflector orientations beneath the Archean Abitibi greenstone belt, using two distinct approaches based on Lithoprobe seismic reflection data. In the first, we use the dip of reflections observed on intersecting profiles to establish the 3D orientation of reflective structures. In the second, the strikes and dips of reflectors are estimated in the crooked parts of seismic reflection profiles by estimating a measure of coherency along the travelttime trajectories defined by a particular azimuth, dip and depth, and a medium velocity. Mid-crustal reflectors define two areas with distinctive geometry: reflectors beneath the southern Abitibi belt are oppositely-dipping, and convergent at depth, providing a V-shape aspect to the greenstone rocks; other reflectors beneath the northern Abitibi belt are, in general, similarly oriented, dipping at an average of 30° toward the north. These north-dipping reflectors are partly disrupted by a low-reflectivity zone, which is attributed to rocks of the Opatica subprovince, located underneath the northern Abitibi belt. Lower-crustal reflectors have a similar, shallowly north-dipping orientation throughout the Abitibi subprovince. The geometry of the reflectors recovered in the AGB is consistent with the different tectonic histories proposed for the southern and northern Abitibi assemblages, until common deformation during a N-S shortening event. Attitudes recovered in the northern Abitibi belt are consistent with tectonic scenarios involving underthrusting of Abitibi middle and lower-crustal terranes beneath the Opatica belt, while the oppositely dipping reflectors recovered in the middle crust beneath the southern Abitibi belt could be representative of a rifted volcanic arc environment.

4.2.2 Introduction

Comparison of structural geology and seismic images from the Abitibi subprovince (Fig. 4.1), the largest greenstone belt of the Superior province, have revealed contrasting dips between the sub-vertical surface structures and sub-horizontal to low-angle, middle and lower crustal reflections. Most of the upright folds and sub-vertical shear zones mapped at surface are generally associated with the moderate to low amplitude upper-crustal reflectivity observed on the migrated and stacked sections of the Abitibi profiles (Ludden *et al.*, 1993; Jackson *et al.*, 1995). Yet these surface structures are not readily related to the prominent, continuous, shallowly dipping reflections imaged in the middle crust. One possible explanation is a lack of precise attitude estimates on the middle and lower crustal reflectors: although the dip of middle and lower-crustal reflections on E-W and N-S profiles suggests that some originate from reflectors with strikes sub-parallel to the generally E-trending surface structures, detailed analysis of others beneath the Casa-Berardi Tectonic Zone (CBTZ; Fig. 4.1) indicates that some reflectors strike differently from surface structures (Sénéchal *et al.*, 1996).

Previous attempts to clarify the contrasting dips of the upper and middle crust, essentially based on interpretation of Pontiac, Abitibi and Opatoca N-S seismic profiles (Fig. 4.1), have presented hypotheses compatible with modern plate tectonics. One hypothesis suggests that the mid-crustal, north-dipping reflections represent imbricated sedimentary and plutonic assemblages related to the Pontiac metasediments, either representing an allochthon or underlying a thin allochthonous veneer of greenstone rocks (Kimura *et al.*, 1993; Ludden *et al.*, 1993). Another, related to a southward migrating arc-trench model, suggests that thermal softening of the middle crust and N-S shortening induced a distinct deformation regime, which produced mid-crustal, low-angle ductile flow, represented by the shallowly-dipping reflections, and upright regional structures in the upper crust (Jackson and Cruden, 1995). Finally,

another hypothesis attributes the north-dipping, mid-crustal reflections to a fold and thrust belt within the greenstone belt formed during amalgamation of the Abitibi and Opatica subprovinces (Sawyer and Benn, 1993; Lacroix and Sawyer, 1995). As in the migrating arc-trench model, the sub-vertical faults at the surface become listric at depth, generating some of the low-angle reflections of the middle crust. Because they adopt the simplest geometry, these interpretations consider surface structures and middle and lower crustal reflectors as having parallel strike directions.

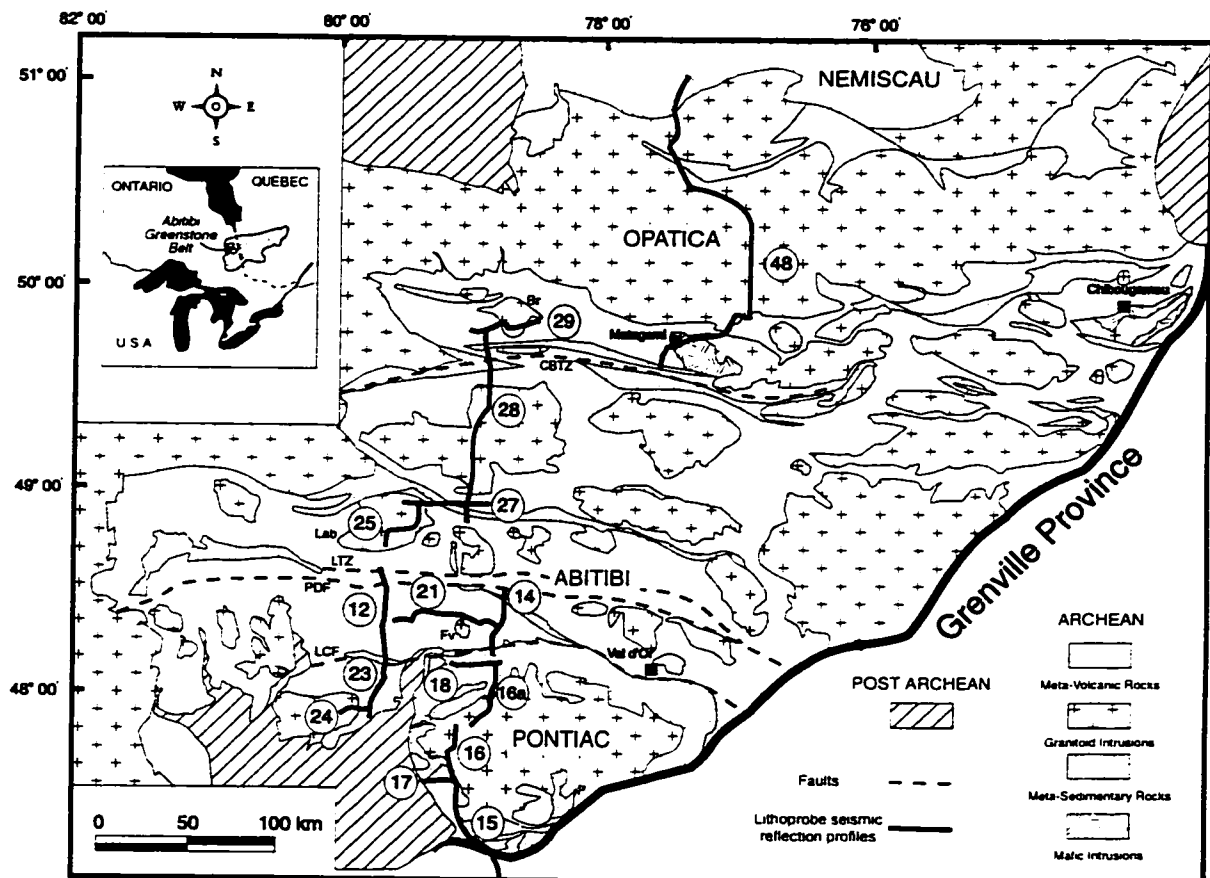


Figure 4.1: Simplified geology of the Pontiac, Abitibi and Opatica subprovinces showing the location of the Lithoprobe seismic reflection profiles. The strike and dip estimation technique was applied to crooked parts of line 21, 25 and 29. Plutons: Br, Brouillan; Fv, Flavrian; Lab, Lac Abitibi; Mi, Mistaouac. Major deformation and fault zones: LCF; Larder Lake-Cadillac; PDF, Porcupine-Destor; LTZ, Lyndhurst Tectonic Zone; CBTZ, Casa-Berardi Tectonic Zone. Modified from MERQ-OGS (1983).

In this paper, we provide precise estimates of the strike and dip of some the reflective structures beneath the Abitibi greenstone belt, using two distinct approaches. In the first, we use the dip of reflections observed on intersecting profiles (lines 14-21, 25-27 and 28-29; Fig. 4.1) to establish the 3D orientation of the reflective structures. In the second, the strikes and dips of the reflectors are estimated in the crooked parts of 3 seismic reflections profiles (21, 25 and 29; Fig. 4.1) by estimating a measure of coherency along the travelttime trajectories defined by a particular azimuth, dip and depth, and velocity of the medium. Using the precise attitudes of seismic reflectors from these profiles spread across the Abitibi greenstone belt, our objectives are to determine areas of the crust with similar azimuthal reflector distributions, and in particular, those azimuth distributions sub-parallel to surface structures. By combining these results with other attitude estimates from the Opatica subprovince, and seismic images from the Pontiac subprovince, we also aim at providing geometric constraints on the tectonic scenarios proposed for the Abitibi subprovince.

4.2.3 Methodology

4.2.3.1 Intersection of seismic profiles

In this first approach, we estimate the 3-D orientation of a relatively planar reflector by analyzing the apparent dips of its reflections on two intersecting stacked sections. However, the apparent dip of a reflection will not always represent the apparent dip of the reflecting structure, especially if the profiles are oblique to the dip-line or strike-line of that structure. For a profile parallel to the dip-line, the reflections originate within the vertical plane beneath the acquisition line. In this case, the dip of reflections observed on the migrated section represents the true dip of the reflecting interface. For oblique acquisition, the reflection points will generally lie outside of that vertical plane. In fact, the reflection will occur in the plane intersecting the acquisition

line, and perpendicular to the reflecting interface. Consequently, the apparent dips of reflections on a migrated section represent the angle observed in that plane, between the survey line and the reflector. It is, however, possible to recover the attitudes of a reflector, since one combination of strike and dip will produce the apparent dips of reflections at line intersection. Knowing the dips and the general orientation of the two profiles, we determine the dip-line direction of the reflections. The strike of the reflector is assumed to be orthogonal to that direction. With this parameter, the true dip of the reflective structure can be precisely established.

This approach assumes an average direction for the profiles, and does not take into account the crooked line geometry. Similarly, we use an average dip value for the irregularly dipping reflections, produced either by the crooked line geometry or non-planar reflector, to establish the attitude of a reflective structure. A good correlation at depth between reflections of the two intersecting profiles is also necessary to ensure that those reflections originate from the same reflectors. We have used stacked sections rather than migrated sections, because migration distorts the apparent dip on the seismic profile. Approximately 15 km of each stacked section, produced by the initial processing, are utilized in the vicinity of the intersection. Although significant reflections located further than the 15 km limit may occur on the two profiles, those are more difficult to tie from one profile to another.

4.2.3.2 Estimation of strike and dip using crooked geometry

The other approach used to recover the strike and dip of reflectors is based on the arrival times of their reflections in common depth point (CDP) gathers located along the crooked parts of a seismic profile. To estimate the strike and dip of a reflector, we first calculate the traveltime (Levin, 1971) for a multitude of hypothetical reflectors covering all azimuths, dips and depths, using the geometry of the source-receiver pairs

within one CDP gather. Then, we evaluate the coherence, as given by semblance values (Neidell and Taner, 1971), along the trajectories defined by the calculated traveltimes. A geological reflector that exhibits a strong reflection within a CDP gather will generally produce a large semblance value. The hypothetical reflectors that produce a high semblance value are therefore considered to arise from subsurface geological structures. The method can be considered to be an extension of standard velocity analysis (Taner and Koehler, 1969), but requires a reasonable range of source-receiver azimuths to obtain resolution of the reflector's true orientation. Repetition of the process for subsequent CDP gathers allows the continuous mapping of geological features. Reflectors may have different orientations in successive CDP gathers, but they are assumed to be locally plane over the area covered by the reflection points of one CDP gather. The strike and dip corresponding to the highest semblance value are plotted separately for each depth location at each CDP gather, providing a pseudo-section of the attitudes of the reflective structures along the seismic profile. On these pseudo-sections, pale tints are attributed to reflectors with lower semblance values, while a high color intensity is an indication of a better resolved reflector. The pseudo-sections also display some lateral variations of background semblance values along CDP bin number, these are usually coincident with changes of azimuth of the survey line. In some cases, a significant change of survey line azimuth may produce a narrow zone of CDP gathers with a limited number of traces, which produces extremely high semblance values. However, the strikes and dips recovered in the narrow range of CDP gathers are not consistent with the attitudes found on neighboring CDP gathers, suggesting that they are not related to geological structures, or else are poorly resolved orientations. Consequently, the strikes and dips recovered in those restricted zones were not considered in the interpretation. A detailed description of the SDEUCG (Strike and Dip Estimate Using Crooked Geometry) technique used to

recover the strike and dip of reflectors in crooked parts of a seismic profile. can be found in Bellefleur *et al.* (1997).

Resolution of the strike and dip estimates

Because the travelttime to a dipping plane varies according to the azimuth of the line from shot to receiver with respect to the plunge direction of the reflector (Levin, 1971). the resolution of reflector attitudes depends upon a wide range of source-receiver azimuths being available for analysis. A crooked profile, which contains many source-receiver azimuths, should allow a more accurate determination of a reflector's strike and dip. The resolution of a recovered attitude can be estimated from the semblance distribution over all tested strikes and dips at a specific depth. For instance, a well resolved attitude will exhibit a sharp global maximum in semblance values. Poorly resolved attitudes may also exhibit high semblance values, but those will be spread over a large range of reflector orientations. To evaluate the resolution of the strike and dip estimates of some reflectors identified on the pseudo-sections, we plot the semblance distribution in grey-scaled images, which permit the identification of those reflector strikes and dips associated with high semblance values. We also overlay contour values higher than $2/3$ of the maximum semblance on the grey-scaled images, in order to estimate the distribution of high semblance values. This distribution provides an indication on the resolution of the attitude estimates obtained from the SDEUCG technique.

4.2.4 Geological setting

The Abitibi greenstone belt comprises many E-trending, fault-bounded volcanic, sedimentary and plutonic assemblages, juxtaposed in the Archean. The similarities and differences between the assemblages resulted in the subdivision of the Abitibi sub-

province into southern and northern components, both showing evidence for distinct volcano-sedimentary evolution, but common deformation history related to a N-S shortening event (Dimroth *et al.*, 1982; Ludden *et al.*, 1986; Chown *et al.*, 1992). The Northern Volcanic Zone (NVZ), when compared with the Southern Volcanic Zone (SVZ), consists of generally older volcanic and intrusive rocks, which include a larger proportion of felsic intrusive rocks and a smaller proportion of ultramafic rocks. On the basis of distinct volcano-sedimentary cycles, Chown *et al.* (1992) have proposed further subdivision of the NVZ into a southern Monocyclic Volcanic Segment (MVS) and a northern Polycyclic Volcanic Segment (PVS). The seismic profiles utilized for strikes and dips estimation using intersecting profiles and SDEUCG technique (14-21, 25-27 and 28-29), are respectively located in the SVZ, MVS and PVS, therefore providing a partial coverage of the attitudes beneath these three domains.

In the vicinity of lines 14 and 21, the SVZ comprises volcanic rocks of the Blake River Group (BRG), which are intruded by plutonic rocks of different age and composition (Péloquin *et al.*, 1990). Geochemical and geochronological studies suggest that some plutonic rocks formed synchronously with the volcanic rocks, between 2703-2697 Ma (Paradis *et al.*, 1988; Mortensen, 1993*b*), while others are associated with deformational events, postdating the volcanic episode (e.g., 2690 Ma; Mortensen, 1993*b*). Structurally, the Larder Lake-Cadillac and Porcupine-Destor fault zones (LCF and PDF, Fig. 4.1) bound respectively the southern and northern extent of the BRG. These regional east-trending fault zones have been interpreted as synvolcanic normal faults, reactivated as thrust faults (Dimroth *et al.*, 1983), as strike-slip faults with sinistral movement (Hubert *et al.*, 1984; Ludden *et al.*, 1986), and as south-vergent thrust faults (Hodgson and Hamilton, 1989). On the N-S seismic profiles (12 and 14; Fig. 4.1), the LCF and PDF are inferred from sharp changes of reflectivity, or from truncation or distinctive steps of reflections (Green *et al.*, 1990; Jackson *et al.*,

1990). It is also suggested (Jackson *et al.*, 1990) that these faults may become listric at greater depth and may root in shallowly dipping to sub-horizontal shear zones, or were overprinted by later events which produce the sub-horizontal reflections observed at the base of the BRG.

The MVS, or central part of the Abitibi greenstone belt, extends northwards from the Lyndhurst Tectonic Zone (LTZ) to the Casa-Berardi Tectonic Zone (CBTZ), and is composed of volcanic, plutonic and sedimentary assemblages formed between 2730 Ma and 2720 Ma (Chown *et al.*, 1992; Mortensen, 1993a). The PVS, bounded by the CBTZ and the Opatica subprovince, is younger than the MVS, with ages ranging from 2720 Ma to 2710 Ma. The composition of the PVS is similar to that of the MVS, but includes a more complex polycyclic, volcano-sedimentary structure. The MVS and PVS were both intruded by plutonic rocks associated with a N-S shortening event, which occurred between 2700 Ma and 2690 Ma. The major E-W shear zones of the NVZ were also formed during that period of time. Most of these shear zones are considered as southward-propagating thrust faults (Chown *et al.*, 1992; Sawyer and Benn, 1993; Lacroix and Sawyer, 1995), compatible with the extensive north-dipping reflections observed at mid-crustal levels on the migrated section of line 28 (Fig. 4.1). However, the CBTZ has also been interpreted as a major strike-slip fault system, imaged as a large flower structure on the seismic section of line 28 (Ludden *et al.*, 1993).

