

NOTE TO USERS

This reproduction is the best copy available.

UMI[®]



Université d'Ottawa • University of Ottawa



Université d'Ottawa - University of Ottawa

FACULTÉ DE ÉTUDES SUPÉRIEURES
ET POSTDOCTORALES

FACULTY OF GRADUATE AND
POSTDOCTORAL STUDIES

.....
Anne PESCHLER

.....
AUTEUR DE LA THÈSE - AUTHOR OF THESIS

.....
Ph.D. (Earth Sciences)

.....
GRADE - DEGREE

.....
Department of Earth Sciences

.....
FACULTÉ, ÉCOLE, DÉPARTEMENT - FACULTY, SCHOOL, DEPARTMENT

.....
TITRE DE LA THÈSE - TITLE OF THE THESIS

Archean Tectonics : Analog and Gravity Models

.....
K. Benn

.....
DIRECTEUR DE LA THÈSE - THESIS SUPERVISOR

.....
CO-DIRECTEUR DE LA THÈSE - THESIS CO-SUPERVISOR

.....
EXAMINATEURS DE LA THÈSE - THESIS EXAMINERS

.....
A. Fowler

.....
J-C. Mareschal

.....
G. Ranalli

.....
C. Van Staal

.....
J.-M. De Koninck, Ph.D.
.....
LE DOYEN DE LA FACULTÉ DES ÉTUDES
SUPÉRIEURES ET POSTDOCTORALES

.....
DEAN OF THE FACULTY OF GRADUATE
AND POSTDOCTORAL STUDIES

ARCHEAN TECTONICS : ANALOG AND GRAVITY MODELS

By
Anne P. Peschler

A thesis
Submitted to the School of Graduate Studies and Research
In Partial Fullfillment of the Requirements for the
Degree of Doctor of Philosophy in
Earth Sciences

Ottawa-Carleton Geoscience Centre
University of Ottawa
Ottawa, Canada

© Anne P. Peschler, Ottawa, Canada, 2004



Library and
Archives Canada

Bibliothèque et
Archives Canada

Published Heritage
Branch

Direction du
Patrimoine de l'édition

395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Your file *Votre référence*

ISBN: 0-494-03073-9

Our file *Notre référence*

ISBN: 0-494-03073-9

NOTICE:

The author has granted a non-exclusive license allowing Library and Archives Canada to reproduce, publish, archive, preserve, conserve, communicate to the public by telecommunication or on the Internet, loan, distribute and sell theses worldwide, for commercial or non-commercial purposes, in microform, paper, electronic and/or any other formats.

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

AVIS:

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque et Archives Canada de reproduire, publier, archiver, sauvegarder, conserver, transmettre au public par télécommunication ou par l'Internet, prêter, distribuer et vendre des thèses partout dans le monde, à des fins commerciales ou autres, sur support microforme, papier, électronique et/ou autres formats.

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

In compliance with the Canadian Privacy Act some supporting forms may have been removed from this thesis.

Conformément à la loi canadienne sur la protection de la vie privée, quelques formulaires secondaires ont été enlevés de cette thèse.

While these forms may be included in the document page count, their removal does not represent any loss of content from the thesis.

Bien que ces formulaires aient inclus dans la pagination, il n'y aura aucun contenu manquant.


Canada

Acknowledgments

First, I would like to thank my two supervisors, K. Benn and W.R Roest, for their financial support, as well as their involvements in this thesis. They have helped me to stay on the right path while giving me the freedom to develop ideas at my own pace and were always available when I had questions about my thesis. They basically taught me how to do research in Sciences, whatever happens in the next few years I will thank them for passing to me their knowledge.

While doing this PhD, I interacted with a lot of people, seeking help. They have eased the learning processes of methods that were entirely new for me, or helped me to develop new ones. For the geophysical part of this thesis I would like to thank D. M. Jobin and C. Gagnon from Geomatics Canada (Natural Resources Canada), for their precious help on the preparation of the Gravity Survey. W. Miles and M. Thomas from the continental Division of the Geological Survey of Canada. The analog part of my thesis has involved the teamwork of persons from different specialties in sciences:

M.Murphy and the team of the electronic shop of the University of Ottawa, who have helped me to understand how much the electronic world was complicated, and have worked very fast to develop the electronic components of the experimental apparatus. G. Nina, from the chemical engineering department of the University of Ottawa, for his knowledge on the software Labview, and who have resolved my computer nightmares. H. Beaudoin and the team of the machine shop who have built the different versions of the experimental apparatus.

Thanks to B. Lassen, S. Dumas, A. Dubois, N. Pettigrew, R. Scott and B. Luinstra for the nights out. G. Ranalli is greatly thanked for the discussions on the “rheology”.

On the personal side, I would like to thank my parents, Mr. and Mrs. Peschler who have called me often enough so that I don't feel too lost, alone or homesick and have helped me to keep in touch with my French!

The last but not the least, J.K. Becker, who has supported me psychologically through the ups and downs of this roller coaster-thesis, and who has believed in me, even when I was lost in doubts, thanks Jens for your patience.

Statement of Contribution

The work presented in this thesis was entirely carried out by A. P. Peschler. K. Benn and W. R. Roest and myself developed together the interpretations of the results.

The analog modeling part of this thesis is completely new and no existing data have been used.

The geophysical part of the thesis has consisted of using available gravity data from the Geodetic Survey of Canada (Natural Resources Canada) and the Survey of Western Australia, as well as establishing 72 new gravity stations in the Abitibi Subprovince (Swayze area). However, the resulting gravity models are entirely original.

Abstract

This work investigates Archean continental geodynamics. Three cratonic areas were studied: the Pilbara Craton, Australia (3.5-3.2 Ga), the Yilgarn Craton, Australia (2.7 Ga) and the Abitibi Subprovince, Canada (2.7 Ga). Each region is modelled using several 2-D gravity profiles. In the 3.5 Ga Pilbara craton, some modeled batholiths have well defined roots that extend to depths greater than 10 km whereas others have roots extending to less than 6 km depth. The model results from the 2.7 Ga Yilgarn craton and the Abitibi Subprovince show no major differences between the two terranes. The rarity of deep roots and a thickness of 5 to 6 km are characteristics of the ca. 2.7 Ga batholiths. The surrounding greenstones form keels of up to 10 km depth, in the three modeled regions. Comparison of the results from the older and younger cratons suggests: (1) the presence (Middle Archean) or quasi-absence (Late Archean) of deep batholith roots may indicate changes in continental geodynamics from 3.5 Ga to 2.8 Ga. (2) greenstones in the Middle and Late Archean terranes form deep keels, which are consistent with the gravity driven, diapiric model in the case of the older greenstones, and may be explained by crustal folding in the younger cases. A more detailed gravity study was done on the Abitibi subprovince using modeled gravity profiles and a wavelet based inversion method, leading to a new proposed model to explain the structures of the Abitibi Subprovince. In this model the Abitibi upper-middle crust is folded, the deformations zones interpreted as detachment folds. We used analog experiments to investigate folding of continental crust subjected to different geothermal gradients. In our experiments, folding is the main response to shortening of the analog crust. The middle and lower crust analogs respond to the shortening by buckling. In the upper crust analog, detachment folds, thrust faults and grabens above anticlines are developed. For the lowest thermal gradient, one anticline-syncline pair is formed. For warmer gradients, multiple folds develop that have smaller amplitudes. Based on our models,

we interpret that the increase of crustal temperatures may result in a decrease of the amplitude of the crustal folds. Our results suggest that the deformation style preserved within Archean greenstone belts is strongly influenced by the syndeformational thermal regime of the crust.

Résumé

Ce travail examine la géodynamique Archeenne continentale. Trois régions cratoniques ont été étudiées : le bloc de Pilbara, Australie (3.5-3.2 Ga), le craton de Yilgarn, Australie (2.7 Ga) et la sous-province de l'Abitibi, Canada (2.7 Ga). Chaque région a été modélisée en utilisant plusieurs 2-D profils gravimétriques pour obtenir une vision en 3-D des structures de premier ordre de la croûte supérieure. Pour le craton de Pilbara, certains modèles de batholites ont des racines bien définies jusqu'à des profondeurs supérieures à 10 km, alors que d'autres batholites ont des racines qui n'excèdent pas 6 km. Les résultats des modèles du craton de Yilgarn et de la sous-province de l'Abitibi ne montrent aucune différence majeure entre les deux régions. La rareté des racines profondes et une épaisseur de 5 à 6 km sont les caractéristiques des batholites âgées de ca. 2.7 Ga. Les roches vertes encaissantes forment des « keels » allant jusqu'à des profondeurs de 10 km, dans les trois régions modélisées. La comparaison des résultats entre vieux et jeune cratons suggère : (1) la présence (milieu Archéen) ou quasi-absence (fin Archéen) de racines profondes dans les batholites pourrait indiquer des changements de géodynamique continentale entre 3.5 Ga et 2.8 Ga. (2) les roches vertes de milieu et fin Archéen forment des « keels » profonds sont consistants avec un modèle diapirique à l'échelle crustale dans le cas des terrains âgés, et avec un modèle de plis à l'échelle crustale dans le cas des terrains plus jeunes. Une étude gravimétrique plus précise de la sous-province Abitibi utilisant la méthode de transformation des ondelettes a entraîné la proposition d'un nouveau modèle pour expliquer les structures de l'Abitibi. Dans ce modèle la croûte moyenne-inférieure est plissée et les zones de déformation interprétées comme des plis de détachement. Des expériences analogiques ont été utilisées pour étudier le plissement de la croûte continentale soumise à des gradients thermiques différents. Nos expériences ont montré que le plissement par « buckling » est la réponse principale de la croûte analogue au raccourcissement. Dans la croûte

supérieure analogue, des plis en détachement, des failles inverses et des grabbens au-dessus des anticlinaux, se développent. Pour le gradient thermique le plus froid, une paire anticlinal-synclinal est formée. Pour les gradients thermiques plus chauds, des plis multiples se développent avec des amplitudes plus courtes. Basé sur nos modèles analogiques nous interprétons que l'augmentation des températures crustales pourrait entraîner une diminution des amplitudes des plis crustaux. Nos résultats suggèrent que le style de déformation préservé dans les ceintures de roches vertes Archéennes, soit fortement influencé par le régime thermique crustal synchrone de la déformation.

Table of contents

Acknowledgments	I
Statement of contribution	III
Abstract	IV
Résumé	VI
Table of contents	VIII
List of figures and tables	XIII
List of annexes	XIX
Introduction	1
Chapitre 1: L'Archéen	3
1. Les lithologies constitutives des terrains Archéens	3
1.1 Les gneiss et granitoïdes	3
1.2 Les ceintures de roches vertes	8
2. Structures	12
2.1 Structure en dômes et bassins	13
2.2 Les structures interprétées comme des séquences de nappes	16
3. Régimes thermiques et métamorphisme de l'Archéen	19
3.1 Le refroidissement séculaire de la Terre	19
3.2 Métamorphisme Archéen	21
3.3 Gradients thermiques	22
4. Croissance crustale	25
5. Géodynamique et tectonique	27
5.1 Diapirisme crustal	27
5.2 Tectonique des plaques	29
5.3 Un changement de régime tectonique pendant la période Archéenne ?	34
6. Synthèse	34

Chapitre 2: Méthodologie	37
1. Méthodologie de la partie gravimétrique	37
1.1. Hypothèse de l'étude	37
1.2. Les données gravimétriques	38
1.3. Réalisation des cartes de l'anomalie de Bouguer	38
1.4. Modélisation des profils gravimétriques	40
1.5. Méthode de transformation des ondelettes	42
1.6. Limites de l'étude	47
2. Méthodologie de l'expérimentation analogique	48
2.1. Hypothèses, prototype naturel	48
2.2. L'installation expérimentale	49
2.3. Modèle analogique et rhéologie des matériaux utilisés	51
2.3.1. Architecture du modeler analogique	51
2.3.2. Les différents comportements rhéologiques	52
2.3.3. Comportement rhéologique des matériaux analogues	54
2.4. Les gradients thermiques de l'Archéen: simulations numériques	57
2.4.1. Les programme SHEMAT	57
2.4.2. Architecture des grilles utilisées	58
2.4.3. Conditions aux limites	58
2.4.4. Résultats des simulations thermiques	61
2.5. Comportement rhéologique du modèle naturel	63
2.6. Mise à l'échelle	67
2.6.1. Principes	67
2.6.2. Analyse de la mise à l'échelle	68
2.7. Mise en place des gradients thermiques et contrôle de la température dans l'appareil expérimental	71
2.7.1. Simulations thermiques	71
2.7.2. Programmation	76
2.7.3. Fabrication du modèle avec thermocouples	77
2.7.4. Les gradients thermiques obtenus par l'intermédiaire des thermocouples	77

2.8. Protocole expérimental	79
2.9. Limites de l'étude	79
Chapter 3: Insights on Archean continental geodynamics from gravity modelling of granite-greenstone terranes	82
Abstract	82
1. Introduction	83
2. Plate tectonic and crustal-scale diapirism models	85
2.1. Structure of granite-greenstone belts	85
2.2. Structural domes and greenstone belts	87
3. Methodology	90
3.1. Data	90
3.2. Method	90
3.3. Limitations of the method	91
4. Geological settings	93
4.1. The Pilbara craton, Australia	93
4.2. The southern Cross Terrane of the Yilgarn craton, Australia	96
4.3. The Abitibi Subprovince of the Superior Province, Canada	96
5. Gravity maps	97
5.1. The Pilbara craton	99
5.2. The Southern Cross Terrane	99
5.3. The Abitibi Subprovince	100
6. Wavelet based inversion	101
7. Gravity profiles	104
7.1. Pilbara craton	104
7.2. Southern Cross Terrane	106
7.3. Abitibi Subprovince	106
8. Discussion	106
9. Conclusions	112

Chapter 4: Gravity modelling of the Abitibi Subprovince, Canada: its interpretation as an autochthonous, folded Late Archean granite-greenstone belt	114
Abstract	114
1. Introduction	115
2. Geology and structure of the Abitibi Subprovince	117
3. Tectonic models of the Abitibi Subprovince	120
4. Gravity modelling	122
4.1. Bouguer anomaly map	123
4.2. Modelled gravity profiles	123
5. Wavelet based inversion	130
6. Discussion	134
7. Conclusions	139
Chapter 5: Analog Experiments of crustal scale buckling in the presence of thermal anomalies	141
1. Introduction	141
2. Apparatus	142
3. Nature and rheology of the natural prototype model and analog model:	144
3.1 Natural prototype	144
3.1.1 Architecture of the natural prototype	144
3.1.2 Rheological behavior of the continental crust	144
3.2 Analog model	145
3.2.1 Nature of the analog model	145
3.2.3 Rheological behavior of the analog materials	146
4. Scaling	147
4.1 Dimensional scaling	149
4.2 Dynamical scaling	150

4.3 Thermal scaling	151
5. Results	152
5.1 Deformation prior the shortening	154
5.2 Evolution of the deformation during shortening: 4cm/h	157
5.2.1 Low thermal gradient	157
5.2.2 Medium thermal gradient	157
5.2.3 High thermal gradient	161
5.3. Evolution of the deformation during shortening: 1cm/h	161
6. Interpretations and discussion	161
6.1 Parameters controlling the deformation: discussion	161
6.2 Lower and middle crust	163
6.3 Upper crust	166
6.4 Relationship between heating time and the style of deformation	168
6.5 Comparison with previous studies on multi-layers folding	170
7. Conclusions	172
 Synthesis	 174
1. The Early to Middle Archean: the Pilbara craton	174
2. The Middle to late Archean: the Abitibi Subprovince and the Yilgarn craton	175
3. Conclusions	177
 References	 178
Annexes	CR-ROM

List of figures and tables:

Figure 1.1: Localisation dans un diagramme ternaire K-Na-Ca des granitoïdes Archéens.	4
Figure 1.2: Localisation dans un diagramme $(La/Yb)_N$ versus $(Yb)_N$ des granitoïdes Archéens.	4
Figure 1.3: Modèle génétique de formation des TTG.	6
Figure 1.4: Représentation des conditions pression-température nécessaire a la formation des TTG.	6
Figure 1.5: Exemples de logs stratigraphiques des séquences de roches vertes.	9
Figure 1.6: Colonnes stratigraphiques de la ceinture de roches vertes de Mard-Diemals.	9
Figure 1.7: Modèle de formation des roches vertes dans un contexte de rift continental.	11
Figure 1.8: Modèle de développement des roches vertes dans un contexte de subduction.	11
Figure 1.9: Carte et profils géologiques du craton de Dharwar.	14
Figure 1.10: Bloc diagramme représentatif des structures des terrains en dômes et bassins.	15
Figure 1.11: Profil sismique migré et interprétation géologique du programme lithoprobe pour les sous-provinces de l'Abitibi et l'Opatica.	17
Figure 1.12: Exemples de structures plissés.	18

Figure 1.13: Régimes thermiques Archéens : Production de chaleur dans la croûte.	20
Figure 1.14: Régimes thermiques Archéens : températures mantelliques.	20
Figure 1.15: Influence sur le gradient thermique crustal de sous-plaquage de magma.	24
Figure 1.16: Modèles de croissance de la croûte continentale.	26
Figure 1.17: Modèle tectonique Archéen : diapirisme crustal.	28
Figure 1.18: Modèle de formation et évolution du craton de Pilbara.	30
Figure 1.19: Exemples de modèles tectoniques actualistes, impliquant des zones de subduction.	32
Figure 1.20: Exemples de modèles tectoniques actualistes impliquant une « flat subduction » et un « metamorphic core complex ».	33
Figure 1.21: Modèle d'évolution de la tectonique Archéenne avec le temps.	35
Figure 2.1: Couverture gravimétrique de la sous-province de l'Abitibi.	39
Figure 2.2: Architecture et densités crustales choisies pour les modélisations gravimétriques.	39
Figure 2.3: Représentation des Ver de Terres pour la région de la sous-province de l'Abitibi.	46
Figure 2.4: Schématisation de l'installation expérimentale pour l'acquisition des données thermiques.	50
Figure 2.5: Design de l'appareil expérimental de raccourcissement.	50
Figure 2.6: Représentation des comportements rhéologiques simples.	53
Figure 2.7: Schéma d'un viscosimètre de type Bohlin Vor.	53

Figure 2.8: Comportement rhéologique des cires de paraffines.	55
Figure 2.9: Représentation schématique de l'architecture et contraintes thermiques des grilles utilisées lors des simulations thermiques.	59
Figure 2.10: Gradients géothermiques simulés pour la croûte et la lithosphère Archéenne.	62
Figure 2.11: Profils déviatoriques du modèle « jelly sandwich ».	64
Figure 2.12: Profils déviatoriques des modèles à croûte inférieure molle.	64
Figure 2.13 : Récapitulatif de la mise à l'échelle.	72
Figure 2.14: Représentation schématique des hypothèses pour les simulations thermiques réalisées sur le modèle analogique.	74
Figure 2.15: Résultats des simulations thermiques réalisées sur le modèle analogique.	75
Figure 2.16: Variation des températures dans le modèle analogique mesurées par l'intermédiaire de thermocouples.	78
Figure 3.1: Simplified geological cross-section of three different geodynamical settings: « partial convective overturn », core complex and continental collision.	89
Figure 3.2: Simplified geological maps of the Pilbara craton Yilgarn craton and of the Abitibi Subprovince.	94
Figure 3.3: Bouguer anomaly maps of the Pilbara craton Yilgarn craton and of the Abitibi Subprovince.	98
Figure 3.4: EarthWorms of Pilbara craton, Yilgarn craton and of the Abitibi Subprovince.	102
Figure 3.5: Modelled gravity profiles of the Mount Edgar	105

Shaw and Sylvania Inlier batholiths (Pilbara craton).

Figure 3.6: Modelled gravity profiles of the Round Lake, Lake Abitibi batholiths of the Abitibi Suprovince, and of the Southern Cross Terrane area (Yilgarn craton).	107
Figure 3.7: Summary of the batholiths and greenstones shapes obtained by gravity.	109
Figure 4.1: Geological map of the Abitibi Subprovince.	116
Figure 4.2: Bouguer anomaly map of the Abitibi Subprovince.	124
Figure 4.3: Gravity profiles of the Lake Abitibi batholith area.	126
Figure 4.4: Gravity profiles of the Round Lake batholith area.	127
Figure 4.5: Gravity profile of the Kenagamissi complex area.	128
Figure 4.6: EarthWorms of the Ontarian side of the Abitibi Subprovince.	131
Figure 4.7: Comparison of the localization of the EarthWorms with the major structures in the Ontarian side of the Abitibi Subprovince.	133
Figure 4.8: Geological cross section between the Lake Abitibi and Round Lake batholiths and comparison with the seismic profile from Lithoprobe.	135
Figure 4.8: Geological cross section between the Lake Abitibi and Round Lake batholiths and comparison with the seismic profile from Lithoprobe, without the interpretation.	136
Figure 5.1: Pictures of the experimental apparatus.	143
Figure 5.2: Summary of the scaling factors.	148

Figure 5.3: Estimation of the temperatures and viscosities in the analog model for the three thermal gradients.	153
Figure 5.4: Strength and viscosity profiles for the three thermal gradients used for the experiments.	154
Figure 5.5: Deformation of the analog model prior the beginning of the shortening, with the development of domes on the top of the heating surface.	156
Figure 5.6: Evolution of the deformation of the experiments at a displacement rate of 4cm/h/	158
Figure 5.7: Evolution of the deformation of the experiments at a displacement rate of 1cm/h/	159
Figure 5.8: Deformation in the upper crust, detachment folds.	160
Figure 5.9: Evolution of the style of crustal folding with an increasing temperature for the experiments with a 4cm/h displacement rate.	164
Figure 5.10: Evolution of the style of crustal folding with an increasing temperature for the experiments with a 1cm/h displacement rate.	165
Figure 5.11: Sketch explaining the development of the structures due to the viscosity and density gradients.	167
Figure 5.12: Relationship between viscosity/wavelength And viscosity/amplitude.	169
Figure 5.13: Results of previous studies on the shortening of the continental lithosphere.	171
Tableau 2.1: Valeurs des densités utilisées pour différente modélisation gravimétriques réalisées sur des terrains Archéens.	43
Tableau 2.2: Résultats des mesures de densités des échantillons de la sous-province de l'Abitibi.	44

Tableau 2.3: Paramètres thermiques utilisées lors des simulations thermiques des gradients thermiques.	60
Tableau 2.4: Conditions thermiques des simulations thermiques	60
Tableau 2.5: Valeurs des coefficients de la mise à l'échelle.	72
Tableau 2.6: paramètres utilisés lors des simulations thermique des expériences analogiques.	
Table 3.1: Density values used for the gravity modeling and comparison with the values used in previous gravity studies on Archean Terranes.	92
Table 5.1: Summary table of the scaling factors.	148

List of annexes

An1: Rapport de la campagne gravimétrique réalisée dans la sous-province de l'Abitibi, région du Swayze.

rapp-grav-2001.doc

An2: Gravity data files for the Australia and the Abitibi Subprovince.

grav_aust_2002.zip

grav-Abitibi.txt

grav-abitibi.xls

An3: Gravity profiles files used to make the modeled gravity profiles.

Mount Edgar batholith (Pilbara craton)

Edgar1.txt

Edgar2.txt

Edgar3.txt

Kenogamissi complex (Abitibi Subprovince)

keno.txt

Lake Abitibi batholith (Abitibi Subprovince)

lake-abitibi1.txt

lake-abitibi2.txt

lake-abitibi3.txt

Round Lake batholith (Abitibi Subprovince)

round1.txt

round2.txt

round3.txt

Shaw batholith (Pilbara craton)

shaw1.txt

shaw2.txt

shaw3.txt

Sylvania Inlier (Pilbara craton)

Sylvania1.txt

Sylvania2.txt

Sylvania3.txt

Southern Cross Terrane area (Yilgarn craton)

yilgarn1.txt

yilgarn2.txt

yilgarn3.txt

An4: Rheological test results files

Paraffin wax with a melting temperature of 66°C

W66_68.txt

W66_68a.txt

W66_69.txt

W66_70.txt

W66_70a.txt

W66_72.txt

W66_72a.txt

W66_74.txt

W66_74a.txt
W66_76.txt
W66_76a.txt
W66_77.txt
W66_78.txt
W66_80.txt

Paraffin wax with a melting temperature of 69°C.

W69_70.txt
W69_71.txt
W69_72.txt
W69_73.txt
W69_74.txt
W69_76.txt
W69_78.txt
W69_80.txt

An5: Thermal gradients set up inside the analog model with thermocouples.

lithos-thermal.xls
yg-thermal3.xls
young-thermal2.xls

Introduction

The Archean Eon corresponds approximately to a third of the time since the Earth's accretion, which is an important period to study to understand the evolution of geodynamic processes. Furthermore, most of the ore resources are located in Precambrian terrains, therefore the understanding of processes and structures that have led to the formation of cratonic areas is of primary importance in terms of economic geology.

Geological structures documented in pre-3.0 Ga terranes, such as the eastern Pilbara craton (Australia) and the Dharwar craton (India) suggest that solid-state and magmatic crustal diapirism were important processes during that period. In contrast, analyses of ca. 2.7 Ga terranes in the southern Superior Province (Canada) or in the Yilgarn craton (Australia) have led to models that invoke modern style plate tectonics to explain cratonic accretion. One of the working hypotheses of this thesis is that the tectonic styles of Archean cratons evolved from gravity-driven diapirism in the pre-3.0 Ga terranes, to horizontal contraction associated with accretion in a plate tectonic environment during the Late Archean. This model was proposed by Choukroune et al., (1997) to explain the differences and/or similarities of structures of Archean terrains, by evoking a change in geodynamical setting through the Archean, due to the secular cooling of the Earth. We propose to examine the Archean geodynamic and tectonic processes by using gravity datasets that are not widely used to study Archean terranes at the crustal scale, and by using analog modeling to study the crustal folding of the terrains of the Subprovince Abitibi, the cratons of Yilgarn, Pilbara and Dharwar.

The gravity work is based on the premise that three-dimensional shapes of large batholiths and of greenstone belts reflect the tectonic style that accompanied their emplacement and deformation. Geophysical models of batholiths and greenstones of different ages should allow us to constrain the tectonic styles that accompanied crustal accretion during different periods of the Archean. For

instance, vertical cylinders or mushroom shaped bodies would be indicators of diapirism whereas tabular-shaped bodies, such as documented in many Phanerozoic terranes, might suggest emplacement in a plate-tectonic regime. I present the results of 3D geophysical models of different batholiths in the Early Archean eastern Pilbara (3.3-3.2 Ga), and in the Late Archean (2.8-2.6 Ga) Abitibi (Superior Province) and Southern Cross (Yilgarn craton, Australia) terranes. The resulting geophysical models will be presented and contrasted, and discussed in light of our working hypothesis of evolving Archean tectonic styles. The more detailed look at the Abitibi Subprovince using gravity datasets will result into the proposition of a new tectonic model of the Abitibi involving crustal-scale folding.

We use analog experiments to investigate crustal-scale folding involving different geothermal gradients and displacement rates. The experiments are designed with an eye to deformation of Archean greenstone belts, such as the Abitibi Subprovince, however, the results may also be pertinent for younger terranes. Different thermal gradients are used to investigate the effects of major additions of heat to the crust, such as might occur above a plume or in response to magmatic underplating.

The thesis is divided into 6 chapters. The first chapter summarizes our actual knowledge of Archean geology. The second chapter discusses the methodology used during this work. The third and fourth chapters compile and discuss the results of the gravity modeling. The fifth chapter presents and discuss the results of the analog modeling. The last chapter presents a synthesis of this investigation into Archean geodynamics.

Chapitre 1 : L'Archéen

Bien que l'Archéen soit une période lointaine, il reste des portions importantes des continents formées à l'Archéen (de 3.5 Ga à 2.7 Ga), représentant l'ossature des continents actuels (15% de la croûte continentale préservée, Goodwin, 1991). Ce chapitre constitue un résumé des connaissances actuelles sur la géologie Archéenne, qu'elles soient d'un caractère pétrographique, géochimique, structural, ou bien que ce soient des simulations numériques sur l'évolution thermique de la Terre ou des modèles géodynamiques et tectoniques. Ce chapitre est subdivisé en 5 parties, correspondantes aux données lithologiques et pétrographiques, structurales, aux régimes thermiques, aux modèles de croissance crustale, et enfin aux différents modèles tectoniques d'évolution des terrains Archéens. Les connaissances détaillées dans ce chapitre, sont en prédominance des résultats d'études basées sur les cratons Australiens (blocs de Pilbara et Yilgarn), ainsi que sur la sous-province de l'Abitibi (Province Supérieure, Canada), étant donné que cette étude est basée sur ces régions.

1. Les lithologies constitutives des terrains Archéens

1.1. Les gneiss et granitoïdes :

Les cratons Archéens sont formés à 70% de complexes granito-gneissiques regroupés sous le terme des gneiss gris. Il s'agit de roches composées majoritairement de quartz (10-35%) et de plagioclase (45-60%). Les minéraux sombres présents sont des biotites, amphiboles calciques et hornblendes. Ces roches sont regroupées chimiquement dans la série TTG (tonalite-trondhjemite-granodiorite) et la série des sanukitoïdes granitoïdes (Rapp, 1995). La série des TTG s'oppose d'un point de vue géochimique à la série de différenciation de croissance crustale actuelle, i.e à la série calco-alcaline (Fig. 1.1). En effet les TTG montrent un spectre de Terres Rares très fractionné avec un

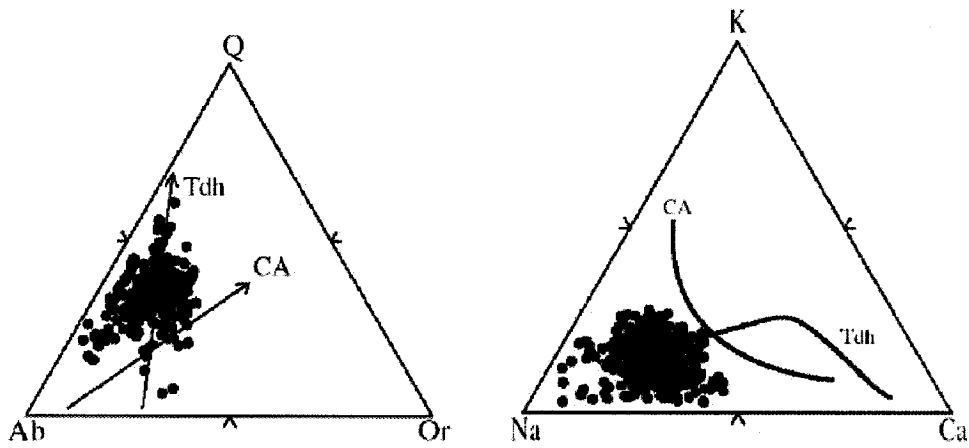


Figure 1.1: Localisation dans un diagramme ternaire K-Na-Ca d'échantillons de granitoïdes Archéens (Tdh) et de leur analogue moderne appartenant à la série calco-alcaline, montrant la signature géochimique différente des granitoïdes Archéens et leur affinités à la série TTG (Martin, 1994).

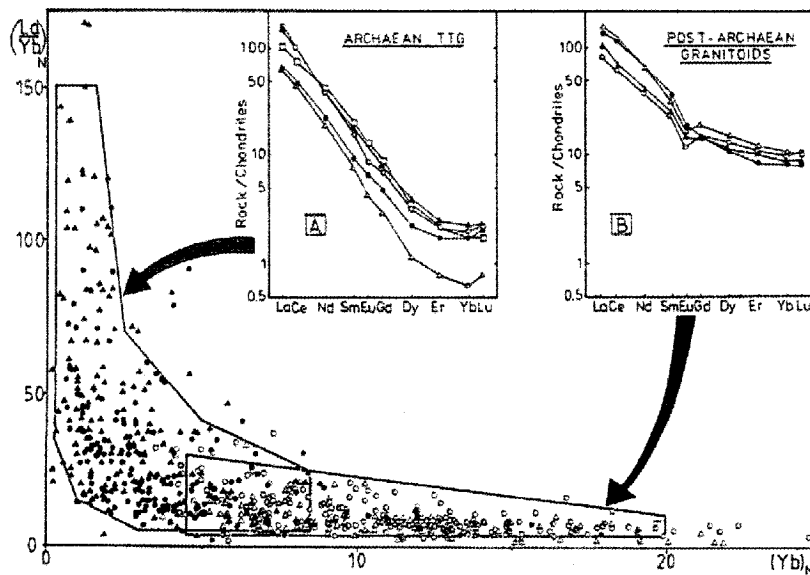


Figure 1.2: Diagramme $(La/Yb)_N$ versus $(Yb)_N$ indiquant les changements de composition en Terres Rares, entre des échantillons Archéens et des échantillons post-Archéens. (Martin, 1994).

enrichissement en Terres Rares Légères, et un appauvrissement en Terre Rares Lourdes, ainsi qu'une absence de l'anomalie en Eu (Fig. 1.2).

Martin (1986) a mis en évidence que la composition géochimique des granites dits juveniles (provenant d'une source mantellique et non pas de la refusion d'une partie de croûte) Archéens variait de ceux d'âge post-Archéen. En effet la figure 1.2 correspond à un diagramme $(La/Yb)_N$ versus $(Yb)_N$ où sont regroupés des échantillons de granitoïdes d'âges différents. Il en résulte que les TTG

Archéennes montrent une concentration en Yb_N très faible en comparaison des échantillons post-Archéens.

Dans une compilation réalisée par Wyllie et al. (1977) sur les expériences pétrologiques visant à expliquer la pétrogenèse des TTG, il a été démontré que le magma source des TTG, pourrait être un basalte hydraté archéen, avec fusion dans les conditions de stabilité du grenat, engendrant un résidu de fusion concentré en grenat (résidu eclogitique).

Martin (1994) propose un modèle pétrogénétique des TTG en 3 étapes (Fig. 1.3) ; à partir du manteau, deux stages de fusion partielle (taux de fusion de 10 à 30%) aboutiraient à la genèse de magma tonalitique, lequel par cristallisation fractionnée formerait la suite des TTG. Les modèles géochimiques de Martin (1994) ont été confirmés par la découverte de Rollinson (1997), d'enclaves éclogitiques à grenat, contenus dans des kimberlites, ce qui correspondrait au résidu de fusion du modèle de Martin. La pétrologie expérimentale a démontré que la fusion d'amphibolite sous certaines conditions entraînait la formation de liquide à composition des TTG (Rapp et al, 1994 ; 2000 ; Wolf et Wyllie, 1994). D'après Martin, les conditions pression et température nécessaires à la formation des TTG sont comprises entre 600 °C et 1100 °C pour des pressions de 7 à 2.5 MPa (Fig. 1.4) ; à noter que dans ce modèle il est supposé un gradient thermique plus élevé que les gradients actuels.

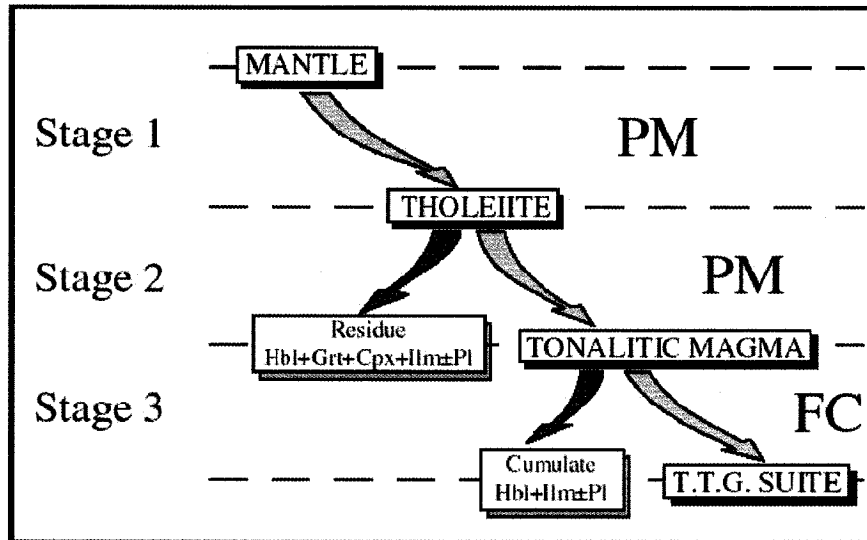


Figure 1.3 : Modèle génétique de formation des TTG (Martin, 1994), impliquant deux stades de fusion partielle pour créer à partir du manteau un magma tonalitique, qui par cristallisation fractionnée engendre la formation de la suite des TTG.

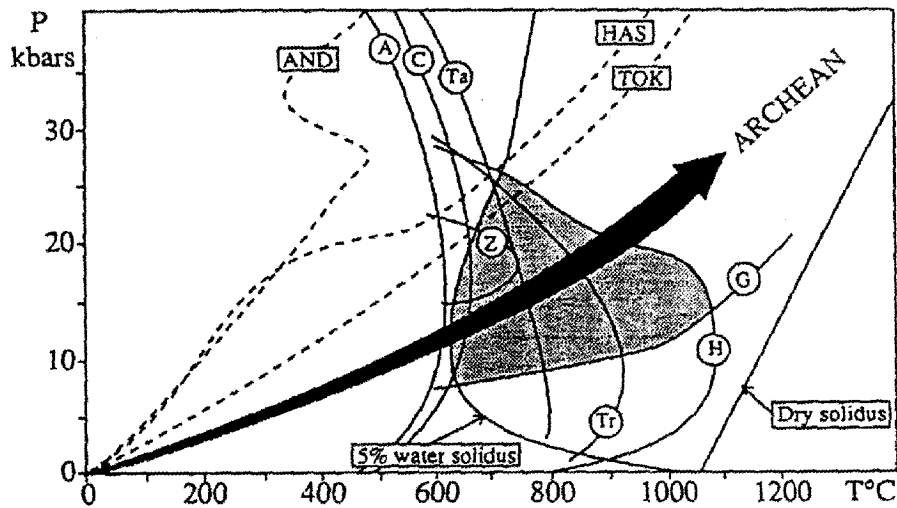


Figure 1.4 : Représentation dans un diagramme pression- température des conditions nécessaires de formation des TTG (champ de stabilité ou coexistent le liquide magmatique, grenat et hornblende). La flèche noire correspond au gradient thermique déterminé par le modèle de Martin (1994). (AND), (HAS) et (TOK) correspondent à différents gradients thermiques actuels, pour des environnements de marges convergentes.

Les conditions pression-température requises pour la formation des TTG peuvent être développées dans différents sites géodynamiques, qui peuvent être séparés en deux groupes distincts : les sites à fusion partielle en base de croûte sans nécessité de subduction, et les sites de convergence de plaques avec présence de subduction.

La fusion partielle de la base de la croûte dans les conditions de stabilité du grenat d'un matériel basaltique entraînerait selon le modèle pétrogénétique de Martin (1994) la formation des magmas de composition de TTG. Cette fusion peut être obtenue sous diverses conditions : (1) Fusion en base de croûte de matériaux basaltiques sous-plaqués, ce modèle implique que la croûte archéenne ait eu une épaisseur minimale de 40 à 50 km (Atherton et Petford, 1993). (2) Fusion d'un plateau basaltique intra-océanique. Ce modèle fait intervenir un plume mantellique entraînant le sous-plaquage de matériaux basaltiques. (3) En supposant que la convection mantellique était plus vigoureuse qu'actuellement, l'activité au sein des dorsales devait être plus importante, créant ainsi une croûte océanique plus épaisse (30 km) (Bickle, 1978, 1986a) ce qui entraînerait une fusion de la base de la croûte océanique archéenne.

Le modèle faisant intervenir une tectonique actualiste est similaire au contexte actuel de subduction de croûte océanique. Il paraît logique que ce site soit considéré étant donné que les arcs sont le site actuel de création de nouvelle croûte continentale. D'après ce modèle, les magmas TTG seraient créés par fusion de la croûte océanique subductée dans les conditions de pression et température nécessaires à la stabilité du grenat. D'après les arguments de Martin (1994 et références citées), le seul moyen de créer des TTG dans un contexte de subduction, impose que la plaque océanique ait été très jeune (donc chaude), pour faciliter le passage des solidus hydratés des basaltes sans que les phénomènes de déshydratation de plaque n'aient le temps de démarrer. Le problème majeur de ce modèle est qu'une plaque jeune dans les conditions thermiques archéennes, ne pourrait

entrer en subduction du fait de sa faible densité, comparée à celle du manteau environnant (Arndt, 1983).

1.2. Les ceintures de roches vertes :

Les roches vertes correspondent à des successions volcano-sédimentaires (Fig. 1.5 et 1.6) représentant 10 à 20% des terrains Archéens (Goodwin, 1991). Elles apparaissent le plus souvent sous forme de ceintures et sont séparées par des zones granito-gneissiques (exemples de la Province Supérieure, ou le craton de Yilgarn).

Les figures 1.5 et 1.6 représentent des logs stratigraphiques de séquences de roches vertes de différentes régions cratoniques. Les roches volcaniques sont majoritairement abondantes. Elles apparaissent sous différentes formes, depuis les cendres et coulées volcaniques, jusqu'à leur présence dans des produits de remaniements dans les unités sédimentaires. Les komatiites sont des roches avec un fort pourcentage de magnésium, et une température de fusion proche de 1600 °C (Nisbet, 1982). Le volcanisme intermédiaire à acide, est rare avant 3.0 Ga, et ne prend de l'importance qu'à la fin de la période archéenne. Le second composant des assemblages de roches vertes est représenté par des unités sédimentaires, d'origine détritique, chimique et parfois des dépôts d'origine biologique.

Une des questions fondamentales de la géologie archéenne est de savoir, si les ceintures de roches vertes correspondent à des portions de croûte primitive ou à une croûte de type océanique plus récente. En effet différents modèles de formation des roches vertes s'opposent dans la littérature : alors que certains auteurs font l'analogie entre ceintures de roches vertes et portion de croûte océanique archéenne (Kröner, 1985 ; Condie, 1994 ; de Wit, 1998 ; Card, 1990), d'autres considèrent que les roches vertes sont le produit de la différenciation de la croûte continentale (Bickle et al., 1994). Quatre types de modèles de formation des roches vertes existent dans la littérature.

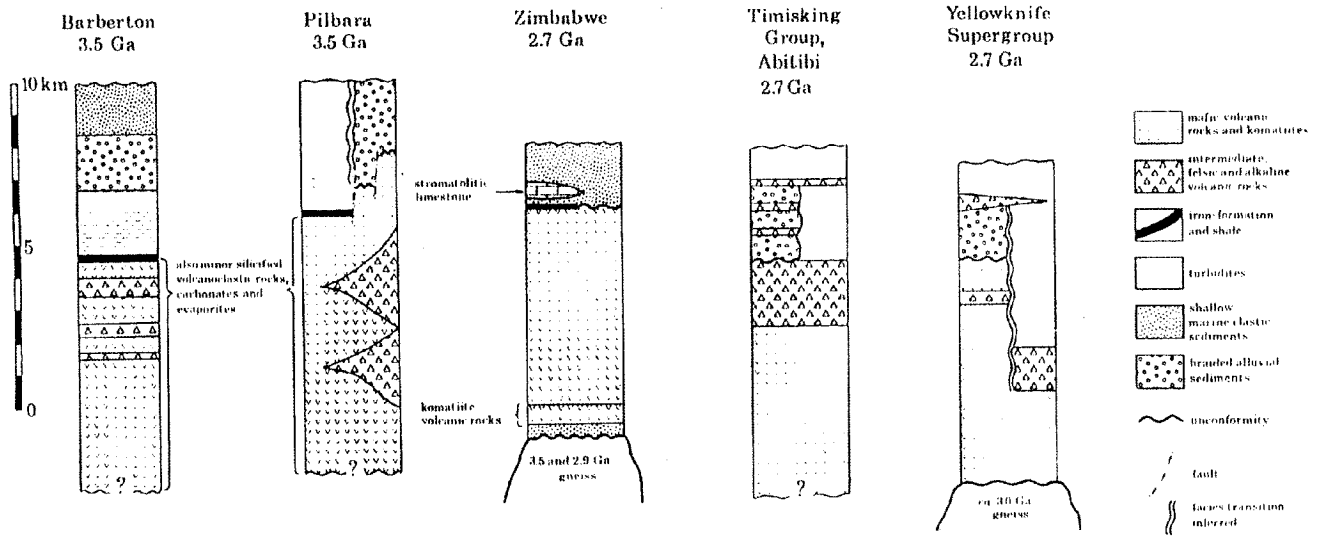


Figure 1.5 : Exemple de log stratigraphique de séquence de roches vertes, pour différentes régions cratoniques, d'après Bickle et Ericksson (1982).

