

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

THÈSE PRÉSENTÉE À L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

OFFERT À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

EN VERTU D'UN PROTOCOLE D'ENTENTE AVEC

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

PAR

LI ZHEN CHENG

INTERPRÉTATION DES DONNÉES DE FLUX DE CHALEUR ET

DE GRAVITÉ DANS LE BOUCLIER CANADIEN

NOVEMBRE 1999



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

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

Résumé

Le champ géothermique du Bouclier Canadien est caractérisé par un flux moyen de $41 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$, qui suggère une production de chaleur moyenne dans la croûte comprise entre 0.7 et $0.8 \text{ }\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$. Le flux de chaleur relativement faible favorise la stabilité du bouclier et lui a permis de résister à la déformation tectonique.

Les variations du flux de chaleur à la surface sont dominées par la composition de la croûte. Un flux élevé implique généralement une composition felsique et il est d'autant plus faible que la croûte devient plus mafique. La production de chaleur en surface n'est pas représentative de la production moyenne de la croûte. Le flux de chaleur dans le Bouclier Canadien ne dépend donc pas de la production de chaleur en surface, mais dépend de la composition principale de la croûte. L'interprétation combinée des données géophysiques nous permet de déterminer les variations de composition d'échelle crustale à partir desquelles il est possible d'établir la structure de la croûte. L'étude détaillée de l'Orogène de Trans-Hudson et de la Sous-province d'Abitibi a montré que le flux de chaleur, la gravité et la sismique lorsqu'elles sont combinées fournissent des contraintes efficaces pour déterminer l'architecture crustale.

En général, la croûte est trop résistante pour se déformer par fluage, excepté très localement. Le mode de déformation de la lithosphère continentale dépend de la composition et du gradient géothermique. Nous montrons que la lithosphère du Bouclier

Canadien demeure principalement fragile jusqu'à une profondeur de plus de 150 km. Une déformation ductile pourrait cependant être possible localement à la base de la croûte, comme dans la ceinture de Thompson par exemple. Si l'on admet que la lithosphère peut résister à des contraintes allant jusqu'à 20 MPa (taux de déformation $\dot{\epsilon} < 10^{-15} \text{ s}^{-1}$), l'épaisseur de la lithosphère est de l'ordre de 300 km pour la ceinture de Thompson et est supérieure à 300 km pour la sous-province d'Abitibi. La résistance maximum de la lithosphère est atteinte dans la partie supérieure du manteau. La lithosphère du Bouclier Canadien est donc capable de supporter d'importantes contraintes tectoniques sans déformation notable. C'est le régime fragile qui contrôle le comportement rhéologique de la lithosphère supérieure du bouclier.

REMERCIEMENTS

Mes remerciements vont tout particulièrement au Monsieur Jean Claude MARESCHAL, le directeur de ma thèse, pour ses enseignements fructueux en science, ses avis judicieux, son attitude scientifique rigoureuse et son aide financière. Je suis aussi très reconnaissante à Monsieur Claude JAUPART, le directeur de l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). Il m'a accueilli chaleureusement dans le laboratoire des systèmes géodynamiques de l'IPGP et me guida en science sans répit durant mes études. Je voudrais remercier également Monsieur Clément GARIÉPY, le directeur des programmes de 2^{ème} et 3^{ème} cycle du Département des Sciences de la Terre, pour avoir répondu à mes questions épineuses malgré de nombreuses occupations. Je suis gré à Monsieur Michel KUNTZ qui s'est donné beaucoup de peine pour corriger la thèse en bon français. Merci sincèrement à Monsieur Giorgio RANALLI qui me rend heureuse d'avoir un examinateur célèbre.

Je fait ces remerciements particuliers à messieurs Gérard BIENFAIT (laboratoire des systèmes géodynamiques de l'IPGP), Raynald LAPOINTE (GEOTOP, Université du Québec à Montréal) et Greg KENNEDY (le directeur de laboratoire SLOWPOKE de l'Ecole Polytechnique) qui m'ont enseigné les techniques ainsi que la théorie des mesures de la conductivité thermique et de la radioactivité des roches; ces connaissances m'ont aidé à compléter ma formation. J'apprécie beaucoup les discussions que j'avais eu avec Monsieur Guillou-Frottier au début de mon étude.

Je tiens aussi à remercier les gens du GEOTOP et du Département des Sciences

de la Terre toujours disponibles et prêts à offrir leur aide : merci à Isabelle JACOB, Céline HALLE-POLESE, Marise HENRY, Micheline LACROIX, Michelle LAITHIER; aux professeurs : Hélène GAONAC'H, Normand GOULET, Ross STEVENSON, Michel JEBRAK, Michel LAMOTHE, Luc HARNOS, et à mes collègues géophysiciens.

Table des matières

1	Introduction et objectifs	1
1.1	Introduction	1
1.2	Les objectifs	12
1.3	Rappel. Equation de la chaleur	14
2	Données géophysiques dans le Bouclier Canadien	17
2.1	Géologie générale du bouclier	18
2.2	Sismique	23
2.3	Flux de chaleur	29
2.3.1	Détermination du flux	29
2.3.2	Données de flux et de production de chaleur	34
2.3.3	Production de chaleur des roches crustales du Bouclier Canadien	47
2.3.4	Interprétation des variations du flux	55
2.4	Gravimétrie	59
2.4.1	Données de gravité et de densité	60

2.4.2	Interprétation des données de gravité	65
3	Inversion du flux de chaleur et de la gravité	69
3.1	Introduction	69
3.2	Modèle géothermique	73
3.3	Modèle de gravité	75
3.4	Les inéquations	76
3.5	Optimisation des variations d'épaisseur de la croûte	77
3.6	Modèle combiné	79
3.7	Tests de la méthode d'inversion	80
3.7.1	Variations du nombre des contraintes	83
3.7.2	Effet du niveau de contraste de propriété	89
3.7.3	Effet des erreurs de mesure	89
3.7.4	Effet des variations des propriétés physiques	91
4	Applications de l'inversion	98
4.1	Sous Province d'Abitibi	100
4.1.1	Contexte géologique et interprétations sismiques	100
4.1.2	Champ de gravité	103
4.1.3	Champ géothermique	108
4.1.4	L'inversion du profil A-A'	111
4.1.5	L'inversion du profil B-B'	114

4.2	L'orogène de Trans-Hudson	118
4.2.1	Contexte géologique	118
4.2.2	Données sismiques	119
4.2.3	Champ de gravité	122
4.2.4	Champ géothermique	123
4.2.5	Inversion du profil de Thompson	129
4.2.6	Inversion du profil de Flin Flon-Snow Lake	132
4.2.7	Inversion du profil de Lynn Lake	134
5	Rhéologie de la lithosphère dans le Bouclier Canadien	139
5.1	Distribution de la température	139
5.2	Régime rhéologique de la lithosphère du Bouclier Canadien	148
6	Conclusion	163
A	Algorithme d'inversion	167
A.1	L'algorithme	168
A.1.1	Transformation du problème (2) au problème (1)	169
	Références	176

Liste des figures

2.1	Géographie du Bouclier Canadien	19
2.2	Les provinces du Bouclier Canadien	20
2.3	Carte géologique du Sud de la Province de Supérieur	22
2.4	Localisation des profils sismiques avant Lithoprobe	25
2.5	Profils sismiques de Lithoprobe à l'Est du Bouclier Canadien	28
2.6	Trois profils de réfraction sismique dans l'Orogène de Trans-Hudson . .	30
2.7	Distribution du flux de chaleur dans le Bouclier Canadien	46
2.8	Distribution de la production de chaleur dans le Bouclier Canadien . .	54
2.9	Carte de flux de chaleur du Bouclier Canadien	56
2.10	Carte de gravité du Bouclier Canadien	66
3.1	Le modèle synthétique du problème d'inversion	82
3.2	Le résultat d'inversion au cas idéal	84
3.3	Le résultat d'inversion sans l'information sismique	87
3.4	Le résultat d'inversion avec certaines profondeur de Moho connues . . .	88
3.5	Effet du niveau de contraste de propriété	90

3.6	Effet des erreurs de mesure du flux de chaleur et de la gravité	92
3.7	Effet des variations des propriétés physiques	95
3.8	Effet de l'hétérogénéité latérale des propriétés physiques	96
4.1	Carte géologique avec les profils sismiques de l'Abitibi	102
4.2	Carte de Gravité de l'Abitibi	104
4.3	Des profils de gravité de l'Abitibi	106
4.4	Carte du flux de chaleur de l'Abitibi	109
4.5	Données de flux de chaleur à l'Abitibi	110
4.6	Inversion du profil A de l'Abitibi	113
4.7	Inversion du profil B de l'Abitibi	116
4.8	Carte géologique de l'Orogène Trans-Hudson avec des profils sismiques	121
4.9	Carte de la gravité de l'Orogène de Trans-Hudson	124
4.10	Carte du flux de chaleur de Trans-Hudson	126
4.11	Flux versus la production de chaleur dans l'Orogène de Trans-Hudson .	127
4.12	Inversion de la ceinture de Thompson	130
4.13	Inversion de la ceinture de Flin Flon-Snow Lake	133
4.14	Inversion de la ceinture de Lynn Lake	136
5.1	Variations de la conductivité thermique en fonction de la température .	143
5.2	Distribution de la température dans la lithosphère du Bouclier Canadien	147
5.3	Effet de composition et de température sur le régime rhéologique	151

5.4	Profil rhéologique pour la ceinture de Thompson	158
5.5	Profil rhéologique pour la région de Kapuskasing	159
5.6	Profil rhéologique pour la Province de Grenville	160
5.7	Profil rhéologique pour l'Ouest de l'Abitibi	161
5.8	Profil rhéologique pour l'Est de l'Abitibi	162

Liste des tableaux

1.1	Les proportions du flux total selon la source	3
1.2	La production de chaleur des roches ignées en μWm^{-3}	6
1.3	Paramètres a et b pour la relation linéaire des données mondiales . . .	8
1.4	Distribution du flux de chaleur en fonction de l'âge tectonique	10
2.1	Profondeur du Moho dans le Bouclier Canadien	31
2.2	Données de flux et de production de chaleur du Bouclier Canadien . . .	35
2.3	Flux moyen de 7 boucliers	47
2.4	Production de chaleur des roches communes du Bouclier Canadien . . .	50
2.5	Densité des roches communes du Bouclier Canadien	61
3.1	Données synthétiques	83
3.2	Inversion en variant le nombre des contraintes	85
3.3	Inversion. Effet du contraste de propriété	89
3.4	Données bruitées	91
3.5	Inversion. Effet des erreurs de mesure	93

3.6	Données de la croûte hétérogène	94
3.7	Effet d'erreur de l'estimation des propriétés physiques	97
4.1	Densités de la Sous-province d'Abitibi	107
4.2	Données du profil A-A'	112
4.3	Paramètres d'inversion du profil A-A'	112
4.4	Données pour l'inversion du profil B-B'	115
4.5	Paramètres d'inversion du profil B-B'	115
4.6	Densités des roches de la ceinture de Flin Flon-Snow Lake	125
4.7	Données pour l'inversion dans la ceinture de Thompson	131
4.8	Paramètres de l'inversion dans la ceinture de Thompson	131
4.9	Données pour l'inversion dans la ceinture de Flin Flon-Snow Lake	132
4.10	Paramètres de l'inversion dans la ceinture de Flin Flon-Snow Lake	134
4.11	Données pour l'inversion du profil de Lynn Lake	135
4.12	Paramètres pour l'inversion du profil de Lynn Lake	135
5.1	Distribution de production dans la croûte pour certaines régions de Bouclier Canadien	141
5.2	Conductivité thermique des roches cristallines communes	144
5.3	Température à la discontinuité de Mohorovicic pour différentes régions dans le Bouclier Canadien	146
5.4	Constantes rhéologiques	154

5.5 Paramètres du profil rhéologique	155
--	-----

Chapitre 1

Introduction et objectifs

1.1 Introduction

L'existence d'un gradient de température à l'intérieur de la Terre induit un transfert d'énergie de l'intérieur vers la surface de la Terre. On a découvert expérimentalement que le taux d'écoulement de chaleur à travers une unité de surface d'un solide est proportionnel au gradient normal de la température (loi de Fourier). Dans la lithosphère, l'énergie est transférée principalement par conduction. Si l'on considère la surface de la Terre comme un isotherme approximatif, le flux de chaleur s'écoule verticalement de l'intérieur chaud vers la surface froide. La terre n'étant pas entièrement solide, la chaleur interne est transmise par conduction dans la partie solide, par convection dans la partie visqueuse et/ou par radiation lorsque les températures sont élevées. Théoriquement, les mesures effectuées à la surface de notre planète sont des mesures de la composante

verticale du flux conductif. S'il y a une autre composante du flux, elle est négligée et l'estimation du flux est erronée.

Le flux moyen continental déterminé à partir des observations mondiales est d'environ $65 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ tandis que celui des océans est d'environ $90 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$ (Sclater et al., 1980; Jessop, 1990; Pollack et al., 1993). A partir des flux moyens, il est possible de calculer la perte de chaleur totale de la Terre. Les océans occupant 70% de la surface de notre planète, la perte de chaleur totale est d'environ $4.0 \times 10^{13} \text{ W}$. Ce résultat s'accorde avec les estimations antérieures: $4.2 \times 10^{13} \text{ W}$ (Sclater et al., 1980), $4.25 \times 10^{13} \text{ W}$ (Williams et Von Herzen, 1974). Conventionnellement, on considère que le refroidissement séculaire de la Terre et la désintégration des éléments radioactifs ayant une longue demi-vie sont les principales sources de chaleur. D'après Williams et Von Herzen (1974), 40% de la perte de chaleur totale est due au refroidissement de la plaque océanique. Bott (1982) a estimé approximativement la proportion des composantes du flux en fonction de leurs sources (tableau 1.1).

D'après cette estimation, 85% de flux océanique provient du refroidissement de la lithosphère océanique. Sur les continents, le flux radiogénique joue un rôle plus important. Du fait des différences d'âge, d'évolution thermique, de la composition crustale et de l'épaisseur de la lithosphère entre les continents et les océans, l'interprétation des variations du flux de chaleur s'est développée indépendamment dans les deux domaines.

Flux océanique

Tableau 1.1: Les proportions du flux total selon la source

	Proportion du flux (%)	Proportion du flux global (%)
Océans :		
refroidissement de la lithosphère	85	62
flux du manteau	10	7
flux radiogénique	5	4
Continents :		
croûte supérieure (radiogénique)	40	11
reste de la lithosphère (radiogénique)	15 (?)	4 (?)
flux du manteau	25 (?)	7 (?)
refroidissement de la lithosphère	20	5

Extrait des données de Bott (1982).

Dans les océans, le flux est élevé près de la ride médio-océanique (une moyenne globale de $110 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, Jessop, 1990), et diminue systématiquement vers les bassins et fossés océaniques ($48 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, Lister et al., 1990). L'explication généralement acceptée est que la lithosphère océanique se refroidit en s'éloignant de la ride. Le même modèle explique les données de bathymétrie (Sclater et Francheteau, 1970). Dans les modèles de refroidissement simple, la lithosphère est traitée comme une plaque qui s'éloigne à une vitesse constante de la crête médio-océanique. Deux isothermes, de zéro degré à la surface et de 1250 à 1450 °C à la base de la lithosphère, constituent les conditions limites (Langseth et al., 1966; McKenzie, 1967). Dans ces modèles, le flux varie en fonction de la distance à la crête océanique. On peut aussi relier le flux de chaleur à l'âge de la croûte océanique dans le cadre de la tectonique des plaques (Sclater et Francheteau, 1970; Sclater et al., 1971; Davis et Lister, 1974). Le flux décroît donc en fonction de la profondeur et de l'âge de la plaque, mais la vitesse de décroissance du flux n'est pas constante. Parsons et Sclater (1977) ont proposé que l'augmentation de profondeur de la bathymétrie, proportionnelle à la diminution du flux dans les océans jeunes, varie en fonction de la racine carrée du temps ($t^{\frac{1}{2}}$) pour $0 < t < 70 \text{ Ma.}$; cependant la profondeur des vieux océans suit une relation avec le temps $\exp(-\frac{t}{62.8})$ pour $t > 20 \text{ Ma.}$ Dans les modèles précédents, on suppose que l'épaisseur de la lithosphère océanique au régime d'équilibre est comprise entre 100 et 125 km. Stein et Stein (1992) ont considéré une plaque moins épaisse (95 km), et ils ont établi différemment les relation entre l'âge, la bathymétrie et le flux de chaleur. Leur relation empirique, obtenue en ajustant

les paramètres aux données, offre une meilleure résolution sur le flux observé dans le Pacifique Nord et l'Atlantique Nord-Ouest. Les problèmes existants dans ces modèles sont les suivants: 1) ils ont sur-estimé le flux de chaleur à proximité de la ride; 2) le flux de chaleur est sous-estimé quand $t > 70$ Ma. Le flux conductif est plus faible près des dorsales à cause de l'hydrothermalisme. Dans les océans âgés, le flux élevé est parfois attribué à l'effet du rajeunissement de la lithosphère. Ceci est supporté par l'interprétation des anomalies de gravité (Crough, 1978). Si l'évolution thermique de la plaque océanique est uniquement due au refroidissement, comme le suggèrent ces modèles, la plaque atteint son régime d'équilibre thermique 100 Ma après l'accrétion. Ce n'est pas le cas dans les continents.

Flux continental

Des le début du 20^e siècle, on a découvert une concentration importante des éléments radioactifs dans la croûte continentale (Strutt, 1906; Holmes, 1914). On a ensuite remarqué que la radioactivité varie avec la nature de la roche et qu'elle augmente lorsque la roche devient plus acide, c'est à dire lorsque la proportion de silice augmente (Holmes, 1915; Jeffreys, 1936c, 1976). De nombreuses évidences géologiques et observations géophysiques indiquent que la croûte continentale est enrichie en éléments radioactifs.

L'évolution d'un magma en cours de refroidissement conduit à un enrichissement progressif en silice de la phase liquide par cristallisation fractionnée. Les éléments radioactifs qui sont incompatibles sont également concentrés dans le magma résiduel qui se met

Tableau 1.2: La production de chaleur des roches ignées en μWm^{-3}

granite	granodiorite	rhyolite	andésite	basalte	diabase	péridotite	dunite
3.53 ± 1.21	8.63	2.27	1.21	0.53 ± 0.35	0.35	0.0013	0.0013

Extrait des données de Carmichael (1989).

généralement en place et se solidifie près de la surface. D'autre part, l'augmentation de la vitesse de propagation des ondes sismiques compressives avec la profondeur indique que la densité de la croûte augmente avec la profondeur. Basé sur les études de xénolites, Griffin et O'Reilly (1987), Rudnick (1992) ont suggéré que les roches mafiques sont beaucoup plus communes que les roches felsiques ou intermédiaires dans la croûte inférieure. Les mesures de production de chaleur sur des roches diverses (tableau 1.2), confirment que les roches qui forment la croûte terrestre sont beaucoup plus riches en éléments radioactifs que les roches du manteau et montrent que la variation de production de chaleur dans la croûte est considérable.

Si la croûte était composée de roches granitiques, le flux de chaleur serait $> 120 \text{ mWm}^{-2}$. La production totale étant limitée par le flux observé, soit les éléments radioactifs sont concentrés dans une mince couche, soit leur concentration diminue vers le bas. Etant donné l'incertitude sur le flux de chaleur provenant des sources sous la lithosphère, une séparation entre le flux d'origine crustale et le flux total en surface est un premier objectif de notre étude. Après avoir enlevé la contribution de la croûte du flux de surface, nous pouvons estimer le flux provenant du manteau.

Birch et al. (1968), Roy et al. (1968), Lachenbruch (1968) ont découvert une relation linéaire entre le flux observé et la production de chaleur des roches cristallines. En pratique, la relation est vérifiée surtout sur les plutons granitiques

$$Q_o = a + bA \quad (1.1)$$

Q_o est le flux observé, 'a' et 'b' sont des constantes et A est la production locale de chaleur. La constante 'a' ayant la dimension d'un flux et 'b' la dimension d'une longueur, 'b' est considéré comme une échelle de l'épaisseur de la couche radioactive de surface, et 'a' représente le flux provenant des sources sous la profondeur 'b'. La relation linéaire (équation 1.1) permet de définir une province de flux de chaleur comme la région à l'intérieur de laquelle une relation linéaire (1.1) est observée. A partir de ce concept, trois provinces avaient été reconnues en Amérique du Nord: le Basin and Range, la Nouvelle Angleterre et la Sierra Nevada. Lachenbruch (1970, 1971) a proposé différents modèles de décroissance de la concentration des éléments radioactifs vers le bas. Trois modèles ont été proposés:

$$A(z) = A(0) \quad 0 \leq z \leq b$$

$$A(z) = A(0)[1 - z/2b] \quad 0 \leq z \leq 2b$$

$$A(z) = A(0)e^{-z/b} \quad 0 \leq z \leq z'$$

$A(0)$ est la production de surface, z' est une profondeur supérieure à 'b'. Dans le premier modèle, la production est constante jusqu'à la profondeur b; dans les deux autres, la production de chaleur à la profondeur b n'est que $\frac{1}{2}$ ou $\frac{1}{e}$ de la production de surface.

Tableau 1.3: Paramètres a et b pour la relation linéaire des données mondiales

Région	N (échantillon)	a ($\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$)	b (km)	Référence
Bouclier Canadien	21	36 ~ 19	6 ~ 21	1, 2, 3, 4
Plutons Calédoniens (U.K.)	9	61 ~ 41	2 ~ 7	5
Plutons Variscides (Europe)	24	68 ~ 16	10 ~ 22	6, 7
Appalaches	90	44 ~ 30	5 ~ 11	8, 9, 10, 11, 12, 13, 14
Sierra Nevada	13	20 ~ 16	9 ~ 11	15, 16, 17
Plutons cénozoïques	25	58 ~ 37	11 ~ 21	5, 18, 19
Basin and Range	15	66 ~ 48	7 ~ 14	16

Références : 1 Jessop et Lewis, 1978; 2 Drury et Lewis, 1983; 3 Drury, 1985; 4 Drury et Taylor, 1987; 5 Sass et Lachenbruch, 1979; 6 Cermak, 1975; 7 Lee et al., 1984; 8 Birch et al., 1968; 9 Costain et Glover, 1979; 10 Costain et al., 1986; 11 Hyndman et al., 1979; 12 Wright et al., 1980; 13 Jaupart et al., 1982; 14 Drury et al., 1987; 15 Lachenbruch, 1968; 16 Roy et al., 1968; 17 Lachenbruch et al., 1976; 18 Jessop et al., 1984; 19 Lewis et al., 1985.

Drury (1987) a compilé les données de flux à l'échelle mondiale incluant celles provenant des provinces de flux de chaleur considérées et les a analysées par la méthode de régression (tableau 1.3). Ces données suggèrent deux remarques. La première est que les résultats varient considérablement dans une même province géologique sans tenir compte de l'incertitude des données. La deuxième est que b ne représente que la limite inférieure de la lithologie de surface. Que signifie alors le flux réduit a? Drury remet donc en cause la validité de concept de province de flux de chaleur. Avec l'accumulation

des données, il devient de plus en plus clair que la relation linéaire n'est valide que sur les plutons granitiques. La profondeur maximale de la distribution des sources radioactives est une question essentielle. Les sources radioactives sont composées principalement des isotopes de l'uranium (^{235}U , ^{238}U), du thorium (^{232}Th) et du potassium (^{40}K), et dans le cas des deux premiers, de leurs descendants. D'après Jaupart et al. (1981), la distribution des trois éléments radioactifs principaux dépend de processus géologiques différents. Le potassium est présent jusqu'à la profondeur de la différenciation primitive de la croûte. La distribution du thorium est plutôt contrôlée par la circulation des fluides métamorphiques ou magmatiques. Enfin, étant donnée la solubilité de l'uranium dans les conditions de surface, cet élément est mobile avec l'eau météorique. La variabilité des flux mesurés indique une distribution irrégulière des éléments radioactifs, qui dépend à la fois de la composition primitive et des processus géologiques auxquels la croûte a été soumise au cours de son évolution. Les mesures directes de production de chaleur le long de coupes transversales de croûte Archéenne, (où la croûte est exposée jusqu'à la profondeur de 30 km) réalisées par Morgan et Ashwal (1986), Ashwal et al. (1987) et Fountain et al. (1987) fournissent les contraintes les plus importantes pour mieux estimer la contribution totale de la croûte. D'après leurs données, la production de chaleur dans les granulites, qui forment la base de croûte, est d'environ $0.4 \mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$. Cela démontre que la contribution de la radioactivité dans la croûte moyenne et inférieure n'est pas négligeable. D'après le tableau 1.2, le rapport de production entre un granite et une péridotite est de l'ordre de 1000. La production de chaleur est donc

Tableau 1.4: Distribution du flux de chaleur en fonction de l'âge tectonique

Période	Age (Ma)	N (données)	Flux moyen	Ecart-type
			$\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$	$\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$
Archéen	> 2600	252	41.3	9.7
Protérozoïque	> 570	84	51.0	25.1
Paléozoïque inf.	> 395	56	57.4	22
Paléozoïque sup.	> 230	450	61.1	18.2
Mésozoïque	> 65	68	65.0	24.4
Tertiaire	> 1.8	558	72.1	36.6

Extrait des données de Jessop, 1990

négligeable dans le manteau. Nous pouvons donc mettre approximativement la limite inférieure des sources radioactives à la discontinuité de Moho.

En dépit de la différence de temps nécessaire pour atteindre le régime d'équilibre entre le continent et l'océan, le flux stationnaire dans les bassins océaniques ($48 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$, âge > 80 Ma) est beaucoup plus élevé que celui des boucliers lorsque la production de chaleur dans la croûte est considérée. On a cependant supposé que le flux continental est aussi une fonction de l'âge de la croûte. Certaines analyses ont suggéré une relation entre le flux moyen et l'âge du dernier épisode tectonique (Lee et Uyeda, 1965; Polyak et Smirnov, 1968). Jessop (1990) a compilé des données pour soutenir cette hypothèse (tableau 1.4).

Nous remettons cette relation en question pour les deux raisons suivantes. D'abord, à l'exception du flux Archéen, l'écart-type de la distribution des données est très grande. Les flux moyens varient d'un continent à l'autre, la signification du flux moyen n'est donc pas évidente. Deuxièmement, il n'existe pas un centre autour duquel les continents se sont formés, contrairement à ce qui avait été suggéré. Même dans le Bouclier Canadien, il y a un amalgame de cratons Archéens et de croûte Protérozoïque (Hoffman, 1989). En général, la lithosphère continentale est plus épaisse sous les cratons Archéens. Des mouvements tectoniques font superposer la croûte irrégulièrement, et modifient la composition originale par fusion partielle dans la croûte ou par l'ascendance de magma du manteau. Si le flux décroît simplement parce que les continents se refroidirent, ils n'atteignent la stabilité thermique qu'après 0.5 Ga parce que la lithosphère est plus épaisse que celle des océans. Il est vraisemblable que le flux du manteau est plus important pour les océans que pour les continents, parce que la croûte océanique ne produit pratiquement pas de chaleur. La structure thermique continentale est donc beaucoup plus complexe que celle de l'océan.

Dans la thèse présente, nous nous proposons d'étudier les différents problèmes mentionnés ci-dessus: 1) Déterminer la distribution des sources radioactives dans la lithosphère du Bouclier Canadien, et la mettre en relation avec la composition crustale; 2) Estimer les composantes crustale et mantellique du flux dans le bouclier; 3) Estimer la rhéologie de la lithosphère à partir de son régime géothermique.

1.2 Les objectifs

Le Bouclier Canadien est la partie la plus stable du Continent Nord-Américain. Le dernier événement tectonique est l'Orogène grenvillien il y a 1.0 Ga. Il s'agit donc d'un objet privilégié pour l'étude d'un champ géothermique stable. L'objectif principal de cette thèse est de caractériser la structure thermique du Bouclier Canadien. Nous nous proposons de réaliser les études suivantes :

- Compiler les données du flux et de la production de chaleur, et les analyser en prenant en compte la gravimétrie et d'autres données géophysiques.
- Développer une technique d'inversion des données de flux de chaleur et de gravité afin de déterminer la distribution de composition dans la croûte.
- Appliquer l'inversion aux données du Bouclier Canadien.
- Estimer les implications du régime thermique sur la rhéologie de la lithosphère.

La première étape de l'étude est une interprétation qualitative des données géophysiques du Bouclier Canadien. Puisque chaque roche a des propriétés physiques spécifiques, nous pouvons interpréter les variations du flux de chaleur et de l'anomalie de Bouguer en terme de changements de composition et de structure crustale. Cette interprétation préliminaire est suivie par l'établissement d'un modèle théorique. A partir de ce modèle, nous avons déterminé la distribution de la composition de la croûte en fonction de la profondeur dans certaines régions sélectionnées à travers le bouclier. On en déduit la structure géothermique du Bouclier Canadien. Les propriétés rhéologiques de la lithosphère

actuelle sont déterminées à partir de cette structure. Ces résultats nous aident à mieux comprendre le contexte géologique.

Les différents chapitres sont organisés de la façon suivante. Dans le chapitre 2, nous avons compilé toutes les données disponibles du flux de chaleur, et des mesures des propriétés physiques des roches du Bouclier Canadien. La contribution du flux radiogénique au flux total est déterminée, ce qui permet d'estimer le flux provenant des sources sous la lithosphère. L'analyse des variations du flux de chaleur démontre que la radioactivité joue un rôle important dans le régime thermique de ce continent stable.

Dans le chapitre 3, une interprétation combinée des données géophysiques basée sur un modèle localement unidimensionnel a été effectuée. La structure crustale est paramétrisée en fonction de l'épaisseur des unités de croûte. La relation fonctionnelle entre les données observées et la distribution de source est exprimée sous forme d'un système d'inéquations. Une structure multicouche peut être déterminée avec une résolution satisfaisante. Certaines incertitudes de la solution sont estimées à partir des données synthétiques.

Dans le chapitre 4, nous avons appliqué la méthode d'inversion aux données de la Sous-province d'Abitibi et de l'Orogène Trans-Hudsonien. Cette étude a apporté des informations complémentaires sur la structure de la croûte dans ces deux régions.

Dans le chapitre 5, la résistance mécanique de la lithosphère en fonction de la profondeur (ou profil rhéologique) à travers le Bouclier Canadien est présentée, basée sur la composition et la structure crustales et le régime thermique établie dans les chapitres précédents.

Ces études d'ensemble nous donnent un aperçu de la structure thermique du Bouclier Canadien et permettent une interprétation préliminaire du rôle géothermique sur les propriétés rhéologiques et donc sur les mécanismes de déformation de la lithosphère.

1.3 Rappel. Equation de la chaleur

Le flux de chaleur à travers une surface isothermique par unité d'aire et par unité de temps est égal à (Loi de Fourier) :

$$\vec{q} = -K\vec{\nabla}T \quad (1.2)$$

q est le flux de chaleur ($\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$), K est la conductivité thermique ($\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\text{K}^{-1}$), T est la température. Puisque l'énergie perdue par un volume élémentaire est égale au changement de l'énergie à l'intérieur du volume (loi de conservation de l'énergie), une équation générale pour la conduction de chaleur dans un milieu solide isotrope est déduite de la relation précédente (Carslaw et Jaeger, 1959):

$$\vec{\nabla} \cdot (K\vec{\nabla}T) + A = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1.3)$$

c et ρ sont la chaleur spécifique et la densité du solide respectivement, A est le taux de production de chaleur par les sources internes ($\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$). En général, la température varie avec le temps et l'espace. Lorsque la température ne varie plus avec le temps et K est constante, un régime d'équilibre thermique s'établit, et l'équation 1.3 devient :

$$\nabla^2 T = -\frac{A}{K} \quad (1.4)$$

Dans ce cas, si la production et la conductivité sont constantes ou leurs distributions sont connues, nous pouvons obtenir la variation de la température à l'intérieur d'une région en fonction de la position en imposant les conditions aux limites adéquates. Par exemple, la distribution verticale de température dans la croûte peut être déterminée en imposant la température et le flux mesuré à la surface. Si la production de chaleur A est constante, la solution est :

$$T(z) = T_s + \frac{z}{K}(q(0) - A\frac{z}{2}) = T_s + \frac{z}{K}\left(\frac{q(0) + q(M)}{2}\right) \quad (1.5)$$

$q(0)$ et $q(M)$ sont les flux de la surface et du manteau respectivement, T_s est la température de la surface.

Lorsque la température varie avec le temps, en régime thermique transitoire, nous devons connaître la température initiale plus les conditions limites pour résoudre l'équation 1.3, par exemple pour le refroidissement d'un demi espace. Les conditions initiales et limites sont :

$$\begin{array}{lll} T = T_o & y > 0 & t = 0 \\ T = T_s & y = 0 & t > 0 \end{array}$$

$$T \rightarrow T_o \qquad y \rightarrow \infty \qquad t > 0$$

La solution à une dimension de l'équation 1.3 est :

$$\frac{T - T_o}{T_s - T_o} = \operatorname{erfc} \frac{z}{2\sqrt{\kappa t}} \quad (1.6)$$

erfc est la fonction d'erreur complémentaire.

Cette équation nous permet de déterminer l'évolution du flux de chaleur en surface après un saut de la température de surface.

Chapitre 2

Données géophysiques dans le Bouclier Canadien

Pour effectuer une étude d'ensemble de la structure crustale du Bouclier Canadien, il est important de disposer de toutes les données géophysiques. Les données de base de notre étude sont le flux de chaleur, l'anomalie de Bouguer, la sismique et les propriétés physiques des roches, qui sont discutées séparément dans les sections suivantes. Nous estimons d'abord la qualité de chaque type de données qui proviennent de sources diverses. Nous donnons ensuite une interprétation qualitative des variations du flux de chaleur et de l'anomalie de Bouguer, et discuterons la distribution des sources de ces variations.

2.1 Géologie générale du bouclier

Le Bouclier Canadien, l'une des formations géologiques les plus vieilles au monde, englobe une grande partie du Canada. Il contient les roches les plus anciennes, et a enregistré l'histoire de la formation du continent Nord Américain. Le faible relief du bouclier (< 600 m), dû à l'érosion, est une de ses caractéristiques. Les affleurements sont dominés par des orthogneiss, ainsi que des métasédiments et des roches volcaniques très déformées, d'âge Pré-cambrien. La plateforme s'est développée au Sud-Ouest du Bouclier Canadien où les roches Pré-cambriennes sont enfouies sous la couverture paléozoïque (Figure 2-1). Deux chaînes de montagnes, les Appalaches au Sud-Est et la Cordillère à l'Ouest, marquent la périphérie de la partie stable du continent.

Le bouclier est formé de 7 microcontinents qui se sont assemblés pendant le Protérozoïque inférieur ($2.5 \sim 1.7$ Ga, Hoffman, 1989) et qui n'ont pas été affectés par les événements tectoniques depuis le Précambrien. Ces microcontinents sont les provinces de Supérieur, Wyoming, des Esclaves, Nain, Hearne, Rae et Burwell (Figure 2-2). La subdivision traditionnelle comprenait quatre provinces: le Supérieur, Churchill, Grenville et Esclaves. Les provinces de Hearne, Rae, Burwell étaient assimilées à la Province de Churchill. Ces provinces Archéennes sont assemblés par les orogènes protérozoïques qui marquent l'accrétion continentale durant le Précambrien. Parmi ces orogènes, l'Orogène de Trans-Hudson est le seul exemple où la croûte protérozoïque juvénile, incluant des reliques d'arcs volcaniques et de la croûte océanique, est préservée. Les mesures du flux de chaleur ont été principalement effectués dans les provinces du Supérieur, de Grenville

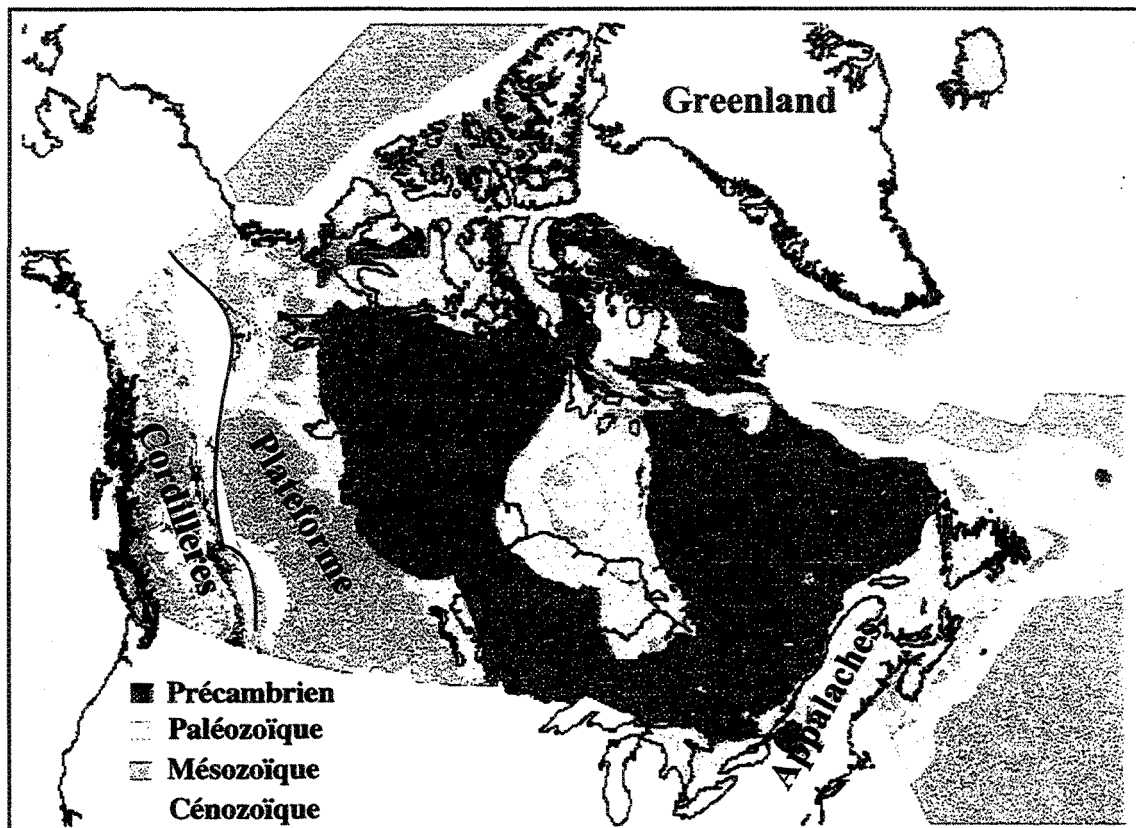


Figure 2.1: Géographie du Bouclier Canadien. D'après les données numériques sur CD-ROM de la Commission géologique du Canada, 1997.

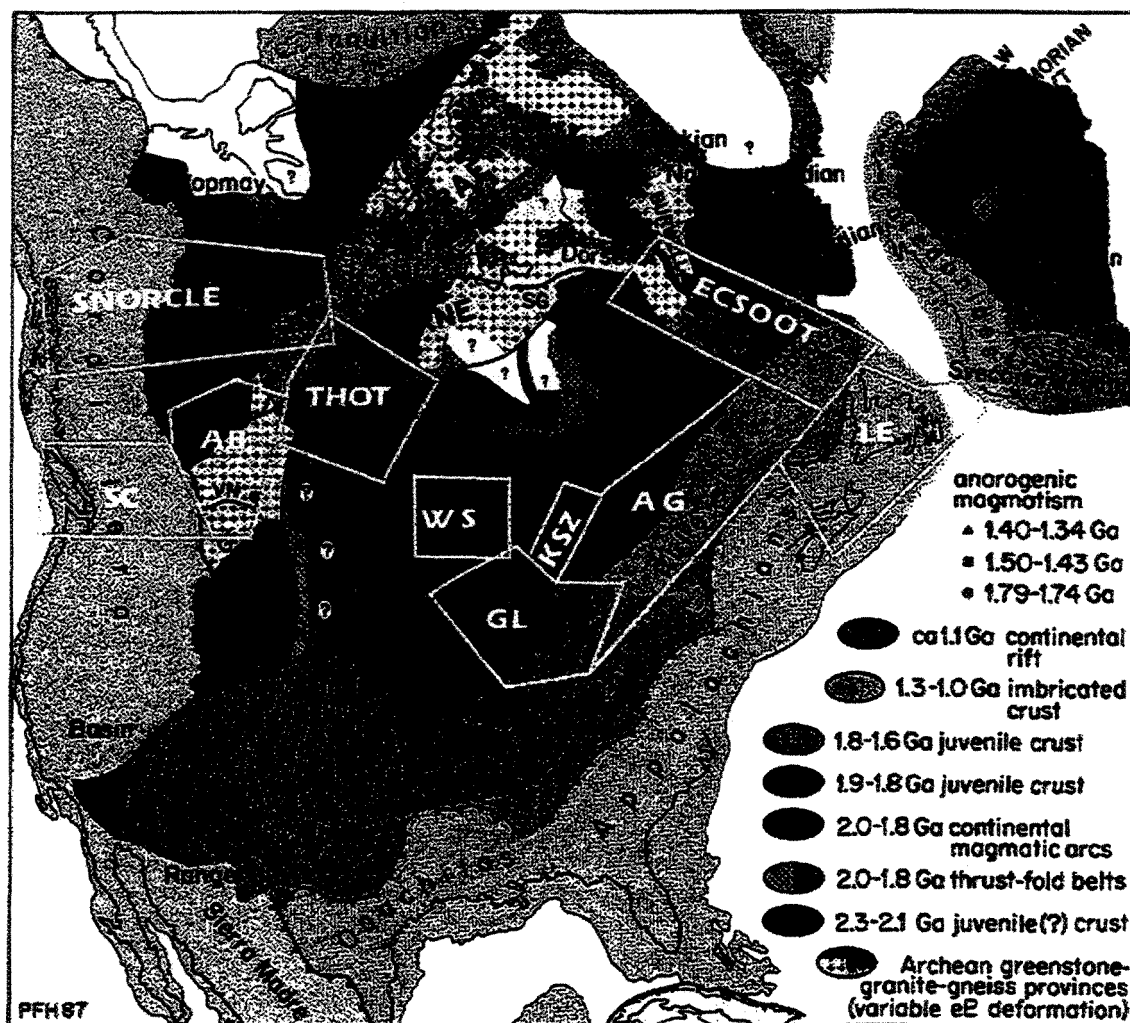


Figure 2.2: Les provinces du Bouclier Canadien d'après le site Web : "Lithoprobe seismic atlas of Canada"; adaptée de Hoffman, 1988 et 1989. Les cadres indiquent les transects du projet Lithoprobe. Notre étude est consacrée aux transects de l'Abitibi-Grenville et de l'Orogène de Trans-Hudson.

ainsi que dans l'Orogène de Trans-Hudson. Nous résumons de façon plus détaillée la géologie des deux premières provinces dans ce chapitre. La description de l'Orogène de Trans-Hudson est présentée dans le chapitre 4.

La Province du Supérieur, qui est la plus étendue des provinces géologiques du Bouclier Canadien (environ 1.6 millions km²), contient quatre types de terrains : 1) les terrains volcano-plutoniques semblables aux arcs insulaires (Wawa, Abitibi, Wabigoon, Uchi-Sachigo); 2) les ceintures de métasédiments qu'on peut assimiler aux prismes d'accrétion (Pontiac, Quetico, English River); 3) les plutons intrusifs mis en place dans les arcs insulaires et 4) les complexes de gneiss (Card, 1990). En général, les gneiss prédominent la lithologie de surface au Nord et au Sud de la province, et les granites et les métasédiments au facies schiste vert occupent la région centrale. La direction structurale de la province est orientée Est-Ouest. Les différentes lithologies se distribuent en ceintures suivant cette direction. Corfu et Davis (1992) ont montré que les roches deviennent de plus en plus jeunes vers le Sud. Ceci suggère que la Province du Supérieur a cru le long d'un protocraton - le Bloc de Sachigo (Figure 2-3, Calvert et Ludden, 1999). Des assemblages d'âge similaire à celui de Sachigo (les gneiss tonalitiques de 3 Ga) qui sont identifiés dans le Bloc de Minto au Nord-Est du Supérieur, suggèrent que ce protocraton s'étendait vers la région septentrionale du Supérieur (Percival et al., 1994). Les assemblages volcano-plutoniques juvéniles se sont progressivement mis en place vers le Sud dans les sous-provinces de Wabigoon, de Wawa et d'Abitibi (Williams, 1990). Les ceintures de métasédiments représentent probablement des résidus du cône

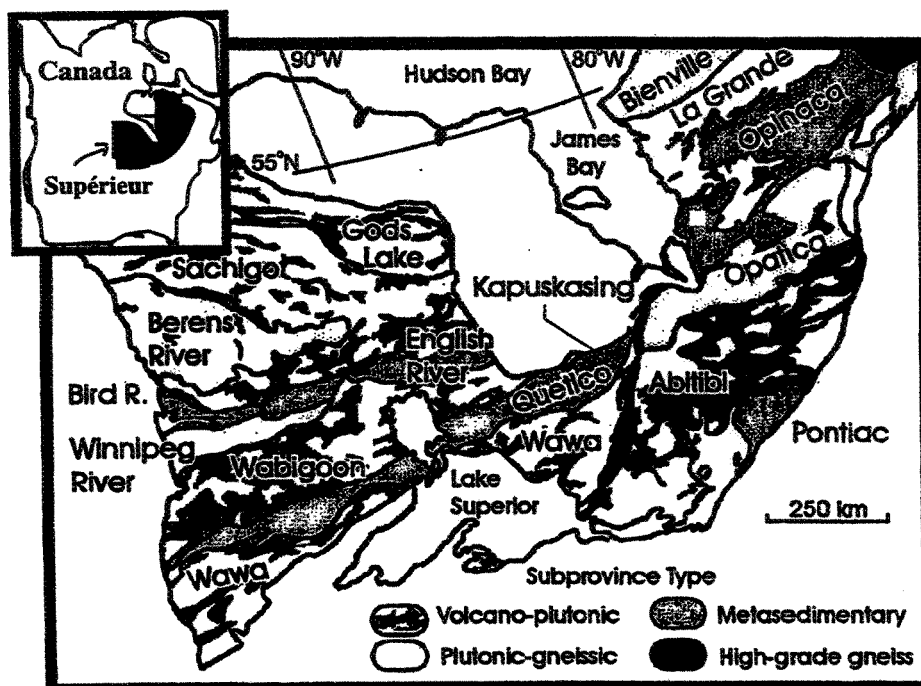


Figure 2.3: Carte géologique du Sud de la Province de Supérieur (d'après Calvert et Ludden, 1999). Les différentes lithologies se distribuent en ceintures suivant la direction structurale de la province de Supérieur.

d'accrétion sur une marge active (Kimura et al., 1993). Les coupes transversales à travers les différentes ceintures pourraient représenter un profil structural de la croûte du Supérieur. Les schistes verts sont bordés par les gneiss tonalitiques dans la croûte supérieure et moyenne, et la croûte inférieure est composée de roches au faciès granulite (Fountain et al., 1987).

L'Orogène de Trans-Hudson et la Province de Grenville marquent les limites Ouest et Sud-Est de la Province du Supérieur. La Province de Grenville a été divisée en trois ceintures longitudinales qui ont subi une histoire tectonique différente: les ceintures

parautochtone, allochtone polycyclique, allochtone monocyclique (Rivers et al., 1989). Les ceintures allochtones se sont mises en place par des chevauchements vers le Nord-Ouest durant l'orogénèse grenvillienne. Les roches métamorphiques (amphibolites et granulites) constituent la lithologie prédominante dans la province. Elle contient aussi de nombreux massifs d'anorthosite.

2.2 Sismique

Les méthodes sismiques sont utiles pour étudier la structure profonde de la Terre à cause de la grande profondeur de pénétration des ondes sismiques, et du pouvoir de résolution de ces méthodes. Les méthodes de réfraction et de réflexion sont les méthodes conventionnelles pour étudier la croûte. La méthode de sismique réfraction permet de déterminer un modèle de distribution des vitesses dans la croûte, tandis que la réflexion permet de suivre latéralement les réflecteurs qui correspondent à des discontinuités de vitesses sismiques. Les variations de vitesses des ondes sismiques (onde-P et onde-S) impliquent des changements de composition (ou des changements de phase) et les modèles de vitesse modifient la structure de la croûte. La discontinuité de Mohorovicic (Moho) est marquée par une augmentation de la vitesse des ondes P au delà de 8 $\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$. Le Moho représente la base de la croûte. Les variations de la profondeur du Moho confirment les déformations de la croûte, et nous permettent d'effectuer une comparaison structurale entre les provinces géologiques.

Les investigations sismiques dans le Bouclier Canadien peuvent être divisées entre

les projets avant Lithoprobe et les projets conduits par Lithoprobe. Parmi les premières études, le projet de "Early Rise" a effectué un long profil (1500 km) à travers la Province de Churchill et la Province du Supérieur (Mereu et Hunter, 1969). Le profil est orienté NNO, du Lac Baralzon à Port Arthur (profil I, Figure 2-4). Un autre profil, orienté Est-Ouest traverse les Sous-provinces de Quetico et d'English River jusqu'au soulèvement de Kapuskasing (profil II). Leur interprétation suggère que le Moho est relativement horizontal à la profondeur de 30 km à 35 km dans la Province du Supérieur. Cependant, cette profondeur augmente à 40 ~ 50 km vers le Nord dans la Province de Churchill. Par la suite, Green et al. (1980) ont confirmé que la croûte de Churchill (46 km) est environ 5 km plus épaisse que celle du Supérieur (41 km) à la limite Sud des deux provinces (profil III). La variation du Moho entre les Provinces des Esclaves et de Churchill est très faible, (34 km contre 35 km, Barr, 1971). A l'Est du Bouclier Canadien, deux profils perpendiculaires au Front de Grenville (profils IV, V; Hodgson, 1953; Mereu et Jobidon, 1971, 1973), et trois profils parallèles (profils VI, VII, VIII; Berry et Fuchs, 1973) ont donné les indications suivantes de la profondeur du Moho: 30 ~ 38 km dans la Province du Supérieur, 42 ~ 48 km sur le Front de Grenville, et 35 ~ 43 km dans la Province de Grenville. Enfin, une expérience sismique a été réalisée par Steinhart (1964) dans le Lac Supérieur, et interprétée par Berry et West (1966) et Smith et al. (1966). Cette expérience a démontré que la profondeur du Moho est d'environ 30 km à l'Ouest et 50 km à l'Est du lac (profil IX). Les premiers modèles de la structure crustale du bouclier se sont fondés sur ces premières interprétations.