4.2.5 Attitudes of the reflective structures of the Abitibi sub-province

4.2.5.1 Intersection of seismic lines 14 and 21 (SVZ)

Some sub-horizontal reflections observed on line 21 (marked a on Fig. 4.2) appear as south-dipping reflections on line 14 (marked a' on Fig. 4.2), indicating that the

main component of dip of the reflectors is directed toward the south, in line with the general N-S orientation of line 14. Consequently, the dip and depth location of these reflections on the migrated section of line 14 would correspond closely to the dip and depth location of the reflective structures. After migration, the south-dipping reflections (near 35°) observed on the stacked section, have a dip of 45° and are located further north, and closer to the surface. However, their dips do not correlate with the sub-vertical PDF or other steeply-dipping shear zones mapped at surface. The corresponding sub-horizontal reflections on line 21, which are relatively continuous between 2.5-3 seconds (e.g. between 7.5-9 km), would likely originate from structures dipping to the south and striking parallel to line 21. These reflections have been interpreted as the base of the BRG (Verpaelst *et al.*, 1995), and if this interpretation is valid, then the BRG would thin significantly toward the north.

The deeper reflections observed on both profiles near their surface intersection, are essentially sub-horizontal (reflections marked b-b' and c-c' on Fig. 4.2). Some W-dipping reflections are also observed near 12 km on line 21 (between reflections a and b on Fig. 4.2), but they are not easily related to reflections on line 14. The closest reflections beneath line 14, which have an hyperbolic distribution (reflections marked d' on Fig. 4.2), collapse into a single point on the migrated section. The W-dipping reflections between reflections a and b on Fig. 4.2 could therefore correspond to a tail of the hyperbola, produced by a point scatterer.

4.2.5.2 SDEUCG – line 21 (SVZ)

The strike and dip of reflectors were estimated in the western part of line 21, between CDP 9575 and 16005 (Fig. 4.3a), in an area that coincides with a highly crooked line geometry. No significant reflectors were detected in the volcanic sequence of the BRG (Fig. 4.4a), where the seismic data is generally characterized by a discontinuous, low-

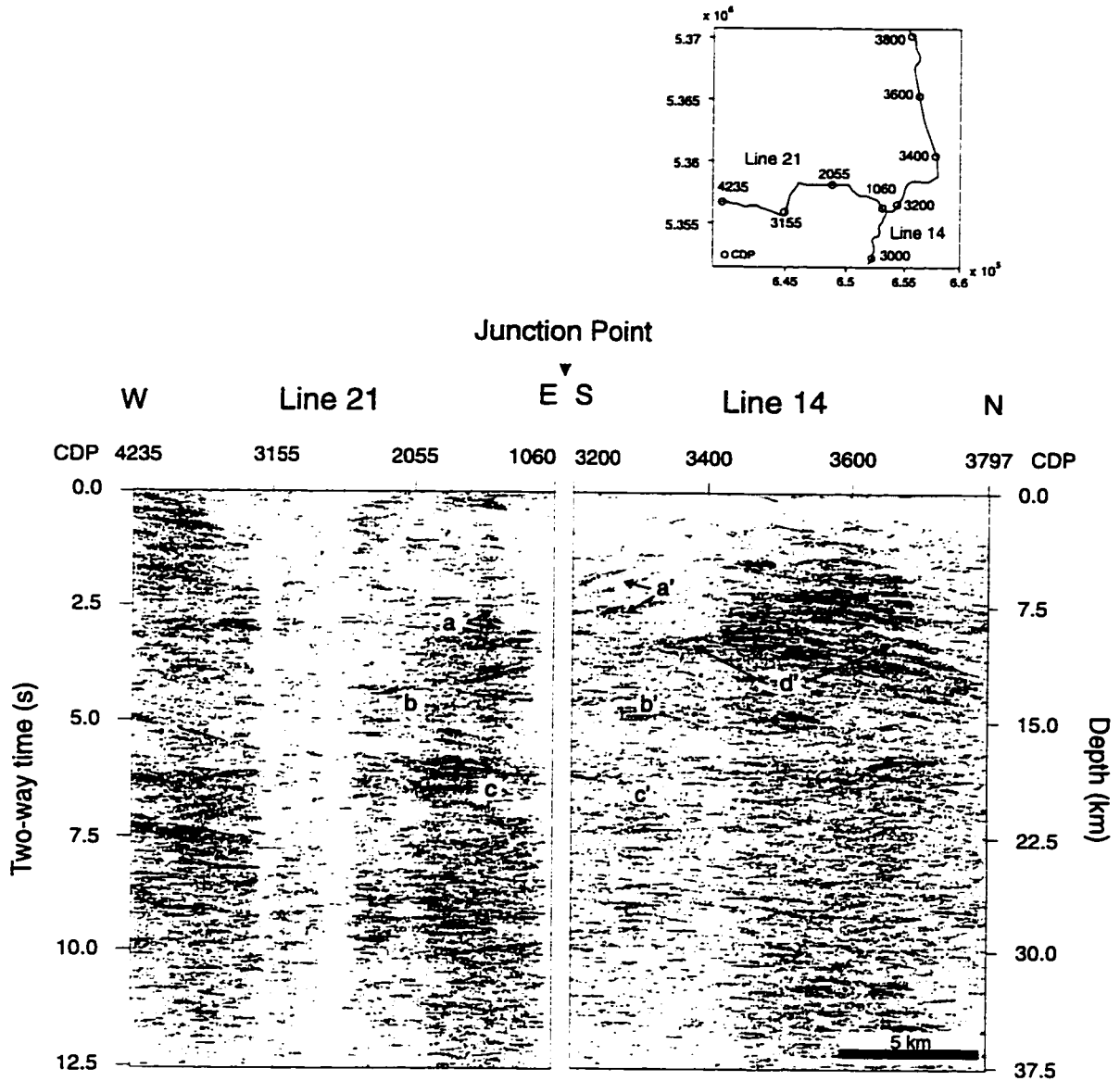


Figure 4.2: Western and northern segments (unmigrated) of the E-W oriented line 21 and N-S line 14 located in the Blake River Group, SVZ. The dips of the reflections at the intersection of the two profiles are used to estimate the 3D orientation of the reflectors. A 6000 m/s average crustal velocity was used to convert reflection times to depth estimates. Poststack coherency filtering and threshold corrections were applied to both stacked sections for presentation purposes. Times are two-way-traveltime. Scales are not 1:1.

amplitude reflectivity (Verpaelst *et al.*, 1995). In contrast, prominent and continuous reflectors with E-ENE strikes and shallow dips to the south ($10\text{-}25^\circ$) are recovered in the upper part of the middle crust, at depths ranging from 12 to 15 km. These reflectors, located north of the profile, strike almost parallel to the survey line. The semblance distribution over all tested strikes and dips for one south-dipping reflector observed at 13 km beneath CDP 14000, is maximum (semblance value of 0.17) for a strike of 80° and a dip of 25° (Fig. 4.5a). Almost all strikes and dips with high semblance values, as indicated with the contour values, are within 10° of the maximum semblance, suggesting that the attitude estimated for this reflector is well resolved. The corresponding locations and depth range on the migrated sections of line 12 and 14 display a series of continuous reflections with shallowly to moderately south-dipping attitudes. The south-dipping reflectors with ENE strikes detected in the upper part of the middle crust are thus inferred to be the structures causing the south-dipping reflections, which were locally interpreted as the basement of the BRG on lines 12, 14 and 21 (Green *et al.*, 1990; Verpaelst *et al.*, 1995). Other reflectors with W-WSW strike and shallow dip to the north (between 5° and 20°) are also recovered in the lower part of the middle crust and lower crust. These reflectors are generally less continuous and prominent than the reflectors recovered at the base of the BRG, in agreement with the decreasing reflectivity observed on the migrated sections of the SVZ profiles.

The south-dipping, mid-crustal attitudes recovered at the northern extent of the SVZ differ from the shallowly north-dipping reflections observed at similar depth on line 16a (Ludden *et al.*, 1993), a seismic profile located south of the SVZ, in the Pontiac subprovince. The mid-crustal, north-dipping Pontiac reflections extend on the southern part of line 14, beneath the volcanic rocks of the SVZ (Green *et al.*, 1990). Analysis of these reflections on the nearly orthogonal profiles 18 and 16a

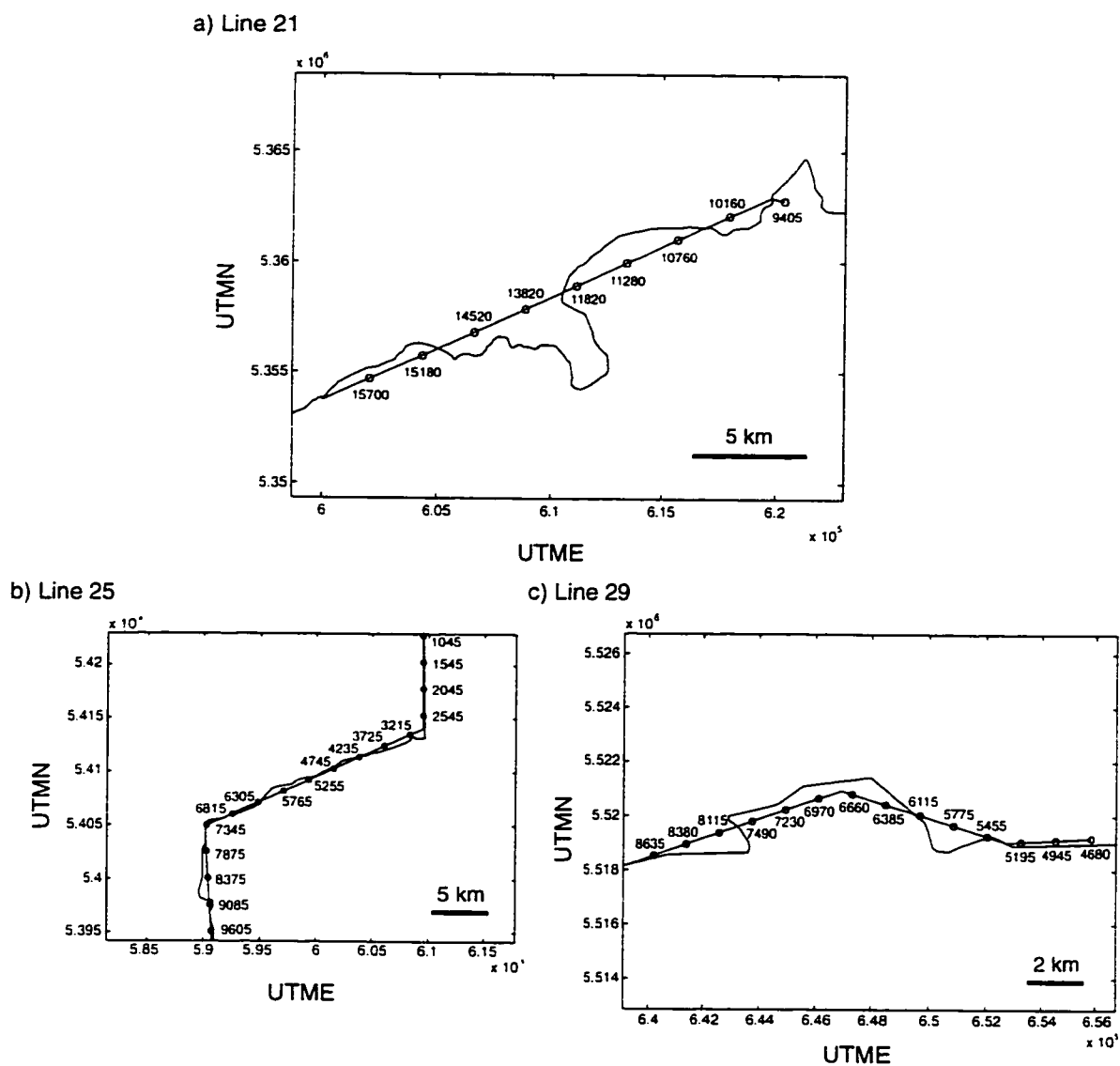


Figure 4.3: Detailed location of the CDP gathers for seismic reflection profiles 21 (a), 25 (b) and 29 (c). The strike and dip of seismic reflectors were estimated using the SDEUCG technique between CDP 9575-16005 for line 21, CDP 5765-9605 for line 25, and CDP 5600-8400 for line 29.

(Fig. 4.1) suggests that they originate from approximately north-dipping reflectors (see Ludden *et al.*, 1993). The greenstone rocks of the BRG, delimited by oppositely-dipping reflectors in the middle crust, have a V-shape aspect. The attitudes recovered using both techniques suggest an increasing thickness of the volcanic units of the BRG toward the west, ranging from approximately 9-10 km beneath line 14 to 12-15 km beneath the western part of line 21. The attitudes further suggest a moderately dipping contact with the underlying units beneath line 14 (near 45°), which decreases to $10-25^\circ$ beneath the western part of line 21.

4.2.5.3 Intersection of seismic lines 25 and 27 (MVS)

Close to the intersection with line 25, the middle crust beneath line 27 (between 10 and 20 km) displays sub-horizontal and gently W-dipping (less than 10°) reflections (reflections marked a and b on Fig. 4.6). The corresponding reflections on N-S profile 25 (marked a' and b') have, however, two different dips: reflections a' dip to the north at approximately 20° , while deeper reflections b' are sub-horizontal. Reflections b-b', located at greater depth than reflections a-a', likely originate from shallowly W-dipping (nearly sub-horizontal) reflectors, while the main component of dip reflections a-a' is directed toward the north, in line with the orientation of the northern segment of line 25. On this profile, the migrated reflections a' have a dip near 22° , a value which approximates to the true dip of the reflectors. Consequently, the relatively continuous sub-horizontal reflections "a" observed on line 27 originate from structures striking west, and located south of the profile. Another group of reflections (c-c' on Fig. 4.6), located at a depth of 25 km, dip to the east on line 27, and to the north on line 25, indicating the presence of some shallowly dipping (near 10°), WNW to NNW striking reflectors in the lower crust. Beneath reflection c-c', both profiles exhibit sub-horizontal reflections.

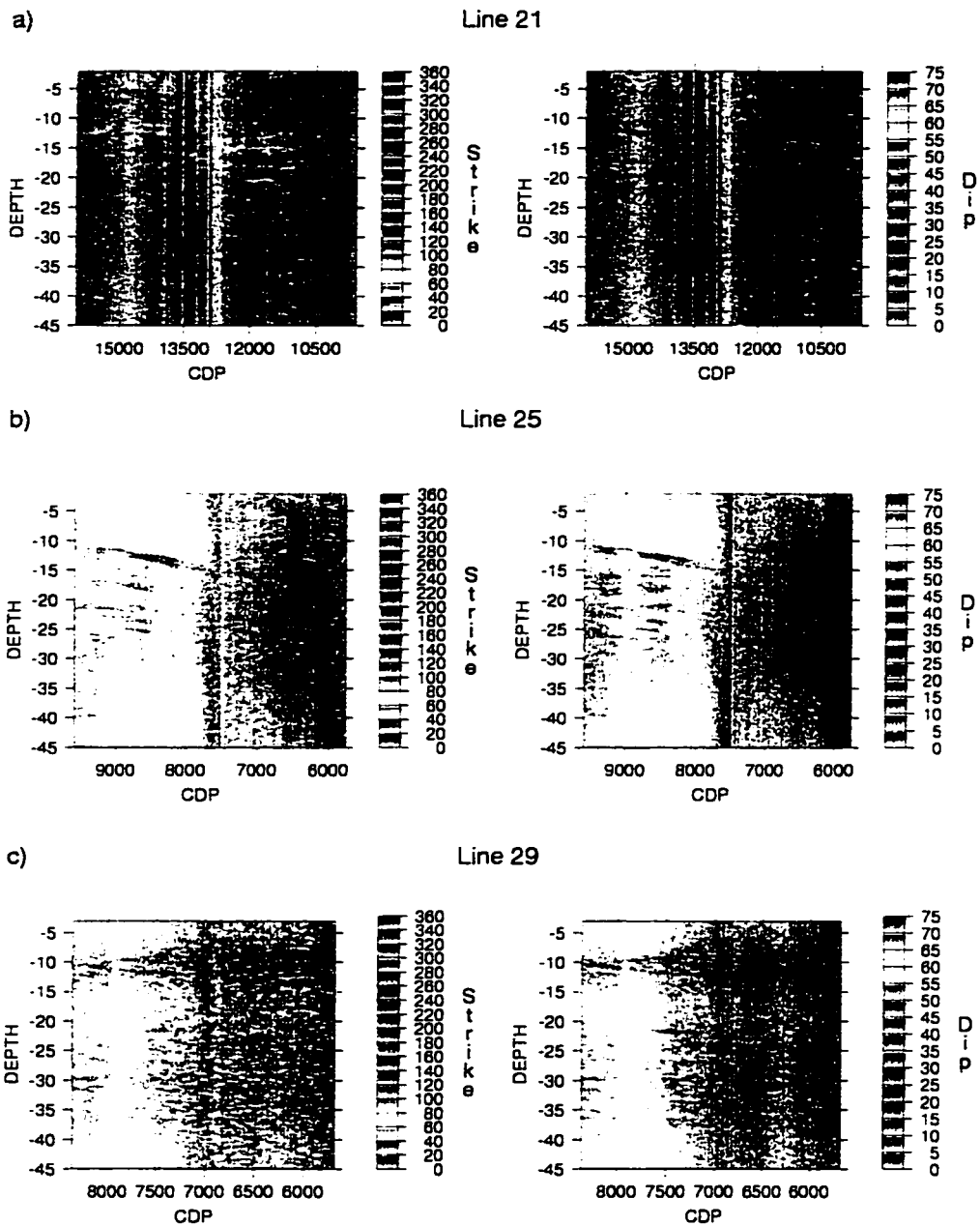


Figure 4.4: Recovered strikes and dips using SDEUCG technique from 3 crooked locations of Lithoprobe line 21, 25 and 29. The pseudo-sections of line 21 essentially show mid-crustal reflectors with strike in the $60\text{--}80^\circ$ (yellow) interval with dip to the south between $20\text{--}30^\circ$. Reflectors recovered in the middle crust beneath line 25 and 29 dip to the north at 25° to 40° . Other reflectors with NNE strikes and shallow dips (near 15°) to the ESE are also detected in the upper crust beneath line 25 (near CDP 6000). Scale not 1:1.