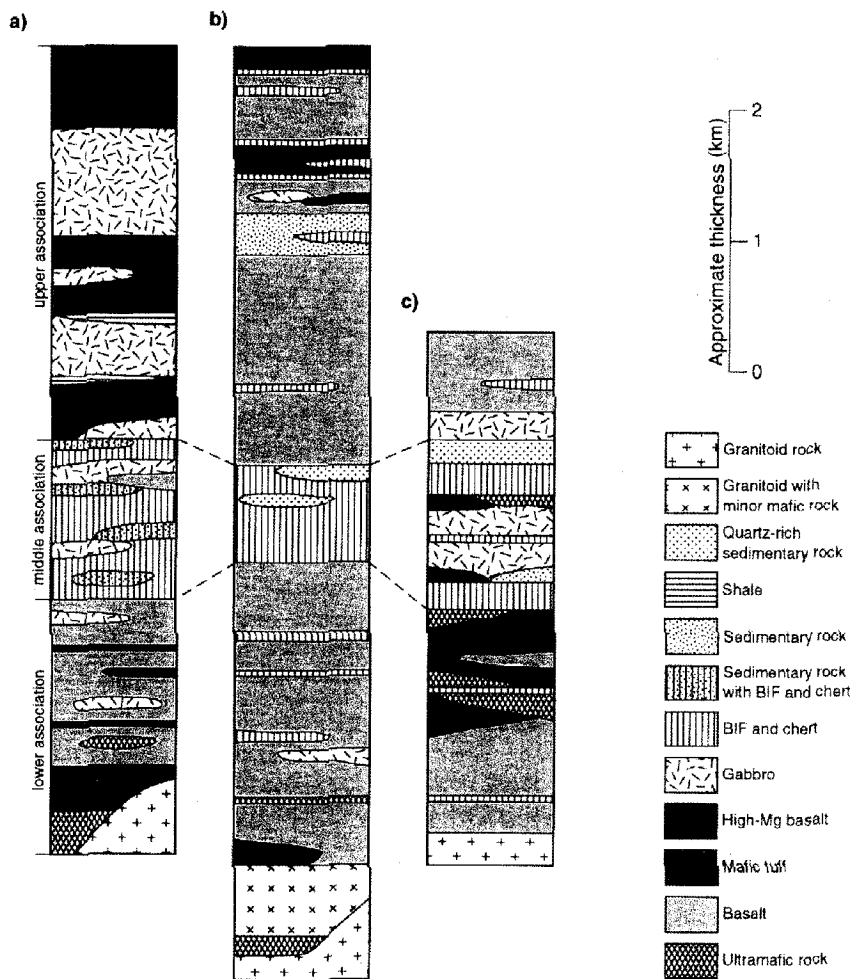


Figure 1.6: Colonnes lithostratigraphiques simplifiées de la ceinture de roches vertes de Marda-Diemals (Yilgarn craton) a: région de Diemals; b: région de Bungalbin Hill; c: région de Die Hardy Range (Chen et al, 2001).

Le premier modèle correspond à un analogue des ophiolites actuelles (Talbot 1973, Burke et al., 1976 ou encore de Wit et al., 1987). Il est supposé que l'architecture des terrains granito-gneiss/ceintures de roches vertes correspond au résultat de collision de portions de croûte continentale ou arcs, pinçant entre-elles des lambeaux de croûte océanique. Selon la revue de Bickle et al. (1994), qui consiste en la re-examenation de ceintures de roches vertes dite « ophiolitiques », il a été démontré que les ceintures étudiées ont été mis en place sur un socle continental plus vieux que les séries elles-mêmes. Dans les cas où les auteurs n'ont pas mis en évidence de masses continentales sous-jacentes, ils ont démontré que la signature géochimique de ces roches vertes était incompatible avec celle d'une croûte océanique. Ainsi selon Bickle et al., il n'existe pas actuellement de témoin de croûte océanique archéenne.

Le second modèle correspond au développement de rifts intra-continentaux entraînés par la montée d'un plume mantellique. Développé entre autre par Goodwin (1983 ; 1984) et Kröner (1985) (Fig. 1.7), la dynamique vigoureuse du manteau de la période archéenne permettrait d'expliquer la genèse de rifts synchrones. Selon ce modèle, ces rifts permettraient d'expliquer l'allure répétitive des ceintures de roches vertes/terrains granito-gneissiques. De plus, de part la forte subsidence des rifts, ce modèle expliquerait l'épaisseur des séquences de roches vertes (jusqu'à plus de 10 km, Fig. 1.5 et 1.6). Ce modèle nécessite l'hypothèse, qu'un socle continental ait été présent dans tous les cas, avant la formation des roches vertes.

Le troisième modèle a été développé par analogie aux grandes provinces volcaniques telles que le plateau océanique des Kerguelen, ou continental (Trapps des Deccan) (Gorman, 1978 ; West et Mareschal, 1979 ; Mareschal et West, 1980). Cette hypothèse est valide si l'on considère que les komatiites sont une manifestation de volcanisme intraplaque, alors les plateaux volcaniques Archéens pourraient être les précurseurs des roches vertes (Arndt, 1986). Cependant comme insiste Nisbet (1984), le manque de données structurales sur les relations socle/roches vertes, ne permet pas

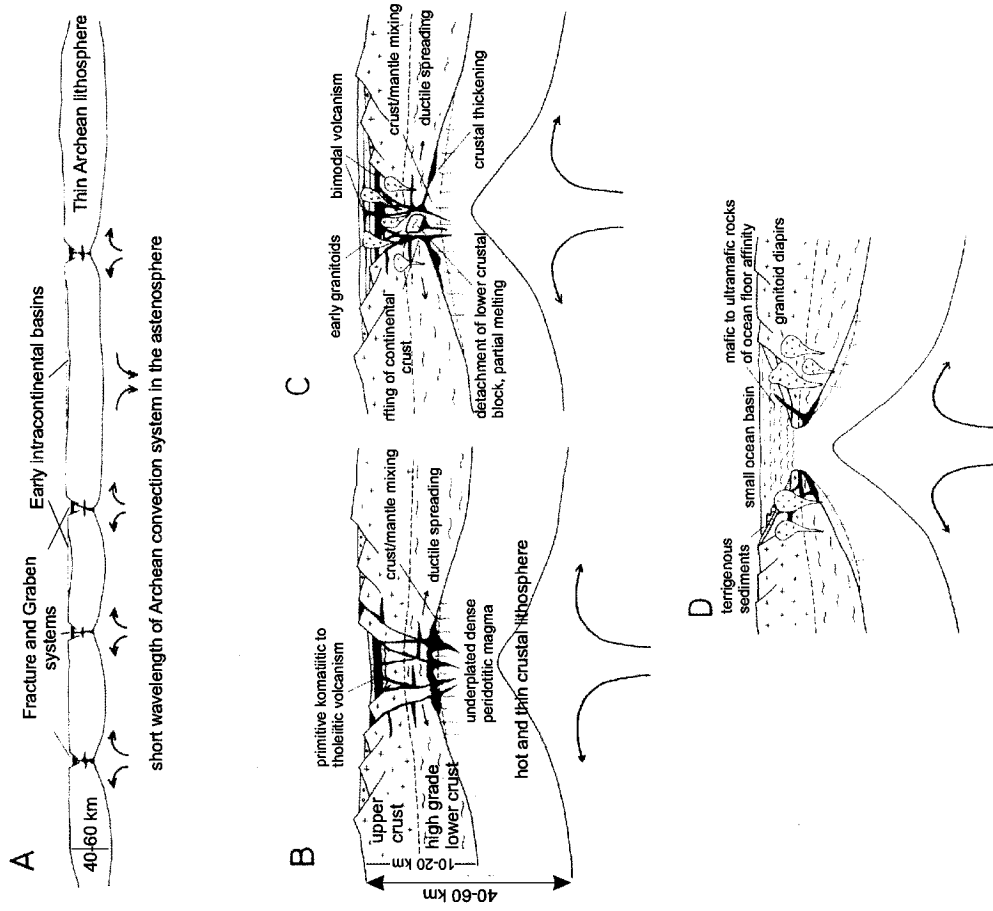


Figure 1.7: Modèle de formation de roches vertes dans un contexte de rift continental, d'après Kröner (1985).

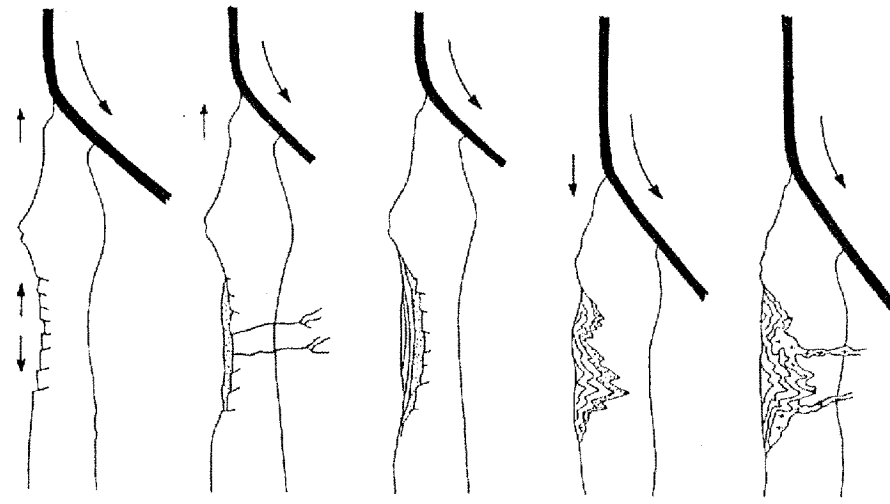


Figure 1.8: Modèle de développement des ceintures de roches vertes dans un contexte de subduction avec extension dans le bassin arrière-arc entraînant la formation des ceintures de roches vertes (Tarney et al., 1976)

d'interpréter de façon univoque la subsidence des plateaux de roches vertes comme la réponse d'un phénomène généralisé d'extension. Dans ce modèle pour expliquer le volcanisme calco-alcalin, les auteurs font intervenir la subsidence due au poids de la pile volcanique, ce qui entraînerait un remaniement de la base de la pile.

Le dernier modèle correspond à la formation des roches vertes dans un contexte d'arcs insulaires à affinité océanique ou continentale (Fig. 1.8). Il a été proposé par Condie (1994b), de Wit (1998) ou bien Card (1990). Ce modèle est basé sur le fait que les marges actives actuelles sont le site privilégié de création de croûte continentale où les magmas sont produits. Les roches vertes seraient créées dans des bassins océaniques avant-arc, intra-arcs ou arrière arc. Ce modèle actualiste permet d'expliquer facilement la présence de roches à signature calco-alcaline dans les séries des roches vertes (Fig. 1.8, modèle de Tarney et al., 1976). Cependant comme il sera expliqué plus loin dans ce chapitre il implique aussi la présence de zones de subductions pendant l'Archéen, ce qui est toujours un sujet de débat à l'heure actuelle.

2. Structures

L'étude des terrains archéens a montré deux types profondément différents, de structures observables en carte. Le premier correspond à une majorité de structures linéaires (zone de déformation majeure ou plis reconnaissables sur plusieurs centaines de kilomètres). Le second correspond à des structures plus complexes (structures en dômes et bassins), souvent ovoïdales ou circulaires qui contrastent avec les structures linéaires. Les exemples présentés correspondent aux cratons de Dharwar et de Pilbara pour les structures en dômes et bassins, et la sous-province de l'Abitibi et le craton de Yilgarn pour les structures en nappes.

2.1. Structure en dômes et bassins:

Ces structures n'ont pas été décrites dans tous les cratons, mais essentiellement dans les cratons de Pilbara (Australie) et de Dharwar (Inde) et du Zimbabwe. Les études détaillées de terrain par Bouhallier et al., (1995); Chardon et al., (1996, 1997, 1998) pour Dharwar; Collins (1989), Collins et al., (1998), Van Kranendonk et al. (1998, 2001) pour le bloc de Pilbara, ont montré que les structures observées dans ces deux régions peuvent être expliquées par une succession de dômes et bassins, avec la mise en place des batholites dans les parties à courbure maximum des synclinaux ou anticlinaux.

La figure 1.9 est un exemple de travail de terrain effectué par Bouhallier et Chardon (Bouhallier et al., 1995 ; Choukroune et al., 1997 ; Chardon et al., 1996 ; 1998) sur le craton de Dharwar. Les coupes géologiques montrent des foliations verticales, interprétées comme dues à raccourcissement intense dans la région. Les foliations ovoïdales sont interprétées comme le résultat direct de mouvements convectifs de la croûte entraînés par des instabilités gravitaires (diapirisme crustal): affaissement des roches vertes du à leurs densités plus élevées que les roches environnantes et remontée de matériel granitique moins dense sous forme de diapirs. (Bouhallier et al., 1985 ; Choukroune et al., 1997 ; Chardon et al., 1998).

La figure 1.10 correspond à une modélisation schématique des dômes et bassins (Bouhallier et al., 1995). Les structures en dômes et bassins sont déterminées par des trajectoires de foliations cylindriques ou ovoïdales à pendage proche de la verticale des foliations dans les roches encaissantes. Ces foliations sont courbes autour des corps granitiques avec souvent, la présence de triples points ou points de jonction, interprétés comme dus à la déformation progressive de la remontée des dômes, ou à des interférences entre le raccourcissement régional et les dômes. Ces points correspondent aussi à la descente verticale de matériel plus dense (roches vertes). Les auteurs (Bouhallier et al., 1995) considèrent que la plupart des structures en dômes et bassins du craton de Dharwar sont explicables

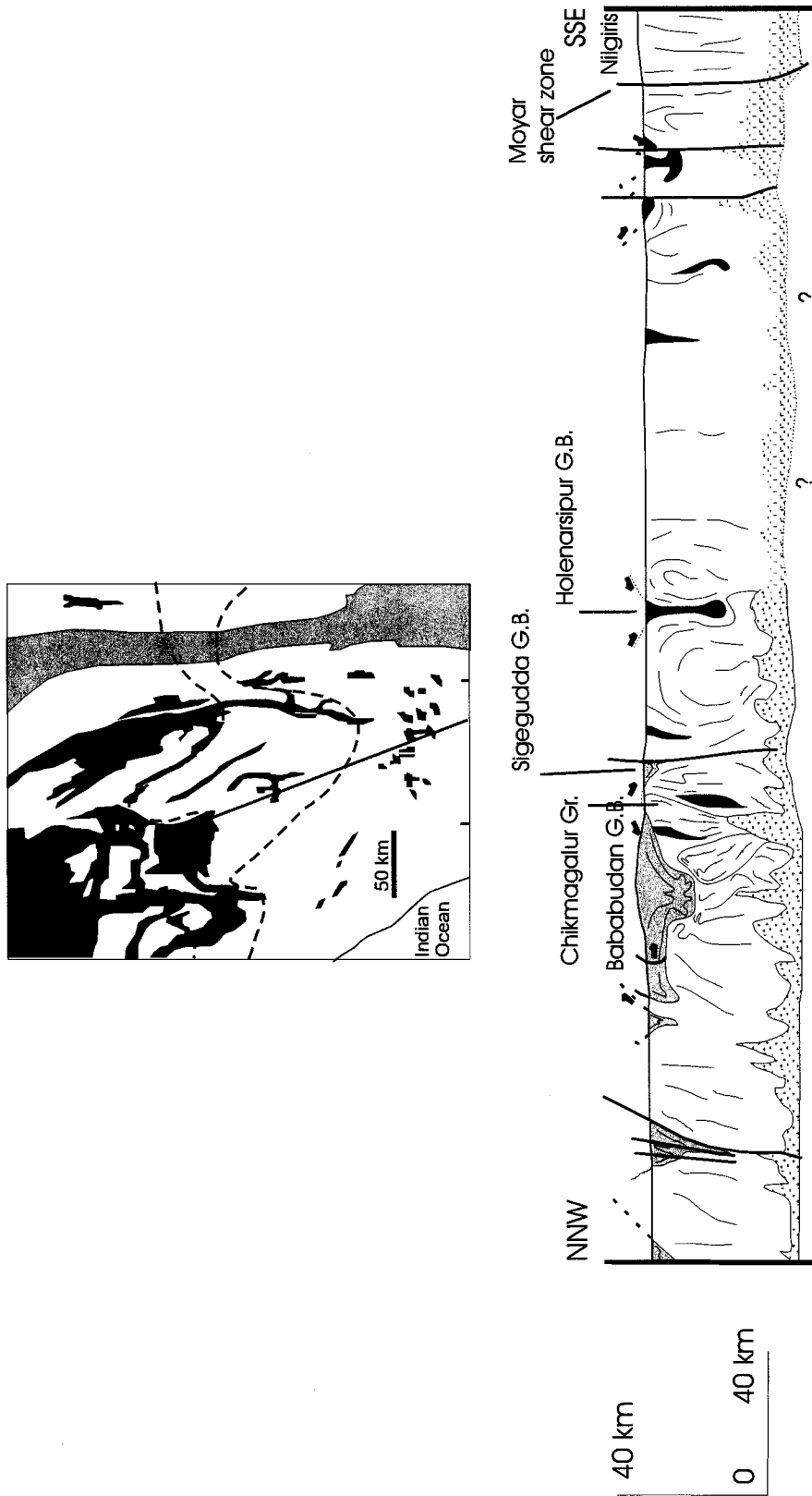


Figure 1.9: Carte et profils géologiques à l'échelle crustale (Chardon, 1998) du craton de Dharwar (terrains situés au nord de Bababudan). En gris clair et gris foncé sont représentées les roches vertes des super groupes de Dharwar et de Sargur.

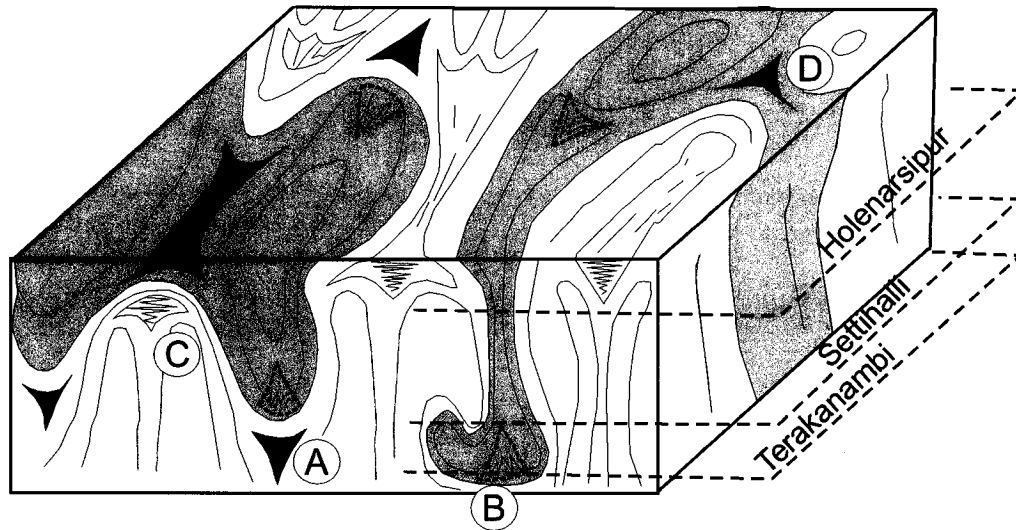


Figure 1.10: C : Bloc diagramme représentant les structures des terrains en dômes et bassins, résultantes du phénomène diapirisme crustal. (Bouhallier et al., 1995). Les roches vertes forment des puits et les granitoïdes sont entraînés par leur faible densité à remonter vers la surface sous forme de diapirs. A, B sont des points triples dus à l'interférence entre le doming et le raccourcissement régional. C est un point triple dû à la déformation progressive de la remontée des dômes. D : point triple dû à l'interférence de plusieurs dômes.

par des phénomènes de déplacements verticaux crustaux. Ces structures sont la base de l'argumentation en faveur des modèles tectoniques non-actualisés à tectonique verticale.

2.2. Les structures interprétées comme des séquences de nappes

Opposées aux structures en dômes et bassins formant des structures concentriques, certaines régions cratoniques (le craton de Yilgarn, la sous-province de l'Abitibi) montrent en carte des zones de cisaillement et plans axial de plis sur de longues distances (300 à 400 km) qui sont interprétés comme une tectonique en nappe.

La sous-province de l'Abitibi montre une prédominance de zones de déformation linéaires et de plis d'orientation est-ouest. Le craton de Yilgarn montre une dominance de zones de déformation d'orientation nord-sud. La sous-province de l'Abitibi est la région Archéenne la plus étudiée, avec en particulier les résultats du programme Lithoprobe (Clowes et al, 1998, Ludden et al, 1998, Choukroune et al, 1997). La figure 1.11A est le résultat de la compilation des profils sismiques migrés, réalisés pour les sous-provinces de l'Abitibi et de l'Opatika. Cette compilation a été interprétée géologiquement par Calvert et al. (1995), (Fig. 1.12B). Ils suggèrent une structuration de la croûte continentale par nappes de charriages séparées par des chevauchements de faible pendage (Fig.1.11B), et interprètent un réflecteur à faible pendage passant la limite du Moho comme étant un plan de subduction fossile à vergence nord (entre la sous-province de l'Abitibi et la sous-province de l'Opatika).

En plus de ces zones de déformations, les cratons Archéens montrent des plis, parfois extrêmement complexes, interprétés comme des figures d'interférences dues à différents événements successifs de raccourcissement, (Fig. 1.12A et B) ou bien comme Myers, (1976), Myers et Kröner, (1994) le suggèrent, des nappes de charriage (exemple du craton du Groenland) localisées dans les terrains granulitiques, présentant des grands plis couchés qui sont replissés.

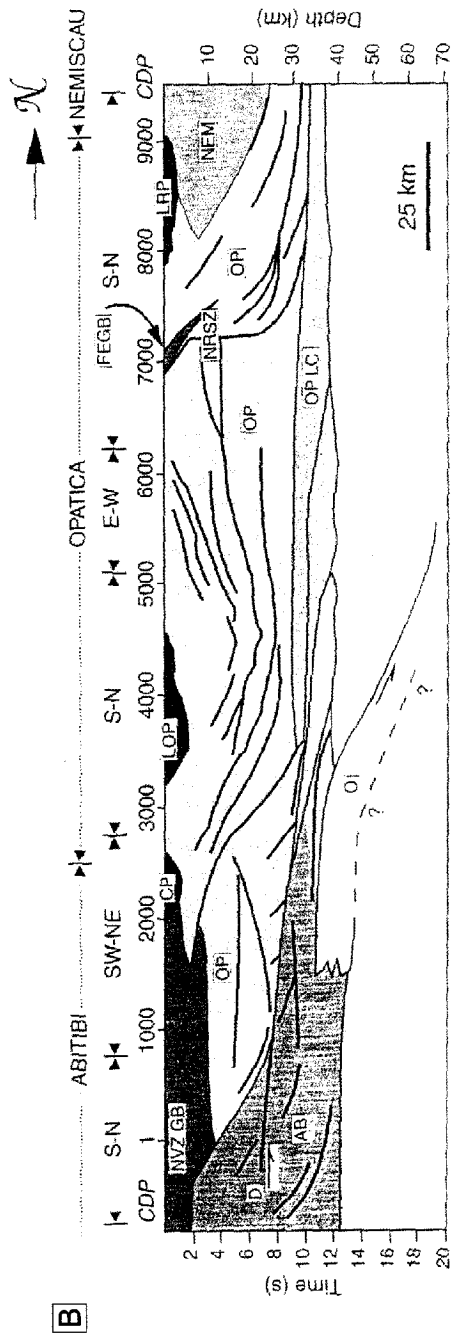
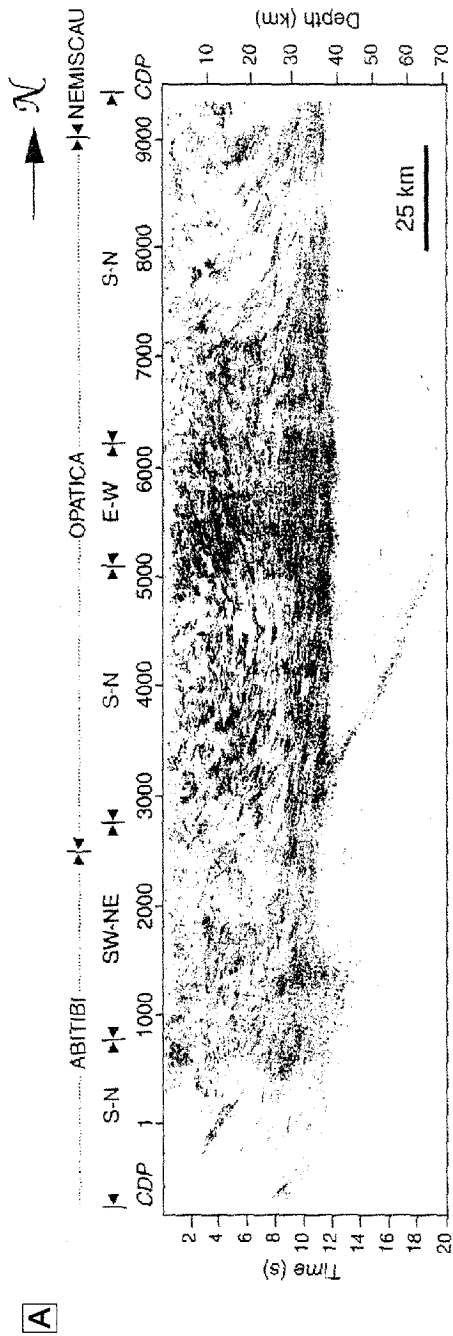


Figure 1.11: Profil sismique migré (A) et interprétation géologique (B) de la ligne 48 du projet Lithoprobe (Calvert et al., 1995). OP: croûte de l'Opatica; OPLC: croûte inférieure réflexive de l'Opatica; AB: croûte de l'Abitibi. NVZBG: roches vertes de la zone nord volcanique e l'Abitibi; NEM: métasédiments du Nemiscau; O: unité sub-crustale interprétée comme la relique d'un slab Archéen; D: zone de décollement; CP: pluton du canet; LOP: pluton du lac Ouescapis; LRP: pluton du lac Rodayer; SOA: axe de l'antiforme érodé de l'Opatica; NRSZ: zone de cisaillement de la rivière Nottawa ; IFGBI: ceinture de roches vertes de Frotet-Evans.

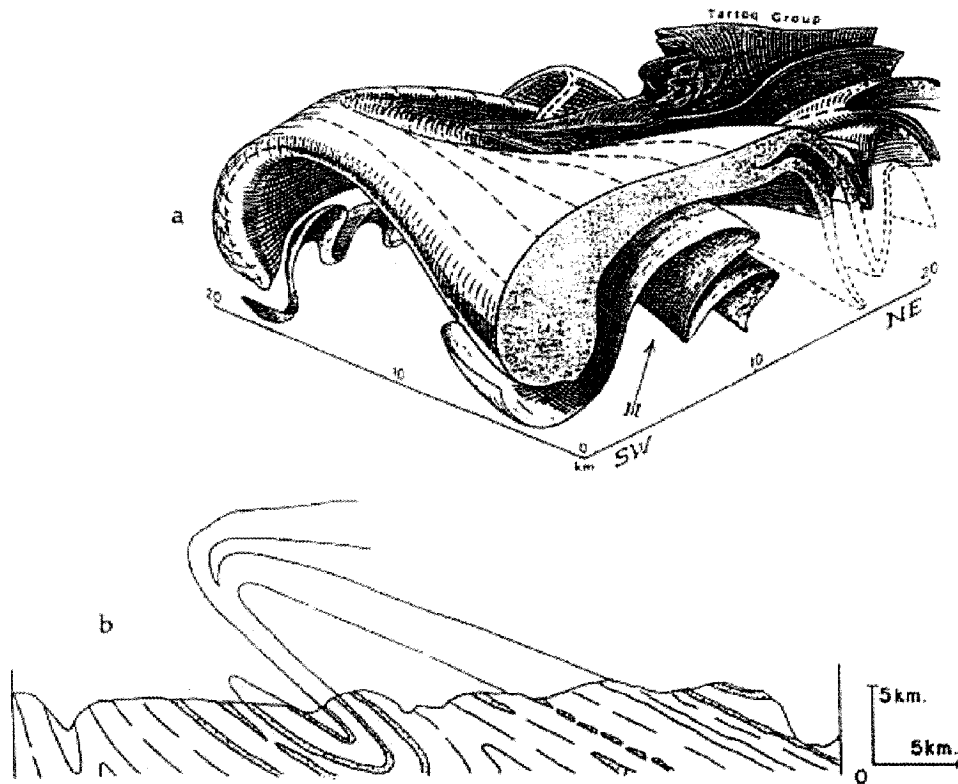


Figure 1.12: A: Exemples de plissement superposés dans le région du Fiskenaasset, du Groenland (a: Myers et Kroner, 1994; b: Myers, 1976).

Dans la littérature, certains auteurs envisagent les structures Archéennes comme étant le résultat d'une tectonique de collision impliquant une accréation de croûte océanique ou plateaux océaniques (Ludden et al., 1986 ; Taira et al., 1992), ou une collision entre deux domaines continentaux (Burke et al., 1986 ; de Wit, 1998). Ils assimilent les structures à une tectonique de nappes. Les zones de déformation (failles ou zones de cisaillement intense) sont interprétées différemment suivant les auteurs : Kerrich, (1992) ou Mueller, (1996) interprètent ces zones comme étant des zones de suture, Lacroix (1995) comme failles de chevauchement d'échelle crustale, ou bien encore des failles listriques, Dimroth et al. (1982, 1983) comme des failles normales. Les plis isoclinaux sont interprétés comme étant dues au charriage de nappes. Souvent la structure complexe des plis est interprétée par différentes phases de raccourcissement, Myers et Kröner, (1994), ou bien par la mise en place des batholites granitiques (Chen et al., 2001). Dans tous les cas, les structures plissées sont interprétées comme étant des structures mineures, en comparaison des failles qui dictent le style de déformation. Les interprétations des zones de failles en particulier, est de grande importance puisqu'elles sont la base de l'argumentation en faveur des modèles tectoniques actualistes.

3. Régimes thermiques et métamorphisme de l'Archéen

3.1. Le refroidissement séculaire de la Terre

La chaleur interne de la Terre mesurée à la surface de la croûte provient du flux de chaleur mantellique, et des éléments radioactifs à longue vie, en particulier l'uranium, le thorium et le potassium, qui sont concentrés dans la croûte continentale.

La figure 1.13a (diagramme de gauche) montre l'abondance relative des isotopes et à génération de chaleur depuis 4 Ga, avec une décroissance nette des éléments uranium et potassium avec le temps. Lambert (1976) propose un modèle de variation de production de chaleur avec le

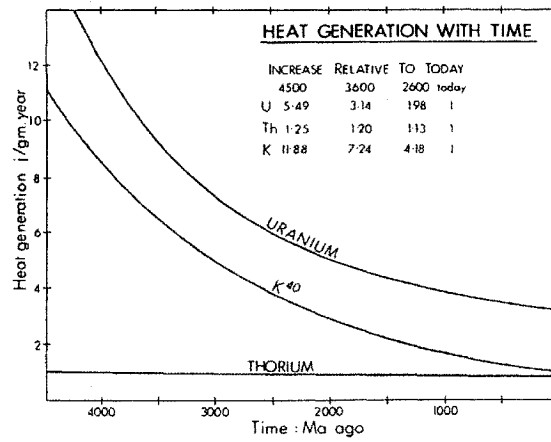


Figure 1.13: Régimes thermiques Archéens: Variation production de chaleur dans la croûte grâce aux éléments radioactifs U, Th, K. avec le temps (Lambert, 1976).

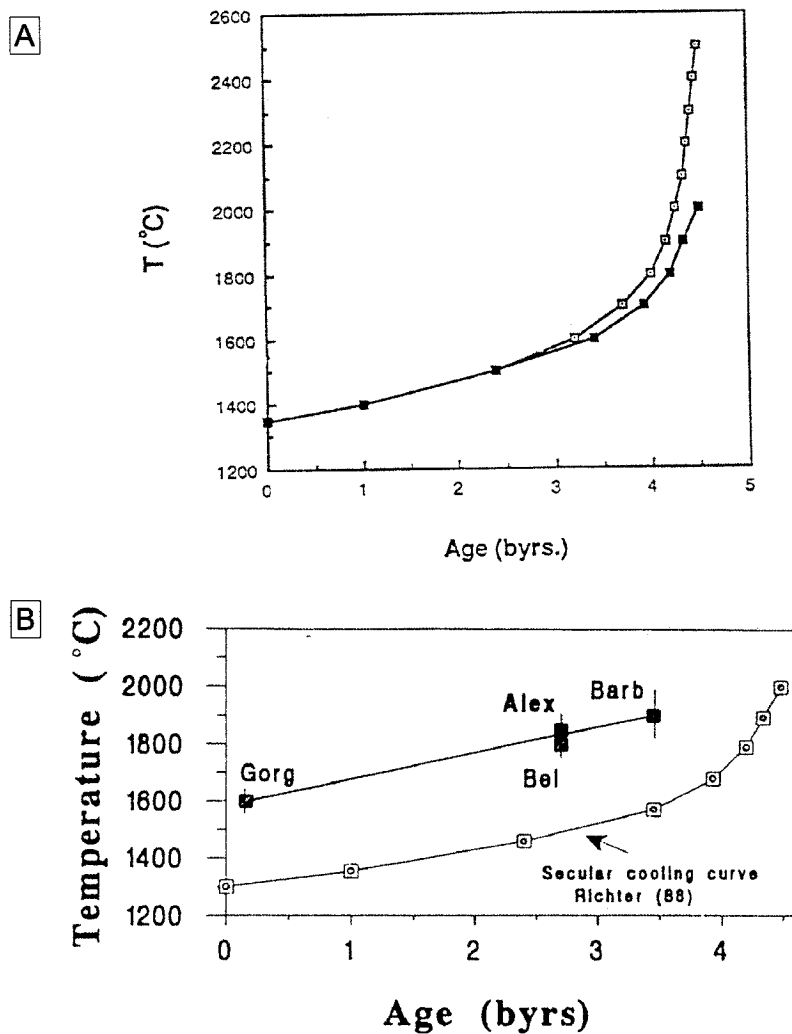


Figure 1.14: Régimes thermiques Archéens: résultats des simulations numériques effectuées dans le but de déterminer les températures mantelliques de la période Archéenne.. A : simulations thermiques de Richter (1988). B Températures mantelliques potentielles déduites des donnée sur les Komatiites (Nisbet et al., 1993).

temps (Fig. 1.13b diagramme de droite) pour des roches Archéennes (crustales) à composition spécifique en Th, U et K. Ce modèle prévoit une décroissance de production de chaleur avec le temps, de moitié pour des granodiorites et diorites et de 30% pour des tonalites. Ainsi, ce modèle implique une baisse de température à l'intérieur des couches crustales entre 4 et 2 Ga.

Le modèle de refroidissement séculaire de Richter (1988 ; Fig. 1.14A) prévoit une chute de la température moyenne du manteau de 400 °C entre 2 et 4 Ga. Nisbet et al. (1993) ont montré selon leur modèle, des liquidus des komatiites, qu'entre 3.5 Ga et 2 Ga, une chute de 200 °C des températures moyennes mantelliques (Fig. 1.14B). Quelque soit le modèle, il paraît certain que les températures mantelliques ont diminué pendant la période archéenne, ce qui a dû influencer et entraîner une évolution de la géodynamique Archéenne.

3.2. Métamorphisme archéen :

Des compilations d'études métamorphiques sur les roches archéennes peut être trouvée dans la littérature suivante : Wilkins, 1997 ; Nisbet, 1987 ou Condie, 1981. Seules les principales caractéristiques concernant le bloc de Pilbara et la sous-province de l'Abitibi seront décrites dans ce paragraphe.

Les roches Archéennes ont été séparées en deux type de terrains : les terrains correspondants à des grades métamorphiques moyen à bas grade métamorphique (schiste vert à amphibolite inférieur) où les structures et textures primaires sont préservées, et les terrains à haut grade métamorphique (amphibolite supérieur à granulitique). Ces deux types de terrain sont la conséquence d'un métamorphisme de type dynamique avec une déformation qui a produit des linéations et foliations pénétratives (Wilkins, 1997). Il a été démontré par Choukouné et al. (1997) et Shackleton (1995) que ces deux types de terrains correspondent, en fait, à des niveaux différents de la croûte mais sont lithologiquement semblables avant les événements tectono-métamorphiques.

Surimposé au métamorphisme régional, un métamorphisme de contact a été décrit, s'exprimant en auréoles métamorphiques au contact des granitoïdes. Le plus souvent ce métamorphisme est de grade peu élevé, schiste vert à amphibolite inférieur.

Aucun métamorphisme de haute pression basse-température (HP-BT) n'a été décrit pour l'Archéen à ce jour (Lambert, 1976), ce qui implique que les conditions nécessaires n'existaient pas à l'Archéen ou bien que ces conditions existaient mais que toutes ces roches HP-BT ont été recyclées (Wilkins, 1997).

3.3. Gradients thermiques:

Les gradients thermiques sont estimés à partir des données pétrographiques et thermo-barométriques (trajets P,T,t), mais aussi à partir de simulations numériques.

Les contraintes pétrologiques déterminées par l'étude des roches archéennes sont proches de celles des terrains Phanérozoïques : à part l'absence du métamorphisme de haute pression-basse température, tous les autres faciès métamorphiques sont observés dans les différents terrains archéens (Lambert, 1976). De plus, les études thermo-barométriques sur des échantillons de roches en provenance du Pilbara (Delor et al., 1991) ont montré que les conditions pression-température des roches crustales archéennes sont compatibles avec un gradient thermique archéen stable (i.e. sans apport magmatique basale ou fusion partielle d'une des couches crustales), identique au gradient actuel ($\sim 33^{\circ}\text{C}/\text{km}$). Cependant les études pression-température sur les granulites archéennes semblent se contredire. En effet, England et Bickle (1984) soutiennent que le métamorphisme haut grade Archéen peut être obtenu avec des gradients géothermiques actuels et comparent les montagnes archéennes et leur structure thermique au Tibet actuel. Ashwal (1992), soutient que les roches de faciès granulite Archéennes auraient pu être développées lors de la relaxation thermique post-

collision continentale sans la nécessité d'un gradient thermique supérieur à l'actuel. Cependant l'étude géochimique de Martin (1994, Fig. 1.2) a montré que le gradient permettant la formation des TTG était plus élevé que le gradient proposé pour des marges convergents actuelles.

L'étude des inclusions dans des diamants trouvés dans des kimberlites d'Afrique du Sud (3.2-3.4 Ga), suggèrent que la lithosphère archéenne d'Afrique du Sud était épaisse (>175 km) avec un gradient thermique proche, voir similaire aux gradients thermiques estimés actuels, avec des températures de 900 à 1200°C à des profondeurs de 150-200 km (Boyd et al., 1985), estimations compatibles avec un flux de chaleur cratonique actuel.

Les données utilisées en général, pour estimer les gradients thermiques archéens ne prennent pas en compte la chaleur provenant du magmatisme intensif archéen (voir la prochaine section, la période Archéenne étant considérée comme une période de croissance crustale majeure) et se basent uniquement sur le flux de chaleur du manteau ainsi que sur la production de chaleur due à la désintégration des éléments radioactifs (Chardon, 1997). La figure 1.15 montre l'effet de l'accrétion magmatique sur le gradient thermique (Ashwal, 1992). Ces simulations montrent, que le champ typique de métamorphisme haut grade archéen, peut être obtenu après 8 à 12 Ma de sous-plaquage magmatique en base de croûte. Cet apport de chaleur pourrait expliquer la formation de granulites Archéennes qui ne peuvent être formées, selon Boyd, et al. (1985) que dans des conditions où un flux minimum de surface de 40 mWm^{-2} . Or les auteurs « anti- gradient thermique plus élevé », proposent des gradients thermiques trop faibles pour permettre un flux de cet ordre.

Bickle (1986b) et Vlaar et al. (1994) ont conclu qu'il existait un paradoxe thermique pour la période archéenne. En effet si les modèles de refroidissement séculaires prévoient un flux de chaleur deux fois plus important à l'époque archéenne, les roches crustales ne semblent pas avoir enregistrées les conséquences d'un régime thermique différent du régime actuel.

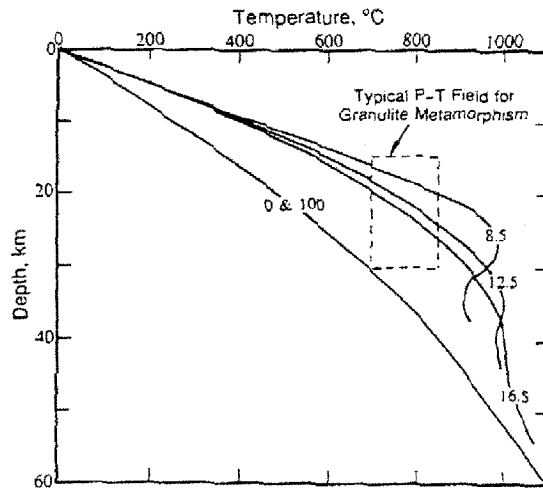


Figure 1.15: Influence sur les gradients thermiques, de sous-plaquage de magma en base de croûte. A: profile température-profondeur indiquant l'effet de sous-plaquage de magma, pour une accretion de 20 Ma, pour une épaisseur de 8 km de magma à 1000°C. Les quatre géothermes correspondent aux états à 0, 8.5 Ma, 12.5 Ma, 16.5 Ma et 100 Ma après le début de l'accrétion. (Ashwal, 1992)..

4. Croissance crustale

Il existe différents modèles dans la littérature à propos de la croissance crustale (Fig. 1.16). Ces modèles diffèrent, en particulier, sur la nature épisodique ou linéaire de la croissance crustale. En effet une compilation par Martin (1994) montrent 5 différents modèles (Fig. 1.16A). D'après Fyfe (1978), Reymer et Schubert (1987) et Armstrong (1981), la majorité de la masse continentale aurait été accrétée avant 3.0 Ga, alors que Taylor et McLennan (1995), Veizer et Jensen (1979) considèrent que 50-60 % de la masse continentale aurait été accrétée avant 2.5 Ga. Dans tous les cas, les auteurs s'accordent sur le fait qu'au moins 50-60% de la masse continentale actuelle ait été accrétée avant 2.5 Ga impliquant que l'Archéen soit la période de croissance crustale majeure et que les périodes plus jeunes sont dominées par le recyclage de la croûte préexistante.