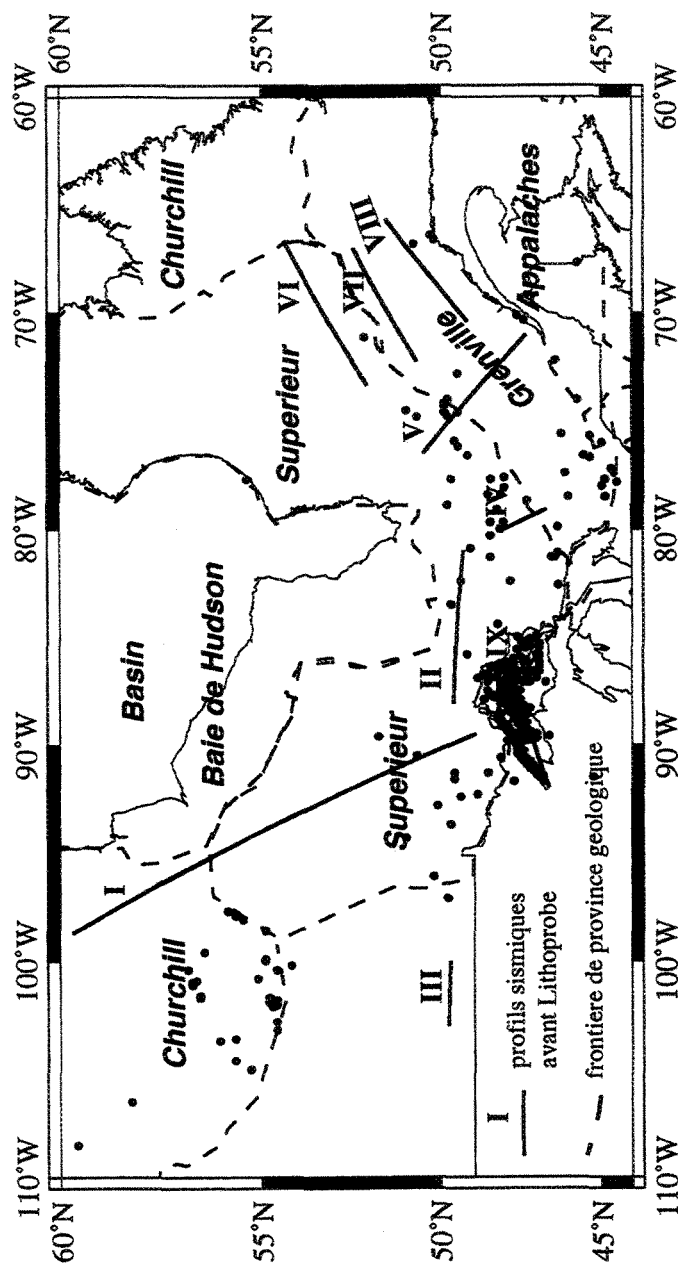


Figure 2.4: Carte des grands profils sismiques avant Lithoprobe dans le Bouclier Canadien. Les points verts indiquent la localisation des mesures de flux de chaleur.

Le projet de Lithoprobe a débuté à partir de 1984. Ce projet a été conçu pour déterminer la structure tridimensionnelle de la lithosphère sur le territoire du Canada et de ses marges continentales. Parmi les 10 transects sélectionnés (Figure 2-2), 8 régions concernent des provinces du bouclier afin d'étudier l'accrétion continentale protérozoïque. Durant les deux premières phases de Lithoprobe (1984-1985; 1987-1990), le projet GLIMPCE était concerné par la structure profonde des Grands Lacs et du Front de Grenville. Il est généralement admis que les différents épisodes tectoniques et plutoniques protérozoïques autour des Grands Lacs ont eu une influence majeure sur l'évolution du Bouclier Canadien (Clowes et al., 1992). Le Front de Grenville est une des grandes discontinuités structurales formée durant cette période. Sous le Lac Supérieur, le rift de Keweenawan représente probablement une des sections les plus épaisses de dépôts de rift continental (Behrendt et al., 1988). L'épaisseur de la croûte déterminée par GLIMPCE, entre 30 et 36 km, est différente de celle de l'interprétation précédente (Epili et Mereu, 1989; Mereu et al., 1990; Trehu et al., 1991). La profondeur du Moho sous le Front de Grenville déterminée par une réflexion prolongée vers l'Est près de la latitude 46° est estimée à environ 51 km (Milkereit et al., 1990b). Un autre transect de Lithoprobe a étudié la structure profonde du soulèvement de Kapuskasing. L'interprétation généralement acceptée (voir le volume spécial de Can. J. Earth Sci., 31, 1994) suggère qu'une partie de la croûte moyenne (15 km d'épaisseur) a été chevauchée vers l'Est sur la sous-province d'Abitibi. Si l'on admet que la croûte moyenne est montée de 20 km vers la surface, un raccourcissement horizontal de 70 km de la croûte est req-

uis. Les couches ramenées à la surface par le chevauchement ont une vitesse des ondes P supérieure à 7.0 km/s. L'épaisseur de la croûte dans la région de Kapuskasing est environ 42 km, mais pourrait excéder 53 km sous la partie Sud du soulèvement (Boland et al., 1988; Boland et Ellis, 1989).

Durant les deux dernières phases (1990-1995; 1993-1998), Lithoprobe a étudié la relation tectonique entre les sous provinces et province de l'Est de bouclier (Opatica, Abitibi, Pontiac et Grenville), et l'Orogène de Trans-Hudson à l'Ouest. En résumé les résultats de l'Est du Bouclier Canadien, la ceinture d'Opatica et la Sous-province d'Abitibi sont envisagés comme différent niveau crustal à travers un front de montagne Archéen (ligne 28 de Lithoprobe sur la Figure 2-5a, Sawyer et Benn, 1993). D'après cette interprétation, la croûte supérieure d'Abitibi a été chevauchée par l'Opatica. Cette obduction n'est pas très claire à l'Est de l'Abitibi le long de la ligne 48, mais une réflexion à la base de la croûte plongeant vers le Nord a été observée au Nord de la frontière entre Abitibi et Opatica (Calvert et al., 1995). Les profils qui traversent le Centre du Grenville (ligne 52, 53 et 54 sur la Figure 2-5b) ont démontré que l'épaisseur des métasédiments peut atteindre jusqu'à 20 km, et l'épaisseur de la croûte varie de 35 km au Sud de Front Grenville à 42 km vers le Sud de la province (Calvert et al., 1995).

L'Orogène de Trans-Hudson est important parce qu'il a enregistré un épisode d'accrétion du bouclier durant le Protérozoïque. De nombreux profils de réflexion et de réfraction ont été effectués dans la région. Les résultats de trois longs profils de réfraction (Figure

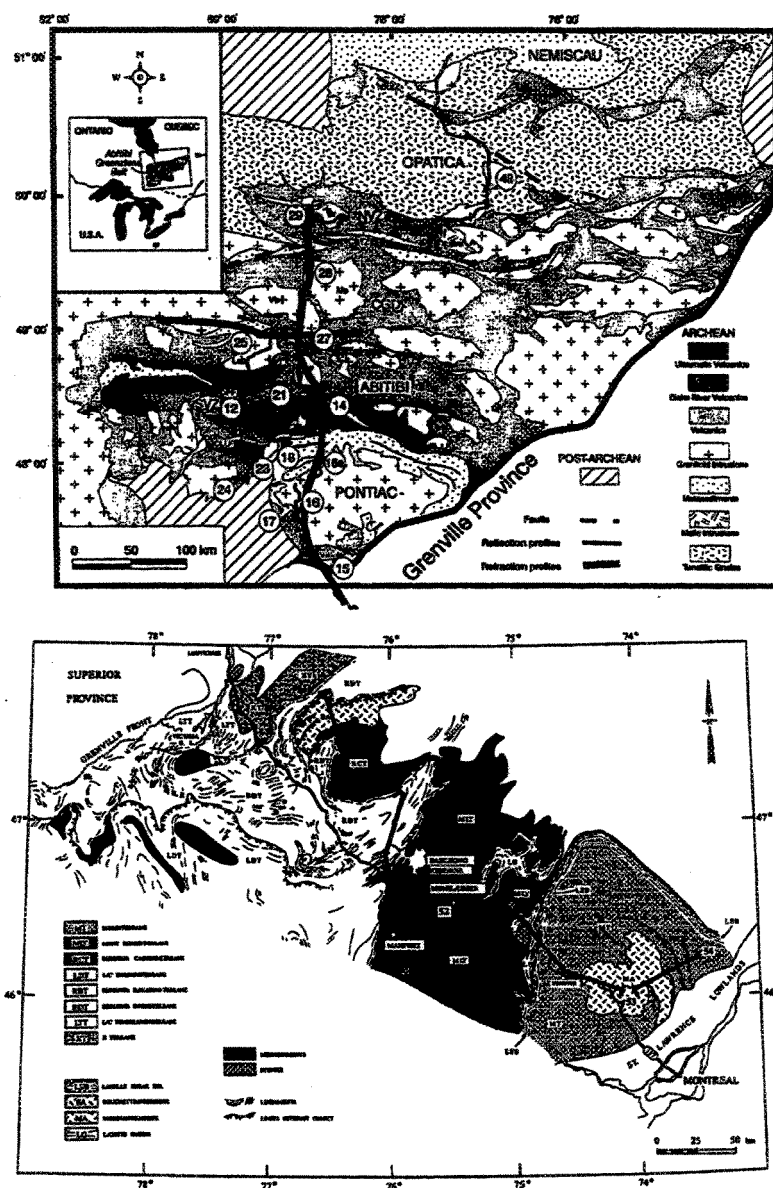


Figure 2.5: Profils sismiques de Lithoprobe dans les sous provinces d'Opatika, d'Abitibi et de Pontiac (figure du haut, Bellefleur, 1992); et profils à travers le Centre du Grenville (figure du bas, Rivers et al., 1989).

2-6), donnent une image globale de la structure crustale (Németh et Hajnal, 1997). Le Moho est horizontal (40 km) dans l'Ouest (ligne R3), mais il est plus profond vers le Nord dans la région de Lynn Lake (52 km, ligne R2), et il devient progressivement plus profond à l'Est de la ceinture de Flin Flon-Snow Lake (ligne R1). L'épaisseur de la croûte sous la ceinture de Thompson est supérieure à 48 km. L'interprétation des données sismique n'a pas permis de déterminer la composition de la croûte. Il est donc nécessaire d'ajouter d'autres informations pour compléter nos connaissances.

En plus des résultats mentionnés ci-haut, citons aussi les études effectuées sur les transects du Supérieur de l'Ouest, le projet SNORCLE (Slave-Cordillères du Nord), et les études télésismiques et électromagnétiques dans le Bouclier Canadien. Nous avons retenu les résultats de l'interprétation sismique (réfraction et réflexion) concernant la profondeur de Moho (tableau 2.1), parce qu'ils fournissent des contraintes fondamentales pour interpréter les données du champ potentiel.

2.3 Flux de chaleur

2.3.1 Détermination du flux

Le flux de chaleur continental est déterminé par le produit du gradient de température et de la conductivité thermique des roches (équation 1.2). La mesure de la température est effectuée à l'aide d'un thermistor calibré. La sonde est descendue dans les puits de forage et les mesures prises avec un intervalle constant de 5 ou 10 m. La précision est de 0.005

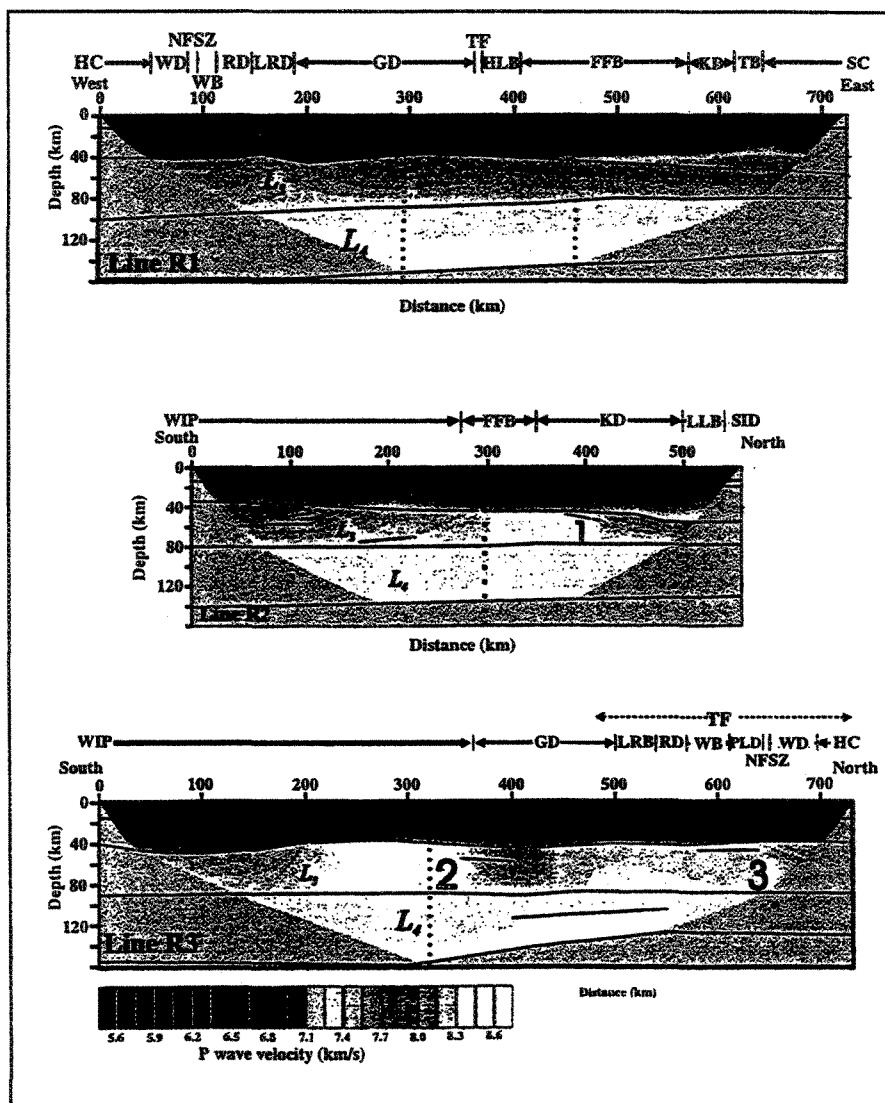


Figure 2.6: Interprétation des trois profils de réfraction dans l'Orogène de Trans-Hudson. L'épaisseur de la croûte augmente vers les ceintures de Thompson (R1) et de Lynn Lake (R2). Localisation de ces profils voir la figure 4-8.

Tableau 2.1: Profondeur du Moho dans le Bouclier Canadien

Région	Profondeur (km)	Référence
Eslaves	34	1
	38 ~ 40	17
Orogène Trans Hudsonien	35 ~ 50	1, 2
Lynn Lake	> 50	3
Flin Flon Snow Lake	40 ~ 43	3
Thompson	> 48	3
Supérieur	30 ~ 41	1, 2, 4, 5, 6
Kapuskasing	42 ~ 52	7, 8
Abitibi	38 ~ 43	9
Opatica	38 ~ 40	10
Pontiac	32.5 ~ 37.5	11
Sudbury		
Grenville	35 ~ 43	1, 4, 5, 6
Front de Grenville	40 ~ 51	4, 5, 6, 12
Lac Supérieur	30 ~ 36	13, 14, 15, 16

Référence : 1 Barr, 1971; 2 Green et al., 1980; 3 Németh et Hajnal, 1997; 4 Hodgson, 1953; 5 Mereu et Jobidon, 1971, 1973; 6 Berry et Fuchs, 1973; 7 Boland et al., 1988; 8 Boland et Ellis, 1989; 9 Jackson et al., 1995; 10 Calvert et al., 1995; 11 Mereu et al., 1994; 12 Milkereit et al., 1990b; 13 Nemeth et al., 1996; 14 Epili et Mereu, 1989; 15 Mereu et al., 1990; 16 Trehu et al., 1991; 17 Clark et Cook, 1992.

K. Les échantillons de roches nécessaires à la mesure de la conductivité proviennent des carottes extraites des mêmes forages. L'échantillonnage est fait de façon à couvrir tout changement de lithologie. Les mesures de conductivité ont été faites au laboratoire par la méthode des barres divisées. En pratique, nous utilisons la méthode de Bullard (1939) pour calculer le flux en considérant les variations du gradient de température et la conductivité. Tout d'abord, il faut déterminer la différence de température entre les deux profondeurs (z_0, z), et la résistance thermique correspondante (R).

$$\Delta T(z, z_0) = T(z) - T(z_0)$$

$$R(z, z_0) = \int_{z_0}^z \frac{1}{K(h)} dh$$

où K est la conductivité thermique. Le flux est estimé quantitativement en déterminant par régression linéaire la pente de la droite reliant la différence de température ΔT à la résistance R .

Suivant les conditions de mesure sur le terrain, certaines corrections sont nécessaires pour éliminer les signaux parasites qui perturbent le flux conductif. La première correction importante est la correction de glaciation. Pendant les glaciations du Pléistocène, presque tout le Canada était couvert par les glaces (Andrews, 1997). Depuis la dernière glaciation, nous sommes entrés dans l'Holocène. L'effet des glaciations sur la distribution de température du sous-sol et la nécessité de corrections ont été reconnues par Birch (1948). Les périodes de glaciation sont entrecoupées par des périodes de réchauffement. Si les variations de la température du sol se résument en N épisodes durant lesquels la température de surface diffère par T_i de la température de référence, l'influence

d'ensemble de ces fluctuations de température sur le flux observé est donnée par (Jessop, 1971) :

$$\delta q = K \sum_{i=1}^N T_i [(\pi \kappa t_{i-1})^{-\frac{1}{2}} - (\pi \kappa t_i)^{-\frac{1}{2}}] \quad (2.1)$$

δq est la perturbation du flux, K et κ sont la conductivité et la diffusivité thermique des roches. Les temps t_i et t_{i-1} correspondent au début et à la fin de chaque épisode (le temps est mesuré par rapport au présent). La correction dépend du signe de la différence de température. Pour un réchauffement après une période froide, la correction est positive. Pour un changement de température de 5 K, la perturbation du flux est d'environ 8 mWm^{-2} (Jessop, 1990), c'est à dire, 20% du flux moyen du Bouclier Canadien. Il est donc important de prendre en compte cette correction.

La deuxième correction que nous rencontrons souvent est la correction de topographie. Si nous supposons que la température est constante à la surface, le flux est plus élevé dans les vallées parce que le gradient est plus fort. Pour éliminer cette influence, la température perturbée (ΔT) à l'altitude moyenne est supposée proportionnelle à la topographie (h) relative à l'altitude moyenne (Guillou-Frottier et al., 1995).

$$\Delta T(x, y, 0) = h(x, y) \cdot T'_0 \quad (2.2)$$

T'_0 est le gradient de température non perturbé. Sous cette condition limite, la solution de l'équation de chaleur est obtenue dans le domaine de Fourier à deux dimensions :

$$\Delta T(\lambda_x, \lambda_y, z) = \Delta T(\lambda_x, \lambda_y, 0) \exp(-|\lambda|z) \quad (2.3)$$

où $\lambda = \sqrt{\lambda_x^2 + \lambda_y^2}$, λ_x et λ_y sont les nombres d'onde. Le flux perturbé à la surface est :

$$\Delta Q(0) = -K\sqrt{\lambda_x^2 + \lambda_y^2}\Delta T(\lambda_x, \lambda_y, 0)\exp(-|\lambda|z) \quad (2.4)$$

Dans le bouclier les effets d'érosion et de sédimentation sont faible. Il faut également s'assurer qu'il n'y a pas d'effet de circulation d'eau. En terrains cristallins, ces effets sont rarement présents.

2.3.2 Données de flux et de production de chaleur

Les premières mesures du flux de chaleur dans le Bouclier Canadien ont été effectuées dans les années 50 (Misener et al., 1951; Misener, 1955). Elles se sont progressivement étendues dans toutes les provinces mais le nombre de mesures demeure faible, et les données des régions septentrionales manquent toujours.

Jessop et al. (1984) ont réalisé une première synthèse des données de flux terrestre du Canada en 1984 (214 sites). A la suite, Pollack et al. (1993) ont établi une banque des données de flux de chaleur mondiale, qui inclut 287 sites du Canada (1986). Après avoir examiné attentivement ces données en consultant les publications originales, 44 sites du Bouclier Canadien ont été retirés de la banque. Nous avons ajouté 162 données du Lac Supérieur (Hart et al., 1994), 4 données de la Province du Supérieur dans le territoire des Etats Unis (Blackwell et al., 1991), et 69 nouveaux sites qui ont été mesurés entre 1986 et 1998 par le groupe de l'Université du Québec à Montréal, en collaboration avec l'Institut de Physique du Globe de Paris. Au total, 279 sites (396 mesures) de flux sur le bouclier, sont présentées dans le tableau 2.2 et classés par division géologique.

Tableau 2.2 : Flux et production de chaleur. A: production de chaleur à la surface, k: conductivité, Q: flux non corrigé, Q_c: flux corrigé

Site	Lat.	Long.	$\langle A \rangle$ $\mu W \cdot m^{-3}$	$\langle k \rangle$ $W \cdot m^{-1} K^{-1}$	Q $mW \cdot m^{-2}$	Q _c $mW \cdot m^{-2}$	Référence	qualité
No forage								
SUPERIEUR								
Winnipeg	49°48.7' N	97°07.9' W	1.42	2.72	29	38	1	
Kapuskasing	49°25.0' N	82°22.8' W	0.46	2.64	27	33	2	
Hearst	49°41.4' N	83°32.1' W	1.84	3.14	46	52	2	
Jackfish	48°51.5' N	86°58.5' W	1.01	2.91	35	41	3	
Otoskwin River	51°49.5' N	89°35.9' W	0.18	2.69	20	25	3	
Minchin Lake	50°42.7' N	90°28.8' W	0.86	3.0	35	42	3	
English River	49°38.6' N	91°19.3' W	2.01	3.02	34	40	3	
Nielsen Island	55°23.7' N	77°41.0' W	1.25		25	26	1	
Sudbury			1.43	2.72	45	47		
Sudbury	46°38.6' N	81°20.6' W					3	
Sudbury	46°28.0' N	81°11.0' W					5	
Red Lake	51°00.0' N	94°12.0' W	0.83	4.09	37	44	3	
Manitouwadge	49°10.9' N	85°50.5' W	0.94	3.25	31	37		
269	49°10.6' N	85°50.9' W				36	3	
S-158	49°11.2' N	85°48.6' W				38		
273	49°11.1' N	85°50.9' W				36	3	
274	49°11.0' N	85°50.9' W				38	3	
309	49°10.8' N	85°50.9' W				39	3	
306	49°10.8' N	85°50.9' W				33		
Sudbury Basin	46°39.0' N	81°21.0' W	1.43	3.04	43	47	3	
Moosel A	46°39.0' N	81°18.2' W				45		
Moosel B	46°39.0' N	81°20.3' W				46		
Onaping	46°37.7' N	81°23.3' W				51		
Whiteshe	50°15.0' N	96°04.0' W	4.83	3.4	42	50	6	
Experime	49°40.9' N	93°43.1' W	1.34	0.59		49	8	
226	49°41.4' N	93°44.4' W				40		
227	49°41.2' N	93°41.2' W				46		
239	49°39.8' N	93°43.5' W				44		
302	49°40.4' N	93°45.3' W				34		
305	49°41.6' N	93°41.3' W				96		
Shebandowan	48°15.0' N	90°36.0' W	0.81	0.71	42	53	9	
SH11	48°14.0' N	90°38.0' W				46		
SH14	48°18.0' N	90°40.0' W				38		
SH05	48°15.0' N	90°37.0' W				56		
SH07	48°13.0' N	90°35.0' W				29		
SH09	48°14.0' N	90°28.0' W				96		
Quetico	48°38.0' N	91°15.0' W	2.50	0.78	66	77	9	
QUO4A	48°37.0' N	91°18.0' W				51		
QUO4B	48°37.0' N	91°18.0' W				66		
QUO3	48°38.0' N	91°15.0' W				66		
QUO1	48°40.0' N	91°09.0' W				82		
QUO2	48°39.0' N	91°13.0' W				119		
Wabigoon A	48°54.0' N	92°16.0' W	1.00	0.66	42	53	9	
WAO1	48°59.0' N	91°18.0' W				41		
WA10	48°55.0' N	92°15.0' W				43		
WA06	48°55.0' N	92°16.0' W				104		
WA09	48°49.0' N	92°16.0' W				86		
Wabigoon B	49°35.0' N	91°37.0' W	4.40	0.68	53	64	9	
WB11	49°37.0' N	91°43.0' W				51		
WB13	49°30.0' N	91°30.0' W				43		

Tableau 2.2 (continue 1)

Site	Lat.	Long.	$\langle A \rangle$ $\mu W \cdot m^{-3}$	$\langle k \rangle$ $W \cdot m^{-1} K^{-1}$	Q $mW \cdot m^{-2}$	Q_c $mW \cdot m^{-2}$	Référence	qualité
No forage								
SUPERIEUR								
WB03	49°40.0' N	91°39.0' W				56		
WB04	49°36.0' N	91°39.0' W				53		
WB15	49°32.0' N	91°29.0' W				61		
WB10	49°37.0' N	91°43.0' W				126		
WB05	49°33.0' N	91°35.0' W				135		
Wabigoon G	49°26.0' N	92°27.0' W	0.50	0.59	39	50	9	
WG05	49°27.0' N	92°27.0' W				41		
WG03	49°26.0' N	93°28.0' W				49		
WG06	49°28.0' N	92°26.0' W				42		
WG02	49°26.0' N	92°27.0' W				22		
English River	50°06.0' N	92°49.0' W	1.30	0.66	38	49	9	
ER05	50°03.0' N	92°37.0' W				43		
3406A	50°06.0' N	92°53.0' W				36		
3406B	50°06.0' N	92°53.0' W				35		
ER08	50°07.0' N	92°52.0' W				74		
ER07	50°07.0' N	92°52.0' W				83		
Wawa	48°18.0' N	84°26.0' W		3.26	36	46	21	
Chalk River	46°14.0' N	77°25.0' W		2.3	27	37	21	
Foleyet	47°56.0' N	82°25.0' W		4.07	49	59		
Hancock	47.34°N	88.27°W		2.13	38	40	27	
Hancock	47.4°N	88.02°W				41		
Hancock	47.28°N	88.47°W				39		
Iron River	46.74°N	89.57°W		2.6	44	44	27	
Iron River	46.75°N	89.57°W				44		
Iron River	46.73°N	89.57°W				44		
Rice Lake	45.3 °N	91.45°W		0.59	59	59	27	
Two Harbors	47.82°N	91.72°W	0.6	1.9	35	35	27	
ABITIBI								
Elliot Lake	46°26' N	82°38' W	1.89	4.05	50	60	7	
936	46°23' N	82°37' W				53		
938	46°23' N	82°36' W				47		
940	46°23' N	82°36' W				48		
Q65-98	46°30' N	82°39' W				51		
Q63-90	46°30' N	82°37' W				50		
65-1	46°24' N	82°40' W				49		
66-1	46°24' N	82°40' W				52		
Timmins	48°30.0' N	81°20.0' W		3.5	31	36	5	
Copper Cliff			2.5	4.3	48	51	19	A
89-25	46°26' 24" N	81°03' 56" W	2.4			57		
89-27	46°26' 24" N	81°03' 56" W	2.7			61		
Cochrane	49°06.2' N	80°56.6' W	1.34		39	43	2	
Matheson				4.3	51	56	20	B
91-11	48°30' 24" N	80°16' 43" W						
Kirklan Lake	48°10.0' N	80°02.0' W		3.29	42	43	5	
Larder Lake	48°06.0' N	79°44.0' W		3.79	37	44	5	
Holloway Lake			0.5	3.5	37	41	20	A
91-14	48°31' 11" N	79°43' 07" W	0.35			44		
91-15	48°31' 11" N	79°43' 07" W	0.55			41		
91-16	48°31' 13" N	79°43' 16" W	0.54			39		
Evain (Rouyn)			0.3	4.3	32	38	18, 19	A
87-06	48°16' 47" N	79°05' 49" W	0.20			38		
87-07	48°16' 47" N	79°05' 49" W	0.40			38		
L. Dufaul	48°21.0' N	79°03.0' W	0.55	3.39	36	42	4	

Tableau 2.2 (continue 2)

Site	Lat.	Long.	$\langle A \rangle$ $\mu W \cdot m^{-3}$	$\langle k \rangle$ $W \cdot m^{-1} K^{-1}$	Q $mW \cdot m^{-2}$	Q_c $mW \cdot m^{-2}$	Référence	qualité
No forage								
ABITIBI								
Selbaie			0.4	4.85	42	47	20	A
90-05	49°49'19"N	78°57'48"W	0.55			44		
90-06	49°48'53"N	78°57'05"W	0.3			49		
Belleterre			0.16	3.4	36	41	19	A
88-10	47°24'03"N	78°42'41"W	0.13			39		
88-11	47°24'06"N	78°42'37"W	0.07			45		
88-12	47°24'08"N	78°42'43"W	0.10			44		
88-13	47°24'08"N	78°42'46"W	0.37			37		
Launay	48°38.9' N	78°26.5' W		3.66	31	40	3	
Cadillac			0.99	4.15	43	45	20	A
91-05	48°15'04"N	78°26'13"W	0.63			44		
91-06	48°14'57"N	78°26'11"W	1.35			52		
Malartic	48°08.0' N	78°09.0' W		3.2	32	29	5	
Val-D'Or			0.4	4.14	34	39	18, 19	A
87-08	48°05'57"N	77°33'33"W	0.30			39		
87-09	48°05'49"N	77°33'22"W	0.40			43		
91-01	48°07'45"N	77°34'56"W	0.60			35		
91-03	48°08'20"N	77°35'57"W	0.20			39		
Matagami			0.2	3.4	34	38	18, 19	A
87-44	49°42'58"N	77°44'03"W	0.10			39		
87-45	49°42'48"N	77°44'03"W	0.12			38		
87-46	49°42'56"N	77°44'20"W	0.23			36		
87-47	49°42'44"N	77°43'57"W	0.20			39		
Matagami	49°43.0' N	77°44.0' W		3.52	34	42	21	
Barraute			0.36	3.58	34	36		B
92-12	48°31'50"N	77°41'36"W	0.36			41		
92-13	48°31'45"N	77°41'08"W	0.36			35		
92-14	48°31'50"N	77°41'26"W	0.36			36		
Desmaraisville			0.5	3.5	32	36	18, 19	C
87-36	49°36'41"N	75°52'35"W	0.53			32		
87-40	49°37'11"N	75°52'08"W	0.40			40		
Chapais			0.1	3.1	24	29	18, 19	A
87-42	49°47'19"N	74°48'34"W	0.13			29		
87-43	49°47'49"N	74°48'33"W	0.15			28		
Merill I	49°53.1' N	74°21.0' W	0.07	3.4	23	30	3	
Ile Marguerite			0.15	3.45	22	27	20	A
90-08	49°53'26"N	74°10'28"W	0.2			28		
90-09	49°53'55"N	74°10'12"W	0.1			26		
Lac au Dore			0.2	3.25	24	28	20	A
90-10	49°52'50"N	74°20'00"W	0.4			28		
90-12	49°52'50"N	74°20'01"W				28		
Grevet			0.45	4.3	36	41	20	A
92-01	49°14'43"N	76°39'14"W	0.6			41		
92-02	49°14'32"N	76°39'13"W	0.43			41		
92-03	49°14'40"N	76°39'12"W	0.33			40		
Boyvinet			0.2	3.2	25	31	20	B
92-04	49°36'12"N	75°58'49"W	0.2			31		
Coniagas			0.5	3.15	27	31	20	A
92-06	49°29'30"N	76°10'22"W	0.5			30		
92-07	49°29'40"N	76°10'22"W				32		
Gamache			0.1	2.9	25	28	20	A
92-08	49°29'03"N	74°36'20"W	0.1			28		
92-09	49°28'46"N	74°36'40"W	0.1			28		
92-11	49°29'02"N	74°37'04"W	0.1			28		
Lemoine			0.98	3.12	30	33	23	B
95-10	49°47'24"N	74°01'50"W	0.98			33		

Tableau 2.2 (continue 3)

Site	Lat.	Long.	$\langle A \rangle$ $\mu W \cdot m^{-3}$	$\langle k \rangle$ $W \cdot m^{-1} K^{-1}$	Q $mW \cdot m^{-2}$	Q_c $mW \cdot m^{-2}$	Référence	qualité
No forage								
OPATICA								
Frotet Troilus			0.79	2.63	25	29	23	A
95-11	51°00'52"N	74°28'02"W	0.88			28		
95-12	51°00'50"N	74°28'04"W	0.7			30		
Tortigny			0.21	2.72	29	33	23	C
96-11	50°43'51"N	74°50'51"W	0.23			35		
96-13	50°44'05"N	74°50'52"W	0.19			30		
Monts Otish			0.87	6.07	32	37	23	B
96-12	52°10'40"N	71°06'04"W	0.87			37		
CHURCHIL								
Eldorado	59°34.0'N	10°82.8'W		3.35	50	55	10	
Asbestos Hill	61°48.7'N	73°58.0'W		3.2		38	11	
Muskox S	66°59.0'N	115°16.0'W		6.0	54	54	13 (66)	
Rumpel Lake	58°20'N	106°33'W		6.5	31	39	28	
TRANS-HUDSON								
<i>Thompson</i>								
Thompson	55°44'N	97°46'W	1.04	3.38	57	59	28	
Wabowden			0.6	2.9	42	45	22	
93-01	54°52'54"N	98°38'39"W	1.6			43		
93-02	54°52'54"N	98°38'39"W	0.6			49		
Birchtree mine			1.3	3.74	48	50		
94-05	55°41'59"N	97°53'50"W	0.7			54		
94-06	55°42'15"N	97°51'58"W	1.6			64		
Thompson station			1.3	5.26	78	81	22	
94-07	55°44'25"N	97°49'22"W	1.45			79		
94-13	55°44'46"N	97°48'48"W	1.08			83		
Moak Lake			1.6	3.32	51	53		
94-08	55°54'21"N	97°40'06"W	1.69			55		
94-09	55°53'53"N	97°40'41"W	0.61			51		
Pipe mine			1.0	3.06	47	49		
94-10	55°29'17"N	98°07'50"W	1.4			46		
94-11	55°29'10"N	98°07'54"W	0.7			56		
94-12	55°29'17"N	98°07'50"W	1.06			49		
<i>Lynn Lake</i>								
Lynn Lake			0.06	2.8	20	23	28	
Lynn Lake	56°47'N	101°06'W	0.06			21		
Lynn Lake	56°50'N	100°57'W	0.06			25		
Lynn Lake			0.29	2.48	26	27	25	B
95-14	56°45'24"N	100°57'01"W	0.29			27		
Fox Lake			0.92	3.2	38	40	21	
Fox Lake	56°38'N	101°39'W	0.92			44		
Fox Lake	56°38'N	101°37'W	0.92			36		
<i>Lynn Lake</i>								
Fox Mine			1.04	2.58	30	32	25	B
95-19	56°37'52"N	101°38'02"W	1.04			32		
Ruttant Mine			0.7	2.96		38	25	B
94-14	56°29'07"N	99°36'21"W	0.47			33		
94-15	56°28'50"N	99°37'10"W	0.68			32		
94-16	56°28'50"N	99°37'10"W	0.68			35		
95-13	56°29'07"N	99°36'21"W	0.7		2.96	38		

Tableau 2.2 (continue 4)

Site No forage	Lat.	Long.	$\langle A \rangle$ $\mu W \cdot m^{-3}$	$\langle k \rangle$ $W \cdot m^{-1} K^{-1}$	Q $mW \cdot m^{-2}$	Q_c $mW \cdot m^{-2}$	Référence	qualité
<i>Lynn Lake</i>								
Frances Lake			1.56	3.99	31	34	25	B
96-14	56°49'38"N	101°06'08"W	0.4			36		
96-15	56°49'29"N	101°06'25"W	2.05			33		
McWhirter Lake			0.58	2.9	37	39	25	B
96-16	56°35'04"N	101°39'56"W	0.58			39		
<i>Flin Flon Snow Lake</i>								
Echo Lake	54°39' N	102°02' W	0.1	2.8	34	39	28	
Flin Flon	54°39' N	101°59' W		3.2		38		
Flin Flon	54°35' N	102°00' W				33	12	
Flin Flon	54°43' N	101°58' W	5.88			42	14	
Flin-Flon			0.4	3.1	39	42	22	
93-03	54°47'00"N	101°52'59"W	0.5			41		
93-04	54°47'13"N	101°53'10"W	0.3			39		
93-07	54°47'14"N	101°53'17"W	0.2			45		
Snow Lake			0.29	3.3	39	48	28	
Snow Lake	54°54' N	99°58' W	0.29			44		
Snow Lake	54°51' N	100°08' W	0.29			52		
Snow Lake			0.17	3.44	38	41	25	A
93-08	54°52'04"N	99°58'51"W	0.17			39		
93-09	54°51'16"N	99°57'18"W	0.21			43		
Schist Lake			0.26	3.57	33	39	22	
93-05	54°43'11"N	101°49'57"W	0.26			39		
Reed Lake			0.9	2.74	37	40	22	
93-06	54°34'15"N	100°22'50"W	0.9			40		
West Arm			0.17	3.46	48	51	25	A
95-01	54°38'13"N	101°50'51"W	0.17			51		
Cormorant Lake			0.51	2.5	36	38		
95-02	54°12'49"N	100°13'47"W	0.51			37		
95-03	54°12'49"N	100°13'47"W	0.51			38.6		
Bigstone Lake			0.65	3.56	62	68		
95-04	54°34'31"N	103°11'59"W	0.72			72		
95-06	54°34'31"N	103°11'59"W	0.61			63		
95-06	54°34'31"N	103°11'59"W	0.61			58		
Tartan Lake			0.36	2.95	30	34	25	A
95-05	54°51'28"N	101°44'23"W	0.36			34		
Mc Ilvenna Bay			0.8	2.49	39	44		
96-07	54°38'16"N	102°49'42"W	0.86			42		
96-08	54°38'09"N	102°49'42"W	0.75			45		
Denare Beach			0.1	3.1	35	37	25	A
96-09	54°39'29"N	102°03'31"W	0.08			38		
96-10	54°39'28"N	102°03'27"W	0.11			37		
<i>TRANS-HUDSON</i>								
Seabee mine			0.16	2.52	28	32	25	A
94-17	55°40'52"N	103°37'37"W	0.16			32		
94-18	55°40'52"N	103°37'37"W				33		
94-19	55°40'52"N	103°37'37"W				31		
Waden Bay			1.42	2.85	41	44	25	A
96-01	55°17'31"N	105°01'11"W	1.42			44		
Brabant Lake			0.72	2.73	34	36	25	A
96-03	56°07'47"N	103°42'24"W	0.82			36		
96-04	56°07'54"N	103°42'01"W	0.66			35		
96-05	56°07'51"N	103°42'16"W	1.54			36		
Batty Lake			0.49	3.43	27	31	25	
98-04	55°09'52"N	100°45'34"W	0.49			31		

Tableau 2.2 (continue 5)

Site	Lat.	Long.	$\langle A \rangle$ $\mu W \cdot m^{-3}$	$\langle k \rangle$ $W \cdot m^{-1} K^{-1}$	Q $mW \cdot m^{-2}$	Q_c $mW \cdot m^{-2}$	Référence	qualité
No forage								
GRENVILLE								
Ottawa	45°23.7' N	75°42.9' W		2.37	33	42	1	
ST.Jerom	45°49.0' N	74°00.8' W		2.63		52	15	
Franktown	45°00.5' N	76°03.6' W			41	51	1	
Calumet	45°49' N	67°41' W		3.55	55	55	5	
Brent	46°05' N	78°29' W		3.0		31	16	
Saint-Elie			0.8	3.28	25	31	18, 19	B
87-02	46°29' 19" N	72°15' 07" W	1.00			29		
87-03	46°29' 19" N	72°15' 07" W	1.30			32		
87-04	46°29' 19" N	72°15' 07" W	0.80			32		
87-05	46°29' 19" N	72°15' 07" W	0.00					
Pontman			0.5	3.05	25	32	18, 19	B
87-11	46°16' 54" N	75°38' 21" W	0.30			29		
87-12	46°17' 02" N	75°37' 44" W	0.60			35		
Renfrew			0.1	4.7	57	68	19	A
88-01	45°25' 23" N	76°42' 17" W	0.10			70		
88-02	45°25' 23" N	76°42' 16" W	0.1			69		
88-03	45°25' 22" N	76°42' 16" W	0.1			65		
Portage du Fort			0.1	3.9	29	39		B
88-06	45°36' 02" N	76°39' 14" W	0.1			36		
88-07	45°35' 58" N	76°39' 02" W	0.1			40		
88-08	45°35' 56" N	76°39' 05" W	0.1			40		
Queensborough				3.0	21	29	19	C
88-15	44°34' 55" N	77°25' 23" W				29		
Cordova			0.1	2.9	32	39	19	A
88-18	44°32' 06" N	77°47' 09" W	0.10			40		
88-19	44°32' 06" N	77°47' 11" W	0.10					
88-20	44°32' 00" N	77°47' 16" W	0.10			39		
Darlington				2.7	45	53	19	B
89-01	43°52' 05" N	78°43' 00" W				53		
Sturgeon Falls			0.9	3.1	37	44	19	B
89-02	46°26' 34" N	79°56' 50" W	0.90			43		
Snowdon			0.3	4.2	37	46	19	B
89-05	44°51' 24" N	78°30' 02" W	0.50			45		
89-07	44°51' 27" N	78°30' 12" W	0.10			48		
Limerick			0.1	2.7	35	41	19	A
89-10	44°52' 15" N	77°43' 18" W	0.10			42		
89-11	44°52' 17" N	77°43' 25" W	0.20			38		
Kaladar			0.1	2.9	21	28	19	B
89-17	44°43' 05" N	77°10' 49" W	0.20			28		
89-20	44°43' 10" N	77°10' 49" W	0.1			28		
Cardiff			2.1	2.6	27	32	19	C
89-21	45°00' 00" N	78°02' 02" W	2.1			32		
Riv St. Marguerite			0.1	1.7	31	33	19	B
89-23	50°47' 00" N	66°47' 00" W	0.1			33		
Crevier			1.0	1.9	25	28	19	B
89-28	49°28' 01" N	72°46' 15" W	2.3				28	
Les Eboulements			1.6	3.59	51	57	24	B
91-18	47°29' 05" N	70°19' 43" W				57		
La Malbaie			1.6	6.11	55	65	24	C
91-19	47°41' 43" N	70°05' 42" W				64		
Clarke City			0.06	2.05	28	30	24	A
94-00	50°12' 46" N	66°38' 19" W	0.06			29		
Sept-Iles			0.05	1.96	27	32	24	A
94-02	50°17' 42" N	66°25' 45" W	0.05			32		

Tableau 2.2 (continue 6)

Site	Lat.	Long.	$\langle A \rangle$ $\mu W \cdot m^{-3}$	$\langle k \rangle$ $W \cdot m^{-1} K^{-1}$	Q $mW \cdot m^{-2}$	Q_c $mW \cdot m^{-2}$	Référence	qualité
No forage								
LAC SUPERIEUR								
site 11	46°59.1' N	91°32.5' W		0.67		26		
site 12	47°31.0' N	88°12.2' W		0.82		44		
site 13	47°29.8' N	88°11.3' W		0.80		49		
site 15	47°30.2' N	88°11.6' W		0.80		41		
site 16	47°32.4' N	88°13.0' W		0.73		46		
site 17	47°34.6' N	88°15.5' W		0.73		48		
site 19	47°43.0' N	88°03.3' W		0.73		44		
site 20	47°41.1' N	88°15.4' W		0.77		44		
site 21	47°37.8' N	88°28.1' W		0.77		36		
site 22	47°32.4' N	88°25.3' W		0.74		48		
site 23	47°38.3' N	87°53.5' W		0.73		47		
site 24	47°42.7' N	87°54.1' W		0.75		42		
site 25	47°55.5' N	87°54.0' W		0.75		46		
site 26	47°25.5' N	90°56.0' W		0.70		23		
site 27	47°15.5' N	91°01.0' W		0.70		34		
site 28	47°12.3' N	91°13.5' W		0.67		20		
site 29	47°01.9' N	91°22.4' W		0.72		26		
site 30	47°17.2' N	90°51.5' W		0.69		28		
site 31	47°24.0' N	90°42.5' W		0.74		27		
site 32	47°38.5' N	90°34.0' W		0.75		36		
site 33	47°31.3' N	90°30.9' W		0.75		32		
site 34	47°32.8' N	90°19.8' W		0.74		34		
site 37	47°24.0' N	89°48.0' W		0.74		34		
site 38	47°14.0' N	89°47.5' W		0.71		34		
site 39	47°06.3' N	89°42.5' W		0.70		37		
site 40	47°09.0' N	89°30.0' W		0.75		40		
site 41	47°21.5' N	89°10.6' W		0.69		41		
site 42	47°50.0' N	87°28.0' W		0.69		33		
site 43	47°55.0' N	87°04.0' W		0.69		32		
site 44	47°57.9' N	86°40.0' W		0.70		45		
site 45	48°04.9' N	86°13.4' W		0.80		52		
site 47	47°58.0' N	86°24.8' W		0.69		41		
site 48	47°58.5' N	86°28.8' W		0.73		42		
site 49	47°56.5' N	86°51.0' W		0.76		42		
site 51	48°09.0' N	88°02.0' W		0.79		33		
site 52	48°11.0' N	87°31.0' W		0.75		53		
site 54	47°47.7' N	87°48.0' W		0.74		40		
site 56	47°23.0' N	86°55.5' W		0.71		50		
site 57	47°40.5' N	86°54.0' W		0.71		51		
site 58	47°58.0' N	87°33.0' W		0.77		33		
site 59	48°05.6' N	87°25.5' W		0.76		36		
site 60	48°03.0' N	87°44.5' W		0.78		41		
site 61	48°12.5' N	87°50.0' W		0.77		39		
site 63	47°37.0' N	89°59.0' W		0.75		31		
site 64	47°45.0' N	89°59.0' W		0.73		28		
site 65	47°42.5' N	90°10.5' W		0.79		34		
site 66	47°35.5' N	90°09.5' W		0.78		33		
site 67	47°40.5' N	90°23.0' W		0.78		36		
site 68	47°32.0' N	90°44.0' W		0.74		29		
site 69	47°33.0' N	88°48.5' W		0.77		46		
site 70	47°33.0' N	88°48.5' W		0.76		46		
site 71	47°36.2' N	88°39.0' W		0.76		47		
site 72	47°30.5' N	88°35.0' W		0.75		47		

Tableau 2.2 (continue 7)

Site	Lat.	Long.	$\langle A \rangle$ $\mu W \cdot m^{-3}$	$\langle k \rangle$ $W \cdot m^{-1} K^{-1}$	Q $mW \cdot m^{-2}$	Q_c $mW \cdot m^{-2}$	Référence	qualité
No forage								
LAC SUPERIEUR								
site 73	47°28.0' N	88°47.0' W		0.73		45		
site 74	47°24.0' N	88°36.5' W		0.78		40		
site 75	47°47.7' N	89°48.0' W		0.73		19		
site 76	47°40.0' N	89°44.0' W		0.73		25		
site 77	47°32.5' N	89°41.5' W		0.75		33		
site 78	47°35.0' N	89°29.5' W		0.73		30		
site 79	47°27.0' N	89°25.5' W		0.72		30		
site 80	47°24.5' N	89°02.0' W		0.70		44		
site 81	47°19.0' N	89°22.0' W		0.75		41		
site 82	47°25.0' N	89°37.5' W		0.77		37		
site 83	47°17.0' N	89°34.0' W		0.75		37		
site 84	47°59.8' N	89°48.0' W		0.70		43		
site 85	47°57.5' N	88°04.0' W		0.71		46		
site 86	47°51.0' N	88°07.0' W		0.78		49		
site 87	47°32.0' N	89°15.0' W		0.73		41		
site 89	47°33.3' N	89°0.0' W		0.75		46		
site 91	47°48.0' N	88°15.0' W		0.72		46		
site 92	47°57.0' N	88°32.5' W		0.72		41		
site 93	47°47.5' N	88°31.0' W		0.77		41		
site 94	47°50.5' N	88°47.5' W		0.73		44		
site 95	47°53.0' N	89°37.5' W		0.74		23		
site 96	47°42.0' N	89°32.0' W		0.83		39		
site 97	47°39.0' N	89°17.5' W		0.75		31		
site 98	47°45.0' N	89°1.0' W		0.75		41		
site 99	47°44.0' N	88°43.0' W		0.74		45		
site 100	47°32.0' N	88°49.0' W		0.79		44		
site 101	47°39.5' N	88°55.5' W		0.79		46		
site 102	47°58.3' N	89°24.5' W		0.74		24		
site 103	48°40.2' N	87°51.2' W		0.76		39		
site 104	48°32.8' N	87°45.0' W		0.83		39		
site 105	48°25.4' N	87°47.0' W		0.79		41		
site 106	48°16.5' N	87°43.0' W		0.74		56		
site 108	48°11.0' N	87°25.6' W		0.77		49		
site 109	47°59.0' N	87°11.5' W		0.78		39		
site 110	47°01.0' N	86°23.0' W		0.75		48		
site 111	47°03.5' N	86°34.5' W		0.69		46		
site 114	47°09.5' N	86°57.0' W		0.71		46		
site 115	46°45.5' N	87°08.0' W		0.72		49		
site 116	48°02.8' N	86°51.8' W		0.78		42		
site 117	48°10.6' N	86°59.7' W		0.72		61		
site 118	48°17.5' N	86°56.6' W		0.73		61		
site 119	48°27.5' N	86°55.8' W		0.90		44		
site 120	48°35.3' N	86°55.4' W		0.73		33		
site 120	48°35.3' N	86°55.4' W		0.73		33		
site 121	48°41.6' N	86°48.5' W		0.71		43		
site 122	48°23.7' N	86°24.4' W		0.72		39		
site 123	47°46.0' N	86°27.0' W		0.73		46		
site 125	47°29.8' N	86°13.0' W		0.77		49		
site 127	47°22.5' N	86°06.6' W		0.72		46		
site 128	47°0.5' N	86°13.0' W		0.71		42		
site 129	47°01.5' N	85°56.4' W		0.70		43		