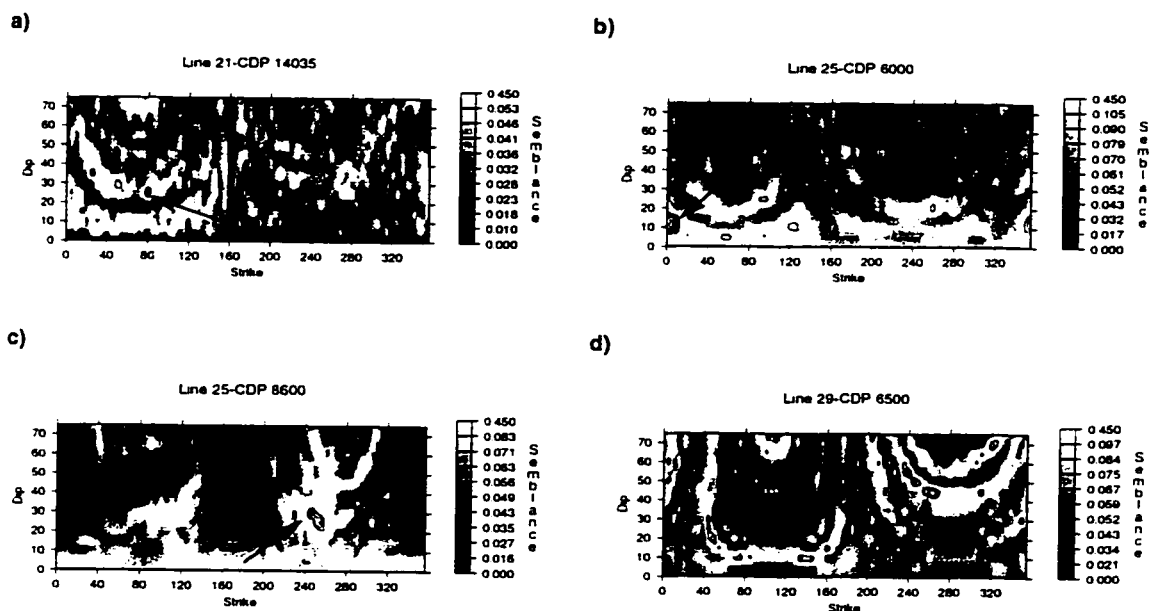


Figure 4.5: Semblance distribution over tested strikes and dips for a) a south-dipping reflector at a depth of 13 km beneath line 21 (CDP 14035) b) north-dipping reflector at a depth of 12.5 km beneath line 25 (CDP 8600), c) east-dipping reflectors recovered in the upper crust (8.4 km) beneath line 25 (CDP 6000), d) north-dipping reflector at 8.5 km beneath line 29 (CDP 6500). Only semblance values higher than 2/3 of the maximum semblance are contoured. Arrows indicate areas with higher semblance values. Contour interval: every 0.02.

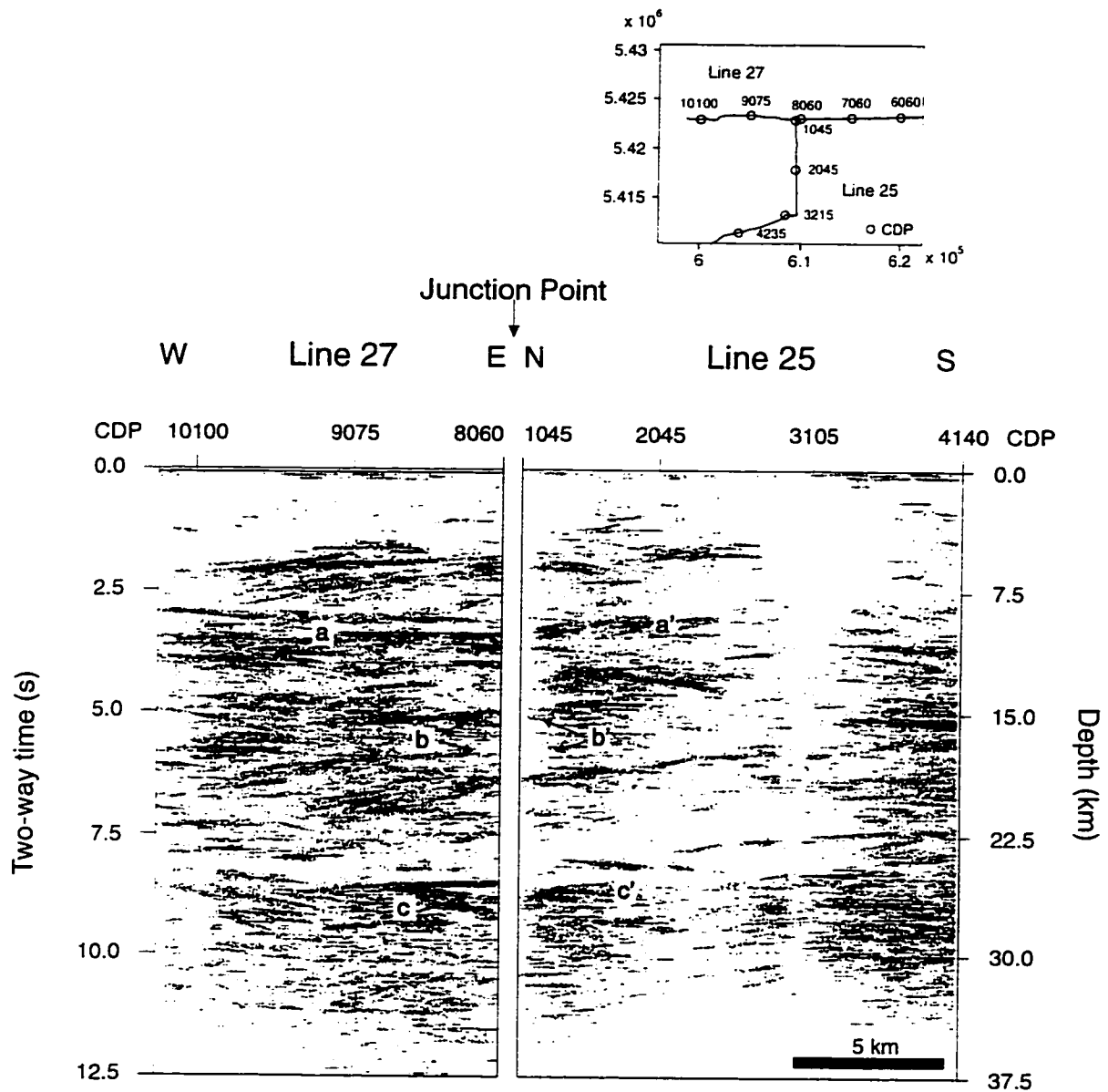


Figure 4.6: Western and northern segments (unmigrated) of the E-W oriented line 27 and N-S line 25. The dips of the reflections at the intersection of the two profiles are used to estimate the 3D orientation of the reflectors. A 6000 m/s average crustal velocity was used to convert reflection times to depth estimates. Poststack coherency filtering and threshold corrections were applied to both stacked sections for presentation purposes. Times are two-way-traveltime.

Scales are not 1:1.

4.2.5.4 SDEUCG – line 25 (MVS)

Line 25 comprises two N-S oriented segments, and a ENE-oriented central segment. The strike and dip of reflectors were estimated near the junction of the central and the southern segments, between CDP 5765 and 9605 (Fig. 4.3b). A few scattered reflectors were recovered in the upper crust, beneath the ENE-oriented central segment of line 25. These reflectors are, in general, short and discontinuous and have two distinct orientations: some are dipping at 20° to 30° toward the north, while the others, which extend to the upper part of the middle crust and are characterized by higher semblance values, have strikes ranging from N to NNE and corresponding dips (near 15°) to the E and ESE (Fig. 4.4b). The semblance distribution for one of these reflectors, is a maximum (0.23) for a strike of 5° and dip of 15° (Fig. 4.5b). The relatively small area covered by contours surrounding the global maximum indicates that both strike and dip are well resolved. On a N-S seismic profile, the ESE-dipping reflectors would produce shallowly south-dipping reflections, some of which are observed on the northern part of line 25. Previous interpretation of line 25 (Jackson *et al.*, 1995) has identified a series of south-dipping reflections located beneath, rather than within, the Lake Abitibi Batholith. We therefore suggest that the shallowly south-dipping reflections of line 25, which cross-cut some upper-crustal, north-dipping reflections (Jackson *et al.*, 1995), originate from the NNE-striking reflectors. However, none of these ESE-dipping or E-dipping reflectors, for which similarly oriented structures are uncommon in the Abitibi belt, can be directly associated with known surface structures.

On the pseudo-sections, the middle crust exhibits prominent and continuous reflectors, which strike between 240° to 260° and dip 20° to 30° towards the north. The semblance distribution for one of the north-dipping reflectors observed at a depth of 12.5 km beneath CDP 8600, indicates a well resolved attitude with a maximum

semblance of 0.21, for a strike of 245° and a dip of 30° (Fig. 4.5c). The most continuous reflectors located between 10 km and 16 km coincide with strong, north-dipping reflections on the stacked section. These reflections have been interpreted as regional shear zones (Jackson *et al.*, 1995), along which the entire batholith would have been displaced from its original site of emplacement. In the lower crust, the generally short and discontinuous reflectors have similar W-WSW strikes, but shallower dips of 15° - 25° directed toward the north. The lower crustal reflectors are essentially recovered on the ENE central segment of line 25, and they tend to vanish close to the Moho discontinuity.

4.2.5.5 Intersection of seismic lines 28 and 29 (PVS)

The upper crust (above approximately 3 s) near the intersection of line 28 and 29 is characterized by low amplitude reflectivity, and reflections are not sufficiently continuous on each profile to properly establish an orientation for some reflectors. In contrast, the upper part of the middle crust on both profiles exhibits prominent and relatively continuous reflections. On line 28, the most prominent reflections (marked a on Fig. 4.7) dip to the north at approximately 20° , while the corresponding reflections on line 29 are essentially sub-horizontal (a' on Fig. 4.7). Both series of reflections on the two profiles likely originate from structures dipping toward the north at approximately 20° , and striking parallel to the general E-W orientation of line 29. Only one group of north-dipping and sub-horizontal reflections are respectively observed on line 28 and 29 between 15 and 22 km (marked b-b' on 4.7), suggesting that the lower part of the middle crust contains significantly fewer reflectors with north-dipping attitudes. In addition, the amplitudes of these reflections are markedly attenuated: both seismic profiles at those depths are characterized by low-amplitude reflectivity. In addition to the north-dipping reflections, line 28 also displays relatively short and discontinuous

sub-horizontal reflections, some of which coincide with sub-horizontal reflections of line 29. The lower crust beneath line 28 similarly demonstrates both north-dipping and sub-horizontal reflections (marked respectively c and d on Fig. 4.7), with generally higher amplitudes than the mid-crustal reflections located between 15 and 22 km. The lower crust beneath line 29 essentially displays sub-horizontal reflections (marked c' and d'), indicating that both north-dipping and sub-horizontal reflectors are present at those depths beneath the northern Abitibi greenstone belt.

4.2.5.6 SDEUCG – line 29 (PVS)

The upper crust beneath line 29, which extends down to 9 km, does not show significant reflectors between CDP 5600 and 8400 (Fig. 4.3c and 4.4c), in agreement with the unreflective character of the Abitibi subprovince at those depths (Ludden *et al.*, 1993). The middle crust can be divided into two zones on the basis of reflector characteristics. The first one, starting at the base of the supracrustal sequence, is characterized by prominent reflectors with W-WSW strikes and dips of 25° to 45° directed toward the N-NNW. The semblance distribution for all tested strikes and dips for one of the north-dipping reflectors observed at a depth of 8.5 km beneath CDP 6500 displays many areas with high values (Fig. 4.5d). However, the maximum value (0.20) is obtained for a strike of 260° and a dip of 45°. Another significant semblance value (0.19) is observed near the global maximum, for a strike of 245° and a dip of 50°, indicating that the north-dipping reflectors are fairly well resolved. The second mid-crustal zone, defined by short, dispersed reflectors, and generally low background semblance values, coincides with the low amplitude reflectivity zones observed on the two intersecting profiles 28 and 29 (between 15 km and 22 km). Owing to the weak reflective character, no specific orientation could be established within this zone. The N-S Lithoprobe seismic profile 48, located 100 km east of line

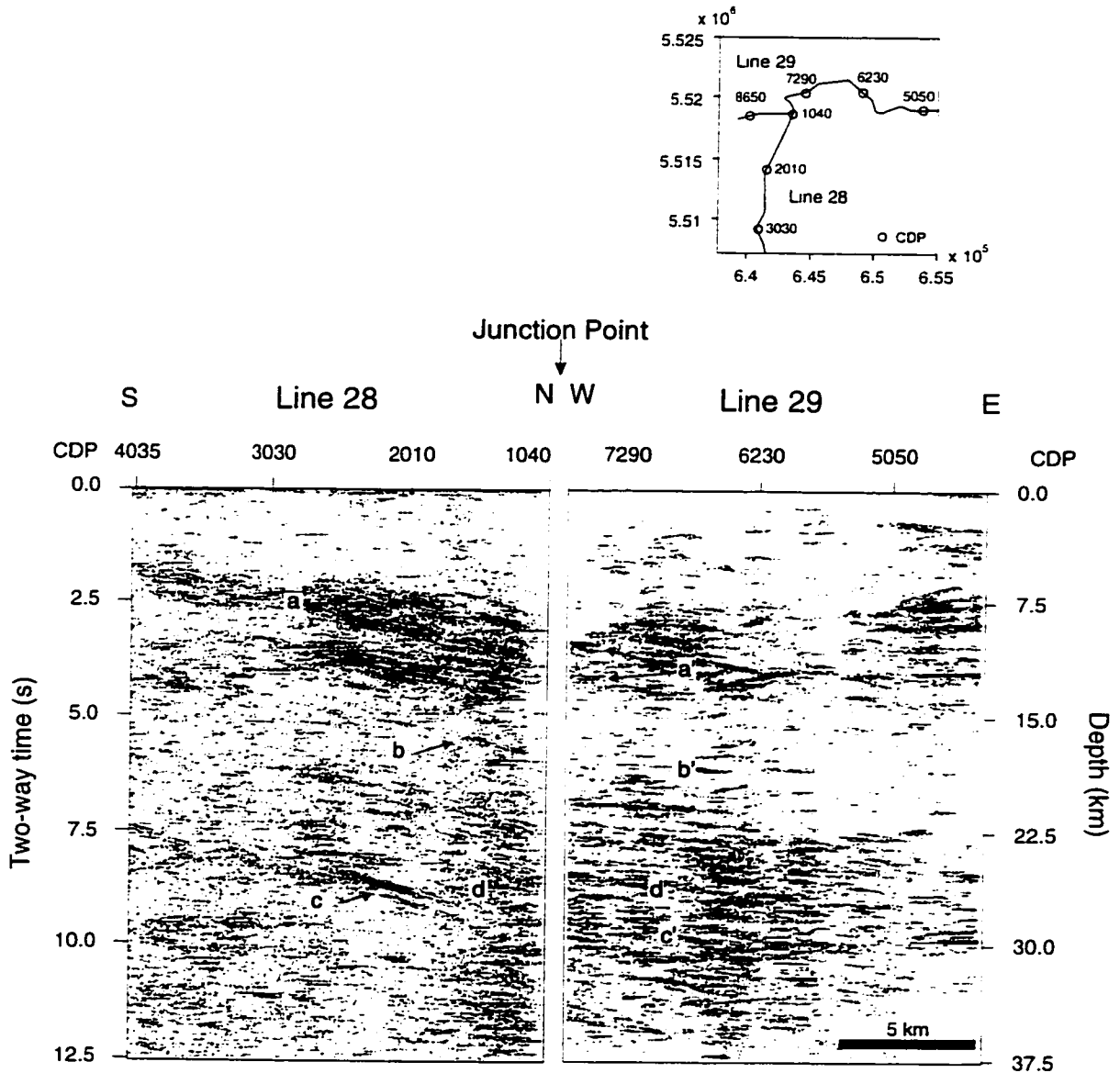


Figure 4.7: Northern and western segments (unmigrated) of the N-S oriented line 28 and E-W line 29. The dips of the reflections at the intersection of the two profiles are used to estimate the 3D orientation of the reflectors. A 6000 m/s average crustal velocity was used to convert reflection times to depth estimates. Poststack coherency filtering and threshold corrections were applied to both stacked sections for presentation purposes. Times are two-way-traveltime.

Scales are not 1:1.

29 (Fig. 4.1), also reveals a zone with moderate to low reflectivity and relatively discontinuous reflections at similar depths. Interpretation of line 48 further suggests that this low-reflectivity zone corresponds to a wedge of Opatoca material, over which the greenstone rocks of the NVZ were thrust during a N-S shortening event (Calvert *et al.*, 1995). We similarly associate the low background semblance values on line 29, and the low amplitude reflectivity zones on lines 28 and 29, with a wedge of Opatoca rocks extending southward underneath the NVZ. Because they do not clearly extend above or below the unreflective Opatoca wedge, it is not certain whether the group of north-dipping reflections (marked b-b' on Fig. 4.7) represents an early structure, or was formed during the stacking of high-grade gneisses underneath the greenstone rocks. Finally, the lower crust beneath the low reflectivity zone is essentially characterized by shallowly-dipping to sub-horizontal reflectors, with strikes similar to those recovered at the base of the greenstone rocks. However, these reflectors are generally short and discontinuous, and vanish near the diffuse crust-mantle boundary.