Plus récemment, les auteurs s'accordent sur l'épisodicité de la croissance crustale, mais les mécanismes aboutissant à ces pics sont toujours débattus. Taylor et McLennan (1985) avaient mis en évidence la nature épisodique de la croissance continentale avec des pics de croissance (Fig. 1.16B). Condie (1998, 2000, Fig. 1.16C) a mis en évidence la nature épisodique de la croissance continentale et la relation épisodicité-assemblage de super continents. En effet il considère que la croissance crustale aurait été effectuée avec 3 pics majeurs (2.7 Ga ; 1.9 Ga ; 1.2 Ga). Certains auteurs (Brunet et Machetel, 1998) relient cette épisodicité à des événements catastrophiques de chute de plaques subductées, relativement froids par rapport au manteau environnant. Cette chute entraînerait une remontée de plumes mantelliques à partir de la couche D''. Le plume s'écrasant sur la base de la lithosphère et réchauffant le manteau avoisinant entraînerait une recrudescence de création de croûte continentale.

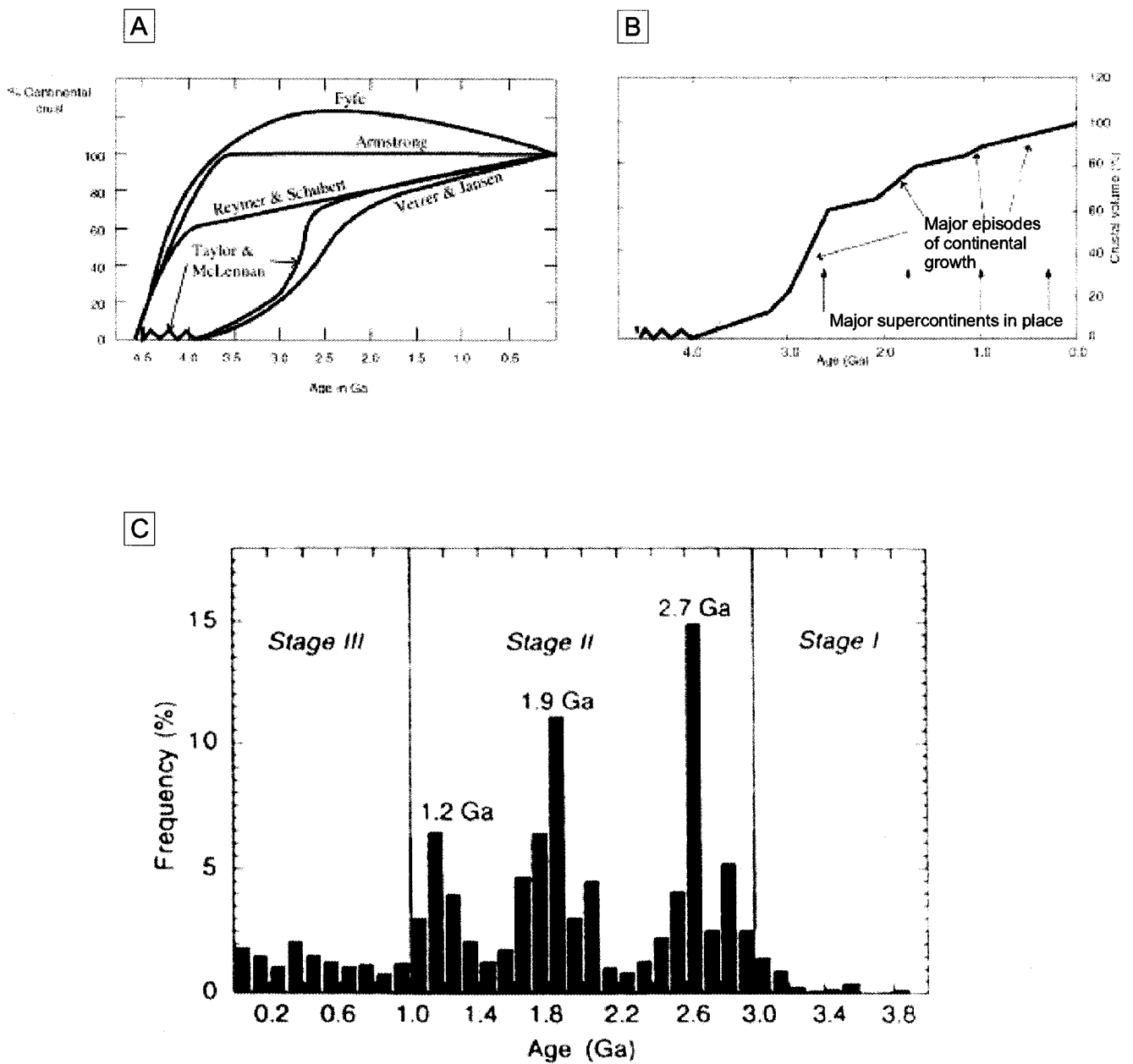


Figure 1.16: Modèles de croissance de la croûte continentale.
 A: Récapitulatif de différents modèles d'après Martin (1994) ;
 B : Modèle de Taylor et Mc Lennan (1995); C: Modèle de Condie (1998).

En ce qui concerne le début et milieu du temps Archéen tous ces modèles considèrent que peu de données existent et qu'il apparaît donc difficile de juger, puisque le résultat est biaisé par leur nombre insuffisant. Certains auteurs avancent que la croûte continentale n'était pas assez stable à cette époque pour résister à une convection mantellique plus vigoureuse et chaotique (viscosité plus faible due à des températures plus élevées), ainsi qu'à un recyclage intense (Davies, 1992). Condie (1998) considère que la première croûte continentale stabilisée correspond au pic de 2.7 Ga, qui serait la réponse à un premier événement catastrophique majeur de chute de plaques subductées.

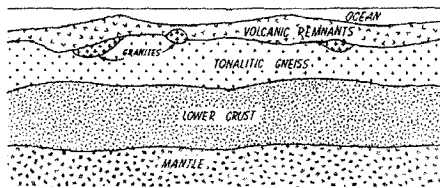
5. Géodynamique et tectonique

Dans cette partie nous allons nous limiter, aux différents modèles tectoniques simples proposés dans la littérature. Ce qui est recherché dans ce paragraphe, est d'expliquer les deux grandes lignes de modèles pour la formation des terrains archéens: les modèles actualistes favorisant une tectonique de plaques et les modèles favorisant un diapirisme crustal continental.

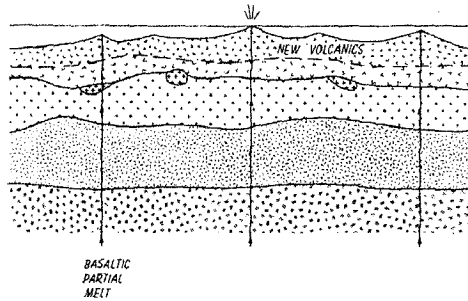
5.1. Diapirisme crustal

Les modèles de diapirisme crustal sont basés sur le fait que la subduction océanique aurait été impossible selon certains auteurs, du à des problèmes de flottabilité (densité trop faible par rapport à celle du manteau) mais aussi sur le fait que les données géologiques de la période archéenne ne semblent pas satisfaire les modèles de tectonique de plaques (Hamilton, 1998). West (1980, Fig. 1.17), Mareschal et West (1980), West et Mareschal (1979) ont développé un modèle de diapirisme crustal, basé sur des simulations thermiques. En effet ils considèrent que l'accumulation de produits volcaniques sur une couche granitique entraînerait une augmentation des températures et une baisse de viscosité de la couche granitique. De plus, Sandiford et al. (2002) ont montré par simulations

1. REST STATE

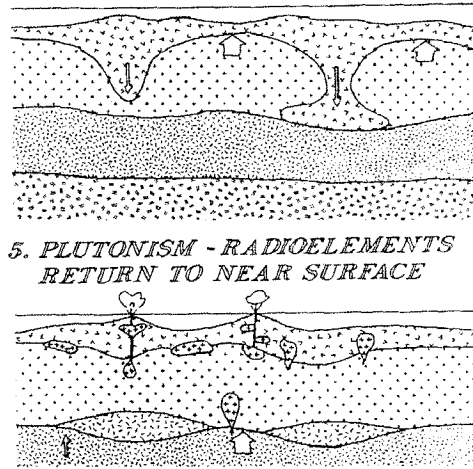


2. VOLCANISM-BASALT FROM MANTLE

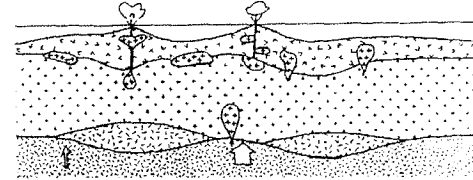


3. ACTIVATION-THERMAL WAVE
SOFTENS UPPER CRUST

4. DIAPIRISM - VOLCANICS
PARTIALLY INGESTED



5. PLUTONISM - RADIOELEMENTS
RETURN TO NEAR SURFACE



6. REST STATE AGAIN

Figure 1.17: Modèle tectonique de la période Archéenne impliquant un diapirisme crustal. Croissance et recyclage de la croûte Archéenne par mouvements verticaux dus à une instabilité gravitaire créée par l'épanchement d'une nouvelle pile volcanique, entraînant un surplus gravitaire et l'augmentation des températures crustales (West, 1980).

numériques que, la formation de batholiths granitiques riches en éléments productifs de chaleur (car ils sont concentrés dans ces granites) ainsi que leurs mises en place entraînent une redistribution des températures lithosphériques, avec une baisse des températures mantelliques et une remontée des températures crustales sur le long terme. Ainsi les roches volcaniques denses s'enfonceraient ainsi dans la croûte granitique moins dense et moins résistante, entraînant une remontée diapirique des granites. Les figures 1.18 A et B correspondent à un modèle un peu différent, appelé « crustal overturn », développé pour la région de Pilbara (Van Kranendonck et al., 2001). Dans ce modèle, le volcanisme entraîne une instabilité gravitaire engendrant la formation de « keels » constitués de roches vertes, et la remontée diapirique de granites. Le ramollissement de la croûte moyenne se fait dans ce cas, par l'augmentation des températures basales de la croûte, due à un sous-plaquage de magma. La figure 1.18B correspond au développement à l'échelle lithosphérique du même processus : la remontée d'un plume entraînerait une extension lithosphérique, un apport supplémentaire de chaleur à la base de la croûte favorisant ainsi, le diapirisme crustal.

5.2. Tectonique des plaques

L'assimilation des régimes tectoniques archéens aux régimes de tectonique des plaques est basé, en partie, sur les résultats du programme Lithoprobe au Canada, mais aussi par comparaison avec les arcs magmatiques, environnement de création privilégié de nouvelle croûte continentale. Il est à noter que selon Hoffman et Ranalli (1988), le problème de flottabilité de la lithosphère océanique Archéenne pourrait être résolu si elle était plus épaisse qu'actuellement (25-40 km), sa composition et gradient thermique auraient pu permettre une délamination dans la croûte inférieure. La partie supérieure aurait été alors préservée et représenterait les ceintures de roches vertes, tandis que la partie inférieure serait entré en subduction.

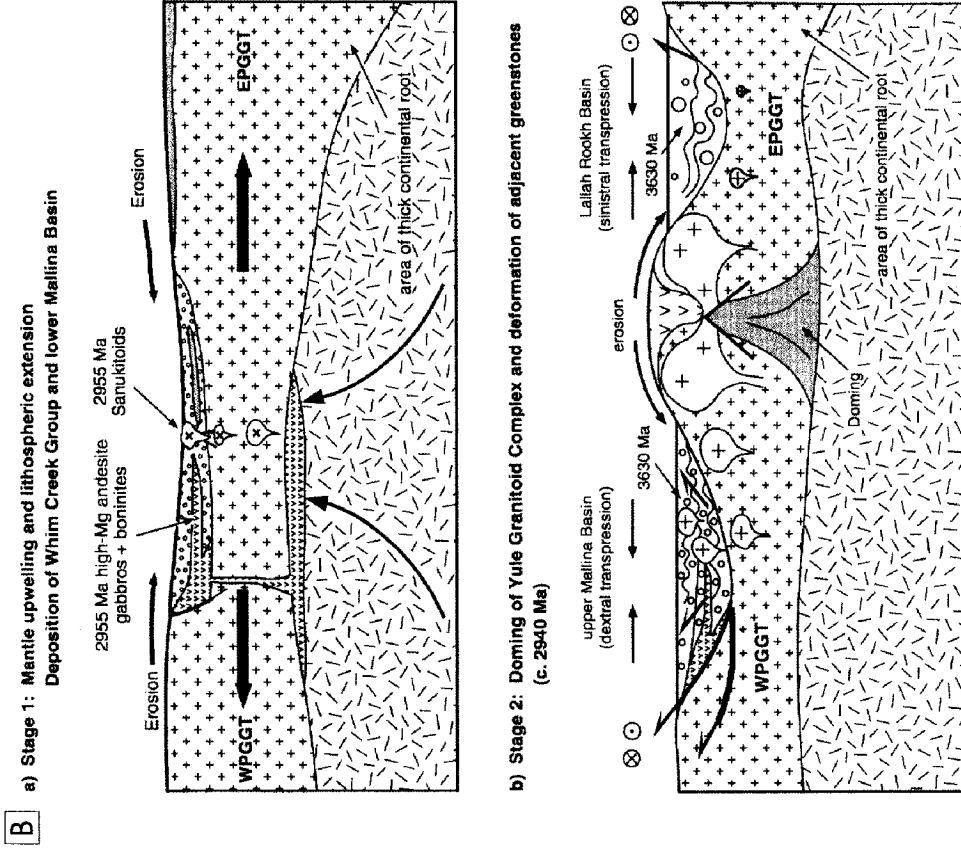
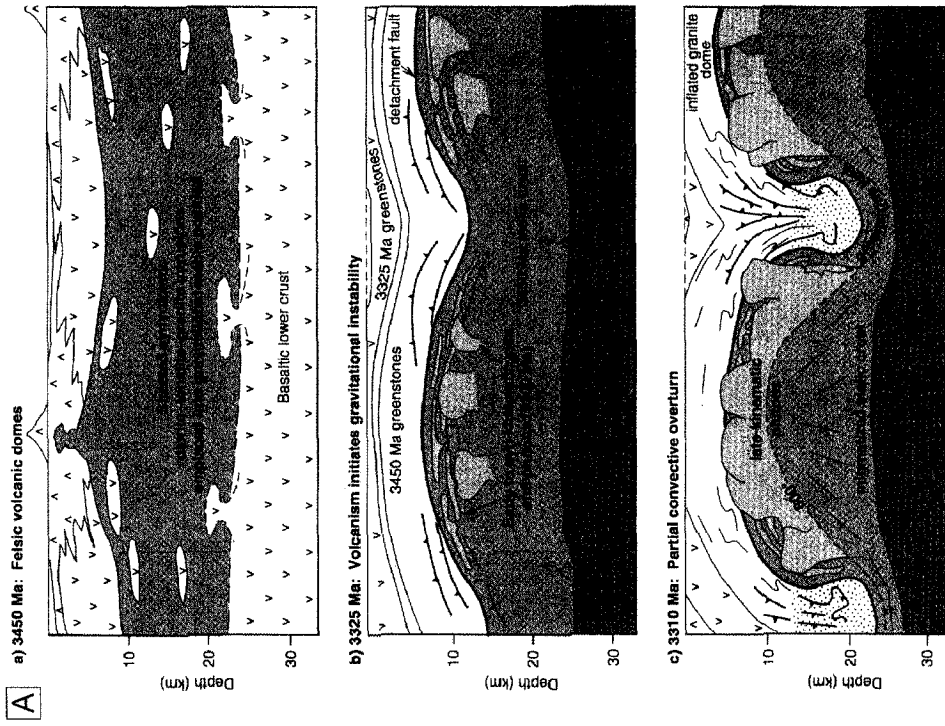


Figure 1.18: Le craton de Pilbara; A: Modèle de formation et d'évolution de la partie crustale du craton, mettant en évidence un "partial crustal overturn" dû à des instabilités gravitaires. B: Modèle lithosphérique de formation du craton de Pilbara, faisant intervenir un plume mantellique entraînant une extension crustale et la remontée en dôme de matériel de la base de la croûte (Van Kranendonck et al., 2001).

La figure 1.19 A et B sont deux exemples de modèles de formation de cratons par l'intermédiaire de la tectonique des plaques. Le premier (Fig. 1.19A) a été développé par Chown et al., (1992) pour expliquer la formation de la sous-province de l'Abitibi. Il consiste en une subduction d'angle faible à vergence nord suivie de l'accrétion d'arcs volcaniques imposant des chevauchements à vergence sud, sur toute la sous-province pendant une phase de raccourcissement nord-sud. La figure 1.19B est un modèle génétique de tectonique archéenne par Kusky (1993). Ce modèle implique différentes zones de subductions à vergence opposée, comme étant responsables de l'accrétion des cratons archéens. Etant donné les problèmes de flottabilités énoncés par certains auteurs, Smithies et al. (2003) ont développé un modèle appelé « Archéen flat subduction » (Fig. 1.20 A et B) qui selon eux pourrait être le modèle tectonique prédominant avant 3.1-3.3 Ga. Ce modèle (Fig. 1.20A et B) implique la subduction de faible angle de la croûte océanique et la fusion d'une croûte mafique épaissie.

Ces différents modèles permettent d'expliquer les grandes zones de déformation ainsi que les plis observables en carte de la sous-province de l'Abitibi ou bien celle du craton de Yilgarn, mais n'expliquent pas les cratons du type Dharwar ou Pilbara qui sont caractérisés par des dômes et bassins. Certains auteurs interprètent ces dômes et bassins, comme étant des « metamorphic core complexes » liés à la relaxation post-épaississement de la croûte (analogue des core complex des cordillères Américaines). La figure 1.21C correspond au modèle développé par Kisters et al. (2003) pour la formation de la partie sud de la ceinture de Baberton, incluant, après un épisode d'épaississement crustal, la formation de failles de détachement extensives et la formation d'un « metamorphic core complex ». La plupart des modèles évolutifs de la région font appel à des chevauchements précoces dans l'histoire du craton, très peu pentés, suivis d'une évolution structurale en plis droits, associées à failles décrochantes (Myers, 1992)

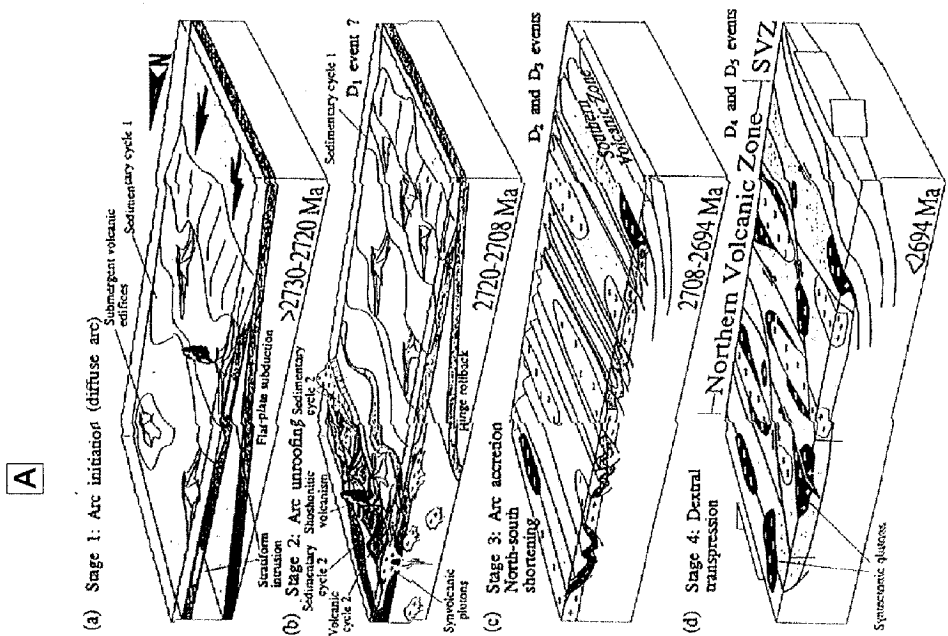
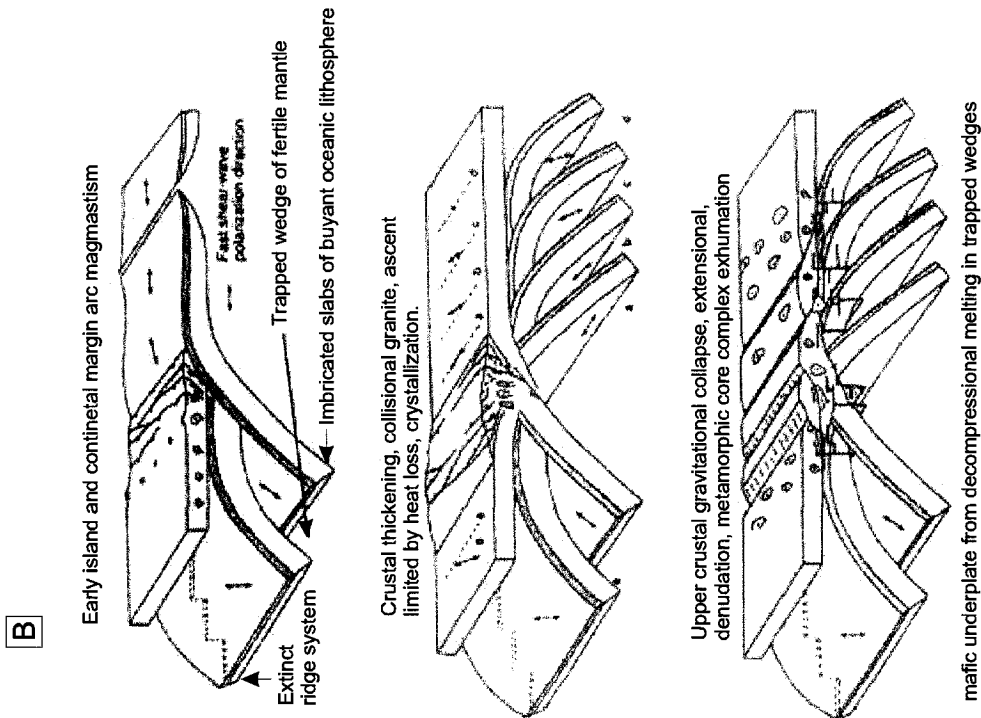


Figure 1.19: Exemples de modèles tectoniques actualistes. A: Modèle évolutif de la sous-province de l'Abitibi (Chown et al., 1992). B: Modèle génétique de formation des cratons (Kusky, 1993). Modèle évolutif de la sous-province de l'Abitibi (Chown et al., 1992). Les deux modèles font intervenir une tectonique de plaques avec la présence d'arcs magmatiques, de stades de collision avec épaississement de la croûte et d'une extension post-collision.

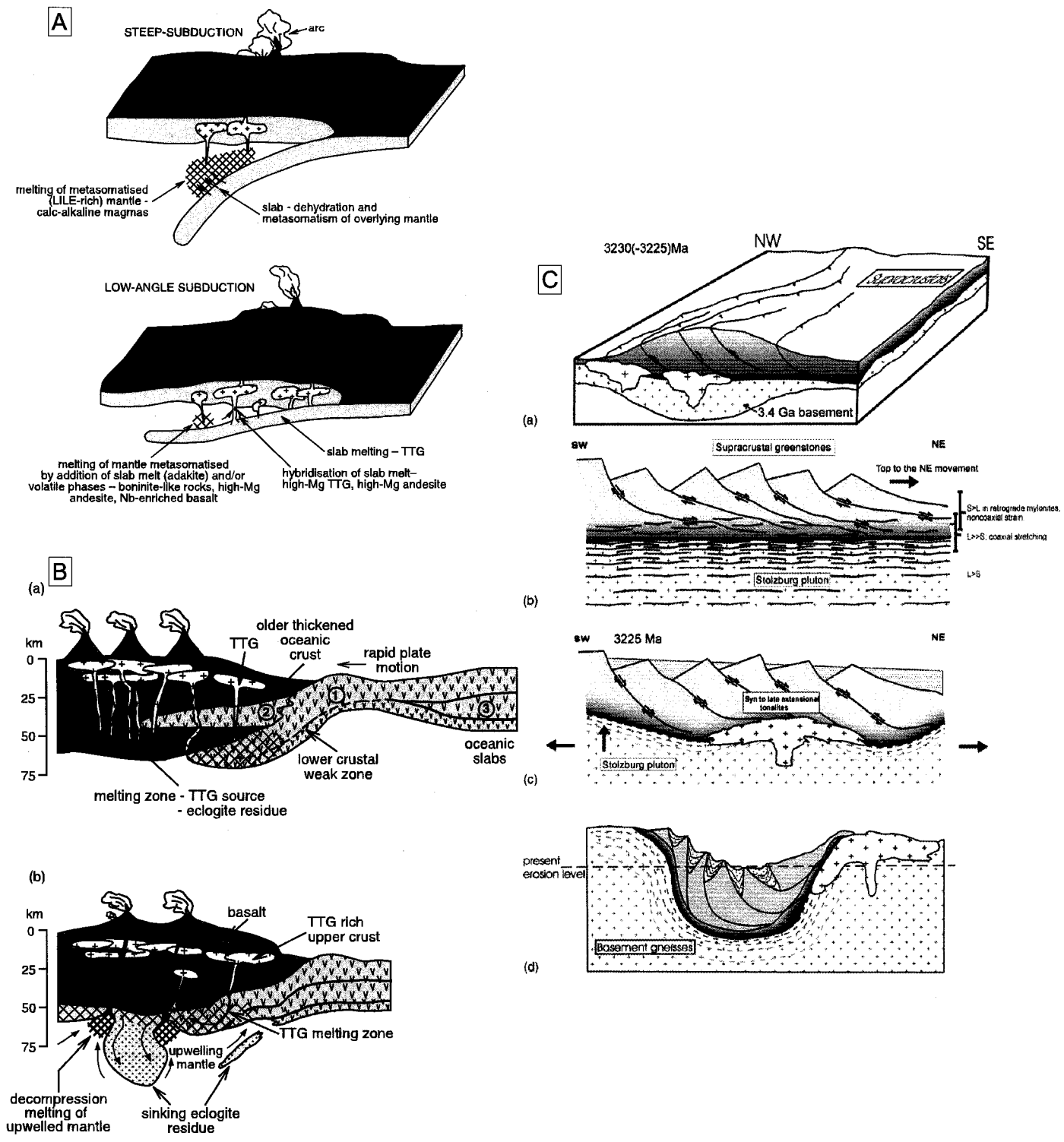


Figure 1.20 : Modèles tectoniques actualistes. A et B: Modèles synthétiques développés par Smithies et., (2003) Le modèle A explique les différences entre les subductions actualistes et le modèle appelé « Archean flat subduction » qui correspondrait à la tectonique prédominante avant 3.3-3.1 Ga. La figure B correspond à leur modèle supposant la fusion directe d'une croûte mafique épaisse et subduction à faible angle de la croûte océanique, suivi de rupture de la racine eclogitique. C : Modèle Kisters et al. (2003) interprétant la formation de la ceinture de Baberton en analogie avec les « metamorphic core complex

5.3. Un changement de régime tectonique pendant la période Archéenne?

Finalement il a été proposé par Choukroune et al. (1998) que les différences observées en termes de structures des cratons soient le résultat d'un changement de tectonique au cours de l'Archéen, relié au refroidissement séculaire de la Terre. Ils interprètent que le craton de Dharwar serait le résultat de diapirisme à l'échelle crustale et l'Abitibi le résultat d'une tectonique de plaques (Fig. 1.21). Les résultats d'études récentes sur la tectonique archéenne semblent confirmer cette vue (édition de Precambrian Research sur la tectonique archéenne, 127, 2003), impliquant que les cratons d'âge début ou milieu Archéen (3.5-3.2 Ga) ne peuvent être comparés structuralement et tectoniquement à des cratons d'âge de fin Archéen (2.7 Ga).

6. Synthèse

L'Archéen était une période de l'histoire de la Terre très complexe. Les lithologies semblent être, à priori, similaires sur tous les cratons quels que soient leurs âges. Deux types de terrains sont reconnus: les ceintures de roches vertes intrudées par des batholites à composition de TTG et des terrains essentiellement granito-gneissiques qui correspondent à un niveau crustal inférieur par rapport aux roches vertes. La géochimie de ces roches nous renseigne sur les conditions petrogénétiques. Les modèles admis dans la littérature, semblent privilégier une formation des TTG par fusion d'un matériel basique dans des conditions similaires aux arcs volcaniques actuels, où la croûte océanique jeune est subductée (Martin, 1994), avec intervention d'un plume mantellique pour rendre compte de la présence des komatiites.

Bien qu'aucun consensus ne soit atteint à propos des régimes thermiques archéens, les données semblent indiquer des températures mantelliennes supérieures à l'actuel, entraînant une convection mantellique plus rapide. Les études thermo-barométriques semblent indiquer que les

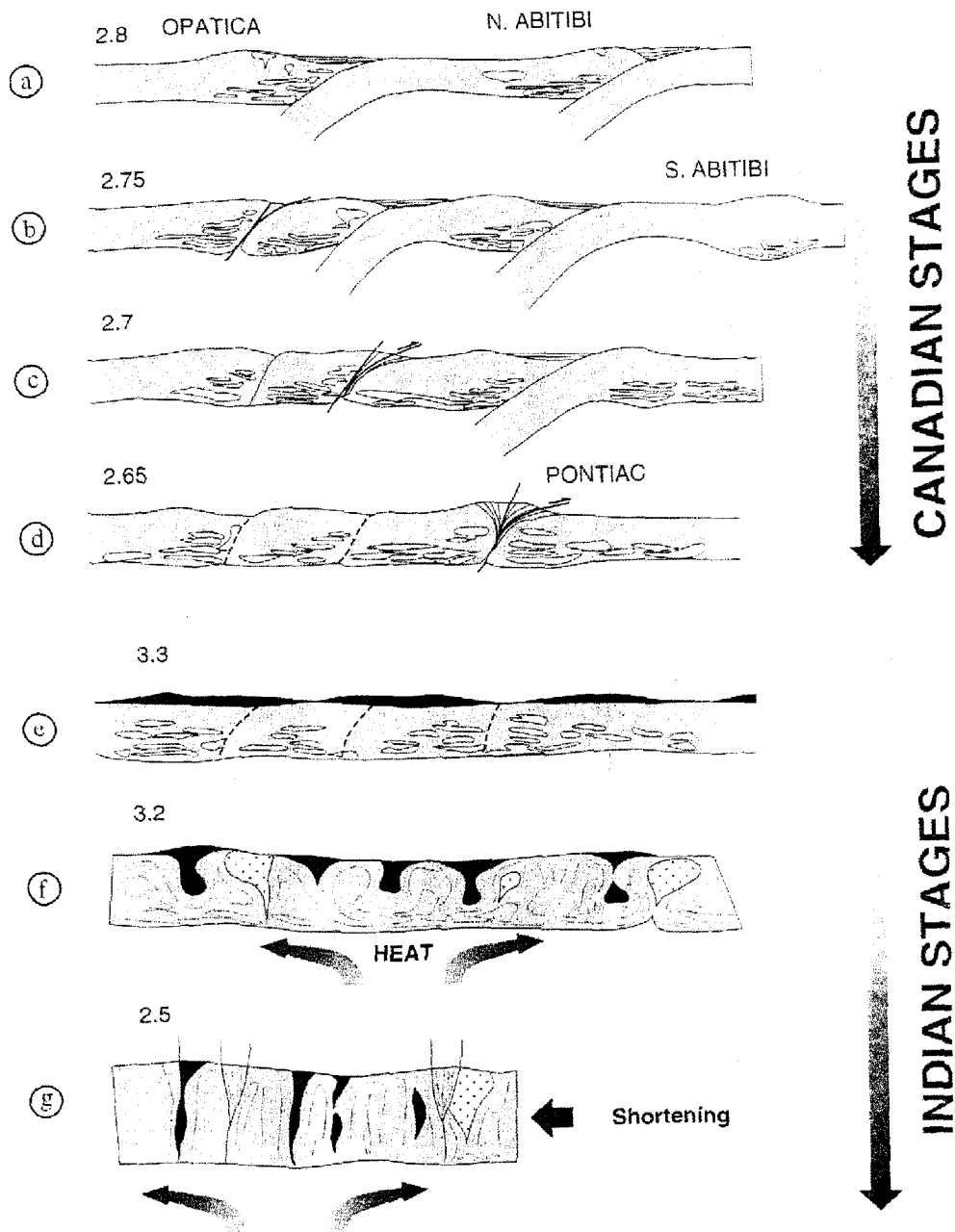


Figure 1.21 : Modèle présenté par Choukroune et al. (1997). Les auteurs considèrent que les différences de structures observables entre les différents cratons sont dues à un changement de régime tectonique pendant la période Archéenne, avec le passage d'une tectonique favorisant les mouvements verticaux a une tectonique horizontale..

gradients thermiques crustaux étaient identiques aux gradients actuels, mais que les gradients perturbés étaient supérieurs, si l'on considère l'apport de magmas mantelliques plus chauds qu'à l'actuel, à la base de la croûte.

La structuration des terrains archéens peut se regrouper en deux types : (1) terrains montrant des structures linéaires en carte, interprétées comme le résultat d'une tectonique de type tectonique des plaques ; (2) terrains qui montrent des structures ovoïdales interprétées comme dues à une tectonique verticale, imposée par des mouvements de convection crustaux dus à des instabilités gravitaires et à un gradient thermique plus élevé.

Finalement les résultats d'études sur de la tectonique Archéenne, semblent suivre l'idée, que la période Archéenne correspondrait à une période de passage transitoire, imposée par le refroidissement séculaire de la Terre, entre deux types de régimes tectoniques.

Chapitre 2 : Méthodologie

Le but de ce chapitre est d'expliquer le choix des méthodes et de justifier les méthodes utilisées lors de cette thèse ainsi que d'insister sur les hypothèses choisies et les limitations qu'elles imposent sur les interprétations. Ce chapitre est articulé sur les deux thématiques de recherche effectuées, l'une correspondant à l'inversion de données gravimétriques, et l'autre correspondant au développement d'une nouvelle technique de modélisation analogique avec l'intervention d'anomalies thermiques.

1. Méthodologie de l'étude gravimétrique

1.1 Hypothèses de l'étude

Le but de la modélisation gravimétrique est d'examiner les structures de premier ordre de la croûte supérieure actuelle Archéenne, jusqu'à 10 km de profondeur environ, dans des régions cratoniques d'âge différents. Cette étude est essentiellement focalisée sur l'obtention des formes des batholites et des roches vertes encaissantes par l'intermédiaire de modèles gravimétriques. L'hypothèse de base est que les formes obtenues par modélisation gravimétriques correspondent aux structures de premier ordre de la croûte supérieure. La comparaison de ces structures obtenues pour les régions d'âges différents pourrait donner des indications sur les processus tectoniques les ayant créées. Ainsi cette étude essaie de répondre à une question fondamentale : y a-t'il eu un changement de régime tectonique pendant la période Archéenne, avec un passage d'un régime dominé par des mouvements verticaux vers un régime où les mouvements horizontaux dominaient ? Les trois régions choisies sont la sous-province de l'Abitibi (2.7 Ga ; Province Supérieure, Canada), le craton de Yilgarn et plus particulièrement la terrane de Southern Cross (2.7 Ga ; Australie) et le craton de

Pilbara (3.5 Ga ; Australie). Ainsi des cartes de l'anomalie de Bouguer ont été calculées pour chaque région, et à partir de celles-ci, les profils gravimétriques ont été extraits puis modélisés.

1.2 Les données gravimétriques

Les données géophysiques ont été fournies par Ressources Naturelles Canada, département de la Commission Géologique du Canada, et par la Commission Géologique de l'Australie Occidentale.

Pour la sous-province de l'Abitibi, les données sont représentées par une couverture très inégale, avec un espacement des points variant de 1 à 10 km, dépendant de la région. La figure 2.1 indique la localisation des points gravimétriques, ainsi que la couverture globale de la région de l'Abitibi, en Ontario. La partie Est de l'Abitibi Ontarienne est très largement couverte de données alors que la partie ouest est parsemée de zones sans données. Ainsi pendant l'été 2000, une campagne gravimétrique a été réalisé dans la région du Swayze (sud-ouest de la Sous-Province de l'Abitibi). Deux gravimètres Lacoste & Romberg ont été empruntés à la division géodésie, de Ressources Naturelles Canada (projet numéro 2000-206). 73 nouvelles stations gravimétriques ont été ajoutées à l'ancienne couverture gravimétrique, ainsi que 3 nouveaux points de contrôle gravimétriques (Fig. 2.1). Le rapport de cette campagne se trouve en annexe A1. Ces nouveaux points ont permis la modélisation d'un profil gravimétrique dans la région du Complexe Kenogamissi, où peu de points existaient. Les données utilisées pour les cratons de Pilbara et de Yilgarn ont été obtenues sous la forme de grilles avec des espacement de points variant de 4 à 11 km.

1.3 Réalisation des cartes de l'anomalie de Bouguer

L'ensemble des étapes effectuées pour la réalisation des cartes de l'anomalie de Bouguer ont été conduit dans un environnement UNIX, avec l'utilisation des installations et programmes de la Commission Géologique du Canada. La première étape consistait au calcul de grilles gravimétriques

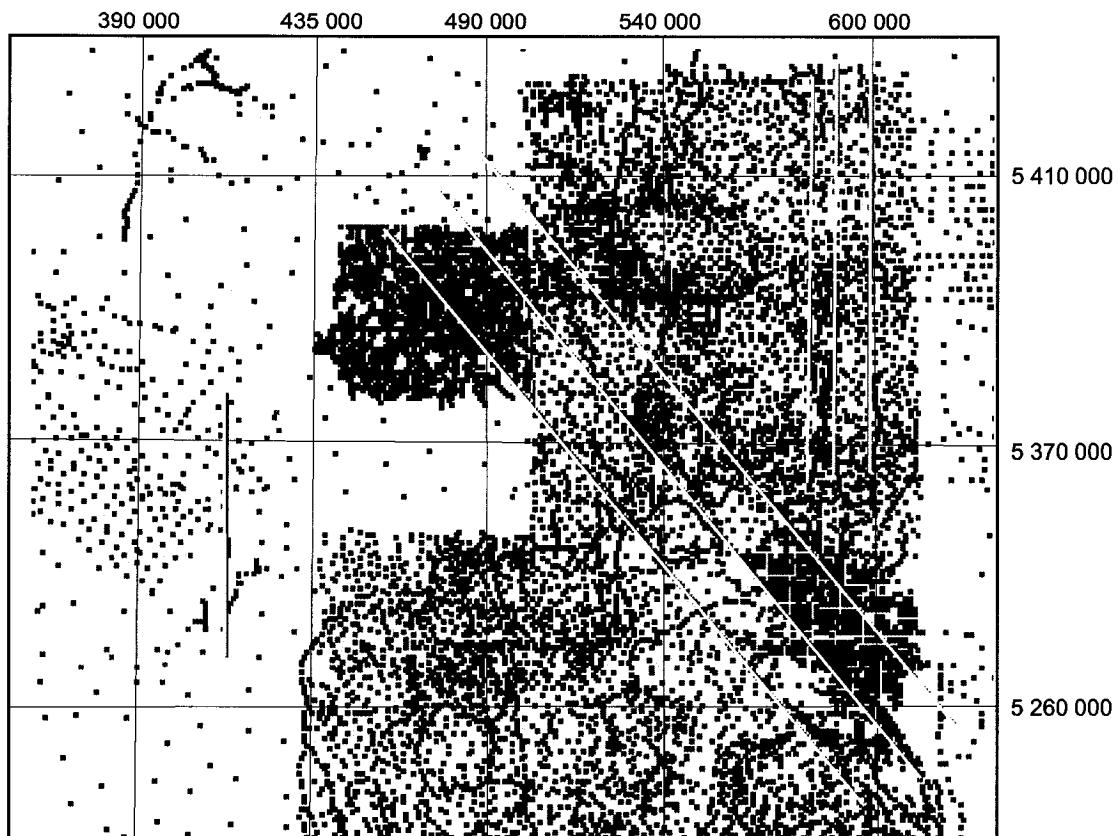


Figure 2.1: Couverture gravimétrique de la sous-province de l'Abitibi, en Ontario en jaune la localisation des profils gravimétriques, en rouge les 72 nouvelles stations gravimétriques établies lors de la campagne de terrain.

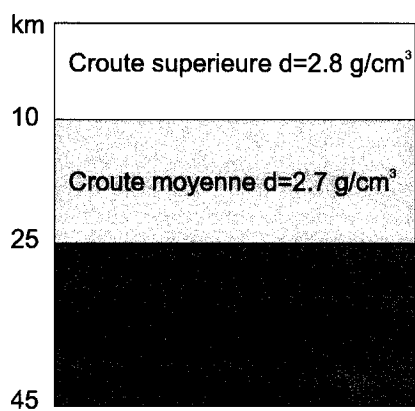


Figure 2.2: Architecture et densités de la croûte Archéenne choisies pour les modélisations gravimétriques.

à partir de fichier points. Cette étape n'a été réalisée que pour la Sous-Province de l'Abitibi, étant donné que pour le craton de Yilgarn et de Pilbara, les données étaient déjà sous forme de grille. La seconde étape correspondait au calcul des histogrammes de valeurs de l'anomalie de Bouguer pour permettre le calcul de l'échelle de couleurs, utilisée pour la représentation graphique des cartes. Il a été choisi un niveau de 12 couleurs. La troisième étape était de calculer le gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer à l'élévation 0 (surface), puis de calculer les maxima de ce gradient, représentés par des points. Les maxima de ce gradient horizontal correspondent aux contrastes de densité les plus élevées pour chaque grille à l'élévation 0. Cette technique est utilisée pour tester si la couverture gravimétrique est suffisante pour réaliser une étude gravimétrique (Benn et al., 1999). Dans les trois cas étudiés les maxima du gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer soulignent parfaitement les contacts géologiques entre granitoïdes et roches vertes (les représentations graphiques des cartes de l'Anomalie de Bouguer des trois régions sont dans le chapitre 3 pour la sous-province de l'Abitibi et les cratons de Yilgarn et de Pilbara), ce qui justifie l'utilisation des données gravimétriques. Les fichiers utilisés pour réaliser les cartes de l'Anomalie de Bouguer sont en annexe A2.