Tableau 2.2 (continue 8)

Site	Lat.	Long.	$\langle A \rangle$ $\mu W \cdot m^{-3}$	$\langle k \rangle$ $W \cdot m^{-1} K^{-1}$	Q $mW \cdot m^{-2}$	Q_c $mW \cdot m^{-2}$	Référence	qualité
No forage								
LAC SUPERIEUR								
site 130	47°01.0' N	85°46.8' W		0.76		56		
site 131	47°01.4' N	85°31.0' W		0.69		42		
site 132	47°01.7' N	85°17.0' W		0.70		43		
site 134	47°07.8' N	84°57.7' W		0.77		46		
site 135	47°16.0' N	85°15.8' W		0.88		54		
site 137	47°26.4' N	85°14.7' W		0.69		36		
site 138	47°34.0' N	85°11.6' W		0.69		33		
site 139	47°43.7' N	85°03.0' W		0.72		54		
site 140	47°39.6' N	85°36.3' W		0.70		38		
site 141	47°24.0' N	85°32.0' W		0.68		47		
site 142	47°50.5' N	86°02.5' W		0.71		69		
site 143	47°59.9' N	86°15.7' W		0.72		45		
site 144	48°07.3' N	86°19.0' W		0.77		19		
site 145	48°12.0' N	86°27.4' W		0.76		29		
site 146	48°21.0' N	86°16.1' W		0.76		44		
site 147	48°30.8' N	86°21.4' W		0.79		54		
site 148	47°31.0' N	86°34.0' W		0.75		48		
site 149	47°18.8' N	86°41.5' W		0.76		49		
site 150	47°20.0' N	87°07.0' W		0.74		46		
site 152	47°36.6' N	87°31.0' W		0.74		42		
site 153	47°30.2' N	87°09.6' W		0.74		46		
site 154	48°16.5' N	88°34.1' W		0.75		44		
site 155	48°15.8' N	88°50.9' W		0.81		54		
site 156	48°10.4' N	89°01.6' W		0.81		54		
site 157	48°05.3' N	89°14.9' W		0.73		44		
site 158	48°01.0' N	89°09.6' W		0.76		44		
site 159	47°06.3' N	91°06.2' W		0.72		30		
site 160	46°55.2' N	91°45.0' W		0.72		47		
site 162	47°58.5' N	89°24.3' W		0.74		31		
site 163	48°02.1' N	89°20.7' W		0.75		39		
site 164	48°03.3' N	89°15.0' W		0.76		42		
site 165	48°10.5' N	88°51.3' W		0.72		39		
site 166	48°15.6' N	88°38.4' W		0.76		44		
site 167	48°03.6' N	88°07.5' W		0.75		46		
site 168	48°0.9' N	88°23.4' W		0.77		49		
site 169	48°12.6' N	88°08.1' W		0.72		35		
site 171	48°35.7' N	87°30.9' W		0.88		41		
site 173	48°10.5' N	87°12.0' W		0.85		40		
site 174	48°36.0' N	87°06.0' W		0.72		36		
site 175	48°39.0' N	86°50.4' W		0.77		42		
site 176	48°35.1' N	86°40.8' W		0.72		39		
site 177	48°18.9' N	86°23.7' W		0.70		37		
site 178	48°16.5' N	86°43.5' W		0.76		42		
site 179	48°07.8' N	86°37.2' W		0.76		61		
site 180	48°08.4' N	86°27.0' W		0.74		36		
site 181	48°04.5' N	86°21.9' W		0.73		41		
site 182	47°31.8' N	85°27.6' W		0.70		54		
site 183	47°17.7' N	85°23.1' W		0.70		48		
site 184	47°21.6' N	85°05.4' W		0.73		39		
site 185	47°11.4' N	85°06.3' W		0.70		50		
site 186	47°06.0' N	85°45.6' W		0.68		47		
site 188	47°12.0' N	86°33.9' W		0.70		57		
site 189	47°35.4' N	85°56.1' W		0.77		59		

Tableau 2.2 (continue 9)

Site	Lat.	Long.	$\langle A \rangle$ $\mu W \cdot m^{-3}$	$\langle k \rangle$ $W \cdot m^{-1} K^{-1}$	Q $mW \cdot m^{-2}$	Q_c $mW \cdot m^{-2}$	Référence	qualité
No forage								
LAC SUPERIEUR								
site 192	47°47.8' N	86°11.0' W		0.70		31		
site 193	47°43.3' N	86°39.0' W		0.74		54		
site 194	47°49.3' N	87°0.0' W		0.74		48		
site 195	47°21.3' N	91°07.3' W		0.77		31		
site 196	47°07.1' N	91°24.3' W		0.74		36		
site 197	46°57.7' N	91°37.7' W		0.71		40		

Référence : (1) Jessop et al., 1971; (2) Cermak et Jessop, 1971; (3) Jessop et Lewis, 1978; (4) Lewis et Beck, 1977; (5) Misener et al., 1951; (6) Drudy et Lewis, 1983; (7) Sass et al., 1968; (8) Allis, 1975; (9) Allis et Garland, 1979; (10) Lewis, 1969; (11) Tatlor et Judge, 1979; (12) Beck et W. Neophytou, 1968; (13) Beck et Sass, 1966; (14) Sass et al., 1971; (15) Fou, 1969; (16) Beck et Logis, 1963; (17) Jessop et al., 1984; (18) Mareschal et al., 1989; (19) Pinet et al., 1991; (20) Guillou et al., 1994; (21) Drury, 1991; (22) Guillou et al., 1996; (23) Mareschal et al., 1998; (24) Guillou et al., 1995; (25) Mareschal et al., 1999; (26) Hart et al., 1994; (27) Blackwell et al., 1996; (28) Drury, 1985

Malgré l'irrégularité de la distribution des mesures de flux (Figure 2-4), le flux moyen ne varie pas entre les provinces du Bouclier Canadien (Figure 2-7). La Province du Supérieur a un flux moyen de $41 \pm 9 \text{ mWm}^{-2}$ (Figure 2-7a), la Province de Churchill $41 \pm 10 \text{ mWm}^{-2}$ (Figure 2-7b), la Province de Grenville $42 \pm 12 \text{ mWm}^{-2}$ (Figure 2-7c), et les données du Lac Supérieur ont une moyenne de $41 \pm 9 \text{ mWm}^{-2}$ (Figure 2-7d). Parmi 4 provinces, la distribution du flux de chaleur de la Province de Grenville diffère d'autres provinces. Les distributions du Churchill et du Lac Supérieur sont comparables. En comparaison avec les autres régions du continent, le bouclier a le flux le plus faible : le flux moyen est de 57 mWm^{-2} dans les Appalaches, de 85 mWm^{-2} pour le Basin and Range, de 73 mWm^{-2} sur le plateau continental de Nouvelle Ecosse, de 78 mWm^{-2} à Terre Neuve, de 72 mWm^{-2} à l'intérieur de la Plateforme occidentale et de 71 mWm^{-2} dans la Cordillère de l'Ouest (Jessop, 1991). La valeur du flux moyen du Bouclier Canadien n'a pas beaucoup changé avec l'augmentation du nombre des données : 39 mWm^{-2} par Rao et Jessop (1975); 40 mWm^{-2} par Jessop (1991) et 42 mWm^{-2} par Jaupart et al. (1998). Il est aussi semblable au flux moyen établi sur 4 des autres boucliers (tableau 2.3). Le flux moyen est élevé dans les boucliers de Baltique et d'Afrique du Sud.

La qualité des mesures n'étant pas uniforme, nous avons classé les données de flux que nous avons recueillies à partir des critères suivants. La classe A représente les mesures de température réalisées dans des forages dont la profondeur est supérieure

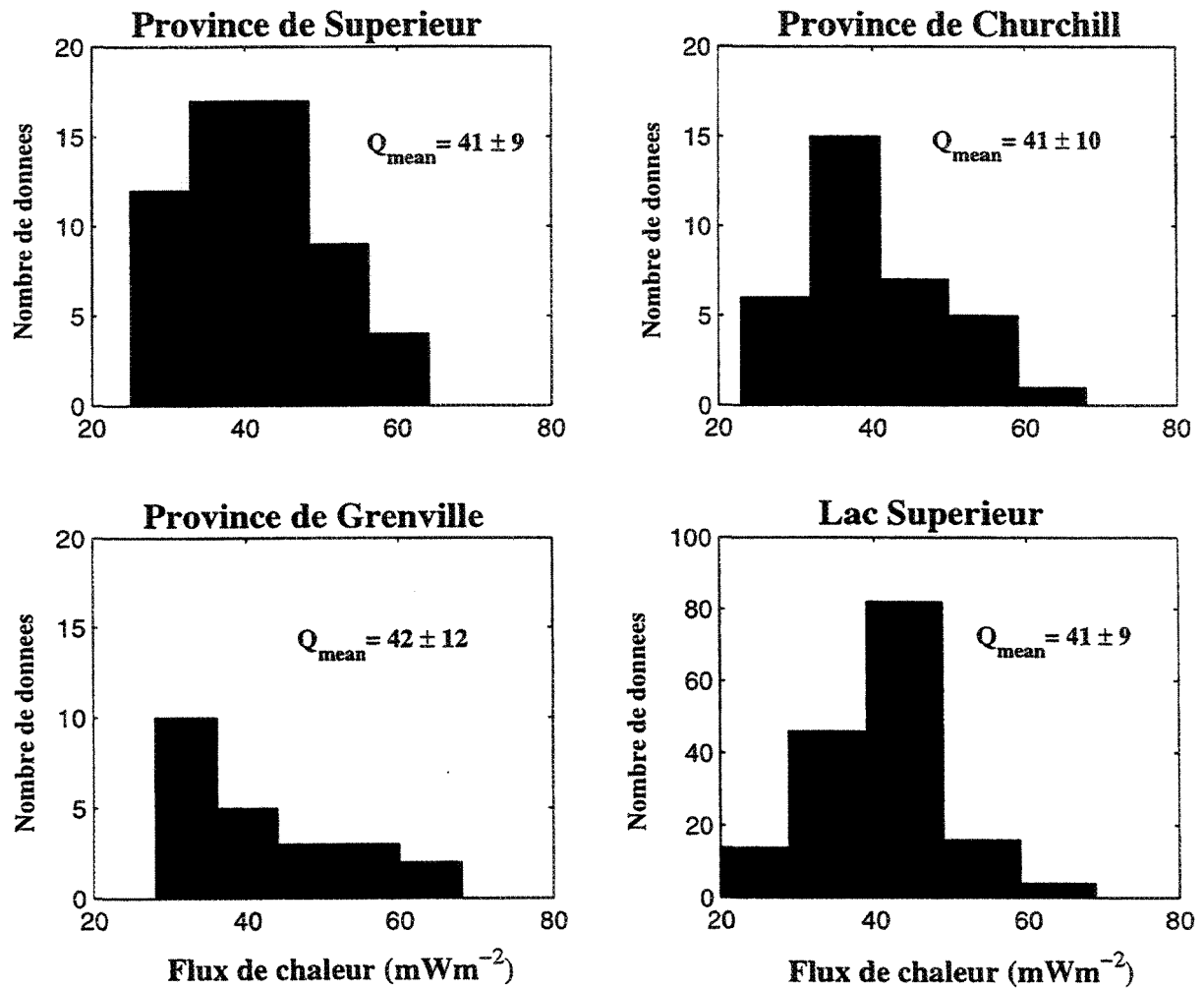


Figure 2.7: Les distributions des valeurs de flux de chaleur pour différentes provinces du bouclier.

turelle par spectrométrie gamma, et la méthode d'analyse par activation neutronique instrumentale. Parce que la première méthode mesure directement la radioactivité du K, Th et U, qui ont des demi-vies très longues, l'énergie des rayons gamma est souvent trop faible pour la détecter. Pour plus de sensibilité, on utilise souvent la deuxième méthode. On fait irradier les roches dans un réacteur nucléaire (ou une source de neutrons) pour produire des isotopes artificiels à courte demi-vie. Par exemple, nous avons irradié 2g de roche par échantillon du Bouclier Canadien pendant 2 heures (t_i) au réacteur nucléaire SLOWPOKE de l'Ecole Polytechnique de Montréal, sous un flux (F) de neutrons de $5 \times 10^{15} \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$. Après un temps de décroissance t_d de 6 jours, nous avons mesuré le spectre de rayon-gamma pendant 2 heures (t_c) avec un détecteur gamma au Ge (Li). Le K, Th et U ont été déterminés en utilisant le pic de 1525 keV de ^{42}K , le pic de 312 keV de ^{233}Pa (^{232}Th) et le pic de 277 keV de ^{239}Np (^{238}U) respectivement. Finalement, la concentration d'un élément spécifique dans un échantillon est calculée en comparant l'aire de son pic spectral (A) avec celle d'un étalon de référence.

$$C = \frac{A\lambda}{BWF(1 - e^{-\lambda t_i})e^{-\lambda t_d}(1 - e^{-\lambda t_c})} \quad (2.5)$$

λ est la constante de désintégration radioactive d'un radio-isotope, B est la constante de sensibilité, W est le poids de l'échantillon. La production moyenne (en μWm^{-3}) d'un échantillon est déterminée par l'équation suivante :

$$\langle A \rangle = \rho(0.0963U + 0.0264Th + 0.0358K) \quad (2.6)$$

ρ est la densité moyenne de l'échantillon (gcm^{-3}), U et Th sont exprimés en ppm et K en % poids.

Nous avons compilé toutes les données disponibles concernant la production de chaleur des principales roches du Bouclier Canadien.

Tableau 2.4: Production de chaleur des roches communes du Bouclier Canadien

localisation	lithologie	$\langle A \rangle$ μWm^{-3}	Nombre d'échantillons	référence
Province de Supérieur				
Sous province de	gneiss felsique	0.46 ± 0.36	9	1
Pikwitonei	gneiss mafique	0.33 ± 0.52	7	1
	anorthosite	0.12	1	1
Sous province de	gneiss felsique	0.64 ± 0.16	4	1
Sachigo	granite	2.15 ± 1.02	3	1
	granodiorite	0.77 ± 0.25	3	1
	métavolcanite	0.2 ± 0.17	12	1
	métasédiment	1.47 ± 0.67	6	1
Kapuskasing	gneiss	0.5 ± 0.39	19	2
	paragneiss	0.97 ± 0.64	7	2
	gneiss granitique	3.96 ± 2.5	3	2
	granite	4.0 ± 2.24	5	2
	tonalite	0.7 ± 0.39	9	2

tableau 2.4 (suite) :

localisation	lithologie	$\langle A \rangle$ μWm^{-3}	Nombre d'échantillons	référence
Kapuskasing	volcanite felsique	2.03 ± 0.57	4	2
	volcanite mafique	0.09 ± 0.03	4	2
	anorthosite	0.05 ± 0.01	3	2
Abitibi	volcanite felsique	0.47 ± 0.2	8	5
	volcanite mafique	0.22 ± 0.18	8	5
	gabbro/anorthosite	0.11 ± 0.09	7	5
	granodiorite	0.35 ± 0.24	4	5
Reste du	granite	2.8 ± 0.63	7	3
Supérieur	gneiss	0.97 ± 0.46	13	3
	volcanite	0.29 ± 0.14	11	4
	basalte	0.12 ± 0.04	5	4
	gabbro	0.16 ± 0.11	7	4
	greywacke	3.03 ± 0.85	3	4
Lac du Bonnet	tonalite	1.64 ± 0.04	3	6
Batholite	granite	5.22 ± 1.1	24	6

tableau 2.4 (suite) :

localisation	lithologie	$< A >$ μWm^{-3}	Nombre d'échantillons	référence
Province de	gneiss	0.77 ± 0.31	7	4
Grenville	marbre	0.7 ± 0.35	11	4
	gabbro	0.1 ± 0.05	6	4
	charnockite (granite)	0.5 ± 0.21	2	4
	métavolcanite	0.15 ± 0.07	2	4
	métasédiment	1.1	1	4
	anorthosite	0.17 ± 0.1	4	4

Référence: 1) Fountain et al., 1987; 2) Ashwal et al., 1987; 3) Jessop et Lewis, 1978; 4) Pinet et al., 1991; 5) Guillou et al., 1994; 6) Drury et Lewis, 1983 (mesure dans un forage jusqu'à la profondeur de 825 m).

La production moyenne des roches felsiques (gneiss felsique, tonalite, granodiorite et marbre) est généralement comprise entre 0.5 et $1.0 \mu\text{Wm}^{-3}$, à l'exception des roches volcaniques felsiques de Kapuskasing. La production de chaleur est significativement plus faible ($< 0.3 \mu\text{Wm}^{-3}$) pour les roches mafiques (gneiss mafique, volcanite mafique, basalte et anorthosite). Celle des roches sédimentaires est supérieure à $1.0 \mu\text{Wm}^{-3}$, et la production de chaleur maximale est toujours associée à la famille des granites ($> 2.0 \mu\text{Wm}^{-3}$). Les différences du niveau de radioactivité entre les différents types de roches

sont bien marquées.

Dans la figure 2-8, nous avons compilé les données de production de chaleur pour chaque site de mesure du Bouclier Canadien (données du tableau 2.2). Un site représente plusieurs échantillons avec des lithologies différentes. Basé sur les données, presque 40% des sites ont une production de chaleur compatible avec celle des roches mafiques ($A < 0.5 \mu\text{Wm}^{-3}$), 40% entre mafique et felsique ($0.5 < A < 2 \mu\text{Wm}^{-3}$) et moins de 10% ont une production de chaleur comparable à celle de granites ($> 2 \mu\text{Wm}^{-3}$; Figure 2-8a). Dans la Province du Supérieur, la plupart des sites ont une production comprise entre 0.2 et $1.2 \mu\text{Wm}^{-3}$ (Figure 2-8b), ce qui implique que la croûte supérieure est essentiellement composée d'un mélange de roches mafiques et de roches felsiques métamorphisées. La distribution de production de chaleur dans la Province de Churchill possède deux pics (Figure 2-8c). Elle indique probablement deux compositions distinctes. Celle de la Province de Grenville est encore plus dispersée (Figure 2-8d), et implique la composition la plus complexe dans la croûte supérieure du bouclier.

Il n'y a pas de relation linéaire entre le flux et la production de chaleur dans le Bouclier Canadien. Si la production décroît vers le bas, ce niveau de production n'est pas suffisant pour produire le flux moyen du bouclier avec une croûte de 40 km quand les roches de surface sont principalement mafiques. De plus, le flux est élevé dans certaines régions comme la ceinture de Thompson et l'Ouest de l'Abitibi. La production mesurée à la surface n'apporte donc une contrainte que sur la composition moyenne de la croûte supérieure. Cependant, si la croûte moyenne est principalement composée de

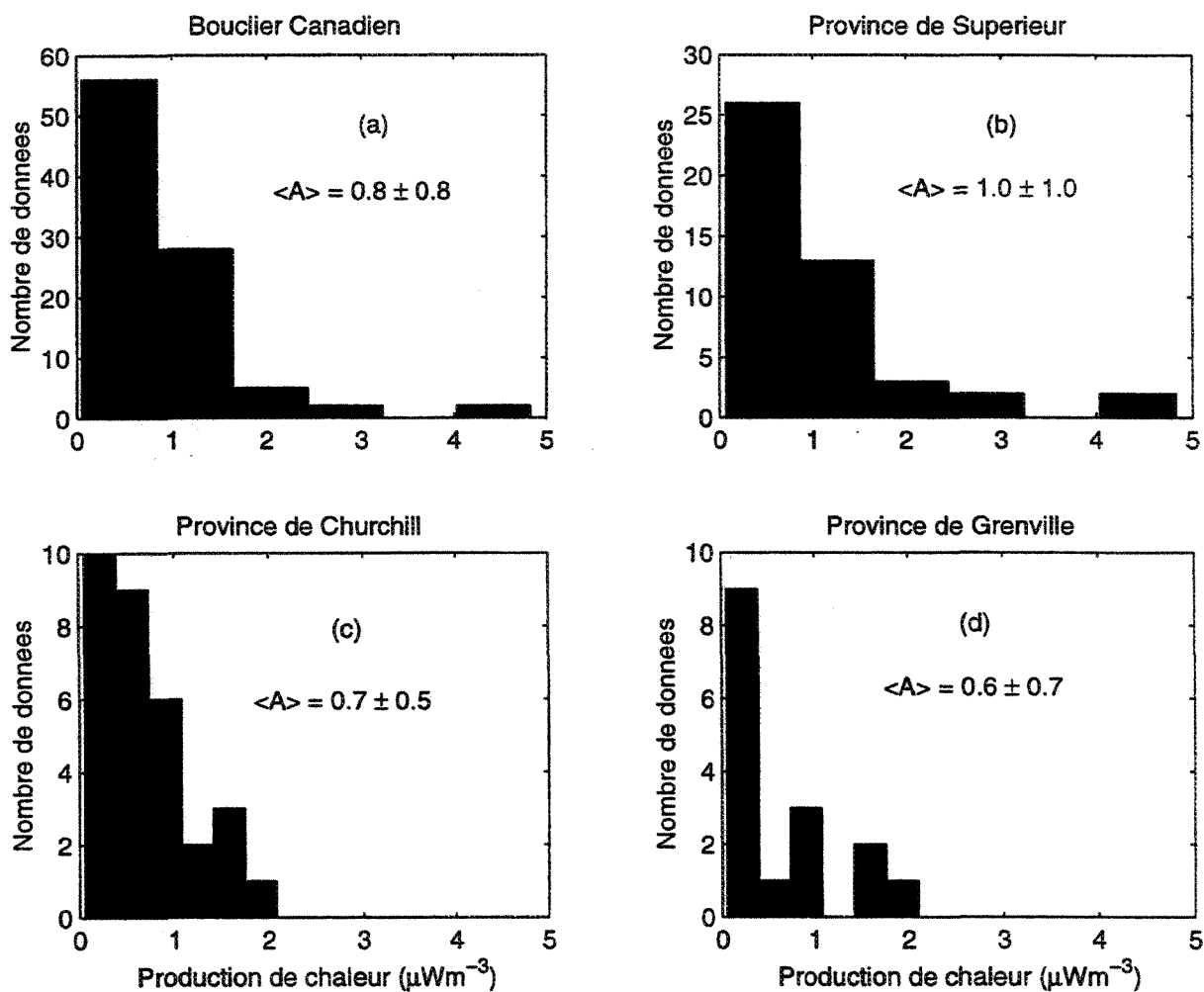


Figure 2.8: Distribution de la production de chaleur pour les différentes provinces du bouclier.

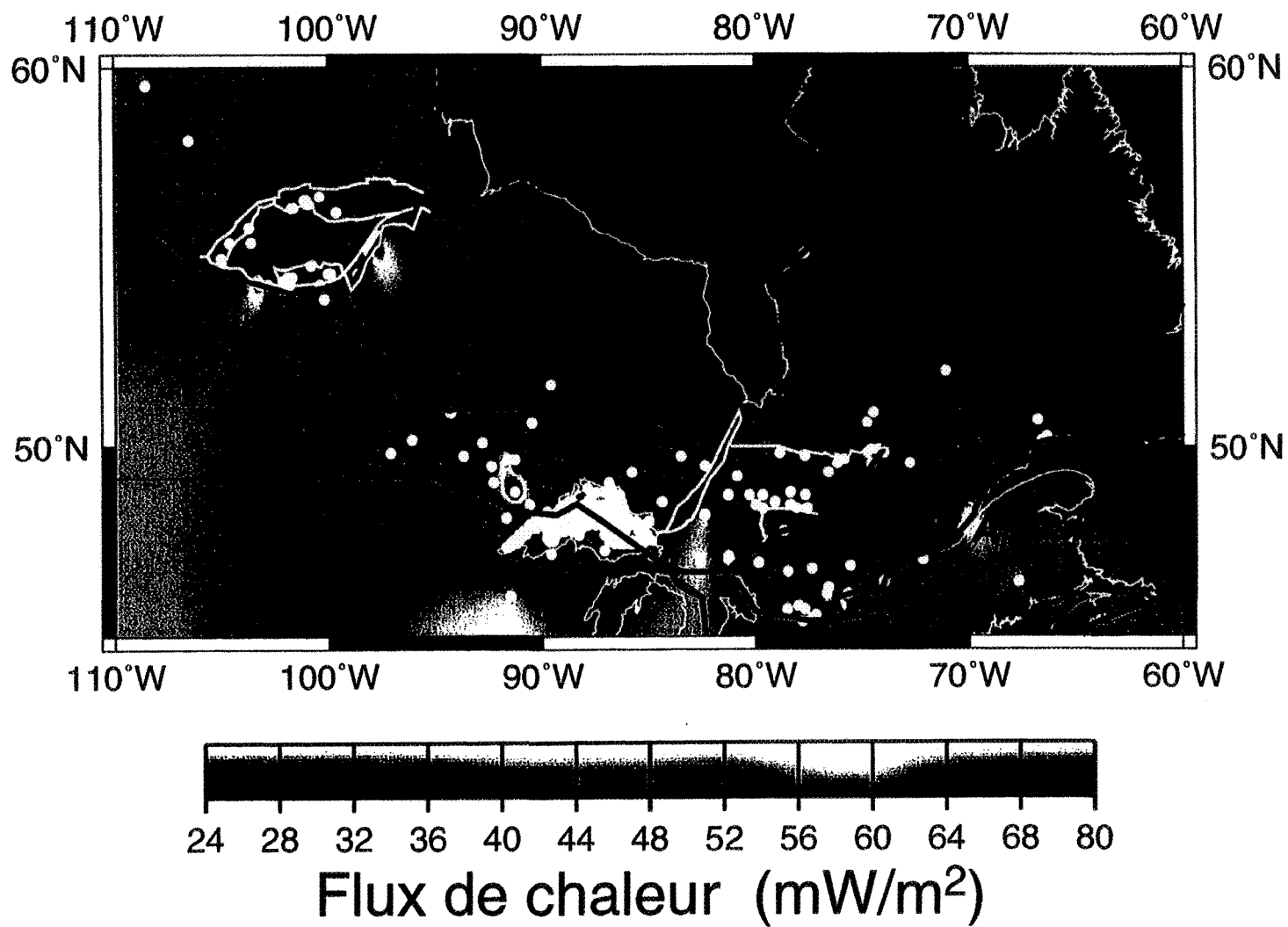
gneiss felsiques, elle pourrait considérablement influencer les variations du flux selon son épaisseur. Lorsque le flux de chaleur est supérieur à 35 mWm^{-2} dans une ceinture de roches vertes, pauvres en éléments radioactifs à la surface, cela indique que la croûte moyenne est probablement enrichie en éléments radioactifs.

2.3.4 Interprétation des variations du flux

Nous voulons souligner d'abord que notre interprétation des données de flux en terme de structure crustale ne concerne que la partie stable d'un continent où le régime géothermique est stationnaire. Le flux est donc à l'équilibre avec les sources et nous pouvons estimer la distribution des sources à partir du flux.

La carte du flux de chaleur (Figure 2-9) illustre les variations du flux dans le Bouclier Canadien. Visiblement, il y a des ondulations ayant une amplitude de plus de 10 mWm^{-2} à travers les provinces géologiques. Parce qu'il y a des variations significatives à travers une même sous province, par exemple dans la Sous-province d'Abitibi et dans l'Orogène de Trans-Hudson, il semble qu'il n'y a pas de corrélation entre la distribution de flux et la province géologique. Le flux faible dans les régions où la croûte est épaisse d'après l'interprétation sismique (les ceintures de Thompson et Lynn Lake, le Front de Grenville, le soulèvement de Kapuskasing) indique que la variation du flux n'est pas déterminée par l'épaisseur totale. D'après la Figure 2-9, le flux varie de façon importante sur une échelle d'environ 50 km. Cette longueur d'onde ne peut impliquer que des variations de composition à l'échelle de la croûte. Puisque les variations du

Figure 2.9: Carte de flux de chaleur du Bouclier Canadien.



flux sont de courte longueur d'onde, le flux du manteau du Bouclier Canadien est donc presque constant. Ce flux a été estimé entre 10 et 15 mWm^{-2} (Guillou et al., 1996; Jaupart et al., 1998).

Nous analysons les variations de flux de l'Ouest à l'Est du bouclier. L'Orogène de Trans-Hudson contient la valeur minimale du bouclier, 23 mWm^{-2} dans la région de Lynn Lake, et la valeur maximale 81 mWm^{-2} dans la ceinture de Thompson. Cette dernière est due à l'effet de réfraction thermique; après élimination de cet effet, le flux moyen de la ceinture de Thompson (53 mWm^{-2}) est encore beaucoup plus élevé que la valeur moyenne du bouclier. Pour un tel flux, il faut que la croûte supérieure enrichie en éléments radioactifs soit épaisse ($> 25 \text{ km}$) avec une production de 1.3 μWm^{-3} . Cette structure indique une concentration anormale des éléments radioactifs dans la croûte, résultant probablement de la redistribution des éléments radioactifs. Puisque ces éléments (U, Th, K) sont plus abondants dans les roches felsiques, la croûte supérieure de Thompson pourrait être composée de roches provenant principalement de l'érosion de la Province du Supérieur. Le flux faible dans la ceinture de Lynn Lake coïncide avec une croûte épaisse. Il correspond cependant à une production de surface relativement élevée (0.7 μWm^{-3}). D'autre part, le flux qui est supérieur au flux moyen de Flin Flon-Snow Lake (43 mWm^{-2}) correspond à une production faible de la surface (0.3 μWm^{-3}) avec laquelle on ne peut pas rendre compte du flux observé. Ceci indique que la production de la croûte moyenne est probablement supérieure à celle de la surface dans la ceinture de Flin Flon-Snow Lake.

Dans la Province du Supérieur, nous retrouvons un flux faible à l'Est de la Sous-province d'Abitibi (28 mWm^{-2}) et dans la région de Kapuskasing (33 mWm^{-2}). Les comparaisons entre l'interprétation sismique et les observations de la coupe transversale d'Archéen, ainsi que les interprétations précédentes du flux de chaleur ont démontré que la croûte du soulèvement de Kapuskasing est composée principalement de roches mafiques/ultramafiques. Par analogie, nous proposons que les flux bas de Lynn Lake et de l'Est d'Abitibi impliquent aussi que la croûte est principalement mafique dans ces deux régions.

Le flux moyen de la Sous-province de Wawa, $48 \pm 8 \text{ mWm}^{-2}$, est plus élevé que celui de l'Ouest de l'Abitibi ($42 \pm 7 \text{ mWm}^{-2}$). L'augmentation du flux de l'Est à l'Ouest de l'Abitibi a été interprété comme un changement de composition de la croûte moyenne (Guillou et al., 1994). Basé sur une même logique, nous supposons que la croûte supérieure et moyenne de la Sous-province de Wawa est de composition felsique. Pour un niveau de production de $1.0 \mu\text{Wm}^{-3}$, une épaisseur d'au moins 30 km est requise si le flux du manteau est de 12 mWm^{-2} .

Les variations du flux autour de la valeur moyenne du bouclier implique probablement des variations de composition de la croûte. Notre interprétation préliminaire suggère donc que les variations de flux de chaleur dépendent essentiellement de la composition crustale. Ceci est probablement vrai pour tous les continents stables. Le champ géothermique du Bouclier Canadien est caractérisé par un flux moyen de 41 mWm^{-2} qui implique une production de chaleur moyenne entre 0.7 et $0.8 \mu\text{Wm}^{-3}$ dans la croûte.

Ce niveau de production implique une contribution importante de gneiss felsiques dans la croûte archéenne. La production de chaleur dans le Bouclier Canadien est faible par rapport à celle de granites jeunes par exemple. Le flux de chaleur relativement faible favorise la stabilité du bouclier et lui a permis de résister aux déformations tectoniques.

2.4 Gravimétrie

La gravimétrie est aussi une méthode conventionnelle pour étudier la structure profonde puisqu'il existe une différence évidente de densité au niveau du Moho. Les variations d'épaisseur de la croûte produisent des anomalies de Bouguer de grandes longueurs d'onde. Il y a également des discontinuités verticales de densité dans la croûte dues à la juxtaposition de terrains d'origines différentes. Ces discontinuités se présentent comme des anomalies linéaires. Ce dernier type d'anomalie est très facilement reconnaissable. De nombreux contacts entre terrains ou provinces différentes ont été révélés par les anomalies de gravité dans le Bouclier Canadien, par exemple, l'anomalie à la frontière de la Province de Churchill et du Supérieur, de la Province du Supérieur et de Grenville, etc. L'interprétation de ces anomalies suggère qu'il y a un épaissement de la croûte due à la convergence, et que la croûte de Churchill est généralement plus épaisse et plus dense que celle du Supérieur (Gibb et al., 1968; Gibb et Thomas, 1976; Gibb, 1978b; Thomas et Kearey, 1980). Ces contributions sont bien connues et sont supportées par les investigations sismiques. Notre étude a pour objet les variations de composition et l'épaisseur de la croûte en combinant d'autres données géophysiques.

2.4.1 Données de gravité et de densité

Les données de l'anomalie de Bouguer utilisées dans notre thèse, sont extraites de la banque des données de gravité de la Commission géologique du Canada. Cette banque regroupe toutes les données disponibles et de qualité suffisante mesurées sur le terrain pour des études régionales aussi bien que locales. Finalement, elles ont été interpolées sur une grille régulière de 2.5 minutes \times 2.5 minutes.

Les densités des roches communes du Bouclier Canadien proviennent de mesures locales. Le fait qu'un même type de roches présente des densités semblables à travers le Bouclier Canadien met clairement en évidence l'effet de la teneur en silice. Le changement de composition d'acide à mafique s'accompagne d'un changement de la densité d'au moins 0.1 g/cm^3 (tableau 2.5). Ces contrastes de densité à l'intérieur de la croûte, ainsi celui qu'au niveau du Moho sont les principales sources des anomalies de Bouguer.

Tableau 2.5: Densité des roches communes du Bouclier Canadien

Localisation	Lithologie	Densité g.cm ⁻³	Nombre d'échantillons	Référence
Supérieur :				
Abitibi	roche granitique	2.70±0.026		1, 2
	granodiorite	2.85±0.04		4, 5
	tonalite	2.70±0.04	15	6
	gneiss tonalitique	2.67±0.05	22	6
	volcanite mafique	2.87±0.06	609	3
	volcanite felsique	2.70±0.05	1368	2
	andésite	2.82±0.05	22	6
	basalte	2.96±0.13	38	6
	gabbro	2.91±0.11	3996	2
	anorthosite	2.99±0.05	2	6
	roche sédimentaire	2.75±0.02	6	2
Kapuskasing	granulite	2.83±0.18		5
Pikwitonei	gneiss felsique	2.68±0.029	10	7
	gneiss mafique	3.05±0.12	7	7
	anorthosite	2.71±1.0	1	7

Tableau 2.5 (suite) :

Localisation	Lithologie	Densité g.cm ⁻³	Nombre d'échantillons	Référence
Sachigo	gneiss felsique	2.71±0.03	4	7
	gneiss	2.73±0.02	2	7
	granite	2.65±0.04	2	7
	granodiorite	2.72±0.03	2	7
	métabasalte	3.0±0.08	7	7
	métagabbro	3.05±0.04	4	7
	métagraywacke	2.78±0.08	3	7
Opatica	gneiss tonalitique	2.67±0.02	34	2
	métavolcanite	3.0±0.09	14	2
	intrusion mafique	2.91±0.09	21	2
	intrusion granitique	2.64±0.02	29	2
	gabbro à granodiorite	2.87±0.1	13	2
	métasédiment	2.80±0.04	3	2
Nemiscau	gneiss	2.74±0.02	16	8
	granitoïde	2.63±0.03	15	8
La Grande	gneiss	2.74±0.03	14	8
	volcanite felsique	2.76±0.02	5	8
	volcanite mafique	3.04±0.06	15	8

Tableau 2.5 (suite) :

Localisation	Lithologie	Densité	Nombre	Référence
		g.cm^{-3}	d'échantillons	
	granitoïde	2.65 ± 0.05	15	8
Uchi	volcanite et métasédiment	2.75 ± 0.16	228	9
	volcanite mafique	2.85 ± 0.11	192	9
	pluton felsique	2.67 ± 0.13	292	9
Wabigoon	volcanite et métasédiment	2.77 ± 0.18	466	9
	volcanite mafique	2.90 ± 0.18	220	9
	pluton felsique	2.66 ± 0.10	520	9
English River	paragneiss	2.73 ± 0.11	162	9
	orthogneiss	2.69 ± 0.12	186	9
Kirkland	porphyrie	2.70 ± 0.04	36	10
Timmins	rhyolite	2.85 ± 0.04	7	10
Malartic	schiste	2.87 ± 0.02	5	10
Churchill				
Lac du Bonnet	granite	2.63 ± 0.02	24	11
	tonalite	2.69 ± 0.04	3	11
	volcanite intermédiaire	2.82 ± 0.14	115	12
	volcanite felsique	2.73 ± 0.07	82	12

Tableau 2.5 (suite) :

Localisation	Lithologie	Densité	Nombre	Référence
		g.cm^{-3}	d'échantillons	
Flin Flon	volcanite mafique	2.96 ± 0.13	206	12
	gneiss mafique	2.99 ± 0.12	78	12
	gneiss intermédiaire	2.83 ± 0.12	88	12
	gneiss felsique	2.73 ± 0.10	42	12
	gneiss calcaire	2.94 ± 0.11	57	12
	métasédiment	2.83 ± 0.11	47	12
	intrusion felsique	2.73 ± 0.07	268	12
	intrusion mafique	2.95 ± 0.14	163	12
	intrusion ultramafique	2.99 ± 0.12	31	12
	Roches	Roches	Roches	Roches
	felsiques	intermédiaire	mafiques	sédimentaires
Densité moyenne	2.7	2.83	2.95	2.8

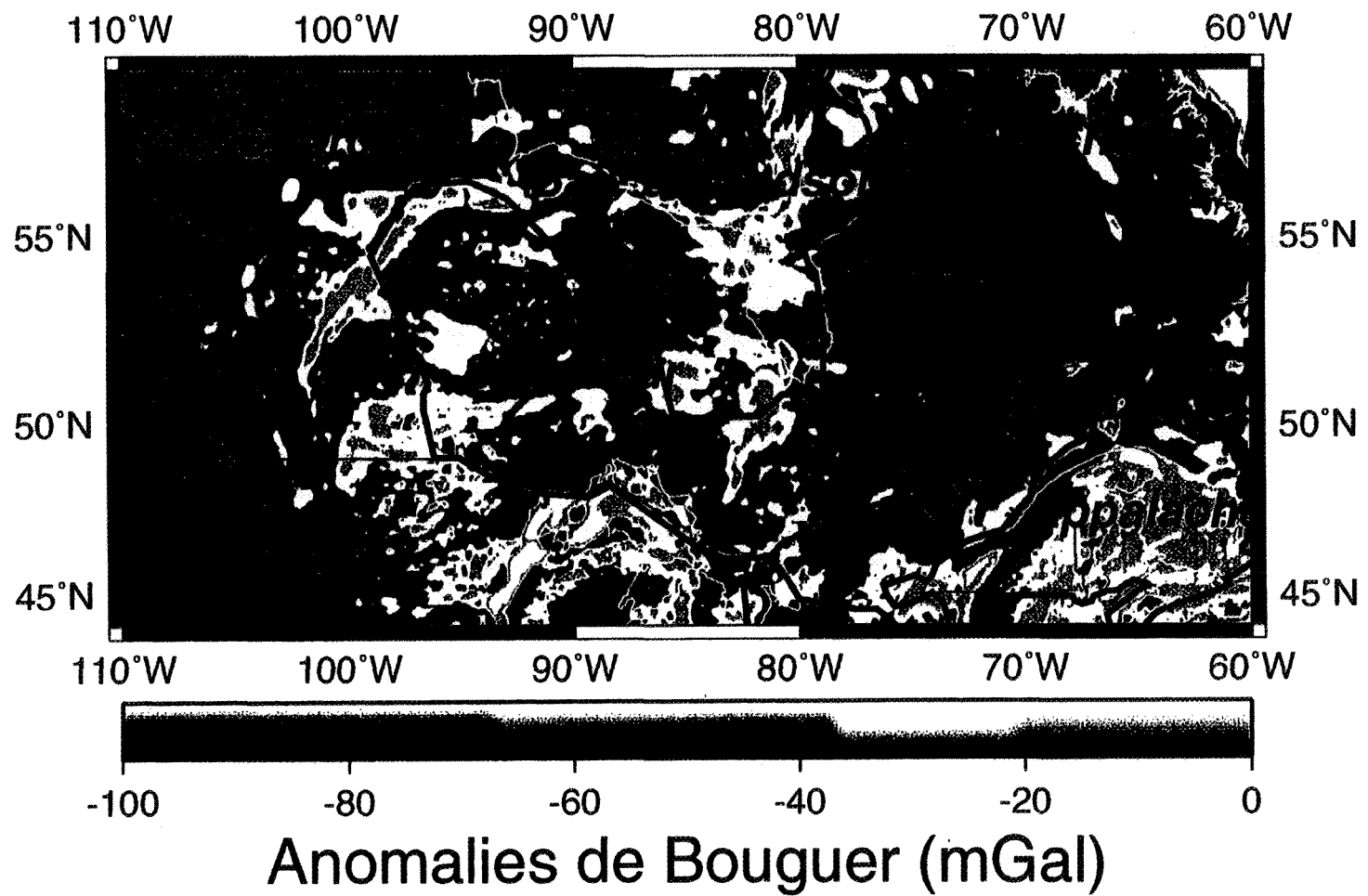
Référence : 1 Gupta et Grant, 1985; 2 Antonuk et Mareschal, 1992; 3 Milkereit et Adam, 1994; 4 Guillou et al., 1994; 5 Fountain et al., 1990; 6 Dion et al., 1992; 7 Fountain et al., 1987; 8 Telmat et al., 1999; 9 Stettler et al., 1996; 10 Misener et al., 1951; 11 Drury et Lewis, 1983; 12 Leclair et al., 1994.

2.4.2 Interprétation des données de gravité

Sur la carte des anomalies de Bouguer (Figure 2-10), des anomalies négatives de grandes longueurs d'onde apparaissent à l'Est du Bouclier Canadien. Conventionnellement, ce genre d'anomalies est interprété comme une conséquence de l'épaississement de la croûte. La comparaison avec les investigations sismiques montre que ce n'est pas toujours le cas dans le Bouclier Canadien. Les anomalies négatives de Bouguer s'accordent avec l'épaississement au niveau du Front de Grenville, de l'Orogène du Nouveau Québec, et de l'Orogène des Torngat. Cependant, certains épaississements de la croûte ne présentent pas d'anomalies négatives, par exemple le soulèvement de Kapuskasing et la ceinture de Lynn Lake. Au contraire, la région structurale de Kapuskasing correspond à une anomalie positive. L'Orogène de Trans-Hudson est marqué par des anomalies élevées qui sont comparables à celles de Kapuskasing.

D'après le tableau 2.5, la différence de densité entre les trois principaux types de roches dans le Bouclier Canadien est évidente. Les densités moyennes des roches felsiques, intermédiaires et mafiques/ultramafiques sont de 2.7 gcm^{-3} , 2.83 gcm^{-3} et 2.95 gcm^{-3} respectivement. La densité moyenne des roches métasédimentaires est d'environ 2.8 gcm^{-3} . Un épaississement de 5 à 10 km de la croûte peut engendrer une anomalie de Bouguer de 80 à 160 mGal. Cependant, les variations observées sont généralement inférieure à 80 mGal à travers le bouclier (Figure 2-10). Puisqu'il existe des différences de densité évidentes à l'intérieur de la croûte, les anomalies de Bouguer sont probablement due à une compensation de l'épaississement de la croûte par les variations

Figure 2.10: Carte de gravité du Bouclier Canadien.



de densité. Un des exemples les plus évidents est l'anomalie de Kapuskasing. D'après l'interprétation sismique, la croûte s'épaissit de plus de 10 km au Sud de la région alors que l'anomalie de Bouguer est positive. Ceci démontre que le contraste de densité entre Kapuskasing et les sous-provinces adjacentes joue un rôle important. Au contraire, c'est l'épaississement de la croûte qui joue un rôle important dans l'anomalie de Bouguer très négative à l'Est du Front de Grenville. Ces deux exemples opposés suggèrent que le contraste de densité entre la Province du Supérieur et la Province de Churchill domine l'anomalie de Bouguer. Dans la Province de Supérieur, les roches exposées en surface (granulites du Pikwitonei) sont denses et produisent une anomalie positive.

En résumé, les contacts tectoniques entre les provinces géologiques sont bien marqués soit par les anomalies de Bouguer de grandes longueurs d'onde, soit par les anomalies linéaires. L'amplitude maximale des variations est de moins de 100 mGal. Cela implique que l'effet d'épaississement de la croûte est en partie compensé par le changement de composition. Si l'on combine les interprétations de flux et de gravité, les flux bas dans la ceinture de Lynn Lake et dans la région de Kapuskasing indiquent une croûte mafique plus dense que dans les régions adjacentes. La combinaison de la composition felsique et de l'épaississement de la croûte produit le flux maximal dans la ceinture de Thompson (voir le chapitre 4 pour les détails). Ces interprétations s'accordent et expliquent raisonnablement les variations de composition et d'épaisseur de la croûte. L'interprétation combinée des différentes données géophysiques peuvent donc nous donner une contrainte réaliste sur l'architecture crustale. Pour parvenir à une interprétation

plus précise et quantitative, nous avons étudié l'inversion des données combinées et appliquée cette méthode aux données réelles du Bouclier Canadien. Cette étude fait l'objet des deux chapitres suivants.

Chapitre 3

Inversion du flux de chaleur et de la gravité

3.1 Introduction

Les champs géophysiques sont générés par des sources naturelles ou artificielles. Extraire toutes les informations au sujet de la nature et de la localisation des sources à partir des données observées est un problème d'interprétation. Nous avons recueilli toutes les données disponibles de flux, de gravité et de sismique du Bouclier Canadien. L'objet du chapitre présent est de discuter de l'utilité des méthodes inverses pour interpréter ces données.

Notre objectif est de déterminer les variations de composition et d'épaisseur de la croûte. L'hétérogénéité de composition crustale se marque sous forme d'anomalies des

différents champs géophysiques. Du point de vue théorique, pour inverser les données, il faut établir un modèle qui relie les observations aux propriétés de la croûte et choisir un algorithme pour obtenir la solution (c'est à dire déterminer les propriétés physiques à partir des données). Du point de vue pratique, il faut identifier dans les données, les anomalies qui nous intéressent. Dans l'étude présente, elles sont dues aux variations des propriétés physiques et de l'épaisseur de la croûte. Le modèle dépend à la fois des propriétés physiques et de la position des sources. Par contre, pour résoudre le problème inverse, on peut choisir de ne faire varier que certains paramètres. Nous avons donc supposé que les propriétés physiques des principales lithologies sont fixées. Même en limitant ainsi le nombre de paramètres, notre problème reste sous déterminé. Par comparaison aux méthodes d'inversion conventionnelles, notre méthode d'inversion introduit l'optimisation d'une fonctionnelle pour obtenir une solution unique. Notre méthode revient à choisir parmi toutes les solutions qui sont compatibles avec l'ensemble des données géophysiques, celle qui minimise les variations de l'épaisseur totale de la croûte.

Si la conductivité thermique ne varie pas, l'équation de la chaleur à l'équilibre est l'équation de Poisson. Il y a une analogie entre l'équation de la chaleur et celle du potentiel gravitationnel. Il faut souligner par contre que la conductivité thermique varie (ce qui peut localement faire varier le flux de chaleur), alors que la constante gravitationnelle est bien entendu constante. L'interprétation des données de flux de chaleur pour déterminer la production n'a de sens que si l'on est assuré que la conduc-

tivité thermique ne varie pas ou que si l'on s'affranchit de ces variations en prenant une moyenne régionale. En général, les données de flux de chaleur disponibles sont trop peu denses relativement à celles d'autres méthodes géophysiques pour se prêter à une interprétation détaillée. Toutefois, de nombreuses études ont été consacrées à l'interprétation des données régionales de flux de chaleur et à leur continuation vers le bas (voir par exemple, volume 194 de *Tectonophysics* consacré aux méthodes directes et inverses de modélisation en géothermie). Par analogie avec l'interprétation des anomalies de gravité, Simmons (1967) a simulé les anomalies du flux de chaleur par des distributions de production ayant une géométrie régulière ou irrégulière à deux et trois dimensions. Mareschal (1985) a développé une méthode basée sur la solution de l'équation de Poisson dans le domaine de fréquence. Cette méthode permet de calculer aisément une distribution des sources radioactives compatible avec les données. Elle a été appliquée à un profil de 320 km à travers la Province du Basin and Range et le Plateau du Colorado. Les méthodes inverses pour le flux de chaleur ont pour but de déterminer les sources radioactives ainsi que la température dans la croûte. Huestis (1980) a appliqué la théorie de Backus-Gilbert au deuxième problème pour un modèle à deux dimensions. Les distributions de températures possibles sont obtenues à partir de contraintes sur la production maximale et minimale pour une croûte de 35 km. L'application de méthodes inverses pour établir des modèles crustaux et calculer la distribution des températures dans la croûte a également été considérée par Beck et Shen (1989), et Shen et al. (1991). Théoriquement, si les mesures étaient continues et

couvraient différentes échelles, les méthodes mentionnées ci-dessus permettraient une interprétation des données. Malheureusement, les mesures du flux de chaleur sont limitées par le nombre et la localisation des forages. La distance moyenne entre les mesures ne permet de déterminer que les variations du flux de chaleur de grandes longueurs d'ondes. Pour cette raison, dans le chapitre présent, nous nous contentons d'un modèle à une dimension.