4.2.6 Discussion

4.2.6.1 Northern Volcanic Zone

The middle crust beneath lines 25 and 29, two profiles located respectively in the MVS and PVS, essentially exhibits shallowly north-dipping reflectors. North-dipping reflectors with similar dips were also recovered using the SDEUCG technique on the Abitibi part (e.g. PVS) of line 48 (Bellefleur *et al.*, 1997). On the migrated section of the N-S profile 28, the most significant mid-crustal reflections beneath the MVS and PVS dip to the north (Ludden *et al.*, 1993). These results suggest that the most significant reflections of the middle crust beneath the NVZ originate from truly N-dipping structures. Beneath the PVS, line 28 also shows an horizon in the middle crust (between 15 and 22 km), characterized by low reflectivity, and attributed to

Opatoca rocks. The low reflectivity zone extends from the northern end of line 28 to the Casa-Berardi Tectonic Zone. At that location, some south-dipping reflections, originating out of the plane defined by the seismic profile (Sénéchal *et al.*, 1996) are observed above the low reflectivity zone. We suggest that the south-dipping reflections correspond to the top of the Opatoca wedge and define its southern extremity beneath the Abitibi greenstone belt. Other work based on amplitude analysis from line 28 (Sénéchal *et al.*, 1996) indicates that the crustal reflectivity is significantly lower north of the CBTZ, due to an intrinsic attenuation within mid- to lower-crustal rocks. This analysis further implies distinctly different crustal material on each side of the CBTZ, compatible with a wedge of Opatoca rocks underlying the greenstone rocks of the PVS.

Structural and geochronological studies from the Abitibi and Opatoca subprovinces suggest that the high-grade gneissic and greenstone terranes were deformed simultaneously during a N-S shortening event (Sawyer and Benn, 1993; Davis *et al.*, 1995). The azimuth of reflectors recovered in the middle and lower crust beneath the NVZ, in general sub-parallel to the strike of the sub-vertical, E-W shear zones, or to the axis of the upright folds mapped at surface, are consistent with such N-S shortening. Beneath the Opatoca belt, the geometry of middle and lower crustal reflectors, and the strike and dip of mantle reflectors (respectively 280° and 30°) previously interpreted as the remnant of an Archean subduction zone (Calvert *et al.*, 1995), are similarly consistent with the N-S deformation event (Bellefleur *et al.*, 1997). The coherent orientation of surface structures and seismic reflectors indicates that the NVZ, the middle and lower crust beneath it, and most of the crust and part of the mantle beneath the Opatoca, were deformed during a substantial N-S shortening event, which may be related to the underthrusting of Abitibi middle and lower crust beneath the Opatoca belt. This suggests that the shallowly north-dipping reflectors in the middle crust, and upright structures in the upper crust, may represent distinct response

to a deformational regime changing with depth, during a N-S shortening event (e.g. models of Sawyer and Benn, 1993; Jackson and Cruden, 1995; Lacroix and Sawyer, 1995). These observations further imply a connection between significant reflectivity patterns observed in the middle and lower crust and tectonic processes.

Some E and ESE-dipping reflectors recovered beneath the LAB (line 25) are not directly compatible with N-S shortening. However, these reflectors and the east-dipping thrust fault observed beneath the Brouillan intrusion (Faure *et al.*, 1990; Milkereit *et al.*, 1992), can be viewed as lateral shear zones developed in the upper crust to accommodate the N-S shortening. The time of movement of the Brouillan thrust (near 2690 Ma), obtained from U-Pb analysis of a sample originally located within the fault, is consistent with the period of the N-S shortening in the Abitibi greenstone belt (Barrie et Krogh, 1996).

4.2.6.2 SVZ

The oppositely dipping, mid-crustal reflectors of the SVZ, although they are sub-parallel to surface structures, are more difficult to integrate in a subduction-related scenario. One tectonic model proposes that the relatively unevolved lavas of the SVZ were formed in a series of rift basins, which dissected an earlier formed volcanic arc, the NVZ (Ludden *et al.*, 1986). A recent interpretation based on detailed analysis of stratigraphic and geochemical data, envisages the BRG as a single large basin characterized by EW-trending ridge systems (Péloquin *et al.*, 1996). The geometry of reflectors recovered in the middle crust beneath the BRG, which also indicates a westward thickening of the volcanic units, are consistent with such interpretation. Following this interpretation, the LCF, PDF, and possibly the LTZ, which may root into the oppositely dipping reflectors located in the middle crust, could have been initiated during rifting. However, these faults may also have been active during

the underthrusting of the Pontiac subprovince beneath the Abitibi, an event which likely occurred between 2694 and 2668 Ma (Benn *et al.*, 1994). The rifted volcanic arc environment is also supported by geological studies of the Val d'Or formation (Desrochers *et al.*, 1993), another unit of the SVZ located east of the BRG.

The geometry of the reflectors recovered in the upper and middle crust beneath the Abitibi greenstone belt is generally consistent with distinct tectonic environments proposed for the SVZ and NVZ (Dimroth *et al.*, 1982; Ludden *et al.*, 1986; Chown *et al.*, 1992), until common deformation during N-S shortening. The mid-crustal boundary between the two tectonic domains lies between line 14 and 25, where south-dipping reflections originating from truly south-dipping structures disappear from the seismic sections. The mid-crustal boundary coincides approximately with the southern extremity of the NVZ, defined from surface geology (Chown *et al.*, 1992). This does not invalidate more detailed subdivision based on surface lithologies, geochemistry and geochronology, but indicates that the most important boundary at mid-crustal levels is located south of the LAB and north of the BRG, most likely near the LTZ. These two tectonic environments do not extend down to the lower crust, since reflections and reflectors from the SVZ and NVZ exhibit similar attitudes at those depths (Fig. 4.8). One interpretation is that the lower crust has been deformed synchronously throughout the Abitibi greenstone belt, during the N-S shortening event.

4.2.7 Conclusions

Upper-crustal reflectors within the Abitibi greenstone belt are, in general, short and discontinuous, and do not show clear orientations on the pseudo-sections, or on intersecting seismic profiles. However, a few reflectors beneath the LAB, with strikes ranging from N to NNE and shallow dips (near 15°) to the E and ESE, reveal uncommon orientations for structures of the AGB (Fig. 4.8). We interpret the E to ESE-dipping

reflectors as lateral shear zones developed to accommodate the N-S shortening, which occurred between 2710-2690 Ma. In general, the strikes of the reflectors imaged in the middle crust are sub-parallel to the upright, E-striking folds and shear zones mapped at surface. However the mid-crustal geometry beneath the SVZ and NVZ suggests different tectonic environments for these two domains. The greenstone rocks of the BRG, delimited by oppositely-dipping reflectors in the middle crust, have a V-shape aspect. This geometry is consistent with geological interpretations that envisages the BRG as a single large basin characterized by E-trending oceanic ridge systems, which dissected an earlier formed volcanic arc. Beneath the NVZ, the most significant reflectors dip at approximately 30° toward the north. However, the highly reflective zone associated with those reflectors is disrupted, north of the CBTZ, by a low-reflectivity horizon attributed to a wedge of Opatoca rocks stacked underneath the supracrustal sequence. The orientations of the reflectors beneath the NVZ are consistent with tectonic scenarios involving underthrusting of Abitibi middle and lower crust beneath the Opatoca belt. Following this interpretation, the wedge of high-grade gneissic material stacked underneath the NVZ, represents a late stage feature of the accretion of the Abitibi and Opatoca subprovinces. Reflectors from the SVZ and NVZ show similar attitudes in the lower crust, indicating that this part of the crust has been deformed synchronously throughout the Abitibi subprovince, most likely during the N-S shortening event.

4.2.8 Acknowledgments

The project was funded by Lithoprobe, the Geological Survey of Canada and the Natural Sciences and Engineering Research Council.

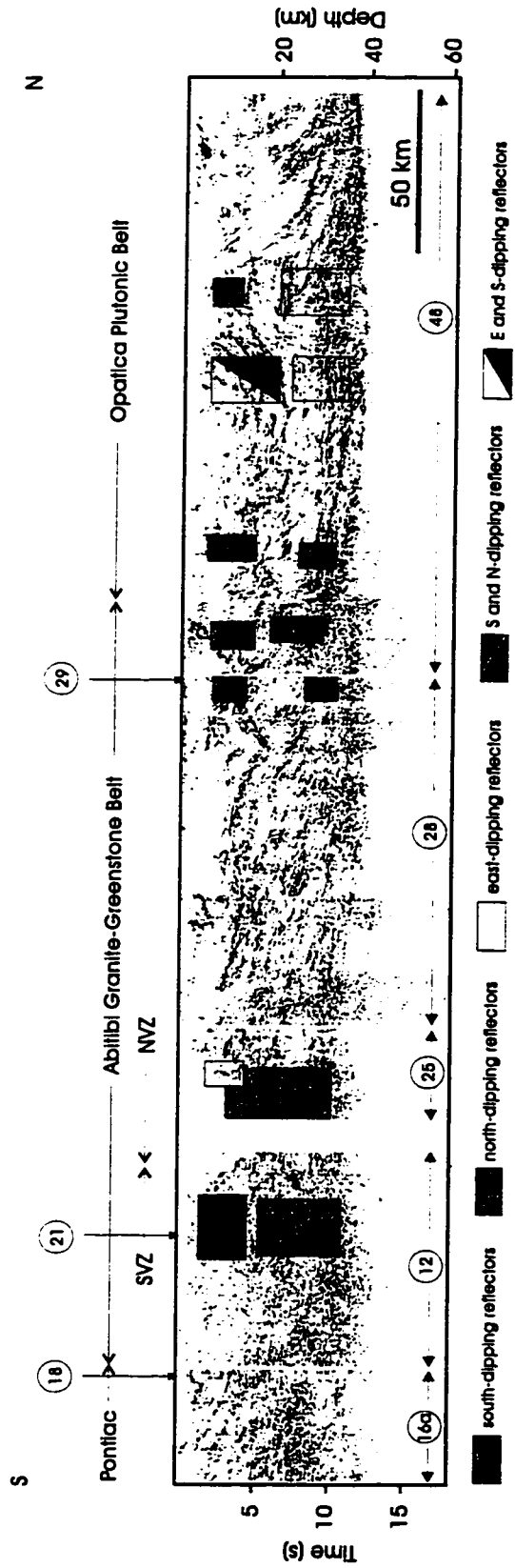


Figure 4.8: Location and attitude of reflectors on composite seismic cross-section of the Pontiac, Abitibi and Opatica subprovinces, produced by projecting the migrated sections of Lithoprobe profiles 16a, 12, 25, 28 and 48 on a virtual N-S profile. The locations correspond to particularly crooked areas of seismic profiles, where the strike and dip estimation method was applied. Attitudes for line 48 are from (Bellefleur *et al.*, 1997).

4.2.9 References

- Barrie, C. and Krogh, T. 1996. U-Pb zircon geochronology of the Selbaie Cu-Zn-Ag-Au mine. Abitibi subprovince, Canada. *Economic Geology* **91**: 563-575.
- Bellefleur, G., Calvert, A. and Chouteau, M. 1997. A link between deformation history and the orientation of reflective structures in the 2.68-2.83 Ga Opatika belt of the Superior Province. *Journal of Geophysical Research* p. In press.
- Calvert, A., Sawyer, E., Davis, W. and Ludden, J. 1995. Archean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. *Nature* **375**: 670-674.
- Chown, E., Daignault, R., Mueller, W. and Mortensen, J. 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* **29**: 2211-2225.
- Davis, W., Machado, N., Gariépy, C., Sawyer, E. and Benn, K. 1995. U-Pb geochronology of the Opatika tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* **32**: 113-127.
- Desrochers, J., Hubert, C., Ludden, J. and Pilote, P. 1993. Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Geology* **21**: 451-454.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. and Rocheleau, M. 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Québec. Part II: tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences* **20**: 1355-1373.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. and Goulet, N. 1982. Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Québec. Part I: stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences* **19**: 1729-1758.

- Faure, S., Jebrak, M. and Bouillon, J.-J. 1990. Géologie et minéralisation en Zn-Cu-Ag-Au des Mines Selbaie. *In* Northwestern Québec Polymetallic Belt. *Edited by* M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J. Lulin, G. Riverin and A. Simard. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Volume 43 pp. 363–372.
- Green, A., Milkereit, B., Mayrand, L., Ludden, J., C. Hubert, Jackson, S., Sutcliffe, R., West, G., Verpaelst, P. and Simard, A. 1990. Deep structure of an Archaean greenstone terrane. *Nature* **344**: 327–330.
- Hodgson, C. and Hamilton, J. 1989. Gold mineralization in the Abitibi greenstone belt: end stage of result of Archean collisional tectonics. *In* The geology of gold deposits: the perspective in 1988. *Edited by* R. Keays, W. Rasmsay and D. Groves. *Economic Geology*, Monograph 6 pp. 80–100.
- Hubert, C., Trudel, P. and Gélinas, L. 1984. Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi belt, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences* **21**: 1024–1032.
- Jackson, S. and Cruden, A. 1995. Formation of the Abitibi greenstone belt by arc-trench migration. *Geology* **23**: 471–473.
- Jackson, S., Cruden, A., White, D. and Milkereit, B. 1995. A seismic-reflection-based regional cross section of the southern Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences* **32**: 135–148.
- Jackson, S., Sutcliffe, R., Ludden, J., Hubert, C., Green, A., Milkereit, B., Mayrand, L., West, G. and Verpaelst, P. 1990. Southern Abitibi greenstone belt: Archean crustal structure from seismic-reflection profiles. *Geology* **18**: 1086–1090.
- Kimura, G., Ludden, J., Desrochers, J.-P. and Hori, R. 1993. A model of ocean-crust accretion for the Superior province, Canada. *Lithos* **30**: 337–355.
- Lacroix, S. and Sawyer, E. 1995. An Archean fold-thrust belt in the northwestern Abitibi greenstone belt: structural and seismic evidences. *Canadian Journal of*

- Earth Sciences **32**: 97-112.
- Levin, F. 1971. Apparent velocity from dipping interface reflections. *Geophysics* **36**: 510-516.
- Ludden, J., Hubert, C., Barnes, A., Milkereit, B. and Sawyer, E. 1993. A three dimensional perspective on the evolution of Archean crust: Lithoprobe seismic reflection images in the southwestern Superior province. *Lithos* **30**: 357-372.
- Ludden, J., Hubert, C. and Gariépy, C. 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine* **123**: 153-166.
- MERQ-OGS 1983. Carte lithostratigraphique de la sous-province de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec / Ontario Geological Survey DV 83-15.
- Milkereit, B., Reed, L. and Cinq-Mars, A. 1992. High frequency reflection seismic profiling at Les Mines Selbaie, Quebec. In *Current Research Part E Geological Survey of Canada Paper 92 1E* pp. 217-224.
- Mortensen, J. 1993a. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 1 : Chibougamau-Matagami-Joutel region. *Canadian Journal of Earth Sciences* **30**: 11-28.
- Mortensen, J. 1993b. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area. *Canadian Journal of Earth Sciences* **30**: 29-41.
- Neidell, N. and Taner, T. 1971. Semblance and other coherency measures for multi-channel data. *Geophysics* **36**: 482-497.
- Paradis, S., Ludden, J. and Gélinas, L. 1988. Evidence for contrasting compositional spectra in comagmatic intrusive and extrusive rocks of the late Archean Blake River Group, Abitibi, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences* **25**: 134-144.
- Péloquin, A., Potvin, R., Paradis, S., Lafèche, M., Verpaelst, P. and Gibson, H. 1990. The Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Québec: a stratigraphic synthesis.

- In* Northwestern Québec Polymetallic Belt. *Edited by* M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J. Lulin, G. Riverin and A. Simard. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Volume 43 pp. 107–117.
- Péloquin, A., Verpaelst, P. and Ludden, J. 1996. Spherulitic rhyolites of the Archean Blake River Group, Canada: implications for stratigraphic correlation and volcanogenic massive sulphide exploration. *Economic Geology* **91**: 343–354.
- Sawyer, E. and Benn, K. 1993. Structure of the high-grade Opatica belt and adjacent low-grade Abitibi subprovince, Canada: an Archaean mountain front. *Journal of Structural Geology* **15**: 1443–1458.
- Sénéchal, G., Mareschal, M., Hubert, C., Calvert, A., Grandjean, G. and Ludden, J. 1996. Integrated geophysical interpretation of crustal structures in the northern Abitibi belt: constraints from seismic amplitude analysis. *Canadian Journal of Earth Sciences* **33**: 1343–1362.
- Taner, M. and Koehler, F. 1969. Velocity spectra-digital computer and applications of velocity functions. *Geophysics* **34**: 859–881.
- Verpaelst, P., Pelouquin, A., Adam, E., Barnes, A., Ludden, J., Dion, D.-J., Hubert, C., Milkereit, B. and Labrie, M. 1995. Seismic reflection profiles across the Mines Series in the Noranda camp of the Abitibi belt, eastern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* **32**: 167–176.

Chapitre 5

Synthèse

5.1 Avantages et inconvénients des trois approches

Les méthodes utilisées pour obtenir l'azimut et le pendage des réflecteurs sismiques possèdent des avantages et des inconvénients, de même que des limitations inhérentes aux principes théoriques dont elles découlent. Certaines sont spécifiquement conçues pour obtenir l'orientation 3D des réflecteurs, alors que d'autres plutôt approximatives, visent à améliorer les sections sommées et migrées. Dans cette partie du chapitre de synthèse, nous allons comparer les avantages et les inconvénients des approches utilisées, en tenant compte toutefois, du cadre d'utilisation de chacune d'elles.

5.1.1 SDEUCG

Cette technique fut utilisée sur les données de quatre profils sismiques pour lesquels le rapport signal sur bruit et la continuité des réflexions varient de façon appréciable. Les valeurs de semblance obtenues par la technique SDEUCG, parce qu'elles reposent sur la cohérence des réflexions, fournissent aussi des indications sur la qualité des données. Par exemple, les valeurs de semblance calculées sur les profils de l'Abitibi sont généralement plus faibles (max près de 0.2) que celles obtenues pour les profils de l'Opatica (max près de 0.4). Cette différence est attribuable aux caractéristiques

géologiques spécifiques à chacune des deux sous-provinces plutôt qu'au choix des paramètres utilisés lors de l'acquisition (le profil 48 qui recoupe une partie de l'Abitibi et de l'Opatica montre aussi cette différence). Toutefois, c'est plutôt la qualité initiale des données sismiques qui affecte le plus les estimations faites par SDEUCG. En comparant les pseudo-sections de l'Abitibi et de l'Opatica, nous pouvons établir que des données sismiques avec un bon rapport signal sur bruit et des réflexions continues (comme celles de l'Opatica), permettront de récupérer des réflecteurs plus continus, mieux démarqués au niveau des semblances, et pour lesquels il sera plus facile de déterminer les orientations. La qualité des données sismiques dépend entre autres du bruit ambiant et des paramètres utilisés pendant l'acquisition, de même que du terrain géologique traversé par le profil. Cependant, d'autres facteurs reliés au traitement peuvent également influencer l'amplitude et la position des réflexions.