1.4 Modélisation des profils gravimétriques

La localisation des profils gravimétriques a été choisie de telle sorte qu'ils soient perpendiculaires aux structures et/ou à l'élongation maximale des batholites, observables soit en cartes géologiques, soit sur les cartes de l'anomalie de Bouguer. Les profils gravimétriques ont été directement extraits des grilles d'anomalie de Bouguer calculées avec un espacement de points de 5 km, dans le cas des cratons de Pilbara et d'Yilgarn. Pour la Sous-Province de l'Abitibi, étant donné que la localisation des points gravimétriques était accessible, une méthode différente a été utilisée. Une fois la localisation des profils choisie, les points ont été extraits à partir d'un logiciel GIS (Arcview),

puis projetés orthogonalement sur le profil et triés par nord croissant. Plutôt que de n'utiliser que les points situés sur les profils, cette méthode a permis d'intégrer des points situés à l'extérieur de la ligne choisie, sans être trop éloignés, donc toujours cohérents d'un point de vue signature gravitaire, apportant ainsi une densité de points plus importante pour chaque profil. Les profils gravimétriques correspondent à des fichiers texte incluant les coordonnées de latitude et longitude ainsi que la valeur de l'anomalie de Bouguer et l'élévation pour chaque point. (Les fichiers de chaque profil se trouvent en annexe A3)

L'architecture d'une croûte Archéenne a été choisie (Fig. 2.2) dans le but de réaliser, mais aussi de comparer, les modèles gravimétriques. Elle est basée sur des données sismiques, gravimétriques ou de coupes géologiques existantes. La croûte définie est constituée de trois couches, d'une épaisseur totale de 45 km ; la couche supérieure (10 km) est composée de roches vertes, granitoïdes et roches meta-sédimentaire, avec une densité moyenne de 2.8 g/cm^3 , la couche moyenne composée de TTG (Tonalite-Trondjemite-Granodiorite, 15 km) avec une densité moyenne de 2.70 g/cm^3 et une couche inférieure (20 km) composée de gneiss mafiques de densité 2.90 g/cm^3 .

Le modèle de cette croûte, ainsi que les densités moyennes de chaque couche, servent à la signature gravitaire de fond pour chaque modèle gravimétrique. Comme le pourcentage de sédiments, de granitoïdes ou de roches vertes peut varier dans la croûte supérieure, différentes valeurs de densités moyennes ont été testées (de 2.75 g/cm^3 à 2.85 g/cm^3). Aucun changement majeur n'a été observé, que ce soit dans les formes des batholites ou celles des roches vertes, ou bien dans leurs épaisseurs.

Pour réduire au maximum les erreurs dues aux localisations de contacts géologiques, et ainsi obtenir une plus grande précision, les coordonnées (latitude et longitude) des contacts géologiques entre roches vertes et granitoïdes, le long des profils gravimétriques ont été extraites des cartes géologiques géo-référencées utilisant le logiciel Arcview (pour l'Abitibi, cartes de compilation

distribuées par la Commission Géologique de L'Ontario ; pour l'Australie, cartes téléchargées du site Internet de l'AGSO). Ces fichiers ont été ensuite transformés en fichiers image TIFF indiquant la position de chaque contact géologique par rapport au profil gravimétrique. Ensuite ces fichiers ont été importés dans le logiciel Gym-sys en même temps que les fichiers contenant les profils gravimétriques. Ces barres géologiques permettaient ainsi le positionnement précis des contacts géologiques.

Les formes des roches vertes et des batholites ont été ensuite modélisées par l'addition de blocs de forte (3.0 g/cm³) et faible densité (2.65 g/cm³), correspondant aux moyennes des densités mesurées pour les roches vertes et les granitoïdes (Wellman, 2000 for Australia blocks ; Gibb et al., 1970; Superior Province, Tableau 2.1). Le tableau 2.2 regroupe les densités qui ont été mesurées sur des échantillons de la Sous-Province Abitibi (données provenant des Commissions géologiques du Canada et de l'Ontario, communication personnelle M. Thomas, Commission Géologique du Canada), mais aussi des nouvelles mesures de densités réalisées pour cette étude, à la Commission Géologique du Canada sur des roches prélevées au niveau du Complexe Kenogamissi ou du batholite Round Lake. La forme des blocs est ajustée de façon à obtenir la meilleure corrélation possible entre l'anomalie de Bouguer mesurée et celle calculée grâce aux modèles, en tenant compte des informations structurales disponibles (en particulier pendage des contact géologiques). Chaque profil a été modélisé avec le logiciel Gym-Sys (Northwest Geophysical Associates, Inc., 2001). Les modèles gravimétriques et leur interprétations sont présentés dans les chapitres 3 et 4.

1.5 Méthode de transformation des ondelettes

La théorie a été développée par Gibert et Moreau (ref). La représentation graphique a été développée, entre autre, par F. Horowitz. Une explication plus détaillée que celle qui suit, ainsi qu'une

Location	Rock type	Density g/cm ³	Reference
SE Yilgam craton Widjlemooltha	Gneiss	2.74	Anfloff and Shaw, 1973
Souther cross	Granite	2.65	Archibald, 1979
Kalgoorlie	Granite	2.63	House, 1991
Kambalda-Widjlemooltha	Granite	2.70	Goleby et al., 1993
	Granitoid	2.65	House, 1997
	background crust	2.71	
	felsic volcanic rocks	2.74	
Baberton	Granite	2.66	Daracott, 1975
	Gneiss	2.65	De Beer, 1982
Murchison	Granite	2.67	"
Pietersburg	Gneiss	2.67	"
	Gneiss	2.68	Stettler et al., 1988
	Greenstones	2.7-3.0	"
Pilbara	granitoid	2.65	Wellman, 2000 from House, 1996
	mafic/ultramafic rocks	2.92	"
Abitibi Subprovince	Granite	2.66	Gibb et al, 1970
	Granite	2.76	"
	Greenstones	3.00	"
	Granite	2.65	Keating, 1992
Birch-Uchi subprovince	Granite	2.64	Gupta et al, 1982
Dharwar	Granite	2.65	Subrahmanyam et al, 1982
	Amphibolites	3.03	"
	Gneiss	2.68	"
	Granite	2.65	
Abitibi Subprovince (this study)	Gneiss	2.90	
	Greenstones	3.00	

Tableau 2.1: Valeurs des densités, utilisées pour différentes modélisations gravimétriques réalisées sur des terrains Archéens.

Sample numbers	Lithologies	Mass (air)	Mass(water)	Density
02RL1	mafic volcanics	2738.30	1762.70	2.81
02RL2	hornblende-granodiorite	554.80	350.30	2.71
02RL3		1209.30	745.60	2.61
02RL4	tonalite			
02RL5	hornblende-granodiorite	1473.90	903.40	2.58
30AIII	biotite tonalite	211.10	131.60	2.66
33AII	biotite tonalite	130.80	82.70	2.72
36AII	mafic volcanics	151.60	101.40	3.02
44AI	hornblende tonalite	181.70	123.40	3.12
45AII	hornblende tonalite	237.10	156.10	2.93
47AII	biotite tonalite	438.80	296.80	3.09
52AI	biotite tonalite	293.10	183.80	2.68
53AI	biotite tonalite	327.40	206.00	2.70
58AII	biotite tonalite	370.70	232.30	2.68
68AI	hornblende diorite	360.70	225.20	2.66
70CIV	mafic volcanics	153.00	99.20	2.84
74AI	hornblende diorite	222.50	140.70	2.72
78AI	hornblende tonalite	227.50	143.20	2.70
100AII	hornblende tonalite	141.90	90.00	2.73
103AI	hornblende tonalite	225.60	141.30	2.68
104AI	hornblende tonalite	116.90	76.20	2.87

Tableau 2.2: Résultats de la mesure de densité des échantillons en provenance de l'Abitibi.

discussion sur les interprétations et les applications peuvent être obtenues sur son site Internet à <http://www.ned.dem.csiro.au/HorowitzFrank/> ou dans les articles de Hornby (1999) et Boschetti (2001). Cette technique correspond à la continuation, au dessus de la surface, du champ gravitaire. Pour chaque élévation au dessus de la surface, un gradient horizontal est calculé sur le champ gravitaire à cette élévation. Chaque gradient horizontal est représenté par des points correspondant aux maxima du champ gravitaire à l'élévation choisie (Hornby, 1999 ; Boschetti, 2001). Il est interprété que les formes délimitées par ces points correspondent aux limites des corps géologiques (Hornby, 1999 ; Boschetti, 2001). La représentation graphique de cette technique est appelée les Vers de Terre. L'intérêt de cette technique est qu'elle apporte une visualisation en trois dimensions de l'emplacement des contrastes de densités les plus forts, de plus cette technique aide à déterminer la profondeur des contrastes de densités ainsi que de leur pendage. Comme il l'a été montré au paragraphe 1.3, dans les cas étudiés, ces contrastes de densités sont fortement reliés aux contacts lithologiques entre granitoïdes et roches vertes.

Dans cette étude, les Vers de Terre ont été calculés avec un intervalle de 1 km jusqu'à 10 km d'altitude. La figure 2.3A montre un exemple des Vers de Terre (exemple de la sous-province de l'Abitibi). Le calcul des Vers de Terre a été réalisé grâce à un programme écrit par W.R. Roest. Chaque élévation possède une couleur différente, de bleu pour 1 km à rouge pour 10 km d'altitude. Les surfaces pentées définies par les Vers de Terre, sont interprétées comme des images miroir des maxima des gradients horizontaux, réfléchies à travers la surface du sol. Ainsi un Ver de Terre à pendage vers le nord correspond à des maximums de gradients horizontaux à pendage vers le sud (Fig. 2.3B). Une inversion visuelle utilisant les codes de couleurs cités précédemment et les Vers de Terre permettent de faire une approximation des pendages correspondant aux maxima des gradients horizontaux (Boschetti, 2001).

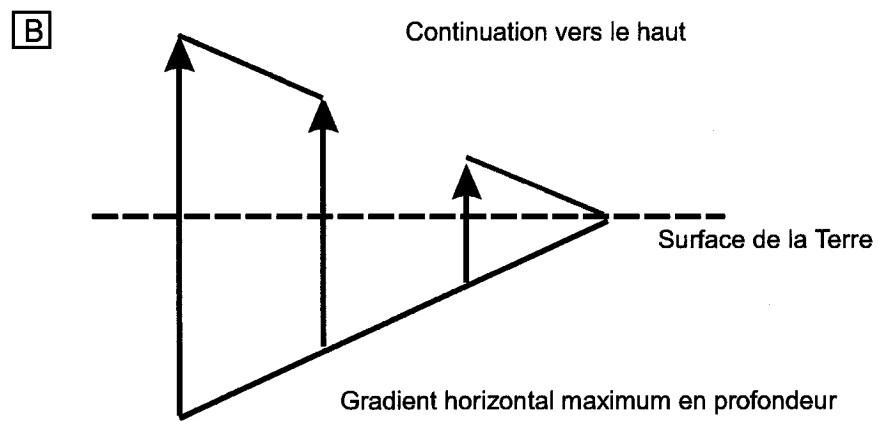
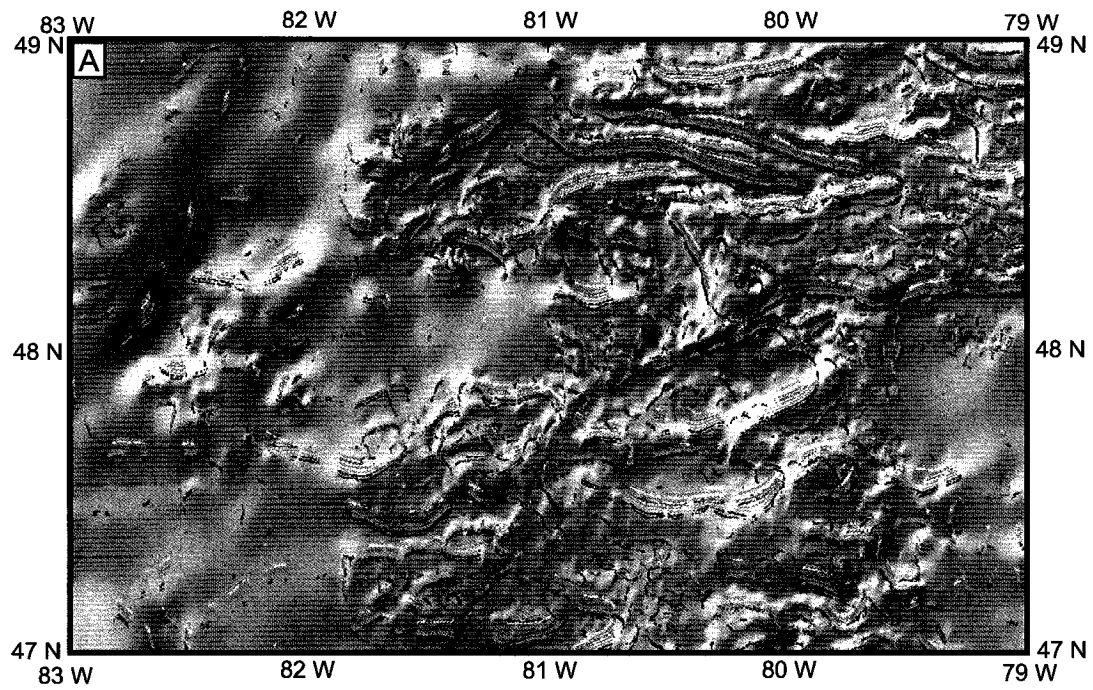


Figure 2.3: A: Représentation des Vers de Terre pour la région de la Sous-Province de l'Abitibi; B: Explication de la lecture des Vers de Terre.

1.6 Limites de l'étude

Notre hypothèse de réaliser les modèles gravimétriques avec seulement des blocs de forte et faible densités, engendre des erreurs minimales et impose des limites aux interprétations. En particulier, les compositions et épaisseurs des roches sédimentaires et méta-sédimentaires, n'ont pas été prises en compte, ce qui entraîne des modèles gravimétriques très simplistes. Cette méthode implique des erreurs sur l'ensemble des formes obtenues ainsi que sur les épaisseurs. Cependant, cette approche permet une comparaison facile entre terrains d'âges différents, et elle permet aussi de surmonter le manque de données (en particulier sur l'épaisseur) de la couverture sédimentaire. De plus, ces modèles gravimétriques ont pour but de modéliser les structures à une échelle multikilométrique, ainsi la couverture sédimentaire n'apparaît pas d'une grande importance pour cette étude.

Tous les granitoïdes et les roches vertes ont été modélisées avec une seule valeur de densité correspondant à une valeur centrale sur un échantillonnage vaste de roches de composition différentes (2.7 g/cm^3 pour les granitoïdes et 3.0 g/cm^3 pour les roches vertes). Cette valeur correspond à $\pm 0.2 \text{ g/cm}^3$ (tableau 2.1 et 2.2) sur les densités des roches vertes et granitoïdes de différentes compositions. Cette incertitude sur les densités se traduit en incertitudes sur les épaisseurs, cependant dans le cadre de cette étude, seulement les tendances à grande échelle étaient recherchées. L'utilisation de densités différentes aurait changé non pas les formes des batholites et roches vertes mais leurs épaisseurs. Cependant cette technique a permis de garder les mêmes densités pour les trois régions étudiées et ainsi de faciliter la comparaison.

2. Méthodologie de l'expérimentation analogique

2.1 Hypothèses, prototype naturel

Les expériences analogiques ont été réalisées dans le but d'étudier les plis à l'échelle crustale dans un contexte où une croûte continentale en contexte de collision continentale, est soumise à une anomalie thermique localisée. La modélisation analogique a été inspirée par les résultats de l'étude sur la sous-province de l'Abitibi (chapitre 4). Bien que l'ensemble des préparatifs visant à réaliser ces expériences soient axé sur la période Archéenne, l'approche serait semblable pour des périodes plus jeunes.

On suppose que l'anomalie thermique est engendrée par l'apport de magma par sous-plaquage, ou par l'arrivée d'un plume à la base de la lithosphère, entraînant une anomalie thermique localisée. Pour des raisons techniques et de simplicité, on suppose une anomalie thermique linéaire de dimension 400*150 km, localisée au milieu de la lithosphère, de dimension 400*400 km. Cette anomalie thermique entraîne la fusion de la base de la croûte. Le pourcentage de fusion de la croûte varie avec les gradients thermiques imposés.

Le raccourcissement est synchrone ou postérieur à l'évènement thermique (vitesses de déplacement 1 à 4 cm/an). Le but de ces expériences est de déterminer les réponses d'une croûte continentale, à un évènement de raccourcissement, variant en fonction des conditions thermiques et des vitesses de déplacement.

Pour simplifier la réalisation des modèles analogiques, aucune structure préexistante, variation latérale de composition de roches, ou bien phénomènes d'érosion n'ont été pris en compte.

De la même façon que pour les modèles gravimétriques, le prototype naturel (concernant la période Archéenne) est basé sur des profils sismiques, géophysiques et sur des coupes géologiques. Il

correspond à une lithosphère d'épaisseur de 100 km, constituée de quatre couches. La croûte supérieure (10 km) de composition de roches vertes, de densité 3.0 g/cm^3 . La croûte moyenne (15 km) est constituée de granitoïdes à composition de TTG, de densité 2.7 g/cm^3 . La croûte inférieure correspond à une couche de gneiss de densité de 2.9 g/cm^3 et d'épaisseur 20 km. La quatrième couche correspond au manteau lithosphérique d'épaisseur 50 km et de densité 3.3 g/cm^3 . Cette architecture a été appliquée pour une lithosphère de 3.5 Ga à 2.7 Ga. Le choix de garder le même modèle naturel pour les deux périodes Archéennes permet des comparaisons plus aisées. Ce choix est basé sur le fait que, lithologiquement tous les terrains archéens sont similaires (chapitre 1). Certaines différences de lithologies peuvent être interprétées comme des niveaux crustaux différents dus à une érosion différentielle (Choukroune et al., 1997 ; Shackleton, 1995). De plus il a été proposé par différents auteurs, qu'une lithosphère évoluée et stratifiée existait déjà à 3.5 Ga (Zeggars, 2001).

2.2 L'installation expérimentale

L'installation expérimentale a été développée à l'université d'Ottawa, en collaboration avec M. Murphy (atelier électronique), G. Nina pour la partie programmation et K. Darcovich (partie rhéologie des cires de paraffines). L'installation est constituée de l'appareil expérimental, d'une carte d'acquisition de données analogiques et numériques (CAAN ; Keithley instruments, modèle KPCI 1801) reliée à un ordinateur pour contrôle et stockage des données, d'un chauffage et de thermocouples (de type K) pour mesure des températures. La figure 2.4 montre une représentation schématique des différentes composantes de l'installation analogique. La CAAN est le point central, elle permet l'acquisition des données provenant des thermocouples, mais aussi le contrôle du chauffage par l'intermédiaire d'un thermocouple localisé au dessus du chauffage. Les thermocouples mesurent les températures des différentes couches du prototype analogique. La partie grisée de la

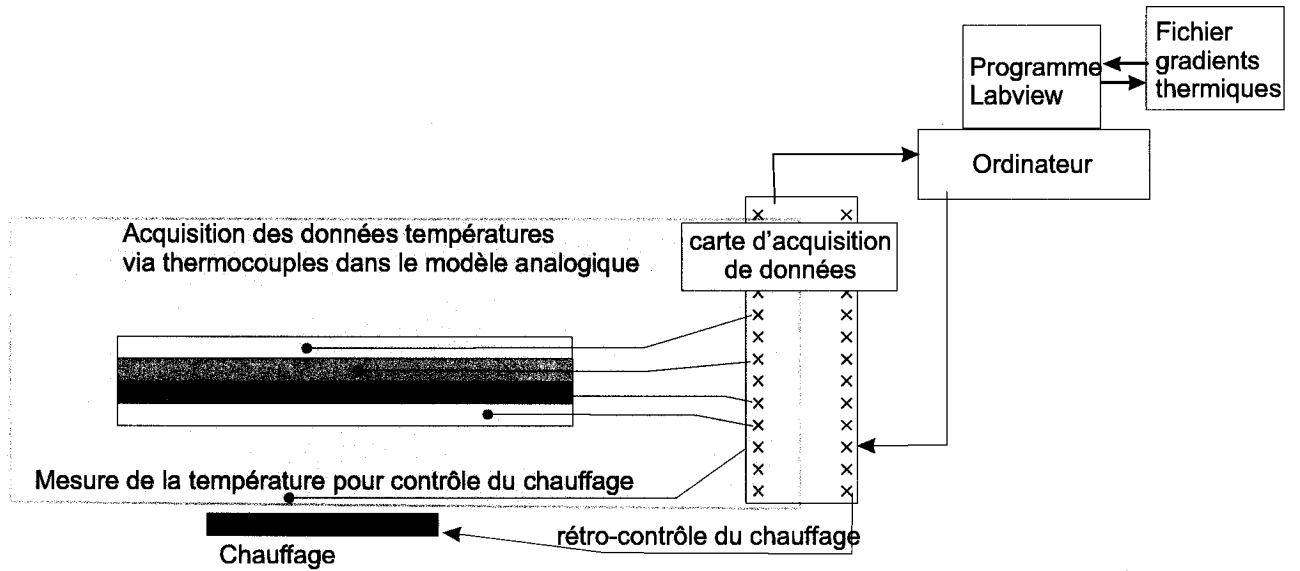


Figure 2.4: Schématisation de l'installation expérimentale lors de l'acquisition des données thermiques.

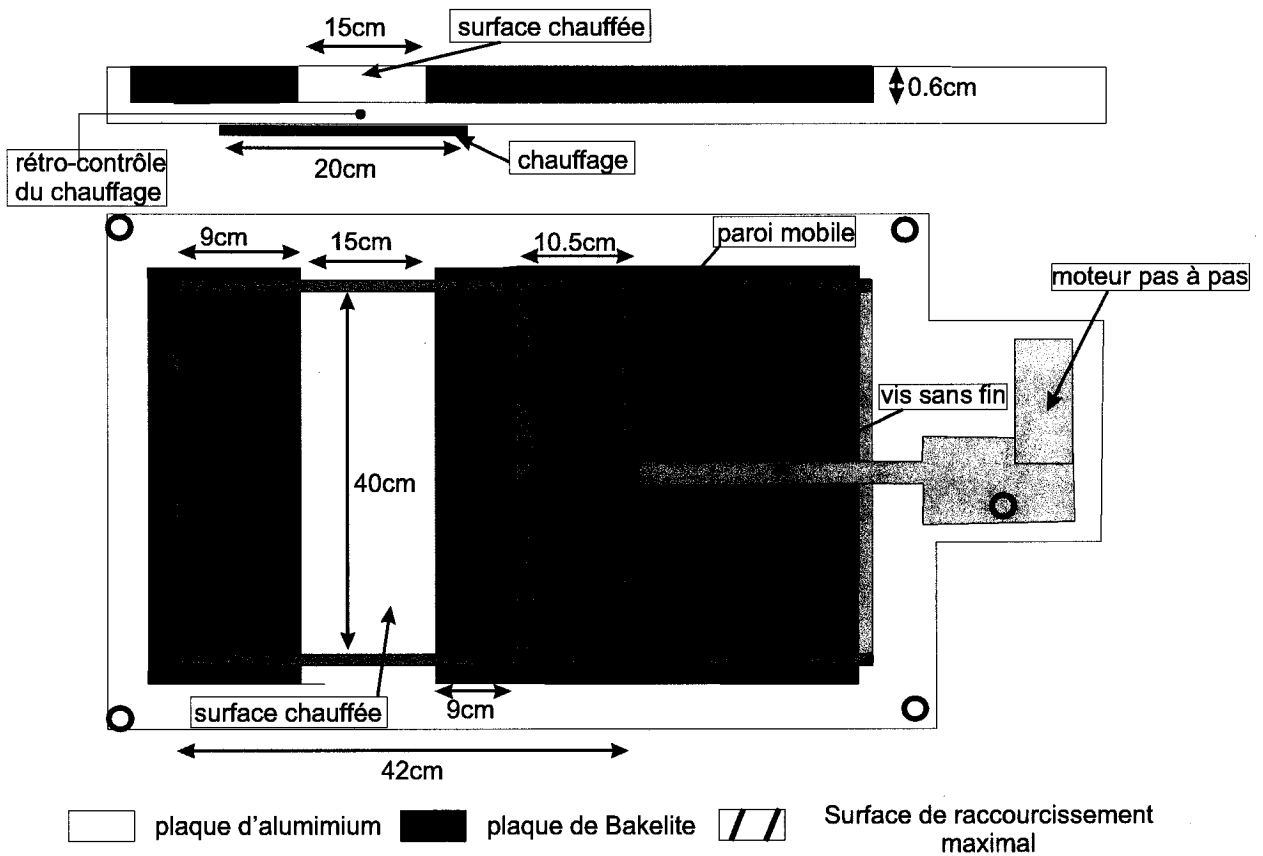


Figure 2.5: Design de l'appareil expérimental utilisé pour les expériences analogiques en raccourcissement.

figure 2.4 correspond aux éléments de l'installation qui ont servi pour la mise en place des gradients thermiques.

L'appareil de déformation (Fig. 2.5) correspond à une boîte de dimensions internes 42*40 cm, constituées de parois en plexiglass, montée sur une plaque aluminium. La plaque d'aluminium a été transformé par ajout de plaques de bakelite (matériel d'isolation thermique) pour minimiser les transferts de chaleur latéraux. Un moteur pas à pas est relié à une paroi mobile par l'intermédiaire d'un engrenage à vis sans fin, imposant un raccourcissement horizontal parallèle aux couches du modèle analogique. Le thermocouple utilisé pour le contrôle du chauffage est situé à l'intérieur de la plaque d'aluminium au dessus du chauffage, pour éviter des écarts de température trop importants, la plaque d'aluminium servant de tampon thermique.

2.3 Modèle analogique et rhéologie des matériaux utilisés

2.3.1 Architecture du modèle analogique

Le modèle analogique de dimension 40*42 cm, est constitué de 5 couches d'une épaisseur totale de 8 cm;

- La couche analogue à la croûte supérieure cassante est constituée de sable de quartz avec une granulométrie de 20 μm et de densité de 1.48 g/cm^3 (épaisseur de 1cm). Une couche de gomme de silicone représente la transition entre la partie cassante de la croûte supérieure et la croûte moyenne; (épaisseur de 0.5 cm).
- La croûte moyenne est modélisée par une couche de cire de paraffine (température de fusion de 55⁰ C ; épaisseur 1.5 cm).

- La croûte inférieure par une autre couche de paraffine de température de fusion moins élevée ($T_f = 52^\circ \text{C}$; épaisseur 2 cm).
- Finalement le manteau lithosphérique est modélisé par une couche de gomme de silicone, identique à celle utilisée dans la couche supérieure. Pour des raisons techniques, la partie mantellique de la lithosphère est amincie par rapport au prototype naturel. En effet, l'obtention des gradients thermiques désirés, ne permettait pas une couche de silicone basale d'épaisseur supérieure à 3 - 4 cm. De plus, le but principal de ces expériences est l'étude du développement des structures crustales en réponse à un raccourcissement horizontal. Il a été ajouté une couche inférieure de gomme de silicone pour simuler la partie supérieure mantellique dans le cas de mouvements de réajustement isostatique qui seraient entraînés par la création d'élévations en surface dues à la déformation crustale, ou bien due aux températures différentielles imposées au prototype analogique (anomalie thermique localisée).

2.3.2 Les différents comportements rhéologiques

Globalement trois comportements sont distingués (Mandel, 1978 ; Persoz, 1969)(certains auteurs ajoutent la fissuration comme un quatrième comportement rhéologique). Pour le comportement élastique (cas du ressort), la déformation est restaurée lorsque la contrainte est supprimée, aucune déformation n'est permanente. Le comportement visqueux (Fig. 2.6) avec le cas particulier du comportement Newtonien ($\sigma = \eta \dot{\gamma}$; σ est la contrainte en Pa ; η est la viscosité en Pa.s ; $\dot{\gamma}$ est vitesse de cisaillement en s^{-1}); la relation entre contrainte et vitesse de déformation est linéaire. Le comportement plastique qui est caractérisé par l'existence d'un seuil de contrainte au dessous duquel il n'y a pas de déformation et une loi de fluage de type puissance ($\dot{\gamma} = K \sigma^{n-1}$; n est l'index de la loi puissance et K est appelé « consistency » en Pa.s). Dans cette catégorie il existe en

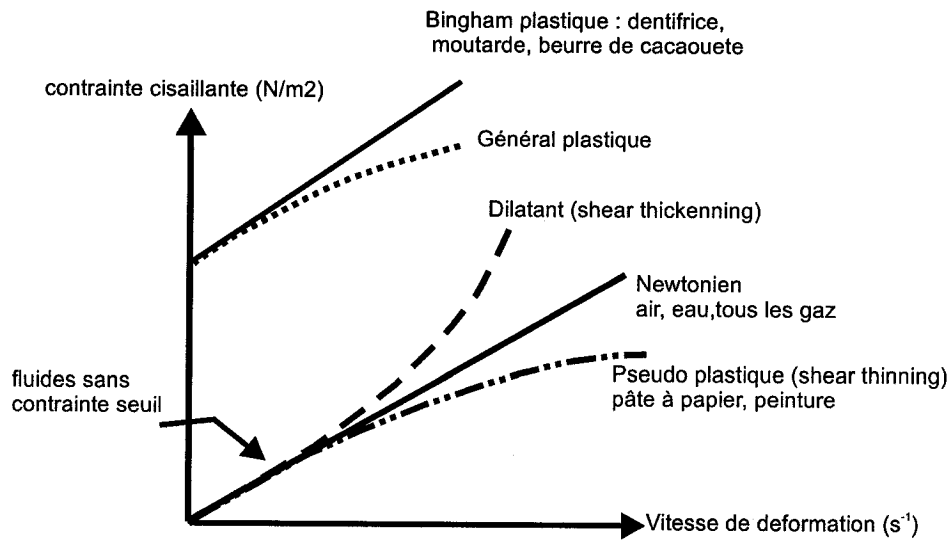


Figure 2.6: Relations entre vitesse de déformation et contrainte pour les différents comportements rhéologiques simples.

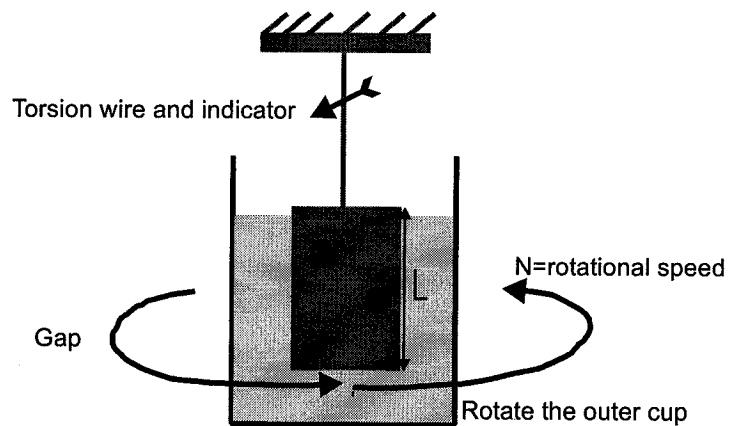


Figure 2.7: Représentation schématique du viscomètre de type Bohlin Vor utilisé pour les tests rhéologiques sur les paraffines.

particulier le comportement de Bingham, qui décrit une relation linéaire entre la contrainte et la vitesse de déformation une fois la contrainte seuil dépassée ($\sigma = \sigma_y + \eta\dot{\gamma}$; σ_y est la valeur de la contrainte seuil en Pa).

2.3.3 Comportement rhéologique des matériaux analogues

Les trois types de matériaux utilisés lors des expériences analogiques sont le sable, la gomme de silicone et les cires de paraffine.

Le sable est un matériel à cohésion interne négligeable et avec un coefficient de friction interne proche de 0.6 (Byerlee, 1978).

La gomme de silicone utilisée (manufacturée par Dow Corning, référence du matériel : 3179 dilatant compound) a été testée aux laboratoires ICPET du Conseil National de Recherche du Canada. Ces tests rhéologiques ont démontré un comportement Newtonien avec une viscosité de 10^4 Pa.s pour une température de 25°C (Benn et al., 2000). Une étude récente sur l'évolution du comportement rhéologique de la gomme de silicone avec la température (Hailemariam et al., 1998) indique que le comportement rhéologique de la silicone utilisée varie avec la température. En dessous de $T = 60^\circ\text{C}$ la gomme de silicone exhibe un comportement plastique et, pour des taux de déformation comprises entre 10^{-2} et 10^{-4} s^{-1} , se déforme selon des lois de fluage à exposant n variable. Pour des températures supérieures, la gomme de silicone montre un comportement Newtonien pour des vitesses de déformation comprises entre 10^{-2} et 10^{-4} s^{-1} , ainsi que pour des températures $T < 60^\circ\text{C}$ avec des vitesses de déformation supérieures à 10^{-2} s^{-1} . Les valeurs de la viscosité s'étendent de 10^6 à 10^3 Pa.s pour une variation de température de 20 à 90°C .

Le comportement des cires de paraffines a été étudié par différents auteurs (Mancktelow, 1988 ; Barry et al., 1971 ; Freund et al., 1982 ; Rossetti et al., 1999). La plus récente étude (Rossetti et al., 1999 ; Fig. 2.8A) a démontré que les paraffines ont un comportement linéaire approchant le

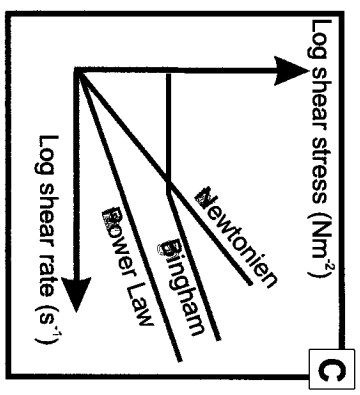
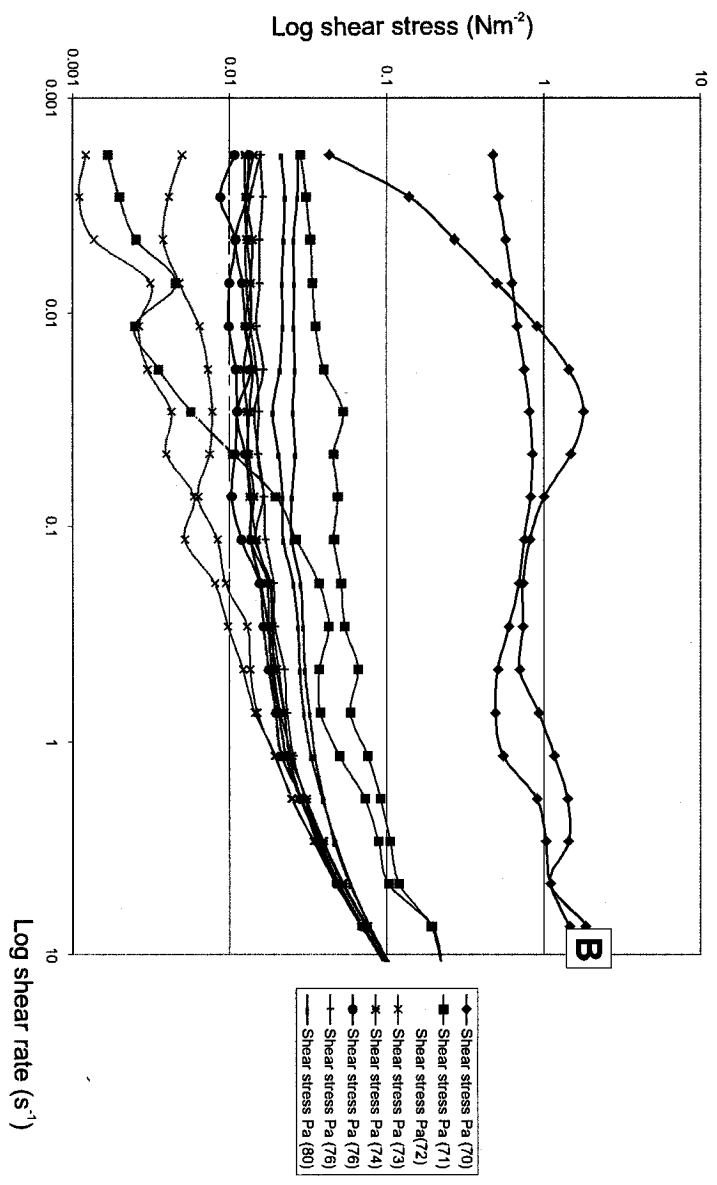
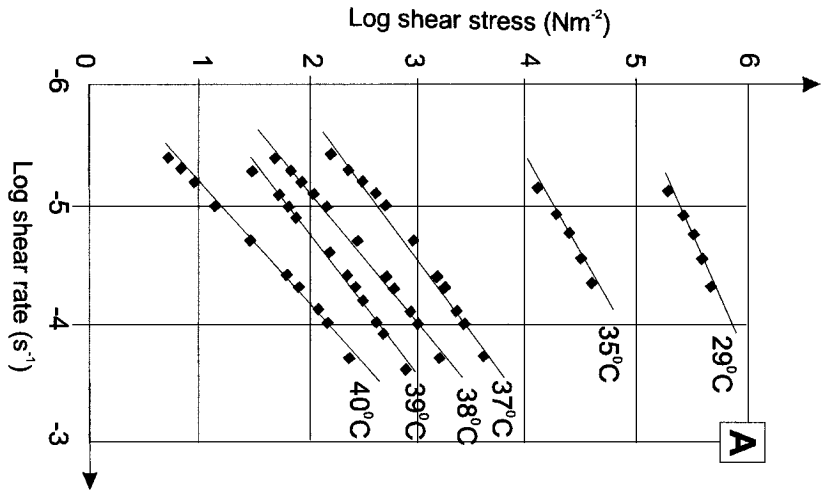


Figure 2.8: Rhéologies des cires de paraffines:
 A: Résultats des tests rhéologiques effectués sur une cire de paraffine au dessous du point de fusion, d'après Rossetti et al., 1999;
 B: Résultats des tests rhéologiques effectués au dessus du point de fusion; C: Courbes de relation vitesse de déformation vs contrainte cisailante dans un diagramme logarithmique.

comportement Newtonien au dessus de leur température homologue ($T/T_m = 0.7$), et un comportement non linéaire pour des températures inférieures (loi puissance avec $n > 2$). Très peu d'études (Barry et al., 1971 ; Freund et al., 1982) se sont penchées sur la rhéologie des cires de paraffines au dessus de leur point de fusion.

Etant donné que dans cette étude les paraffines sont partiellement fondues dans certaines expériences, il était indispensable de connaître la rhéologie du produit fondu pour pouvoir la comparer à celle des magmas ou des roches partiellement fondues. Des tests rhéologiques ont été effectués au laboratoire ICPET du Conseil National de Recherche Canadien, utilisant un rhéomètre Bohlin VOR (Fig. 2.7), avec un système de coupe permettant des mesures sur des échantillons de volume 0.65 g/cm^3 . Plusieurs cires de paraffines ont été testées, pour permettre une comparaison entre différents manufacturiers. Toutes les paraffines testées ont montré le même type de comportement. Les viscosités varient de 10^2 à 10^{-2} Pa.s pour l'état liquide. Autour de la température de fusion un saut de viscosité de 3 à 4 ordres de grandeur s'effectue (pour une gamme de températures de 6°C autour du point de fusion). La figure 2.8B montre à titre d'exemple, les résultats d'une cire de paraffine (R-2557 manufacturée par Moore & Munger, Inc.) avec $T_f = 69^\circ\text{C}$, dans un diagramme logarithmique vitesse de déformation versus contrainte cisailante, pour des températures variant de 70°C à 80°C et les vitesses de déformation de 10^{-3} à 10^1 s^{-1} . A titre de comparaison la figure 2.8C indique en diagramme logarithmique les comportements types de Bingham, Newtonien et de Loi puissance. La comparaison des deux figures, montre que le comportement des paraffines au dessus de leur point de fusion correspond au comportement de Bingham, mais seulement à partir de $71\text{-}72^\circ\text{C}$. En effet, proche de la température de fusion, le comportement des paraffines est très compliqué, avec une forte variation des valeurs de la contrainte entre le chemin aller (vitesse de déformation croissantes) et le chemin retour (vitesses de déformation décroissantes et la présence de courbe d'hystérésis), suggérant un comportement de type shear-thinning, car les valeurs des contraintes cisailantes pour des vitesses

de déformation décroissantes sont inférieures aux valeurs pour des vitesses de déformation croissantes (cas pour $T=71\text{ }^{\circ}\text{C}$ et $73\text{ }^{\circ}\text{C}$). L'ensemble des tests rhéologiques se situe en annexe A4.

D'après les résultats des études antérieures et celle-ci, le comportement rhéologique des paraffines semble être linéaire au dessus de la température homologue (dans le cas du modèle analogique, $T_H=37\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour la couche analogue à la croûte inférieure de paraffine ; $T_H=39\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour la couche analogue à la croûte moyenne), passant d'un comportement quasi Newtonien à un comportement de type Bingham avec des températures croissantes. Ce passage peut être expliqué par la transition phase solide-phase liquide ; elle s'effectuera lentement, puisque la paraffine ne sera complètement fondue que 3 ou 4 degrés Celsius au dessus de la température de fusion, de plus la température de fusion indiquée par les manufacturiers correspond souvent à une gamme de températures de $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ à $4\text{ }^{\circ}\text{C}$, car les chaînes et cycles hydrocarbonatés constitutifs des paraffines ne fondent pas à la même température (Barry et al., 1971). Il est interprété que cette transition entraîne l'apparition du seuil de contrainte pour des températures au dessus du point de fusion.

2.4 Les gradients thermiques de l'Archéen : simulations numériques

L'objectif des simulations numériques des gradients thermiques archéens est d'estimer les températures crustales pour deux périodes Archéennes, à 3.5 Ga et 2.7 Ga. Ces températures sont ensuite utilisées, via la mise à l'échelle entre prototype naturel et modèle analogique, lors des expériences analogiques pour simuler des régimes thermiques différents.

2.4.1 Le programme SHEMAT

SHEMAT (Clauser et Villinger, 1990), programme modifié et étendu par Stofen et Kuln, est le programme utilisé pour simuler les gradients thermiques Archéens. Ce programme résout les équations de transport de chaleur et de transports de fluides pour des problèmes à l'équilibre ou en

évolution, en considérant les propriétés thermiques des matériaux du model. La figure 2.9 représente l'architecture et contraintes aux limites thermiques des simulations thermiques réalisées.

2.4.2 Architecture des grilles utilisées

Deux types de grille ont été utilisé ; la première (Fig.2.9A) correspond à l'architecture du modèle analogique de la croûte archéenne choisie (paragraphe 2.1), la seconde (Fig. 2.9B) correspond au modèle naturel de la lithosphère choisi (paragraphe 2.1). Ces deux grilles ont été utilisé pour calculer les gradients thermiques dans la croûte et la lithosphère. Chaque grille est subdivisée en couches représentatives du prototype naturel. Ces couches sont caractérisées par leurs conductivités thermiques, productions de chaleur, et leur capacités thermiques.

2.4.3 Conditions aux limites

Elles correspondent essentiellement aux conditions thermiques imposées.

Il a été imposé une température constante (10°C) à la limite supérieure pour chaque simulation. Cette condition permet de simuler les effets de transfert de chaleur de surface avec l'air. Aucune condition limite n'a été imposé sur les bords des grilles. Pour chaque grille une limite basale différente a été choisie.

Pour les simulations réalisées avec la grille 1 (Fig. 2.9A), le but était de simuler un gradient thermique dit « chaud » dans le cas où les températures de base de croûte sont assez élevées pour entraîner une fusion partielle des roches. Deux conditions thermiques basales ont été imposé : une température fixe et un flux thermique basal constant (tableau 2.4, Fig. 2.9A). La température basale a été choisi en fonction de simulations thermique réalisées par Becker (2000,) 800°C et 900°C respectivement à 2.7 Ga et 3.5 Ga, ces températures permettent la simulation d'une fusion partielle de la croûte inférieure. Des températures supérieures auraient entraînées une fusion partielle trop importante de la croûte.