Le problème majeur dans l'interprétation des anomalies de gravité est qu'une anomalie donnée peut correspondre à plusieurs distributions de densité. Les anomalies de Bouguer de grandes longueurs d'onde sont en général supposées provenir des variations d'épaisseur de la croûte, mais les variations régionales de la composition moyenne produisent aussi des variations de grandes longueurs d'onde. La solution du problème inverse n'est pas unique si nous n'avons pas d'autres contraintes sur les sources que la gravimétrie. Si la production de chaleur et la densité dépendent de la composition des roches, l'interprétation du flux de chaleur et des anomalies de gravité se complètent l'une l'autre. En combinant ces deux séries de données, nous tenterons de déterminer les propriétés moyennes à l'échelle régionale, et nous négligerons les fluctuations de courtes longueurs d'ondes. Nous avons aussi inclu les données sismiques disponibles qui déterminent l'épaisseur de la croûte. Toutefois les profils sismiques ne sont pas toujours disponibles là où il y a des données de flux et de gravité.

La méthode d'inversion présentée dans ce chapitre, consiste à interpréter simultanément les données géophysiques et d'y ajouter les contraintes géologiques. Nous

supposons que la croûte est stratifiée et qu'elle est composée d'au moins deux lithologies différentes. L'interprétation intègre la profondeur locale du Moho déterminée par la sismique réfraction. L'hypothèse faite est que la production moyenne de chaleur et la densité moyenne de chaque lithologie sont bien déterminées et ne varient pas d'un site à l'autre. Nous déterminons l'épaisseur de chacune des strates représentant une lithologie différente. Des limites sur les épaisseurs peuvent être ajoutées comme contraintes sous forme d'inégalités. Nous nous assurons aussi que les paramètres estimés sont positifs et qu'ils varient dans un domaine vraisemblable. Mathématiquement, le modèle physique est exprimé sous forme d'un système d'équations linéaires avec des contraintes, et une "fonction économique" que nous cherchons à minimiser. La solution est obtenue par l'algorithme de Haskell et Hanson (1981). Nous avons fait de nombreux tests avec des données synthétiques pour vérifier la faisabilité de la méthode d'inversion.

3.2 Modèle géothermique

Le flux de chaleur terrestre en régime stationnaire est la somme de deux composants :

1) le flux dû à la radioactivité de la croûte; 2) le flux du manteau qui inclut les sources dans le manteau lithosphérique et l'apport de chaleur à la base de la lithosphère. L'interprétation des données du flux de chaleur consiste d'abord, à séparer les composantes du signal à la surface, et de déterminer la distribution des sources de chaleur.

Les études précédentes ont confirmé que les variations du flux dans le Bouclier Canadien sont principalement dues au changement de composition de la croûte (Pinet

et al., 1991; Guillou et al., 1994, 1995, 1996; Jaupart et al., 1998; Mareschal et al., 1998, 1999). Conséquemment, le flux du manteau est stable sans paraître affecté par l'âge tectonique (Guillou et al., 1994; Jaupart et al., 1998; Mareschal et al., 1998). En régime stationnaire, le flux $q(z)$ est en équilibre avec la production de chaleur.

$$-(q|_{z=0} - q|_{z=H}) = - \int_0^H A(z) dz \quad (3.1)$$

Le signe négatif indique que le flux est défini positif vers le haut, alors que l'axe z est positif vers le bas. Le flux est mesuré à la surface ($z = 0$). H est la profondeur du Moho.

Un modèle de décroissance exponentielle des sources avec la profondeur avait été proposé pour la production de chaleur (voir le chapitre 1, Lachenbruch, 1970). Dans le Bouclier Canadien, nos études ont établi que la distribution de production dans la croûte est très variée, et qu'il n'y a pas de relation claire entre le flux et la production de la surface. Pour une croûte stratifiée (hypothèse ci-haut), nous supposons que les propriétés physiques ne dépendent que de la lithologie et sont à peu près constantes à l'intérieur de chaque lithologie. La production moyenne de chaleur est constante à l'intérieur de chaque lithologie. L'intégration de l'équation (1) est donc obtenue sous forme d'une somme discrète sur N intervalles :

$$Q_o = Q_m + \sum_{j=1}^N A_j h_j \quad (3.2)$$

N est le nombre d'unités lithologiques, A_j et h_j sont la production de chaleur, l'épaisseur de l'unité lithologique j et le flux du manteau Q_m .

3.3 Modèle de gravité

Les anomalies de Bouguer sont causées par des distributions irrégulières de densité par rapport à une terre homogène. Ces anomalies se présentent soit localement, en courtes longueurs d'ondes, soit par une tendance régionale. Ces anomalies sont causées par les variations de densité dans la croûte et par les variations d'épaisseur de la croûte. Pour l'étude présente, en combinant la gravité et les données géothermiques, nous voudrions déterminer les variations d'épaisseur des principales unités lithologiques jusqu'à la discontinuité de Moho inclusivement. Ces variations sont reflétées dans la différence entre l'anomalie de gravité locale et l'anomalie moyenne de la région. Pour calculer l'effet sur l'anomalie de gravité, nous choisissons d'abord arbitrairement une surface de référence sous la discontinuité de Moho. La force gravitationnelle provenant des masses sous cette surface de référence est notée $g_{\text{réf}}$. La force gravitationnelle (\bar{g}) provenant d'une croûte moyenne est :

$$\bar{g} = g_{\text{réf}} + 2\pi G[\rho_m(H_{\text{réf}} - \sum_{j=1}^N \bar{h}_j) + \sum_{j=1}^N \rho_j \bar{h}_j] \quad (3.3)$$

où \bar{h}_j est l'épaisseur moyenne de la strate j , et $H_{\text{réf}}$ est la profondeur de la surface de référence (i.e. relative au niveau de la mer), ρ_m et ρ_j sont les densités du manteau et de la strate j respectivement, G est la constante gravitationnelle ($G = 6.67 \times 10^{-11} \text{Nm}^2/\text{kg}^2$).

La gravité à la surface est :

$$g = g_{\text{réf}} + 2\pi G[\rho_m(H_{\text{réf}} - \sum_{j=1}^N h_j) + \sum_{j=1}^N \rho_j h_j] \quad (3.4)$$

h_j est l'épaisseur réelle de l'unité j ($j = 1, 2, \dots, N$). La différence entre ces deux équations définit l'anomalie de Bouguer résiduelle qui représente la différence entre la gravité observée et celle d'une croûte moyenne.

$$g_{\text{rés}} = 2\pi G[\rho_m(\bar{H} - \sum_{j=1}^N h_j) + \sum_{j=1}^N \rho_j(h_j - \bar{h}_j)] \quad (3.5)$$

$$\bar{H} = \sum_{j=1}^N \bar{h}_j$$

\bar{H} est l'épaisseur moyenne de la croûte. L'anomalie résiduelle provient des variations d'épaisseur de couches de densités différentes. Le premier terme représente les variations d'épaisseur de la croûte. Le deuxième terme contient la variation de l'épaisseur de chaque strate par rapport à celle de la croûte moyenne. Si des données sismiques sur l'épaisseur de la croûte sont disponibles, elles permettent de fixer l'épaisseur totale de la croûte.

$$H_{\text{Moho}} = \sum_{j=1}^N h_j \quad (3.6)$$

Dans ce cas, si la croûte est composée de seulement 2 unités de lithologie, nous pouvons estimer leur épaisseur ainsi que le flux du manteau.

3.4 Les inéquations

Notre modèle supposera que la croûte est composée principalement des trois lithologies communes du bouclier, que nous identifierons comme les roches volcaniques, tonalitiques et granulitiques (Hoffman, 1989, Card, 1990). Dans ce cas, le nombre d'équations est

inférieur au nombre d'inconnues indépendantes et le système est sous déterminé. Cependant, nous pouvons limiter le domaine des solutions en ajoutant des conditions vraisemblables, telles que l'épaisseur de chaque unité est positive, l'épaisseur de la croûte varie entre 25 et 60 km, etc... La somme des épaisseurs des unités est donc limitée. Le flux du manteau Q_m est positif et supérieur à une limite inférieure Q_{\min} . Si nous mettons en plus des limites sur l'épaisseur de chaque unité, basées sur l'interprétation géologique, nous obtenons une série d'inégalités.

$$H_{\min} \leq H \leq H_{\max} \quad (3.7)$$

$$h_{j\min} \leq h_j \leq h_{j\max} \quad (3.8)$$

$$0 < Q_{\min} \leq Q_m \quad (3.9)$$

H_{\min} , H_{\max} sont les profondeurs minimales et maximales de Moho. $h_{j\min}$ et $h_{j\max}$ sont les épaisseurs minimales et maximales de chaque unité lithologique; Q_{\min} est le flux du manteau minimum qui a été obtenu par des interprétations indépendantes. Ces contraintes d'inégalité imposent des limites de variation, et assurent que l'épaisseur de chaque unité est positive.

3.5 Optimisation des variations d'épaisseur de la croûte

Supposons que nous disposons de M données de flux et de gravité, nous utilisons l'indice $i = 1, 2, \dots, M$ pour identifier le point de mesure. Nous avons également un certain

nombre de données sismiques $K \leq M$. Dans le meilleur des cas, nous avons trois données par point. Lorsque la croûte comporte trois lithologies, comme celle de la Province de Supérieur, parce que le flux Q_m est inconnu, nous n'aurons pas de solution unique. Dans l'ensemble des solutions possibles, nous cherchons celle qui minimise la variation de l'épaisseur totale de la croûte. Cette supposition nous permet de déterminer la solution qui approche le plus de l'équilibre isostatique.

$$\sum_{i=1}^M ((\sum_{j=1}^N h_i) - \bar{H})^2 = \text{minimum} \quad (3.10)$$

$$\bar{H} = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N h_j^i \quad i = 1, \dots, M; \quad j = 1, \dots, N$$

i est l'indice de position, j est l'indice de l'unité lithologique (h_j^i est l'épaisseur de $j^{\text{ème}}$ unité sous le point i), \bar{H} est l'épaisseur moyenne de la croûte. Il faut remarquer que cette condition n'introduit aucune contrainte supplémentaire si l'épaisseur totale de la croûte est partout fixée. Alternativement, nous pourrions chercher la solution qui minimise les variations d'épaisseur de toutes les couches.

$$\sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^M (h_{ij} - \bar{h}_j)^2 = \text{minimum} \quad (3.11)$$

Cette condition introduit des contraintes même quand l'épaisseur de la croûte est fixée.

3.6 Modèle combiné

Pour résumer notre problème d'inversion, nous avons M sites où nous avons mesuré le flux de chaleur et l'anomalie de Bouguer, et $K \leq M$ points où l'épaisseur de croûte est connue par la sismique. La structure crustale est déterminée par la solution d'un système d'équations et d'inéquations tel que :

$$Q_o^i = Q_m + \sum_{j=1}^N A_j h_j^i \quad (3.12)$$

$$g_{rés}^i = 2\pi G [\rho_m (\bar{H} - \sum_{j=1}^N h_j^i) + \sum_{j=1}^N \rho_j (h_j^i - \bar{h}_j)] \quad (3.13)$$

$i = 1, 2, \dots, M \quad j = 1, 2, \dots, N$

et pour les locations où il y a des données sismiques :

$$H_{Moho}^k = \sum_{j=1}^N h_j^k \quad 0 < k \leq K \leq M \quad (3.14)$$

Il y a donc $N \times M + 1$ inconnues, et $2M + K$ équations. Ces équations peuvent être exprimées sous forme matricielle :

$$E\mathbf{x} = \mathbf{f} \quad (3.15)$$

La matrice E a pour dimensions $(2M+K) \times (N \times M + 1)$. \mathbf{x} est le vecteur des inconnues, \mathbf{f} est le vecteur des données. De plus, nous introduisons les inéquations suivantes :

$$\sum_{j=1}^N h_j^i \leq H_{\max} \quad i > k \quad (3.16)$$

$$\sum_{j=1}^N h_j^i \geq H_{\min} \quad i > k \quad (3.17)$$

$$h_j^i \leq h_{j,\max} \quad i > k \quad (3.18)$$

$$h_j^i \geq h_{j\min} \quad i > k \quad (3.19)$$

$$Q_m \geq Q_{\min} \quad (3.20)$$

qui sont aussi résumées sous forme matricielle :

$$Gx \geq h \quad (3.21)$$

Les dimensions de la matrice G sont de $M_G \times N$ ($M_{G\max} = 2 \times N \times M + 2 \times (M - K) + 1$), h est le vecteur des épaisseurs imposées.

Finalement une optimisation est introduite afin d'obtenir une solution unique.

$$\sum_{i=1}^M ((\sum_{j=1}^N h_{ij}) - \bar{H})^2 = \text{minimum} \quad (3.22)$$

ou :

$$\sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^M (h_{ij} - \bar{h}_j)^2 = \text{minimum} \quad (3.23)$$

La méthode de solution est décrite dans les appendices A et B.

3.7 Tests de la méthode d'inversion

Le test théorique a pour but de vérifier la faisabilité du modèle, et l'adéquation de la méthode numérique au problème physique. A cette fin, nous avons supposé une structure crustale qui consiste de 3 couches, dont les productions moyennes de chaleur sont 1.8, 1.02 et 0.18 $\mu W \cdot m^{-3}$ et les densités moyennes sont 2.66, 2.84 et 2.9055 $g \cdot cm^{-3}$

pour la croûte supérieure, médiane et inférieure respectivement. Le flux du manteau est de 12 mWm^{-2} . L'épaisseur totale de la croûte varie de 35 km à 55 km. A partir de ce modèle, nous avons généré des données géophysiques pour 11 sites (tableau 3.1). La figure 3-1 montre les variations de flux de chaleur et de gravité correspondant à la structure suggérée.

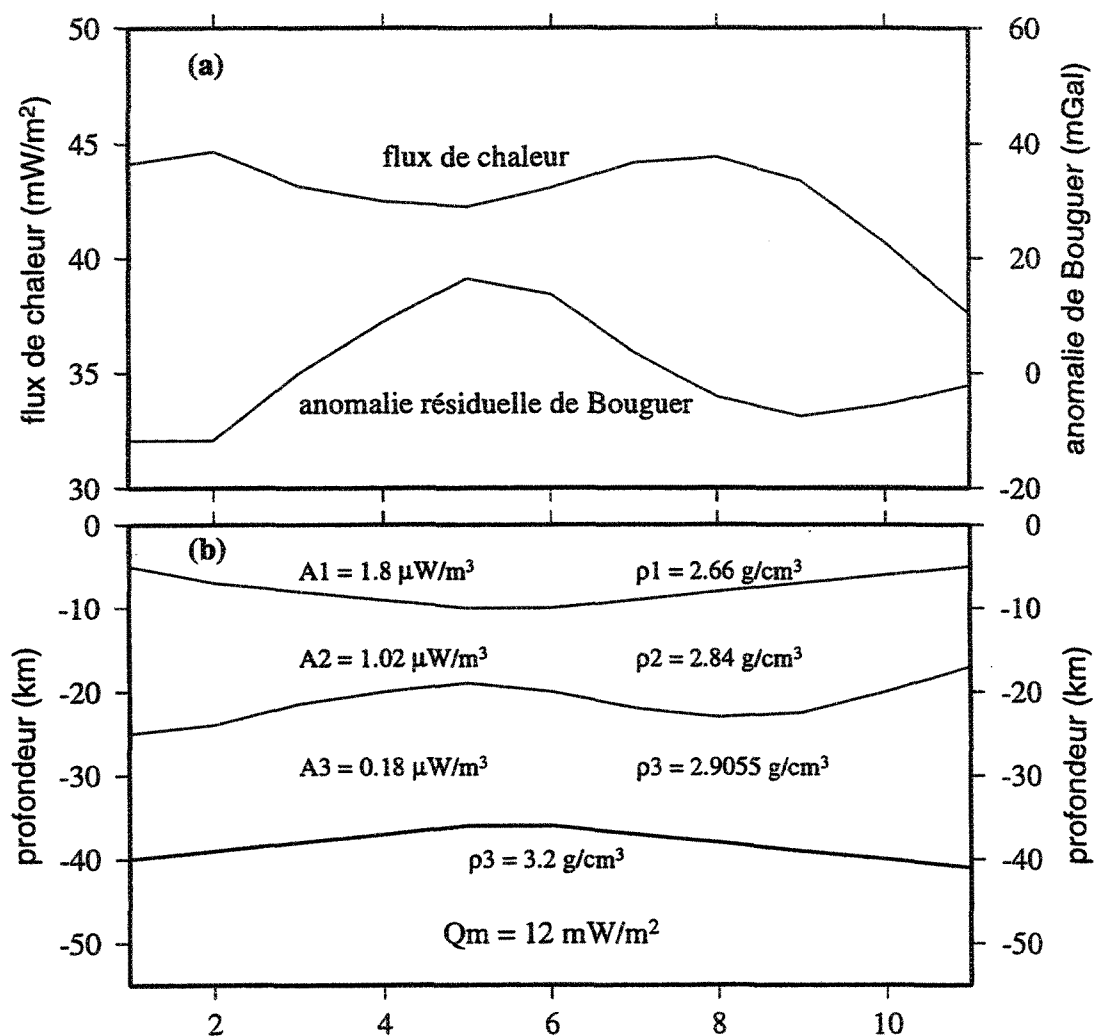


Figure 3.1: Le graphe du haut (a) présente les variations de flux de chaleur et de gravité dues à la variation structurale du modèle présenté en bas (b).

Tableau 3.1: Données synthétiques

Flux	44.1	44.64	43.14	42.48	42.24	43.08	44.16	44.4	43.38	40.68	37.56
Gravité	-11.66	-11.66	-0.0009	8.91	16.45	13.71	3.42	-4.12	-7.54	-5.48	-2.04

3.7.1 Variations du nombre des contraintes

Test 1: Problème bien contraint

Nous commençons par la condition idéale: les données de flux, de gravité et de sismique sont disponibles pour chaque location, et le flux de manteau est connu. Les équations sont parfaitement satisfaisantes, en conséquence, nous avons une solution unique (tableau 3.2, figure 3-2). Si le flux du manteau est inconnu, la solution dépend du choix de sa limite inférieure.

Test 2: Problème sous déterminé

Ensuite, nous éliminons les données sismiques. Les variations d'épaisseur sont limitées par l'épaisseur minimale de chaque couche et l'épaisseur minimale et maximale de la croûte. Le flux de manteau est inconnu pour la figure 3-3b, et il est fixé à 12 mWm^{-2} pour la figure 3-3c. L'erreur sur le flux du manteau est de 2 mWm^{-2} . L'optimisation a pour résultat de maintenir constante l'épaisseur de la croûte.

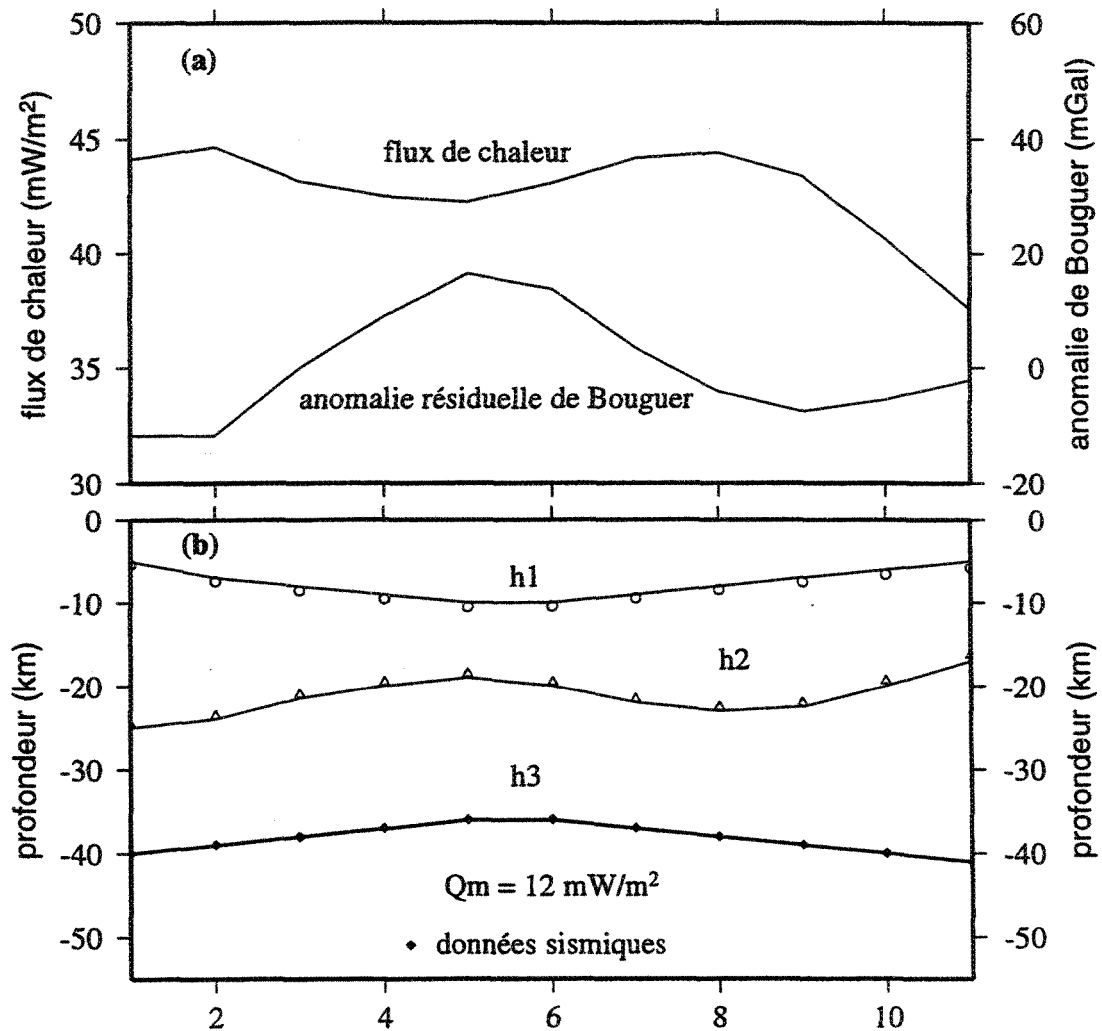


Figure 3.2: Lorsque l'épaisseur totale de la croûte est partout connue, nous avons une solution unique sur la structure. La ligne pleine présente la structure supposée, et les symboles montrent les résultats d'inversion (figure 3-2b)

Tableau 3.2: Inversion en variant le nombre des contraintes

Contraintes	Erreur moyenne	Erreur maximale
	km	km
Test 1 :		
$Q_0, g_{rés}, H_{Moho}$	< 0.5	< 1
$Q_m = 12 \text{ mWm}^{-2}$ ou $Q_{min} < Q_m < Q_{max}$		
Test 2 :		
$Q_0, g_{rés}, Q_m > 10 \text{ mWm}^{-2}, h_1 > 3,$	< 3	< 9
$h_2 > 1, h_3 > 10, H_{min} > 35, H_{max} < 50$		
$Q_0, g_{rés}, Q_m = 12 \text{ mWm}^{-2}, h_1 > 3,$	< 3	< 8
$h_2 > 1, h_3 > 10, 35 < H < 50$		
Test 3 :		
$Q_0, g_{rés}, H_{Moho}^*$	< 1	< 5
$Q_m = 12 \text{ mWm}^{-2}$		

H_{Moho}^* indique que certaines profondeurs sont connues.

Test 3: Profondeur de Moho partiellement connue

En ajoutant des contraintes sismiques sur l'épaisseur de croûte, nous avons amélioré la résolution (figure 3-4).

Il faut noter que le flux du manteau n'est jamais connu. Nous pouvons supposer que nous connaissons sa valeur et la fixer pour limiter le nombre de variables. Les tests montrent par contre que si nous connaissons l'épaisseur de la croûte grâce aux données sismiques, nous pouvons déterminer la structure avec une précision satisfaisante.

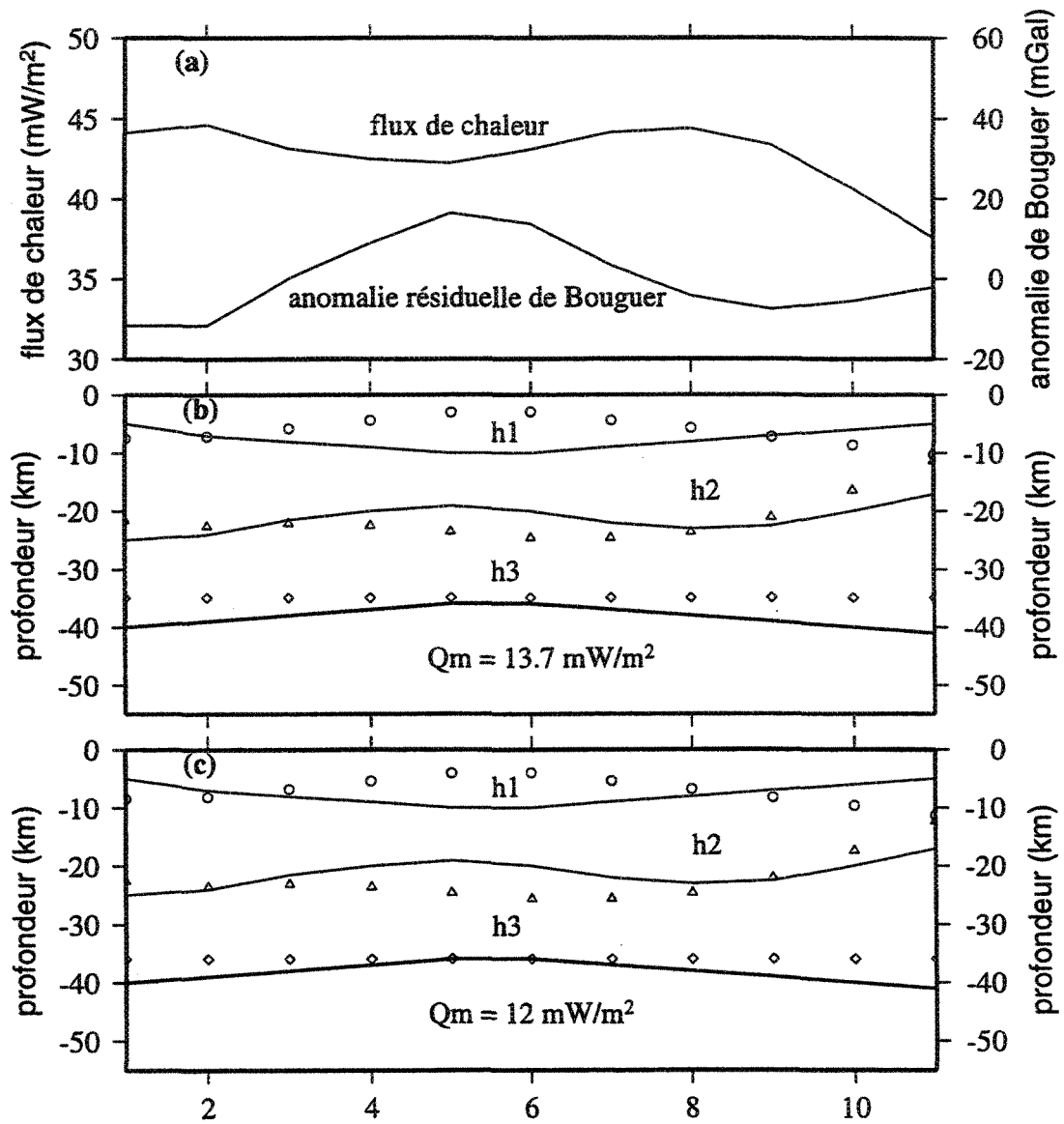


Figure 3.3: Inversion quand l'épaisseur totale de la croûte est libre. L'optimisation a pour résultat de maintenir constante l'épaisseur de la croûte à la condition sans l'information sismique. Dans la figure 3.3 (b), le flux du manteau est libre. Il est fixé pour le modèle 3.3 (c).

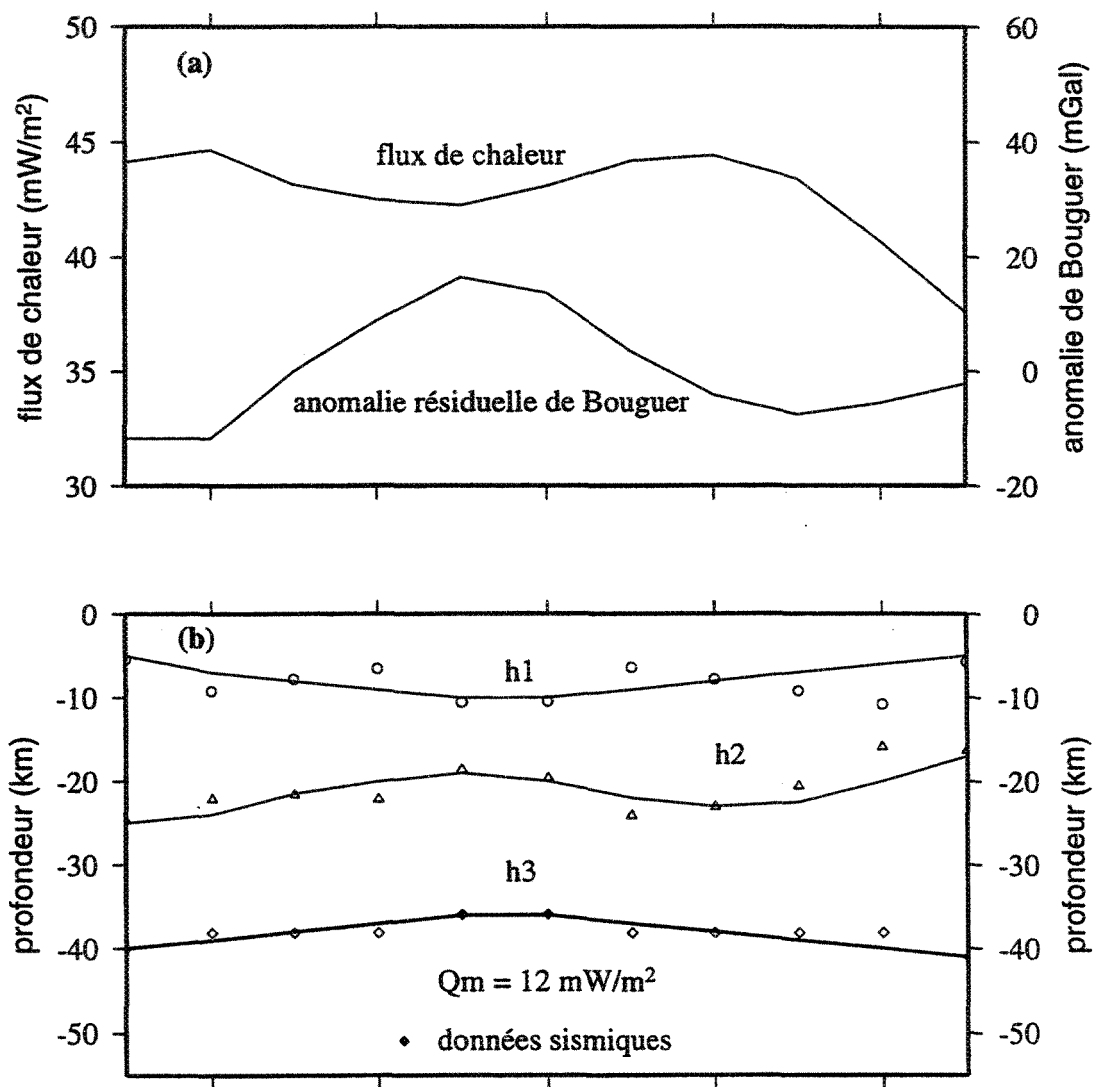


Figure 3.4: Le résultat d'inversion quand la profondeur de Moho est connue pour certains points. Les sites où la profondeur de Moho est fixée sont indiqués par des symboles pleins.

Tableau 3.3: Inversion. Effet du contraste de propriété

Contraintes	Erreur moyenne (km)	Erreur maximale (km)
$Q_0, g_{rés}, H_{Moho}$	< 0.4	< 0.8
$Q_m = 12 \text{ mWm}^{-2}$		
$Q_0, g_{rés}, H_{Moho}$	< 0.2	< 0.3
$Q_m = 12 \text{ mWm}^{-2}$		
$Q_0, g_{rés}, H_{Moho}$	< 0.4	< 1.8
$Q_m = 12 \text{ mWm}^{-2}$		

3.7.2 Effet du niveau de contraste de propriété

Le contraste des propriétés physiques est la source des anomalies. La visibilité des anomalies qui nous intéressent dépend probablement de l'intensité du contraste de propriété. Dans le test suivant, nous réduisons systématiquement les contrastes de production et de densité des trois couches. La résolution de l'inversion diminue lorsque le contraste de propriété est moins fort. On remarque aussi que si le contraste de propriété est presque constant entre différentes couches, la solution est plus précise (par exemple la distribution sur la figure 3-5c).

3.7.3 Effet des erreurs de mesure

La précision des données géophysiques dépend de la sensibilité de l'appareil, de l'aptitude de l'observateur, et de la précision des différentes corrections. Il existe donc des erreurs

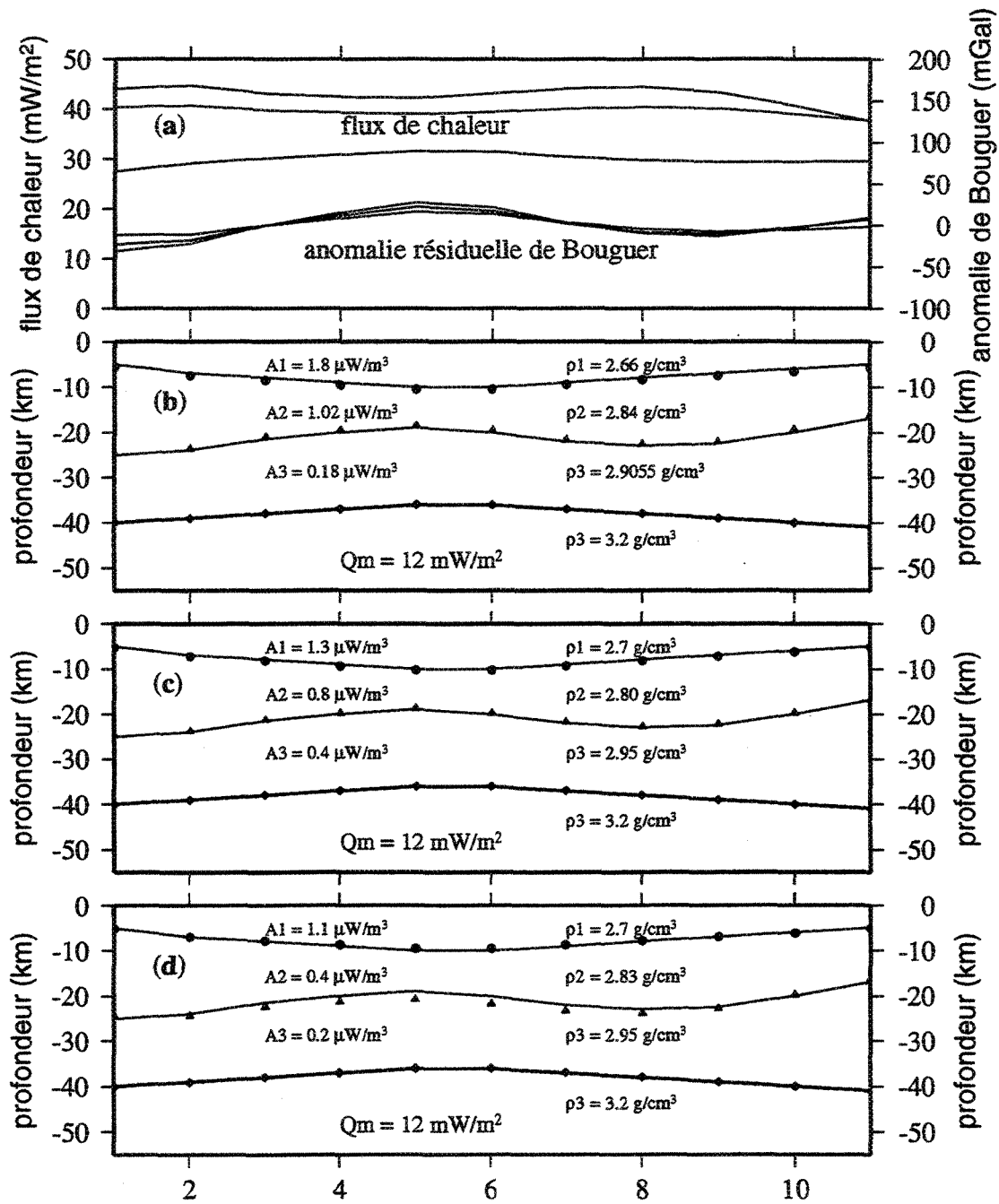


Figure 3.5: La résolution d'inversion dépend de l'amplitude du contraste de propriété.

La résolution est optimale avec un contraste bien marqué et constant entre les différentes couches (figure 3.5c).

Tableau 3.4: Données bruitées

Flux	46.08	43.46	43.61	42.42	43.96	44.23	43.97	42.28	44.79	40.44	38.07
Gravité	-9.77	-12.79	0.45	8.85	18.1	14.81	3.24	-6.14	-6.19	-5.71	-1.56

dans les données. Afin de comprendre l'effet de ces erreurs sur la solution d'inversion, nous ajoutons un bruit aléatoire aux données. L'amplitude de ce bruit est de 5% des valeurs moyennes des données de flux et de gravité, respectivement. Nous nous demandons si le résultat est plus sensible aux erreurs sur le flux de chaleur ou la gravité. Nous considérons donc séparément l'effet des erreurs, et nous supposons que l'épaisseur de la croûte est contrainte afin de mettre en évidence l'effet de cette erreur. D'après les figures 3-6a, b et c, l'erreur sur le flux de chaleur (figure 3-6a) perturbe le résultat d'inversion de façon beaucoup plus marquée que la gravité (figure 3-6b). Lorsque les deux effets sont superposés, c'est l'erreur de flux qui affecte le plus la résolution (figure 3-6c).

3.7.4 Effet des variations des propriétés physiques

En général, nous prenons les valeurs moyennes des propriétés physiques pour modéliser la variabilité des structures crustales. L'hétérogénéité de la croûte et du manteau est bien connue. Ce fait explique que la modélisation ne peut nous donner qu'une solution approchée de la structure réelle. Parce qu'il y a très peu d'échantillons qui proviennent directement de la croûte inférieure, l'incertitude d'estimation des propriétés

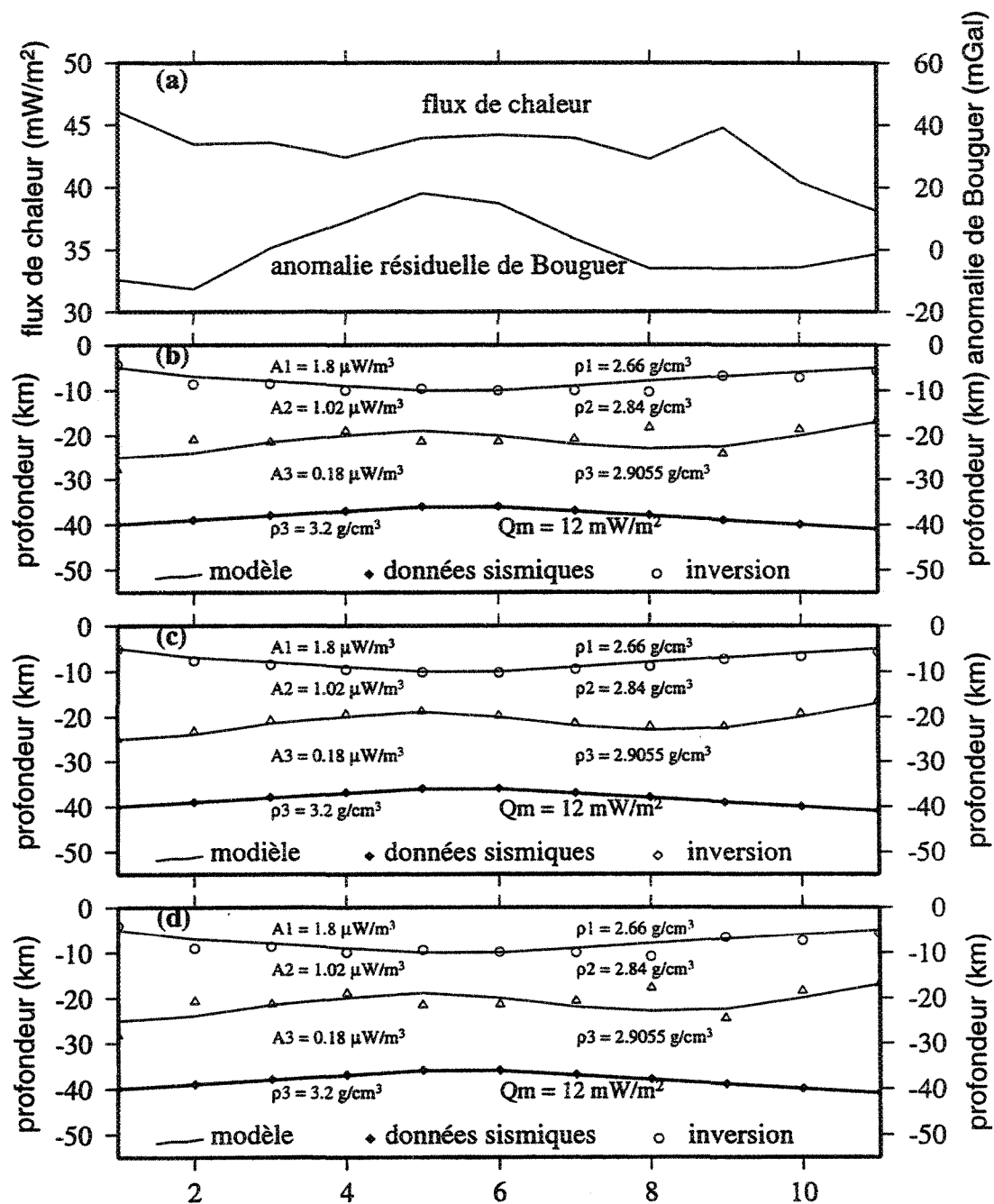


Figure 3.6: L'erreur sur le flux de chaleur (6b) perturbe le résultat de l'inversion de façon beaucoup plus marquée que la gravité (6c). La figure 6d montre la superposition des deux effets.

Tableau 3.5: Inversion. Effet des erreurs de mesure

Contraintes	Erreur	Erreur
	moyenne (km)	maximale (km)
$Q_0 + \text{bruit}, g_{\text{rés}}, H_{\text{Moho}}$	< 1	< 4
$Q_m = 12 \text{ mWm}^{-2}$		
$Q_0, g_{\text{rés}} + \text{bruit}, H_{\text{Moho}}$	< 0.6	< 2
$Q_m = 12 \text{ mWm}^{-2}$		
$Q_0 + \text{bruit}, g_{\text{rés}} + \text{bruit}, H_{\text{Moho}}$	< 1	< 4
$Q_m = 12 \text{ mWm}^{-2}$		

physiques de cette partie est la principale source d'erreur. D'après certaines estimations, l'abondance des éléments radioactifs principaux (U, Th, K) dans la croûte inférieure n'est responsable que d'un flux de 1.7 mWm^{-2} pour une épaisseur de 10 km (Taylor et McLennan, 1985). Cependant, d'autres mesures de la radioactivité sur les roches granulites qui sont supposées provenir de 24-36 km de profondeur (Arima et Barnett 1984; Mezger et al., 1989a,b; Paktunc et Baer, 1986), ont démontré une production de $0.4\text{-}0.5 \mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fountain et al., 1987; Ashwal et al., 1987) livrant donc un flux d'au moins 4 mWm^{-2} . La différence entre les deux estimations est de $2\text{-}3 \text{ mWm}^{-2}$. Parce que la production de chaleur est faible dans la croûte inférieure, son épaisseur est mal contrainte par le flux de chaleur total. En comparant les résultats d'inversion avec les valeurs maximales et minimales de production de chaleur, nous pouvons estimer l'incertitude due à

Tableau 3.6: Données de la croûte hétérogène

Flux	45	43	43	42	41	42	42	42	42	40	38
Gravité	-11.66	-11.66	-0.0009	8.91	16.45	13.71	3.42	-4.12	-7.54	-5.48	-2.04

l'imprécision sur l'estimation des propriétés physiques. Les résultats sont présentés sur la figure 3-7. Une sur-estimation de la production de la croûte inférieure engendre une erreur sur l'épaisseur de la croûte supérieure et médiane (figure 3-7b). Par contre, une sous-estimation de la production de la croûte inférieure résulte en une sur-estimation de l'épaisseur de la croûte supérieure et médiane (figure 3-7c).

Notre modèle suppose que les propriétés moyennes des lithologies que nous avons utilisées ne varient pas d'un point à l'autre. Cette hypothèse n'est certainement pas vérifiée et nous avons voulu nous assurer que l'impact de ces variations sur la solution reste faible. A partir du modèle synthétique, nous avons fait varier de $\pm 5\%$ la production sous chaque point d'observation afin de construire une croûte latéralement hétérogène. Nous avons généré une série de données de flux pour ce modèle (tableau 3.6). Ces données ont été inversées en supposant les propriétés physiques invariantes. Le résultat d'inversion suggère qu'il est approprié de prendre un modèle de 3 couches dont les propriétés physiques sont invariables, et que la solution n'est pas trop affectée par des variations aléatoires des propriétés physiques, pour autant que celles-ci restent faibles (figure 3-8).

Il faut aussi noter que pour la série de données que nous avons générées, les variations

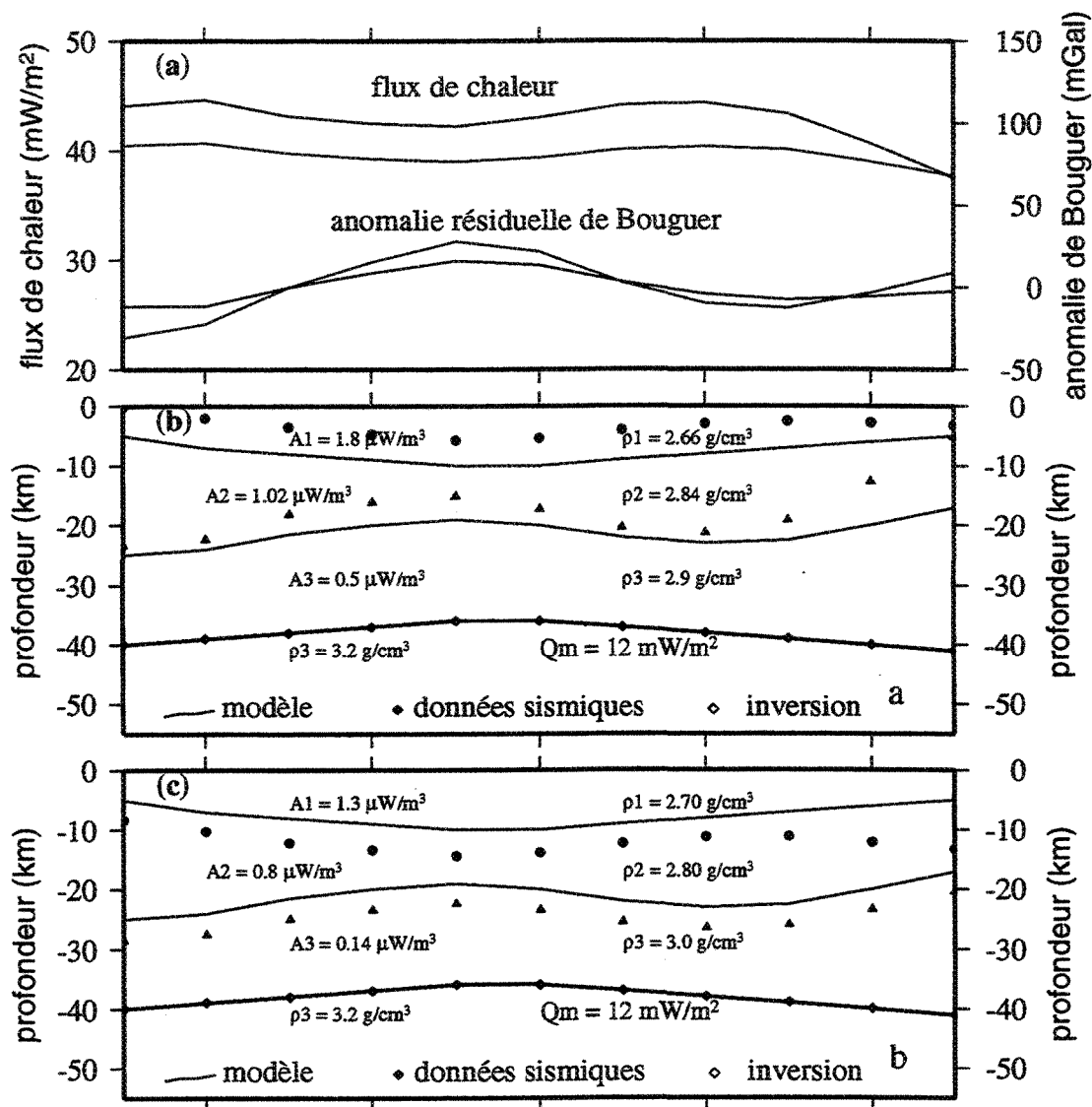


Figure 3.7: Une sur-estimation de la production de la croûte inférieure engendre une sous-estimation de l'épaisseur de la croûte (figure 3-7b). Au contraire, une sous-estimation de production de la croûte résulte en une sur-détermination de l'épaisseur de la croûte (figure 3-7c).