Les étapes du traitement associées au regroupement en point milieu commun peuvent sensiblement affecter l'amplitude des réflexions sur les sections sismiques, et par conséquent, les résultats obtenus par SDEUCG. Ces étapes de traitement sont particulièrement influencées par la sinuosité du profil d'acquisition, dans les zones où justement SDEUCG s'avère très efficace. Ainsi, le nombre de traces sismiques incluses dans chaque regroupement en PMC varie substantiellement dans les régions sinueuses d'un profil. Dans certains cas, le très petit, ou le trop grand nombre de traces regroupées par PMC fait varier le niveau moyen des valeurs de semblance. Ce phénomène est particulièrement visible sur certaines pseudo-sections de deux profils de l'Abitibi. Les pseudo-sections du profil 25 montrent une étroite bande verticale avec des valeurs de semblance très élevées, mais des orientations qui ne coïncident pas avec celles obtenues de part et d'autres. Le nombre de traces par regroupement en PMC dans cette zone est généralement faible. Les pseudo-sections du profil 21 montrent aussi une bande étroite, mais contrairement à celle du profil 25, elle est caractérisée par

de faibles valeurs de semblance. Le nombre de traces par regroupement en PMC situé dans cette zone est plus élevé que celui compté dans les regroupements avoisinants. Dans les deux exemples donnés ici, le nombre de traces par regroupement en PMC est contrôlé par le profil géométrique moyen servant à la mise en collection des PMC (voir annexe A). Afin d'obtenir des résultats optimaux avec la technique SDEUCG, il serait souhaitable que le profil géométrique moyen et la taille des boîtes servant à la mise en collection des PMC répartissent le plus uniformément possible les traces sismiques.

Outre la qualité des données, le paramètre qui, à mon avis, désavantage le plus cette technique, est le temps de calcul requis pour l'obtention des azimuts et des pendages d'une pseudo-section. Pour chaque point présenté sur une des pseudo-sections, un peu plus de 1000 orientations, représentant les combinaisons de 72 azimuts et 15 pendages, sont testées. Pour chaque trace, ces tests sont répétés à tous les 100 m de profondeur, soit près de 400 fois. Chaque pseudo-section compte environ 500 traces pour un total approximatif d'environ 2×10^8 orientations testées. Il ne faut pas oublier que chaque combinaison azimut-pendage testée requière le calcul des temps de parcours et l'estimation de la semblance le long du trajet suivant ces temps de parcours. Ces deux étapes exigent aussi un nombre considérable d'opérations, proportionnel au nombre de traces par regroupement en PMC. La sommation partielle des traces en fonction de l'azimut et de la distance source-récepteur (voir article 2), appliquée d'abord pour augmenter le rapport signal sur bruit, réduit considérablement le nombre de traces à traiter, diminuant ainsi le temps de calcul. Toutefois, même si cet aspect n'est pas traité dans les présents travaux, il est clair que d'autres améliorations visant à diminuer le temps d'exécution seraient viables.

Malgré ces quelques inconvénients, la technique SDEUCG offre des avantages indéniables. Tout d'abord l'estimation des azimuts et des pendages repose sur un

critère mathématique (la semblance), plutôt que sur un critère visuel. Ce critère permet d'automatiser la recherche des orientations. Contrairement à certaines techniques d'inversion (Chiu *et al.*, 1986), l'approche utilisée ne requière aucune sélection manuelle des événements sismiques, permettant ainsi d'estimer l'orientation de la quasi-totalité des réflexions contenues dans un regroupement en PMC. La distribution des valeurs de semblance en fonction des azimuts et pendages testés permet aussi d'obtenir des indications sur la résolution des orientations estimées. Ce paramètre serait plus difficile à obtenir à partir des corrections pour les pendages latéraux, ou de l'interprétation conjointe des réflexions contenues sur deux profils sismiques qui s'intersectent.

les pseudo-sections produites par la technique SDEUCG constituent aussi un autre point en faveur de cette approche. Sur ces pseudo-sections, on peut clairement identifier l'azimut et le pendage des réflecteurs sismiques, alors qu'une section migrée, même si elle est corrigée pour l'orientation de ces structures, présentera des réflexions pour lesquelles il sera difficile d'identifier la provenance. De plus, l'information contenue sur les pseudo-sections pourrait aussi contribuer à améliorer les sections sommées et migrées. Par exemple, il serait possible de déterminer les vitesses de sommation requises pour chaque paire source-récepteur d'un PMC situé dans une zone sinueuse. La vitesse de sommation pour chaque trace serait alors fonction de l'angle entre la droite reliant la source et le récepteur, et la ligne de plus grande pente du réflecteur (voir Levin, 1971). Même si l'efficacité d'une telle approche reste à démontrer, il serait alors possible d'améliorer considérablement les sections sismiques dans les parties sinueuses des profils.

5.1.2 Pendages latéraux

Les corrections pour les pendages latéraux sont généralement utilisés pour améliorer les sections sommées et migrées (Larner *et al.*, 1979). Toutefois, ces corrections permettent également de déterminer l'orientation des réflecteurs sismiques recoupés obliquement par le profil d'acquisition. L'inclinaison récupérée par cette approche ne représente cependant pas toujours le pendage réel du réflecteur. L'inclinaison obtenue en calculant les corrections des pendages latéraux est celle des réflexions dans la direction perpendiculaire au profil géométrique moyen (i.e. celui qui définit la mise en collection des PMC). L'inclinaison de ces réflexions peut par conséquent représenter un pendage apparent, qui sans l'apport d'informations supplémentaires, ne pourra servir à restituer les azimuts et les pendages réels. Pour déterminer l'inclinaison, il faut aussi posséder des indications sur la vitesse du milieu. Une vitesse trop faible ou trop élevée, tout comme des variations verticales de vitesse, affectera l'inclinaison du réflecteur.

Même si les valeurs obtenues sont approximatives, cette approche possède toutefois certains avantages. Tout d'abord, le temps de calcul requis est généralement faible. On peut calculer les corrections pour les pendages latéraux dans les parties sinueuses d'un profil sans significativement allonger le temps du traitement des données. De plus, les résultats peuvent considérablement améliorer les sections sommées. En comparant les sections avant et après correction, il est également possible d'identifier les réflexions provenant de réflecteurs obliques au profil d'acquisition. La méthode utilisée dans le premier article ne permet toutefois pas de traiter séparément les réflexions situées à de diverses profondeurs, et suppose que les corrections pour un seul pendage latéral seront appliquées sur les données d'un regroupement en PMC. Toutefois, le pendage latéral choisie peut varier tout au long du profil sismique. Le choix de l'inclinaison optimale pour établir les corrections repose jusqu'à maintenant sur l'apparence des

sections sommées. Il faut d'abord appliquer les corrections pour plusieurs pendages latéraux sur un ensemble de PMC, et choisir celui qui améliore le plus les réflexions d'une section sommée. Même si les restrictions sont nombreuses, ces corrections devraient quand même être appliquées, vu le peu de temps requis pour les calculer.

5.1.3 Interprétation conjointe des réflexions contenues sur deux profils s'intersectant

L'intersection de deux profils sismiques peut aussi contribuer à établir l'orientation de certains réflecteurs. Cette méthode est également rapide, mais les résultats demeurent aussi approximatifs puisque l'inclinaison des réflexions sur une section sismique est affectée par la chaîne de traitement utilisée. Par exemple, le choix du profil géométrique moyen et les vitesses utilisées pour les corrections NMO influenceront l'inclinaison des réflexions sur une section sommées, surtout si les réflecteurs sont obliques ou si le profil d'acquisition est sinueux. Une autre difficulté de cette approche réside dans la corrélation des réflexions entre les deux profils. Les réflexions sur les deux profils doivent être suffisamment apparentes, et doivent se rejoindre aux mêmes temps (mêmes profondeurs) pour s'assurer qu'elles proviennent bien du même réflecteur. Les orientations récupérées de cette façon permettent d'établir de premières approximations, ou de confirmer ou infirmer les résultats obtenus par une autre approche.

5.2 Géométrie des réflecteurs sous l'Abitibi et l'Opatica

Les profils sismiques utilisés pour récupérer l'orientation des réflecteurs sont généralement bien réparties dans l'Abitibi et l'Opatica. Cette distribution permet d'obte-

nir une image plus globale de la géométrie des réflecteurs dans les deux sous-provinces. Ceux-ci sont en général parallèles aux grandes structures cartographiées en surface, ce qui suggère qu'ils sont associés d'une certaine façon aux processus tectoniques qui ont affecté indépendamment ou simultanément l'Abitibi et l'Opatoca. Toutefois, il existe des différences importantes entre les réflecteurs des deux sous-provinces, représentatives des environnements géologiques distincts des deux terrains.

5.2.1 Opatoca

La plupart des réflecteurs dans la ceinture à facies métamorphique élevé de l'Opatoca sont orientés approximativement ENE-OSO, et possèdent des pendages légers (approximativement 30°) soit vers le nord, ou soit vers le sud. Ces orientations sont similaires à celles des structures de déformation associées à l'épisode de raccourcissement N-S (D_2) qui a affecté la ceinture entre 2700 et 2680 Ma. Par exemple, l'antiforme dans la partie sud de la ceinture (SOA), une importante structure D_2 , est caractérisé par des réflecteurs en V, convergeants en profondeur au niveau de la croûte moyenne. Il est important de noter ici que les réflecteurs ne sont pas associés à l'antiforme lui-même, mais plutôt à des zones de cisaillement créées lors de sa formation. Sous ces réflecteurs, les réflexions inclinées vers le nord dans le manteau supérieur proviennent de structures dont l'azimut est d'environ 280° et le pendage d'environ 30° , ayant aussi une affinité D_2 . L'orientation de ces réflecteurs, parce qu'elle permet d'associer les réflexions du manteau à l'épisode D_2 , renforce aussi l'hypothèse qui considère que la croûte moyenne et profonde sous l'Abitibi auraient été transportées sous l'Opatoca, lors de l'amalgamation des deux sous-provinces (Calvert *et al.*, 1995). D'autres réflecteurs situés au nord de la ceinture de roches vertes de Frotet-Evans, tout comme certains situés dans la partie sud de la ceinture et sous la partie nord de l'Abitibi, montrent aussi des orientations similaires aux indicateurs de déformation

D_2 . En général, nous pouvons conclure que l'épisode de raccourcissement N-S (D_2) a affecté l'Opatica sur toute sa largeur, de la croûte supérieure à la croûte inférieure, de même qu'une partie du manteau supérieur sous la partie sud de la ceinture.

Cependant, des réflecteurs avec une orientation différente caractérisent aussi une partie de l'Opatica. En effet, des réflecteurs orientés N-NNE avec un léger pendage vers l'est (près de 15°), ont été localisés entre le flanc nord de l'antiforme SOA et la ceinture de Frotet-Evans. Ces réflecteurs essentiellement situés au niveau de la croûte moyenne et profonde, sont parallèles aux failles de chevauchement D_1 localement identifiées en surface. Même s'ils ne peuvent être directement reliés à une de ces failles, leur orientation suggère qu'ils sont néanmoins associés à la déformation D_1 . Ils auraient été préservés à cet endroit parce que la plus grande part de la déformation associée au raccourcissement N-S aurait été absorbée par la formation de l'antiforme SOA, et par le déplacement des terrains de l'Abitibi jusque dans le manteau sous l'Opatica. Cette hypothèse est en accord avec certains modèles géodynamiques qui montrent que la déformation est généralement concentrée à des endroits spécifiques lors d'orogènes compressifs (Beaumont et Quinlan, 1994).

5.2.2 Abitibi

5.2.2.1 Zone Volcanique Nord

Les réflecteurs situés dans la croûte supérieure sous la zone volcanique nord sont généralement courts et discontinus, et ne montrent pas d'orientations claires sur les pseudo-sections, ou à l'intersection de deux profils sismiques. Toutefois, quelques-uns sous le batholith du lac Abitibi (LAB) ont un azimut NNE avec un léger pendage vers l'ESE. Cette orientation, similaire à celle du contact faillé situé à la base de l'intrusion de Brouillan (Faure *et al.*, 1990; Milkereit *et al.*, 1992), est peu commune pour des structures de cette envergure dans l'Abitibi. Nous interprétons ces réflecteurs

inclinés vers l'ESE sous le batholith du lac Abitibi, tout comme les réflexions situées sous l'intrusion de Brouillan, comme des zones de cisaillement latérales (i.e., perpendiculaires à la direction principale de raccourcissement) développées aux niveaux appropriés dans la croûte supérieure pour accommoder l'importante compression N-S qu'a subi la ceinture de roches vertes. Cette interprétation est supportée par des datations U-Pb déterminées sur un échantillon provenant de la zone de cisaillement sous l'intrusion de Brouillan, qui suggèrent que le déplacement vers l'ouest de cette intrusion s'est produit pendant la période de raccourcissement N-S (ie. vers 2690 Ma; Barrie et Krogh, 1996).

Les réflecteurs de la croûte moyenne et profonde obtenus par la technique SDEUCG, ou par l'interprétation conjointe des réflexions provenant de profils orthogonaux, sont légèrement inclinés vers le nord (approximativement 20° - 35°). La plupart des réflexions inclinées vers le nord, qui couvrent la croûte moyenne et une partie de la croûte inférieure sur le profil N-S 28, proviennent vraisemblablement de ces structures inclinées vers le nord. Toutefois, l'amplitude de ces réflexions, tout comme les valeurs de semblance sur les pseudo-sections, n'est pas uniforme sur la totalité de ce profil. Au nord de la zone tectonique de Casa-Berardi, une zone de faible réflectivité centrée sur la croûte moyenne recoupe les fortes réflexions de la croûte inférieure, de même que celles situées au niveau de la croûte moyenne au sud de CBTZ. Cette zone de faible réflectivité est aussi présente plus à l'est dans la partie abitibienne du profil 48. À cet endroit, elle est attribuée à des roches de l'Opatoca mise en place sous l'Abitibi lors de la collision entre les deux sous-provinces (Calvert *et al.*, 1995). Nous attribuons aussi la zone de faible réflectivité observée sur les profils 28 et 29, à des roches de l'Opatoca. D'autres travaux basés sur l'analyse détaillée des amplitudes du profil 28 (Sénéchal *et al.*, 1996) établissent également l'existence de la zone à faible réflectivité au nord de CBTZ, qui serait produite par l'atténuation intrinsèque des

roches de la croûte moyenne et profonde. Cette analyse qui implique la présence de matériel crustal différent au nord de CBTZ, est compatible avec la présence de roches de l'Opatoca sous l'Abitibi.

L'extrémité sud des gneiss de l'Opatoca serait indiquées par les réflexions inclinées vers le sud observées sous la faille CBTZ sur le profil 28. Selon Sénéchal *et al.* (1996), l'origine de ces réflexions serait située hors du plan vertical sous ce profil. Elles proviendraient alors du contact probablement cisailé entre les roches volcaniques de l'Abitibi et les gneiss de l'Opatoca. Si ces réflexions sont aussi contrôlées par des structures associées à la déformation D_2 , alors une rotation de l'axe principal de compression est nécessaire pour expliquer leurs origines. Cependant, la géométrie plutôt rectiligne du profil 28 dans cette région ne se prête pas à l'estimation de l'orientation de ces réflecteurs en utilisant les techniques proposées dans les trois articles présentés précédemment. Par conséquent, la rotation de la composante de compression principale demeure jusqu'à maintenant indéterminée.

5.2.2.2 Zone Volcanique Sud

La croûte moyenne sous la partie nord du BRG est caractérisée par des réflecteurs inclinés vers le sud, qui possèdent un pendage variant entre 10° et 45° . Les réflecteurs les plus fortement inclinés se trouvent sous le profil 14, près de l'extrémité est du BRG. Ces réflecteurs qui sont aussi les moins profonds, atteignent les 7.5 à 9 km. Plus à l'ouest sous le profil 21, ces réflecteurs sont plus faiblement inclinés vers le sud (entre 10° et 25°), et se retrouvent à de plus grandes profondeurs (entre 10 et 12 km). Sous la partie sud du BRG, les réflecteurs situés au même niveau crustal, semblent plutôt inclinés vers le nord. Le profil N-S 16a et le profil E-O 18 situés tous les deux dans le Pontiac, près du BRG, montrent respectivement des réflexions inclinées vers le nord et des réflexions sub-horizontales (Ludden *et al.*, 1993). Ces réflexions se poursuivent

sur le profil 14, sous le BRG, et indiquent que la ligne de plus grande pente des réflecteurs pointe vers le nord. Les réflexions de la croûte moyenne sur les profils 14 et 21 sont considérées comme marqueur de la profondeur des roches volcaniques du BRG (Green *et al.*, 1990; Verpaelst *et al.*, 1995). Si cette interprétation est valide, alors le BRG aurait une forme en V, plus abrupt et moins profond dans sa partie est.