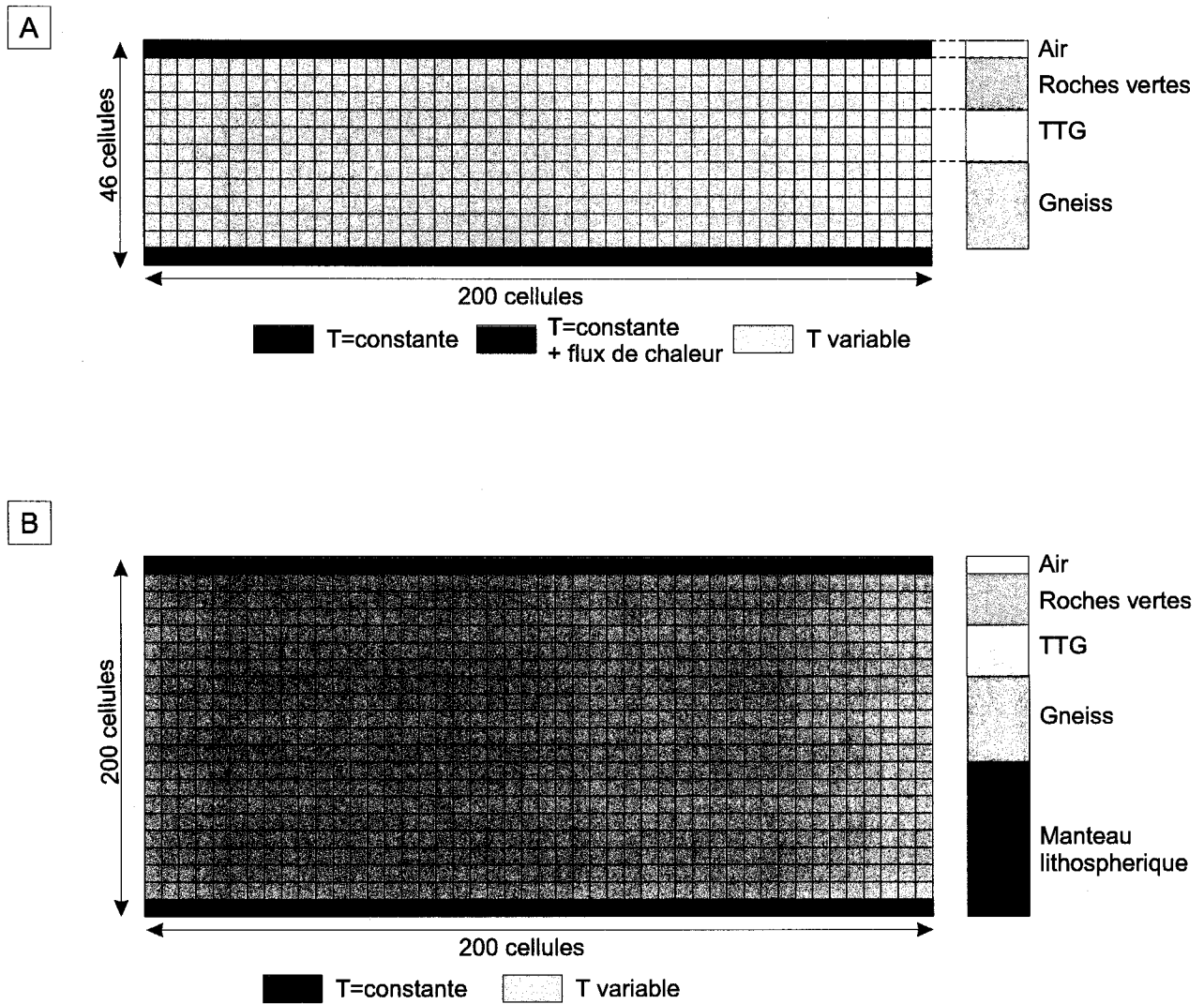


Figure 2.9: Représentation schématique de l'architecture et contraintes thermiques des grilles utilisées: A: simulation thermique des gradients pour la croûte Archéenne; B: simulation des gradients thermiques pour la lithosphère Archéenne. Les valeurs des températures constantes et flux thermiques sont indiqués dans le tableau 2.3.

	lithologie	Conductivité thermique (W/m K)	Taux de production de chaleur (W/m ³)10 ⁻⁶
	Roches vertes	2.500 (1)	0.400 (7)
Lithosphère	Granitoïdes	2.850 (2)	2.000 (3)
	Gneiss	3.000 (2)	0.950 (4)
	Manteau sup.	3.500 (6)	0.002 (5)

- (1) Turcotte et Schubert, 1982
(2) Kukkonen, 1989
(3) Kukkonen, 2001
(4) Liu et al., 2001
(5) Jochum et al., 1983
(6) Heier et Lambert, 1978
(7) Jaupart et Mareschal, 2003

Tableau 2.3: Valeurs des paramètres thermiques utilisés lors des simulations des gradients thermiques.

	Lithosphère à 2.7 Ga.		Lithosphère à 3.5 Ga.	
	Température basale (°C)	Flux thermique (W/m ²)	Température basale (°C)	Flux thermique (W/m ²)
Cas a (croûte)	800	0.015	900	0.015
Cas b (croûte)	800	0.020	900	0.020
Cas c (croûte)	800	0.025	900	0.025
Cas d (croûte)	800	0.030	900	0.030
Cas e (lithos.)	1100		1350	

Tableau 2.4: Valeurs des paramètres utilisés pour les différents cas lors des simulations thermiques sur le croûte Archéenne.

Pour la grille 2 (Fig. 2.9B), le but était de simuler des gradients lithosphériques dits « froids », permettant de rendre compte de la présence de diamant en base de lithosphère. La condition limite à la base du modèle est une température fixe (tableau 2.4), choisie en fonction du régime de stabilité du diamant (Richter, 1985). Il est imposé sur le reste de la grille une température de départ de 10⁰C.

2.4.4 Résultats des simulations thermiques

Pour les deux grilles, deux séries de simulations ont été réalisées, pour représenter des régimes thermiques plus ou moins élevés.

La figure 2.10 (A et B) est un récapitulatif des simulations effectuées avec les grilles 1 et 2. Ces résultats montrent que la valeur du flux thermique joue un rôle majeur dans l'installation des gradients thermiques crustaux. Cependant certains cas étudiés ne correspondent pas à la réalité : les cas c (0.025 Wm⁻²) et d (0.030 Wm⁻²) des simulations pour 2.7 Ga entraîneraient une fusion quasi complète de la base de la croûte (entre 1000 et 1200 °C à 45 km de profondeur), ainsi que les cas a (0.015 Wm⁻²) des simulations pour 3.5 Ga, résultent en des gradients thermiques trop froids pour entraîner une fusion partielle en base de croûte (800 °C à 45 km de profondeur). D'autre part ces résultats sont similaires à ceux de Richter (1985) si l'on considère un flux thermique basal de 0.015 Wm⁻² (cas a et b, Fig. 2.10A, tableau 2.4) pour la croûte âgée de 2.7 Ga et de 0.025- 0.030 Wm⁻² (cas c et d, Fig. 10B, tableau 2.4) pour la croûte âgée de 3.5Ga. en ce qui concerne les simulations de gradients froids, ils sont en accord avec ceux de Richter (1985), bien que cette étude montre des gradients légèrement plus pentés. Ainsi il a été choisi lors des expériences analogiques d'utiliser les résultats des simulations a pour 2.7 Ga et d pour 3.5 Ga.

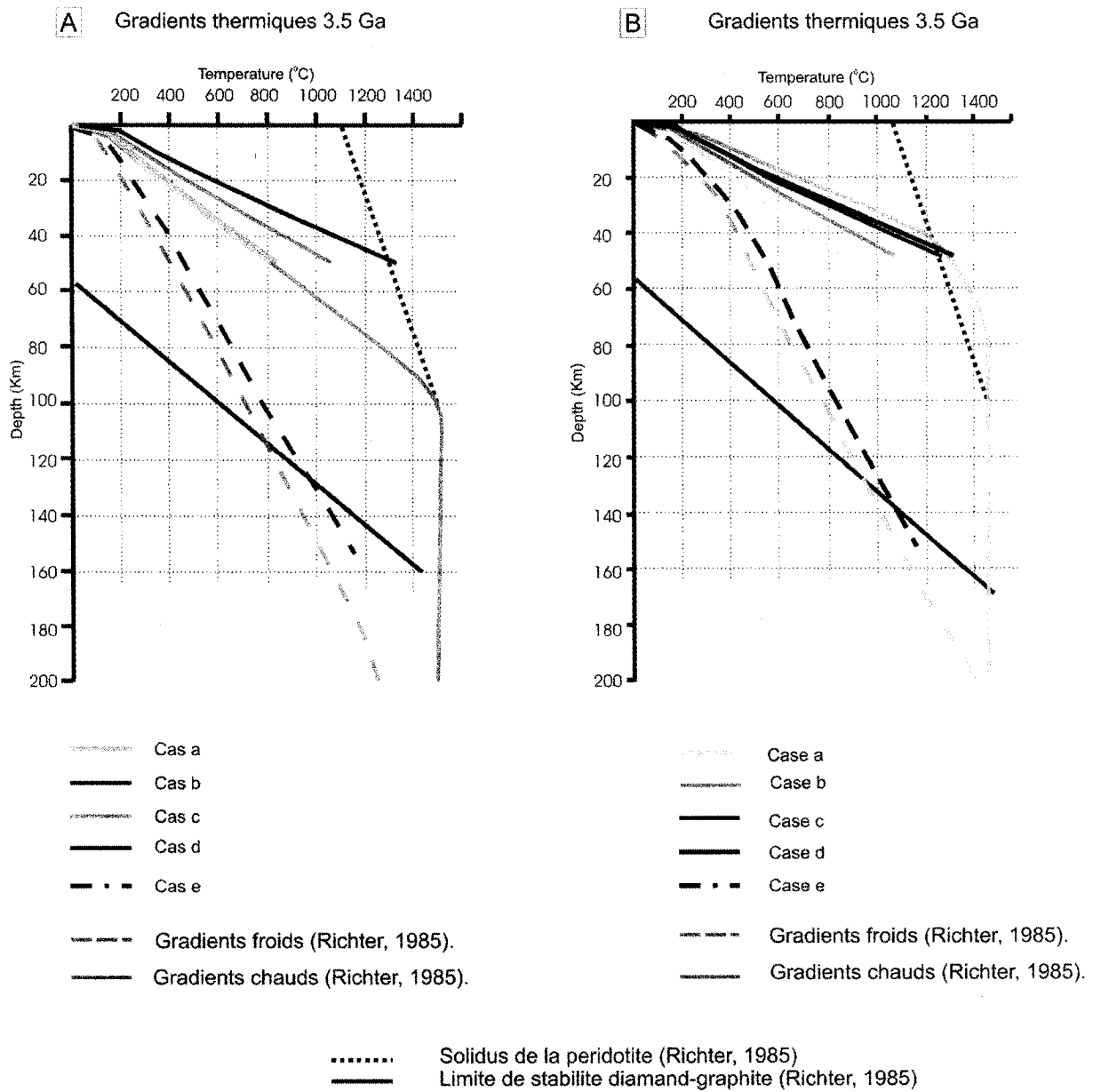


Figure 2.10: Gradients géothermiques calculés dans la croûte et la Lithosphère pour deux périodes de l'Archéen: (A) 2.7 Ga et (B) 3.5 Ga. Comparaison avec les gradients calculés par Richter (1985).

2.5 Comportement rhéologique du modèle naturel

Pour justifier une mise à l'échelle correcte, les prototype naturel et modèle analogique doivent montrer des comportements rhéologiques similaires (voir la paragraphe suivant). Ce paragraphe explique et justifie quel modèle rhéologique de la lithosphère a été choisi pour les modélisations analogiques.

Le comportement rhéologique de la lithosphère continentale est un sujet de débat très actif depuis de longues années (Burov et al., 1998 ; Ranalli, 2003 ; Burov et al., 2003). Une question essentielle est de savoir à quel point la croûte est rigide en comparaison du manteau supérieur. Cette question est d'importance, puisque d'un point de vue dynamique, la couche la plus rigide exerce un contrôle important sur la déformation de la pile lithosphérique.

Jusque récemment, il était considéré qu'une lithosphère continentale pouvait être représentée par un modèle simple, à 3 couches (Chen et Molnar, 1983) ; « the jelly sandwich », une lithosphère dominée par deux couches rigides (croûte supérieure et manteau supérieur) avec une couche ductile entre les deux (croûte inférieure). Ce modèle de lithosphère implique que la partie mantellique de la lithosphère contrôlerait la déformation de la pile lithosphérique (Molnar, 1992). La figure 2.11 correspond au modèle général du « jelly sandwich » (Jolivet 1997). A noter que quelque soit le type de déformation (raccourcissement ou extension) ces profils rhéologiques indiquent une très nette baisse de résistance pour la partie inférieure de la croûte (Fig. 2.10). De plus, cette figure indique l'évolution des profils rhéologiques considérant un état thermique plus chaud de la lithosphère (ce qui pourrait être la cas de l'Archéen en général ou simplement le cas de la réponse thermique de la lithosphère à l'arrivée d'un plume). Il découle de ce modèle que la transition ductile fragile de la croûte remonte vers la surface, ainsi qu'une diminution importante de la résistance dans le manteau supérieur. Il est a noté que, pour de forte pression la loi de Coulomb-Byerlee n'affecte pas des roches

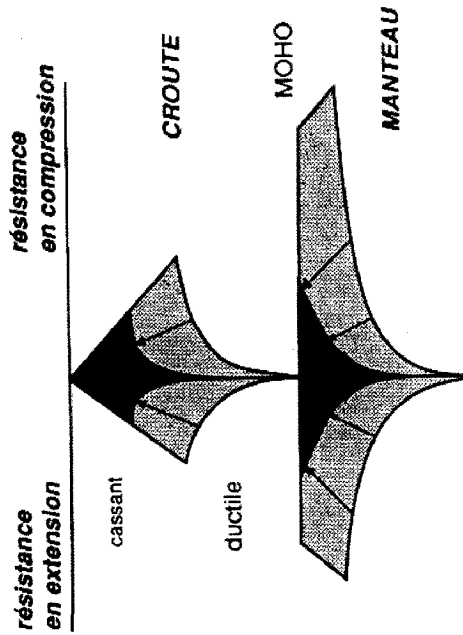


Figure 2.11: Profils de contraintes déviatoriques versus profondeur de la lithosphère continentale. D'après Jolivet (1997) montrant un modèle de type "jelly sandwich" et l'effet d'un gradient thermique plus élevé sur le modèle 3 couches de la lithosphère, entraînant une réduction des contraintes.

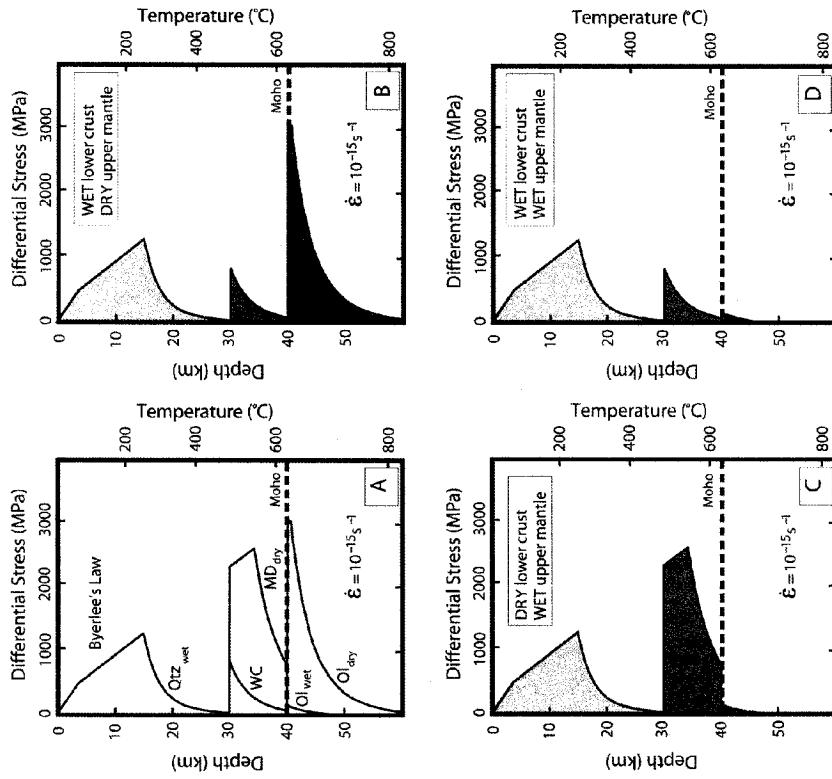


Figure 2.12 : D'après Jackson (2002), Dans tous les cas la croûte supérieure est représentée par du sable sec et le flux thermique est de 60 mWm^{-2} . A : Récapitulatif des résultats expérimentaux. B : le modèle populaire du « jelly sandwich » avec une croûte inférieure de résistance très faible et un manteau supérieur à forte résistance. C : modèle qui selon l'auteur serait représentatif des boucliers continentaux comme l'Inde, avec un manteau lithosphérique à résistance négligeable et une croûte inférieure à forte résistance. D : Cas qui selon l'auteur serait représentatif des régions continentales en général, où le manteau supérieur et la croûte inférieure ont des résistances très inférieures à la partie rigide de la croûte supérieure. Dans ce cas l'auteur interprète que la partie la plus résistante de la pile lithosphérique correspond à la couche sismogénique.

à des profondeurs supérieures à la croûte moyenne. En effet, Ord et Hobbs (1989) ont montré que pour de forte pression, la déformation cassante se fait à pression constante, ce qui implique dans les profils rhéologiques de la lithosphère des limites verticales pour les parties ductiles et non pas des limites suivant la loi de cassure de Coulomb-Byerlee. Les profils rhéologiques des figures 2.10 et 2.11 ne prennent pas en compte ce phénomène.

Récemment une re-évaluation de données géophysiques (profondeur des foyers de séismes et anomalies gravimétriques, Maggi et al., 2000) a entraîné certains auteurs à remettre en question ce modèle. Ce nouveau modèle est basé sur le fait que les foyers sismiques interprétés comme localisés dans le manteau lithosphérique (Chen et Molnar, 1992) ont été re-interprétés à des profondeurs correspondantes à la croûte inférieure (Maggi et al., 2000). Jackson (2002) soutient que le comportement rhéologique de la lithosphère continentale en général (Fig. 2.12B) est contrôlé par le comportement de la couche sismogénique, qui correspondrait, selon lui, à la partie fragile de la croûte, étant donné que la résistance du manteau lithosphérique et celle de la croûte inférieure sont minimales par rapport à celle de la croûte supérieure. La figure 2.12 C montre le profil de contraintes déviatoriques calculées dans le cas considéré par l'auteur comme représentatif des boucliers continentaux actuels (il prend l'exemple de l'Inde). L'intérêt de ce profil est qu'il peut être comparé à une lithosphère stable ce qui est le cas des lithosphères cratoniques dans le cas d'un gradient thermique froid, avec la présence d'une racine lithosphérique déjà stable. Dans la même optique, une étude thermique et gravimétrique de Burov et al. (1998) a montré que la stabilisation de la structure Kapuskasing (Province Supérieure) sur les temps géologiques implique un gradient thermique froid ainsi qu'une croûte inférieure à forte résistance pour supporter cette structure. Ce qui correspondrait au modèle de la figure 2.12C. D'après Jackson la plupart des province continentales (à part les parties cratoniques) pourrait être représentée par le modèle C de la figure 2.12. Selon Afonso et Ranalli (In

press), la rhéologie de la lithosphère continentale dépend de trois facteurs : composition, géotherme et épaisseur.

Dans le cas des expériences analogiques, une anomalie thermique localisée entraîne l'augmentation du gradient thermique crustal. D'un point de vue rhéologique, quel que soit le modèle de lithosphère choisi (jelly sandwich, modèle de Jackson), l'augmentation des températures crustales entraîne une remontée des enveloppes de contraintes et une diminution de la résistance du manteau supérieur et de la croûte inférieure. Ainsi les résistances de la croûte inférieure et du manteau lithosphérique seront dans le même ordre de grandeur pour la zone d'anomalie thermique, d'après le profil des contraintes déviatoriques du modèle D, figure 2.12. D'après les études sur la rhéologie des matériaux (paragraphe 2.3.3), la gomme de silicone dans les conditions expérimentales, montre une variation de viscosités de 10^3 à 10^6 Pa.s. La couche de paraffine représentative de la croûte inférieure exhibe des viscosités variant de 10^{-2} (état liquide) à 10^3 Pa.s (pour la gamme de températures utilisée lors des expériences). Ainsi, dépendant des gradients thermiques utilisés, le contraste de viscosités entre les couches analogiques à la croûte inférieure et au manteau supérieur va varier, ce qui va entraîner une différence de profils de contraintes déviatoriques du modèle analogique. Dans le cas de gradients thermiques chauds, le contraste de viscosités entre paraffine et silicone sera faible ce qui va entraîner un profil rhéologique similaire à celui du modèle D de la figure 2.12. Dans le cas de gradients thermiques plus froids, le profil rhéologique du modèle analogique sera comparable au modèle B de la figure 2.12.

Le choix des matériaux analogiques est en accord avec le comportement rhéologique de la lithosphère calculée, dans le cas d'une anomalie thermique localisée en base de croûte entraînant une augmentation du gradient thermique.

2.6 Mise à l'échelle

2.6.1 Principes

Afin que les expériences analogiques possèdent un caractère significatif en comparaison avec les processus naturels, il est nécessaire que le modèle naturel et le prototype analogique soient similaires (Hubbert, 1937 ; Ramberg, 1981). C'est à dire qu'ils doivent satisfaire différentes conditions de similitudes :

- La similarité géométrique requiert que le prototype soit le même objet que le modèle naturel dont les dimensions géométriques sont diminués par un facteur constant, ainsi les surfaces et volumes restent identiques.
- La similarité cinématique implique que le prototype doit évoluer dans le temps de la même façon que le modèle naturel et qu'à tout moment de la déformation la similitude géométrique soit respectée. Cette condition est difficile à vérifier à priori d'une façon directe, puisqu'elle implique que le développement structural d'une expérience soit identique au développement structural de l'équivalent naturel, qui est inconnu. Cependant, il est interprété que si les conditions de similarités géométrique et dynamique sont respectées, la condition cinématique est alors aussi respectée (Benn et al., 2000).
- La similitude dynamique entre prototype et modèle est vérifiée si les deux précédentes (géométrique et cinématique) sont vérifiées (Ramberg, 1981). D'après Weijermars et Schmelling (1986) si le prototype et le modèle analogique sont rhéologiquement identiques, la condition de similarité dynamique est alors vérifiée. Pour Mancktelow (1988), les courbes de déformation versus contrainte des matériaux analogiques et naturels doivent être identiques, même s'il existe une différence d'échelle pour la contrainte.

Le sable et les gommages de silicone ont été très largement utilisés dans la littérature comme matériaux analogues des roches crustales et mantelliques. Le sable est un matériel possédant une cohésion négligeable et un coefficient de friction interne proche de celui des roches de la croûte supérieure (Vendeville et al., 1987 ; Krantz, 1991). La gomme de silicone est considérée comme un matériel analogue convenable, pour modéliser les parties ductiles de la lithosphère (Davy et al., 1988) quelle que soit la température imposée (Hailemariam et al., 1998). D'après Mancktelow (1988), Davy et al. (1988) et Rossetti et al. (1999), les cires de paraffines sont des matériaux analogues utilisables pour modéliser les roches crustales. Les paraffines montrent des valeurs de viscosité qui sont compatibles, après mise à l'échelle, avec celle des roches crustales.

2.6.2 Analyse de la mise à l'échelle

La mise à l'échelle a été effectuée selon l'approche de Cobbold et Jackson (1992) et Wosnitza et al., (2001).

Dans le modèle analogique comme dans la nature, la force de gravité impose des contraintes lithostatiques. Ces contraintes doivent avoir le même facteur d'échelle que les contraintes visqueuses du prototype naturel.

Ainsi $\Phi_{\text{visc}} = \theta \dot{\epsilon}$ et $\Phi_{\text{grav}} = \Delta gh$ où Δ est la densité, h l'épaisseur, θ la viscosité, g la constante de gravité et $\dot{\epsilon}$ la vitesse de déformation. Le prototype est à l'échelle lorsque :

$$S_{\theta} = S_{\Delta} S_g S_l S_t \quad (1)$$

S_i correspondant au facteur de mise à l'échelle respectif à la densité, la gravité, les dimensions longitudinales et le temps. Pour la mise à l'échelle de la température T il faut considérer l'équation d'Arrhenius :

$$\theta(T) = \theta_0 e^{H/(RT)} \quad (\text{Pahl et al., 1991})$$

R est la constante de gaz universelle et H l'énergie d'activation du matériel. Etant donné que $S_R=1$, ainsi $S_H = S_T$ (2) (Wosnitza et al., 2001). Il faut de plus s'assurer que le temps mis par les particules du matériau pour se déplacer soit mis à l'échelle aussi par rapport au modèle naturel (Wosnitza et al., 2001). Ainsi pour les facteurs de mise à l'échelle des dimensions longitudinales l , du temps t et de la diffusivité thermique α , on obtient la relation suivante :

$$S_t = S_l^2 / S_\alpha \quad (3)$$

Pour des raisons techniques il a été choisi $S_l=10^{-6}$ et $S_t=10^{-10}$ (1 heure correspond à 1 million d'années). Utilisant les valeurs de la table 2.5 et l'équation (1) il résulte que $S_0 = 10^{-16}$.

Supposant que le manteau lithosphérique ait une viscosité de 10^{21} Pa.s⁻¹ (Lambeck et al, 1998), la silicone devrait avoir une viscosité de 10^6 Pa.s⁻¹ pour respecter la mise à l'échelle. Dans la gamme de température des expériences, la viscosité de la gomme de silicone varie de 10^3 à 10^6 . Dans le cas où l'on considère que la silicone représente en partie un plume, il faut alors considérer une viscosité de 10^{17} à 10^{19} Pa.s⁻¹ (Lambeck et al., 1998), ce qui après mise à l'échelle correspond à une viscosité de la gomme de silicone de 10^1 à 10^3 Pa.s⁻¹. Dans les deux cas la gomme de silicone représente un matériel avec la gamme de viscosité adéquate pour une mise à l'échelle correcte.

Comme il a été montré au paragraphe 2.3.3, la viscosité des cires de paraffines varie de 10^9 à 10^{-2} Pa.s⁻¹, avec en particulier de 10^2 à 10^{-2} Pa.s⁻¹ pour une paraffine partiellement à totalement fondue. Dépendant de la composition chimique du magma et de la concentration en cristaux un magma granitique possède des viscosités variant de 10^4 à 10^{18} Pa.s⁻¹ (Scaillet et al, 1997). Étant donné que $S_0 = 10^{-16}$ Pa.s⁻¹, la partie fondue des cires de paraffine doit avoir une viscosité maximale de 10^2 Pa.s⁻¹, ce qui entre dans la gamme de viscosités de paraffines partiellement fondues.

D'après l'équation (3) et les valeurs de la table 2.5 ($S_f = 10^{-10}$ et $S_l = 10^{-6}$), il en résulte que le facteur d'échelle pour les diffusivités thermiques soit $S_a = 10^{-2}$. Avec une valeur de la diffusivité thermique des roches de $10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Turcotte et Schubert, 1982 ; Fowler 1990), la diffusivité thermique des paraffines doit être de l'ordre de $10^{-8} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. D'après Rossetti et al., (1999), elle serait de $8 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$.

D'après les valeurs de l'énergie d'activation pour les paraffines (1000 kJ/mol, Rossetti et al., 1999) , celle des roches crustales (150 - 200 kJ/mol, Carter et Tsenn, 1987) et l'équation (2), le facteur $S_T = 5$ ou 6. Supposant une température 1200 - 1500 °C à une profondeur de 80-85 km (d'après les gradients géothermiques calculés), la température basale du modèle analogique devrait être de 200-300 °C. Pour des raisons de nature des matériaux analogiques, il a été impossible de remplir cette condition, car la gomme de silicone devient instable (émanations toxiques) à des températures supérieures à 150°C. En fonction des matériaux disponibles et de leurs limites physiques, il a été choisi que le facteur de mise à l'échelle des température $S_T = 15$.

Selon Wosnitza et al. (2001) et Jackson (1992), seulement les premiers ordres de grandeur sont significativement importants pour la mise à l'échelle des contraintes. Ainsi il apparaît qu'une mise à l'échelle thermique rigoureuse n'est pas forcément nécessaire (dans ces expériences la valeur de la contrainte est fortement dépendante de la température). De plus le point primordial était d'obtenir une mise à l'échelle des viscosités, il n'était pas recherché de mettre à l'échelle la relaxation

thermique. Dans le cas de ces expériences, les températures requises dans le cas du gradient thermique le plus chaud entraînerait une complète fusion de la couche de paraffine inférieure du prototype (températures comprises entre 80 et 50 °C sur une couche de 2 cm d'épaisseur). Or, même si les auteurs (James et al., 2003) d'une étude géophysique récente sur le craton de Kaapvaal (Afrique

du Sud) invoquent un évènement de fusion partielle majeur pour rendre compte des résultats sismiques sur la base de la croûte (Moho montrant une structure plane et absence de litage dans croûte inférieure), le pourcentage de fusion partielle de la croûte ne pourrait pas excéder 40% (d'après les mêmes auteurs). Le facteur de mise à l'échelle des températures aurait pu être augmenté pour faire décroître les températures dans le prototype analogique. Cependant il a été choisi de garder un facteur de mise à l'échelle constant, pour tous les gradients thermiques pour faciliter les comparaisons. Un facteur d'échelle plus élevé n'aurait pas permis la fusion de la couche inférieure de paraffine dans le cas du gradient thermique le plus froid.

La figure 2.13 décrit les résultats de la mise à l'échelle entre modèle naturel et prototype analogique, pour les dimensions linéaires, les viscosités et les températures, le tableau 2.5 regroupe les différentes valeurs de la mise à l'échelle.

2.7 Mise en place des gradients thermiques et contrôle de la température dans l'appareil expérimental

Etant donné que les expériences analogiques faisaient intervenir des anomalies thermiques, il était nécessaire de développer une méthode permettant de contrôler les paramètres thermiques, pour obtenir les gradients de viscosité déterminés par la mise à l'échelle. La mise en place des gradients thermiques désirés dans l'appareil expérimental a nécessité différentes étapes.

2.7.1 Simulations thermiques

Des simulations numériques (programme SHEMAT) ont été réalisées pour anticiper le temps de chauffage nécessaire pour obtenir les températures désirées dans les couches de paraffines. Ces simulations ont permis à la fois, de quantifier la période de chauffage, mais aussi de quantifier

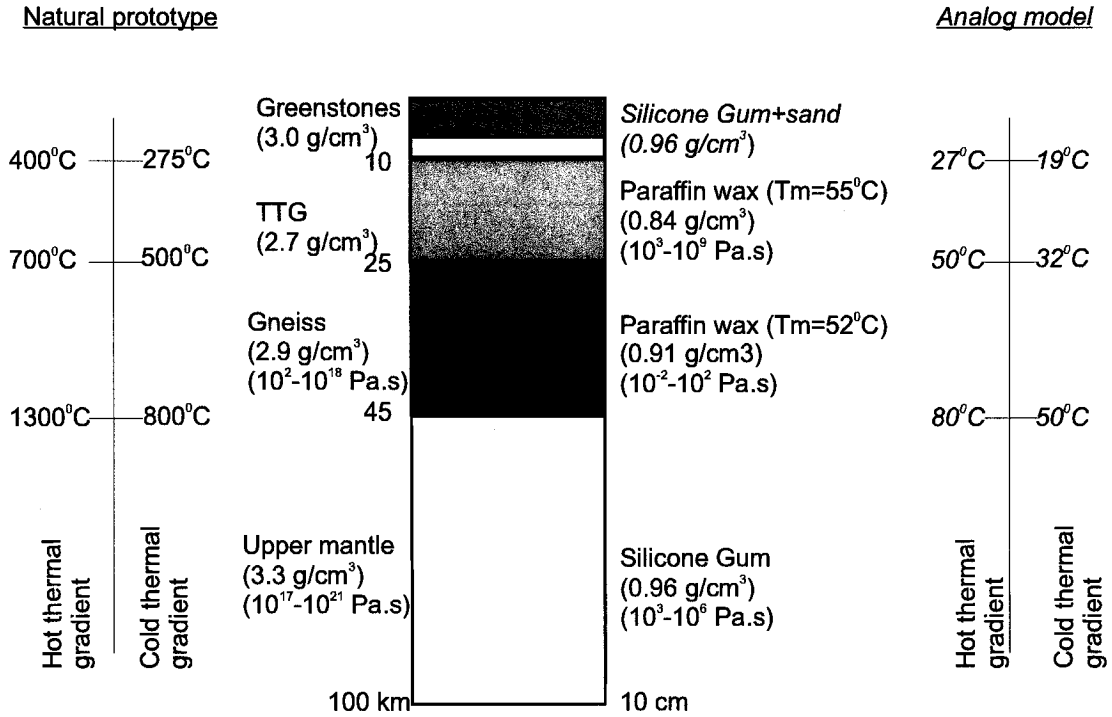


Figure 2.13: Modèle naturel et prototype naturel : récapitulatif de la mise à l'échelle. longitudinale = 10^{-6} ; rapport de densités = 1; rapport des température = 15.

Quantity		Unit	Nature	Laboratory	Scaling Factor
Thermal diffusivity	a	$m^2 s^{-1}$	10^{-6}	8×10^{-8}	8×10^{-2}
Strain rate	$\dot{\epsilon}$	s^{-1}	10^{-15}	10^{-5}	10^{-10}
Length	l	km	400x400	0.4x0.41	10^{-6}
Time	t	s	3000 10^{10}	3600	10^{-10}
Viscosity (silicone/ Upper mantle)	η	Pa s	$10^{-21} \cdot 10^{-17}$	$10^3 \cdot 10^6$	10^{-16}
Viscosity (wax/Middle and lower crust)	η	Pa s	$10^4 \cdot 10^{18}$	$10^9 \cdot 10^{-2}$	10^{-16}
Activation energy (wax)	H	kJ/mol	200	1000	5-6
Temperature	T	$^{\circ}C$	1300	80	15

Tableau 2.5 : Valeurs des coefficients de mise à l'échelle.

(approximativement) les gradients thermiques latéraux, ce qui a apporté des informations sur le comportement visqueux des couches de paraffines en coupe transversale. Ces données sont d'une importance fondamentale pour l'interprétation de la localisation des structures développées.

La figure 2.14 décrit la grille utilisée lors des simulations. L'architecture choisie, correspond au modèle analogique simplifié (la couche de sable n'est pas prise en compte), enveloppé par des couches d'air. Cette architecture permet de prendre en compte les pertes de chaleur dues aux contacts de l'appareil expérimental avec l'air. Il a été considéré un espace de 10 cm de chaque côtés et au dessus de l'appareil expérimental, correspondant à une zone de transfert thermique entre modèle analogique et l'air. Les conditions thermales aux limites sont décrites sur la figure 2.14, elles correspondent à une température fixe de 20°C (température ambiante de la pièce) pour les bordures et partie supérieure de la grille. Il a été imposé une température fixe de 80 °C pour la partie basale chauffée. Le reste de la grille a une température de départ de 20 °C. Le tableau 2.6 regroupe les différents paramètres utilisés pour ces simulations thermiques.

Les résultats sont représentés sur la figure 2.15. Pour se conformer à la mise à l'échelle, la couche de paraffine inférieure (croûte inférieure), doit montrer une température minimale de 52 - 60 °C. Les résultats montrent que la limite de 52 °C ne serait atteinte qu'après un minimum de 14 heures de chauffage (la conductivité thermique de la gomme de silicone est très basse ; tableau 2.5). De plus, en 10 heures de chauffage, un gradient thermique latéral de 2.9 °C /cm s'est développé. Le gradient latéral est symétrique des deux côtés de l'anomalie thermique, cependant de part le design de l'appareil expérimental, il en résulte une asymétrie au sein du prototype analogique. En effet la figure 2.15 montre les limites du modèle analogique, et il apparaît clairement que la région située entre l'anomalie thermique et le mur amovible « hinterland » sera plus froide que la région située à l'opposé « foreland ». Ceci résultera en une asymétrie qu'il faudra prendre en compte lors de l'interprétation des résultats des expériences analogiques.

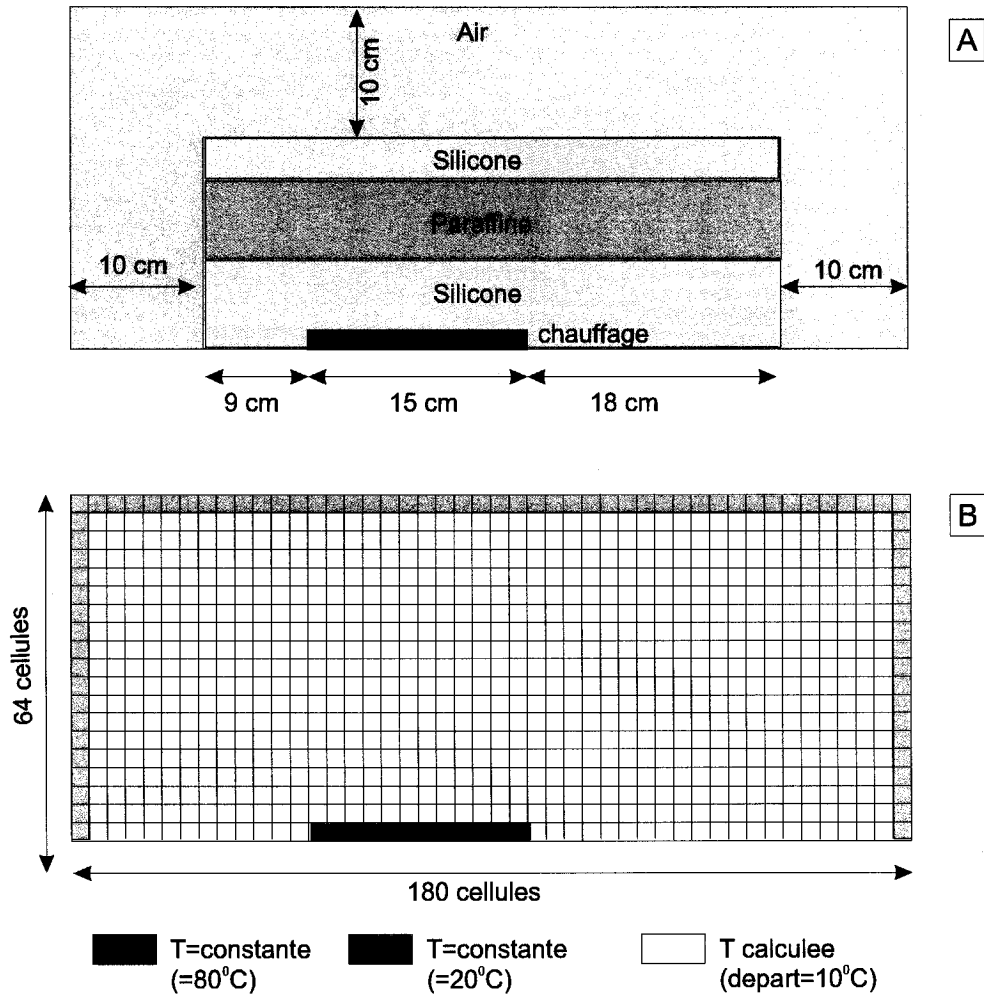


Figure 2.14: Représentation schématique (pas à l'échelle) des hypothèses des simulations thermiques sur le prototype analogique. A: Architecture de la grille. B: Contraintes thermiques utilisées lors des simulations thermiques sur le prototype analogique. Les valeurs des différents coefficients utilisés sont regroupés dans le tableau 2.5.

Lithologie	Conductivité thermique (W/m K) à 20°C	Capacité thermique (J/kg°C)
Air	0.0012 (1)	1000 (4)
Silicone	0.165 (2)	1400 (5)
Paraffine	2.132 (3)	2100 (6)

- (1) <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/> (2) Mc Gregor, 1954 (3) Dossetti-Romero et al., 2002
 (4) <http://www.sas.org/E-Bulletin/archive/reference/material/> (5) Mc Graw, 1965
 (6) Freud et al., 1982

Tableau 2.6: Valeur de la conductivité thermique, capacité thermique et porosité pour la silicone et paraffine, utilisés lors des simulations thermiques du prototype analogique.

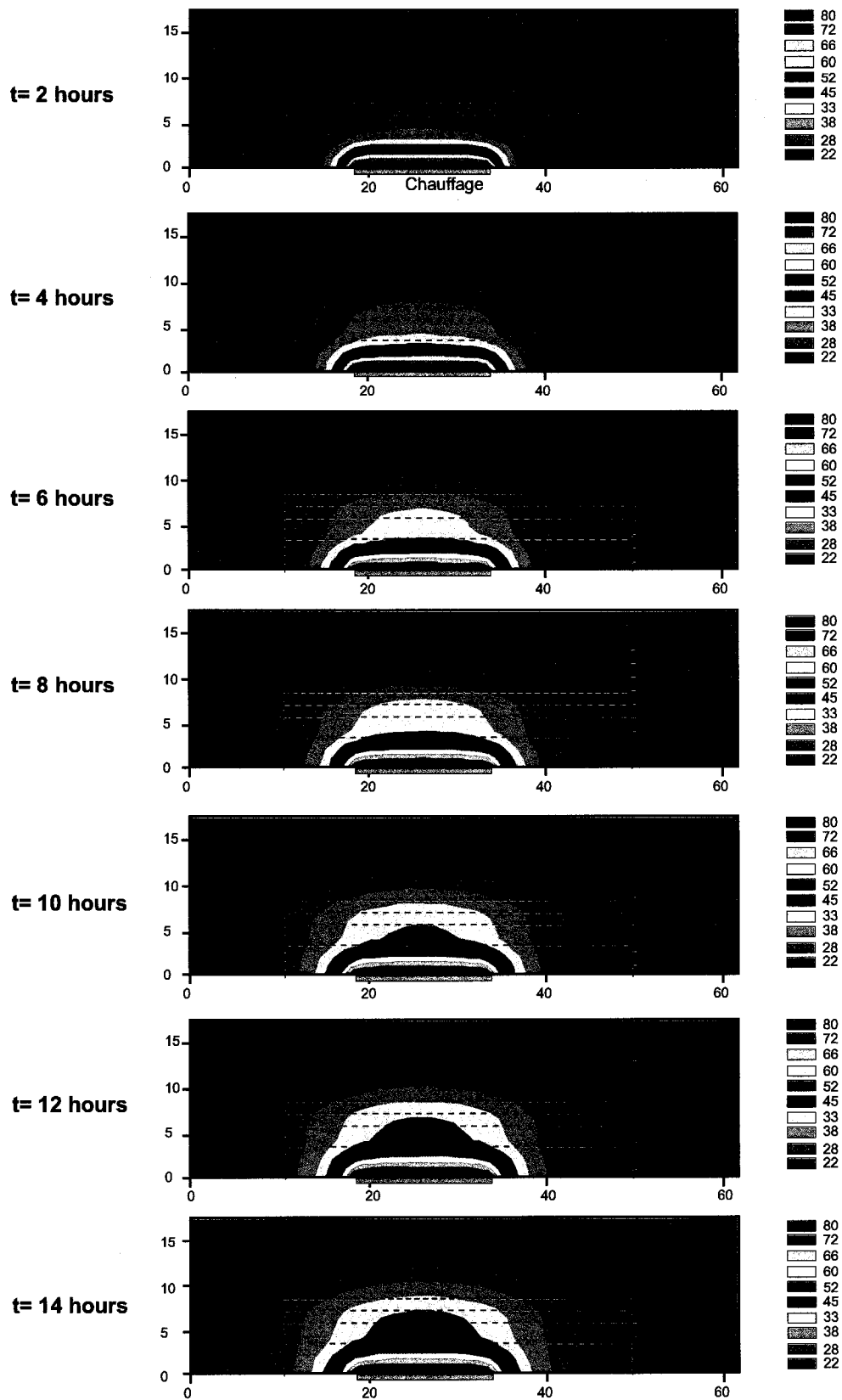


Figure 2.15: Résultats des simulations thermiques effectuées sur le prototype analogique. Les distances sont en centimètres et le rectangle en pointillé indique la portion correspondante prototype analogique. L'échelle des températures est en degrés Celsius et les dimensions en cm.