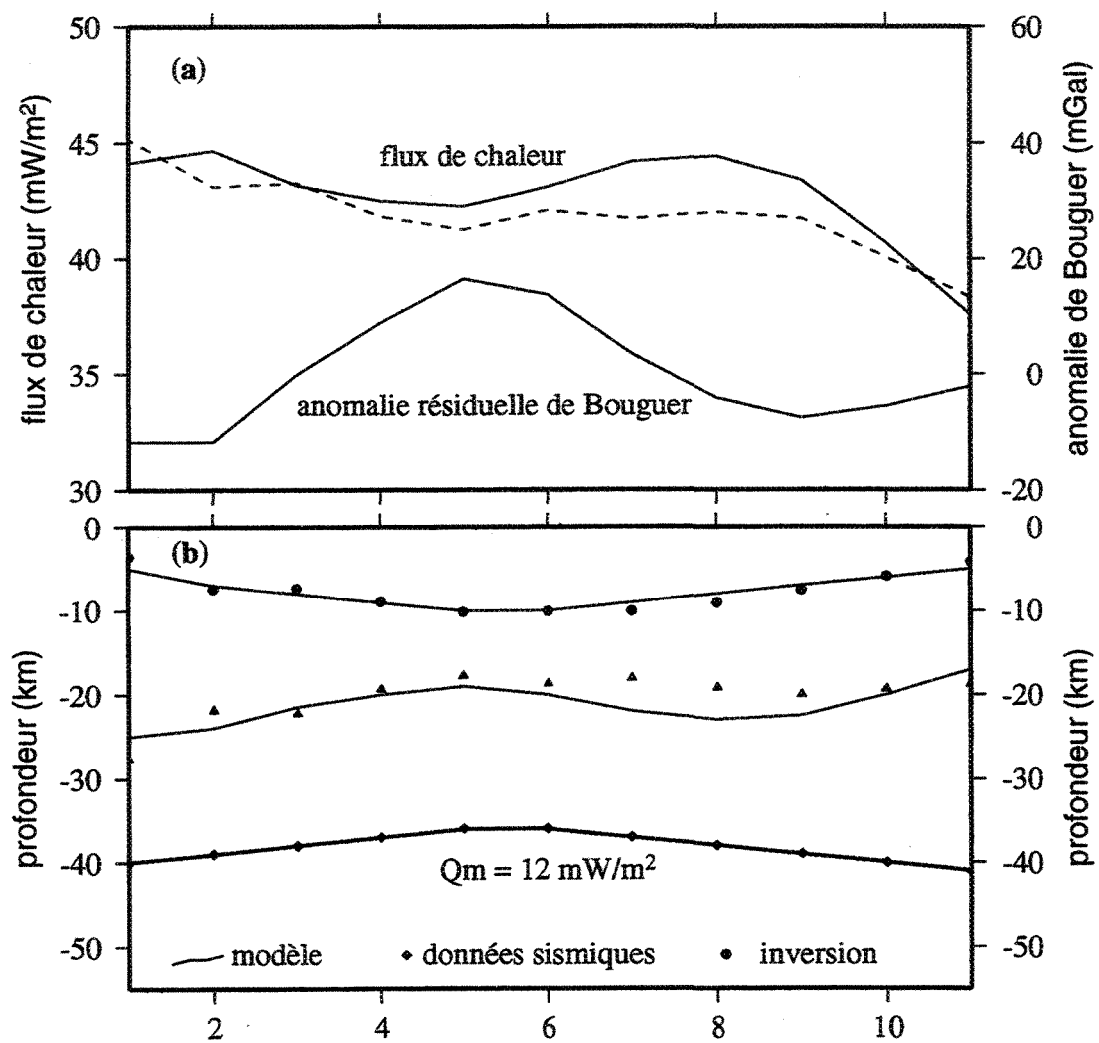


Figure 3.8: La solution n'est pas trop affectée par des variations latérales aléatoires des propriétés physiques.

Tableau 3.7: Effet d'erreur de l'estimation des propriétés physiques

Contraintes	Erreur moyenne (km)	Erreur maximale (km)
Q_0 , $g_{\text{rés}}$, H_{Moho}	< 3	< 12
$Q_m = 12 \text{ mWm}^{-2}$		

du flux de chaleur et de la gravité (10 mWm^{-2} , 10 mGal) sont bien plus faibles que celles que nous avons observées dans le Bouclier Canadien. Dans l'Abitibi par exemple, le flux varie d'à peu près 20 mWm^{-2} et l'anomalie de Bouguer de plus de 50 mGal . Dans ce cas, avec des données beaucoup plus variables, les variations d'épaisseurs des couches sont plus importantes et sont mieux décelées.

La contrainte sur l'épaisseur totale de la croûte est importante. Au cas où il n'y a pas de données sismiques dans la région étudiée, il est nécessaire d'estimer une épaisseur moyenne de la croûte d'après les données sismiques de régions adjacentes. A cette condition, l'incertitude principale de l'inversion provient des erreurs de mesure et d'estimation des propriétés physiques. Le premier type d'erreurs se présente sous forme d'anomalie de courte longueur d'ondes. En filtrant les données nous pouvons éliminer ce bruit.

En résumé les résultats ci-dessus montrent la faisabilité de la méthode d'inversion. Les hypothèses que l'on a faites sont importantes pour obtenir une solution plausible parmi toutes les solution possibles.

Chapitre 4

Applications de l'inversion

Dans le chapitre présent nous appliquons la méthode d'inversion aux données de la Sous-province d'Abitibi et de l'Orogène de Trans-Hudson, afin de déterminer les variations d'épaisseur et de composition de la croûte. Nous avons choisi la Sous-province d'Abitibi parce qu'il y a une abondance de données géophysiques, parmi lesquelles des mesures relativement systématiques du flux de chaleur et plusieurs profils sismiques. La validité de notre approche pourra être confirmée par comparaison entre les résultats d'inversion et d'autres interprétations. L'application de la méthode dans l'Orogène de Trans-Hudson, devrait permettre d'extraire des informations en profondeur dans une région où la structure profonde est relativement mal connue. Certains profils sismiques de Lithoprobe nous ont offert une contrainte sur la profondeur de Moho. Une comparaison de la structure crustale détaillée entre les ceintures de Thompson, de Flin Flon-Snow Lake, et de Lynn Lake, mettent en évidence certains aspects du contexte

géologique de l'orogène.

Pour appliquer notre méthode d'inversion à des données réelles, il faut se soucier surtout de la précision des données, de l'estimation des propriétés physiques, et de la non-unicité de la solution. En éliminant les fluctuations de courtes longueurs d'onde des anomalies, nous pouvons réduire l'influence provenant de l'imprécision des données (chapitre 3). L'existence de données sismiques dans les deux régions et l'optimisation sur l'épaisseur totale de la croûte, nous assurent une solution unique. Il ne reste que l'incertitude sur l'estimation des propriétés physiques qui pourrait affecter la précision du résultat. Les contrastes de densité dans la croûte sont beaucoup plus faibles que le contraste entre la croûte et le manteau supérieur, alors que les variations de la production de chaleur dans la croûte sont plus importantes. Pour cette raison, le résultat de l'inversion est plus sensible à la variation du flux que de la gravité (figure 3-6 du chapitre 3). Nous disposons de données de production de chaleur et de densité de la croûte superficielle basées sur des mesures d'échantillons. Les mesures sur les coupes transversales de croûte archéenne nous offrent certaines informations sur la composition de la croûte médiane et inférieure. Pour les gneiss felsiques, la production de chaleur varie entre 0.5 et 1.1 μWm^{-3} et la densité entre 2.7 et 2.85 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Pour les granulites, la production de chaleur et la densité sont de 0.4 μWm^{-3} et 2.9 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fountain et al., 1987; Ashwal et al., 1987). Ces données sont considérées comme les paramètres initiaux d'une structure à trois couches du bouclier. Au cours du processus d'inversion des données, ces paramètres sont ajustés en mettant en relation les variations du flux

de chaleur et de la gravité; la structure crustale peut aussi être définie à deux ou trois couches.

4.1 Sous Province d'Abitibi

4.1.1 Contexte géologique et interprétations sismiques

La Sous-province d'Abitibi se situe au Sud-Est de la Province du Supérieur. Cette sous-province est considérée comme l'archétype des ceintures de roches vertes archéennes. De nombreuses roches volcaniques mafiques et ultramafiques mélangées avec des roches sédimentaires prédominent en surface. Ces roches sont métamorphisées au faciès schiste vert. Les roches volcaniques et sédimentaires sont interprétées comme provenant d'un environnement d'arc insulaire mis en place avant 2700 Ma (Stettler et al., 1996); une érosion faible permet d'expliquer leur préservation durant l'évolution tectonique. De nombreux auteurs ont suggéré que ces roches volcaniques sont allochtones (Chown et Mueller, 1992; Ludden et al., 1993; Sawyer et Benn, 1993; Kimura et al., 1993). Avant et après la mise en place de l'allochtone, plusieurs épisodes de magmatisme ont eu lieu entre 2730 Ma et 2640 Ma (Mortensen, 1987; Corfu et al., 1989; Davis et al., 1999). La diversité des assemblages lithologiques est responsable de l'hétérogénéité de la croûte. Déterminer la composition de la croûte est donc nécessaire pour comprendre le contexte géologique.

La structure régionale de la Sous-province d'Abitibi correspond à un anticlinal ma-

jeur orienté Sud-Ouest Nord-Est (Card, 1990). Des failles délimitent son contact avec les métasédiments de la Sous-province de Pontiac au Sud-Est, et avec le terrain plutonique de la Sous-province d'Opatika au Nord. Le soulèvement de Kapuskasing et le Front de Grenville marquent les limites Ouest et Sud-Est, respectivement.

Lithoprobe a conduit des études sismiques à l'Ouest de la sous-province (figure 4-1). Le modèle de croûte proposé est une structure à trois couches. La croûte supérieure est caractérisée par une zone de vitesse variable (5.6 à $6.4 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$). Les vitesses élevées sont associées aux métavolcaniques mafiques, et les faibles vitesses aux métasédiments et aux plutons granitiques (Grandjean et al., 1995; Sénéchal et al., 1996). La croûte moyenne est marquée par une zone de vitesse constante, entre 6.4 et $6.6 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$, mais sa réflectivité est différente au Nord et au Sud de la zone tectonique de Casa-Berardi. La réflectivité élevée au Sud correspond à une lithologie mélangée de roches volcaniques, de plutons tonalitiques et de roches sédimentaires, qui sont probablement comparables aux roches exposées dans la zone structurale de Kapuskasing. Au Nord, la croûte moyenne est dominée par les terrains cristallins de l'Opatika qui sont caractérisés par une plus faible réflectivité (Sénéchal et al., 1996). Les vitesses augmentent de 6.9 à $7.3 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ dans la croûte inférieure. De telles vitesses correspondent au faciès des granulites mafiques. Une structure semblable traverse le Sud de la Sous-province d'Abitibi (Jackson et al., 1995) jusqu'au Pontiac, où la croûte médiane est supposée formée de "métagreywackes" (Kellett et al., 1994). L'épaisseur de la croûte varie peu entre 36 et 40 km à travers l'Abitibi (Green et al., 1990; Winardhi et Mereu, 1997 et les références

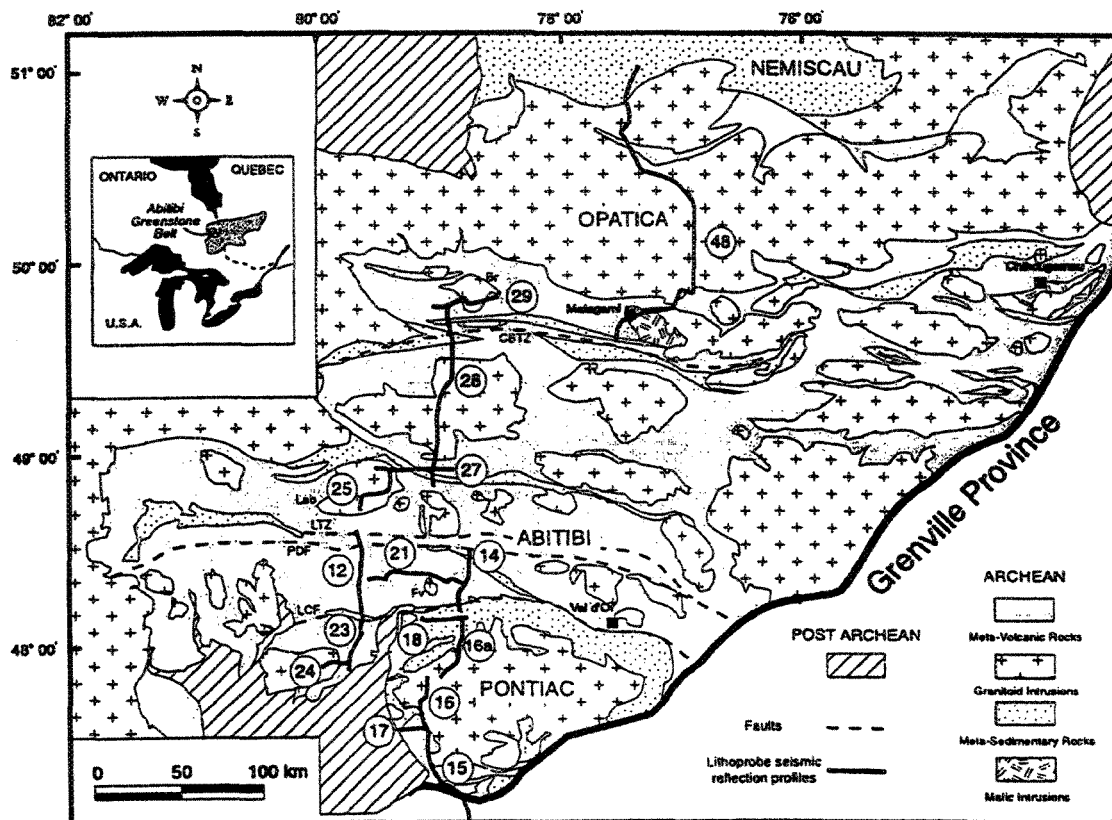


Figure 4.1: Carte géologique simplifiée de la Sous-province d'Abitibi et des sous-provinces adjacentes avec localisation approximative des profils sismiques de réflexion du projet Lithoprobe Abitibi-Grenville. Bellefleur (1997) modifié de MERQ-OGS (1983).

incluses).

L'interprétation des compositions de la croûte médiane et inférieure à l'Ouest de la Sous-province d'Abitibi, est basée sur l'observation de coupes transversales dans l'Archéen. La structure crustale à l'Est de la sous-province incluant le Front de Grenville est encore mal connue. Il est possible que la croûte soit amincie avec d'une augmentation de densité dans la croûte médiane de la partie Sud-Ouest du Front (Kellett et al., 1994). Les données sismiques étant limitées, c'est l'interprétation combinée des différentes données géophysiques qui pourra apporter des contraintes supplémentaires sur la composition de la croûte.

4.1.2 Champ de gravité

A partir des données interpolées sur une grille de 2.5×2.5 minutes (National Geophysical Data Center, 1989), la carte des anomalies de Bouguer (figure 4-2) illustre les caractéristiques du champ de gravité de l'Est du Bouclier Canadien. Les valeurs maximales et minimales des anomalies de Bouguer correspondent aux zones structurales de Kapuskasing et du Front de Grenville. L'exposition des séquences crustales profondes de Kapuskasing correspond aux anomalies positives, alors que la Province de Grenville est marquée par des anomalies négatives (le Front inclusivement). Une anomalie négative distingue le Front de Grenville des régions adjacentes seulement au Nord (figure 4-3a), c'est-à-dire dans les régions orientales du Québec et méridionales du Labrador. Dans ces régions, les anomalies négatives inférieures à -80 mGal et de longueur d'onde inférieure

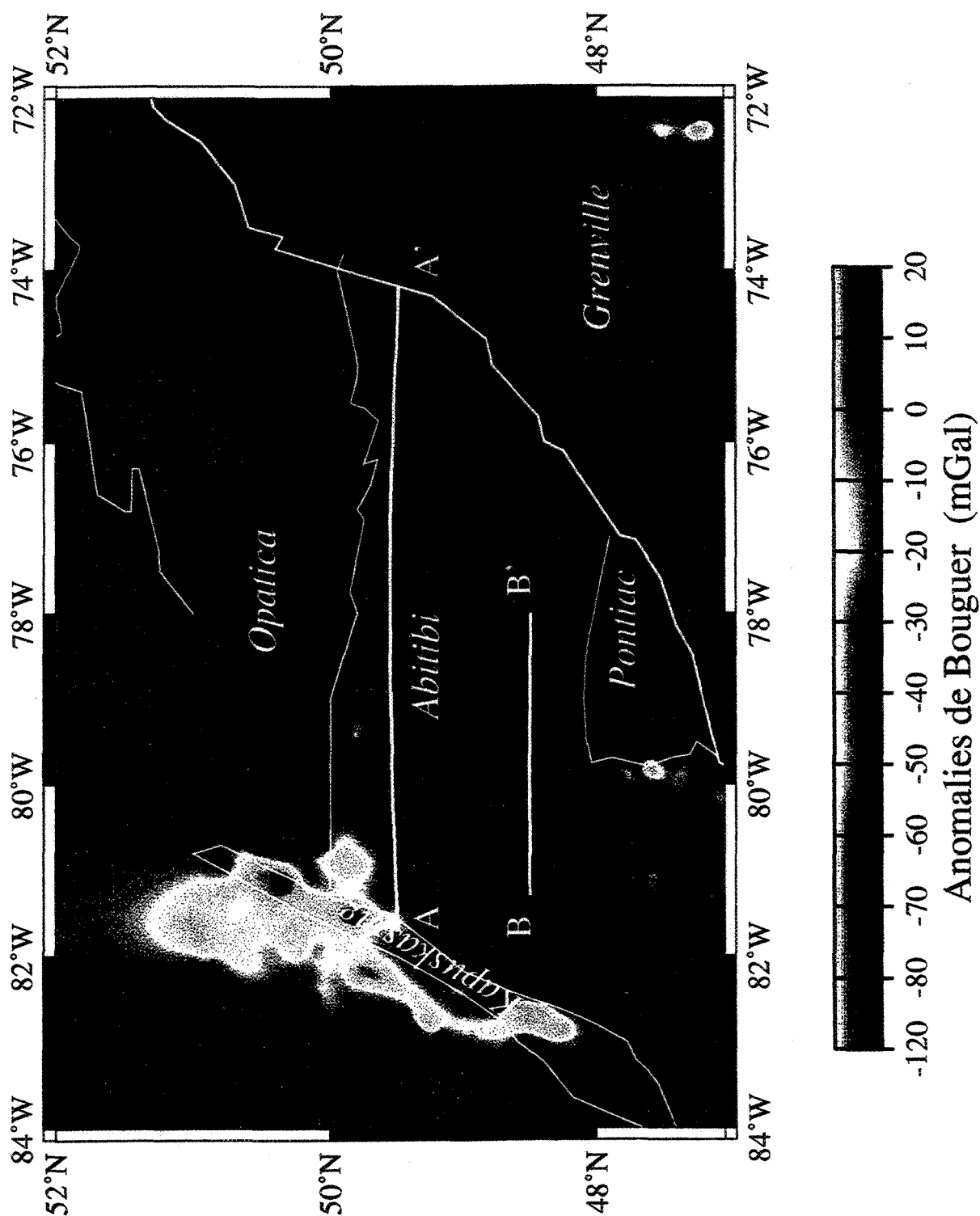


Figure 4.2: Carte de Gravité de l'Abitibi. Les lignes blanches indiquent la localisation des profils de l'inversion.

à 200 km, sont interprétées comme une conséquence d'un épaissement de la croûte vers l'Est (Hynes, 1994). Puisque nous avons peu de données de flux de chaleur le long du Front de Grenville, la structure du Front est hors de nos objectifs principaux. Ce sont les variations de gravité à l'intérieur de la Sous-province d'Abitibi qui nous intéressent. Nous avons extrait des profils Est-Ouest, le long des latitudes 51°, 49.5°, 49° et 48°. Il y a un gradient négatif vers l'Est dans la partie septentrionale de l'Abitibi (figures 4-3b et 4-3c). Cependant, la tendance régionale est peu marquée dans la région méridionale (figure 4-3d). Si cette tendance régionale implique l'épaississement de la croûte vers l'Est, il est dissemblable pour la région méridionale. Les anomalies de courtes longueurs d'onde (entre 50 et 100 km) sont dues à des hétérogénéités superficielles de composition. Le tableau 4.1 montre les densités des roches échantillonnées de la surface.

Il faut noter que les roches volcaniques (andésites et basaltes) de la sous-province sont denses. Cependant, l'anomalie de Bouguer est moins élevée dans la Sous-province d'Abitibi que dans la zone structurale de Kapuskasing, ce qui indique probablement un faible volume de roches volcaniques dans la croûte supérieure. Nous avons identifié la croûte supérieure avec les roches volcaniques, la croûte médiane avec les roches plutoniques et la croûte inférieure avec les granulites mafiques. Cette disposition en trois couches est compatible avec les données sismiques (Grandjean et al., 1995; Sénéchal et al., 1996). Sur la base des mesures de propriétés physiques, nous supposons que la croûte supérieure, moyenne et inférieure ont une densité moyenne de 2.8 gcm^{-3} , 2.75 gcm^{-3} et 2.9 gcm^{-3} , respectivement.

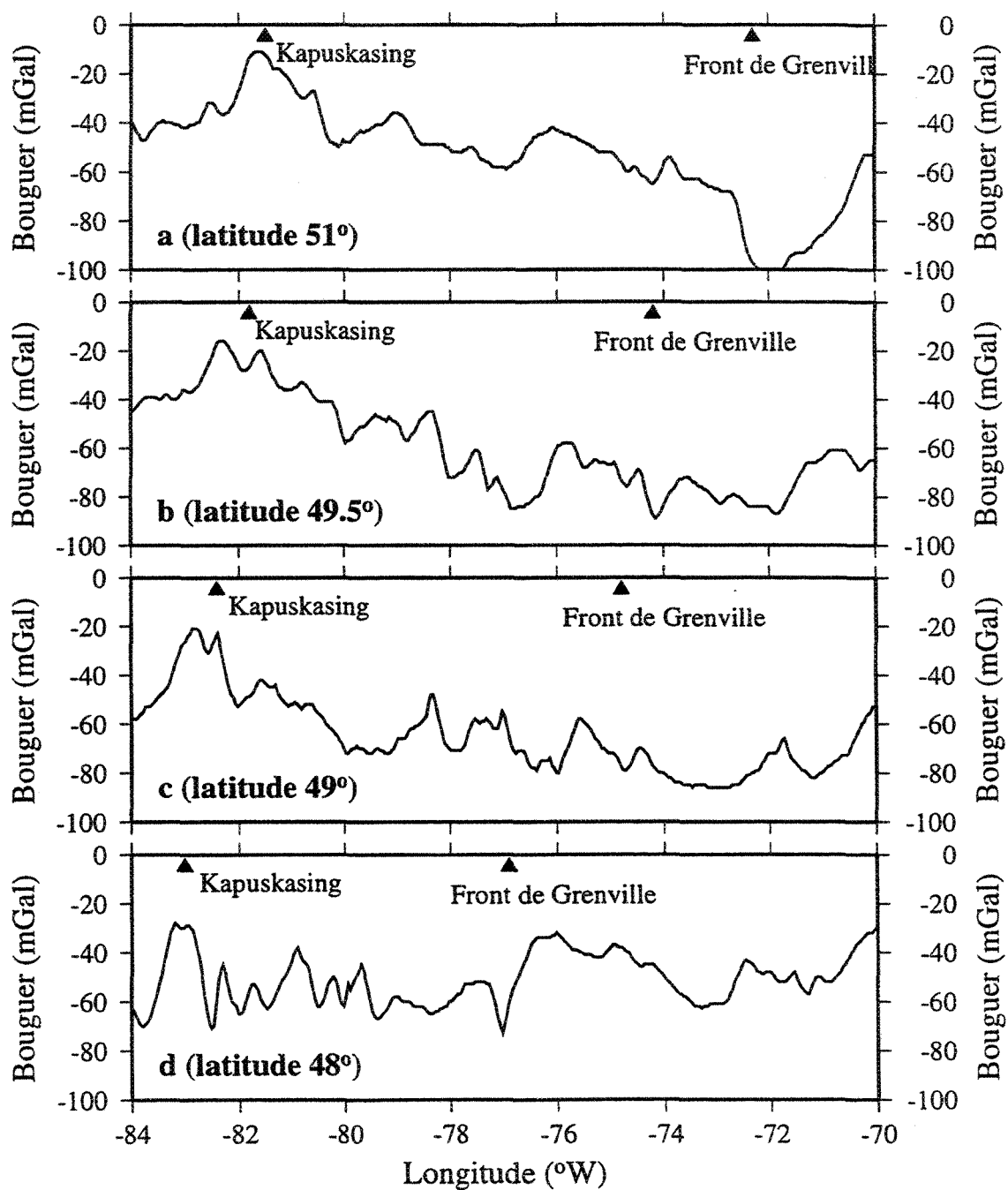


Figure 4.3: L'anomalie négative du Front Grenville est évidente au Nord de latitude 50° (a). La tendance régionale des anomalies implique l'épaississement de la croûte vers l'Est (b) et (c), elle s'évanouit vers le Sud (d).

Tableau 4.1: Densités de la Sous-province d'Abitibi

Lithologie	Densité (gcm^{-3})	Densité	Densité	Nombre d'échantillons
	moyenne	minimale	maximale	
Métavolcanique	2.79±0.08			2244
andésite	2.86	2.37	4.60	184
basalte	2.87	2.62	3.04	9
dacite	2.73	2.53	2.91	7
rhyolite	2.72	2.16	5.36	74
volcanite mafique	2.87±0.06			602
volcanite felsique	2.70±0.05			1368
Roches plutoniques	2.75±0.14			33
diorite	2.91	2.67	3.13	24
granodiorite	2.65	2.57	2.71	7
tonalite	2.69	2.66	2.71	2
Roches mafiques	2.90±0.05			19
diabase	2.94	2.85	3.02	2
gabbro	2.93	2.64	3.18	14
ultramafique	2.84	2.79	3.17	3

Sources de données : 1) Bellefleur, 1992; 2) Antonuk et Mareschal, 1994.

4.1.3 Champ géothermique

Le champ géothermique de la Sous-province d'Abitibi (figure 4-4) est caractérisé par un flux de chaleur moyen de 39 mWm^{-2} , c'est-à-dire plus faible que la moyenne du Supérieur, mais la variation de 28 mWm^{-2} à 59 mWm^{-2} est remarquable de l'Est à l'Ouest à travers la région septentrionale (figure 4-5). Cette variation a été interprétée comme un changement de composition crustale, d'une composition mafique dominante à l'Est à une composition felsique dominante à l'Ouest dans la croûte supérieure et moyenne (Pinet et al, 1991). Le flux est aussi relativement stable à travers la région méridionale d'Abitibi. Les variations d'anomalie de Bouguer et du flux de chaleur montrent toutes deux des tendances régionales. Cette coïncidence implique un changement de la production de chaleur et de la densité moyennes dans la croûte, autrement dit un changement de composition. Une chute du flux à proximité du soulèvement de Kapuskasing (33 mWm^{-2} , Cermak et Jessop, 1971) souligne la différence de composition entre les deux entités géologiques. Cette variation de courte longueur d'onde est interprétée comme d'origine crustale (Mareschal et al., 1999). Nous avons choisi deux profils orientés Ouest-Est (A-A' et B-B') de latitudes 49.5° à 48.5° pour étudier les variations de 20 mWm^{-2} du flux et de 40 mGal de la gravité à travers le Nord de l'Abitibi, et pour comparer la distribution de composition crustale entre Nord et Sud. L'inversion est basée sur un modèle à trois couches. Les productions moyennes des trois couches sont: 1) pour la croûte supérieure, la valeur moyenne mesurée sur différents échantillons; 2) pour la croûte médiane, la valeur de $1.1 \text{ } \mu\text{Wm}^{-3}$ correspondant à une composition

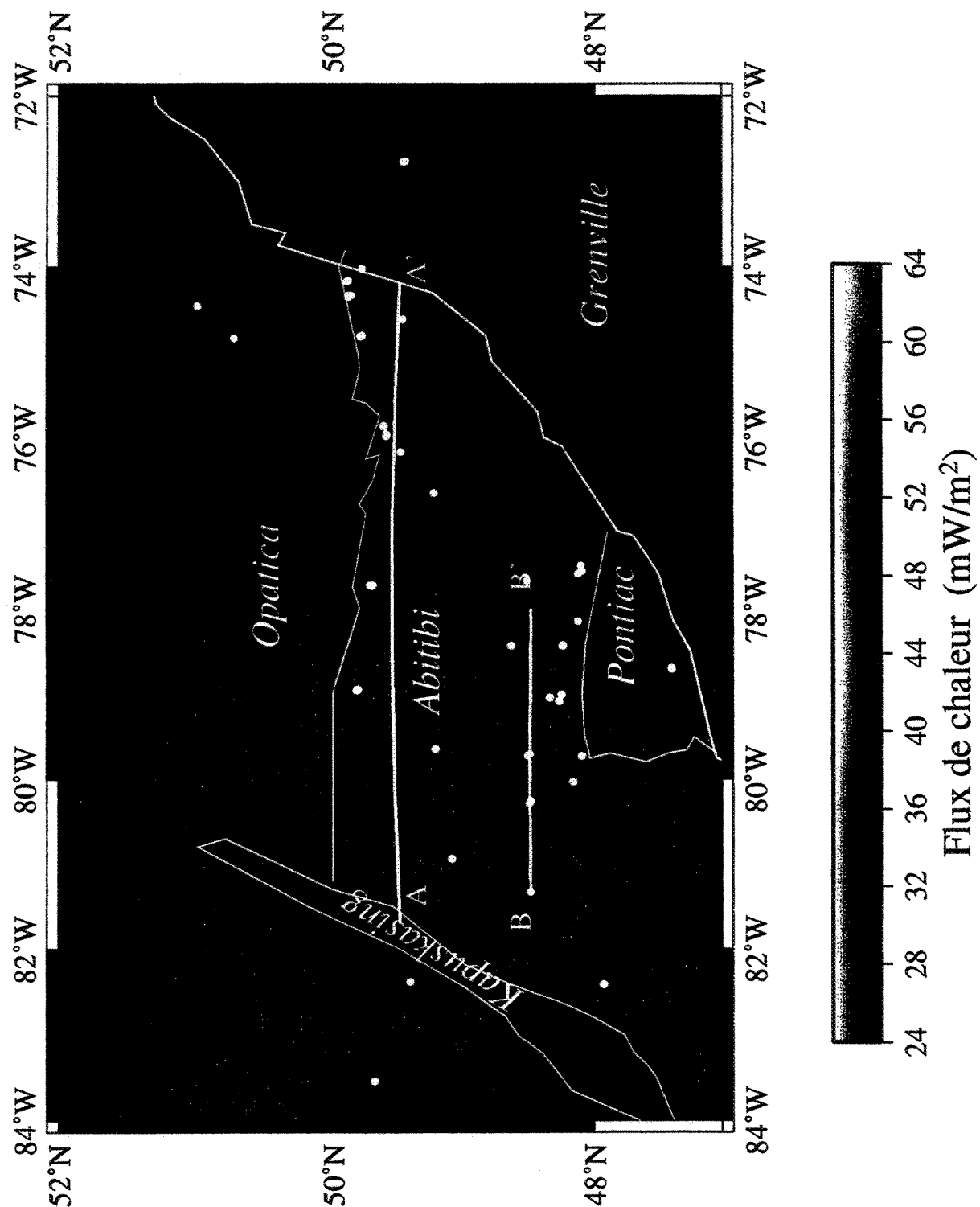


Figure 4.4: Carte du flux de chaleur de l'Abitibi. Les lignes blanches indiquent la localisation des profils de l'inversion.

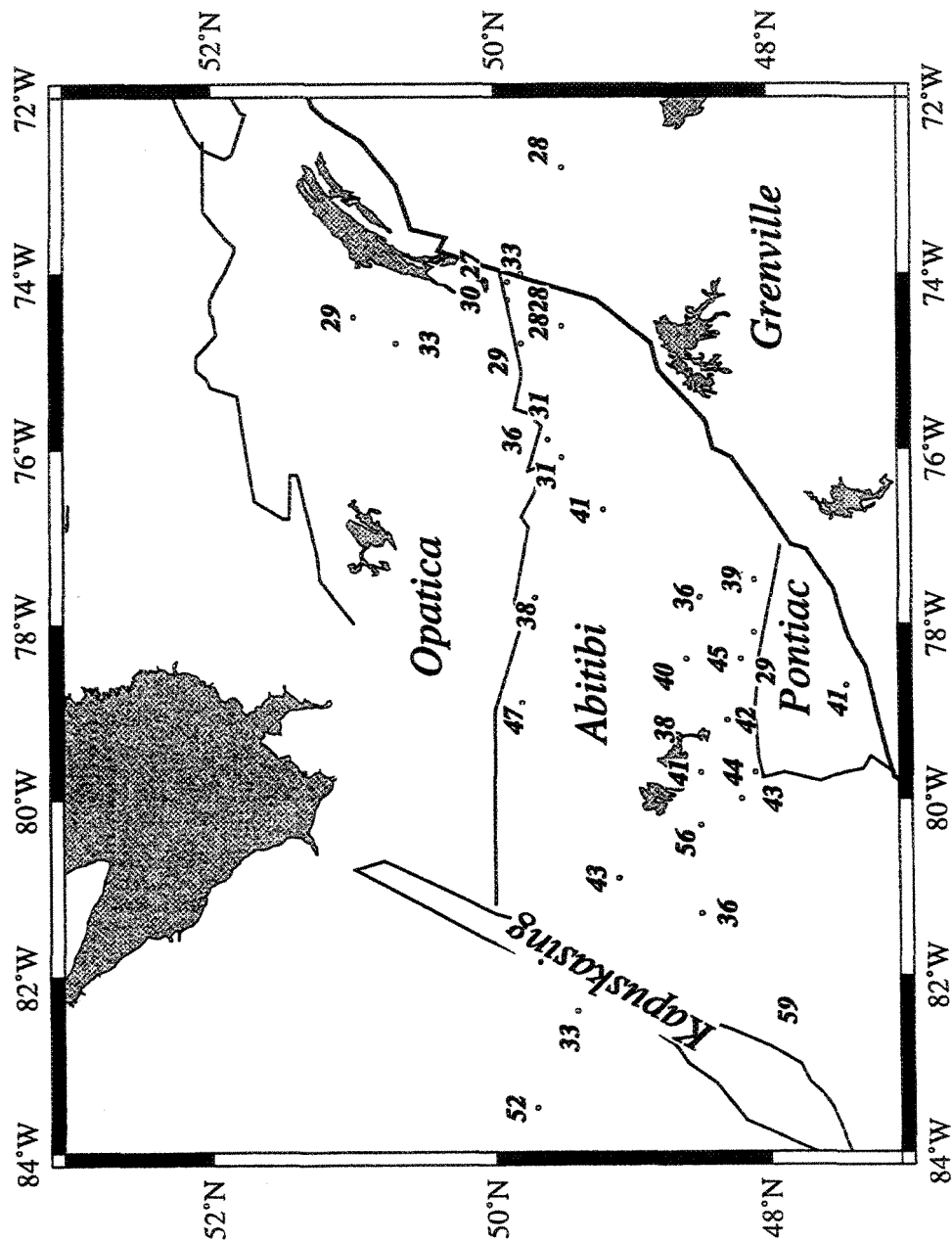


Figure 4.5: Les mesures du flux de chaleur dans la Sous-province d'Abitibi. La variation de 28 à 59 mWm⁻² est remarquable à travers la sous-province.

tonalitique et granodioritique (Gariépy, 1984); 3) pour la croûte inférieure, la valeur de $0.4 \mu\text{Wm}^{-3}$ correspondant à la production dans le faciès granulite.

4.1.4 L'inversion du profil A-A'

Les données de flux de chaleur et de gravité sont moyennées et interpolées par degré de longitude (tableau 4-2). La production de chaleur moyenne des roches échantillonnées à la surface est de $0.3 \mu\text{Wm}^{-3}$. Une faible tendance de diminution de la production de chaleur vers l'Est est insuffisante pour expliquer la variation du flux observé. Les données utilisées dans l'inversion sont présentées dans le tableau 4-2 et les paramètres dans le tableau 4.3.

La figure 4-6a montre le résultat de l'inversion avec le flux Q_m libre. Le flux du manteau a été estimé à 14 mWm^{-2} . Le flux Q_m est fixé à 12 mWm^{-2} pour la figure 4-6b. D'après ces résultats, l'épaisseur de la croûte médiane (composition felsique) varie de 26 km au Centre-Ouest, à proximité du Front de Grenville et dans la zone de Kapuskasing. Cette variation indique un changement évident de composition de la croûte à partir de 78°W de longitude. Ce changement implique que la croûte devient plus mafique vers l'Est. La croûte inférieure est relativement stable à travers la sous-province, sauf à proximité du soulèvement de Kapuskasing.

L'épaississement de la croûte vers l'Est et la variation régionale de l'anomalie de Bouguer confirment le résultat de l'inversion. La croûte est épaisse de 44 km à l'Ouest du Front de Grenville et atteint une épaisseur maximale de 48 km au Kapuskasing.

Tableau 4.2: Données du profil A-A'

longitude	flux de chaleur	Bouguer résiduelle	H_{Moho}	Référence
	mWm^{-2}	mGal	km	
82W	34	31	48	1
81W	43	22.5		
80W	45	4		
79W	47	-1	40	2
78W	40	-5		
77W	36.5	-12.5		
76W	34	-14.5		
75W	30	-11		
74W	29	-15		

Référence : 1) Boland et Ellis, 1989; 2) Grandjean et al., 1995.

Tableau 4.3: Paramètres d'inversion du profil A-A'

	Production	Densité	Contraintes
	μWm^{-3}	gcm^{-3}	
croûte sup.	0.3	2.80	$h_1 > 3, h_2 > 1, h_3 > 10$
croûte moy.	1.1	2.75	$35 < H_{Moho} < 55$
croûte inf.	0.4	2.9	
manteau	0	3.2	Q_m libre pour 4.6a, fixé pour 4.6b

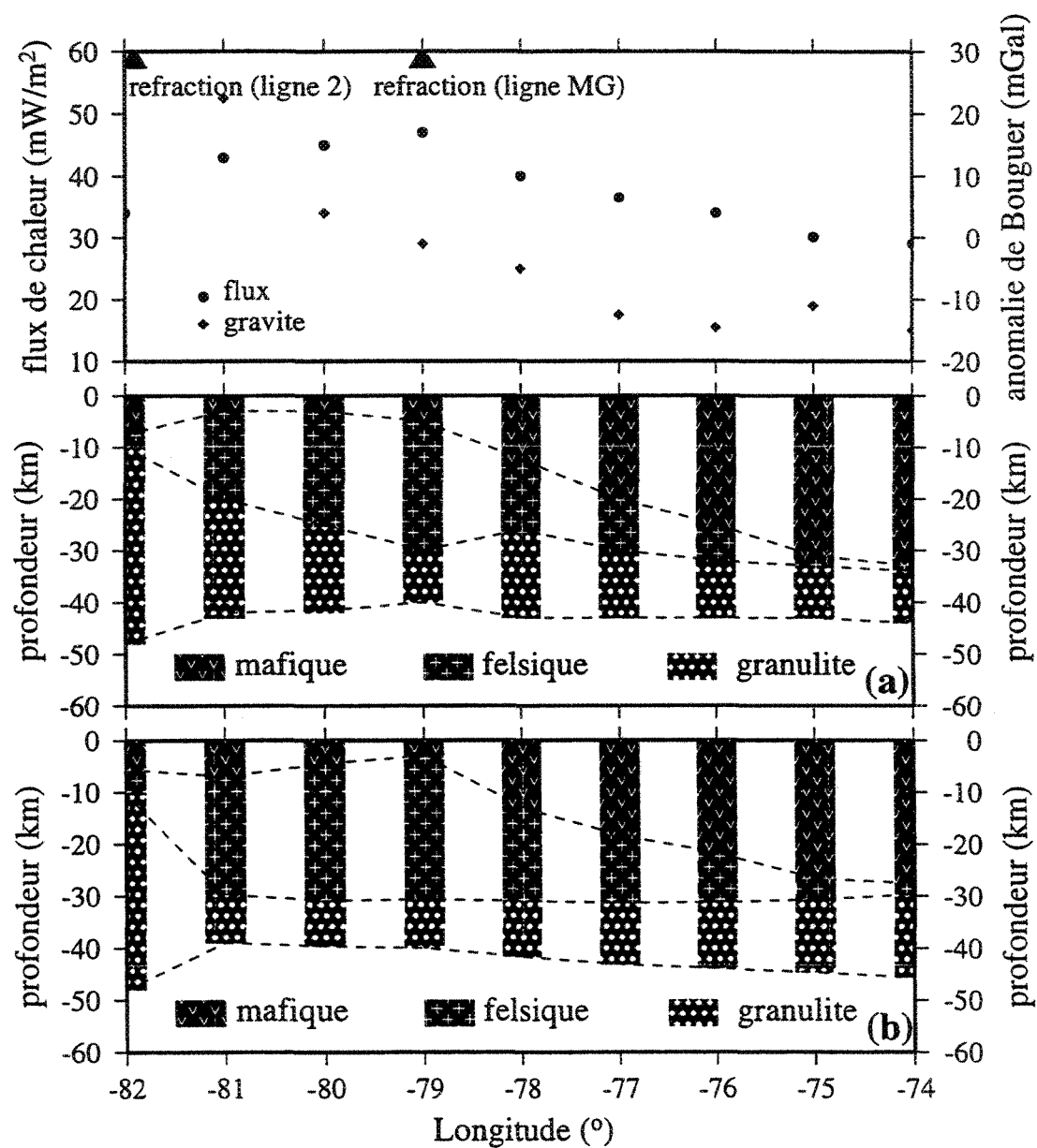


Figure 4.6: Inversion du profil A dans la Sous-province d'Abitibi. Un changement évident de composition de la croûte se produit à partir de 78°W longitude. Ce changement implique que la croûte devient plus mafique vers l'Est.

Cependant, cet épaississement ne peut pas expliquer la diminution du flux vers l'Est. Ceci indique que la tendance régionale du flux ne reflète que le changement de composition dans la croûte. A l'Est de l'Abitibi, le flux faible suggère que la croûte est pauvre en éléments radioactifs. Cette différence est compatible avec une composition mafique/ultramafique. L'origine de ces roches mafiques reste cependant à élucider.

Le flux du manteau entre 12 et 14 mWm^{-2} est en accord avec les interprétations précédentes (Guillou-Frottier et al, 1995; Jaupart et al., 1998; Mareschal et al, 1999).

4.1.5 L'inversion du profil B-B'

Le profil B-B', parallèle au profil A-A' au Sud de l'Abitibi, nous permet de discuter la variation de composition entre le Nord et le Sud. Les mesures d'échantillons montrent que la production de chaleur des roches de la surface est légèrement plus élevée ($0.56 \mu\text{Wm}^{-3}$) au Sud qu'au Nord (tableau 4-4). Nous avons donc fait l'inversion avec deux valeurs pour la production de chaleur de la croûte supérieure.

Dans cette inversion, nous avons fixé le flux Q_m à 12 mWm^{-2} parce qu'il n'y a pas de raison que le flux du manteau change à l'intérieur de la sous-province. La tendance générale du profil déterminée par l'inversion avec une production de $0.56 \mu\text{Wm}^{-3}$ dans la croûte supérieure est comparable à celle du profil A-A' (figure 4-7b). En utilisant la même valeur de production que celle du profil A-A' ($0.3 \mu\text{Wm}^{-3}$), le résultat de l'inversion (figure 4-7c) change peu et la tendance reste comparable avec celle du profil A-A'. Ceci suggère que la variation de composition crustale dans la Sous-province de

Tableau 4.4: Données pour l'inversion du profil B-B'

longitude	flux de chaleur (mWm^{-2})	Bouguer résiduelle (mGal)	H_{Moho} (km)
81.3W	46	-11	
80.3W	44	0	
79.7W	41	4	
79W	40	3	37
78.4W	42	0	
77.7W	37	4	

Tableau 4.5: Paramètres d'inversion du profil B-B'

	Production (μWm^{-3})	Densité (gcm^{-3})	Contraintes
croûte sup.	0.56	2.80	$h_1 > 3, h_2 > 1, h_3 > 10$
croûte moy.	1.1	2.75	$35 < H_{\text{Moho}} < 55$
croûte inf.	0.4	2.9	
manteau	0	3.2	$Q_m = 12 \text{ mWm}^{-2}$

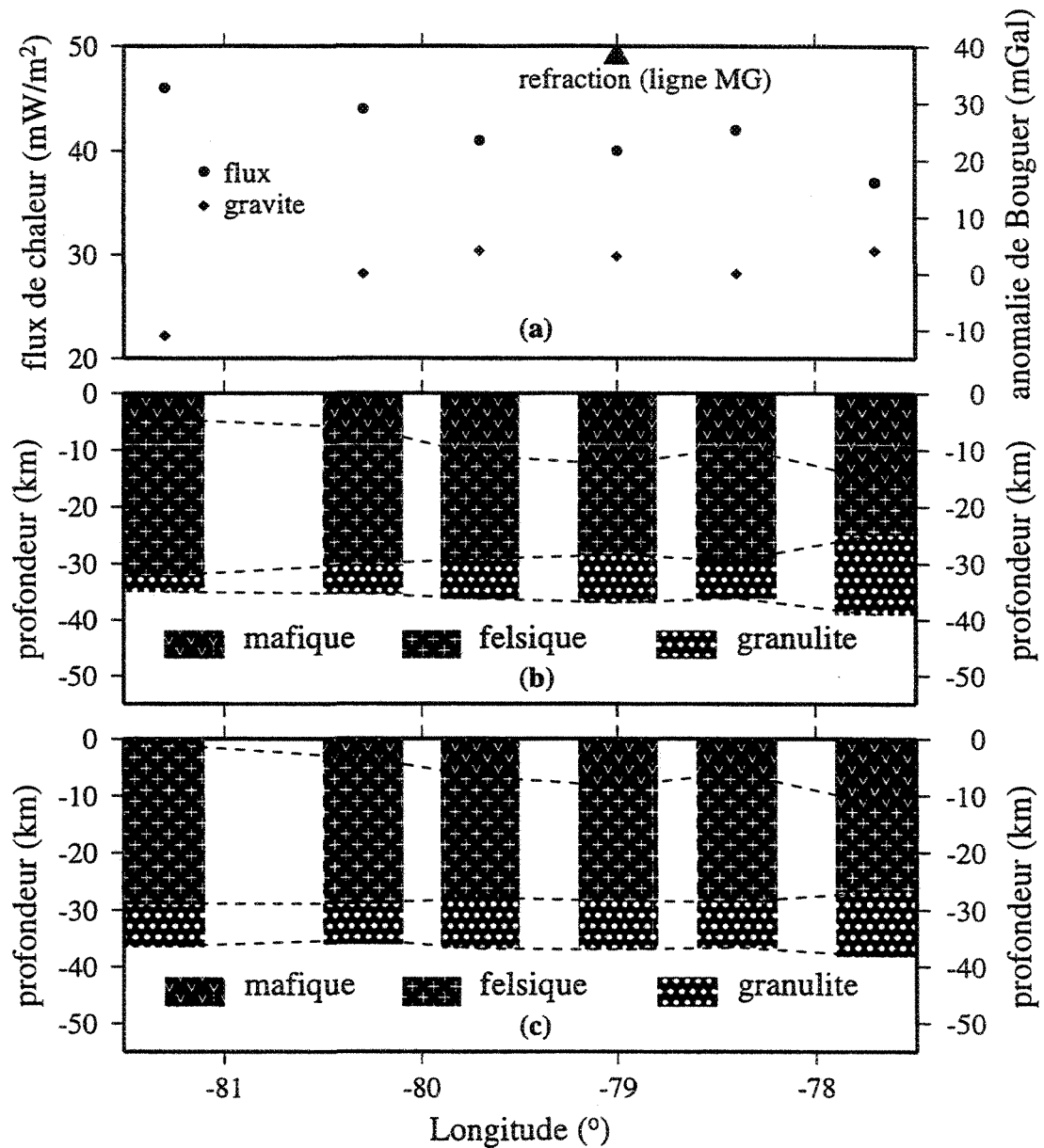


Figure 4.7: Le résultat d'inversion du profil B dans la Sous-province d'Abitibi. La tendance des variations de composition reste comparable avec celle du profil A.

l'Abitibi est une tendance principalement de l'Ouest à l'Est. Il n'y a pratiquement pas de variations régionales de l'anomalie de Bouguer. C'est parce que la profondeur du Moho varie peu et de façon ondulatoire. La croûte s'épaissit légèrement à l'approche du Front de Grenville. Cet épaississement est associé à un changement de composition de felsique à mafique semblable à celui du profil A-A'. A l'extrême ouest du profil B-B', l'anomalie négative de Bouguer associée au flux élevé suggère une composition felsique de la croûte.

Les deux profils montrent que la croûte est de composition felsique à l'Ouest et de composition mafique à l'Est de la Sous-province d'Abitibi. Ces différences de composition contrôlent ainsi que les différences de température, la rhéologie de la lithosphère. La croûte inférieure de l'Ouest résiste moins à la déformation ductile que celle de l'Est (voir le chapitre 5). Cette différence a probablement joué un rôle important dans l'évolution géologique de la sous-province.