5.2.3 Relations Abitibi-Opatoca

La plupart des réflexions possédant un azimuth E-O sous la partie nord de l'Abitibi et sous l'Opatoca peuvent être le résultat de l'épisode de compression N-S. Les réflecteurs avec cette orientation dans l'Opatoca ont aussi des pendages similaires aux structures de déformation D_2 cartographiées en surface. Toutefois, ce n'est pas le cas pour les réflecteurs de l'Abitibi. Le principal problème du côté de l'Abitibi réside dans le contraste marqué entre la forte inclinaison des structures en surface et le faible pendage des réflecteurs au niveau de la croûte moyenne et profonde. Les essais précédents qui tentent d'expliquer ce contraste de pendage sont compatibles avec les processus impliqués dans la tectonique de plaque. Une de ces hypothèses suggère que ces réflecteurs faiblement inclinés représentent des imbrications de matériel sédimentaire et plutonique provenant du Pontiac (Kimura *et al.*, 1993; Ludden *et al.*, 1993). Ces imbrications seraient allochtones, ou sous-jacentes à une fine pellicule de roches vertes allochtones. Un autre modèle associé à la migration d'un système arc-fosse océanique suggère que le régime de déformation de la croûte moyenne était distinct de celui qui caractérisait la surface. La plus grande ductilité de la croûte moyenne, induite par la plus grande chaleur et la compression N-S, aurait produit les réflexions faiblement inclinées de la croûte moyenne alors que les températures plus froides auraient favorisées la formation de structures verticales dans croûte supérieure (Jackson *et al.*, 1995). Finalement, une autre hypothèse attribue les réflecteurs inclinés vers le nord

sous la ZVN à un "fold and thrust belt" formé lors de l'amalgamation de l'Abitibi et l'Opatica (Sawyer et Benn, 1993; Lacroix et Sawyer, 1995). Comme dans le modèle associé à la migration d'un système arc-fosse océanique, les zones de cisaillement sub-verticales en surface deviennent listriques en profondeur. L'orientation des réflecteurs récupérés sous l'Abitibi et l'Opatica sont en accord, dans une certaine mesure, avec ces hypothèses. Toutefois, l'orientation des réflecteurs situés dans le manteau supérieur suggère que la croûte moyenne et une partie de la croûte profonde sous l'Abitibi ont été déplacées sous l'Opatica. De plus, à un stage avancé de la collision entre les deux sous-provinces, des roches de l'Opatica auraient été transportées sous la partie nord de l'Abitibi.

Les réflecteurs de la croûte moyenne, avec pendages opposés, localisés sous la Zone Volcanique Sud, même s'ils possèdent des azimuts parallèles aux structures observées en surface, sont plus difficile à intégrer dans les modèles qui considèrent la subduction de la croûte moyenne et profonde de l'Abitibi sous l'Opatica. Un modèle tectonique propose que les roches peu évoluées de la ZVS se sont formées dans une série de rifts océaniques, qui auraient disséqués un arc volcanique pré-existant constitué des unités lithologiques de la ZVN (Ludden *et al.*, 1986). Une récente interprétation reposant sur l'analyse détaillée de données stratigraphiques et géochimiques, considère le BRG comme un large bassin, plus profond vers l'ouest, constitué par un système de deux rides orientées E-O (Péloquin *et al.*, 1996). Les réflecteurs récupérés sous le BRG, qui montrent aussi un épaissement des roches volcaniques vers l'ouest, sont en accord avec ce modèle. Cette hypothèse est aussi appuyée par des études géologiques de la formation de Val D'or (Desrochers *et al.*, 1993), une autre unité de la ZVS située à l'est du BRG. Suivant cette interprétation, les failles LCF, PDF et possiblement LTZ, seraient des structures initialement associées au rifting, et pourraient se rejoindre dans la croûte moyenne au niveau des réflecteurs à pendage opposé. Ces failles auraient

aussi rejoué lors de la collision entre les méta-sédiments du Pontiac et la ZVS. Cette collision aurait entraîné une partie des méta-sédiments du Pontiac sous les roches volcaniques du BRG (Kimura *et al.*, 1993; Ludden *et al.*, 1993; Benn *et al.*, 1994).

Des réflecteurs avec des azimuts N-NNE et des pendages légers vers l'E-ESE ont aussi été détectés dans les sous-provinces de l'Abitibi et de l'Opatica. Toutefois, il est peu probable que les réflecteurs des deux sous-provinces soient attribuables aux mêmes causes. Ceux de l'Abitibi sont vraisemblablement associés au raccourcissement N-S. Ils représenteraient alors des zones de cisaillement latérales développées aux profondeurs appropriées dans la croûte pour accommoder la déformation N-S. Les réflecteurs de l'Opatica seraient plutôt associés à un épisode de déformation E-O possiblement plus anciens que l'épisode de compression N-S (Sawyer et Benn, 1993; Davis *et al.*, 1995). Selon Benn *et al.* (1992) et Sawyer et Benn (1993), les structures de déformation D_1 seraient le résultat de cisaillements à vergence OSO, qui auraient imprégné une croûte moyenne ductile maintenant représentée par les gneiss de l'Opatica.

Conclusions

Puisque chaque article présenté précédemment comporte des conclusions, et que celles-ci ont déjà été regroupées dans le chapitre de synthèse pour donner une perspective globale sur les méthodes utilisées et les orientations des réflecteurs sous l'Abitibi et l'Opatoca, nous nous attarderons plutôt sur les conclusions plus générales.

La première concerne l'interprétation conventionnelle ou classique des profils de sismique réflexion. Les résultats obtenus par la technique SDEUCG montrent que dans certains cas, il est risqué de considérer chaque réflexion d'une section comme provenant du plan vertical sous le profil, surtout dans les terrains ayant subi plusieurs déformations. Par exemple, deux pseudo-sections de l'Abitibi et de l'Opatoca contiennent des réflecteurs presque orthogonaux : les pseudo-sections des profils 25 et 48 montrent à la fois des réflecteurs inclinés vers le nord ou vers le sud, et d'autres inclinés vers l'est. Dans le cours d'une interprétation classique de ces deux sections, les réflexions produites par ces réflecteurs quasi-orthogonaux seraient considérées comme si elles provenaient du même plan vertical sous le profil. En résumé, les interprétations effectuées sur les profils acquis dans les régions à géologie complexe, demeurent davantage hypothétiques sans contrôle 3D.

La position et l'orientation des profils de la phase Abitibi-Grenville du projet Lithoprobe ont été planifiées pour éviter en quelque sorte ce problème. Par exemple, certains courts profils E-O (27 et 29) visaient surtout à établir un contrôle 3D, requis pour garantir une interprétation convenable des réflexions sismiques observées sur

les profils N-S 25 et 28. Toutefois, ce contrôle plutôt sporadique ne peut certifier la provenance de chaque réflexion contenue sur les profils N-S. Dans certains cas, un profil comportant des zones suffisamment sinueuses peut établir la tri-dimensionalité des réflecteurs plus adéquatement qu'une série de profils orthogonaux trop espacés. De plus, un profil sinueux peut fournir de l'information 3D sur une distance plus grande que la simple région à proximité de l'intersection de deux profils (la distance moyenne couverte par les pseudo-sections de l'Abitibi ou de l'Opatoca est d'environ 10 km). La sinuosité d'un profil offre aussi ce contrôle dans les régions où il n'y a qu'un seul profil sismique, comme ce fut démontré dans l'Opatoca pour le profil 48. Dans certains cas, les zones de contrôle 3D peuvent même couvrir une bonne partie d'une section puisque le nombre de pseudo-sections est proportionnel à la quantité de sinuosités importantes qu'un profil d'acquisition contient. Bref, dans certains cas, l'utilisation de profils sinueux serait sans doute plus bénéfique et moins coûteuse que l'acquisition de profils orthogonaux.

La connaissance de l'orientation des réflecteurs sismiques est certes essentielle à l'interprétation, mais ne représente qu'une partie du problème. Une autre partie, tout aussi complexe, consiste à établir la nature des réflecteurs. Les similitudes entre les orientations des réflecteurs et celles des structures de déformation observées en surface sont certainement frappantes (plus particulièrement pour l'Opatoca). Néanmoins, le lien entre les réflecteurs et les structures de déformation reste encore à confirmer par l'étude des propriétés physiques (vitesse et densité), qui devrait toutefois être effectuée dans le cadre d'un projet ultérieur.

Bibliographie

- ANTONUK, C. N. et MARESCHAL, J.-C. (1992). Preliminary gravity modelling along LITHOPROBE seismic reflection profiles 28 and 29, northern Abitibi Subprovince. *Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect report 33*, 71-75.
- BARRIE, C. T. et KROGH, T. E. (1996). U-Pb zircon geochronology of the Selbaie Cu-Zn-Ag-Au mine, Abitibi subprovince, Canada. *Economic Geology*, 91, 563-575.
- BEAUMONT, C. et QUINLAN, G. (1994). A geodynamic framework for interpreting crustal-scale seismic-reflectivity patterns in compressional orogens. *Geophys. J. Int.*, 116, 754-783.
- BELLEFLEUR, G., BARNES, A. E., CALVERT, A., HUBERT, C. et MARESCHAL, M. (1995). Seismic reflection constraints from Lithoprobe line 29 on the upper crustal structure of the northern Abitibi greenstone belt. *Can. J. Earth Sci.*, 32, 128-134.
- BELLEFLEUR, G., CALVERT, A. J. et CHOUTEAU, M. C. (1997). A link between deformation history and the orientation of reflective structures in the 2.68-2.83 Ga Opatica belt of the Superior Province. *J. Geophys. Res.*, 102, 15243-15257.
- BENN, K., MILES, W., GHASSEMI, M. R. et GILLETT, J. (1994). Crustal structure and kinematic framework of the northwestern Pontiac Subprovince, Quebec : an integrated structural and geophysical study. *Can. J. Earth Sci.*, 31, 271-281.

- BENN, K., SAWYER, E. et BOUCHEZ, J.-L. (1992). Orogen parallel and transverse shearing in the Opatika belt, Quebec : implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Can. J. Earth Sci.*, 29, 2429-2444.
- CALVERT, A. J., SAWYER, E. W., DAVIS, W. J. et LUDDEN, J. N. (1995). Archaean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. *Nature*, 375, 670-674.
- CHIU, S. K. L., KANASEWICH, E. R. et PHADKE, S. (1986). Three-dimensional determination of structure and velocity by seismic tomography. *Geophysics*, 51, 1559-1571.
- CHOWN, E. H., DAIGNAULT, R., MUELLER, W. et MORTENSEN, J. K. (1992). Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 29, 2211-2225.
- CHRISTENSEN, N. I. et SZYMANSKI, D. L. (1988). Origin of reflections from the Brevard fault zone. *J. Geophys. Res.*, 93, 1087-1102.
- CLOWES, R. M., COOK, F. A., GREEN, A. G., KEEN, C. E., LUDDEN, J. N., PERCIVAL, J. A., QUINLAN, G. M. et WEST, G. F. (1992). Lithoprobe : new perspectives on crustal evolution. *Can. J. Earth Sci.*, 29, 1813-1864.
- COATES, R. T. et CHARETTE, E. E. (1993). A comparison of simple scattering and finite difference synthetic seismograms in realization of 2D elastic random media. *Geophys. J. Int.*, 113, 463-482.
- DAVIS, W. J., MACHADO, N., GARIEPY, C., SAWYER, E. W. et BENN, K. (1995). U-Pb geochronology of the Opatika tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 32, 113-127.

- DE IACO. R. (1993). *Reprocessing of high-resolution seismic reflection data acquired at Les Mines Selbaie, Quebec (Canada)*. Mémoire de maîtrise. Swiss Federal Institute of Technology of Zurich, Zurich.
- DESROCHERS. J. P., HUBERT. C., LUDDEN, J. N. et PILOTE. P. (1993). Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt. *Canada. Geology*, 21, 451-454.
- DIMROTH. E., IMREH. L., GOULET. N. et ROCHELEAU, M. (1983). Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt. Québec. Part II : tectonic evolution and geomechanical model. *Can. J. Earth Sci.*, 20, 1355-1373.
- DIMROTH. E., IMREH. L., ROCHELEAU, M. et GOULET. N. (1982). Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Québec. Part I : stratigraphy and paleogeographic model. *Can. J. Earth Sci.*, 19, 1729-1758.
- EATON. D. W. S. et STEWART. R. R. (1994). Migration/ inversion for transversely isotropic elastic media. *Geophys. J. Int.*, 119, 667-683.
- FAURE. S., JEBRAK. M. et BOUILLON. J.-J. (1990). Géologie et minéralisation en Zn-Cu-Ag-Au des Mines Selbaie. Dans *Northwestern Québec Polymetallic Belt*. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J. Lulin, G. Riverin et A. Simard, volume 43. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy. 363-372.
- FOUNTAIN. D. M., HURICH, C. A. et SMITHSON, S. B. (1984). Seismic reflectivity of mylonite zones in the crust. *Geology*, 12, 195-198.
- GREEN. A. G., MILKEREIT. B., MAYRAND, L. J., LUDDEN. J. N., HUBERT. C., JACKSON, S. L., SUTCLIFFE. R. H., WEST, G. F., VERPAELST, P. et SIMARD, A. (1990). Deep structure of an Archaean greenstone terrane. *Nature*, 344, 327-330.
- HARDAGE, B. A. (1985). Vertical seismic profiling (Part A principles). Dans *Seismic exploration ; 14 A*, Édité par K. Helbig et S. Treitel, Geophysical Press.

- HODGSON, C. J. et HAMILTON, J. V. (1989). Gold mineralization in the Abitibi greenstone belt : end stage result of Archean collisional tectonics. Dans *The geology of gold deposits : the perspective in 1988*. Édité par R. Keays, W. Rasmsay et D. Groves. Monograph 6. Economic Geology, 80-100.
- HUBERT, C., SAWYER, E. W., BARNES, A. E., DAIGNEAULT, R., LACROIX, S., LUDDEN, J. N., MILKEREIT, B. et RIVE, M. (1992). Geological interpretation of seismic lines in the northern and central Abitibi greenstone belt : evidence for regional thrust imbrication and crustal Archean wrench fault systems. *Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect report 25*, 33-36.
- HUBERT, C., TRUDEL, P. et GÉLINAS, L. (1984). Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi belt. Québec. *Can. J. Earth Sci.*, 21, 1024-1032.
- HURICH, C. A., SMITHSON, S. B., FOUNTAIN, D. M. et HUMPHREYS, M. C. (1985). Seismic evidence of mylonite reflectivity and deep structure in the Kettle dome metamorphic complex. Washington. *Geology*, 13, 577-580.
- JACKSON, S. L. et CRUDEN, A. R. (1995). Formation of the Abitibi greenstone belt by arc-trench migration. *Geology*, 23, 471-473.
- JACKSON, S. L., CRUDEN, A. R., WHITE, D. et MILKEREIT, B. (1995). A seismic-reflection-based regional cross section of the southern Abitibi greenstone belt. *Can. J. Earth Sci.*, 32, 135-148.
- JACKSON, S. L., SUTCLIFFE, R. H., LUDDEN, J. N., HUBERT, C., GREEN, A. G., MILKEREIT, B., MAYRAND, L., WEST, G. F. et VERPAELST, P. (1990). Southern Abitibi greenstone belt : Archean crustal structure from seismic-reflection profiles. *Geology*, 18, 1086-1090.
- KELLETT, R. L., BARNES, A. E. et RIVE, M. (1994). The deep structure of the Grenville Front : a new perspective from western Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 31,

- 282-292.
- KIM, J., MOON, W. M., PERCIVAL, J. A. et WEST, G. (1992). Seismic imaging of shallow reflectors in the eastern Kapuskasing structural zone, with correction of crossdip attitudes. *Geophysical Research Letters*, *19*, 2035-2038.
- KIMURA, G., LUDDEN, J. N., DESROCHERS, J.-P. et HORI, R. (1993). A model of ocean-crust accretion for the Superior province, Canada. *Lithos*, *30*, 337-355.
- LACROIX, S. et SAWYER, E. W. (1995). An Archean fold-thrust belt in the north-western Abitibi greenstone belt : structural and seismic evidences. *Can. J. Earth Sci.*, *32*, 97-112.
- LARNER, K. L., GIBSON, B. R., CHAMBERS, R. et WIGGINS, R. A. (1979). Simultaneous estimation of residual static and crossdip corrections. *Geophysics*, *44*, 1175-1192.
- LARSON, J. E. et HUTCHINSON, R. W. (1993). The Selbaie Zn-Cu-Ag deposits, Quebec, Canada : an example of evolution from subaqueous to subaerial volcanism and mineralization in an Archean caldera environment. *Economic Geology*, *88*, 1460-1482.
- LASH, C. C. (1986). P to S conversion by a refracted P-wave. *The Leading Edge*, *5*, 31-34.
- LEVIN, F. K. (1971). Apparent velocity from dipping interface reflections. *Geophysics*, *36*, 510-516.
- LINDSEY, J. P. (1991). Crooked lines and taboo places : what are the rules that govern good line layout ? *The Leading Edge*, *10*, 74-77.
- LUDDEN, J., HUBERT, C. et GARIEPY, C. (1986). The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*, *123*, 153-166.
- LUDDEN, J. C., HUBERT, C., BARNES, A. E., MILKEREIT, B. et SAWYER, E. W. (1993). A three dimensional perspective on the evolution of Archean crust :

- Lithoprobe seismic reflection images in the southwestern Superior province. *Lithos*, 30, 357-372.
- MERQ-OGS (1983). Carte lithostratigraphique de la sous-province de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec / Ontario Geological Survey DV 83-15.
- MILKEREIT, B., REED, L. et CINQ-MARS, A. (1992). High frequency reflection seismic profiling at Les Mines Selbaie, Quebec. In *Current research part E. Geological Survey of Canada, Paper 92-1E*, 217-224.
- MORTENSEN, J. K. (1993a). U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 1 : Chibougamau-Matagami-Joutel region. *Can. J. Earth Sci.*, 30, 11-28.
- MORTENSEN, J. K. (1993b). U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2 : Noranda-Kirkland Lake area. *Can. J. Earth Sci.*, 30, 29-41.
- NEIDELL, N. S. et TANER, T. (1971). Semblance and other coherency measures for multichannel data. *Geophysics*, 36, 482-497.
- PARADIS, S., LUDDEN, J. et GÉLINAS, L. (1988). Evidence for contrasting compositional spectra in comagmatic intrusive and extrusive rocks of the late Archean Blake River Group, Abitibi, Québec. *Can. J. Earth Sci.*, 25, 134-144.
- PÉLOQUIN, A. S., POTVIN, R., PARADIS, S., LAFLÈCHE, M. R., VERPAELST, P. et GIBSON, H. L. (1990). The Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Québec : a stratigraphic synthesis. Dans *Northwestern Québec Polymetallic Belt*, Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J. Lulin, G. Riverin et A. Simard, volume 43, The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 107-117.
- PÉLOQUIN, A. S., VERPAELST, P. et LUDDEN, J. N. (1996). Spherulitic rhyolites of the Archean Blake River Group, Canada : implications for stratigraphic correlation and volcanogenic massive sulphide exploration. *Economic Geology*, 91, 343-354.