Cependant, même si, ces simulations thermiques ont été d'une aide quantitative, les résultats ne sont qu'approximatifs, du fait que, certains paramètres ne sont pas pris en compte (les plaques de bakelite bien qu'isolantes, ne sont pas complètement iso-thermiques, ce qui va entraîner des gradients thermiques latéraux plus importants ; le chauffage, bien que performant, peut entraîner des écarts de températures autour de la valeur de 80 °C choisie). C'est pour cette raison qu'il a été choisi de coupler ces simulations avec des tests thermiques contrôlés par des thermocouples, effectués sur les prototypes analogiques dans l'appareil expérimental.

2.7.2 Programmation

Les expériences ne pouvant être effectuées avec des thermocouples implantés dans les matériaux analogiques, il était donc obligatoire, de contrôler les températures dans l'appareil expérimental, mais aussi de recréer les gradients thermiques acquis précédemment. Ces deux demandes ont été pourvu par l'intermédiaire de programmes informatiques créés dans l'environnement de LABVIEW.

Le premier programme permet de visualiser et de quantifier l'évolution des températures de chaque couche du modèle analogique en fonction du temps de chauffage, ainsi que de contrôler le chauffage par contrôle de la température basale de l'appareil expérimental. Il permet aussi l'enregistrement des données récoltées par chaque thermocouple. Ces données étaient ensuite exploitées dans un second programme qui ne contrôle que le chauffage. Le premier programme correspond essentiellement en un programme d'acquisition de données, alors que le second programme correspond à un programme de lecture de données précédemment acquises.

2.7.3 Fabrication du modèle analogique avec thermocouples

De 1 à 3 thermocouples ont été installés dans chaque couche. Pour la couche inférieure de silicone, un minimum de 2 thermocouples (un placé à la base, l'autre au sommet de la couche) ont été insérés et maintenus en place par du ruban adhésif pour éviter les déplacements, ou la remontée du thermocouple. Les paraffines ont été fondues et les thermocouples installés dans les couches avant le refroidissement de celles-ci. La superposition des deux couches de paraffines (croûtes moyenne et inférieure) a nécessité la création d'espaces pour laisser passer les thermocouples de la couche inférieure, espaces qui ont été ensuite rebouchés. Pour la couche de silicone supérieure, un thermocouple a été placé au sommet. Aucun thermocouple n'a été inséré dans la partie sable de la couche supérieure.

2.7.4 Les gradients thermiques obtenus par l'intermédiaire des thermocouples

La figure 2.16 est un exemple de la mise en place des gradients thermiques par l'intermédiaire de thermocouples. D'après les tests thermiques il est nécessaire de chauffer le prototype au moins 11 heures avant d'atteindre la température de 52 °C dans la couche inférieure de paraffine, pour entraîner le début de la fusion. Ce graphique montre clairement, la présence de gradients thermiques latéraux, avec par exemple une différence de 15 °C à la base de la couche de silicone entre la zone chauffée et à 7 cm. La même remarque est valable pour les autres couches mais avec des gradients moins prononcés. De plus ce graphique montre le temps de réponse des couches à un arrêt de chauffage. En effet alors que la couche de silicone répond prestement, avec une décroissance de température de 30 °C en 1 heure, les paraffines répondent plus lentement (5 °C en une heure). Les différents gradients thermiques mesurés avec les thermocouples sont regroupés en annexe A5.

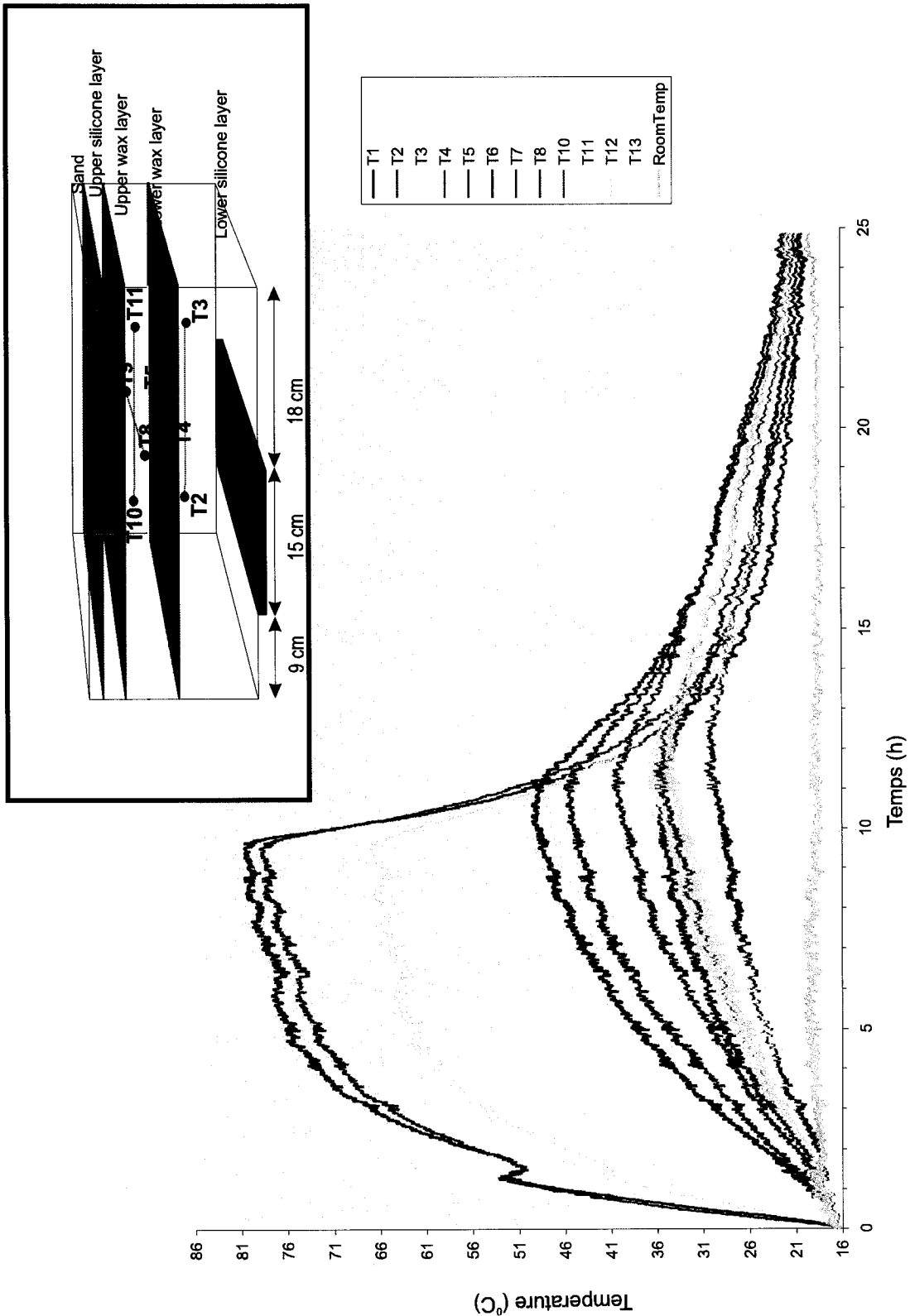


Figure 2.16 : Variation des températures mesurée par l'intermédiaire de thermocouples, en fonction du temps, quatre thermocouples étaient installés dans chaque couche de paraffines, trois dans la couche inférieure de silicone, et un thermocouple dans la couche supérieure de silicone.

2.8 Protocole expérimental

Les couches de paraffines sont fabriquées dans un récipient plus large que la taille du modèle pour éviter les effets de bords. Ils sont dus aux tensions de surface lors du refroidissement, ce qui implique un affaissement de la partie centrale de la couche. Ces couches de paraffines sont découpées à la taille désirée et ensuite thermiquement collées l'une à l'autre pour éviter des phénomènes de décollement pendant les expériences analogiques.

La couche inférieure de gomme de silicone est disposée dans l'appareil expérimental et repose pendant un minimum de 24 heures, pour laisser échapper les bulles d'air coincées lors du dépôt de la couche. Les couches de paraffines sont ensuite déposées dans l'appareil expérimental, puis collées aux parois de la boîte par insertion de paraffine liquide. Cette technique est utilisée pour éviter à la gomme de silicone de remonter sur les bords du modèle entraînant un pendage du modèle. La partie silicone de la couche supérieure est ensuite installée et repose jusqu'à la disposition des bulles d'air, seulement à ce stade la sable est installé.

Le modèle est chauffé avant le démarrage du moteur, de 10 à 20 heures de chauffage sont nécessaires pour obtenir les gradients thermiques voulus.

2.9 Limites de l'étude

Les expériences analogiques sont d'une grande simplicité par rapport à la réalité. Les couches sont considérées comme homogènes et aucune structure pré-existante n'a été prise en compte, ce qui entraîne une simplification des processus géologiques. Cependant, le but de ces expériences était d'étudier des processus tectoniques à l'échelle crustale. Etant donné la nouveauté de ces expériences, avec anomalies thermiques, l'introduction d'hétérogénéités ou de structures aurait compliqué inutilement les résultats, à ce stade de développement d'une nouvelle méthode d'étude

analogique. Cependant, le point faible majeur de ces expériences est le manque de processus d'érosion ainsi que des phénomènes isostasiques. En effet, l'érosion aurait pu accentuer ou diminuer certaines structures, ce point est définitivement une limitation aux interprétations.

Contrairement aux expériences analogiques réalisées jusqu'à présent, on ne suppose pas que le comportement rhéologique des couches est invariable avec la profondeur. L'utilisation de matériaux thermo-sensibles entraîne une variation de viscosité à même la couche. Cependant les variations de viscosités sont seulement estimées. De plus, même si les gradients thermiques analogiques sont contrôlés par ordinateur, des facteurs externes non-contrôlés (température de la pièce, performance du chauffage) interviennent, ce qui peut aboutir à des différences de températures dans le prototype analogique lors des expériences en comparaison des températures installées et contrôlées par l'intermédiaire des thermocouples. Bien que la mise à l'échelle ait été effectuée le plus rigoureusement possible, lors des expériences les températures et donc les viscosités restent très approximatives (même si toujours dans une gamme de valeurs valide), ainsi les résultats bien qu'interprétables en terme de processus tectoniques, ne sont pas interprétables en termes quantitatifs sur les viscosités des couches crustales.

L'appareil expérimental, du fait de son design entraîne des limitations dans les interprétations. Les simulations thermiques du paragraphe 2.7.1 indiquent que le prototype analogique n'est pas symétrique thermiquement, ce qui pourrait imposer un développement des structures différentes de part et d'autre de la zone chauffée. De plus, les effets de bords sont amplifiés par les gradients thermiques latéraux. L'idéal aurait été de créer un appareil expérimental assez large, qui après la mise en place des gradients thermiques, aurait toujours montré des parois à température ambiante. Ainsi les structures en cisaillement proches des parois de l'appareil expérimental, obtenues dues aux gradients de viscosités auraient pu être incluses dans les interprétations. Mais dans le cas de ces expériences, ces structures sont trop proches des parois de l'appareil expérimental pour être

exploitables. De plus l'anomalie thermique est considérée comme linéaire et continue, ce qui est discutable.

Chapter 3: Insights on Archean continental geodynamics from gravity modelling of granite-greenstone terranes

A.P. Peschler ^{1*}, K. Benn¹ and W.R. Roest ^{2,3}

¹ Ottawa-Carleton Geoscience Centre and Department of Earth Sciences, University of Ottawa, Ottawa, ON K1N6N5, Canada.

² Geological Survey of Canada, Ottawa, ON K1A0E9, Canada

³ now at.: IFREMER centre de Brest, B.P. 70, 29280 Plouzane, France

This chapter written on a publication format is in press in the Journal of Geodynamics, 2004. 38:2, pp 85-207

Abstract

This work investigates continental geodynamics, in the Middle and Late Archean, by way of gravity models of cratonic regions that range in age from ca. 3.5 Ga to ca. 2.7 Ga. Selected regions of three major cratons are compared: the Pilbara Craton, Australia (3.5-3.2 Ga), the Yilgarn Craton, Australia (2.7 Ga) and the Abitibi Subprovince (2.7 Ga) which is part of the Superior Province, Canada. The modelled regions include large tonalite-granodiorite batholiths hosted within greenstones. Each region is modelled using several 2-D gravity profiles to obtain a 3-D picture of the first order structure of the upper to middle crust. In the 3.5 Ga Pilbara craton, some modelled batholiths have well defined roots that extend to depths greater than 10 km whereas others have roots extending to less than 6 km depth. The greenstones form keels, some extending to 10 km depth. The models for the 2.7 Ga Yilgarn craton and the Abitibi Subprovince show no major differences between the two

younger terranes. In them, batholiths share a commonly thin shape with shallow roots that are not as well defined as those of the Pilbara batholiths. The rarity of deep roots and a thickness of 5 to 6 km are characteristics of the ca. 2.7 Ga batholiths. The surrounding greenstones form keels of up to 10 km depth, as in the modelled regions of the older Pilbara craton. Comparison of the results from the older and younger cratons suggests: (1) the presence (Middle Archean) or quasi-absence (Late Archean) of deep batholith roots may indicate changes in continental geodynamics and in the processes of cratonic formation and batholith assembly from 3.5 Ga to 2.7 Ga, with a strong difference between the studied batholiths older or younger than 2.8 Ga. These differences in batholith shapes may be interpreted as the results of an evolution in the processes involved in crustal differentiation from a crustal-scale diapirism-type model to a plate tectonic-like model beginning after 2.8 Ga. (2) greenstones in the Middle and Late Archean terranes form deep keels, which are consistent with the crustal diapirism model in the case of the older greenstones, and may be explained by crustal folding in the younger cases.

Keywords : Archean, gravity modelling, geodynamics, Pilbara, Yilgarn, Abitibi

1. Introduction

The fundamental characteristics of Archean geodynamics continue to be a subject of much debate (De Wit, 1998; Hamilton, 1998), especially as it concerns the formation, differentiation and reworking of continents. It is a debate of great interest because a large proportion of the continental masses was accreted during the Archean, and also because Archean cratons are amongst the principal reservoirs of Earth's mineral resources. One of the principal questions regarding the evolution of the early continents is whether large-scale vertical displacements, referred to as "crustal-scale diapirism" (Goodwin, 1977), or as "partial convective overturn" of the crust (Collins et al., 1998), driven

principally by gravity instabilities were predominant tectonic processes, or whether the Archean continents were accreted and reworked by successive collisions at subduction zones as in the present-day plate tectonic paradigm (de Wit, 1998).

In fact, a proper understanding of the evolution of Archean continental geodynamics must not be based on end-member models of vertical crustal displacements or of Phanerozoic-style plate tectonics. There was necessarily a shift in the processes of craton formation and reworking with the secular cooling of the planet. In fact, previous structural analyses of several Archean cratonic regions of different ages have suggested a change from crustal-scale dominated to plate tectonic-dominated processes during the Archean (e.g. Choukroune et al., 1997).

In this paper we investigate the nature of Archean geodynamics from the Middle Archean (ca. 3.4 Ga) through the Late Archean (ca. 2.7 Ga) by way of gravity models of three cratonic regions that include large greenstone belts hosting granitic batholiths. This work is based on the premise that the shapes of the greenstones and batholiths at depth should provide a record of the first-order tectono-magmatic processes involved in the formation of terranes of different Archean ages. The structural styles of greenstone belts and the shapes of the batholiths, as determined by way of geological mapping, have been used by other workers to support crustal diapirism and plate tectonics models (Choukroune et al., 1997; Collins et al., 1998; Sawyer and Benn, 1993). Our approach has the advantage of providing a three-dimensional look at the large-scale morphologies of greenstone belts and batholiths at depth, which is complementary to geological studies of the same regions. We intend, by comparison of the gravity models for terranes of different Archean ages, and by comparison of the results to proposed geodynamic environments, to provide additional constraints on the predominant processes active in the formation and reworking of continental masses in Archean time.

The modelling results allow us to identify similarities and differences between the studied terranes. The profile shapes of batholiths provide the strongest evidence for a fundamental shift in

crustal dynamics during the Middle to Late Archean. The results suggest that crustal diapirism may have been the major tectono-magmatic process in Archean continental crust evolution until ca. 2.8 Ga.

2. Plate tectonic and crustal scale diapirism models

Here we briefly review the structural makeup of granite-greenstone belts, and then discuss the plate tectonic and crustal diapirism-type models that might explain their formation.

2.1. Structure of granite-greenstone belts

Archean granite-greenstone belts are predominantly composed of greenschist-grade metavolcanic rocks and subordinate greenschist-grade metasedimentary rocks that host composite batholiths of tonalite-granodiorite composition. Often, the batholiths also include an orthogneiss component, possibly derived from older plutons. The greenstone belts have been deformed during one or (usually) more phases of folding.

Fundamental differences are identified in the structural styles of Middle and Late Archean greenstone belts as viewed in horizontal (map) section. In older, ca. 3.5 Ga granite-greenstone terranes, the typical dome and basin structural architecture has been cited as evidence of crustal-diapirism-type tectonics (Choukroune et al., 1997). In those terranes, round to elliptical batholiths composed of plutons and gneisses form the cores of structural domes, which are surrounded by synformal folds (structural basins) within which greenstones are preserved. The dome and basin structures are attributed to diapirism, rather than to regional fold interference patterns, in part because the domes and basins affect rocks of both high and low metamorphic grades, including upper amphibolite to granulite grade rocks as in the Dharwar craton, India, and in the Pilbara terrane, Australia (Choukroune et al., 1997; Collins et al., 1998). The involvement of such high-grade

metamorphic rocks in the regional domes and basins suggests crustal-scale deformation related to vertical displacements of middle to lower crust. Highly strained greenstones near the margins of the batholiths may preserve kinematic indicators recording downward displacements of the metamorphic country rocks with respect to the batholiths (Choukroune et al., 1997).

In contrast, younger, ca. 2.7 Ga greenstone terranes represent linear fold belts, often bounded by shear zones that in some cases are continuous for hundreds of kilometers along strike (e.g. Abitibi granite-greenstone belt, Canada; Yilgarn craton, Australia). Large batholiths are round to elliptical in shape and can form domal structures, as in the older terranes, but amphibolite to granulite grade metamorphic country rocks are absent, arguing against the crustal diapirism model. For instance, the supracrustal rocks in the very large Abitibi granite-greenstone belt are everywhere characterized by greenschist to sub-greenschist grade metamorphism, with the exception of narrow contact metamorphic aureoles that are present around some plutons (Easton, 2000). The structural style of the younger belts, especially their continuous linear nature, is more suggestive of accretion against older continental margins by plate tectonic processes than of sagduction (Choukroune et al., 1997). However, displacement rates of lithospheric plates and thicknesses of oceanic crust were likely greater in the Late Archean than at present due to the higher Archean heat flux, so tectonic processes in the Late Archean may not be directly comparable to the Phanerozoic. Certainly, the absence of any preserved HP-LT metamorphic rocks within proposed Archean suture zones indicates that accretion did not occur according the present-day plate tectonic paradigm (Hamilton, 1998).

Here we sound a note of caution regarding the interpretation of structural styles of Late Archean terranes, as summarized in the previous paragraph, as evidence that they were accreted by plate tectonic processes at subduction zones. The regional folds, which are often tight to isoclinal, and the shear zones that define the linearity and apparent continuity of the belts, indicate a large degree of regional shortening. This raises the question of whether late deformation may have been sufficient to

obscure older outcrop patterns more akin to the dome and basin structures of the ca. 3.5 Ga belts. One way of resolving this question will be by detailed structural analyses of some Late Archean terranes, with particular attention paid to determining the emplacement mechanisms of batholiths. Our geophysical modelling provides an alternative and complementary approach; the results provide a three dimensional view of the morphologies of batholiths and greenstones that cannot be obtained by mapping alone.

2.2. Structural domes and greenstone keels

Two keys that may allow us to infer the relative importance of crustal diapirism tectonics in the evolutions of granite-greenstone belts are the morphologies of batholiths and of the host supracrustal rocks at depth. If gravity driven, crustal diapirism-type models are to explain the crustal structure of granite-greenstone belts, then it must be shown that the crystalline structural domes are thick, deeply rooted bodies, possibly extending to the source regions of the granitic and gneissic material, at least to the middle crust. In other words, the batholiths should have shapes that are consistent with diapiric uprise and emplacement of partially molten rock masses. If gravity-driven, diapiric uprise of deep crustal material occurs it must be accompanied by a concomitant sinking of the upper crust. Hence, we should expect that geophysical models would reveal similar crustal structure. This model was proposed to explain dome and basin structures and batholith emplacement in the Pilbara craton (Collins et al., 1998; Van Kranendonk et al., 2001) and in the Dharwar craton (Bouhallier et al., 1995).

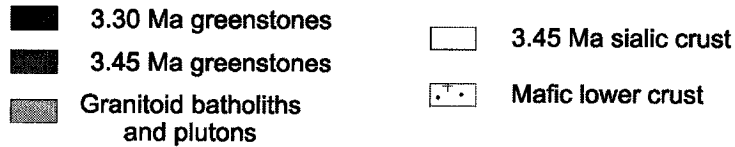
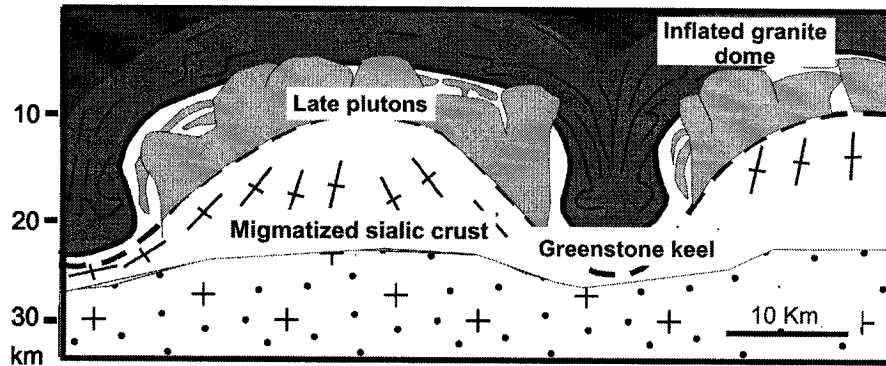
The crustal diapirism model, which relies on gravity instabilities to overcome the yield strength of the middle crust, would be applicable to the Archean when strengths of crustal materials were be diminished by higher geothermal gradients, possibly spiked by heat advected from mantle plumes and/or underplating (Choukroune et al., 1995). Numerical simulations have demonstrated that

gravity driven crustal diapirism could have been the major crustal deformation process in the Early and Middle Archean while the viscosity of the crust might have been low enough to allow gravity instabilities to rise (West et al., 1979; Mareschal et al., 1980). The resulting crustal structure has batholiths and supracrustal rocks extending to great depth. A variation on the crustal diapirism model is the partial convective overturn proposed for the Pilbara craton (Fig. 3.1A) (Collins et al., 1998); it is essentially the same model arrested at an early stage of dome formation.

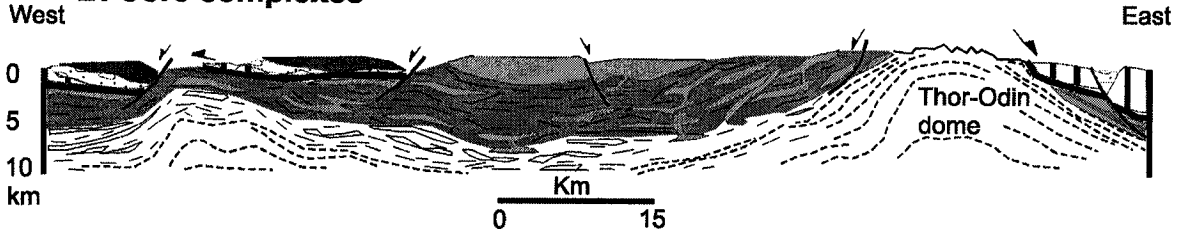
On the other hand, if crustal diapirism was not an important process in the evolution of the studied terranes, then presumably we must seek a model for their formation involving magmatism and deformation in a plate tectonic-like regime. Structural domes cored by batholiths may be formed during extensional tectonics late in the evolution of collisional belts, resulting in uplift and exhumation of mid-crustal rocks to form core complexes (Fig. 3.1B). Debate continues on the mechanisms of formation of the depicted dome structure, the Thor-Odin dome of the Canadian cordillera, but generally it corresponds to an uplift of metamorphic and plutonic rocks bounded by shear zones representing low angle normal-sense decollements (Ranalli et al, 1989; Vanderhaeghe et al., 1999). The older gneissic rocks in the core of the dome may be rooted in the middle crust but rather than steep, diapir-like margins, the core should dip moderately outward. If a core complex was folded during later convergent tectonics, the depth extent of the deformed supracrustal rocks would depend mainly on the amplitudes of the regional folds.

Fig. 3.1C depicts how a structural dome cored by crystalline rock might be formed in a convergent arc environment. In this example, the batholith is emplaced in an Andean arc-style continental margin. Overall, the batholith may be quite thick. For instance, the California arc in the southwestern United States (Ducea, 2001). Deformation related to convergence and ultimately to collision, uplift and exhumation results in folded supracrustal rocks hosting a composite batholith composed of numerous plutons.

A: Partial convective overturn



B: Core complexes



C: Continental arc collision

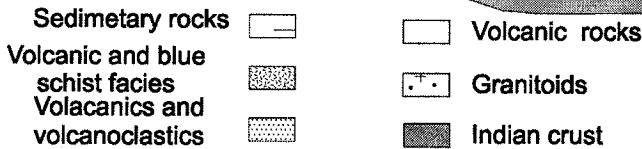
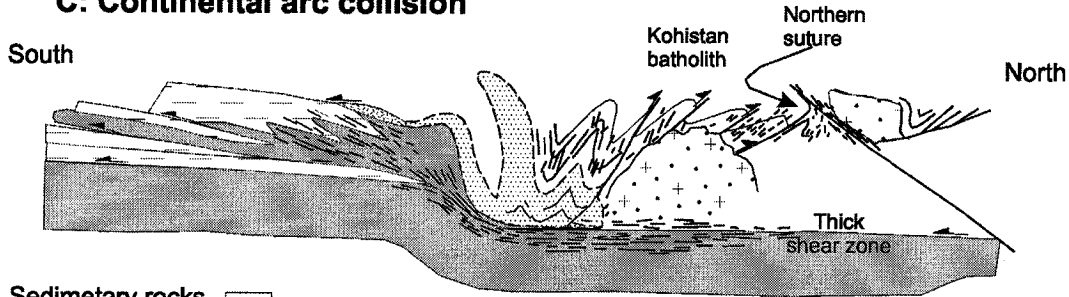


Figure 3.1: Simplified geological cross-sections of three different geodynamic settings; A: Partial convective overturn with the example of the Pilbara craton (modified after Van Kranendonk *et al.*, 2001). B: Core complexes, with the example of the Shuswap metamorphic core complex (modified after Vanderhaeghe *et al.*, 1999). C: Continental arc collision, with the example of the Kohistan arc (modified after Coward *et al.*, 1986).

In the crustal scale diapirism and core complex models, the batholiths coring the structural domes are expected to be composed of gneisses intruded by later plutons emplaced prior to and during diapirism or exhumation. In the crustal diapirism model, one intuitively expects magmatic intrusions to conform to the shapes of the rising domes. The model in Fig. 1A suggests they may also form bulbous and sheet like bodies on dome margins. In the plate tectonic models, we expect the multiple pluton components of batholiths to be tabular bodies with horizontal dimensions several times greater than vertical dimensions (Petford et al., 2000).

3. Methodology

3.1. Data

The geophysical data were provided by the Geodetic Survey of Canada of the Department of Natural Resources Canada and by the Western Australia Geological Survey. For the Abitibi Subprovince, the data represent an uneven coverage, depending on the modelled region, with the station spacing varying from 1 to 20 km. The data used for the Australian cratons are represented by a grid with a spacing of stations varying between 4 and 11 km. The gravity profiles have been extracted from the Australian grids with a regular 5 km spacing. Geophysical maps have been computed and interpreted to obtain information at the craton scale, while gravity profiles provide more precise information on the shapes of the batholiths and hosting greenstones rocks at depth.

3.2. Method

The modelled Archean regions are granite-greenstone belts that are locally overlain by Proterozoic and/or younger sedimentary cover. Based on available geological cross-sections, seismic-reflection data and previous gravity models, we established a hypothetical composition and thickness of the Archean crust. For all three terranes, a three layer crust was adopted with a total thickness of 45 km; an upper layer (10 km) composed of greenstones, granitoids and metasedimentary rocks, with an

average density of 2.80 g/cm^3 , a middle layer composed of Archean TTG (Tonalite-Trondjemite-Granodiorite, 15 km) with an average density of 2.70 g/cm^3 and a lower layer (20 km) composed by mafic gneiss with a density of 2.90 g/cm^3 . The three-layer model and the assigned average densities provide the background gravity signature of each model. Since the percentage of the components of the average upper crust can vary, different values were tested for the upper layer (from 2.75 g/cm^3 to 2.85 g/cm^3). No major changes in the shapes or thicknesses of the modelled greenstone and granitoid blocks resulted from varying the background densities of the upper crust.

The shapes of greenstones and batholiths were then modelled by adding blocks of high (3.0 g/cm^3) and low density (2.65 g/cm^3) corresponding to the averages of measured densities for greenstones and granitoids (Wellman, 2000; Gibb et al., 1970; Table 3.1). Each profile, after extraction, was modelled using the software Gm-sys (Northwest Geophysical Associates, Inc., 2001).

3.3. Limitations of the method

Our assumptions (gravity models with blocks of high and low densities) place limitations on our interpretations. Specifically, compositions and thicknesses of the sedimentary and metasedimentary cover, and the different compositions of the plutonic rocks are not taken into account, leading to rather simplistic gravity models. However, the method leads to small errors between the overall shapes and the depth extents of the modelled blocks and those resulting from more complex models that would include metasedimentary cover and minor differences in densities for granitic rocks in the batholiths. This simple approach also allowed us to overcome the lack of data on the thickness of the metasedimentary cover in some regions. The gravity profiles were modelled for the purpose of getting information at the crustal scale, therefore the sedimentary cover was not of a great importance for this study.

All of the granitoids and greenstones were modelled with one density corresponding to the mean value of each rock type (2.7 g/cm^3 for the granitoids and 3.0 g/cm^3 for the greenstones). We

Location	Rock type	Density g/cm ³	Reference
SE Yilgarn craton	Gneiss	2.74	Anfiloff and Shaw, 1973
Widgiemooltha	Granite	2.65	Archibald, 1979
Souther cross	Granite	2.63	House, 1991
Kalgoorlie	Granite	2.70	Goleby et al., 1993
Kambalda-Widgiemooltha	Granitoid	2.65	House, 1997
	background crust	2.71	
	felsic volcanic rocks	2.74	
Baberton	Granite	2.66	Daracott, 1975
	Gneiss	2.65	De Beer, 1982
	Granite	2.67	"
Murchison	Gneiss	2.67	"
Pietersburg	Gneiss	2.68	Stettler et al., 1988
	Greenstones	2.7-3.0	"
Pilbara	granitoid	2.65	Wellman, 2000 from House, 1996
	mafic/ultramafic rocks	2.92	"
Abitibi Subprovince	Granite	2.66	Gibb et al, 1970
	Granite	2.76	"
	Greenstones	3.00	"
	Granite	2.65	Keating, 1992
Birch-Uchi subprovince	Granite	2.64	Gupta et al, 1982
Dharwar	Granite	2.65	Subrahmanyam et al, 1982
	Amphibolites	3.03	"
	Gneiss	2.68	"
Abitibi Subprovince (this study)	Granite	2.65	
	Gneiss	2.90	
	Greenstones	3.00	

Tableau 3.1: Density values used for gravity modelling from previous gravity studies on Archean terrains.

made this assumption to facilitate the comparison between the three terranes and there is no convincing evidence of change in densities for greenstone or granitoids before or after 2.8 Ga although it might be possible that greenstones and/or granitoids from different terranes show slightly differences densities. The values chosen in this study (2.7 g/cm^3 ; 3.0 g/cm^3) correspond to $\pm 0.2 \text{ g/cm}^3$ for the densities of all granitoids and greenstones. This uncertainty in density is related in thickness uncertainty. However the chosen values were the mean values over 200 samples from the Abitibi Subprovince. These values might be slightly too high or too low for the Pilbara and Yilgarn cratons. However, the comparison between this study values and previous gravity modeling on Archean granite-greenstone terrane (Table1) show that the chosen values are within the range of densities used by several authors. More over the use of the same values for all the profiles has allowed us to lighten trends in granite and greenstones shapes as well as ease the comparison between all the profiles. Different density values would have change the thicknesses of the batholiths and greenstones but the trends would be identical.

4. Geological settings:

4.1. The Pilbara Craton, Australia

The Pilbara craton is situated in the northwestern part of Western Australia (Fig. 3.2A). It is composed of a crystalline basement and greenstones of Early to Late Archean ages overlain by a succession of volcanic and sedimentary rocks (Griffin, 1990). The Pilbara block is divided into five lithotectonic domains (Van Kranendonk et al., 2002): (1) the old nucleus of the Pilbara, a granite-greenstone terrane located in the eastern part of the Pilbara (East Pilbara Granite-Greenstone Terrane or EPGGT), representing an older sialic crust with ages between ca. 3515 and ca. 3240 Ma; (2) the West Pilbara granite-greenstone terrane (WPGGT) composed of granitoid complexes and greenstones, younger than the EPGGT, the oldest rock having been dated at 3270 Ma; (3) the Mallina

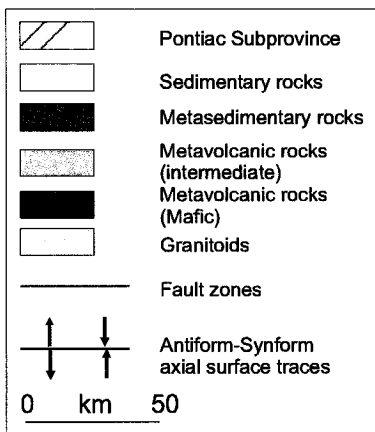
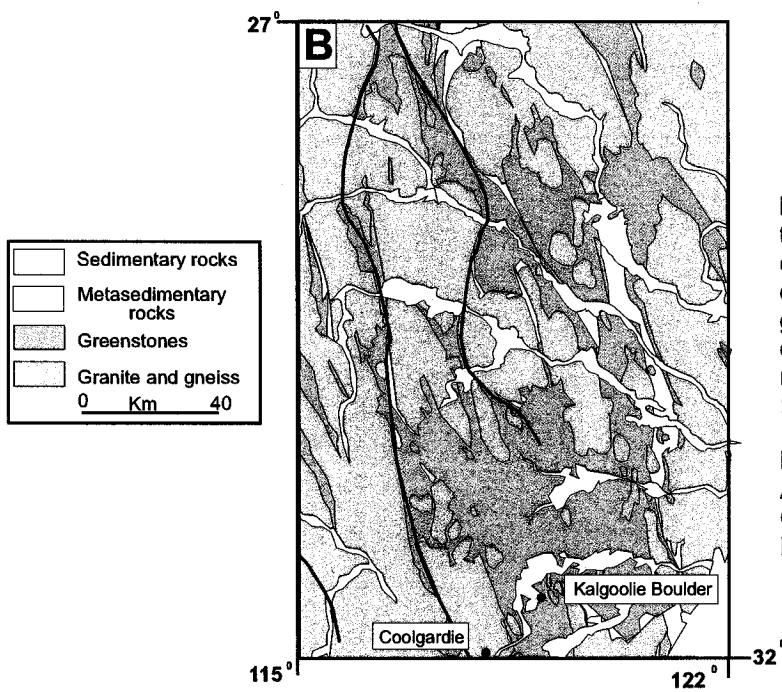
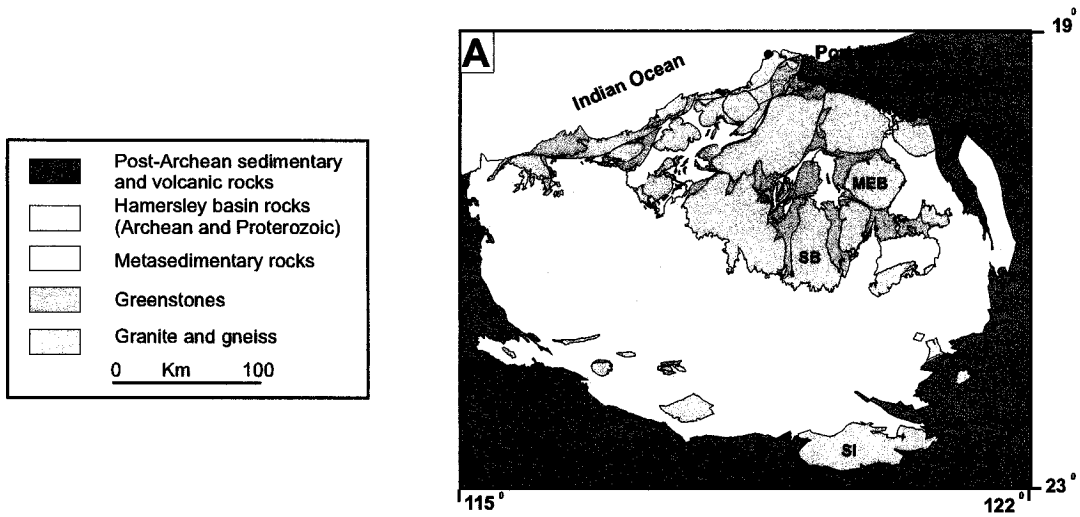


Figure 3.2: Simplified geological maps of the three studied cratons. A: Pilbara craton modified from a www publication of the AGSO. B: Southern Cross granite-greenstone Terrane, modified from Myers et al, 1998. C: Abitibi Subprovince, modified from Ayer et al., 2002. MEB : Mount Edgar batholith; SB : Shaw batholith; SI: Sylvania Inlier; RLB : Round Lake batholith; LAB : Lake Abitibi batholith. KCSZ : Kirkland-Cadillac shear zone; PDSZ : Porcupine-Destor shear zone

basin composed of volcanic and clastic sedimentary successions (ca. 3280-2920 Ma), intruded by granitoid rocks and deformed at ca. 2950-2930 Ma; (4) the Kurrana terrane, in the southeast part of the craton, about which little is known; (5) The Mosquito Creek basin, located between the EPGGT and the Kurrana terrane, composed mainly of sedimentary rocks (ca. 3310-2850 Ma).

Two modelled batholiths are located in the old nucleus, the EPGGT, the Mount Edgar batholith (ca. 3.3-3.4 Ga, Williams et al., 1990) and the Shaw batholith (3.4 Ga, Williams and Collins, 2000). The third chosen batholith, the Sylvania Inlier, is much younger (2.8 Ga; Tyler et al., 1992) and located in the Kurrana Terrane (Fig 2A).

The EPPGT is characterized by large ovoid batholiths emplaced between ca. 3490 and ca. 3340 Ma (Hickman, 1983), surrounded by steeply dipping greenstones, deposited between ca 3515 and ca 2940. The batholiths form domes and the greenstones form monoclines (for example the western Shaw Dome, Van Kranendonk, 1988) or synformal belts (Hickman, 1983, 1984). Older greenstone components are usually preserved along batholith margins whereas younger greenstones are present in the cores of synforms (Van Kranendonk and Collins, in prep). The batholith complexes also contain slightly older gneissic and foliated remnants of TTG composition, dated between ca. 3500 and ca. 3410 Ma. The greenstones preserve mineral assemblages indicative of amphibolite to greenschist grades with a common decrease in metamorphic grades further away from the batholith contacts. Some remnants of granulite-grade rocks have been described in amphibolite xenoliths (Van Kranendonk et al., 2001).

In the case of the Kurrana Terrane, very little is known because of the Late Archean to Proterozoic cover located in the Hamersley basin. However, inliers give some information about the underlying rocks. The work based on field observations and petrochemical analyses (Tyler et al., 1992) suggests that there is a suture between the north Pilbara terrane and the southeast terrane, with amalgamation of the two terranes between 3.0 and 2.7 Ga.

4.2. The Southern Cross Terrane of the Yilgarn craton, Australia

The Southern Cross Terrane (Fig 3.2B) is one of four terranes, which constitute the Yilgarn craton (the three other terranes are the Western Gneiss Terrane, the Murchison Terrane and the Eastern Goldfields Province). The Southern Cross Terrane is composed of predominantly mafic greenstones, with a ca. 3.0 Ga lower succession overlain by a younger upper succession. Both were intruded by granitoids, mostly with compositions ranging from monzogranite to granodiorite, dated ca. 2.73 Ga to ca. 2.65 Ga (Nelson, 2001).

In contrast to the dome-and-basin structural pattern of the Pilbara block, the Southern Cross granite-greenstone Terrane (and the Abitibi Subprovince, next section) shows strong structural lineaments, represented by regional-scale shear zones as well as regional scale anticlines and synclines; the folds are oriented for the most part parallel to the regional shear zones. The Southern Cross Terrane preserves mainly greenschist grade metamorphic rocks to amphibolite-grade rocks (Tyler et al., 1992). In the Southern Cross Terrane (Fig 3.2B), two profiles through the entire Southern Cross area were modelled in order to obtain a better perspective on the entire region

4.3. The Abitibi Subprovince of the Superior Province, Canada

The Abitibi Subprovince (Fig. 3.2C) is a granite-greenstone terrane of ca. 2750 Ma to ca. 2680 Ma age, one of the youngest volcano-plutonic Subprovinces located in the southeastern part of the Superior Province (Jackson and Fyon, 1991). It is divided into several granite-greenstone belts, of which the Abitibi granite-greenstone belt is the largest and the most studied. The Subprovince is composed of a thick series of metavolcanic and metasedimentary rocks, intruded by granitic plutons and batholiths. The volcanic rocks, ranging in composition from ultramafic to felsic, and the subordinate sedimentary rocks are grouped into nine geochronologically and stratigraphically distinct assemblages, thought to represent a continuous history of magmatism and sedimentation from ca. 2750 Ma to ca. ca. 2680 Ma (Ayer et al., 2002). The batholiths are composite bodies including outer

rinds composed of older tonalite plutons (ca. 2740 Ma) and orthogneiss, intruded by later (ca. 2700 Ma) granodiorites (Becker and Benn, 2004).