La croûte inférieure de Kapuskasing a chevauché sur la ceinture d'Abitibi vers l'Est (Clowes et al., 1992). Durant cette épisode tectonique, la Sous-province d'Abitibi était en compression. D'après notre interprétation, la région ayant une croûte moyenne de composition felsique épaisse est comprise entre les longitudes 78°W et 82°W. Si cet antiforme archéen existe, l'épaisseur des roches volcaniques dans cette région a été réduite par l'érosion. La plupart des investigations sismiques effectuées dans la sous-province (figure 4-1) suggèrent que l'épaisseur des roches volcaniques est de moins de 10 km (Green et al., 1990; Calvert et al., 1995; Grandjean et al., 1995; Jackson et

al., 1995; Winardhi et Mereu, 1997). Par contre, il est possible que cette épaisseur soit supérieure à 10 km à l'est de l'Abitibi. Le résultat de l'inversion montre cependant qu'une épaisseur supérieure à 20 km de volcaniques est aussi peu vraisemblable. Il est possible qu'il y ait un changement de composition de la croûte médiane. Nous devons aussi noter que le flux faible de Kapuskasing (33 mWm^{-2}) reflète probablement une croûte presque entièrement granulitique (Pinet et al., 1991). Le flux faible à l'Est d'Abitibi implique une croûte moyenne de composition mafique/ultramafique.

4.2 L'orogène de Trans-Hudson

Les études géologiques et géophysiques menées par Lithoprobe ont montré que l'Orogène de Trans-Hudson est un amalgame de différents types de terrain. En déterminant la composition de la croûte, nous espérons éclaircir le contexte géologique de cette orogène, en particulier, déterminer la composition crustale.

4.2.1 Contexte géologique

L'Orogène de Trans-Hudson, qui marque la limite ouest de la Province de Supérieur, s'étend des Dakotas, jusqu'à la pointe Nord de la péninsule d'Ungava au Québec. L'orogène n'est exposé qu'au Nord du Manitoba et du Saskatchewan. Les anomalies géophysiques ont permis de tracer son prolongement vers le Sud sous les sédiments paléozoïques de la plateforme et du bassin de Williston, et vers le Nord sous le bassin de la Baie d'Hudson. L'orogénèse trans-hudsonnienne a vu la convergence des cratons

de Hearne, de Rae et du Supérieur qui ont été soudés durant le Paléoprotérozoïque (Hoffman, 1988). Au cours des dernières années, Lithoprobe a conduit de nombreuses études à travers la partie exposée de l'orogène au Manitoba et au Saskatchewan. Ces études ont permis de reconnaître 4 zones lithotectoniques principales. Ce sont: 1) La ceinture de Thompson qui représente une ancienne marge passive, et contient des roches métasédimentaires et volcaniques mélangées avec la croûte du Supérieur (Hoffman, 1988; Pearson et al., 1994). 2) La zone de Reindeer, formée d'arcs océaniques (La Ronge-Lynn Lake et Flin Flon-Snow Lake arcs), et du bassin marginal de Kiseeynew (Lucas et al., 1997, et références incluses). 3) Le Batholithe de Wathaman qui est interprété comme un arc magmatique de type Andin (Meyer et al., 1992). 4) La ceinture de Wollaston qui est constituée par l'ancienne marge du craton de Hearne affectée par des plissements. Nos données de flux de chaleur et nos études concernent exclusivement les deux premières régions.

4.2.2 Données sismiques

Plusieurs profils sismiques ont été effectués à travers l'orogène pour connaître sa structure profonde (figure 4-8). Globalement, la lithosphère sous l'orogène est divisée en quatre zones de vitesse basées sur l'interprétation des profils de réfraction (Hajnal et al., 1984; Morel-à-l'Huissier et al., 1990; Németh et al., 1996; Németh et Hajnal, 1997). La croûte supérieure a une épaisseur d'environ 17 km et est caractérisée par une vitesse comprise entre 6.0 et 6.5 km·s⁻¹. La vitesse de la croûte inférieure varie entre 6.5

et $7.0 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$. Le manteau supérieur est fortement anisotrope dans les premiers 50 km où la vitesse varie de 8.0 à $8.6 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ dans la direction Nord-Sud et de 8.0 à $8.2 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ dans la direction Est-Ouest. La partie inférieure de la lithosphère (80 à 160 km) est très réfléchive. Le modèle sismique de l'Orogène Trans-Hudson est très différent de celui de la Province du Supérieur et la croûte médiane n'y est pas présente. Il est possible que l'anisotropie du manteau ait enregistré la direction des contraintes principales du dernier événement tectonique. Il faut détailler l'agencement et l'âge des différents blocs de la croûte pour connaître l'évolution géologique de l'orogène.

D'après l'interprétation des profils de réfraction et de réflexion, le Moho présente un relief de plus de 10 km à la limite du bassin marginal de Kisseynew et de la ceinture de Lynn Lake, entre les ceintures de Flin Flon-Snow Lake et de Thompson ainsi qu'à l'Ouest du Domaine de Glennie (Lewry et al., 1994; Németh et Hajnal, 1997). La profondeur moyenne du Moho, entre 38 et 41 km, indique que la croûte est légèrement plus épaisse que celle du Supérieur (Baird et al., 1995, 1996; Lewry et al., 1994; Lucas et al., 1996b; Németh et al., 1996; White et al., 1994, 1995, 1996). Pour la croûte, la distribution de composition dans l'orogène n'est pas très claire. Au deux extrémités de l'orogène, la croûte juvénile s'est enfoncée sous la croûte inférieure du craton de Hearne vers l'Ouest, et a pénétré dans la croûte médiane du craton du Supérieur vers l'Est. La ceinture de Thompson contient des gneiss rétrogradés (gneiss de Pikwitonei) et des métasédiments et des roches volcaniques dans lesquels sont intercalés des plutons granitiques (Lewry et al., 1994). Des fenêtres de roches Archéennes ont été reconnues dans le

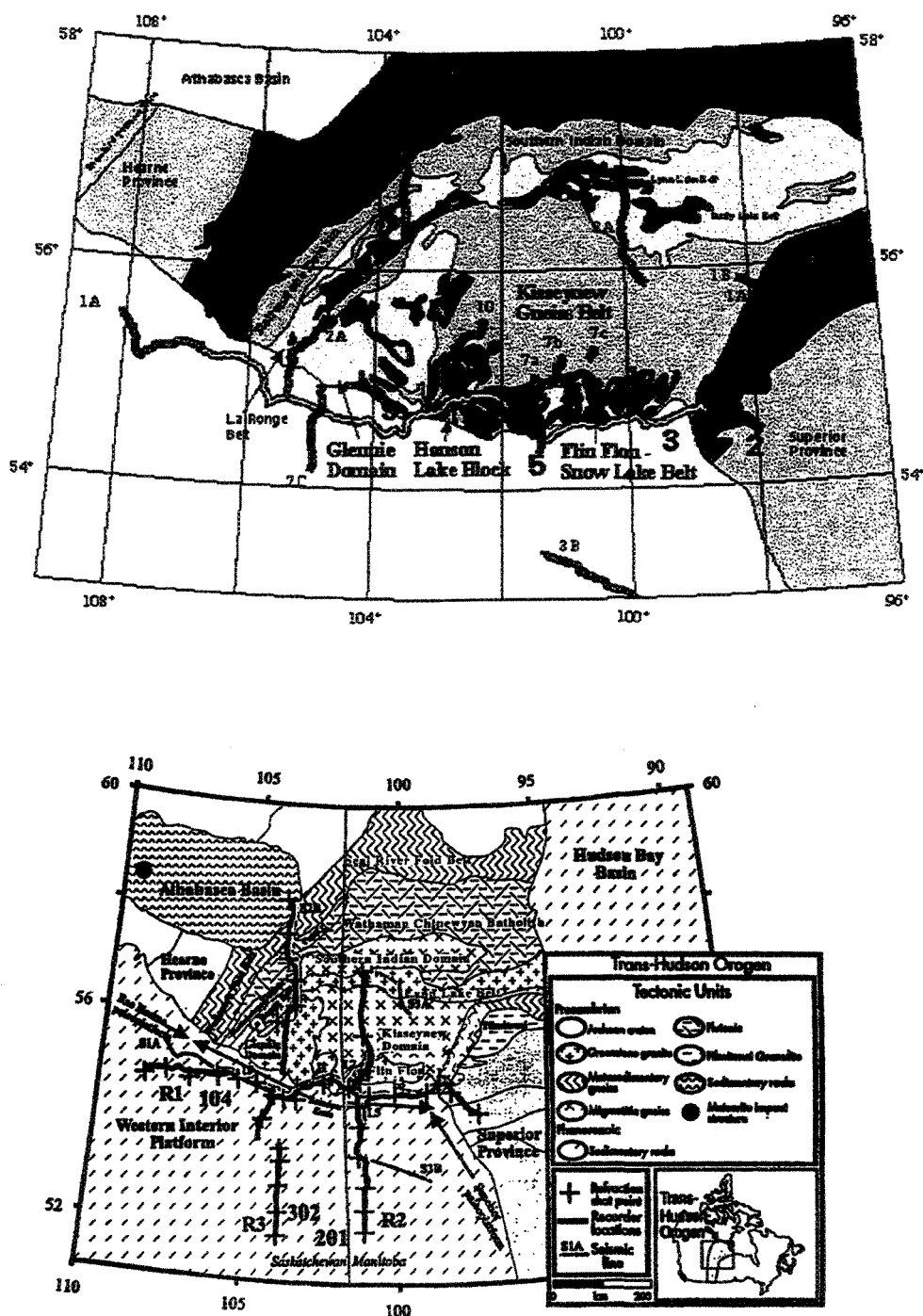


Figure 4.8: Carte géologique de l'Orogène de Trans-Hudson (a). Les lignes représentent les profils sismiques de réflexion (du haut) et de réfraction (du bas).

domaine de Glennie. D'après les interprétations des lignes 2, 3, 5, 7, 9, 10 de réflexion sismique, les roches Archéennes pourraient exister sous les roches Protérozoïques, mais le contact entre les deux unités est mal défini par la sismique réflexion (Green et al., 1985; Lwery et al., 1990; Leclair et al., 1994c; Lucas et al., 1994). Les études de géochimie (Baldwin et al., 1987; Bickford et al., 1994; David et Syme, 1995, et références incluses; Chiarenzelli et al., 1996; Ansdell et Ryan, 1997) supportent l'existence des roches Archéennes sous l'orogène.

4.2.3 Champ de gravité

La figure 4-9 montre une carte des anomalies de Bouguer dans l'Orogène de Trans-Hudson. Une paire d'anomalies linéaires marque le contact entre les provinces du Supérieur et de Churchill. Cette paire d'anomalie s'étend depuis les Dakotas, aux Etats-Unis, jusqu'à la ceinture de Cape Smith au Nord de la péninsule d'Ungava. Gibb et Walcott (1971) et Gibb et al. (1983) ont proposé que de telles anomalies marquaient les zones de sutures dans le bouclier Précambrien. L'anomalie positive est associée avec les granulites du Pikwitonei dans le Supérieur et l'anomalie négative avec la ceinture de Thompson. Vers l'Ouest, le domaine de Kiseynew est caractérisé par des anomalies faiblement négatives (> -30 mGal), principalement au Nord-Est de la région. Les arcs volcaniques/magmatiques de Glennie, La Ronge, Lynn Lake et Flin Flon-Snow Lake ont des anomalies négatives variant entre -40 mGal et -80 mGal, légèrement moins négatives dans la ceinture de Flin Flon-Snow Lake. D'après l'interprétation sismique,

l'épaississement de plus de 10 km de la croûte à Lynn Lake devrait causer une anomalie de 100 mGal. L'amplitude des anomalies observées (≈ 50 mGal) suggère que ce changement d'épaisseur de la croûte a été partiellement compensé par des variations de composition et de densité (Mareschal et al., 1999).

D'après les mesures de densité (tableau 4.6), il y a une différence de 0.1 gcm^{-3} entre les roches felsiques, intermédiaires et mafiques, volcaniques ou métamorphiques. Il faut aussi remarquer que la densité des roches volcaniques felsiques et celle des gneiss felsiques sont identiques. Il en est de même pour les roches intermédiaires. Ceci montre que les variations de densité sont principalement contrôlées par la composition des roches. La gravité fournit donc une contrainte sur la composition de la croûte. Les densités moyennes des roches volcaniques et des gneiss de l'Orogène de Trans-Hudson sont tout à fait similaires à celles du Supérieur.

4.2.4 Champ géothermique

Le champ géothermique varie considérablement entre les ceintures de Thompson, Flin Flon-Snow Lake et Lynn Lake (figure 4-10). Nous ne pouvons pas proposer de profils des variations régionales du flux par manque de données. Cependant, la différence du flux moyen, 53 mWm^{-2} (Thompson), 43 mWm^{-2} (Flin Flon-Snow Lake) et 32 mWm^{-2} (Lynn Lake) montre une différence significative entre les trois régions sélectionnées. Une étude détaillée des variations du flux de chaleur dans chaque région est donc nécessaire pour comparer la composition et la structure crustale.

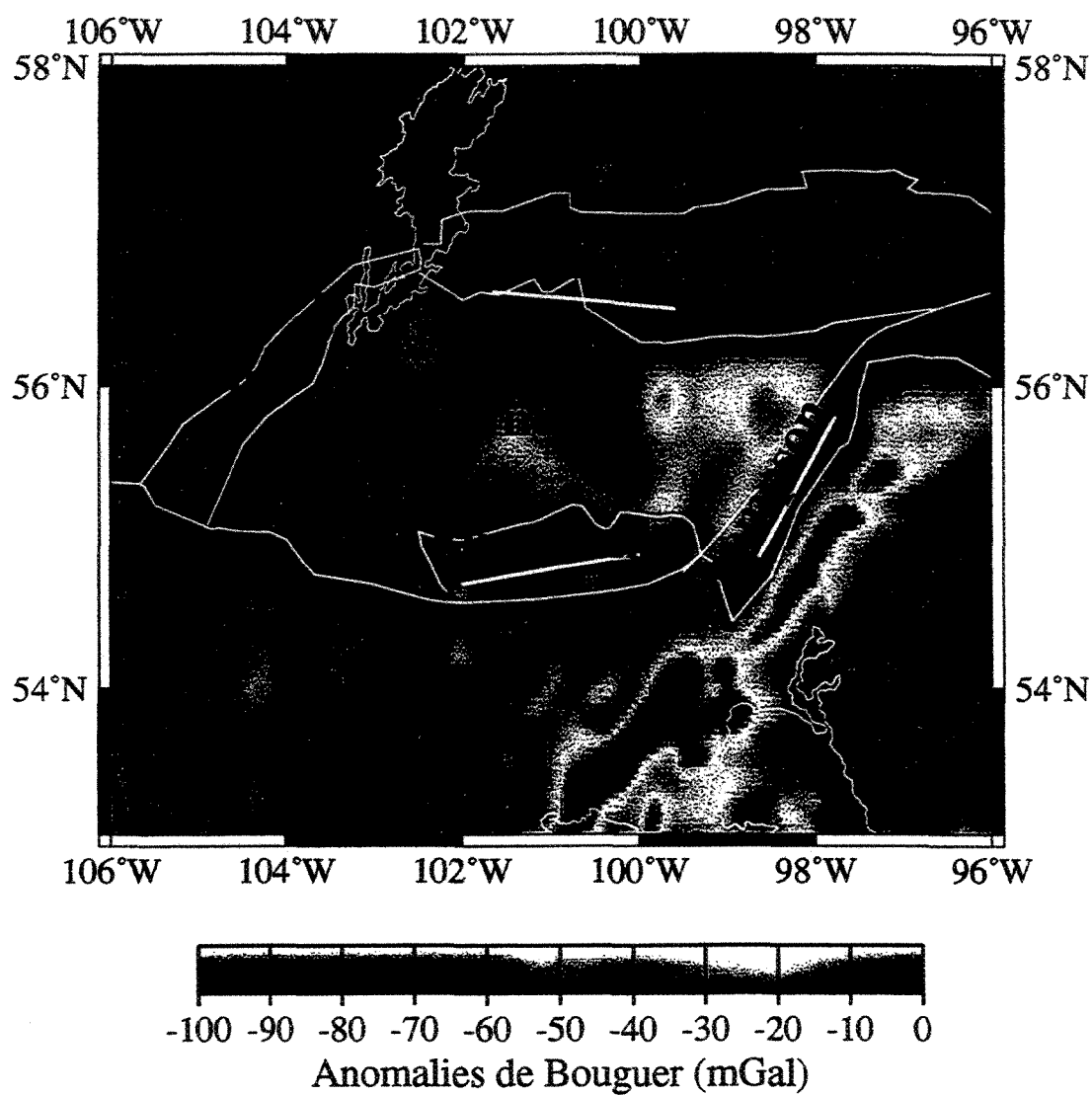


Figure 4.9: Carte de gravité de l'Orogène de Trans-Hudson. Les lignes blanches représentent la localisation des profils de l'inversion.

Tableau 4.6: Densités des roches de la ceinture de Flin Flon-Snow Lake

Lithologie	Densité (gcm^{-3})	Nombre d'échantillons
Roches volcaniques	2.84	
roches volcaniques mafiques	2.96	206
roches volcaniques intermédiaires	2.82	115
roches volcaniques felsiques	2.73	82
Gneiss	2.80	
gneiss intermédiaires	2.83	88
gneiss felsiques	2.73	42
médasédiments pélitiques	2.83	32
médasédiments semipélitiques	2.81	49
médasédiments psammitiques	2.85	60
Wacke, Mudstone	2.81	50
roches intrusives	2.73	268

Extrait des données de Leclair et al, 1994.

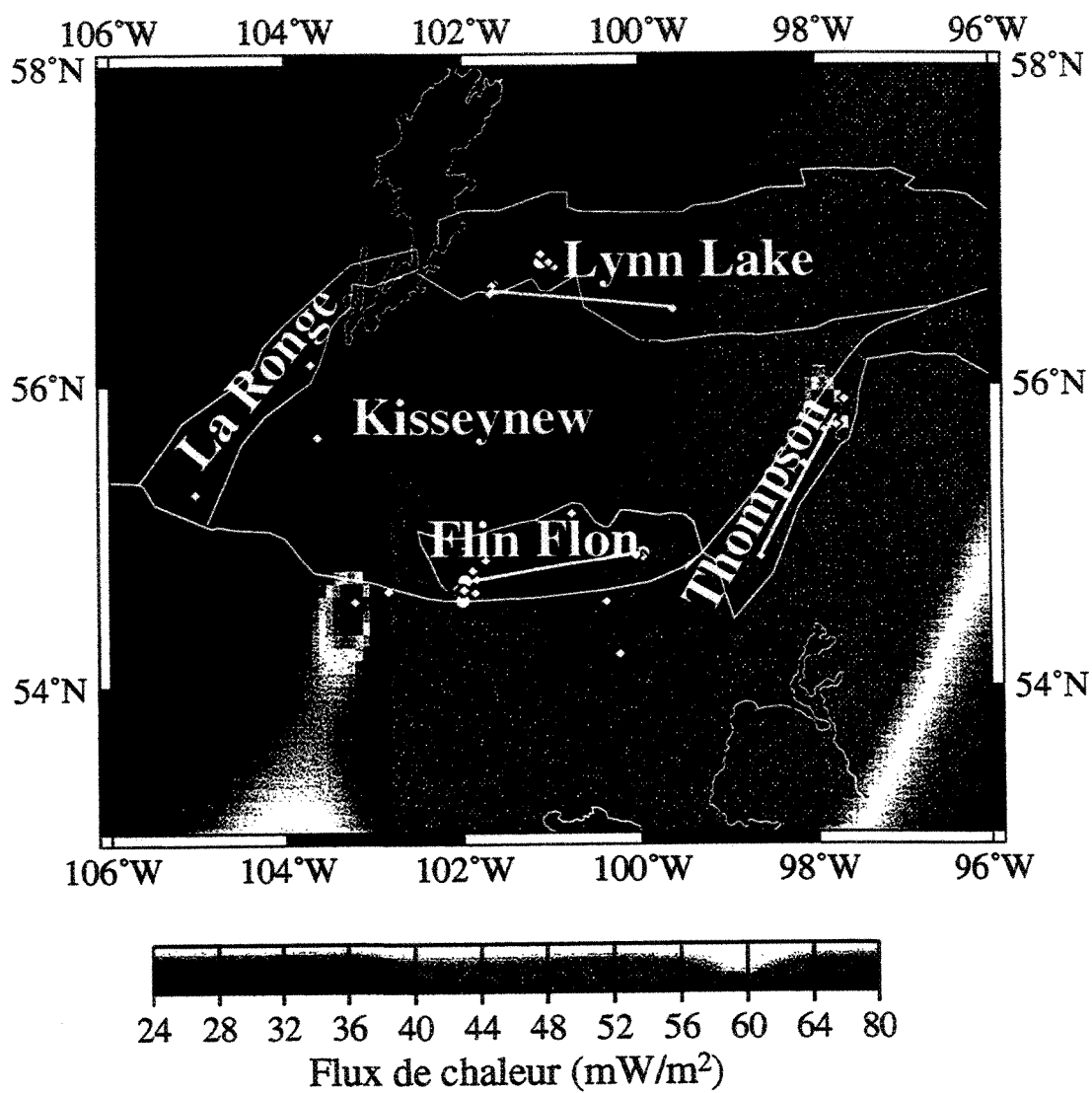


Figure 4.10: Carte du flux de chaleur de Trans-Hudson. Les lignes blanches représentent des profils de l'inversion.

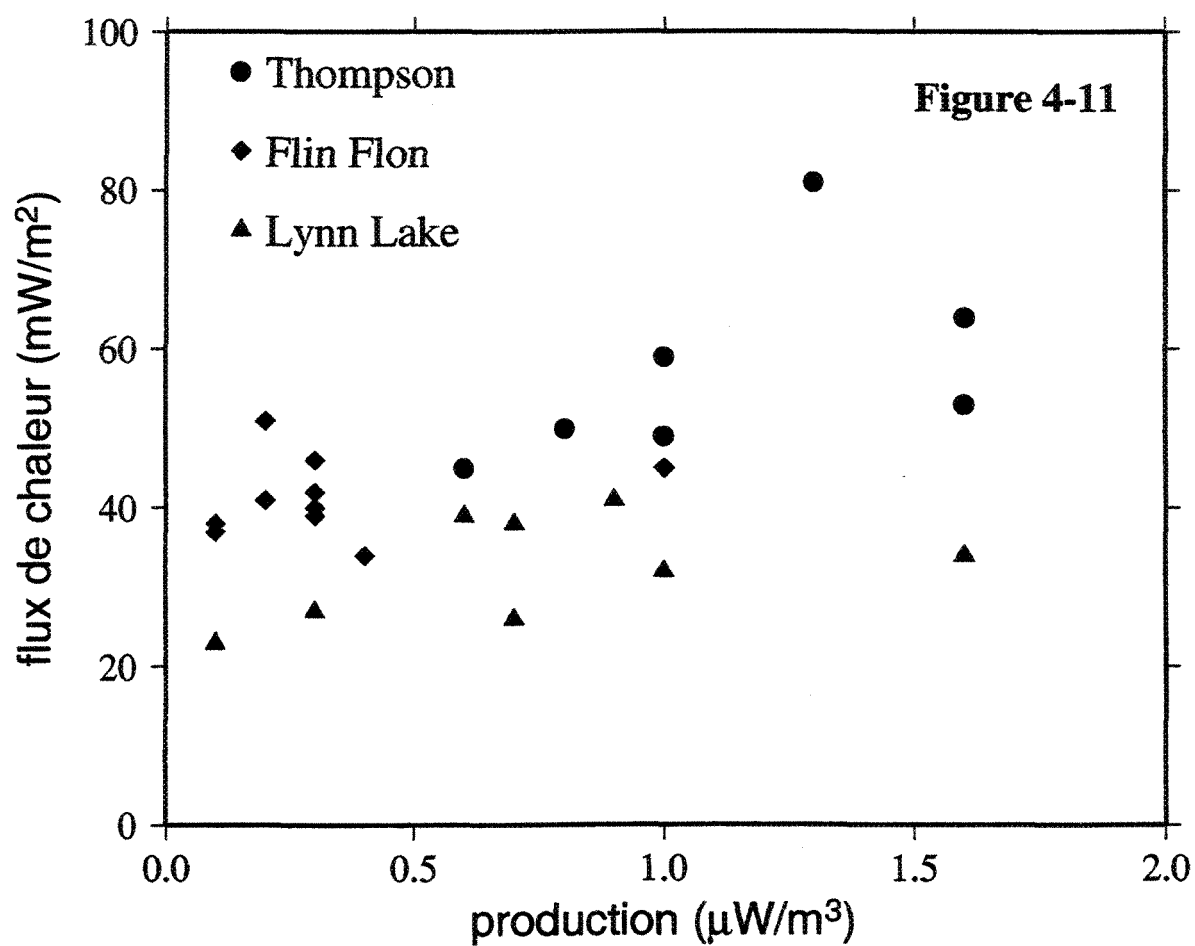


Figure 4.11: La relation linéaire entre le flux et la production reste vague pour Thompson et Lynn Lake, et il n'y a pas de relation du tout entre flux et production pour Flin Flon-Snow Lake

La production moyenne de chaleur des roches de surface de la ceinture de Thompson est d'environ $1.05 \mu\text{Wm}^{-3}$, et se distingue de la ceinture de Flin Flon-Snow Lake ($0.3 \mu\text{Wm}^{-3}$) et de celle de Lynn Lake ($0.7 \mu\text{Wm}^{-3}$). La relation linéaire entre le flux et la production reste vague pour Thompson et Lynn Lake (figure 4-11) et est difficile à interpréter. Il n'y a pas de relation du tout entre flux et production pour Flin Flon-Snow Lake (Mareschal et al., 1999). Nous considérons les trois valeurs moyennes ci-haut comme représentant la production moyenne de la croûte supérieure. Puisque la vitesse des ondes de compression dans la croûte inférieure est similaire à celle du Supérieur, nous supposons que cela indique le faciès granulite dont la production moyenne est de $0.4 \mu\text{Wm}^{-3}$. La présence d'une croûte moyenne reste incertaine.

Le flux moyen de l'Orogène de Trans-Hudson est de $42 \pm 10 \text{ mWm}^{-2}$ comme celui du Supérieur. Si les changements de composition crustale peuvent rendre compte des variations de flux, le flux mantellique de l'Orogène de Trans-Hudson doit être comparable à celui du Supérieur. A condition que l'épaisseur de la croûte soit contrainte, la distribution de composition est fixée de façon unique par le flux du manteau (chapitre 2). Nous considérons donc que la solution d'inversion est la meilleure lorsque le flux du manteau varie entre 12 et 15 mWm^{-2} comme les études précédentes l'ont suggéré pour l'Est du bouclier (voir plus haut ainsi que Guillou-Frottier et al., 1995; Jaupart et al., 1998). De cette façon, nous pouvons déterminer la constitution de la croûte en fonction des variations des différents champs géophysiques.

Récemment, à partir du flux de chaleur, de la gravité et de la sismique, Mareschal

et al. (1999) ont proposé une interprétation de la distribution de composition dans la croûte. La croûte sous la ceinture de Thompson est riche en éléments radioactifs avec un flux élevé. Par contre, Lynn Lake a une croûte entièrement déficiente en éléments radioactifs avec le flux le plus faible du Bouclier Canadien (25 mWm^{-2}). Cependant, Flin Flon-Snow Lake a un flux normal. Cette interprétation confirme la différence de la géologie en profondeur à travers l'Orogène de Trans-Hudson. Le présent chapitre prolonge de façon quantitative les études antérieures, afin de donner des informations complémentaires à la construction crustale. Trois régions ont été sélectionnées pour l'inversion selon la disponibilité des données du flux de chaleur. Ce sont les ceintures de Flin Flon-Snow Lake, Thompson et Lynn Lake.

4.2.5 Inversion du profil de Thompson

Les données utilisées sont disposées le long d'un profil parallèle à la ceinture de Thompson, et orienté Nord-Est Sud-Ouest. L'inversion permet donc de détecter les variations de structure et de composition crustale à l'intérieur de la ceinture. La différence entre cette ceinture et d'autres régions est qu'il n'y a pas de couverture de roches volcaniques. Les roches de surface sont riches en éléments radioactifs. Les données géophysiques sont présentées dans le tableau 4.7 et les paramètres utilisés pour l'inversion sont dans le tableau 4.8.

Le résultat de l'inversion (figure 4-12) montre que les variations des champs géophysiques sont compatibles avec un modèle de deux couches. Sur la base des données sis-

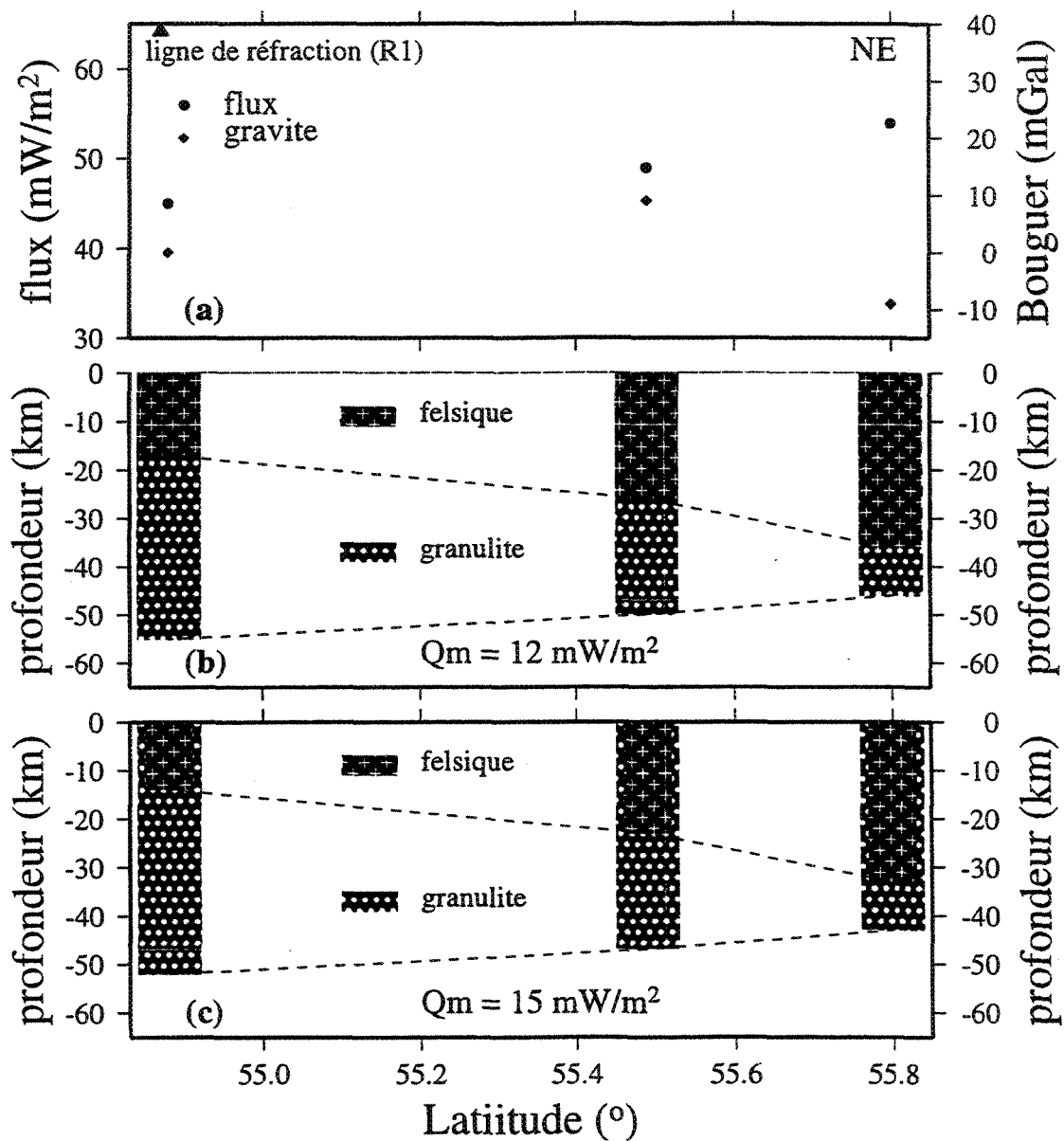


Figure 4.12: Le résultat d'inversion pour la ceinture de Thompson. Le flux élevé implique que la croûte supérieure a une composition felsique.

Tableau 4.7: Données pour l'inversion dans la ceinture de Thompson

latitude	flux de chaleur (mWm^{-2})	Bouguer résiduelle (mGal)	H_{Moho} (km)
54.88	45	0	52 ~ 55
55.49	49	9	
55.8	54	-9	

Tableau 4.8: Paramètres de l'inversion dans la ceinture de Thompson

	Production (μWm^{-3})	Densité (gcm^{-3})	Contraintes
croûte sup.	1.05	2.75	$h_1 > 3, h_2 > 10$
croûte inf.	0.4	2.9	$35 < H_{\text{Moho}} < 55$
manteau	0	3.2	Q_m inconnu

miques du profil de réfraction R1 situé à proximité, nous avons fixé l'épaisseur de croûte à 52 km ou 55 km au Sud de la ceinture de Thompson (Németh et Hajnal, 1997). Les flux du manteau estimés par l'inversion sont de 15 mWm^{-2} (figure 4-12c) et de 12 mWm^{-2} (figure 4-12b), respectivement. L'augmentation du flux de chaleur implique que la composition de la croûte devient plus felsique vers le Nord. La variation du champ de gravité reflète un contexte plus compliqué, avec l'effet de l'amincissement de la croûte compensé par une augmentation des roches felsiques. Cet effet de composition sur les champs géophysiques est contraire à celui de Kapuskasing, où l'effet d'épaississement de la croûte est couvert par celui d'une croûte dense et pauvre en éléments radioactifs.

Tableau 4.9: Données pour l'inversion dans la ceinture de Flin Flon-Snow Lake

latitude	flux de chaleur (mWm^{-2})	Bouguer résiduelle (mGal)	H_{Moho} (km)
-102	40.2	4	40
-100.5	36	-3	
-100	44.5	-1	43

4.2.6 Inversion du profil de Flin Flon-Snow Lake

La ceinture de Flin Flon-Snow Lake est supposée contenir quatre assemblages tectonostratigraphiques: 1) des arcs volcaniques juvéniles; 2) des basaltes de type dorsale médio-océanique; 3) des laves mafiques; et 4) des arcs plutoniques (Lucas et al., 1996a). Cette zone est considérée comme un système d'arc intra-océanique (Hamilton, 1979). Les roches volcaniques prédominent en surface. Les interprétations des profils sismiques des lignes 2, 3, 5, 7, 9, 10 contraignent l'épaisseur de la croûte au Sud de la région. Le faible gradient régional de gravité est compatible avec un épaissement de la croûte vers l'Est (figure 4-13). Des anomalies de courtes longueurs d'onde reflètent l'hétérogénéité de la composition. La production moyenne des roches de surface est de $0.3 \mu\text{Wm}^{-3}$, similaire à celle des roches volcaniques du Nord de l'Abitibi. Nous avons inversé les données à partir des paramètres des tableaux 4.9 et 4.10, en supposant une structure de la croûte à trois couches.

Nous avons supposé pour la croûte médiane une composition felsique comparable à celle de l'Abitibi. Il est possible que ce ne soient pas des gneiss felsiques archéens, mais

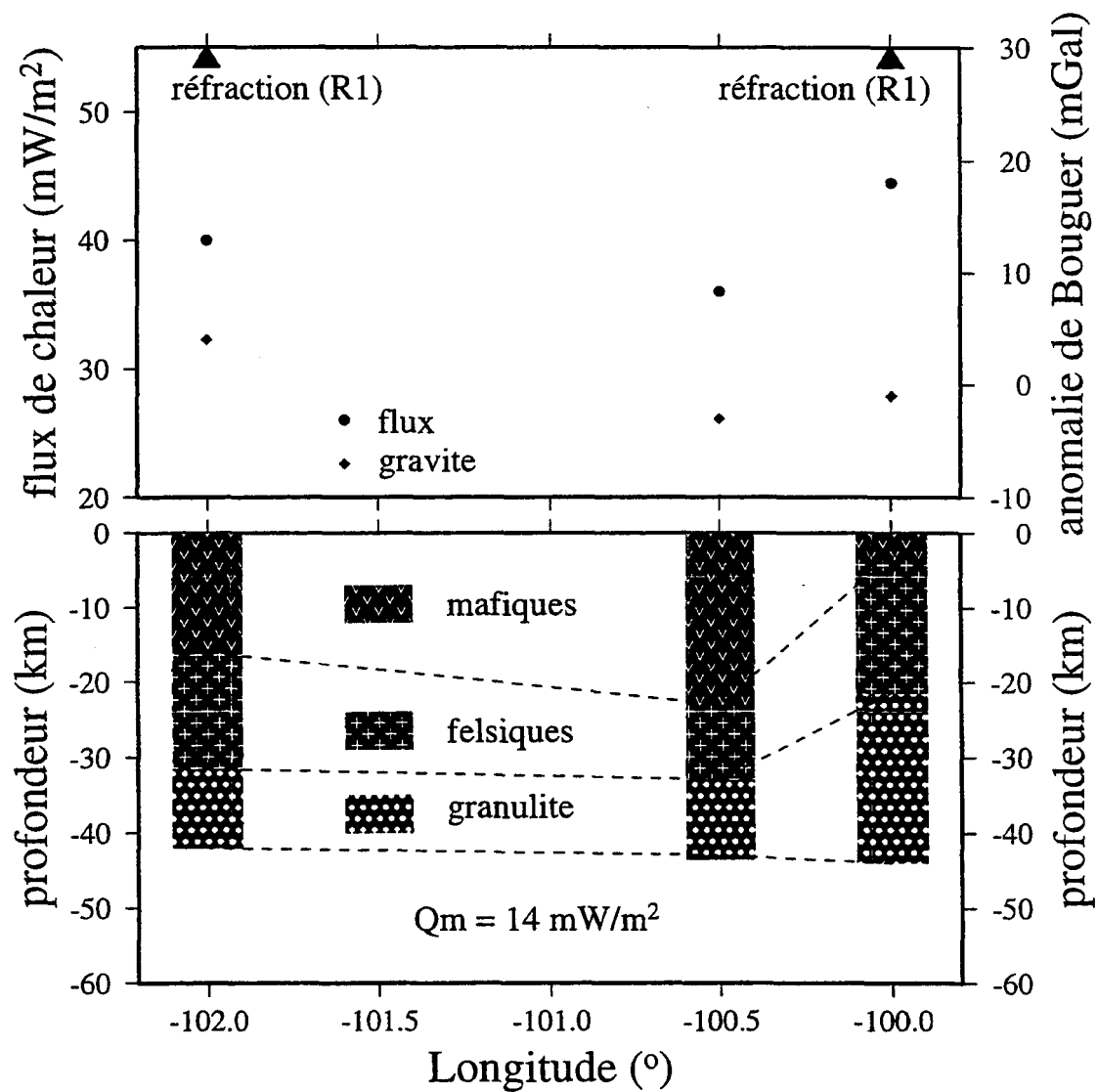


Figure 4.13: Le résultat d'inversion dans la ceinture de Flin Flon-Snow Lake. Nous avons supposé pour la croûte médiane une composition felsique comparable à celle de l'Abitibi.

Tableau 4.10: Paramètres de l'inversion dans la ceinture de Flin Flon-Snow Lake

	Production (μWm^{-3})	Densité (gcm^{-3})	Contraintes
croûte sup.	0.3	2.80	$h_1 > 3, h_2 > 1, h_3 > 10$
croûte moy.	1.1	2.75	$35 < H_{\text{Moho}} < 50$
croûte inf.	0.4	2.9	
manteau	0	3.2	Q_m inconnu

plutôt des gneiss dérivés d'arc comme ceux qui sont exposés dans le bloc de Hanson Lake. L'épaisseur des roches volcaniques varie de 15 à 20 km dans la ceinture, et elles semblent disparaître à proximité de la ceinture de Thompson. Le flux du manteau estimé par l'inversion est de 14 mWm^{-2} .

4.2.7 Inversion du profil de Lynn Lake

Les études sismiques ont montré un épaississement brusque de la croûte entre le Kisseynew et la ceinture de Lynn Lake (Németh et Hajnal, 1997). L'enfoncement des métaturbidites de Kisseynew sous les roches volcaniques de Lynn Lake est considéré comme la conséquence de la subduction finale de la croûte océanique vers le Nord (White et al., 1996). La composition principale de la croûte est encore mal connue. Les flux les plus bas du Bouclier Canadien ont été observés à l'Ouest de la ceinture (23 mWm^{-2} , 26 mWm^{-2} et 27 mWm^{-2}). Une croûte épaisse ($> 50 \text{ km}$) à laquelle est associé un flux 26 mWm^{-2} indique qu'il est impossible que la croûte profonde soit plus riche en éléments

Tableau 4.11: Données pour l'inversion du profil de Lynn Lake

latitude	flux de chaleur (mWm^{-2})	Bouguer résiduelle (mGal)	H_{Moho} (km)
-101	37	5	52
-99.6	38	-5	

Tableau 4.12: Paramètres pour l'inversion du profil de Lynn Lake

	Production (μWm^{-3})	Densité (gcm^{-3})	Contraintes
croûte sup.	0.7	2.8	$h_1 > 3, h_2 > 10$
croûte inf.	0.4	2.9	$35 < H_{\text{Moho}} < 55$
manteau	0	3.2	Q_m inconnu

radioactifs que la croûte superficielle. Parce que les roches granulites en surface (coupe transversale d'Archéen) ont partout la même production, nous considérons encore une fois que la croûte inférieure sous l'Orogène de Trans-Hudson est comparable à celle du Supérieur dont la production de chaleur est de $0.4 \mu\text{Wm}^{-3}$. Nous supposons une structure à deux couches pour la ceinture de Lynn Lake. Les paramètres de l'inversion sont résumés dans les tableaux 4.11 et 4.12 ci-dessus.

D'après le résultat de l'inversion (figure 4-14), l'épaisseur des roches volcaniques varie entre 14 km et 19 km le long du Sud de la ceinture de Lynn Lake. La production de chaleur de la croûte supérieure est plus élevée que celle de Flin Flon-Snow Lake et implique une composition relativement felsique. Cependant, l'ensemble croûte est prédominé par une composition mafique.

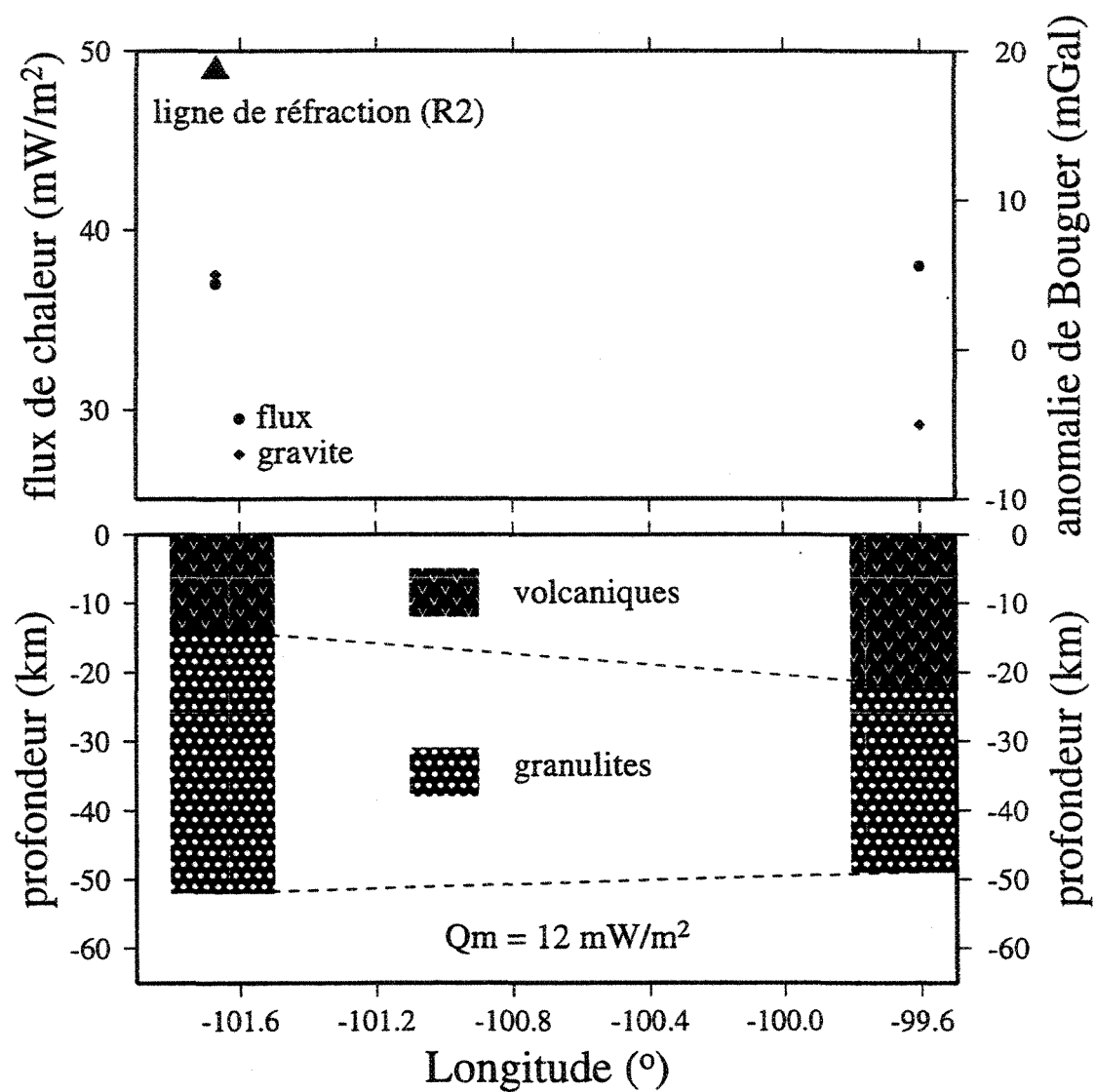


Figure 4.14: Le résultat d'inversion dans la ceinture de Lynn Lake. L'ensemble croûte est prédominé par une composition mafique.

La corrélation entre le flux et la production de surface est d'autant plus marquée que les sources sont superficielles. Dans les ceintures de Thompson et de Lynn Lake, le flux est corrélé avec la production ce qui implique que la source de chaleur principale est près de la surface. Cependant, le flux est non corrélé avec la production dans la zone de Flin Flon-Snow Lake. Ceci suggère que les variations de flux sont dues à des sources profondes.

Le flux élevé dans la ceinture de Thompson indique une croûte enrichie en éléments radioactifs, alors que le flux bas dans la ceinture de Lynn Lake implique une croûte appauvrie. Le flux de Flin Flon-Snow Lake est proche du flux moyen de Bouclier Canadien et la composition est compatible avec un modèle général à trois couches. Notre interprétation démontre que le flux apporte une contrainte robuste sur la composition moyenne de la croûte. Les variations d'anomalie de Bouguer de grandes longueurs d'onde reflètent plutôt l'effet de l'épaississement de la croûte (Flin Flon-Snow Lake), alors que celles de courtes longueurs d'onde reflètent l'hétérogénéité de composition. D'après les résultats de l'inversion, l'hétérogénéité de composition dans les premiers 20 à 30 km est évidente entre les trois régions sélectionnées. Les roches, équivalentes aux gneiss felsiques, dominent la composition crustale pour la ceinture de Thompson. La composition des roches volcaniques apparaît différente par la radioactivité entre les ceintures de Lynn Lake et de Flin Flon-Snow Lake. La juxtaposition de trois segments de croûte de structure différente à travers l'Orogène de Trans-Hudson démontrent la complexité du processus d'accrétion des continents. Le flux de chaleur, la gravité et la

sismique fournissent des contraintes efficaces pour déterminer l'architecture crustale. L'utilisation des résultats de l'interprétation des données géophysiques combinées aux schémas d'évolution géodynamique déterminés à partir de la géologie, pourra contribuer à mieux comprendre l'évolution structurale de la croûte terrestre.

Chapitre 5

Rhéologie de la lithosphère dans le Bouclier Canadien

5.1 Distribution de la température

A l'équilibre, la température ne dépend que de la distribution des sources de chaleur, des conditions aux limites et des propriétés physiques du milieu. A partir de l'équation de conduction de la chaleur à une dimension :

$$\frac{d^2T}{dz^2} = -\frac{A}{K} \quad (5.1)$$

si la température et le flux de chaleur à la surface sont connus (conditions aux limites) :

$$\frac{dT}{dz}\bigg|_{z=0} = -\frac{q_o}{K} \quad (5.2)$$

$$T|_{z=0} = 0 \quad (5.3)$$

la température T , en fonction de la profondeur z est obtenue par solution de l'équation 5.1, en supposant que la conductivité (K) est constante.

$$T(z) = \frac{q_o}{K}z - \frac{A}{2K}z^2 \quad (5.4)$$

A est la production de chaleur par unité de volume et de temps, q_o est le flux observé à la surface. L'effet du flux de chaleur et de la composition sur la distribution de température est donc évident. Si la croûte est stratifiée en N couches avec des conductivités différentes et des niveaux différents de production, la température à l'intérieur de chaque couche peut être déterminée par la relation itérative :

$$T^n(z) = T^{n-1} + \frac{q_{n-1}}{K_n}(z - z_{n-1}) - \frac{A_n}{2K_n}(z - z_{n-1})^2 \quad (5.5)$$

$$q_n = q_o - \sum_{k=1}^n A_k h_k \quad (5.6)$$

où T^{n-1} est la température à la base de la couche $n - 1$, z_{n-1} est la profondeur de la base de la couche $n - 1$. A_k et K_k sont la production de chaleur et la conductivité thermique de la couche k , q_{n-1} est le flux de chaleur à la base de la couche $n - 1$, et h_k est l'épaisseur de la couche k . Pour autant que nous connaissons la distribution verticale des sources (A) et la conductivité thermique (K) dans la croûte, nous pouvons déterminer la température à la discontinuité de Mohorovicic. Cette température joue un rôle critique dans le régime rhéologique de la croûte inférieure, et détermine la stabilité de la lithosphère.