- PERRON, G. (1996). *Contribution de la sismique réflexion haute fréquence à l'élaboration de modèles structuraux des sites miniers de Selbaie et Ansil, Abitibi*. Mémoire de maîtrise. École Polytechnique de Montréal.
- PERRON, G. et MILKEREIT, B. (1994). Lithoprobe seismic survey at Les Mines Selbaie Quebec, part II physical rock property studies. *Minerals Colloquium, Geological Survey of Canada, Ottawa, January 17-19*. 30.
- REY, P. F., FOUNTAIN, D. M. et CLEMENT, W. P. (1994). P wave velocity across a noncoaxial ductile shear zone and its associated strain gradient : consequences for upper crustal reflectivity. *J. Geophys. Res.*, 99. 4533-4548.
- SAWYER, E. W. et BENN, K. (1993). Structure of the high-grade Opatika belt and adjacent low-grade Abitibi subprovince, Canada : an Archaean mountain front. *J. Struc. Geol.*, 15. 1443-1458.
- SÉNÉCHAL, G., MARESCHAL, M., HUBERT, C., CALVERT, A. J., GRANDJEAN, G. et LUDDEN, J. (1996). Integrated geophysical interpretation of crustal structures in the northern Abitibi belt : constraints from seismic amplitude analysis. *Can. J. Earth Sci.*, 33. 1343-1362.
- TANER, M. T. et KOEHLER, F. (1969). Velocity spectra-digital computer and applications of velocity functions. *Geophysics*, 34. 859-881.
- VERPAELST, P., PELOQUIN, A. S., ADAM, E., BARNES, A. E., LUDDEN, J. N., DION, D.-J., HUBERT, C., MILKEREIT, B. et LABRIE, M. (1995). Seismic reflection profiles across the Mines Series in the Noranda camp of the Abitibi belt, eastern Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 32. 167-176.
- WEST, G. F. et WANG, W. (1992). Swath 3-D processing of KSZ seismic reflection data recorded on crooked lines. *International workshop on seismic profiling of the continental crust, Banff*.

- WHITE. D. J., MILKEREIT, B., SALISBURY, M. H. et PERCIVAL, J. A. (1992). Crystalline lithology across the Kapuskasing uplift determined using in situ Poisson's ratio from seismic tomography. *Journal of Geophysical Research*. 97. 19993-20006.
- WU, J., MILKEREIT, B. et BOERNER, D. E. (1995). Seismic imaging of the enigmatic Sudbury structure. *J. Geophys. Res.*, 100. 4117-4130.
- WU, J. J. (1996). Potential pitfalls of crooked-line seismic reflection surveys. *Geophysics*. 61. 277-281.

Annexe A

Corrections pour les pendages latéraux

La sinuosité d'un profil sismique provoque l'étalement des points milieux. Il y aura peu d'effet si les réflecteurs sismiques sous la surface sont horizontales. Ce n'est toutefois pas le cas si ceux-ci sont inclinés : la réflexion sur une structure avec pendage latéral sera observée à des temps plus tardifs pour les points milieux en aval pendage et plus tôt pour les points milieux en amont pendage. Dans ce cas, la sommation des traces d'un regroupement en CMP ne produira pas une réflexion cohérente. Toutefois, en corrigeant les variations de temps dues aux pendages latéraux, il est possible d'obtenir une réflexion cohérente. Les écarts de temps de parcours provoqués par les pendages latéraux ont été estimés à partir de l'équation de Larner *et al.* (1979) :

$$\Delta t_{ij} = \frac{2 \sin \alpha_k Y_{ij}}{V_k} \quad (\text{A.1})$$

où Δt_{ij} est l'écart en temps, α_k le pendage latéral au CMP k , V_k la vitesse au CMP k et Y_{ij} la distance latérale entre le point milieu et la ligne de projection des CMP (Figure A.1).

L'approche utilisée pour corriger l'effet des pendages latéraux du profil 29 fonc-

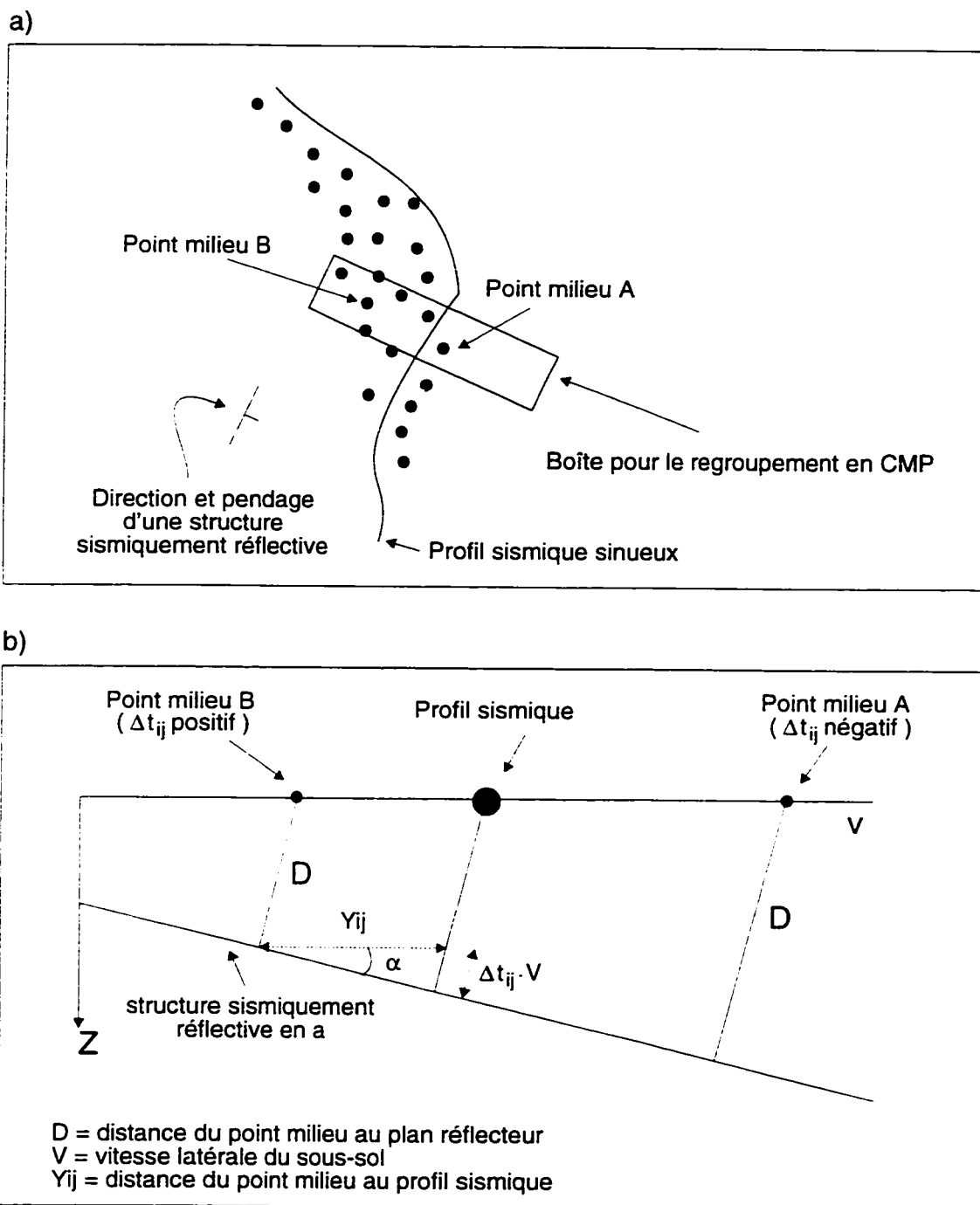


Figure A.1: (a) Schéma d'un profil sismique sinueux avec points milieux et boîte de regroupement en CMP. (b) Vue en coupe montrant le pendage latéral d'une structure réfléchive (adapté de Larner *et al.*, 1979).

tionne par essais et erreur (Kim *et al.*, 1992; West et Wang, 1992). On corrige les temps de parcours pour plusieurs valeurs de pendages latéraux sur quelques regroupements en CMP. Sur ces données, on applique des corrections dynamiques et la sommation. La détermination de la correction la plus efficace repose sur l'apparence des sections sommées, la bonne étant caractérisée par une meilleure continuité des réflexions. L'effet des corrections de "crossdip" est démontré sur une partie du profil 29, dans le premier article (Figure 2.2).

Annexe B

Filtre médian

Les ondes réfractées, particulièrement fortes en milieu cristallin (White *et al.*, 1992), obscurcissent souvent les réflexions provenant des structures géologiques peu profondes sur les points de tir. Ces réfractions sont générées à la source ou par conversion de l'onde P en onde S à l'interface entre le mort-terrain et le socle (Lash, 1986). Les contrastes importants de vitesse et de densité entre ces deux types de terrain font que cette conversion est particulièrement efficace. Une partie de l'énergie des ondes S affectent la section après sommation. Le bruit des ondes S sur ces sections est essentiellement localisé entre 0.5 et 2.5 secondes et possède une inclinaison d'environ 50° et 130° (avec les échelles de la Figure B.1a) par rapport au plan de surface. Une partie de cette énergie peut aussi provenir des "épaulettes" observées sur certains points de tir et produites par la sinuosité du profil (Wu *et al.*, 1995). Dans la région des épaulettes, la vitesse apparente des ondes S peut se comparer à la vitesse nécessaire pour une sommation efficace des réflexions. Une partie des ondes S se retrouve alors incluse dans la section après sommation.

Les filtres médians, fréquemment utilisés pour enlever les ondes P directes en VSP (Hardage, 1985), ont été utilisés pour atténuer l'effet des ondes S réfractées. Ces filtres permettent d'enlever les ondes S sans trop diminuer l'amplitude des réflexions près de la surface. La séparation s'effectue sur chaque point de tir où les ondes S

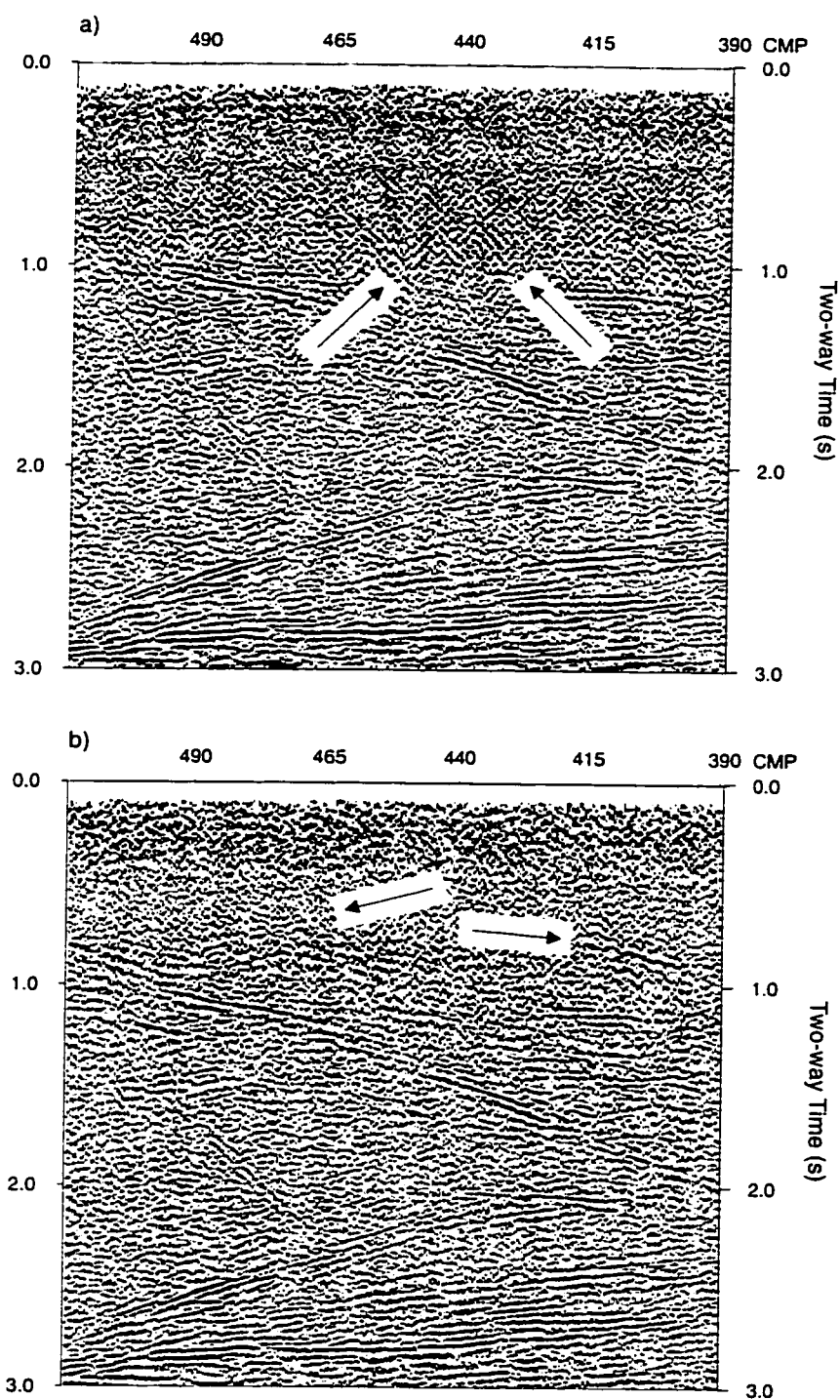


Figure B.1: (a) Partie de la section sommée (profil 29) avant l'application de filtre médian. Les flèches indiquent le bruit provoqué par les ondes S réfractées. (b) Section sommée après l'application du filtre médian. Les flèches indiquent des réflexions non-observées avant l'application du filtre.

ont été préalablement délimitées. La valeur médiane des amplitudes observées dans une fenêtre coulissante qui englobe une partie de l'onde S sur un nombre de traces impaires, est soustraite de l'amplitude au centre de la fenêtre. La fenêtre est ensuite déplacée dans le temps pour filtrer la totalité de l'onde S, puis vers les autres traces du point de tir. L'application du filtre médian atténue grandement les ondes S sur les points de tir (Figure B.2) et sur la section obtenue après sommation (Figure B.1). Ce type de filtre peut aussi s'appliquer pour atténuer tout autre bruit cohérent linéaire sur les points de tir ou regroupement en CMP (ex. ondes de surface).

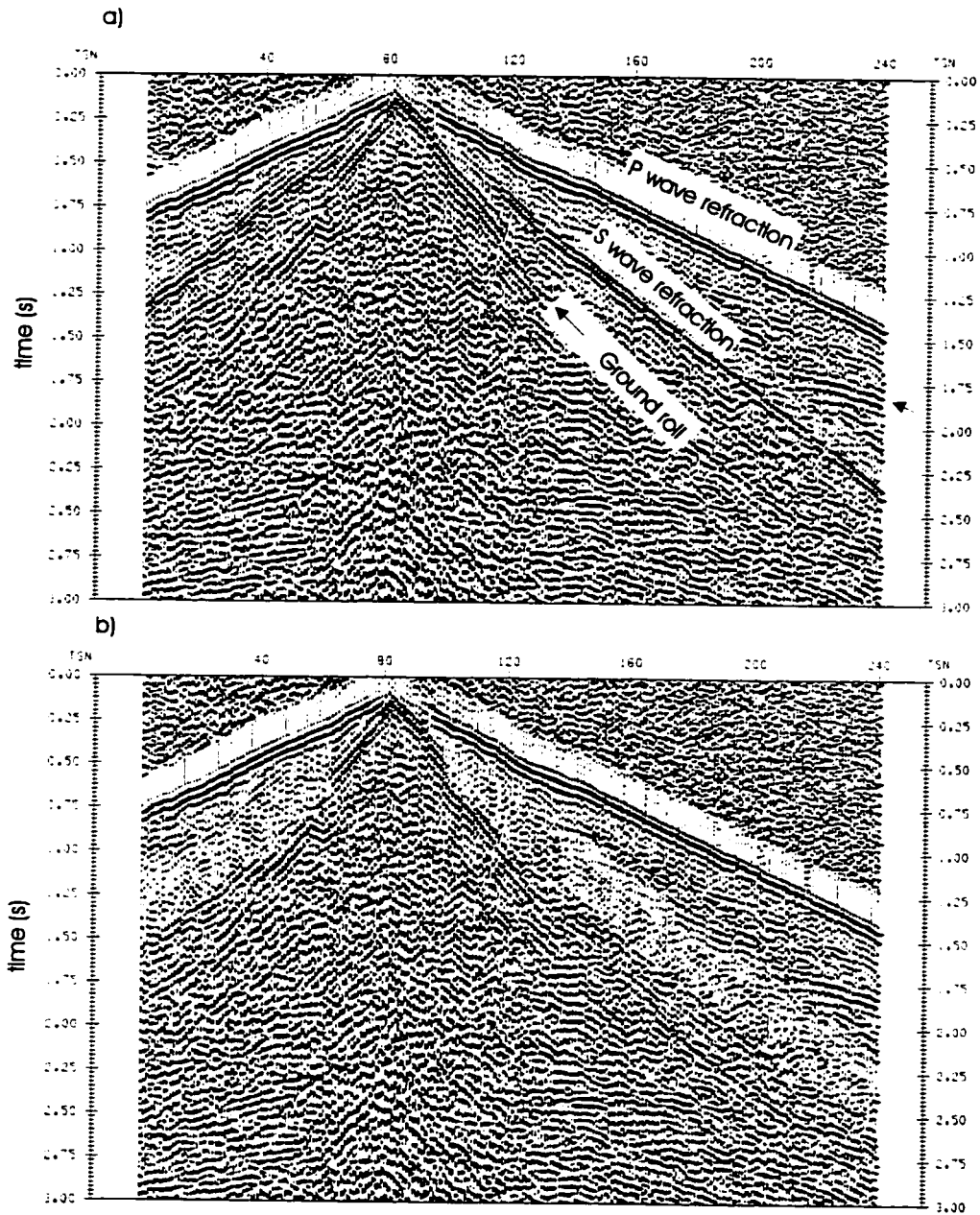


Figure B.2: Point de tir (a) avant et (b) après l'application du filtre médian.