In the Abitibi Subprovince, the regional metamorphic grade is greenschist to subgreenschist (Easton, 2000). The structures that most strongly influence the regional-scale map pattern are upright, shallowly plunging, periclinal antiforms and synforms with wavelengths of tens of kilometers, and east-west striking shear zones that are continuous for tens to hundreds of kilometers. In some cases, the tonalite-granodiorite batholiths are gently folded by the regional folds (Becker and Benn, 2004).

Two large tonalite-granodiorite batholiths were chosen to be modelled in the Abitibi Subprovince (Fig 3.3C); the Round Lake batholith and the Lake Abitibi batholith.

5. Gravity maps

Horizontal gradients were calculated for each computed Bouguer anomaly grid. The maxima of the horizontal gradients is plotted on the Bouguer anomaly maps (Fig. 3.3 A,B,C). The points represent the strongest density contrasts, which can be interpreted as the contacts between two rocks units with significantly different densities. By comparison with the geological maps, it appears that the maximum density contrasts correlate well with granite-greenstone contacts and with major shear zones.

In the cases of the Southern Cross Terrane and the Pilbara craton, anomalies due to upper crustal density variations were partly obscured by the regional anomaly, which is likely related to density variations in the lower crust or in the upper mantle. For the purpose of this study, the regional background anomaly was removed (by calculating the regional trend and then removing it) to accentuate the density changes in the upper crust. In the case of the Abitibi Subprovince, the regional anomaly has not been removed, because it appeared to be very minor.

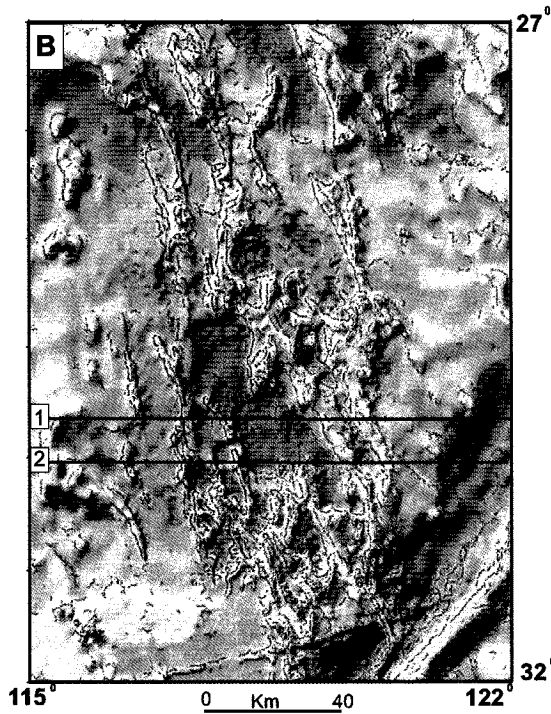
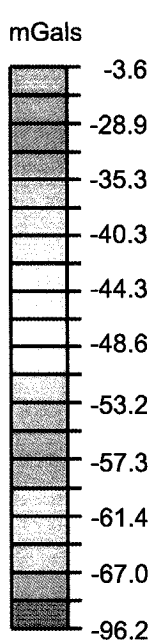
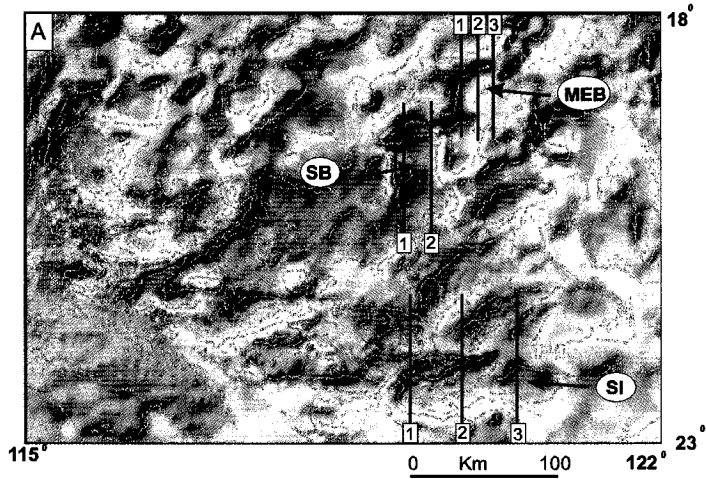
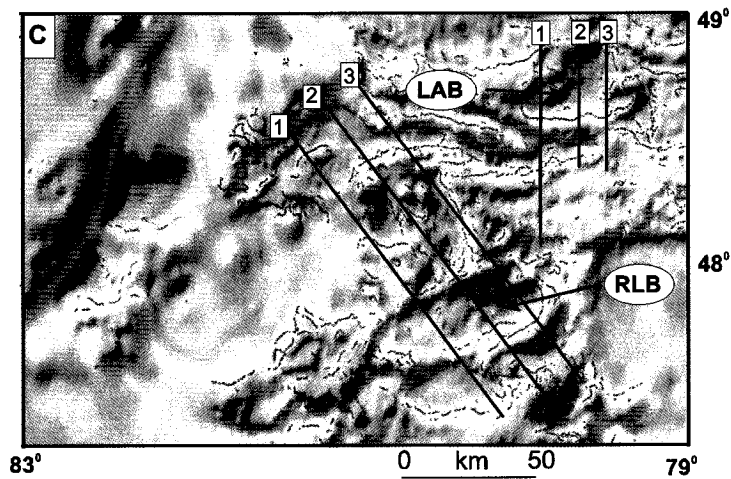


Figure 3.3: Bouguer anomaly maps of the studied areas. A: Pilbara craton. B: Southern Cross granite-greenstone Terrane. C: Abitibi Subprovince. The dots represent the maxima of the horizontal gradients calculated for each area. MEB : Mount Edgar batholith; SB : Shaw batholith; SI: Sylvania Inlier; RLB : Round Lake batholith; LAB : Lake Abitibi batholith



5.1. The Pilbara craton

The residual Bouguer anomaly (Fig. 3.3A) map shows the extent of the Pilbara craton (Wellman, 2000) from 20.5 S to 24 S, with the main core overlain by a sedimentary cover. The anomalies range from -90 to -3 mGals. The Pilbara craton is characterized by a large ovoid low (mainly -96 mGals) anomaly surrounded by high anomalies (-3 mGals). Inside this central part, different ovoid shapes can be recognized, separated by higher anomalies (around -55 mGals). The main feature is the steep gradient between the central low anomaly and the surrounding high anomalies. The high and low anomalies correspond well to the locations of the greenstones and granitoids on the geological map. The Sylvania Inlier is also well defined on the residual Bouguer anomaly map (Fig. 3.3 A), with values consistent through all the surface extension (-96 to -90 mGals). Although the extent of the Shaw batholith on geological maps is truncated in the southern part, due to the sedimentary cover, on the residual Bouguer anomaly map its true extend is easily recognizable. The batholith is surrounded on the north and northeast sides by high anomalies and in the south by medium ones (-55 mGals). The Mount Edgar batholith shows average values much higher than the two other batholiths (around -55 mGals) and is surrounded by high anomalies. In this study we reasoned in terms of low and high density blocks for the gravity models, the same densities were given to the granitoids blocs for the three cases of the Mount Edgar, Shaw batholiths and Sylvania Inlier, so the difference in values between them can be explained by differences in the thicknesses of the batholiths.

5.2. The Southern Cross Terrane

The residual Bouguer anomaly values range from -22 to -96 mGals, with a mean value around -60 mGals (Fig. 3.3B). A long low anomaly trending northeast-southwest is located in the south part with a steep gradient to the high anomaly. The central part is occupied by a large ovoid low

anomaly surrounded by medium (–55 mGals) to long and narrow high anomalies (around –35 mgals) corresponding to the greenstone belts. In the northern part, ovoid low anomalies are present, not as large as the central one, but are also surrounded by long and narrow high anomalies. The gradients between low and high anomalies are not as steep as in the case of the Pilbara craton, which suggests that the contacts between granitoids and greenstones do not dip as steeply as those in the Pilbara block.

5.3. The Abitibi Suprovince

The values of the Bouguer anomalies range from –96 to –3 mGals, mainly the values are around –55 mGals (Fig. 3.3C). The Round Lake batholith and Lake Abitibi batholith are well defined on the gravity map, recognizable as two low anomalies, representing an ovoid shape for the Round Lake batholith and a more complicated shape for the Lake Abitibi batholith. The Round Lake batholith has its minimum low anomaly located in the eastern part of the batholith (–96 mGals); the western part shows higher values around –65 mGals. This difference in Bouguer anomalies values might be explained by a difference in thickness for the eastern and western parts the batholith, the eastern part having a greater extent at depth than the western part. Field observations show that a steeply dipping NW-SE striking fault cuts through the middle of the batholith, and the anomalies in Fig. 3.3C suggest the displacement of the western block up relative to the eastern block. The surrounding greenstones are defined by high anomalies from –40 to –20 mGals. The Lake Abitibi batholith shows consistent values (–96 to –70 mGals) of the Bouguer anomaly.

In comparison with the Southern Cross granite-greenstone Terrane and Pilbara craton residual Bouguer anomaly maps, very few low anomalies (and a lower density of batholiths) are observable in the part of the Abitibi Subprovince shown in Fig. 3.3C. On the other hand, the gradients from low to high anomalies at the batholith margins in the Abitibi is very steep compared to the gradients in the Southern Cross Terrane, and similar to what is observed in the Pilbara craton.

6. Wavelet based inversion

We applied a wavelet-based method for the upward continuation of the gravity field and the location of multiscale edges of wavelet transforms (Hornby, 1999; Boschetti, 2001). The multiscale edges are interpreted to represent the edges of geological bodies. The product of the wavelet based technique, when visualized as in Figs. 3.4 A,B,C is referred to as EarthWorms. Interpretation of EarthWorms as well as different applications of the technology used in the wavelet based calculations are discussed on the web site of F. G. Horowitz, <http://www.ned.dem.csiro.au/HorowitzFrank/> and also in (Hornby, 1999) and (Boschetti, 2001).

In this study, Wavelets were calculated for the upward continuation of the field, at altitude intervals of 1 km to 10 km maximum altitude. For each altitude, the maxima of the horizontal gradient are plotted (Fig. 3.4 A,B,C) superimposed on the shaded relief map of the gravity field at ground surface level. The maxima at different altitudes are color-coded and define EarthWorms, or dipping contoured surfaces. Blue corresponds to the maxima at 1 km altitude and red is used to plot the maxima at 10 kilometers altitude. The dipping surfaces defined by the EarthWorms are interpreted to be mirror images of the dipping maxima of the horizontal gradient in the subsurface, reflected across the ground surface (Fig. 3.4). Hence a northward dip of an EarthWorm surface, projected above the ground surface, corresponds to a southward dip of in the subsurface. The multiscale edges of the wavelet transform are interpreted to represent the edges of geological bodies (normal or faulted contacts between units of different densities). Our goal in presenting the Earthworm results is to confirm the good correlation between the gravity gradients and to constrain the orientation of the batholith-greenstone contacts.

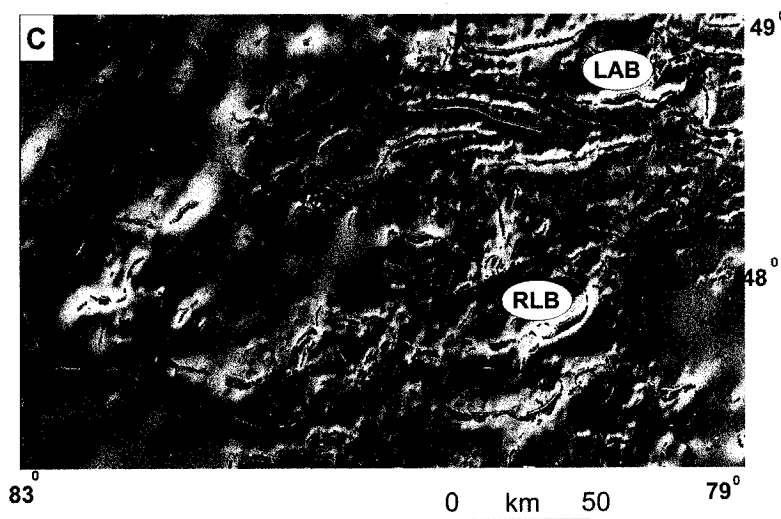
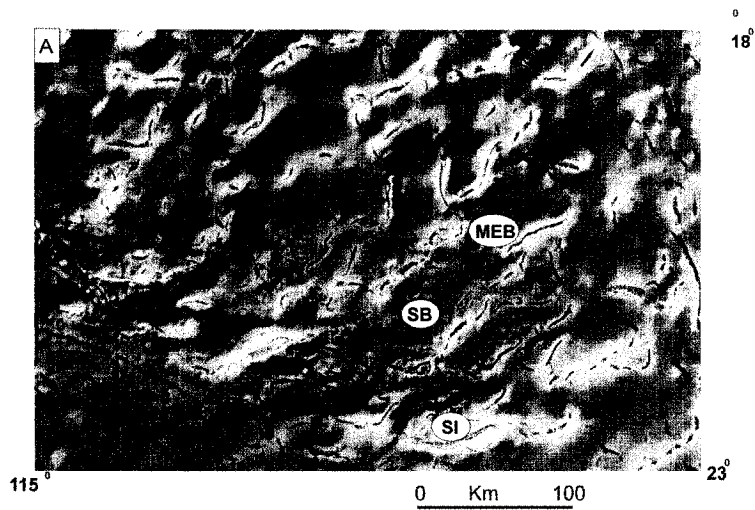
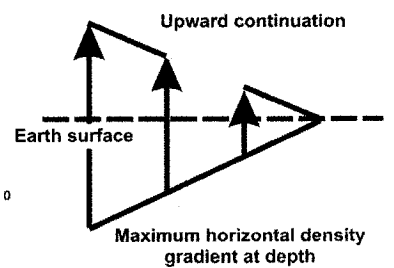


Figure 3.4: Earthworms calculated for the studied areas ; A: Pilbara craton. B: Southern Cross granite-greenstone Terrane. C : Abitibi Subprovince. The dots correspond to the maxima of the horizontal gradients calculated for each surface, from red (10 km upward continued) through yellow (5 km) to blue (Earth's surface).



The interesting feature of the Earthworms is the fact that they give a three dimensional image of the location of the major density contrasts, as well as their locations at depth. Here, the principal density contrasts correspond to contacts between batholiths and greenstones, and to major shear zones. The Earthworms also give indications on the dip direction of the density contrasts which is especially useful where the dip directions and the angles of dips are poorly constrained in the exposed geology.

In Fig. 3.4A, yellow and red Earthworms in the north part of the Pilbara block indicate the batholith-greenstone contacts are continuous to at least 10 km depth, on the northern margin of the Mount Edgar batholith and also the eastern margin of the Shaw batholith. In the main Pilbara block, shallow contacts (blue Earthworms) are recognized, but without knowledge of the geology those density contrasts are difficult to interpret. The Sylvania Inlier shows strong density contrasts in the north and south, with deeper contacts in the south than in the north. The contacts on both the north and south sides of the batholith dip inward. The Shaw batholith shows strong density contrast, as deep as 10 km for some parts. For the south part of the Pilbara craton, which is overlain by sedimentary cover, strong density contrasts are observable, some of them as deep as 10 km. The Fig. 3.4B shows the results of the Earthworms applied to the Southern Cross Terrane. Very few density contrasts go as deep as 10 km and most of them are correlated to shear or fault zones. The density contrasts correlated to granite-greenstones contacts are very shallow (5 km at the maximum).

By comparison of the Earthworms for the three cratons, it appears that, in general, the density contrasts related to granite-greenstone contacts are continuous to greater depths in the case of the Pilbara craton than in the cases of the Southern Cross Terrane and the Abitibi Subprovince, which we interpret to indicate that the older batholiths of the Pilbara are thicker than the younger ones in the other two terranes.

7. Gravity profiles

For each of the study areas, two or three parallel profiles were modelled in order to constrain the shapes of the batholiths and the greenstones in three dimensions. We use the same background densities in each case (upper layer = 2.80 g/cm³ ; middle layer = 2.70 g/cm³ ; lower layer = 2.90 g/cm³). The models allow us to determine two large-scale structural elements of particular interest for the goal of determining the processes that shaped the Archean terranes. First, the profiles reveal the thicknesses and the vertical shapes of the parts of the batholiths that have not been eroded away. Together with the batholith shapes in maps, that information is helpful in determining the processes by which magmatic differentiation of the crust was achieved. Second, we may also determine the shapes and the continuity at depth of the greenstones, an important element for interpreting whether the crustal-scale diapirism or plate tectonic models are best suited to explain the reworking of the crust.

When referring to the batholith shapes as seen in the modelled profiles, the term roots refers to relatively narrow extensions of the batholiths to greater depth below their broader, flatter floors. Plutonic and batholithic root zones are interpreted to indicate feeder zones traversed by ascending granitic material (Vigneresse, 1995; Benn et al., 1999).

7.1. Pilbara craton (without the regional Bouguer anomaly)

Figs. 3.5A-C show the gravity profiles modelled for the older Mount Edgar and Shaw batholiths and the younger Sylvania Inlier, all located in the Pilbara craton. The three batholiths are characterized by the presence of distinct roots. They are most evident in the models for the Shaw batholith (Fig. 3.5B) and the Sylvania Inlier (Fig. 3.5C), where they extend to depths of 12 km and 10 km, respectively. They are less evident for the Mount Edgar batholith, though deep roots may be present at the northern extremity of profile 1, and the southern extremity of profile 3 (Fig. 3.5A). Where the roots are not present, the floors of the batholiths are at depths of 3 to 5 km.

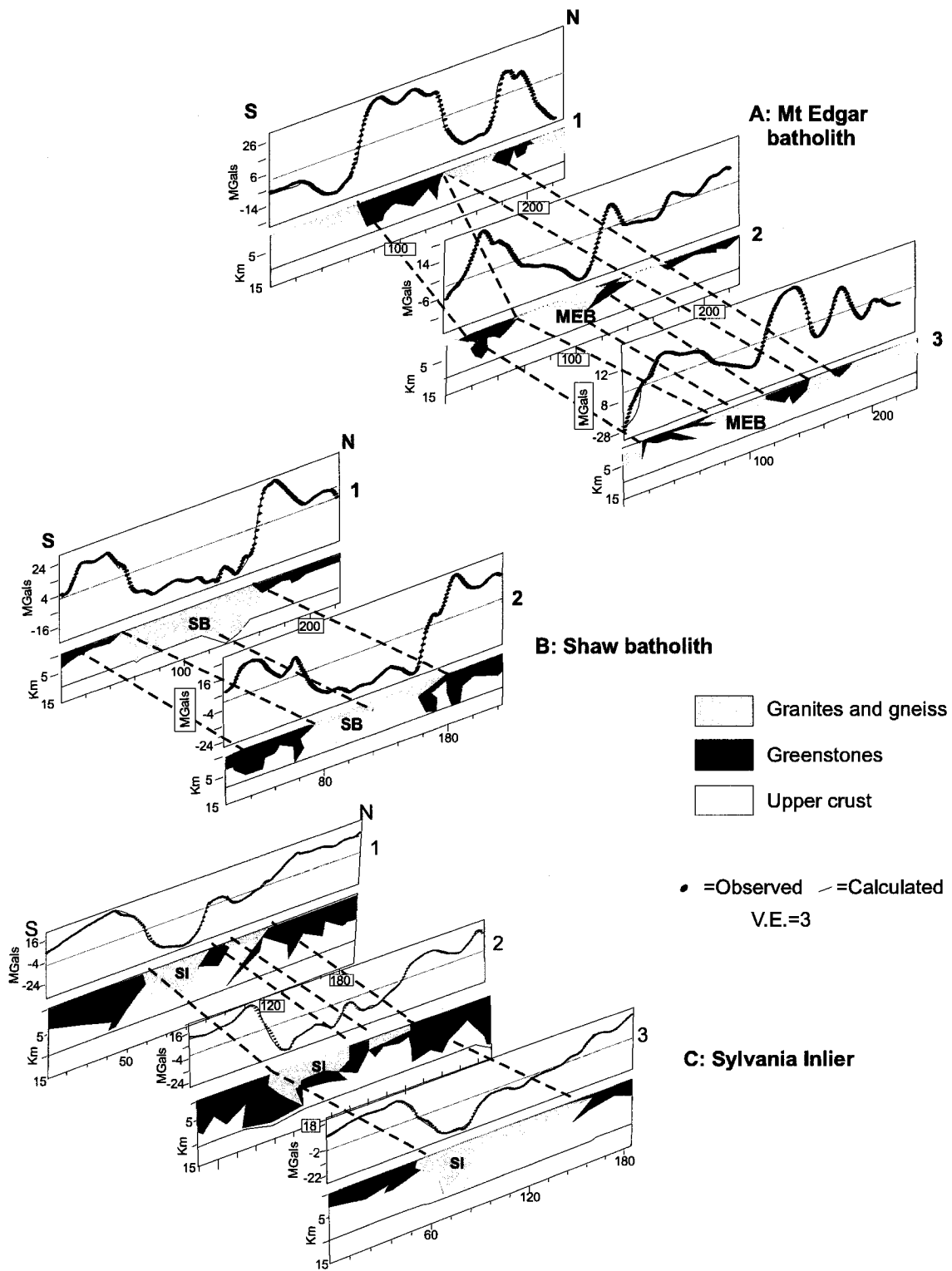


Figure 3.5: Gravity profiles and models of the Pilbara craton. MEB : Mount Edgar batholith; SB : Shaw batholith; SI : Sylvania Inlier.

In the Pilbara craton examples, the host greenstones form keels that extend as deep as 10 km (Shaw batholith), but generally extend from 2 to 6 km.

7.2. Southern Cross Terrane (without the regional Bouguer anomaly)

Fig. 3.6A shows the gravity profiles modelled for the Southern Cross Terrane. There, the batholiths have flat floors at approximately the same depths as modelled for the Pilbara case, 3 to 5 km. However, the batholiths do not show the deep roots determined for the Pilbara craton; the few roots recognized (profile two) extend only to depths of about 6 to 7 km. The general shapes of the Southern Cross Terrane batholiths is thin and tabular.

The greenstones in the Southern Cross Terrane example form some deep keels, with a maximum depth continuation to 10 km (profile 2).

7.3. Abitibi Subprovince (with the regional Bouguer anomaly)

Figs. 3.7 B,C display the modelled profiles of the two chosen regions in the Abitibi Subprovince. The batholith shapes in the profiles are similar to those modelled for the Southern Cross Terrane, relatively thin (1 to 4 km) and tabular. The apparent batholith roots extend to a maximum depth of 5 to 6 km (Lake Abitibi batholith, Fig. 3.5C, profile 3).

In the Abitibi Subprovince example, the greenstones that host the batholiths form keels that are continuous to depths of 8 to 10 km. The greenstone keels are most evident near the northern and southern margins of the Round Lake batholith (Fig. 3.5B, profiles 2,3).

8. Discussion

The main goal of the modelling was to document the first-order structure of the upper to middle crust of the chosen terranes, as represented by the morphologies of the batholiths and the greenstones. The modelled shapes of batholiths and greenstones were extracted from the profiles and arranged next to a time scale in Figs. 3.7 A,B, where the shapes of some Archean batholiths modelled

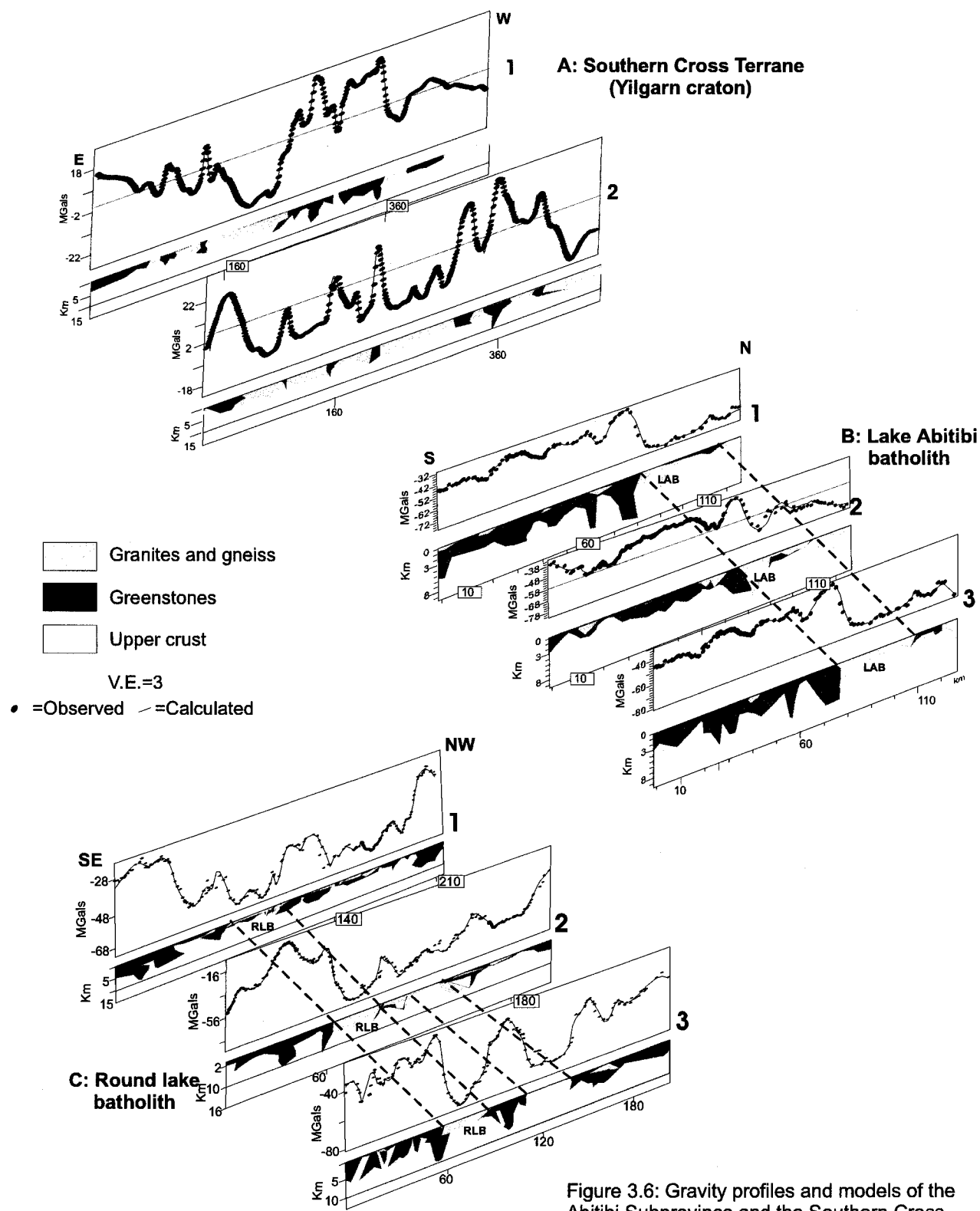


Figure 3.6: Gravity profiles and models of the Abitibi Subprovince and the Southern Cross granite-greenstone Terrane. LAB : Lake Abitibi batholith; RLB : Round Lake batholith.

by previous workers have also been included. The presentation in Fig. 3.7 facilitates comparisons of the results from the different terranes and discussion of the implications for Archean continental geodynamics.

First, we consider the thicknesses of batholiths and the depths to which their roots extend. Inspection of Fig. 3.A reveals the tendency of decreasing depth extents of the batholiths with time. The batholiths dated 2.9 Ga (Sylvania Inlier) and older have, for the most part, very deep seated root zones extending 8 to 10 km into the crust. The previously published models for the Barberton (de Beer et al., 1988) and Dharwar (Subrahmanyam and Verma, 1982) batholiths have more cylindrical root zones, which extend to depths similar to our own models. We suspect that the differences in the shapes of the batholith roots in our own models and previous ones may result from the modelling procedures used. In contrast, batholiths dated 2.8 Ga to 2.7 Ga have predominantly tabular shapes, about 3 km thick, and lack the large, deeply extending root zones that are evident for the older batholiths. The gravity model for the batholith from the Eastern Goldfields terrane (House, 1997) is consistent with our models for post-2.8 Ga batholiths as well the modelled batholiths of the Abitibi Subprovince are in agreement with a gravity study from Mareschal et al. (2000) and from a study using heat flow data from Guillou et al. (1994), where their results show tabular batholiths.

We suggest that the dichotomy in batholith shapes at depth might indicate a change in the processes leading to batholith emplacement. The pre-2.8 Ga batholiths have shapes that are consistent with models of diapiric uprise, with tapering or pipe-like roots extending to the pre-exhumation middle crust (assuming the present exposures resulted from, on average, 8 to 10 km of erosion, consistent with the regional greenschist metamorphic grades in the supracrustal rocks). On the other hand, the profiles of post-2.8 batholiths are akin to the tabular shapes known to be most typical of large plutonic complexes emplaced in many Phanerozoic belts. The absence of large root zones at the bases of the younger batholiths suggests they were not emplaced following diapiric uprise. It is more

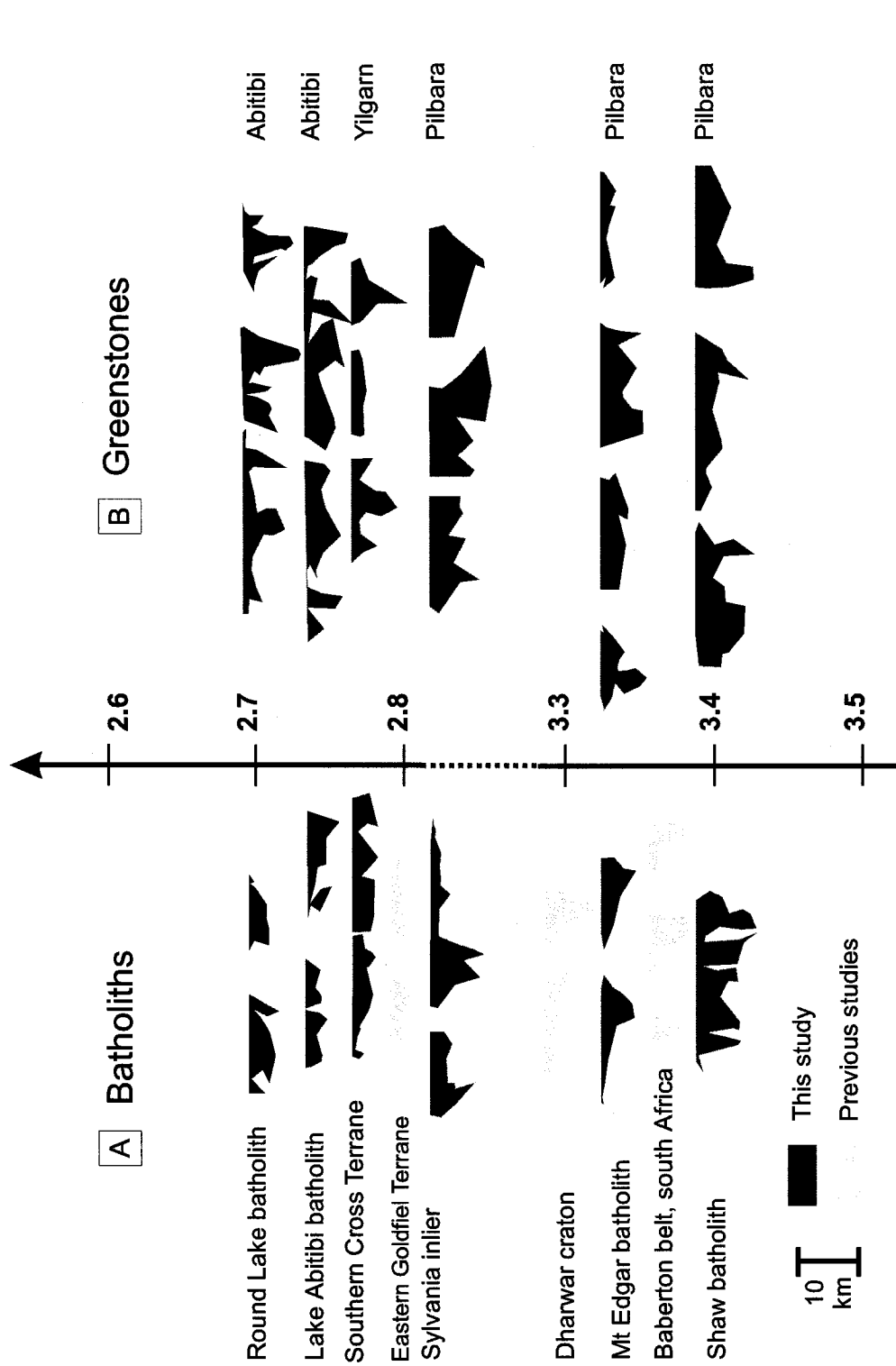


Figure 3.7: Summary of the shapes obtained by gravity models for all the studied batholiths and hosting rocks, as well as shapes determined by other workers from gravity studies on the Darwhar craton (Subrahmanyam et al., 1982; granite=2.65g/cm³), the Eastern Goldfield Terrane (Yilgarn craton; House, 1997; granite=2.65g/cm³) and the Barberton belt (South Africa, De Beer et al., 1988; granite=2.67g/cm³). The time scale allows comparisons between Middle and Late Archean batholith and greenstones shapes.

likely those batholiths were built up from magmas transported from their source regions along narrower channelways, possibly as dykes that exploited shear zones and faults as interpreted for granitic magmas in Phanerozoic terranes (Brown, 1994; Brown and Solar, 1999; Clemens and Mawer, 1992; Petford et al., 2000). Those narrow channelways (meters to hundreds of meter in thickness) would not be resolved at the scale of our modelling. Based on the modelled gravity profiles of batholiths of different Archean ages, we suggest that the conditions allowing gravity instabilities to evolve into full-scale diapirism in the middle to lower crust, may not have existed after 2.8 Ga.

The profiles of the supracrustal rocks do not show major differences related to their age (Fig. 3.7B). In the examples representing older terranes, the supracrustal rocks extend to depths equivalent to the deep roots of the batholiths, consistent with the crustal diapirism model where the denser metavolcanic upper crust sinks and is replaced by diapirically rising middle crustal material.

In the younger Abitibi and Yilgarn terranes, the models suggest that supracrustal rocks also extend as deep as 8 to 10 km, deeper in fact than the hosted batholiths. Locally, the resolution of the gravity models is sufficient to recognize keels of supracrustal rocks in both the Abitibi and Yilgarn terranes. The batholith shapes described above suggest the crustal diapirism model cannot explain the continuation of the supracrustal rocks to 10 km depth in the younger terranes. The explanation for the contiguity of the greenstones to 10 km depth would probably be found in the regional folding that deformed the supracrustals. High-amplitude folds of the greenstones would suggest that large-scale, possible crustal-scale folding resulted from the tectonic shortening events that also resulted in the formation of linear regional-scale shear belts that are documented in both the Yilgarn and Abitibi terranes.

We interpret that the deep continuity of the supracrustal rocks in the post-2.8 Ga terranes indicates the greenstone belts are deformed by large amplitude regional-scale folds. The tabular shapes of the batholiths are consistent with the common pluton and batholith shapes documented in

many Phanerozoic terranes (Benn et al., 1999; Petford et al., 2000) and that are attributed to sheet-like emplacement. Therefore, the model results for post-2.8 Ga granite-greenstone belts suggest the dominant tectono-magmatic processes in the Late Archean more closely resembled those of modern day accretionary tectonics than the crustal-scale diapirism model, which is applicable to the pre-2.8 Ga terranes.

Finally, we can make a general comparison of our results for the Late Archean Yilgarn and Abitibi terranes to the plate tectonic-style models shown in Figs. 3.2B,C. A comparison of our models to the profiles in Figs. 3.1B,C must consider the shapes and continuity of supracrustal sequences and batholiths within the present-day upper crust. We may also consider the metamorphic grades in the different terranes. In the Late Archean belts the supracrustal rocks are metamorphosed to grades not higher than greenschist, with the exception of some metamorphic aureoles surrounding plutons.

The Late Archean Yilgarn and Abitibi terranes are strikingly different from the profile drawn within the Canadian cordillera (Fig. 3.1B). The Shushwap core complex is overlain by a thick sequence of high-grade metamorphic rocks, that rest upon a ductile shear zone at the top of a crustal dome that dips outward at moderate angles. On the contrary, batholithic complexes in the studied terranes form large tabular bodies, locally with shallow root zones. High-density rocks, interpreted to be part of the supracrustal assemblages, also locally underlie the modelled batholiths; therefore they do not represent the domal structure shown for the Thor-Odin complex (Fig. 3.1B). It is unlikely that a core complex model, of the type proposed for the Canadian cordillera, can explain batholiths in the Late Archean terranes. One may reason that a late, major crustal shortening event could refold a core-complex terrane, and possibly result in deep synformal structures hosting supracrustals, like in Fig. 3.5. It is difficult to speculate whether a late tectonic event could efface all traces of the interpreted crustal-scale shear zones, and of the high-grade metamorphism preserved in the cordilleran-type core-complexes.

9. Conclusions

Our study shows the validity of using gravity datasets to document and model first-order structures of the present day upper crust of Archean granite-greenstone terranes, allowing a comparison between terranes of different ages. Even with the simplistic method that we use, certain tendencies are documented. In this study we compared the thicknesses of batholiths and greenstones at the present level of erosion. The comparison is reasonable since the regional metamorphism in all of the studied regions is of the greenschist facies.

The gravity profiles indicate that the batholiths in the terranes older than 2.8 Ga are relatively thick and have deep-seated root zones, when compared to the batholiths of the Late Archean terranes. The morphologies of the batholiths in the older terranes are consistent with the crustal diapirism model and indicated that vertical crustal displacements, driven by body forces, may have been one of the principal geodynamic processes in crustal differentiation and reworking prior to 2.8 Ga. The tabular batholiths in the younger terranes resemble batholiths in many Phanerozoic terranes, interpreted to be built up from sheet like intrusions fed via narrow channels from the source region to the level of emplacement. The comparison of batholith shapes suggests a post-2.8 Ga evolution to more plate-tectonic like processes for crustal differentiation.

Deep greenstone keels were modelled for all of the studied Archean terranes. In the pre-2.8 Ga examples, the greenstone keels, along with the batholith shapes, are consistent with the crustal-diapirism model. However, in the post-2.8 Ga terranes, the deep greenstone keels are more probably the result of regional folding in response to collisional tectonics along the terrane margins. This interpretation is consistent with the linear nature of regional folds and large shear belts that are continuous for tens and hundreds of kilometers.

Comparisons of our models of Late Archean terranes with two examples of orogenic belts in the Phanerozoic are rather less informative than are the comparisons between the Middle and Late

Archean terranes. The two examples of Phanerozoic belts were chosen because of the presence of granite-gneiss batholiths within structural domes. However, when the morphologies of supracrustal rocks and batholiths, and regional metamorphic grades are considered, major differences are evident between the Late Archean and Phanerozoic examples. We interpret this to indicate that the geodynamic processes involved in granite-greenstone belt formation were different from those in both the preceding Middle Archean and in the Phanerozoic.

Chapter 4: Gravity modelling of the Abitibi Subprovince, Canada: its interpretation as an autochthonous, folded Late Archean granite-greenstone belt

A.P. Peschler ^{1*}, K. Benn¹ and W.R. Roest ^{2,3}

¹ Ottawa-Carleton Geoscience Centre and Department of Earth Sciences, University of Ottawa,
Ottawa, ON K1N6N5, Canada.

² Geological Survey of Canada, Ottawa, ON K1A0E9, Canada

³ now at: IFREMER centre de Brest, B.P. 70, 29280 Plouzane, France

peschler@apeschler.net

This chapter in a publication format will be submitted to Precambrian Research in August 2004.

Abstract

This work investigates the tectonics of the Abitibi Subprovince (Canada), by using gravity datasets. Gravity models were used to visualize the shapes of batholiths and greenstones within the first 10-12 kilometers of the crust. The results show that in the Abitibi Subprovince, the batholiths have a tabular shape, with a main body thickness of 3-5 km, while the greenstones form keels that were revealed as deep as 10 kilometers in certain cases. A wavelet based inversion method was used to determine the location of the maxima of density contrasts as well as their depths. The comparison with the geology of the studied area shows that the maximum density contrast corresponds to geological contacts, and to the major deformation zones, both extending as deep as 10 km. The wavelet based inversion method has also allowed to determine the dip of the density contrasts at depth, most of the geological contacts and deformations zones are very steep ($>70^{\circ}$) and dip to the north. Using the results of this gravity study, we propose a

new explanation for the structure of the upper crust of the Abitibi greentone belt. We interpret the Abitibi Subprovince to be folded, due to a collisional event, and that the deformation zones represent detachment folds.

1. Introduction

The Late Archean Abitibi Subprovince is situated within the SE portion of the Superior Province, in the Canadian Shield. It is one of the largest Archean granite-greenstone terranes on Earth, extending for approximately 400 km E-W, in Ontario and Quebec (Fig. 4.1). The Abitibi Subprovince is also one of the world's most prolific area of gold and base metals producers, hosting several major mining camps (e.g. Timmins, Val d'Or, Fig. 4.1) that have been active since early in the previous century. Due to the importance of the Abitibi Subprovince as a mining district it has been the subject of a great deal of geological investigation for over one hundred years.

Between 1988 and the mid-1990's, the Abitibi Subprovince was intensely investigated as part of Lithoprobe's Abitibi-Grenville transect, leading to the collection and interpretation of a great deal of new geological, geophysical, geochemical and geochronological data. Those studies resulted in proposals of new tectonic models for much of SE Superior Province (Clowes, 1996), including the Abitibi Subprovince, and in new interpretations of major structural elements in the region. The plate tectonic paradigm was uniformly applied in the interpretation of the Lithoprobe data and the resulting models have influenced views on Late Archean geodynamics in the Superior Province and elsewhere (Choukroune, 1997). It is now accepted by many workers that the Abitibi Subprovince includes accreted terranes that are bounded by sutures.