Dans les chapitres précédents, nous avons tenté de déterminer la distribution de sources radioactives à partir du flux observé. A partir de ces résultats, nous avons choisi

Tableau 5.1: Distribution de production dans la croûte pour certaines régions de Bouclier Canadien

	Thompson		Kapuskaing		AB-Ouest		AB-Est		Grenville	
Flux moyen ($\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$)	51		33		42		31		41	
Distribution verticale	A	h	A	h	A	h	A	h	A	h
des sources	1.05	30	0.4	52	0.2	4	0.2	15	0.7	41
	0.4	20			1.1	20	1.1	7		
					0.4	17	0.4	20		
flux du manteau	12		12		14		12		12	

A : production de chaleur ($\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$); h : épaisseur de couche (km); les valeurs moyennes sont pondérées par l'épaisseur de la croûte supérieure et inférieure.

cinq régions pour lesquelles nous avons interprété la distribution de production dans la croûte (tableau 5.1). Ce sont la ceinture de Thompson, le soulèvement de Kapuskasing, l'Ouest de l'Abitibi, l'Est de l'Abitibi et la Province de Grenville.

La variation de la conductivité thermique avec la profondeur et la température peut être comprise en considérant la conduction de réseau et la conduction radiative. La première joue un rôle important dans la transmission de chaleur à basse température, cependant, la deuxième sera prédominante quand la température est suffisamment élevée. Elle est non négligeable pour une température $> 600\text{ }^{\circ}\text{C}$, et est importante pour $> 1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Clauser et Huenges, 1995). Ceci indique que la chaleur est transmise dans la croûte principalement par la conductivité thermique de réseau, et la

conductivité thermique radiative est importante pour transmettre de la chaleur sous la lithosphère. Pour un minéral donné, la conductivité thermique décroît significativement avec l'augmentation de température lorsque la température est inférieure à 500 °C, ensuite elle augmente légèrement avec la température (figure 5-1a, Clauser et Huenges, 1995). Il est possible que ce changement de tendance implique un changement de mécanisme de conduction à radiation. D'après les mesures de conductivité sur les roches terrestres, cette décroissance est beaucoup moins marquée pour les roches que pour les minéraux; de plus, le changement de tendance apparaît tardivement entre 700 et 800 °C (figure 5-1b, Clauser et Huenges, 1995). Pour la figure 5-1b, les roches volcaniques incluent les basaltes et rhyolites; les roches plutoniques sont: granite, diorite, monzonite, tonalite, granodiorite, gabbro, péridotite, dunite et olivinite; les roches métamorphiques comprennent le marbre, l'amphibolite, l'albitite et la serpentinite. Nous avons remarqué que: 1) la conductivité thermique varie généralement entre 1.5 et 3.0 Wm⁻¹K⁻¹; 2) A haute température, la conductivité de l'olivine est plus élevée que celle du quartz; 3) Les roches volcaniques ont la conductivité la plus faible. D'après les données du tableau 5.2, il semble que la conductivité de réseau devient de plus en plus faible avec la diminution du composant silicique (tableau 5.2). Il est probable que la décroissance de la conductivité des roches est due non seulement à l'effet de température mais aussi celui de composition. L'influence relative de ces effets dépend essentiellement de la composition principale et du gradient géothermique de la croûte. En considérant les incertitudes d'estimation sur les propriétés physiques (production de

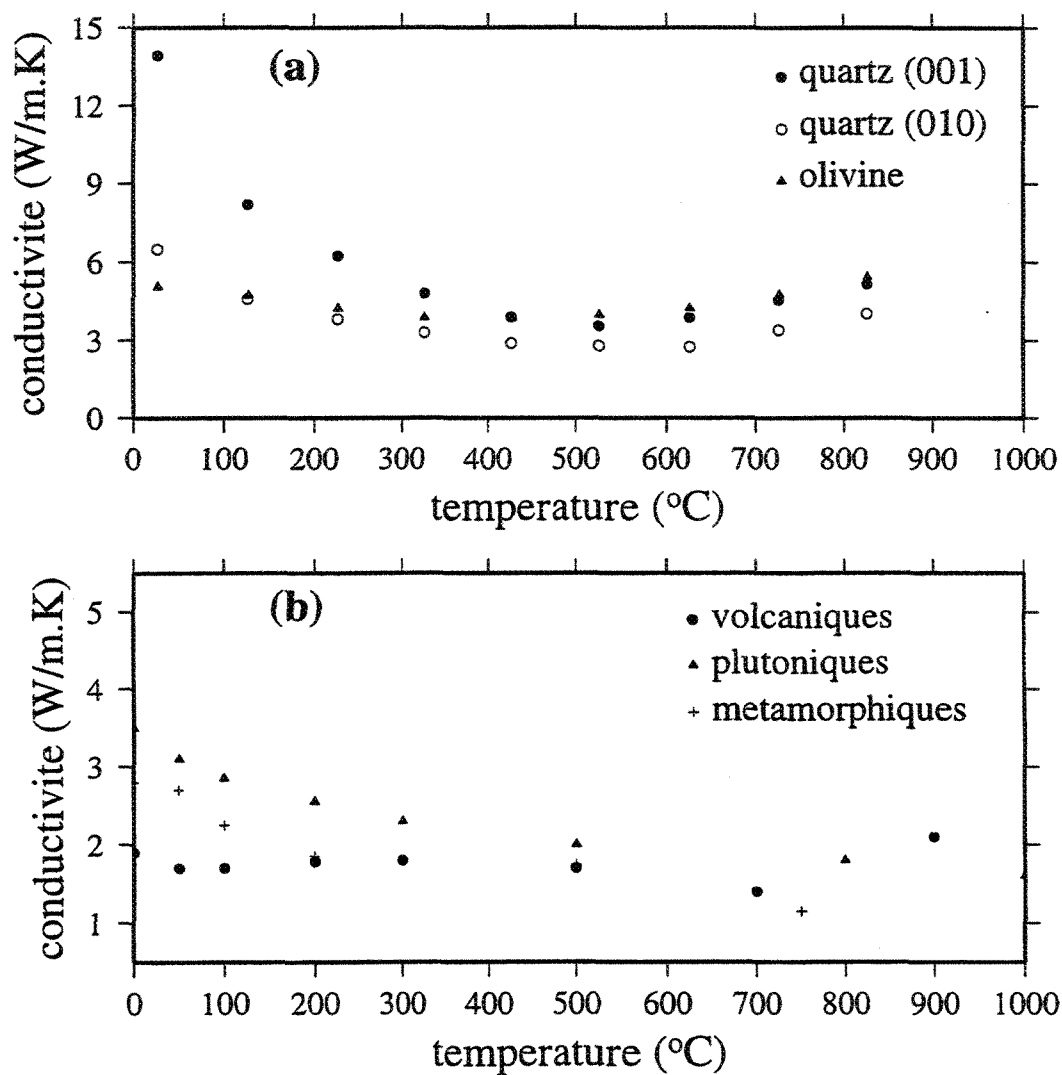


Figure 5.1: La figure du haut (a) montre les variations de conductivité thermique de certains minéraux, qui sont plus sensibles à la température que les roches présentées par la figure du bas (b). D'après Clauser et Huenges, 1995.

Tableau 5.2: Conductivité thermique des roches cristallines communes

Roche	Moyen	N*	min	max	Std. dev.	Référence
$\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$						
Granite	3.5	396			0.37	2
Granite and Quartz	3.43	116	2.4	4.6		1
Granophyre	3.28	48			0.45	2
Amphibolite	2.87	66	1.82	4.73		1, 2
Gabbro	2.81	74	1.98	3.58		1, 2
Diorite	2.75	137	2.02	3.33		1, 2
Granodiorite	2.63	194	2.0	3.5		1
Rhyolite	2.57	135	1.58	4.33		1
Andésite	2.26	108	1.35	4.86		1
Basalte	1.82	72	1.12	2.38		1, 2

N*: nombre d'échantillons; Références: 1) Roy et al., 1981; 2) Drury, 1986.

chaleur et conductivité thermique) de la croûte, nous avons calculé la température à la discontinuité de Mohorovicic de deux façons.

Pour le premier calcul, nous considérons les variations de composition dont les variations de propriétés physiques dans la croûte. Les valeurs de production de chaleur sont données par les interprétations du flux de chaleur (tableau 5.1). L'estimation de la conductivité thermique pour la croûte supérieure et moyenne est basée sur des mesures d'échantillons du Bouclier Canadien (tableau 2.2 du chapitre 2), ce qui livre une valeur

moyenne de $3.1 \pm 1.07 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. Finalement, nous supposons une conductivité de $3.0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ pour la croûte supérieure et moyenne, et $2.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ pour la croûte inférieure. Selon plusieurs auteurs (Doin et Fleitout, 1996; Jaupart et al., 1998), la conductivité thermique du manteau peut être estimée par l'équation :

$$K(T) = \frac{1}{0.174 + 0.000265 \times T} + 0.368 \times 10^{-9} T^3 \quad (5.7)$$

T est la température en kelvins. D'après cette équation, une moyenne de $3.0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ est requise pour la température entre 273 et 1600 K (Jaupart et al., 1998, les références citées). Nous utilisons cette valeur pour le manteau lithosphérique. Les températures en fonction de la profondeur dans la lithosphère du bouclier sont calculées en utilisant l'équation 5.5, et celles du Moho sont montrées dans la première partie du tableau 5.3.

Pour le deuxième calcul, nous utilisons le modèle couramment utilisé en supposant que la production de chaleur décroît exponentiellement vers le bas (Pollack et Chapman, 1977; Jessop et Lewis, 1978; Chapman, 1986; Vitorello et Pollack, 1980) :

$$T(z) = T_o + [(q_o - q_r)h/K][1 - \exp(-z/h)] + (q_r/K)z \quad (5.8)$$

Dans ce modèle géothermique simplifié, la température dépend du flux déduit (q_r) et de l'épaisseur (h), qui est une échelle de l'épaisseur de la couche radioactive de surface (voir chapitre 1). La plupart des calculs basés sur ce modèle ont supposé que la conductivité de la croûte est constante ($2.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$), et que le flux réduit occupe 60% du flux observé (Pollack et Chapman, 1977). Afin de comparer les deux calculs, les températures au Moho qui sont calculées sur la base de cette équation sont montrées dans la deuxième

Tableau 5.3: Température à la discontinuité de Mohorovicic pour différentes régions dans le Bouclier Canadien

Méthode	Région	Température (°C)	Flux moyen (mWm ⁻²)	Production μWm ⁻³	Conductivité Wm ⁻¹ K ⁻¹
I	Thompson	477	54	1.05(30), 0.4(20)	3.0, 2.5
	Abitibi Ouest	364	42	0.2(4), 1.1(20), 0.4(17)	3.0, 2.5
	Kapuskasing	470	33	0.4(52)	2.5
	Abitibi Est	334	31	0.2(15), 1.1(7), 0.4(20)	3.0, 2.5
	Grenville	364	41	0.7(41)	2.5
II	Thompson	620	54	$h = 30$	2.5
	Abitibi Ouest	433	42	$h = 24$	2.5
	Kapuskasing	526	33	$h = 52$	2.5
	Abitibi Est	344	31	$h = 22$	2.5
	Grenville	406	41	$h = 21$	2.5

Les chiffres entre les parenthèses sont les épaisseurs de couches radioactives.

partie du tableau 5.3.

En comparant ces résultats, on constate que les températures données par le deuxième calcul sont trop élevées, notamment pour la ceinture de Thompson. Avec des telles températures, il est difficile d'expliquer comment la croûte peut préserver une racine. Les températures obtenues par le premier calcul sont plus raisonnables pour expliquer la stabilité de lithosphère du Bouclier Canadien. Ceci montre clairement la nécessité de

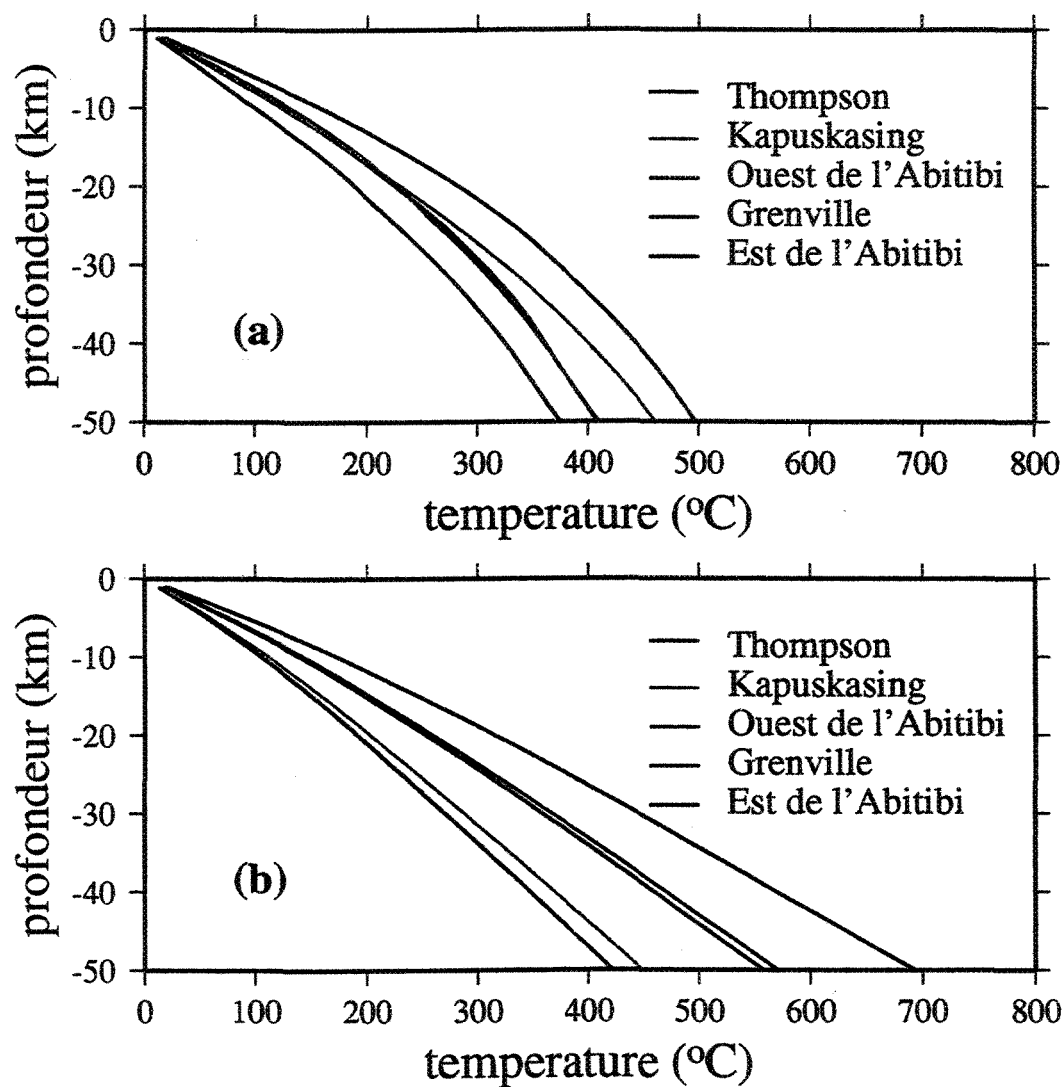


Figure 5.2: La figure du haut (a) montre le résultat du premier modèle thermique (équation 5.5); celle du bas (b) est le résultat du deuxième modèle (équation 5.8).

tenir compte aussi précisément que possible de la distribution des sources de chaleur. Un modèle basé uniquement sur le flux à la surface et de grossières approximations de la distribution des sources produit un profil de température peu vraisemblable. Nous prendrons donc les températures du premier calcul pour calculer les profils rhéologiques dans la section suivante.

5.2 Régime rhéologique de la lithosphère du Bouclier Canadien

Un des objectifs de cette thèse est de comprendre le rôle tectonique du régime thermique durant l'évolution du Bouclier Canadien. La lithosphère, mécaniquement résistante et élastique, repose sur l'asthénosphère, dans laquelle se produisent les déplacements latéraux nécessaires au rétablissement de l'équilibre isostatique (Le Pichon, 1976). En réalité, elle est déformée de façon permanente et non réversible par les mouvements tectoniques. C'est le régime rhéologique qui détermine la réponse aux forces tectoniques et donc la résistance à la déformation de la lithosphère.

La relation entre les déformations et la différence des contraintes principales (maximale et minimale), suivant des lois linéaires ou de puissance, décrit le régime rhéologique des roches. Le régime rhéologique dépend des conditions physiques. Pour le régime cassant, la résistance des roches augmente avec la pression lithostatique, donc la profondeur. La contrainte de cisaillement (τ) nécessaire pour surmonter la friction statique

sur une fracture est (Byerlee, 1968) :

$$\tau = 0.85\sigma_n \quad \sigma_n < 200MPa \quad (5.9)$$

$$\tau = 60 + 0.6\sigma_n \quad 200 < \sigma_n < 1700MPa \quad (5.10)$$

σ_n est la contrainte normale sur la fracture ou faille. En terme de la différence des contraintes, le critère pour la fracture de cisaillement est fonction du rapport (λ) de la pression des fluides interstitiels à la pression lithostatique (Sibson, 1974; Ranalli, 1986 et 1995).

$$(\sigma_1 - \sigma_3) \geq \alpha \rho g z (1 - \lambda) \quad (5.11)$$

σ_1 et σ_3 sont les contraintes principales maximale et minimale respectivement. La constante de proportionnalité α , dépend du type de faille: $\alpha \simeq 3$ pour une faille de chevauchement, $\alpha \simeq 1.2$ pour une faille de décrochement et $\alpha \simeq 0.75$ pour une faille normale. ρ est la densité moyenne des roches au-dessus de la profondeur z , g est l'accélération gravitationnelle. Ceci implique que la résistance à la fracturation des roches ne dépend que de la pression, et non du type de roche ou de la température. A température suffisamment haute, la déformation ductile sera prédominante. Quand la température est égale ou supérieure à 55% de la température de fusion, le mécanisme de "power-law's creep" implique que le taux de déformation ($\dot{\epsilon}$) dépend non-linéairement de la différence de contraintes principales. Cette loi est fonction de la température T (Ranalli, 1986, 1995).

$$\dot{\epsilon} = A\sigma^n \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) \quad (5.12)$$

$$\text{ou :} \quad \sigma = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A}\right)^{\frac{1}{n}} \exp\left(\frac{Q}{nRT}\right) \quad (5.13)$$

A est un paramètre d'unités ($\text{MPa}^{-n}\text{s}^{-1}$) dans le système international; σ est la différence de contraintes principales ($\sigma_1 - \sigma_3$); n est un paramètre qui ne dépend que de la composition; Q est l'énergie d'activation; R est la constante des gaz et T est la température absolue. La différence des contraintes principales (σ) nécessaire pour maintenir un taux donné de déformation est une fonction exponentielle de $1/T$. La résistance à la déformation ductile des roches décroît rapidement avec la température. Quand la différence de contrainte critique pour le glissement frictionnel est inférieure à celle de fluage, la déformation se fait par fracture, et dans le cas contraire la déformation ductile est dominante. Parce que l'effet de la composition est d'augmenter en profondeur la contrainte pour maintenir un certain taux de déformation tandis que la température la diminue, les différents mécanismes de déformation peuvent apparaître alternativement à travers la lithosphère. Ces mécanismes de déformation sont essentiellement déterminés par la composition de la croûte et le gradient de température dans la lithosphère.

Les effets de composition et de température sur le régime rhéologique sont évidents. Par exemple, pour une contrainte de 20 MPa avec une augmentation de la température de 600K à 800K, le taux de déformation des quartzites augmente de $10^{-15.5}\text{s}^{-1}$ à 10^{-12}s^{-1} (figure 5-3a). A température de 600K, le taux de déformation des quartzites est de $10^{-15.5}\text{s}^{-1}$ alors que celui des olivines est de 10^{-38}s^{-1} . A la température 400K pour tenir un taux de déformation de 10^{-15}s^{-1} , la différence des contraintes principales est de 10^4 MPa pour les quartzites, et 10^{14} MPa pour les olivines (figure 5-3b). En

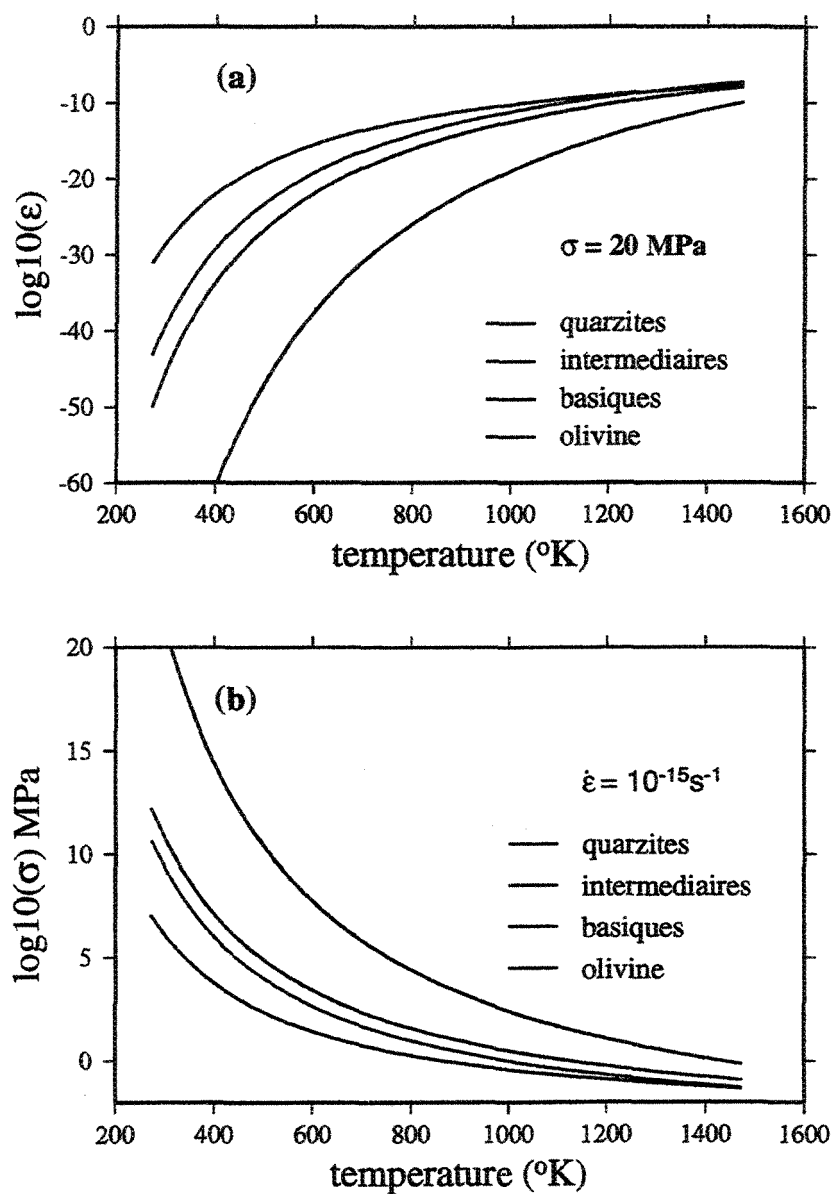


Figure 5.3: Variation de la rhéologie en fonction de la température. (a) Taux de déformation à contrainte fixée; (b) La contrainte nécessaire pour maintenir un taux de déformation fixé.

général, le taux de déformation augmente avec la température pour une contrainte fixée, alors que la différence de contrainte diminue avec la température pour maintenir un taux donné de déformation. Pour cette raison, la déformation ductile se produit facilement en profondeur. Puisque la lithosphère est stratifiée, les changements de composition, de température et de pression, vers l'intérieur de la terre, peuvent engendrer des conséquences géodynamiques importantes (Ranalli, 1995). L'augmentation de la proportion de quartz dans la croûte surtout si elle est épaissie, correspond souvent à une diminution de la résistance de la croûte. Cet effet augmente le contraste de résistance entre la croûte et le manteau et par leur découplage provoque le mouvement tectonique.

La pression affecte aussi la rhéologie de la lithosphère, c'est à dire la rhéologie du manteau. Son effet est opposé à celui de la température.

$$\dot{\epsilon} = \sigma^n \exp\left(-\frac{Q + PV}{RT}\right) \quad (5.14)$$

$$\text{ou :} \quad \sigma = (\dot{\epsilon})^{\frac{1}{n}} \exp\left(\frac{Q + PV}{nRT}\right) \quad (5.15)$$

P est la pression, V est le volume d'activation ($\text{cm}^3 \text{ mol}^{-1}$). Pour les roches crustales, V est mal connu. Dans nos calculs de profil rhéologique, parce que la différence de pression dans la croûte est suffisamment faible pour que

$$PV \ll Q \quad (5.16)$$

nous avons négligé l'effet de la pression et utilisé l'équation 5.13 pour la croûte. Nous utilisons l'équation 5.15 pour le manteau et utilisons l'équation 5.11 pour le régime cassant.

En régime stationnaire, le profil thermique de la lithosphère continentale dépend du flux de chaleur de surface. Par exemple, l'isotherme de 300°C se situe à moins de 20 km pour un flux de 51 mW·m⁻² dans la ceinture de Thompson, et environ 35 km pour un flux de 31 mW·m⁻² dans l'Est d'Abitibi (figure 5-2). Si la croûte a une composition felsique, elle subira plus facilement une déformation ductile dans la région où le flux est élevé qu'un flux bas. Pour une composition plus mafique, la température critique pour la déformation ductile est atteinte à une plus grande profondeur. La profondeur de la transition de déformation cassante et ductile dépend donc du flux et de la composition. En faisant les profils rhéologiques, nous pouvons visualiser la distribution de résistance à la déformation en fonction de la composition et de la température. L'interprétation des données géophysiques sur la distribution de composition et de température dans le Bouclier Canadien, nous offre une base solide pour estimer la distribution de contrainte dans la lithosphère. Nous comprendrons mieux le rôle rhéologique et géothermique dans l'évolution tectonique du bouclier en comparant différentes distributions de contrainte à travers les provinces et sous provinces.

Nous prenons les constantes rhéologiques ci-dessous (tableau 5.4) pour calculer les profils rhéologiques. Nous supposons que les roches felsiques du Bouclier Canadien ont une rhéologie comparable à celle des roches riches en quartz, les roches volcaniques ont une rhéologie de roches intermédiaires, la croûte inférieure a une rhéologie de roches basiques et le manteau a la même rhéologie que l'olivine.

Les modèles crustaux pour les 5 régions sélectionnées sont présentés dans le tableau

Tableau 5.4: Constantes rhéologiques

Type de roche	$\log_{10}A$ (MPa $^{-n}$ s $^{-1}$)	n	Q (kJ·mol $^{-1}$)
roche riche en quartz	-6.0	2.8	150
roche intermédiaire	-3.0	3.0	230
roche basique	-2.5	3.2	270
roche ultramafique	4.5	3.5	535

Extrait des données de Ranalli, 1995

5.5. Nous avons calculé la résistance de la lithosphère en régime compressif pour un taux de déformation de 10^{-15}s^{-1} .

Nous avons calculé un profil rhéologique pour chacune des cinq régions décrites plus haut (figure 5-4, 5-5, 5-6, 5-7, 5-8). En comparant les profils, nous avons fait un certain nombre de remarques.

- Dans le Bouclier Canadien, il est impossible de maintenir un taux de déformation de 10^{-15}s^{-1} par fluage dans la lithosphère au-dessus de 200 km de profondeur à cause du faible gradient de température.
- La croûte est toujours cassante dans les premiers 20 km; la transition au régime de déformation ductile est d'autant plus profonde que le flux de chaleur est faible.
- La rhéologie de la croûte dépend de la composition crustale. La croûte moyenne pourrait rhéologiquement être faible pour des températures inférieures à 350 °C (Thompson et l'Ouest d'Abitibi).

Tableau 5.5: Paramètres du profil rhéologique

Région	Croûte	Epaisseur	ρ	$\log_{10}A$	n	Q	Température
		km	g/cm ³	MPa ⁻ⁿ s ⁻¹		kJ·mol ⁻¹	°C
Thompson	Sup.	30	2.75	-6.0	2.8	150	353
	Inf.	20	2.9	-2.5	3.2	270	477
Ouest d'Abitibi	Sup.	4	2.8	-3.0	3.0	230	56
	Moy.	20	2.75	-6.0	2.8	150	257
	Inf.	17	2.9	-2.5	3.2	270	364
Kapuskasing		52	2.9	-2.5	3.2	270	470
Est d'Abitibi	Sup.	15	2.8	-3.0	3.0	230	148
	Moy.	7	2.75	-6.0	2.8	150	204
	Inf.	20	2.9	-2.5	3.2	270	334
Grenville		41	2.8	-3.0	3.0	230	364
manteau Sup.			3.2	4.5	3.5	535	

Dans la croûte inférieure ou dans le manteau, les contraintes nécessaires pour surmonter la friction sur les failles sont supérieurs à 1000 MPa. Nous devons également considérer l'effet des changements de composition sur le régime rhéologique. Si la croûte supérieure a une composition felsique, il y a une zone de rhéologie faible entre 20 et 30 km dans la ceinture de Thompson et l'Ouest d'Abitibi. Une diminution de résistance entre la croûte moyenne et inférieure pourra provoquer des mouvements intracrustaux. Il est possible que cette faiblesse rhéologique explique que la croûte juvénile a pénétré dans la croûte moyenne du craton de Supérieur à l'Est de l'Orogène de Trans-Hudson, et qu'un décollement se soit développé entre la croûte moyenne et inférieure dans l'Ouest d'Abitibi au moment du soulèvement de Kapuskasing.

La croûte inférieure est également faible sous une croûte épaissie, comme la ceinture de Thompson et le soulèvement de Kapuskasing, parce que les températures sont plus élevées que dans le reste du bouclier. Pour cette raison, la croûte de la ceinture de Thompson a été déformée intensivement. Si nous comparons avec les orogènes jeunes, la température à la discontinuité de Mohorovicic dans la ceinture est faible (477 °C), ce qui pourrait expliquer le maintien d'une racine crustale.

Les deux régimes rhéologiques extrêmes apparaissent dans les régions correspondant au flux le plus élevé (ceinture de Thompson) et le plus bas (Est d'Abitibi). Il confirme que la profondeur à laquelle le fluage apparaît dépend du flux de chaleur. Une croûte mafique avec un flux faible donne les conditions les plus favorables pour préserver la racine continentale comme l'Est d'Abitibi et la région de Lynn Lake (Mareschal et

al., 1998). Nous pouvons donc supposer que ce sera également le cas pour le Front de Grenville et les Orogènes du Nouveau Québec et du Torngat.

De nombreuses définitions ont été utilisées pour l'épaisseur de la lithosphère (intersection du géotherme avec un adiabate, par exemple). Pour nos objectifs, nous considérons que la lithosphère peut résister à des contraintes < 20 MPa ($\dot{\epsilon} < 10^{-15} \text{ s}^{-1}$). Ceci nous donne des épaisseurs variant entre 300 km pour Thompson; et > 300 km pour l'Abitibi. En général, cette épaisseur est supérieure à 300 km à travers le Bouclier Canadien. D'après les profils rhéologiques (figure 5-4 à figure 5-8), l'épaisseur de la lithosphère est maximum à l'Est du bouclier (Grenville et l'Est d'Abitibi).

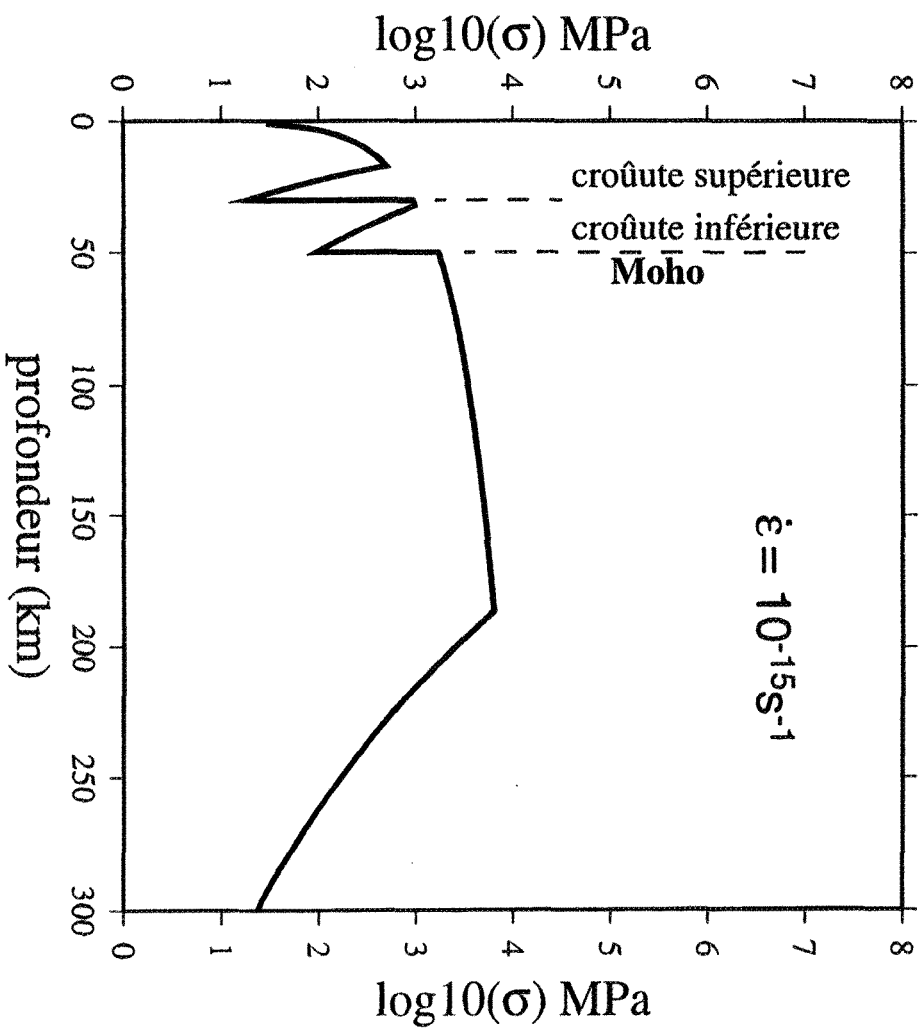


Figure 5.4: Profil rhéologique pour la ceinture de Thompson.

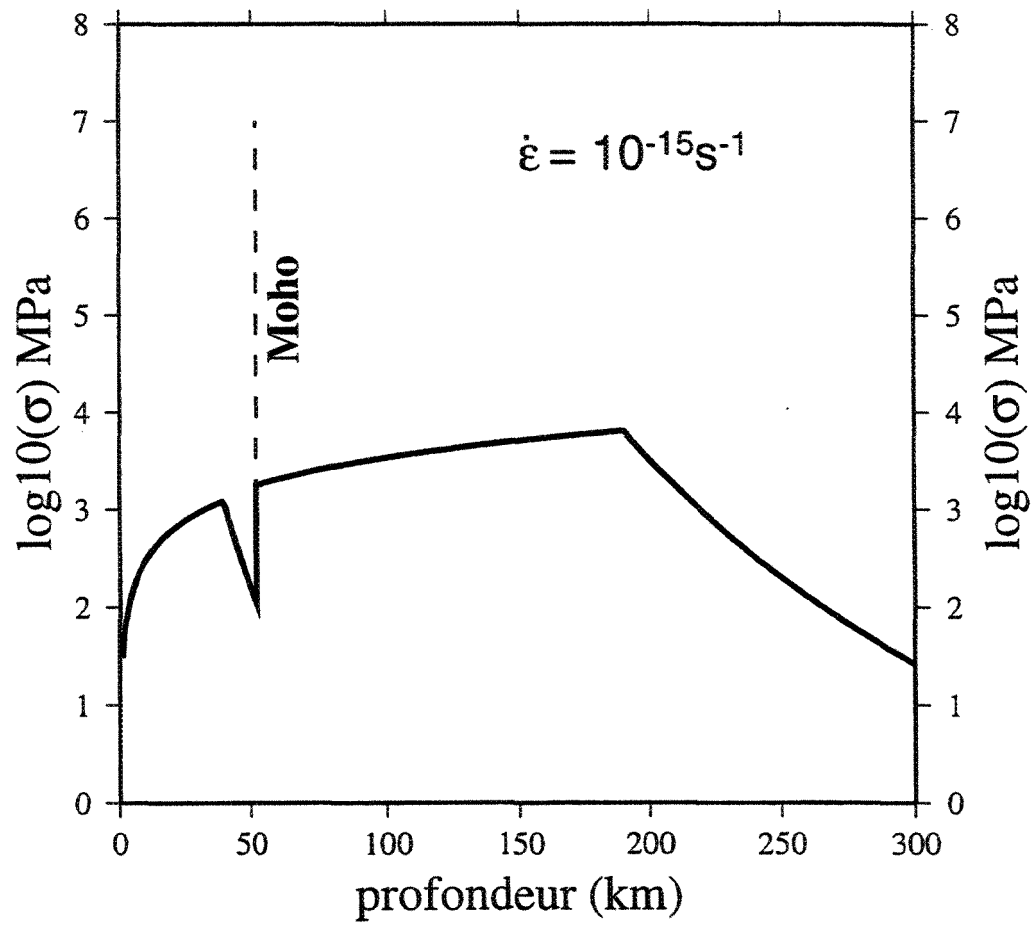


Figure 5.5: Profil rhéologique pour la région de Kapuskasing.

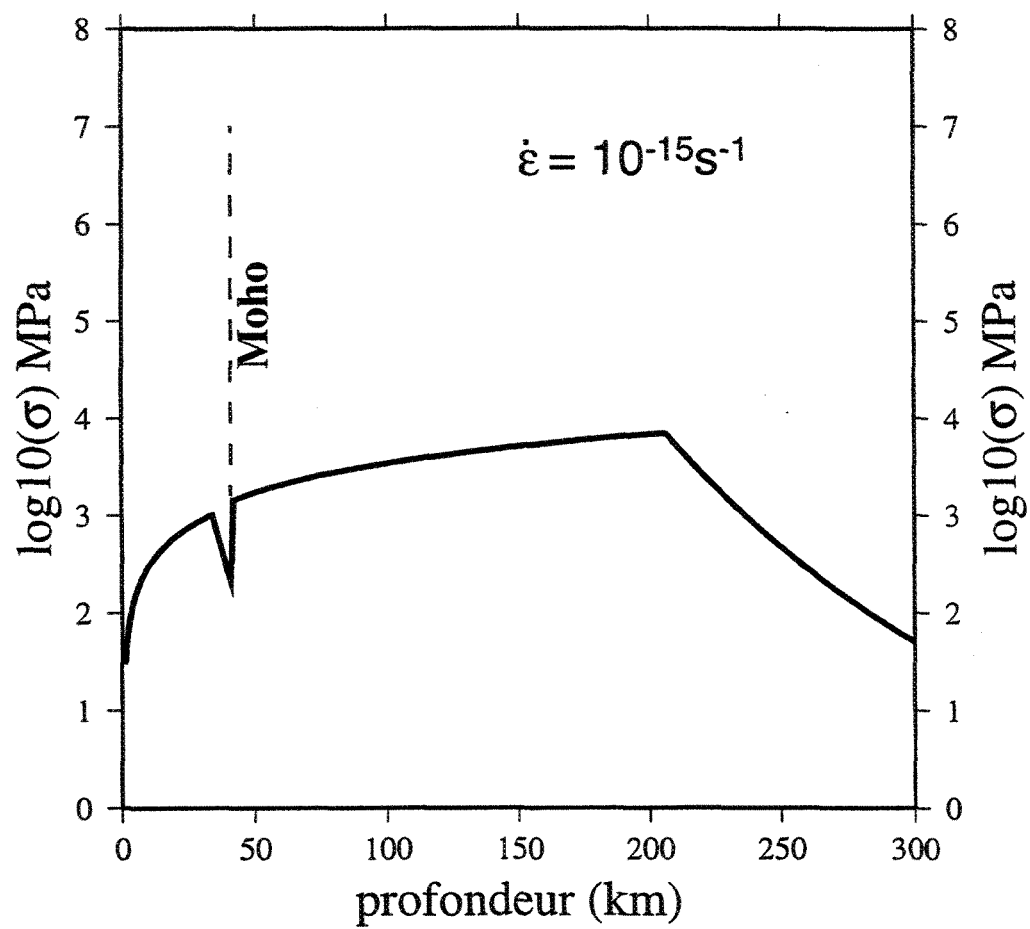


Figure 5.6: Profil rhéologique pour la Province de Grenville.

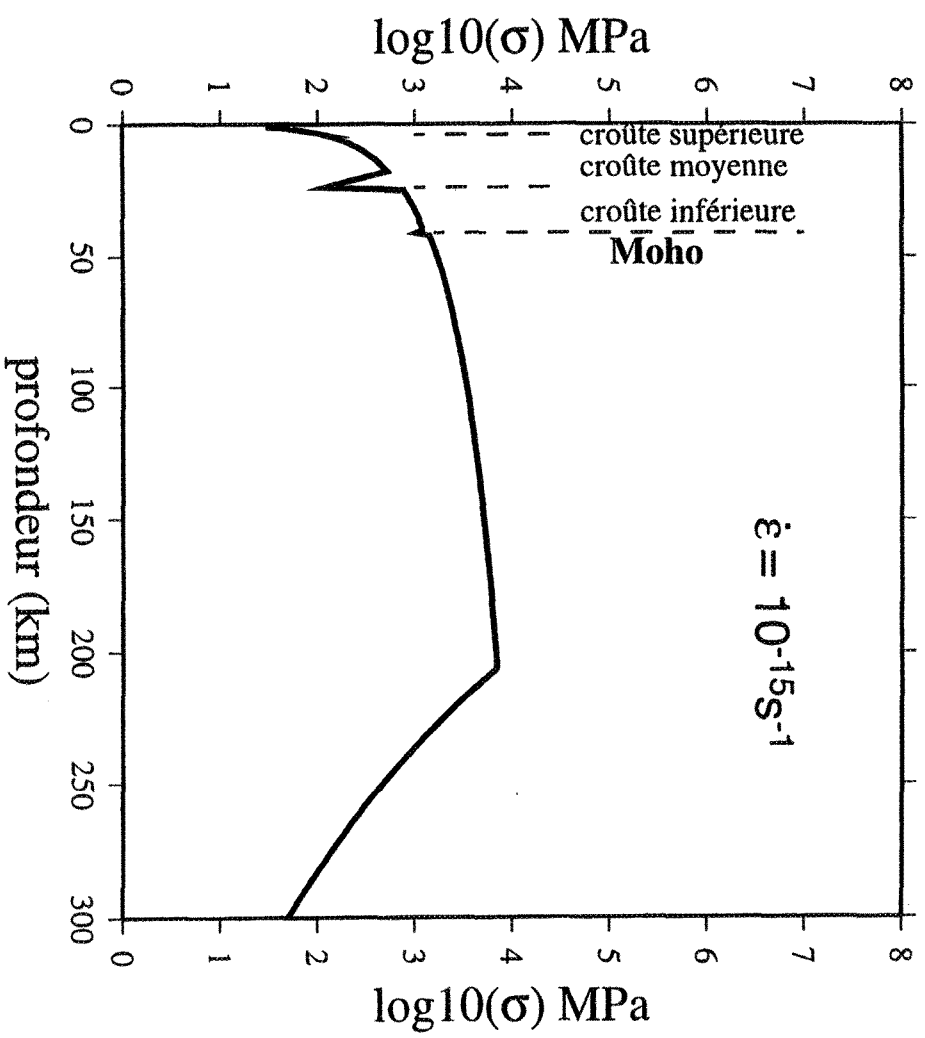


Figure 5.7: Profil rhéologique pour l'Ouest de l'Abitibi.

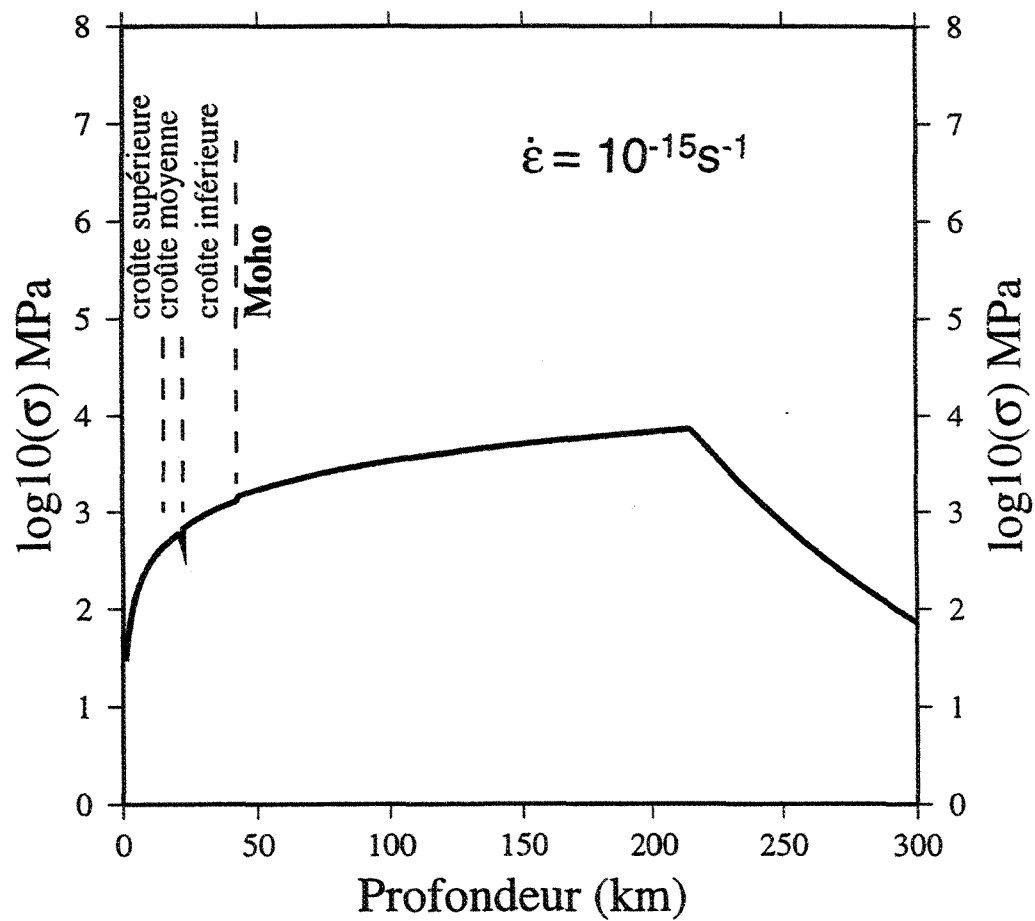


Figure 5.8: Profil rhéologique pour l'Est de l'Abitibi.

Chapitre 6

Conclusion

La validité des estimations du flux dépend de la quantité et de la qualité des données. En 1990, Jessop avait calculé une valeur du flux moyen de 42.6 mW/m^2 (27 échantillons) pour la Province du Supérieur, de 43.0 mW/m^2 (7 échantillons) pour la Province de Churchill et de 47.2 mW/m^2 (4 échantillons) pour la Province de Grenville. L'accumulation de nouvelles données a permis de déterminer une valeur moyenne du flux de 41 mW/m^2 (conforme avec les estimations précédentes) et à peu près constante pour les différentes provinces géologiques. Ce flux moyen représente un niveau de production de chaleur crustale compris entre 0.7 et $0.8 \mu\text{Wm}^{-3}$ dans le Bouclier Canadien. Cela implique que la croûte est généralement pauvre en éléments radioactifs. La principale conséquence est que le flux faible favorise la stabilité du bouclier durant son évolution géologique.

Le bouclier contient les roches les plus anciennes de la Terre (Archéen). La produc-

tion de chaleur de surface du Bouclier Canadien varie de 0.1 à plus de $4 \mu\text{Wm}^{-3}$, ce qui est comparable avec les variations mesurées sur les jeunes continents. Ceci implique que les variations du flux de chaleur sont plutôt reliées au type de roches qu'à l'âge de la formation géologique. Notre interprétation démontre que la production de chaleur dans la croûte joue un rôle important dans les variations du flux de chaleur observé, et confirme que le flux du manteau est faible ($< 30\%$ du flux total). Le flux de chaleur apporte donc une contrainte efficace sur la composition de la croûte. Nous avons déterminé la composition principale de la croûte dans certaines régions, d'après ses variations à travers le bouclier. Ces résultats contribuent à fixer les caractéristiques de l'environnement tectonique.

Le champ gravitationnel dans le Bouclier Canadien est à la fois influencé par les variations de composition et par les changements d'épaisseur de la croûte. Une interprétation combinée des données de flux de chaleur et de gravité nous permet de proposer un modèle de composition crustale et ensuite d'estimer la part relative de la composition et des variations d'épaisseur à l'origine des anomalies. Par exemple, dans la ceinture de Lynn Lake et la région de Kapuskasing où l'on observe un épaissement crustal, l'amplitude des variations d'anomalie de Bouguer est de moins de 100 mGal. Cela implique que l'effet d'épaissement de la croûte est compensé par une composition plus mafique de la croûte, compatible avec les faibles valeurs du flux. Par contre, dans la ceinture de Thompson, l'effet combiné d'une croûte felsique (riche en éléments

radioactifs) et de l'épaississement de la croûte produit le flux le plus élevé observé sur le bouclier.

D'un point de vue global, pour une structure crustale connue, le pic de résistance de la lithosphère migre vers la surface avec l'augmentation du flux (Kusznir, 1991). Lorsque le flux est relativement élevé, c'est la croûte supérieure qui transmet les contraintes tectoniques et contrôle la déformation de la lithosphère (Zoback et al., 1993). Lorsque le régime géothermique est froid, la résistance de la lithosphère est maximum dans la partie supérieure du manteau. C'est le cas du Bouclier Canadien. Pour ce régime thermique, la lithosphère est capable de supporter une force plus grande que celle que la croûte pourrait supporter. Nous devons également considérer l'effet de la composition sur la rhéologie. L'enrichissement en éléments radioactifs de la croûte généralement associé à une composition plus felsique (comme on l'observe dans la ceinture de Thompson) contribue à diminuer la résistance de la croûte qui peut se déformer de façon ductile. Il est donc possible qu'une déformation ductile de la croûte ait été induite localement à l'intérieur du bouclier. Cependant, le comportement rhéologique du Bouclier Canadien demeure en général fragile jusqu'à une profondeur de 150 km au moins. Il est possible que l'épaisseur de la lithosphère soit supérieure à 300 km.