Annexe C

Azimut et pendage d'un réflecteur à partir de l'intersection de deux profils

L'inclinaison des réflexions sur les sections sismiques ne représente pas toujours le pendage réel d'un réflecteur, ni même un pendage apparent de celui-ci, surtout si le profil d'acquisition est oblique à l'azimut du réflecteur. Pour un profil parallèle à la ligne de plus grande pente d'un réflecteur, les réflexions se produisent dans le plan vertical sous le profil d'acquisition. Dans ce cas, le pendage des réflexions sur une section migrée représente le pendage réel des réflecteurs. Pour un profil oblique à la ligne de plus grande pente d'un réflecteur, les réflexions ne se produisent pas dans ce plan vertical. En fait, les réflexions se produisent dans le plan perpendiculaire au réflecteur qui intersecte le profil d'acquisition (plan AEH sur Figure C.1). Par conséquent, l'inclinaison des réflexions sur une section migrée correspond à l'angle dans ce plan, entre le profil d'acquisition et le réflecteur (θ). Pour récupérer l'azimut et le pendage d'un réflecteur, il suffit de projeter les réflexions du plan AEH sur le plan AEF. L'inclinaison obtenue dans ce plan représente le pendage apparent du réflecteur dans la direction du profil d'acquisition. Par la suite, il est facile d'obtenir le pendage et l'azimut réel du réflecteur.

Nous allons d'abord déterminer la relation entre les pendages réels (ϕ) et ap-

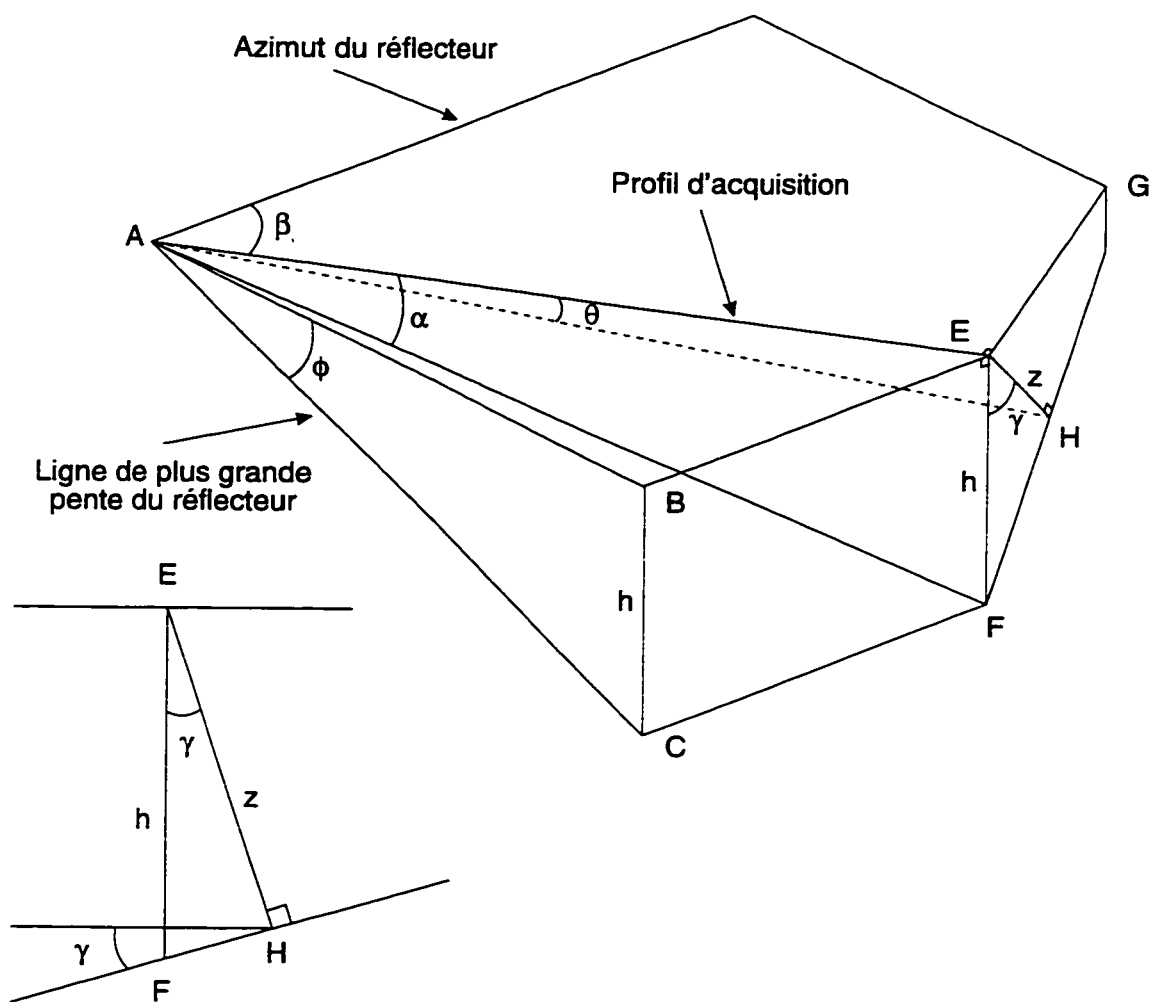


Figure C.1: Bloc diagramme montrant les relations entre le pendage réel du réflecteur (ϕ), le pendage apparent du réflecteur dans la direction du profil d'acquisition (α) et l'inclinaison des réflexions sur une section migrée (θ).

parents (α). Par la suite, nous établirons la relation entre le pendage apparent (α) et l'inclinaison des réflexions (θ) sur la section sismique migrée. Ces deux étapes requièrent la connaissance de l'angle (β_1) entre le profil sismique (AE) et l'azimut du réflecteur. Toutefois cet angle est inconnu. Nous utiliserons deux profils sismiques pour le déterminer, à partir de l'inclinaison des réflexions sur les deux profils (θ_1 et θ_2) et l'angle entre les deux profils sismiques (β , voir Figure C.2). Ces trois paramètres, avec la longueur des profils sismiques, sont les seuls que nous connaissons.

Des triangles AEF et ABC, nous pouvons établir que :

$$\tan \phi = \frac{h}{AB}$$

$$\tan \alpha = \frac{h}{AE}$$

$$AB = AE \sin \beta_1$$

De ces équations, on obtient :

$$\tan \alpha = \frac{h \sin \beta_1}{AB} \quad (C.1)$$

et

$$\boxed{\tan \alpha = \tan \phi \sin \beta_1} \quad (C.2)$$

Cette dernière équation permet de relier le pendage apparent dans le plan vertical sous le profil AE (α) et le pendage réel du réflecteur (ϕ). La prochaine étape consiste à projeter l'inclinaison des réflexions observées sur le plan AEH sur le plan AEF. De ces deux plans, nous pouvons établir que :

$$\tan \alpha = \frac{h}{AE}$$

$$\tan \theta = \frac{z}{AE}$$

$$\cos \gamma = \frac{z}{h}$$

De ces équations, on obtient :

$$\tan \alpha = \frac{h \tan \theta}{z} \quad (\text{C.3})$$

et

$$\boxed{\tan \alpha = \frac{\tan \theta}{\cos \gamma}} \quad (\text{C.4})$$

où $\cos \gamma$ équivaut au pendage apparent du réflecteur dans le plan GEF, perpendiculaire au profil AE. θ représente l'inclinaison des réflexions sur une section migrée. γ est aussi le pendage apparent (α) de l'équation (C.2) dans la direction EG (ie. lorsque $\beta_1 = \pi/2 - \beta_1$ car AE est perpendiculaire à EG et β_1 est l'angle aigu entre le profil et l'azimut). L'équation C.2 devient alors :

$$\tan \gamma = \tan \phi \sin(\pi/2 - \beta_1) = \tan \phi \cos \beta_1 \quad (\text{C.5})$$

ou encore

$$\boxed{\tan \phi = \frac{\tan \gamma}{\cos \beta_1}} \quad (\text{C.6})$$

Pour établir le pendage du réflecteur, nous jumelons les équations (C.2) et (C.4) pour

obtenir :

$$\tan \phi = \frac{\tan \theta}{\sin \beta_1 \cos \gamma} \quad (\text{C.7})$$

Puis en combinant cette dernière équation avec (C.6). on obtient :

$$\frac{\tan \gamma}{\cos \beta_1} = \frac{\tan \theta}{\sin \beta_1 \cos \gamma} \quad (\text{C.8})$$

et après simplification :

$$\boxed{\sin \gamma = \frac{\tan \theta}{\tan \beta_1}} \quad (\text{C.9})$$

où θ est une variable connue. Il ne manque que β_1 (ou β_2) qu'on peut déterminer à partir de 2 profils sismiques. On peut par la suite utilisé l'équation (C.6) pour calculer ϕ , le pendage réel du réflecteur sismique. Pour établir la valeur de β_2 , nous utilisons l'équation C.6. appliquée aux deux profils :

$$\tan \phi = \frac{\tan \gamma_1}{\cos \beta_1} = \frac{\tan \gamma_2}{\cos \beta_2} \quad (\text{C.10})$$

Les indices correspondent aux angles pour chacun des deux profils. En utilisant l'équation C.9 et la relation $\sin^2 \gamma + \cos^2 \gamma = 1$, nous obtenons :

$$\tan^2 \gamma_1 = \frac{\tan^2 \theta_1}{\tan^2 \beta_1 - \tan^2 \theta_1} \quad (\text{C.11})$$

et

$$\tan^2 \gamma_2 = \frac{\tan^2 \theta_2}{\tan^2 \beta_2 - \tan^2 \theta_2} \quad (\text{C.12})$$

L'équation C.10 élevée au carré devient :

$$\frac{\tan^2 \theta_1}{\cos^2 \mathcal{J}_1 (\tan^2 \mathcal{J}_1 - \tan^2 \theta_1)} = \frac{\tan^2 \theta_2}{\cos^2 \mathcal{J}_2 (\tan^2 \mathcal{J}_2 - \tan^2 \theta_2)} \quad (\text{C.13})$$

puis.

$$\tan^2 \theta_1 \cos^2 \mathcal{J}_2 (\tan^2 \mathcal{J}_2 - \tan^2 \theta_2) = \tan^2 \theta_2 \cos^2 \mathcal{J}_1 (\tan^2 \mathcal{J}_1 - \tan^2 \theta_1) \quad (\text{C.14})$$

En multipliant les termes entre parenthèses et en regroupant différemment, on obtient :

$$\tan^2 \theta_1 \sin^2 \mathcal{J}_2 - \tan^2 \theta_2 \sin^2 \mathcal{J}_1 = \tan^2 \theta_1 \tan^2 \theta_2 (\cos^2 \mathcal{J}_2 - \cos^2 \mathcal{J}_1) \quad (\text{C.15})$$

ou encore

$$\frac{\sin^2 \mathcal{J}_2}{\tan^2 \theta_2} - \frac{\sin^2 \mathcal{J}_1}{\tan^2 \theta_1} = \cos^2 \mathcal{J}_2 - \cos^2 \mathcal{J}_1 \quad (\text{C.16})$$

puis

$$\frac{\sin^2 \mathcal{J}_2}{\tan^2 \theta_2} - \frac{\sin^2 \mathcal{J}_1}{\tan^2 \theta_1} = \sin^2 \mathcal{J}_1 - \sin^2 \mathcal{J}_2 \quad (\text{C.17})$$

et

$$\sin^2 \mathcal{J}_2 \left(\frac{1}{\tan^2 \theta_2} + 1 \right) = \sin^2 \mathcal{J}_1 \left(\frac{1}{\tan^2 \theta_1} + 1 \right) \quad (\text{C.18})$$

et finalement

$$\frac{\sin \beta_1}{\sin \beta_2} = \frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} \left(\frac{1 + \tan^2 \theta_2}{1 + \tan^2 \theta_1} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (\text{C.19})$$

Définissons $\beta_1 = \beta_2 - \beta$ (Figure C.2). En substituant β_1 dans l'équation C.19 et en utilisant la relation $\sin(\beta_2 - \beta) = \sin \beta_2 \cos \beta - \cos \beta_2 \sin \beta$, nous obtenons :

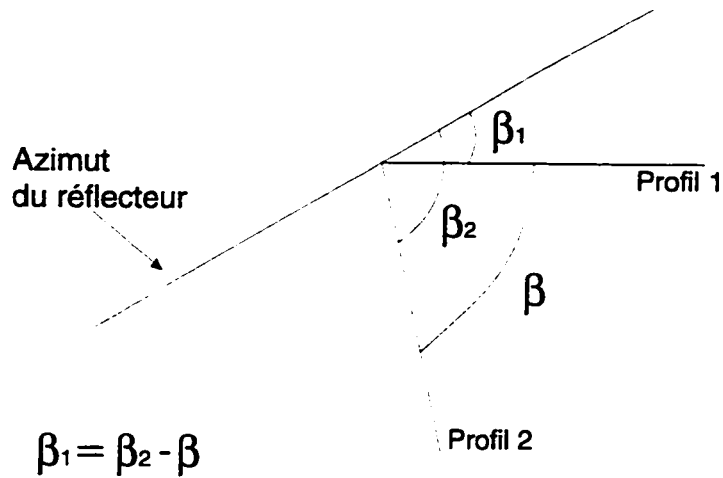


Figure C.2: Relation entre β , β_1 et β_2 .

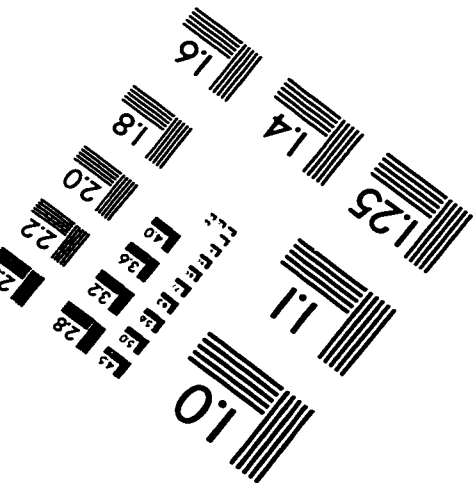
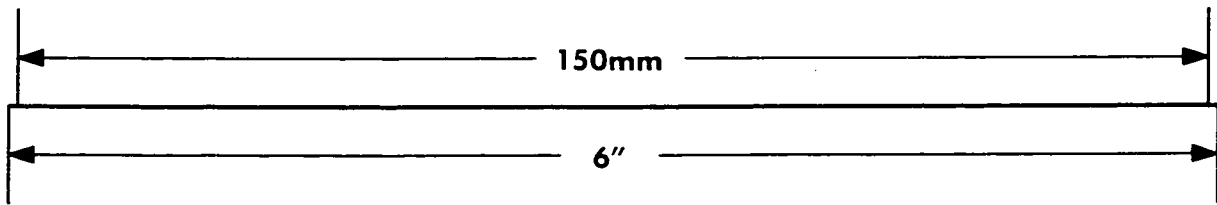
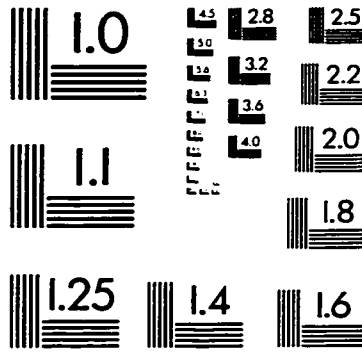
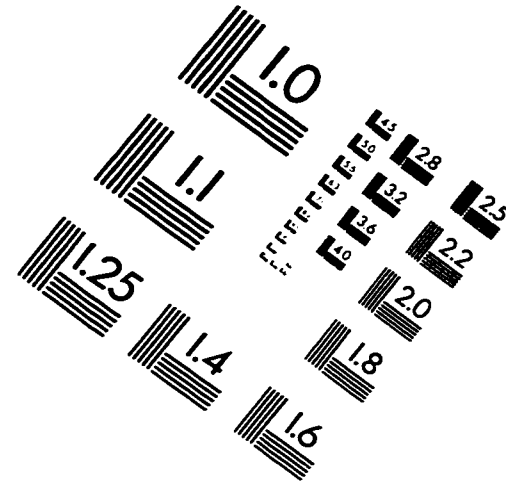
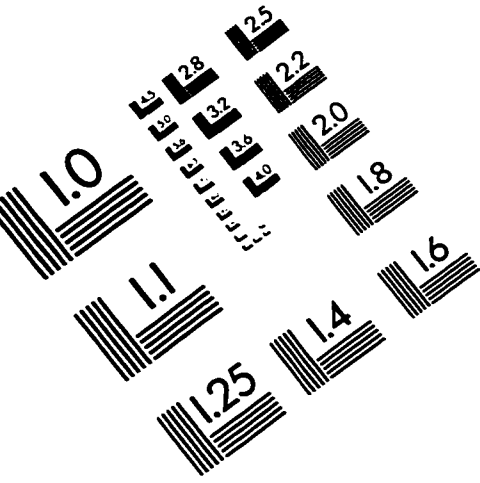
$$\cos \beta - \frac{\sin \beta}{\tan \beta_2} = \frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} \left(\frac{1 + \tan^2 \theta_2}{1 + \tan^2 \theta_1} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (\text{C.20})$$

ou encore

$$\cot \beta_2 = - \frac{\left(\frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} \left(\frac{1 + \tan^2 \theta_2}{1 + \tan^2 \theta_1} \right)^{\frac{1}{2}} - \cos \beta \right)}{\sin \beta} \quad (\text{C.21})$$

où β représente l'angle en surface entre les deux profils sismiques utilisés. θ_1 et θ_2 l'inclinaison des réflexions sur les sections migrées des profils 1 et 2. Cette équation permet d'obtenir β_2 à partir de trois variables connues.

IMAGE EVALUATION TEST TARGET (QA-3)



APPLIED IMAGE, Inc
1653 East Main Street
Rochester, NY 14609 USA
Phone: 716/482-0300
Fax: 716/288-5989

© 1993, Applied Image, Inc., All Rights Reserved