Il serait maintenant intéressant de faire une étude géothermique incluant tous les boucliers mondiaux afin de comparer la structure de la lithosphère entre les continents.

Si la rhéologie de la lithosphère est principalement guidée par le régime géothermique, le bouclier africain du Sud serait dans cette hypothèse le moins résistant parmi les boucliers.

Annexe A

Algorithme d'inversion

Pour résoudre le système d'équations et d'inéquations 3.15, 3.21 et 3.22 (chapitre 3), les inéquations sont changées en équations par l'ajout de variables supplémentaires ("slack variables") positives. Le système d'équations est donc résolu avec un plus grand nombre de variables. Les détails du calcul sont esquissés ci-dessous. Le calcul demande une série de décomposition des matrices. A chaque étape, les composantes du vecteur de solution doivent être positifs. Quatre situations de calcul sont possibles: (1) les contraintes d'égalité et d'inégalité sont compatibles, et les équations sont satisfaisantes; (2) les contraintes d'égalité sont contradictoires, dans ce cas, une solution générale d'inversion des équations d'égalité est utilisée pour minimiser la différence; (3) les contraintes d'inégalité sont contradictoires; (4) à la fois, les contraintes d'égalité et d'inégalité sont contradictoires, et la solution n'a aucun sens physique.

A.1 L'algorithme

Le problème d'inversion se résume au problème suivant :

$$\left\{ \begin{array}{ll} Ex = f & \text{(équations sont exactement satisfaites)} \\ Ax \cong b & \text{(équations sont satisfaites au sens de moindre de carré)} \\ x_i \geq 0 & i = l + 1, \dots, n, \quad 0 \leq l \leq n \end{array} \right. \quad (1)$$

Les matrices E et A sont respectives aux dimensions: $m_E \times n$ et $m_A \times n$. Les variables x_1, \dots, x_l sont positives ou négatives. Si les équations $Ex = f$ sont inconsistantes, on change le vecteur de variable en $x = x^+ + y$, x^+ est la solution de longueur minimale, y est une solution de $Ey = 0$. Le vecteur y est choisi pour minimiser le vecteur résiduel $b - Ax$ avec les contraintes d'inégalité $x_i \geq 0$, $i \geq l$.

Dans le cas général, le problème que l'on a eu souvent est sous forme suivante:

$$\left\{ \begin{array}{ll} Ex = f \\ Ax \cong b \\ Gx \geq h \end{array} \right. \quad \text{(contraintes d'inégalité que la solution doit être satisfaite)} \quad (2)$$

G est une matrice de $m_G \times n$. Afin d'utiliser la méthode numérique du problème (1), on a développé des techniques pour transférer le problème (2) en problème (1). Le processus de calcul consiste donc deux étapes: la standardisation du problème et résoudre le problème (1) (Haskell et Hanson, 1981, 1979 et 1978).

A.1.1 Transformation du problème (2) au problème (1)

La technique utilisée dans le programme inclut trois étapes : élimination des contraintes d'égalité, minimisation du vecteur résiduel pour satisfaire les inégalités, et solution du problème de la distance projetée minimale en forme duale.

Elimination des contraintes d'égalité

Nous écrivons les contraintes d'égalité de notre problème réel sous la forme :

$$E\mathbf{h} = \mathbf{0} \quad (\text{A.3})$$

E est la matrice de coefficient qui contient des informations de la propriété physique.

$$E = \begin{bmatrix} E_{11} & E_{12} & \dots & E_{1n} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ E_{m1} & E_{m2} & \dots & E_{mn} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ E_{2m1} & E_{2m2} & \dots & E_{2mn} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ E_{(2m+k)1} & E_{(2m+k)2} & \dots & E_{(2m+k)n} \end{bmatrix}_{(2m+k) \times n}$$

n est le nombre des inconnues, m est le nombre des mesures, et k est le nombre des profondeurs de Moho connues. \mathbf{h} est le vecteur des inconnues.

$$\mathbf{h} = [h_1, h_2, \dots, h_n]_{n \times 1}^T$$

h_j ($j = 1, 2, \dots, n - 1$) sont les épaisseurs de chaque unité lithologique correspondre au point observé. h_n est le flux à la base de la croûte. \mathbf{o} est le vecteur des données observées :

$$\mathbf{o} = [Q_1, Q_2, \dots, Q_m, g_1, g_2, \dots, g_m, H_1, \dots, H_k]_{(2m+k) \times 1}^T$$

Q , g et H sont les données du flux de chaleur, de l'anomalie résiduelle de Bouguer, et de la profondeur de Moho connue, respectivement.

Nous décomposons la matrice E par une série de transformation de Householder (e.g. Press et al., 1992). La forme de décomposition est :

$$P_{i-1} \dots P_1 E K_1 \dots K_{i-1} = \begin{bmatrix} L_{i-1} & : & 0 \\ u_i & & : & v_i \\ \cdot & & & \cdot \\ \cdot & & & \cdot \\ \cdot & & & \cdot \\ u_{m_E} & : & v_{m_E} \end{bmatrix}$$

P_j représente une matrice de permutation, et K_j une transformation de Householder qui élimine les éléments $j + 1, \dots, n$ de j rang. L_{i-1} est une matrice de $i - 1$ par $i - 1$, non-singulière et une triangle inférieure. u_j et v_j sont des partitions de i, \dots, m_E rangs. Il y a $i - 1$ composants dans chaque u_j , et $n - i + 1$ composants dans chaque v_j . Pour éviter d'obtenir des éléments pivots qui sont petits, la matrice de permutation P_i a été

choisie pour interchanger les rangées entre i et l :

$$s_l \equiv \min(\| \mathbf{u}_j \| / \| \mathbf{v}_j \| : j \geq i \text{ and } \mathbf{v}_j \neq 0) \quad (\text{A.4})$$

Si $s_l^{-1} \leq t$, t est une tolérance qui ne doit pas être plus petite que la précision relative d'arithématique, le rang approximatif de E est défini comme $e = i - 1$. Puisque la transformation de Householder peut projeter un vecteur à la direction désignée, nous pouvons obtenir une matrice finale qui est équivalente à la décomposition suivante:

$$H^T E K = \begin{bmatrix} L_e & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix}$$

H et K sont deux matrices orthogonales de $m_E \times m_E$ et de $n \times n$ respectivement. On introduit les vecteurs qui satisfont les relations:

$$\mathbf{h} = K\mathbf{y} \quad \mathbf{g} \equiv H^T \mathbf{o}$$

$$\mathbf{y} = \left[\underbrace{\mathbf{y}_1}_e \quad \underbrace{\mathbf{y}_2}_{n-e} \right]^T \quad \mathbf{g} = \left[\underbrace{\mathbf{g}_1}_e \quad \underbrace{\mathbf{g}_2}_{m_E-e} \right]^T$$

\mathbf{y}_1 , \mathbf{y}_2 , \mathbf{g}_1 et \mathbf{g}_2 sont les partitions de vecteur. \mathbf{y}_1 est la partie de la solution qui est déterminée par: $L\mathbf{y}_1 = \mathbf{g}_1$. La détermination de \mathbf{y}_2 sera faite à partir des inégalités dans les étapes suivantes.

Minimiser le vecteur résiduel

Le système d'équation suivant contient le vecteur résiduel. Le rang de matrice A est supposé d'être r .

$$A\mathbf{h} = \mathbf{b} \quad (\text{A.5})$$

$$G\mathbf{h} \geq \mathbf{f} \quad (\text{A.6})$$

$$\mathbf{f} = \begin{bmatrix} h_{1min} \\ h_{2min} \\ \cdot \\ \cdot \\ h_{Nmin} \\ -h_{1max} \\ -h_{2max} \\ \cdot \\ \cdot \\ -h_{Nmax} \\ \sum_{j=1}^N h_{jmin} \\ -\sum_{j=1}^N h_{jmax} \\ Q_{min} \end{bmatrix}$$

La matrice A est décomposée de la même manière :

$$H^T A K = \begin{bmatrix} R & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix}$$

K et H sont des matrices orthogonales de $n \times n$ et de $m_A \times m_A$ respectivement (qui sont différentes des précédentes).

Avec les nouvelles variables :

$$\mathbf{h} = K\mathbf{y} \qquad \mathbf{g} \equiv H^T \mathbf{b}$$

$$\mathbf{y} = \left[\underbrace{\mathbf{y}_1}_r \quad \underbrace{\mathbf{y}_2}_{n-r} \right]^T$$

$$\mathbf{g} = \left[\underbrace{\mathbf{g}_1}_r \quad \underbrace{\mathbf{g}_2}_{m_A-r} \right]^T$$

et :

$$\mathbf{z}_1 = R\mathbf{y}_1 - \mathbf{g}_1$$

$$\mathbf{z}_2 = \mathbf{y}_2$$

Maintenant le problème à résoudre a été ramené au problème :

$$\begin{cases} \frac{1}{2} \|z_1\|^2 = \text{minimum} \\ \tilde{G}z \geq f - Gh^+ \equiv \tilde{f} \end{cases} \quad (7)$$

$$\tilde{G} \equiv GK \begin{bmatrix} R^{-1} & 0 \\ 0 & I \end{bmatrix} = \underbrace{[\tilde{G}_1]}_r : \underbrace{[\tilde{G}_2]}_{n-r} \quad \text{et} \quad h^+ = A^+b$$

L'équation (7) représente un problème de distance projetée minimale.

Minimisation de la distance projetée en forme duale

D'abord, nous déterminons z_1 pour une solution : $p = \hat{p}$,

$$\begin{bmatrix} \tilde{G}_1^T \\ \tilde{f}^T \end{bmatrix} p \cong \begin{bmatrix} 0 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ 0 \\ 1 \end{bmatrix}.$$

avec :

$$\tilde{G}_2^T p = 0 \quad \text{et} \quad p \geq 0$$

Quand $s = 1 - \tilde{\mathbf{f}}^T \hat{\mathbf{p}} = 0$, les contraintes d'inégalité sont impossibles. La solution est donc :

$$\hat{\mathbf{z}}_1 = \tilde{G}_1^T (s^{-1} \hat{\mathbf{p}}) \quad s > 0 \quad (\text{A.8})$$

Finalement, \mathbf{z}_2 est déterminé par la condition :

$$\tilde{G}_2 \mathbf{z}_2 \geq \tilde{\mathbf{f}} - \tilde{G}_1 \hat{\mathbf{z}}_1 \quad (\text{A.9})$$

References

- Allis R.G., Geothermal measurements in five small lakes of northeastern Ontario, Canada. M.Sc. Thesis, University of Toronto, 1975.
- Allis R.G. et G.D. Garland, Heat flow measurements under some lakes in the Superior Province of the Canadian Shield. *Can. J. Earth Sci.*, 16, 1951-1964, 1979.
- Andrews J.T., Northern Hemisphere (Laurentide) deglaciation: processes and responses of Ice sheet/ocean interactions. In: Martini I.P. (Editor), Late glaciation and postglacial environmental changes. Oxford University Press, 1997.
- Ansdell K.M. et J.J. Ryan, Timing of early deformation within the long-lived Elbow Lake shear zone, Trans-Hudson Orogen, Manitoba. In: Radiogenic age and isotopic studies, Report 10, Geological Survey of Canada, *Current Research 1997-F*, 79-88, 1997.
- Antonuk C.N. et J.C. Mareschal, Preliminary gravity modelling along Lithoprobe seismic reflection profiles (28 and 29), northern Abitibi subprovince. *Lithoprobe Abitibi-Grenville Transects Workshop (Montreal), Report 33*, 71-75, 1993.
- Antonuk C.N. et J.C. Mareschal, The gravity signature across the Opatika belt along seismic reflection line 48. *Abitibi-Grenville workshop, Report 41*, 1-5, 1994.
- Arima M. et R.L. Barnett, Sapphirine bearing granulites from the Sipiwesk Lake area of the late Archean Pikwitonei granulite terrain, Manitoba, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88, 102-112, 1984.
- Ashwal L.D., P. Morgan, S.A. Kelley et J.A. Percival, Heat production in an Archean crustal profile and implications for heat flow and mobilization of heat-producing elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 85, 439-450, 1987.

- Baird D.J., J.H. Knapp, D.N. Steer, L.D. Brown et K.D. Nelson, Upper-mantle reflectivity beneath the Williston basin, phase-change Moho, and the origin of intracratonic basins. *Geology*, 23, 431-434, 1995.
- Baird D.J., K.D. Nelson, J.H. Knapp, J.J. Walters et L.D. Brown, Crustal structure and evolution of the Trans-Hudson Orogen: Results from seismic reflection profiling. *Tectonics*, 15, 416-426, 1996.
- Baldwin D.A., E.C. Syme, H.V. Zwanzig, T.M. Gordon, P.A. Hunt et R.D. Stevens, U-Pb zircon ages from the Lynn Lake and Rusty Lake metavolcanic belts, Manitoba: two ages of Proterozoic magmatism. *Can. J. Earth Sci.*, 24, 1053-1063, 1987.
- Barr K.G., Crustal refraction experiment: Yellowknife 1966. *J. Geophys. Res.* 76, 1929-1947, 1971.
- Beck A.E. et Z. Logis, Terrestrial flow of heat in the Brent crater, *Nature*, 201, 383, 1963.
- Beck A.E. et J.H. Sass, A preliminary value of heat flow at the Muskox Intrusion near Coppermine, N.W.T., Canada, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1, 123-129, 1966.
- Beck A.E. et J.P. Neophytou, Heat flow and underground water flow in the Coronation Mine area. In: A.R. Byers (Editor), Symposium on the Geology of Coronation Mine, Saskatchewan. *Geol. Surv. Can. Pap.* 68-5, 229-239, 1968.
- Beck A.E. et P.Y. Shen, On a more rigorous approach to geothermic problems. *Tectonophysics*, 164, 1989.
- Behrendt J.C., A.G. Green, W.F. Cannon, D.R. Hutchinson, M.W. Lee, B. Milkereit, W.F. Agena et C. Spencer, Crustal structure of the Midcontinent Rift System: results from CLIMPCE deep seismic reflection profiles. *Geology*, 16, 81-85, 1988.

- Bellefleur G., Contribution des méthodes de potentiel à la cartographie géologique et à la structure profonde dans le Groupe de Blake River, Abitibi. Thèse de M.Sc., Université de Montréal, Ecole Polytechnique, Montréal, 1992.
- Bellefleur G., Contraintes sismiques sur les structures crustales de l'Abitibi et de l'Opatika. Thèse de doctorat, Université de Montréal, 1997.
- Berry M.J. et K. Fuchs, Crustal structure of the Superior and Grenville provinces of the northeastern Canadian Shield. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 63, 1393-1432, 1973.
- Berry M.J. et G.F. West, An interpretation of the first-arrival data of the Lake Superior experiment by the time-term method. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 56, 141-171, 1966.
- Bickford M.E., K. Collerson et J. Lewry, Crustal history of the Rae and Hearne provinces, southwestern Canadian Shield, Saskatchewan: constraints from geochronologic and isotopic data. *Precambrian Research*, 68, 1-21, 1994.
- Birch F., The effects of Pleistocene climatic variations upon geothermal gradients. *Am. J. Sci.*, 246, 729-760, 1948.
- Birch F., R.F. Roy et E.R. Decker, Heat flow and thermal history of New York and New England. In: Zen E., W.S. White, J.B. Hadly et J.B. Thompson (Editors), *Studies of Appalachian geology, Interscience*, 437-451, 1968.
- Blackwell D.D., J.L. Steele et L.S. Carter, Heat flow patterns of the North American continent; A discussion of the Geothermal Map of North America. *The Geology of North America Decade Map Volume 1*, 423-436, 1991.
- Boland A.V., R.M. Ellis, D.J. Northey, G.F. West, A.G. Green, D.A. Forsyth, R.F. Mereu, R.P. Meyer, P. Morel-a-l'Huissier, G.G.R. Buchbinder, I. Asudeh et R.A.W. Haddon, Seismic delineation of upthrust Archean crust in Kapuskasing,

- northern Ontario. *Nature*, 335 (London), 711-713, 1988.
- Boland A.V. et R.M. Ellis, Velocity structure of the Kapuskasing uplift, northern Ontario. *J. Geophys. Res.*, 94, 7189-7204, 1989.
- Bott M.H.P., The interior of the Earth : its structure, constitution and evolution. Elsevier, p403, 1982.
- Bullard E.C., Heat flow in South Africa. *Proc. R. Soc. A*, 173, 474-502, 1939.
- Byerlee J.D., Brittle-ductile transition in rocks. *J. Geophys. Res.*, 73, 4741-4750, 1968.
- Calvert A.J., E.W. Sawyer, W.J. Davis et J.N. Ludden, Archaean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. *Nature*, 375, 670-674, 1995.
- Calvert A.J. et J.N. Ludden, Archean continental assembly in the southeastern Superior Province of Canada. *Tectonics* 18, No.3, 412-429, 1999.
- Card K.D., A review of the Superior Province of the Canadian Shield: a product of Archean accretion. *Pre-cambrian Res.*, 48, 99-156, 1990.
- Carmichael R.S., Practical handbook of physical properties of rocks and minerals. CRC Press, Boston, 1989.
- Carslaw H.S. et J.C. Jaeger, Conduction of heat in solids. Oxford University Press, p510, 1959.
- Cermak V. et A.M. Jessop, Heat flow, heat generation and crustal temperature in the Kapuskasing area of the Canadian Shield. *Tectonophysics*, 11, 287-303, 1971.
- Cermak V., Combined heat flow and heat generation measurements in the Bohemian massif. *Geothermics*, 4, 19-26, 1975.
- Chapman D.S. et H.N. Pollack, 'Cold spot' in West Africa: anchoring the African plate. *Nature*, 250, 477-478, 1974.

- Chapman D.S., Thermal gradients in the continental crust. In: J.B. Dawson et al., (Editors), *The Nature of the lower Continental Crust. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 24, 63-70, 1986.
- Chiarenzelli J.R., L.B. Asper et M. Villeneuve, Characterization, origin and Paleoproterozoic history of the Saskatchewan Craton and possible implications for Trans-Hudson Orogen. *Lithoprobe Report* 55, 26-38, 1996.
- Chown E.H. et W. Mueller, Basement influence on the supracrustal and plutonic evolution and deformation of an Archean greenstone belt. *International Basement Tectonic Ass. Pub. No. 7*, Kluwer, Dordrecht, 465-476, 1992.
- Clark E.A. et F.A. Cook, Crustal scale ramp in a Middle Proterozoic orogen, Northwest Territories, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 29, 142-157, 1992.
- Clauser C. et E. Huenges, Thermal conductivity of rocks and minerals. In: T.J. Ahrens (Editor), *Rock Physics and Phase Relations. A Handbook of Physical Constants*, *AGU Reference Shelf* 3, 105-126, 1995.
- Clowes R.M., F.A. Cook, A.G. Green, C.E. Keen, J.N. Ludden, J.A. Percival, G.M. Quinlan et G.F. West, Lithoprobe: new perspectives on crustal evolution. *Can. J. Earth Sci.*, 29, 1813-1864, 1992.
- Corfu F., T.E. Krogh, Y. Kwok et L. Jensen, U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Can. J. Earth Sci.*, 26, 1747-1763, 1989.
- Corfu F. et D.W. Davis, A U-Pb geochronological framework for the western Superior Province, Ontario. In: P.C. Thurston et al., (Editors), *Geology of Ontario, spec., vol 4, part 2*, 1334-1348, 1992.
- Costain J.K. et L. Glover, Heat flow in granites: implications for crustal structure

- in the Appalachians. In: D.R. Wones (Editor), *The Caledonides in the U.S.A.* Virginia Polytechnic Institute, *State University Dept. of Geology Memoir*, 2, 215-220, 1979.
- Costain J.K., J.A. Speer, L. Glover, L. Perry, S. Dashevsky et M. McKinney, Heat flow in the Piedmont and Atlantic Coastal Plain of the southeastern United State. *J. Geophys. Res.*, 91, 2123-2135, 1986.
- Crough S.T., Thermal origin of mid-plate hot-spot swells. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 55, 451-469, 1978.
- David J. et E.C. Syme, U-Pb geochronology of late Neoproterozoic tonalites in the Flin Flon Belt, Trans-Hudson Orogen: Surprise at the Surface. *Can. J. Earth Sci.*, 31, 1785-1790, 1995.
- Davis E.E. et C.R.B. Lister, Fundamentals of ridge crest topography. *Earth planet. Sci. Lett.*, 21, 405-413, 1974.
- Davis W.J., S. Lacroix, C. Gariépy et N. Machado, Geochronology and radiogenic isotope geochemistry of plutonic rocks from the Central Abitibi Subprovince: Significance to the internal subdivision of the Abitibi Belt. *Can. J. Earth Sci.*, sous presse, 1999.
- Dion D.J., R. Morin et P. Keating, Synthèse géologique et géophysique de la région de Chapais : portion orientale de la ceinture de l'Abitibi québécoise. *Can. J. Earth Sci.*, 29, 314-327, 1992.
- Doin M.P. et L. Fleitout, Thermal evolution of the oceanic lithosphere: An alternative view, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, 121-136, 1996.
- Drury M. et T.J. Lewis, Water movement within Lac du Bonnet Batholith as revealed by detailed thermal studies of three closely-spaced boreholes. *Tectonophysics*, 95, 337-351, 1983.

- Drury M., Heat flow and heat generation in the Churchill Province of the Canadian Shield, and their palaeotectonic significance. *Tectonophysics*, 115, 25-44, 1985.
- Drury M., Thermal conductivity, thermal diffusivity, density and porosity of crystalline rocks. *Earth Phys. Branch Open File 86-5*, 53pp, 1986.
- Drury M., Heat flow provinces reconsidered. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 49, 78-96, 1987.
- Drury M. et Taylor, Some new measurements of heat flow in the Superior Province of the Canadian Shield. *Can. J. Earth Sci.*, 24, 1486-1489, 1987.
- Drury M., Heat flow in the Canadian Shield and its relation to other geophysical parameters. (Editors), *Terrestrial heat flow and lithosphere structure*, 317-337, 1991.
- Epili D. et R.F. Mereu, The CLIMPCE seismic experiment: Onshore refraction and wide-angle reflection observations from a fan line over the Lake Superior rift system. In: R.F. Mereu, St. Mueller et D.M. Fountain (Editors), Properties and processes of earth's lower crust, *American Geophysical Union, Geophysical Monograph 51*, 93-101, 1989.
- Fou J.T.K., Thermal conductivity and heat flow at St. Jerome, Québec. Thèse de M.Sc., McGill Univ., Montréal, Qué., p79, 1969.
- Fountain D.M., M.H. Salisbury et K.P. Furlong, Heat production and thermal conductivity of rocks from the Pikwitonei-Sachigo continental cross section, central Manitoba: implications for the thermal structure of Archean crust. *Can. J. Earth Sci.*, 24, 1583-1594, 1987.
- Fountain D.M., M.H. Salisbury et J.A. Percival, Seismic velocity of the Superior province crust based on seismic velocity measurements on rocks of the

- Michipicoten, Wawa and Kapuskasing terranes. *J. Geophys. Res.*, 95, 1167-1186, 1990.
- Gariépy C., Mode de développement de la croûte continentale: exemples de l'Himalaya, de l'Abitibi et des îles Féroés. Thèse de Ph.D., p261., Univ. de Montréal, Canada, 1984.
- Gibb R.A., A geological interpretation of the Bouguer anomalies adjacent to the Churchill- Superior boundary in northern Manitoba. *Can. J. Earth Sci.*, 5, 439-453, 1968.
- Gibb R.A. et R.I. Walcott, Precambrian suture in the Canadian Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10, 417-422, 1971.
- Gibb R.A. et M.D. Thomas, Gravity signature of fossil plate boundaries in the Canadian Shield. *Nature*, 262, 199-200, 1976.
- Gibb R.A., Slave-Churchill collision tectonics. *Nature*, 271, 50-52, 1978b.
- Gibb R.A., M.D. Thomas, P.C. Lapointe et M. Mukhopadhyay, Geophysics of proposed Proterozoic sutures in Canada. *Precambrian Research*, 19, 349-394, 1983.
- Grandjean G.H., H. Wu, D. White, M. Mareschal et C. Hubert, Crustal velocity models for the Archean Abitibi greenstone belt from seismic refraction data. *Can. J. Earth Sci.*, 32, 149-166, 1995.
- Green A.G., O.G. Stephenson, G.D. Mann, E.R. Kanasewich, G.L. Cumming, Z. Hajnal, J.A. Mair et G.F. West, Cooperative seismic surveys across the Superior-Churchill boundary zone in southern Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 17, 617-632, 1980.
- Green A.G., Z. Hajnal et W. Weber, An evolutionary model of the western Churchill Province and western margin of the Superior Province in Canada and the north-central United States. *Tectonophysics*, 116, 281-322, 1985.

- Green A.G., B. Milkereit, L.J. Mayrand, J.N. Ludden, C. Hubert, S.L. Jackson, R.H. Sutcliffe, G.F. West, P. Verpaerst et A. Simard, Deep structure of an Archaean greenstone terrane. *Nature*, 344, 327-330, 1990.
- Griffin W.L. et S.Y. O'Reilly, The composition of the lower crust and the nature of the continental Moho-xenolith evidence. In: P.H. Nixon (Editor), *Mantle Xenoliths*. Elsevier, Amsterdam, 413-430, 1987.
- Guillou-F L., Mareschal J.C., Jaupart C., Gariépy C., Bienfait G. et Lapointe R., Heat flow, gravity and structure of the Abitibi belt, Superior Province, Canada: implications for mantle heat flow. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 122, 103-123, 1994.
- Guillou-F L., Mareschal J.C., Jaupart C., Gariépy C., Bienfait G. et Lapointe R. Heat flow variations in the Grenville Province, Canada. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, 447-460, 1995.
- Guillou-F L., Jaupart C., Mareschal J.C., Gariépy C., Bienfait G., L.Z. Cheng et Lapointe R., High heat flow in the Trans-Hudson Orogen, central Canadian Shield. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 3027-3030, 1996.
- Gupta V.K. et F.S. Grant, Mineral exploration aspects of gravity and aeromagnetic surveys in the Sudbury-Cobalt area, Ontario. In: W.J. Hinze (Editor) *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps*, Society of Exploration geophysicists, Dallas, TX. 392-412, 1985.
- Hajnal Z., C.M.R. Fowler, R.F. Mereu, E.R. Kanasewich, G.L. Cumming, A.G. Green et A. Mair, An initial analysis of the Earth's crust under the Williston Basin: 1979 COCRUST experiment. *J. Geophys. Res.*, 89, 9381-9400, 1984.
- Hart S.R., J.S. Steinhardt et T.J. Smith, Terrestrial heat flow in Lake Superior. *Can. J. Earth Sci.*, 31, 698-708, 1994.

- Haskell K.H. et R.J. Hanson, An algorithm for linear least squares problems with equality and nonnegativity constraints, *Mathematical Programming*, 21, 98-118, 1981.
- Hodgson J.H., A seismic survey in the Canadian Shield, I: refraction studies based on rockbursts at Kirland Lake, Ontario. *Pub. Dom. Obs. Dept. Mines Techn. Surv., Ottawa*, 16, 109-163, 1953.
- Hoffman P.F., United plates of America, the birth of a craton: early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 543-603, 1988.
- Hoffman P.F., Precambrian geology and tectonic history of North Ame geology of North America-An America, Vol. A, Chapter 16, p447, 1989.
- Holmes A., The terrestrial distribution of radium. *Sci. Prog.*, 9, 12-36, 1914.
- Holmes A., Radio-activity and the Earth's thermal history : Part I. The concentration of radio-active elements in the Earth's crust. *Geol. Mag.*, 2, 60-71, 1915a.
- Huestis S.P., The inversion of heat flow data: A Backus-Gilbert formulation. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, , 62, 649-660, 1980.
- Hynes A., Gravity, flexure, and the deep structure of the Grenville Front, eastern Québec and Labrador. *Can. J. Earth Sci.*, 31, 1002-1011, 1994.
- Hyndman R.D., A.M. Jessop, A.S. Judge et D.S. Rankin, Heat flow in the Maritime Provinces of Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 16, 1154-1165, 1979.
- Jaupart C., J.G. Sclater et G. Simmons, Heat flow studies: Constraints on the distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52, 328-344, 1981.
- Jaupart C., J.R. Mann et G. Simmons, A detailed study of heat flow and radioactivity in New Hampshire (U.S.A.). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 267-287, 1982.

- Jaupart C., J.C. Mareschal, L. Guillou-Frottier et A. Davaille, Heat flow and thickness of the lithosphere in the Canadian Shield. *J. Geophys. Res.*, 103, B7, 15269-15286, 1998.
- Jackson S.L., A.R. Cruden, D. White et B. Milkereit, A seismic-reflection-based regional cross section of the southern Abitibi greenstone belt. *Can. J. Earth Sci.*, 32, 135-148, 1995.
- Jeffreys H., *Gerlands Beitrage zur Geophysik*, 47, CP4, 199 (397), 149-171, 1936c.
- Jeffreys H., The Earth. Its origin history and physical constitution. Sixth edition. Cambridge University press, 1976.
- Jessop A.M., The distribution of glacial perturbation of heat flow in Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 162-166, 1971.
- Jessop A.M. et A.S. Judge, Five measurements of heat flow in southern Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 711-716, 1971.
- Jessop A. M. et T. J. Lewis, Heat flow and heat generation in the Superior Province of the Canadian Shield. *Tectonophysics*, 50, 55-77, 1978.
- Jessop A. M., T. J. Lewis, A. S. Judge, A. E. Taylor et M. J. Drury, Terrestrial heat flow in Canada. *Tectonophysics*, 103, 239-261, 1984.
- Jessop A. M., Comparison of industrial and high resolution thermal data in a sedimentary basin. *PAGEOPH*, 133, 251-267, 1990.
- Jessop A. M., Thermal Geophysics. *Developments in solid Earth geophysics*, 17. Elsevier, 1990.
- Jessop A.M., Terrestrial heat flow in Canada. *The geology of North America Decade Map*, 1, 437-444, 1991.

- Kellett R.L., A.E. Barnes et M. Rive, The deep structure of the Grenville Front: a new perspective from western Québec. *Can. J. Earth Sci.*, 31, 282-292, 1994.
- Kimura G., J.N. Ludden, J.-P. Desrochers et R. Hori, A model of ocean-crust accretion for the Superior province, Canada. *Lithos*, 30, 337-355, 1993.
- Kusznir N.J., The distribution of stress with depth in the lithosphere: thermorheological and geodynamic constraints. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 337, 95-110, 1991.
- Kutas R.I., A geothermal model of the Earth's crust on the territory of the Ukraine. In: V.Cermak et L Rybach (Editors), *Terrestrial heat flow in Europe*. Springer-Verlag, Berlin, 309-315, 1979.
- Lachenbruch A.H., Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res.*, 73, 6977-6989, 1968.
- Lachenbruch A.H., Crustal temperature and heat production: implications of the linear heat flow relation. *J. Geophys. Res.*, 75, 3291-3300, 1970.
- Lachenbruch A.H., Vertical gradients of heat production in the continental crust 1. Theoretical detectability from near surface measurements. *J. Geophys. Res.*, , 76, 3842-3851, 1971.
- Lachenbruch A.H., J.H. Sass et R.J.V. Munroe, Geothermal setting and simple heat conduction models for the Long Valley Caldera. *J. Geophys. Res.*, 81, 769-784, 1976.
- Langseth M.G., X. Le Pichon et M. Ewing, Crustal structure of mid-ocean ridges, 5, Heat flow through the Atlantic ocean floor and convection currents. *J. Geophys. Res.*, 71, 5321-5355, 1966.

- Landstrom O., S.A. Larson, G. Lind et D. Malmqvist, Geothermal investigations in the Bohus granite area in south-western Sweden. *Tectonophysics*, 64, 131-162, 1980.
- Leclair A.D., S.B. Lucas, R.G. Scott, D. Viljoen et J. Broome, Regional geology and geophysics of the sub-Phanerozoic Precambrian basement south of the Flin Flon-Snow Lake-Hanson Lake Belt, Manitoba-Saskatchewan. *Current Research/Recherches en cours*, 1994-C.
- Lee W.H.K. et S. Uyeda, Review of heat flow data. In: W.H.K. Lee (Editor), Terrestrial heat flow. *Am. Geophys. Un. Monograph*, 8, 187-190, 1965.
- Lee M.K., J. Wheildon, P.C. Webb, G.C. Brown, K.E. Rollin, C.N. Crook, I.F. Smith, G. King et A. Thomas-Betts, Hot dry rock prospects in Caledonian granites: evaluation of results from the BGS-IC-OU research programme (1981-1984). *Brit. Geol. Surv.*, p83, 1984.
- Le Pichon X., Introduction sommaire a la tectonique des plaques. *Traité de Géophysique interne*, Chap. 39, Paris: Masson, p403, 1976.
- Lewis T.J., Terrestrial heat flow at Eldorado, Saskatchewan, *Can. J. Earth Sci.*, 6, 1191-1197, 1969.
- Lewis T.J. et Beck A.E., Analysis of heat flow data - detailed observations in many holes in a small area. *Tectonophysics*, 41, 41-59, 1977.
- Lewis T.J., A.M. Jessop et A.S. Judge, Heat flow measurements in south-western British Columbia: the thermal consequences of plate tectonics. *Can. J. Earth Sci.*, 22, 1262-1273, 1985.
- Lewry J.F., D.J. Thomas, R. Macdonald et J. Chiarenzelli, Structure relations in accreted terranes of the Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan: Telescoping in

- a collisional regime? In: Lewry J.F. and M.R. Stauffer (Editors), The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America, *Geological Association of Canada Special Paper 37*, 75-94, 1990.
- Lewry J.F., Z. Hajnal, A.G. Green, S.B. Lucas, D.J. White, M.R. Stauffer, K.E. Ashton, W. Weber et R.M. Clowes, Structure of a Paleoproterozoic continent-continent collision zone: a LITHOPROBE seismic reflection profile across the Trans-Hudson Orogen, Canada. In: R.M. Clowes and A.G. Green (Editors), Proceedings of the 5th International Conference on Seismic Reflection Probing of Continents and their Margins. *Tectonophysics*, 232, 143-160, 1994.
- Lister C.R.B., J.G. Sclater, E.E. Davis, H. Villinger et S. Nagihara, Heat flow maintained in ocean basins of great age: investigations in the north-equatorial West Pacific. *Geophys. J. Int.*, 102, 603-630, 1990.
- Lucas S.B., D. White, Z. Hajnal, J. Lewry, A.G. Green, R. Clowes, H. Zwanzig, K.E. Ashton, D. Schledewitz, M. Stauffer, A. Norman, P. Williams et G. Spence, Three-dimensional collisional structure of the Trans-Hudson Orogen, Canada. In: R.M. Clowes and A.G. Green (Editors), Proceedings of the 5th International Conference on Seismic Reflection Probing of Continents and their Margins. *Tectonophysics*, 232, 161-178, 1994.
- Lucas S.B., R.A. Stern, E.C. Syme, B.A. Reilly et D.J. Thomas, Intraoceanic tectonics and the development of continental crust: 1.92-1.84 Ga evolution of the Flin Flon Belt (Canada). *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108, 602-629, 1996a.
- Lucas S.B., D. White, W. Bleeker, Z. Hajnal, J. Lewry et W. Weber, Crustal structure of the Superior Boundary Zone (Thompson Belt) from new LITHOPROBE seismic reflection data. *Trans-Hudson Orogen Transect, Lithoprobe Report 55*, 82-94, 1996b.

- Lucas S.B., R.A. Stern, E.C. Syme, H. Zwanzig, A.H. Bailes, K.E. Ashton, R.O. Maxeiner, K.M. Ansdell, J.F. Lewry, J.J. Ryan et J. Kraus, Tectonics of the southeastern Reindeer Zone, Trans-Hudson Orogen (Manitoba and Saskatchewan). *GAC-MAC Annual Meeting, Abstracts with Program*, 22, pA93, 1997.
- Ludden J., C. Hubert, A. crust: LITHOPROBE seismic reflection images in the southwestern Superior Province. *LITHOS.*, 30, 357-372, 1993.
- Mareschal J.C., Inversion of potential field data in Fourier transform domain. *Geophysics*, 50, No 4, 685-691, 1985.
- Mareschal J. C., C. Pinet, C. Gariépy, C. Jaupart, G. Bienfait, G. Dalla Colletta, J. Jolivet et R. Lapointe, New heat flow density and radiogenic heat production data in the Canadian Shield and the Quebec Appalachians. *Can. J. Earth Sci.*, 26, 845-852, 1989.
- Mareschal J. C., C. Jaupart, C. Gariépy, L.Z. Cheng, L. Guillou-Frottier, G. Bienfait, et R. Lapointe, Heat flow and deep thermal structure near the edge of the Canadian Shield. *Can. J. Earth Sci.*, in press, 1999.
- Mareschal J. C., C. Jaupart, L.Z. Cheng, F. Rolandone, C. Gariépy, G. Bienfait, L. Guillou-Frottier et R. Lapointe, Heat flow in the Trans-Hudson Orogen of the Canadian Shield: implications for Proterozoic continental growth. *J. Geophys. Res.*, in press, 1999.
- McKenzie D.P., Some remarks on heat flow and gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 72, 6261-6273, 1967.
- Mereu R.F. et J.A. Hunter, Crustal and upper mantle structure under the Canadian Shield from project Early Rise data. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59, No.1, 147-165, 1969.

- Mereu R.F. et G. Jobidon, A seismic investigation of the crust and Moho on a line perpendicular to the Grenville front. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 1553-1583, 1971.
- Mereu R.F. et G. Jobidon, A seismic investigation of the crust and Moho on a line perpendicular to the Grenville front: Reply. *Can. J. Earth Sci.*, 10, 103-108, 1973.
- Mereu R.F. , D. Epili et A.G. Green, Pg shingles: preliminary results from the onshore CLIMPCE refraction experiment. *Tectonophysics*, 173, 617-626, 1990.
- Mereu R.F., S. Winardhi et B. Roy, The Lithoprobe Abitibi-Grenville seismic refraction and reflection experiments: interpretation techniques and preliminary results. In: J. Ludden (Editor), LITHOPROBE Abitibi-Grenville Transect Workshop, *LITHOPROBE Report 41*, 153-158, 1994.
- MERQ-OGS, Carte lithostratigraphique de la sous-province de l'Abitibi. Ministère de l'Energie et des Ressources du Quebec/Ontario Geological Survey DV 83-15, 1983.
- Meyer M.T., M.E. Bickford et J.F. Lewry, The Wathaman batholith: a short-lived Early Proterozoic continental arc in the Trans-Hudson Orogen, Canada. *Geo. Sci. Am. Bull.*, 104, 1073-1085, 1992.
- Mezger K., G.N. Hanson et S.R. Bohlen, U-Pb systematics of garnet: dating the growth of garnet in the Late Archean Pikwitonei granulite domain at Cauchon and Natawahunan Lakes, Manitoba, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 136-148, 1989a.
- Milkereit B., R.F. Mereu, A.G. Green, D. Epili et P. Morel-a-l'Huissier. Migration of wide-angle seismic reflection data from the Grenville front in Lake Huron. *J. Geophys. Res.*, 95, 10987-10998, 1990b.

- Milkereit B. et Adam, Personal communication with Antonuk and Mareschal, 1994.
- Misener A.D., L.G.D. Thompson et R.J. Uffen, Terrestrial heat flow in Ontario and Quebec: *Transactions of the American Geophysical Union*, 32, 729-738, 1951.
- Misener A.D., Heat flow and depth of permafrost at Resolute Bay, Cornwallis Island, N.W.T., Canada: *Transactions of the American Geophysical Union*, 36, 1055-1060, 1955.
- Morel-à-l'Huissier P., A.G. Green et C.J. Pike, Crustal refraction surveys across the Trans-Hudson Orogen/Williston Basin of south central Canada. *Special Paper, Geological Association of Canada*, 37, 1990.
- Morgan P. et L.D. Ashwal, A heat production profile below an Archaean greenstone belt: the Kapuskasing Structure Zone, Ontario. *EOS*, 67, 387, 1986.
- Mortensen J. K., Preliminary U-Pb zircon ages for volcanic and plutonic rocks of Abitibi Subprovince, Quebec. *Geol. Surv. Can. Pap.*, 87-1A, 581-589, 1987.
- Nemeth B., Z. Hajnal et S.B. Lucas, Moho signature from wide angle reflections: Preliminary results of the 1993 trans- Hudson Orogen refraction experiment. In: D.J. White et al., (Editor), *Seismic Reflection Probing of the Continents and their Margins. Tectonophysics*, 111-123, 1996.
- Nemeth B. et Z. Hajnal, Structure of the lithospheric mantle beneath the Trans-Hudson Orogen, Canada. *Lithoprobe Report*, No. 62, 269-286, 1997.
- Paktunc A.D. et A.J. Baer, Geothermobarometry of the northwestern margin of the Superior province: Implications for its tectonic evolution. *J. Geol.*, 94, 381-394, 1986.
- Parsons B. et J.G. Sclater, An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.*, 82, 803-827, 1977.

- Pearson J.G., M.C. Joudrie, B.W. Powell et B.T. Lum, Exploration for Ni-Cu deposits in the Thompson Nickel Belt under Paleozoic cover. *Program and Abstracts, Manitoba Mining, Minerals and Petroleum Convention 94*, p26, 1994.
- Percival J.A., R.A. Stern, T. Skulski, K.D. Card, J.K. Mortensen et N.J. Begin. Minto block, Superior Province: Missing link in deciphering assembly of the craton at 2.7 Ga. *Geology*, 22, 839-842, 1994.
- Pinet C., C. Jaupart, J. C. Mareschal, C. Gariépy, G. Bienfait et R. Lapointe, Heat flow and structure of the lithosphere in the eastern Canadian Shield. *J. Geophys. Res.*, 96, 19941-19963, 1991.
- Pollack H.N. et Y.A. Smornov, Relationship between terrestrial heat flow and the tectonics of continents. *Geotectonics* 4, (Engl. Transl.), 205-213, 1968.
- Pollack H. N. et D. S. Chapman, Mantle heat flow. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34, 174-184, 1977.
- Pollack H.N., S.J. Hurter et J.R. Johnson, Heat flow from the Earth's interior: *Rev. Geophys.*, 31, 267-280, 1993.
- Ranalli G., Rheology of the Earth. Deformation and flow processes in geophysics and geodynamics. Allen and Unwin Inc., 1986.
- Ranalli G., Rheology of the Earth. Chapman Hall, London, 2nd Edition, p413, 1995.
- Rao R.U.M. et A.M. Jessop, A comparison of the thermal character of shields. *Can. J. Earth Sci.*, 12, 347-360, 1975.
- Rivers T., J. Martignole, C.F. Gower et A. Davidson, New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics*, 8, No.1, 63-84, 1989.
- Roy R.F., D.D. Blackwell et F. Birch, Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, 1-12, 1968.

- Roy R.F., A.E. Beck et Y.S. Touloukian, Thermophysical properties of rocks. In: Y.S. Touloukian, W.R. Judd and R.F. Roy (Editors), *Physical Properties of Rocks and Minerals*, McGrawHill, vol. 2, 409-502, 1981.
- Rudnick R., Xenoliths-Samples of the lower continental crust. In: Fountain D.M., R. Arculus et R.W. Kay (Editors), Continental lower crust. Elsevier, *Developments in geotectonics* 23, 269-308, 1992.
- Sass J.H., P.G. Killeen et E.D. Mustonen, Heat flow and surface radioactivity in the Quirke Lake syncline near Elliot Lake, Ontario, Canada. *Can J. Earth Sci.*, 5, 1417-1428, 1968.
- Sass J.H., A.H. Lachenbruch et A.M. Jessop, Uniform heat flow in a deep hole in the Canadian Shield and its paleoclimatic implications. *J. Geophys. Res.*, , 76, 8586-8596, 1971.
- Sass J.H. et A.H. Lachenbruch, Thermal regime of the Australian continental crust. In M.W. McElhinny (Editor), *The Earth: its Origin, Structure and Evolution*. Academic Press, London, 301-351, 1979.
- Sass J.H. et J.C. Behrendt, Heat flow from the Liberian Precambrian Shield. *J. Geophys. Res.*, 85, 3159-3162, 1980.
- Sawyer E.W. et K. Benn, Structure of the high-grade Opatika Belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince, Canada: an Archaean mountain front. *Journal of Structural Geology*, Vol. 15, No. 12, 1443-1458, 1993.
- Sclater J.G. et J. Francheteau, The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 20, 509-542, 1970.
- Sclater J.G., R.N. Anderson et M.L. Bell, Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76, 7888-7915, 1971.

- Sclater J.G., C. Jaupart et D. Galson, The heat flow through oceanic and continental
Rev. Geophys., 18, 269-311, 1980.
- Senechal G., M. Mareschal, C. Hubert, A.J. Calvert, G. Grandjean et J. Ludden,
Integrated geophysical interpretation of crustal structures in the northern
Abitibi belt: constraints from seismic amplitude analysis. *Can. J. Earth Sci.*,
33, 1343-1362, 1996.
- Shen P.Y., K. Wang et A.E. Beck, Crustal thermal models along East European
geotraverses: inverse solutions. *Tectonophysics*, 194, 1991.
- Sibson R.H., Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature*, 249,
542-544, 1974.
- Simmons G., Interpretation of heat flow anomalies. 1. Contrasts in heat production.
Rev. Geophys., 5, 43-52, 1967.
- Sleep N.H. et K. Fujita, Principles of Geophysics. Blackwell Science, 1997.
- Smith T.J., J.S. Steinhardt et L.T. Aldrich, Lake Superior crustal structure. *J. Geophys.*
Res., 71, 1141-1172, 1966.
- Stacey F.D., A thermal model of the Earth. *Phys. Earth planet. Interiors*, 15, 341-348,
1977.
- Stein C.A. et S. Stein, A model for the global variation in oceanic depth and heat flow
with lithospheric age. *Nature*, 359, 123-129, 1992.
- Steinhardt J.S., Lake Superior seismic experiment: shots and travel-times. *J. Geophys.*
Res., 69, 5335-5352, 1964.
- Stettler E.H., J.H. de Beer, D. Eberle, J. Ludden et M. Mareschal, Geophysics and
deep structure. In: M. de Wit and L. Ashwal (Editors), Greenstone Belts,
Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 349-375, 1996.

- Strutt R.J., On the distribution of radium in the Earth's crust, and on the Earth's internal heat. *Proc. R. Soc. A*, 77, 472-485, 1906.
- Swanberg C.A., M.D. Chessman, G. Simmons, S.B. Smithson, G. Gronlie et K.S. Heier, Heat flow heat generation studies in Norway. *Tectonophysics*, 23, 31-48, 1974.
- Taylor S.R. et S.M. McLennan, The continental crust: its composition and evolution. Blackwell scientific publications, 1985.
- Telmat H., Crustal structure and gravity field anomalies in Eastern Canada. Ph.D. Thesis, Universite du Quebec à Montreal, p130, 1999.
- Thomas M.D. et P. Kearey, Gravity anomalies, block-faulting and Andean-type tectonism in the eastern Churchill province. *Nature*, 283, 61-63, 1980.
- Trehu A., P. Morel-a-l'Huissier, R. Meyer, Z. Hajnal, J. Karl, R. Mereu, J. Sexton, J. Shay, W.-K. Chan, D. Epili, T. Jefferson, X.-R. Shih, S. Wendling, B. Milkereit, A. Green et D. Hutchinson, Imaging the Midcontinent Rift beneath Lake Superior using large aperture seismic data. *Geophys. Res. Lett.*, 18, 625-628, 1991.
- Tylor A.E. et A.S. Judge, Permafrost studies in northern Quebec. *Géographie physique et quaternaire*, 33, 245-251, 1979.
- Vitorello I. et H.N. Pollack, On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents. *J. Geophys. Res.*, 85, No. B2, 983-995, 1980.
- White D.J., S.B. Lucas, Z. Hajnal, A.G. Green, J.F. Lewry, W. Weber, A.H. Bailes, E.C. Syme et K.E. Ashton, Paleoproterozoic thick-skinned tectonics: LITHOPROBE seismic reflection results from the eastern Trans-Hudson Orogen. *Can. J. Earth Sci.*, 31, 458-469, 1994.

- White D.J., J. Wu, S.B. Lucas, E. Berrer, J. Hanilla, R. Somerville et Z. Hajnal, High-resolution seismic studies near Thompson, Manitoba. In: *Trans-Hudson Orogen Transect Workshop, LITHOPROBE Report 48*, 221-229, 1995.
- White D.J., S.B. Lucas, Z. Hajnal, H. Zwanzig et J.F. Lewry, Seismic reflection images across the Kiseeynew Domain northern boundary. In: *Trans-Hudson Orogen Transect, LITHOPROBE Report 55*, 95-98, 1996.
- Williams D.L. et R.P. Von Herzen, Heat loss from the Earth: new estimate. *Geology*, 2, 327-328, 1974.
- Winardhi S. et R.F. Mereu, Crustal velocity structure of the Superior and Grenville provinces of the southeastern Canadian Shield. *Can. J. Earth Sci.*, 34, 1167-1184, 1997.
- Wright J.A., A.M. Jessop, A.S. Judge et T.J. Lewis, Geothermal measurements in Newfoundland. *Can. J. Earth Sci.*, 17, 1370-1376, 1980.
- Zoback M.D., R. Apel, J. Baumgartner, M. Brudy, R. Emmermann, B. Engeser, K. Fuchs, W. Kessels, H. Rischmuller, F. Rummel et L. Vernik, Upper-crustal strength inferred from stress measurements to 6 km depth in the KTB borehole. *Nature*, 365, 633-635, 1993.