The models for the Abitibi as a collage of terranes has not, however, received universal acceptance. Compilations of existing and new geochronological data sets for the Ontario portion of the Abitibi Subprovince has resulted in a newly proposed stratigraphy that is radically different from previous interpretations (Ayer, 2002). A fundamental assertion, based on the

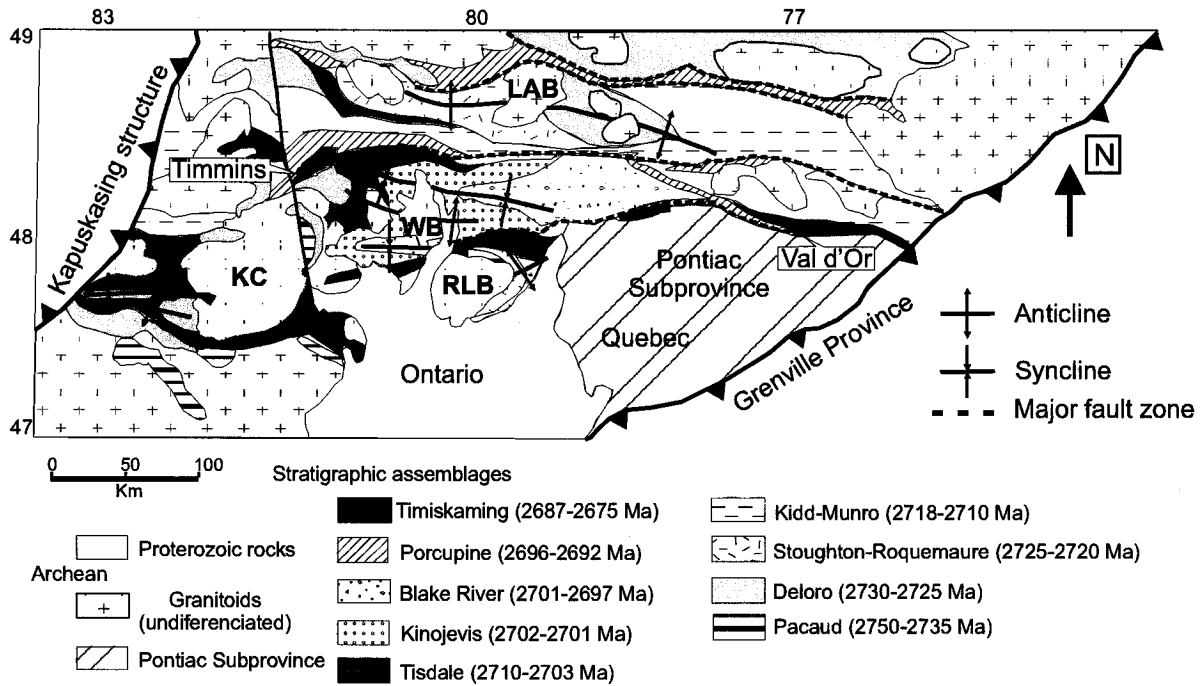


Figure 4.1: Geological map of the Abitibi Subprovince, Superior Province, modified after Sproule et al, 2002.

geochronological data and the resulting stratigraphic interpretations, is that the Abitibi Subprovince would represent one autochthonous greenstone belt (Thurston, 2002). This interpretation does not allow for the existence of accreted exotic terranes and it requires that interpretations of major structures in the region be revisited.

The purpose of this contribution is to investigate the first-order structure of the upper crust, to approximately 10 km depth, in the Abitibi Subprovince and to do so using an important data set, namely gravity anomalies, that have not been previously exploited in the region. Gravity anomalies were modelled at the regional scale in order to detect major density contrasts that can be used to define large-scale folds, and in some cases fault zones, and to determine the geometries of those structures within the present day upper crust. Previous gravity modelling in the region has been of limited scope and designed to investigate structures at the scale of a mining camp (Keating, 1992) or a map area of limited extent (Benn, 1994).

Seven gravity profiles are modelled that include greenstones and the major granitic batholiths in the Ontario portion of the Abitibi Subprovince. A wavelet-based method is also applied to the upward continuation of gravity anomalies that allows for the determination of dip directions and dip angles of the principal density contrasts, and that allows for visual inversion of the gravity data (Boschetti, 2001). Together, the profiles and the maps produced using the wavelet-based method provide new insights on the first order structures in the Abitibi Subprovince, principally regional-scale folds. Our results and interpretations suggest that the regional-scale fault zones, which are loci for gold deposits, can be interpreted as detachment folds. Our interpretations also suggest an absence of suture zones in the modelled region, arguing in favor of the autochthonous, one terrane model for the Abitibi Subprovince.

2. Geology and structure of the Abitibi Subprovince

The Abitibi granite-greenstone subprovince is situated in the southeastern Superior Province of the Canadian Shield. It is roughly 500 km E-W by 200 km N-S and it is truncated by

Proterozoic structures on both its western and eastern boundaries. The western limit corresponds to the Kapuskasing structure, a Proterozoic uplift corresponding to a crustal-scale thrust or flower structure (Percival, 1988; Nitescu, 2002). The eastern boundary corresponds to the Grenville Front, to the east of which lies the Grenville Province, a Proterozoic orogenic belt that includes some reworked Archean crust. In Quebec, the Abitibi Subprovince is bounded to the south by the Late Archean Pontiac Subprovince, composed of orthogneiss and paragneiss, locally metamorphosed to kyanite grade (Benn, 1994), and lesser amounts of greenstone-grade metavolcanic rocks.

The volcanic and sedimentary history of the southern Abitibi Subprovince can be summarized as a period of near-continuous volcanism that lasted some 50 Ma, followed by roughly 20 Ma of siliciclastic sedimentation (Ayer, 2002). The supracrustal stratigraphy is made up predominantly of metavolcanic rocks, consisting of a small proportion of komatiites, and far more abundant tholeiitic and calc-alkaline suites. The metavolcanic rocks are grouped into nine lithotectonic assemblages that are more mafic to ultramafic at their stratigraphic bases and that evolved to intermediate to felsic compositions at their stratigraphic tops. The volcanic assemblages were deposited between ca. 2750 and ca. 2697 Ma (Ayer, 2002). The youngest assemblage, the calcalkaline Blake River Assemblage, crops out only within the Blake River synclinorium (Fig. 4.1).

Two metasedimentary assemblages, the Porcupine Assemblage and the Timiskaming Assemblage, overlie the metavolcanic stratigraphy (Fig. 4.1). The Porcupine Assemblage consists mainly of greywackes deposited between ca. 2696 and ca. 2692 Ma. The youngest supracrustal rocks belong to the Timiskaming Assemblage, consisting of conglomerate, sandstone and turbidite that record deposition in nonmarine, submarine fan and eolian environments (Hyde, 1980) between ca. 2687 and ca. 2675 Ma. Outcrops of the youngest assemblage are confined to narrow lineaments within tight synformal folds, in some cases situated near to regional fault

zones including the Porcupine-Destor and Kirkland-Cadillac fault zones (Fig. 4.1). Granitic (*s.l.*) rocks that comprise batholithic bodies in the Abitibi Subprovince include an older tonalitic suite, ca. 2740 to 2700 Ma in age, and a younger granodioritic suite ca. 2710 to 2690 Ma in age. In the Ontario segment of the Abitibi Subprovince the main granitic masses include the Round Lake, Lake Abitibi and Watabeag batholiths, and the Kenogamissi complex (Fig. 4.1), all three of which include elements of the older tonalitic suite and the younger granodioritic suite.

The regional metamorphic grade is greenschist to subgreenschist, except for some higher-grade contact metamorphism within the supracrustal units near to large plutonic bodies (Jolly, 1978; Easton, 2000). Amphibolite grade orthogneiss, possibly derived from the TTG suite of plutons, is documented within batholiths that crop out in the region. In the Kenogamissi complex, the gneissic tonalite crops out in the core of a regional antiformal fold (Benn, in review). Gneissic tonalite crops out around the margins of the Round Lake batholith.

The outcrop pattern of the Abitibi Subprovince is controlled by E-W trending, upright, doubly-plunging folds (Fig. 4.1) that record one N-S shortening event. The Round Lake and Lake Abitibi batholiths are centred on the axial surface traces of two regional scale antiformal folds. The outcrop pattern of the western boundary of the Kenogamissi complex is also folded (Fig. 4.1). Field observations by the second author of this paper reveal that the foliations within the Round Lake batholith and the Kenogamissi complex are also folded. Therefore, the regional folding was ongoing from at least 2713 until at least 2700 Ma.

Several fault zones appear on subprovince-scale maps as continuous over tens to hundreds of kilometers along E-W strike, for instance the Porcupine-Destor and Kirkland-Cadillac fault zones (Fig. 1). In more detailed maps, the fault zones consist of numerous overlapping segments and splays. The kinematic histories of the fault segments vary along strike (Robert, 1989; Wilkinson, 1999; Ropchan, 2002) and kinematic analysis is further complicated by the presence of several distinct generations of structures that locally overprint early fabrics

within them (Benn, 2001). As discussed in the following section, a proper understanding of the origin and history of the fault zones is critical to any tectonic model of the Abitibi Subprovince.

3. Tectonic models of the Abitibi Subprovince

Here we present a review of the principal models for the Abitibi Subprovince, with emphasis on previous interpretations of the principal regional structures (E-W trending folds, E-W striking fault zones) and their significance in the geodynamic-tectonic history. A great many more papers have been published on the geophysics and geology of the Abitibi than are cited in this section. For brevity and clarity, we cite only those papers that first laid out important, new ideas on the regional tectonic evolution, and those that provided the principal data sets upon which tectonic interpretations are based.

Goodwin (1977) based his model of "basin-craton complexes" on his synthesis of the geology and geophysics of southern Superior Province. Basin-craton complexes are made up of greenstone belts bounded by high-grade metamorphic belts composed of gneiss and granite. His geodynamic interpretation of the Abitibi Subprovince involved the deposition of thick layers of volcanic and sedimentary rocks in a basin created by mantle plume-induced rifting of older sialic crust, presumably corresponding to the amphibolite-grade gneiss of the Opatica belt, that bounds the Abitibi to the north (Benn, 1992). He referred to that style of tectonics as sag-subduction, or sag-duction (Goodwin, 1980). The term sagduction is now commonly used in the literature to refer to gravity-driven crustal diapirism (Choukroune, 1995); in Goodwin's original sense, sagduction implies rifting, sagging of a volcanic basin and resulting fusion of the base of the mafic crust.

E. Dimroth and coworkers synthesized extensive field based studies in the Quebec segment of the Abitibi Subprovince, and presented a truly modern style plate tectonic model (Dimroth, 1982; Dimroth, 1983; Dimroth, 1983). In their model, the Abitibi Subprovince would represent an immature island-arc, where tholeiitic and calc-alkaline volcanoes were built upon a

preexisting ultramafic-mafic oceanic crust, above a north-dipping subduction zone. They considered the Porcupine-Destor and Kirkland-Cadillac fault zones as growth faults bounding the subsident arc, with the basin represented by the Blake River synclinorium (Fig. 4.1). A subsequent collisional event resulted in N-S shortening, reactivation of the Porcupine-Destor and Kirkland-Cadillac fault zones as reverse faults, and the regional E-W trending folds that dominate the present outcrop pattern.

The Abitibi transect of the Lithoprobe program provided a large input of new geophysical and geological data and consequently led to resurgence in tectonic interpretations of the Abitibi Subprovince. A plate tectonic framework for the Abitibi Subprovince was uniformly adopted and the tectonic elements of a Phanerozoic-style collisional orogenic belt were identified in new interpretations. The existence of multiple accreted terranes within the Abitibi was proposed, which would then represent a collage of microplates and seamounts (Jackson, 1990; Desrochers, 1993; Jackson, 1995), requiring the presence of sutures. The Porcupine-Destor and Kirkland-Cadillac fault zones were both interpreted to represent terrane sutures (Kerrich, 1992; Mueller, 1996). However, independent pre suture tectonic evolutions for the supposed accreted terranes have not been demonstrated. Seismic-reflectors documented within the middle crust of the Abitibi were interpreted as evidence of crustal imbrication and thickening during convergence and terrane collision (Sénéchal, 1996; Calvert, 1999). The steeply dipping regional-scale fault zones were also interpreted to be linked to major listric thrusts in the middle crust, representing an imbricate fan thrust system, implying crustal thickening during terrane accretion (Lacroix, 1995).

The terrane collage model and interpretations outlined in the previous paragraph have recently been questioned by some workers, based mainly on syntheses and interpretations of U-Pb single zircon geochronological data. In particular, xenocrystic zircons found within younger parts of the volcanic stratigraphy are inferred to be inherited from underlying units (Ayer, 2002). The implication is that the entire volcanic pile of the Abitibi Suprovince would represent one

large autochthonous terrane (Thurston, 2002). Also, geochronological and isotope data for granitic plutons throughout the Abitibi Subprovince suggest a similar magmatic history for the entire region, also arguing against the presence of allochthonous, exotic terranes (Davis, 2000).

The two divergent views of the Abitibi Subprovince as, on the one hand, a terrane collage, and on the other as one large autochthonous granite-greenstone terrane, could each be reconciled with either the Goodwin sagduction model (which allows for some form of Late Archean plate tectonics) or the modern plate tectonic paradigm. However, resolving which of the two views more correctly explains the tectonic history of the Abitibi Subprovince will have significant implications for our understanding of the crustal structure, the tectonic evolution and the genesis of mineral deposits in the region.

4. Gravity modelling

The Geodetic Survey of Canada, Department of Natural Resources Canada, provided the geophysical data. The data represent an uneven coverage, depending on the modelled region, with the station spacing varying from 1 km in the Abitibi belt to 20 km in the Swayze belt. The authors completed a new gravity survey in 2000, in the Swayze belt because the existing coverage in that region was insufficient to compute gravity profiles. The new survey added 73 new gravity stations to the old coverage, and was carried out using a Lacoste & Romberg gravimeter loaned by Natural Resources Canada. (For more details see the annex section). Geophysical maps were computed and interpreted to obtain information at the regional scale. Gravity profiles were prepared to obtain more precise information on the continuity and orientations of structures at depth. The gravity profiles were selected on the basis of gravity station densities and the locations of important structures. A wavelet-based technique was used to map the locations and orientations of density contrasts that define fold patterns and that are locally associated with regional fault zones.

4.1. Bouguer anomaly map

Fig. 4.2 displays the computed Bouguer anomaly map as well as the maxima of the horizontal gradient calculated in order to locate the maximum density contrasts. Comparing the loci of the maxima of the horizontal gradient with the geological contacts is used to confirm that the gravity coverage is sufficient to warrant gravity based modelling. The maxima in Fig. 4.2 are well correlated with mapped contacts between granitoid batholiths and the host greenstones. They also correlate with certain segments of fault zones, suggesting that, locally, rocks of different densities occur to either side of the fault zones. The regional coverage over the Kenogamissi complex (Fig. 4.2) in the Swayze greenstone belt is not sufficient to provide horizontal maxima that would outline the batholith shape, as is the case for the Round Lake, Lake Abitibi and Watabeag batholiths. Gravity profile 1 (Fig. 4.2) across the Kenogamissi complex is prepared from the new gravity data gathered in 2000.

The values of the Bouguer anomalies range from -96 to -3 mGals (Fig. 4.2). The Round Lake, Lake Abitibi and Watabeag batholiths are well defined on the gravity map, recognizable as two low anomalies. The Round Lake batholith has its minimum low anomaly located in its eastern part (-96 mGals) whereas its western part has higher values around -65 mGals. This difference in Bouguer anomaly values is explained by uplift of the western part of the Round Lake batholith on the late NW-SE striking Cross Lake fault, which crosscuts the batholith (Ayer, 2000). The greenstones surrounding the Round Lake batholith are defined by high anomalies, -40 to -20 mGals. The Lake Abitibi batholith shows consistent values (-96 to -70 mGals) of the Bouguer anomaly. The Kenogamissi batholith is not as well defined due to the sparse gravity station coverage.

4.2. Modelled gravity profiles

The modelled gravity profiles were chosen with an eye to determining the continuity and shapes of batholiths and the intervening greenstones at depth. To achieve those goals, we chose to

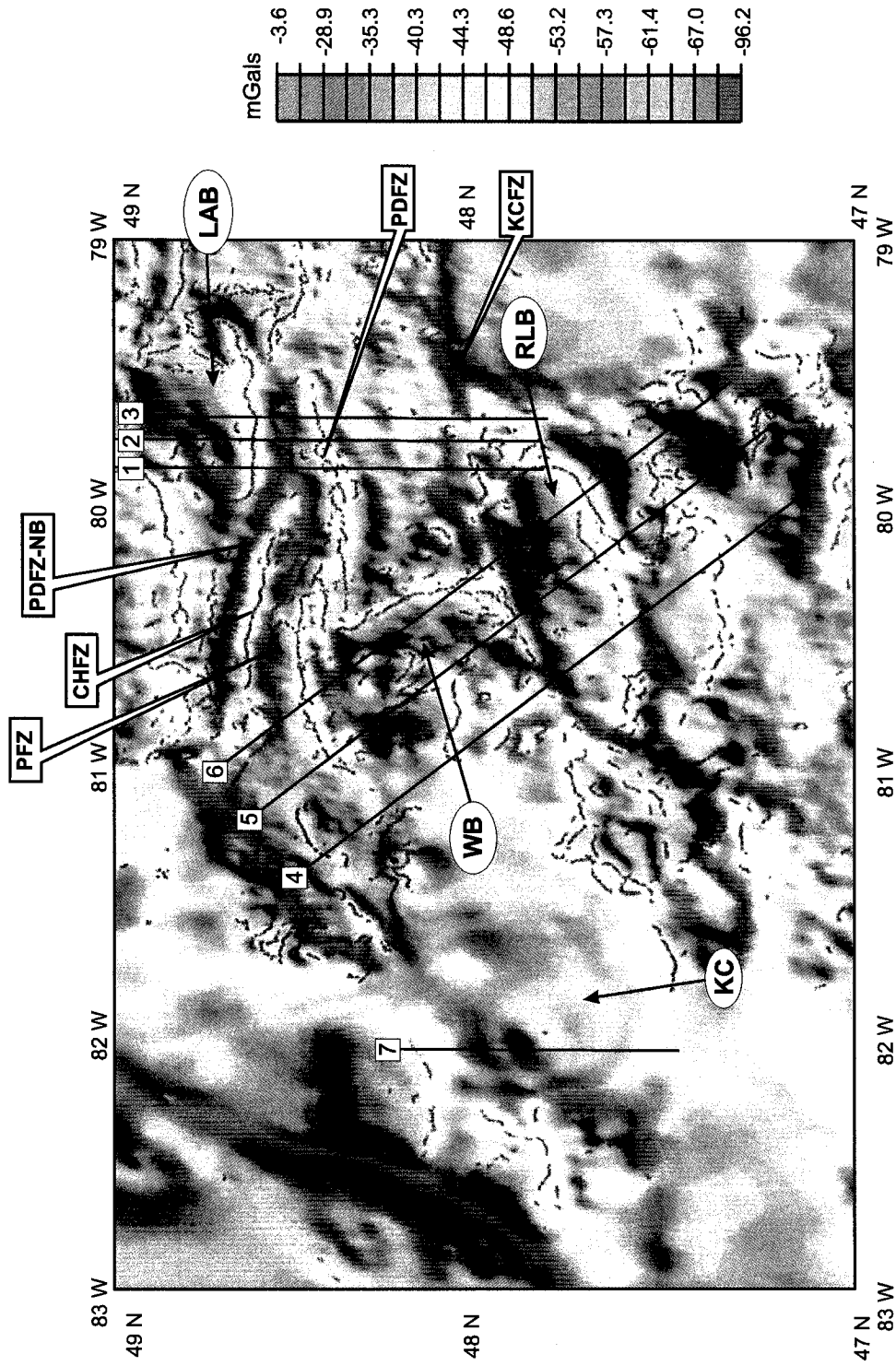


Figure 4.2: Bouguer anomaly map of the Ontario part of the Abitibi Subprovince, with localization of the gravity profiles used in this study, modified after Peschier et al., 2004). LAB: Lake Abitibi batholith; RLB: Round Lake batholith; KC: Kenogamissi complex; WB: Watabegami complex; PDFZ: Lake Abitibi batholith. Values of the Bouguer anomaly in mGals.

calculate simple gravity profiles, reasoning in terms of blocks of different densities consisting of granitoid batholiths and greenstones. The modelling approach is justified by our aim to model structures of regional significance, using the available data set.

A three layer crust was adopted with a total thickness of 45 km; an upper layer 10 km thick composed of greenstones, granitoids and metasedimentary rocks, with an average density of 2800 kg/m^3 , a middle layer of 15 km thickness composed of TTG (tonalite-trondjemite-granodiorite) with an average density of 2700 kg/m^3 , and a lower layer of 20 km thickness composed by mafic gneiss with a density of 2900 kg/m^3 . The three layer model and the assigned average densities provide the same background gravity signature of each model. Since the percentage of the components of the average upper crust can vary, different values were tested for the upper layer (from 2750 kg/m^3 to 2850 kg/m^3). No major changes in the shapes or thicknesses of the modelled greenstone and granitoid blocks resulted from varying the background densities of the upper crust within those reasonable values. Then, the shapes of greenstones and batholiths were modelled by adding blocks of high (3000 kg/m^3) and low density (2650 kg/m^3) corresponding to the averages of measured densities for greenstones and granitoids from the Abitibi Subprovince (Gibb and Van Boeckel, 1970). Each profile, after extraction, was modelled using the software Gm-sys (Northwest Geophysical Associates, Inc., 2001).

The seven modelled gravity profile lines are shown in Fig. 4.2. Three N-S gravity profiles were modelled for the region including the Lake Abitibi batholith (Fig. 4.3), three NW-SE profiles cross the Round Lake and Watabeag batholiths (Fig. 4) and one profile crosses the Kenogamissi complex (Fig. 4.5). The gravity profiles also include major structural elements in the study area. Profile 1 (Fig. 4.3) crosses the western end of the Blake River synclinorium, including the Kirkland-Cadillac and Porcupine-Destor fault zones that limit the Blake River synclinorium to the north and south. Profiles 2,3 (Fig. 4.3) include part of the Blake River

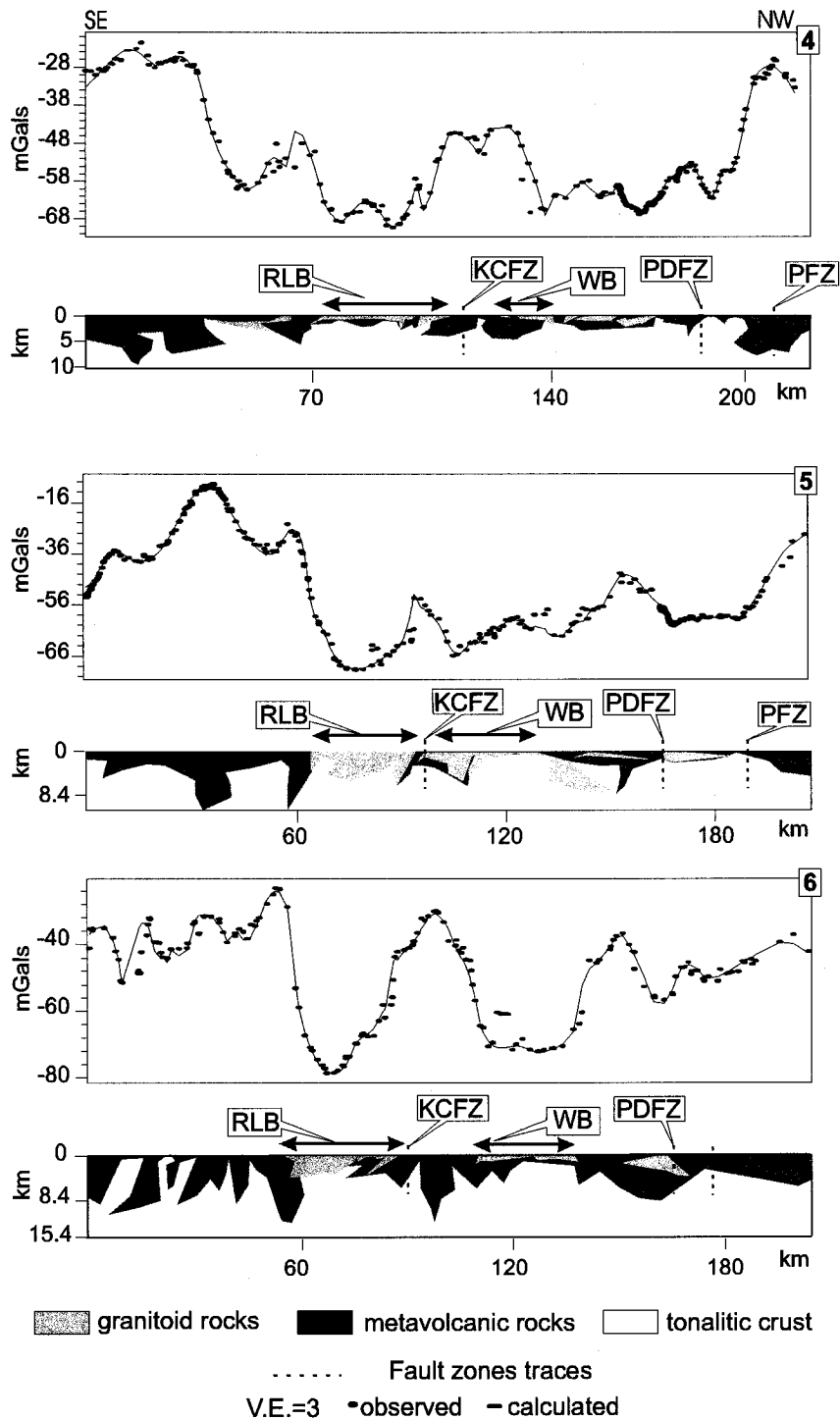


Figure 4.4: Gravity profiles of the Round Lake batholith area, with localization of the major structures observable on map (modified after Peschler et al.,2004). RLB: Round Lake batholith; WB: Watabeag batholith; PDFZ: Porcupine Destor fault zone; KCFZ: Kirkland Cadillac fault zone; PFZ: Pipestone fault zone.

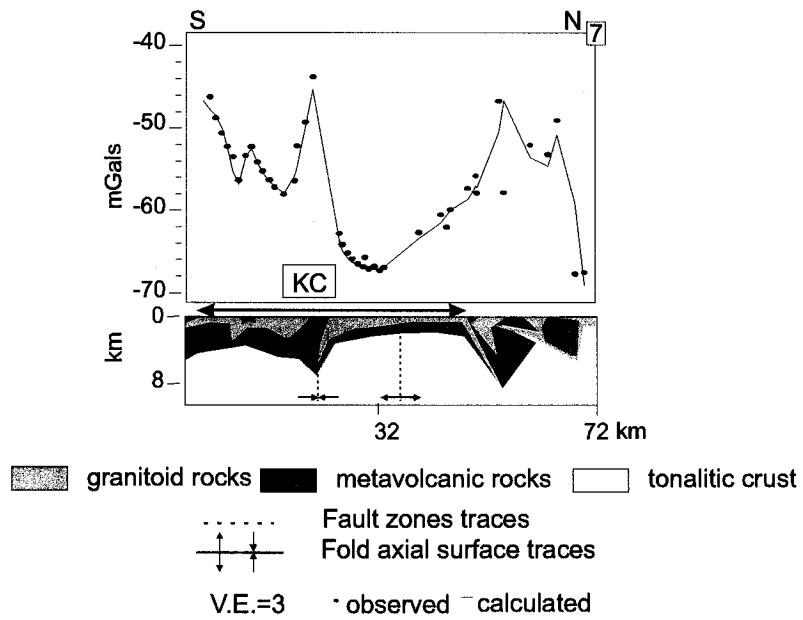


Figure 4.5: Gravity profiles of the Kenogamissi complex area, with localization of the major structures observable on map. KC: Kenogamissi complex.

synclinorium, the central Lake Abitibi batholith, and also extend into the granitic northern region. Profiles 4,5,6 (Fig. 4.4) cross the western segment of the Porcupine-Destor fault zone.

Granitic batholiths in the modelled portion of the Abitibi Subprovince are tabular to sheet-like bodies with moderate to high horizontal/vertical aspect ratios. The Lake Abitibi and Round Lake batholiths are modelled with bases at 4 to 6 km depth in their thickest parts (profiles 2,3,5,6). Profile 2 suggests a possible funnel shaped root zone beneath the northern part of the Lake Abitibi batholith. The Watabeag batholith is modelled as a very thin, 1 to 2 km thick sheet. Profile 7 crosses the Kenogamissi complex where the greenstones are folded into a very tight synformal fold between northern and southern granitic lobes (see Fig. 4.1). The modelled profile suggests that the northern and southern lobes are not contiguous at depth and that they likely represent two separate intrusions. The northern lobe forms a very thin sheet with a shape that is consistent with folding by one of the regional antiformal folds.

Greenstones within the Blake River synclinorium define a shallow, open funnel shape (profile 1), consistent with the broad, open synformal fold indicated on geological maps. Elsewhere, on all of the profiles, the highly variable depths to the base of the greenstones suggest that regional folding and faulting has affected the supracrustal stratigraphy to at least 10 km depth. Deeper extensions of the greenstones (> 5 km) are suggestive of high amplitude synformal folds, for instance on profile 3 between the Lake Abitibi batholith and the Porcupine-Destor fault zone.

In some cases, mapped fault zones cannot be correlated with any features on the modelled gravity profiles. This is the case for the Kirkland-Cadillac fault zone in profiles 1,4,5, for the Porcupine-Destor fault zone in profile 5, and for the north branch of the Porcupine-Destor fault zone in profile 1. On the other hand, in several profiles, we correlate fault traces with the steeply dipping limbs of regional folds. That is the case for the Kirkland-Cadillac fault zone in profile 6, for the Porcupine-Destor fault zone in profiles 1,4, for the north branch of the Porcupine-Destor

fault zone in profiles 2,3, and possibly for the Pipestone fault zone on profile 6. An unnamed fault zone near the north end of profile 3 correlates with the northern margin of a large granitic body.

5. Wavelet based inversion

In this section we look more closely at the horizontal gradient in the gravity field using a wavelet based method for the upward continuation of the gravity field and the location of multiscale edges of wavelet transforms (Hornby, 1999; Boschetti, 2001). The multiscale edges are interpreted to represent the edges of geological bodies. The product of the wavelet based technique, when visualized as in Figs. 6A,B, is referred to as EarthWorms. Interpretation of EarthWorms, as well as different applications of the technology used in the wavelet based calculations are discussed on the web site of F. G. Horowitz (<http://www.ned.dem.csiro.au/HorowitzFrank/>), and also in (Hornby, 1999) and (Boschetti, 2001). The technology is commercially available and used in mineral exploration. In the following paragraph we briefly describe the significance and the interpretation of the EarthWorms, as well as our own application of the technology.

In this study, EarthWorms were calculated for the upward continuation of the gravity field, at altitude intervals of 1 km, to 10 km maximum altitude. For each altitude, the maxima of the horizontal gradient are plotted (Fig. 4.6A,B) superimposed on the shaded relief map of the gravity field at ground surface level. The loci of maxima at different altitudes are color-coded and define the EarthWorms, or dipping contoured surfaces. Blue corresponds to the maxima at 1 km altitude and red is used to plot the maxima at 10 kilometers altitude. The dipping surfaces defined by the EarthWorms are interpreted to be mirror images of the dipping maxima of the horizontal gradient in the subsurface, reflected across the ground surface. Hence a northward dip of an EarthWorm surface, projected above the ground surface, corresponds to a southward dip in the subsurface. The multiscale edges of the wavelet transform are interpreted to represent the edges of geological bodies (normal or faulted contacts between units of different densities).

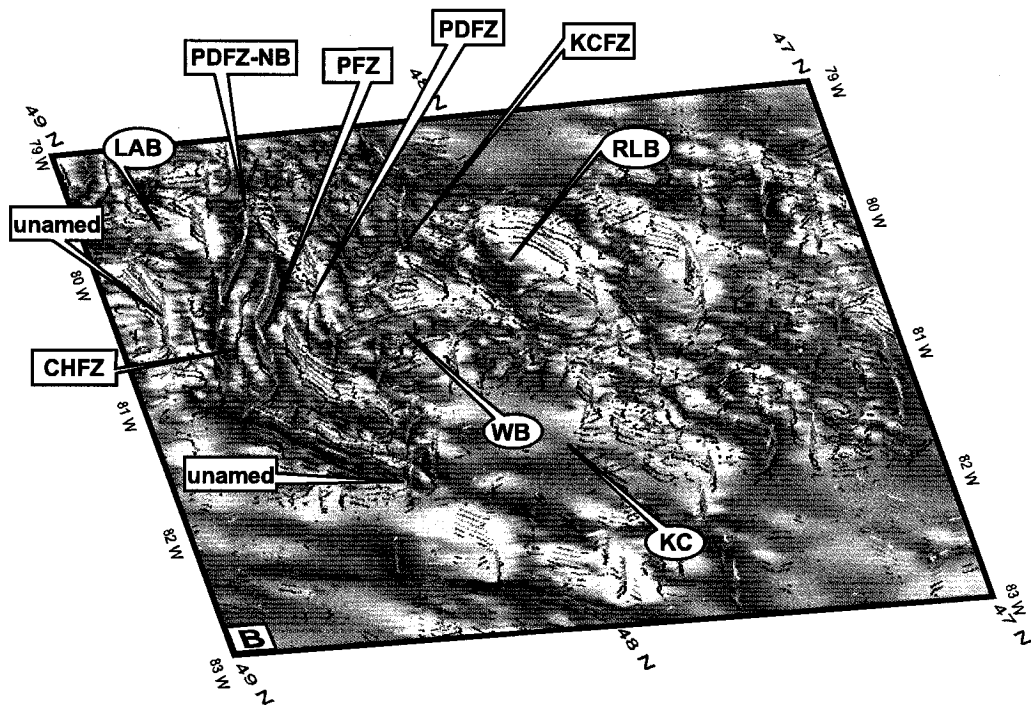
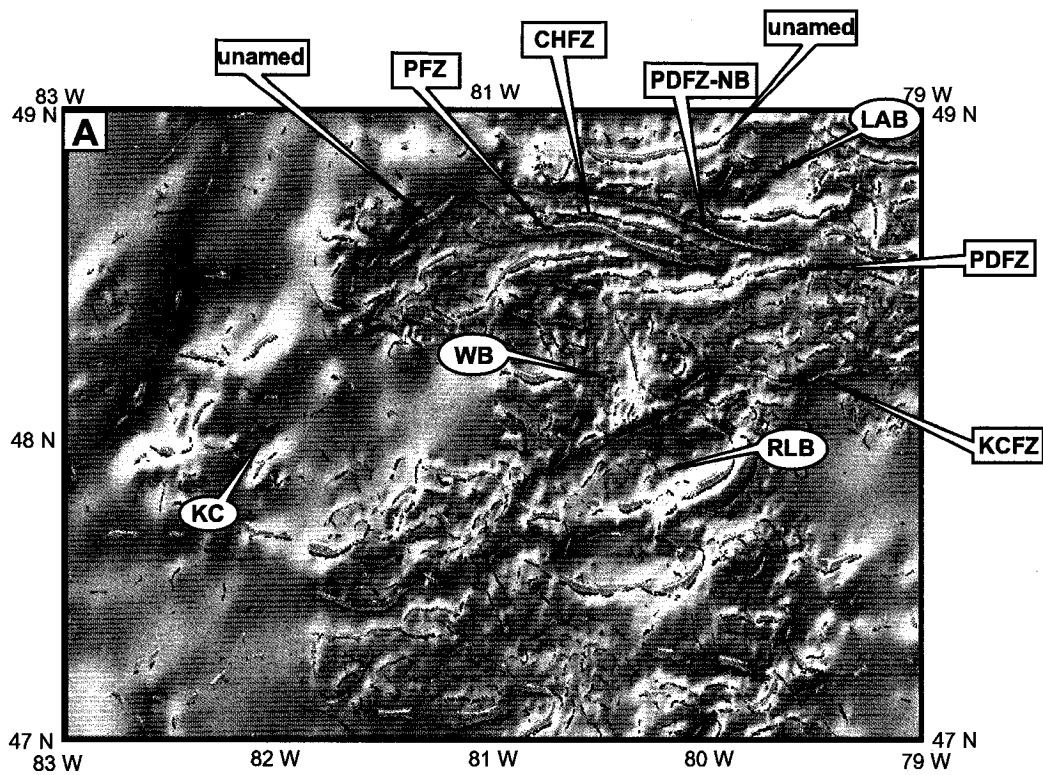


Figure 4.6: EarthWorms of the Ontarian side of the Abitibi Subprovince, plotted on the top of a gray-shaded Bouguer anomaly map. The black dotted lines correspond to the trace of the EarthWorms at 1 km elevation. LAB: Lake Abitibi batholith; RLB: Round Lake batholith; KC: Kenogamissi complex; WB: Watabeag batholith. PDFZ: Porcupine Destor fault zone; PDFZ-NB: Porcupine Destor Fault zone north branch; KCFZ: Kirkland Cadillac fault zone; CHFZ: Center hill fault zone; PFZ: Pipestone fault zone; ?: unnamed fault zone. A: EarthWorms plotted on a 70 degrees view B: Earth worms plotted on a 280 degrees azimuth view.

A visual inversion can be performed based on the simple inspection of the color coded EarthWorm maps (Boschetti, 2001) in order to determine the locations, and the dip directions and approximate dip angles, of the horizontal gradient maxima in the subsurface. Fig. 4.6A shows the EarthWorm map plotted with a vertical view to the north, with a line of site at 20° from the vertical. Fig. 4.6B is the same map as in Fig. 4.6A, but with a view along an azimuth of 100° , at 20° from the vertical. In Figs. 6A,B, we labeled the locations where EarthWorms coincide with fault zone traces. The most prominent EarthWorms at 1 km altitude are also traced on Fig. 4.7 as dotted lines, where they are overlain on the regional geology, including major folds and fault zones.

To the east of 82°W , the most well defined EarthWorms in Figs. 4.6A,B correspond to contacts between granitic batholiths and their host rocks, and to contacts between mafic metavolcanic rocks, intermediate metavolcanic rocks, and metasedimentary rocks (Figs. 4.6, 4.7). The spacing of gravity stations to the west of 82°W is too large and irregular to provide reliable results. Comparison of Figs. 6A,B and Fig. 4.7 shows that, as a rule, the EarthWorms east of 82°W do not coincide with fault zones. They coincide with lithological contacts and they only approach fault zones where the fault zones themselves follow lithological contacts. For instance, the Porcupine-Destor fault zone, which is mapped as continuous for at least 150 km in the Ontario portion of the Abitibi, only coincides with a prominent EarthWorm for a segment between about 80.2°W and 80.8°W (Fig. 4.7). This suggests that along much of its strike length, displacements on the Porcupine-Destor fault zone did not juxtapose rocks of distinctly different densities.

The Pipestone fault zone and the north branch of the Porcupine-Destor fault zone do coincide with prominent EarthWorms (Fig. 4.7). However, they are short splays of the Porcupine-Destor fault zone that are continuous for only a few km on geological maps. The coincident EarthWorms continue for much greater lengths where they match with mapped lithological

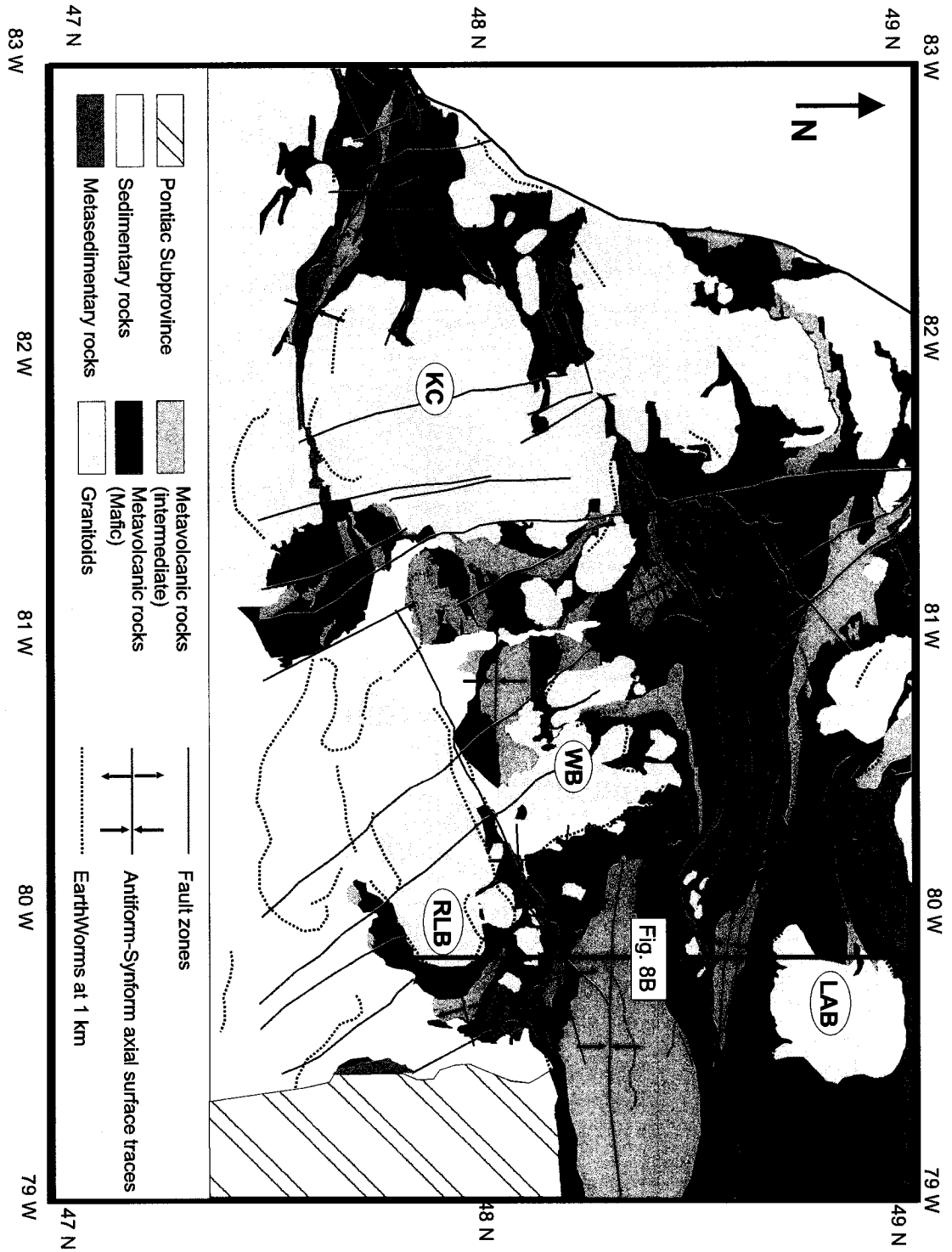


Figure 4.7: Comparison of the localization of the EarthWorms with the major structures in the Ontarian side of the Abitibi Subprovince, plotted on a geological map. LAB: Lake Abitibi batholith; RLB: Round Lake batholith; KC: Kenogamissi batholith; WB: Watabeag batholith. Center hill fault zone; ?: unnamed fault zone.

contacts. The Kirkland-Cadillac fault zone also corresponds to a prominent EarthWorm along part of its strike length, mainly where it marks the limit between the Abitibi And Pontiac subprovinces, and where it marks the contact between metasedimentary and metavolcanic rocks, NE of the Round Lake batholith. No EarthWorms are associated with the Centre Hill fault zone.

The principal EarthWorms in Figs. 4.6, 4.7 detect the density contrasts between lithological units. Therefore, the orientations of the ones that are associated with contacts between metavolcanic and metasedimentary units should provide information on the dip directions and the dip angles of those units on the limbs of folds. Inspection of Figs. 4.6A,B shows that all of the principal EarthWorm surfaces dip to the south, which means that the corresponding lithological contacts dip to the north. The dip angles of fold limbs are variable, but general steep, $> 70^\circ$. The fact that all fold limbs dip to the north demonstrates that all of the regional folds in the study area are overturned to the south. Furthermore, many of the EarthWorms are continuous to at least 10 km depth (as shown by red contours) and therefore the fold limbs are also continuous to at least that depth.

6. Discussion

Here we discuss the significance of the results and interpretations of the gravity modelling for the upper crustal structure of the studied region, with reference to the interpreted geological profile in Fig. 4.8. The profile in Fig. 4.8 is based on existing geological maps and on the results of the modelled profiles and of the wavelet based analysis. We also address the significance of the results in light of previous geodynamic-tectonic models for the Abitibi Subprovince, especially the question of whether fault zones in the Abitibi Subprovince represent terrane sutures.

The Figure 4.8 A displays the interpreted north-south geological cross section located between the Lake Abitibi batholith and the Round Lake batholith. The geological cross section has been built by using the shapes of the Lake Abitibi and Round Lake batholiths from the

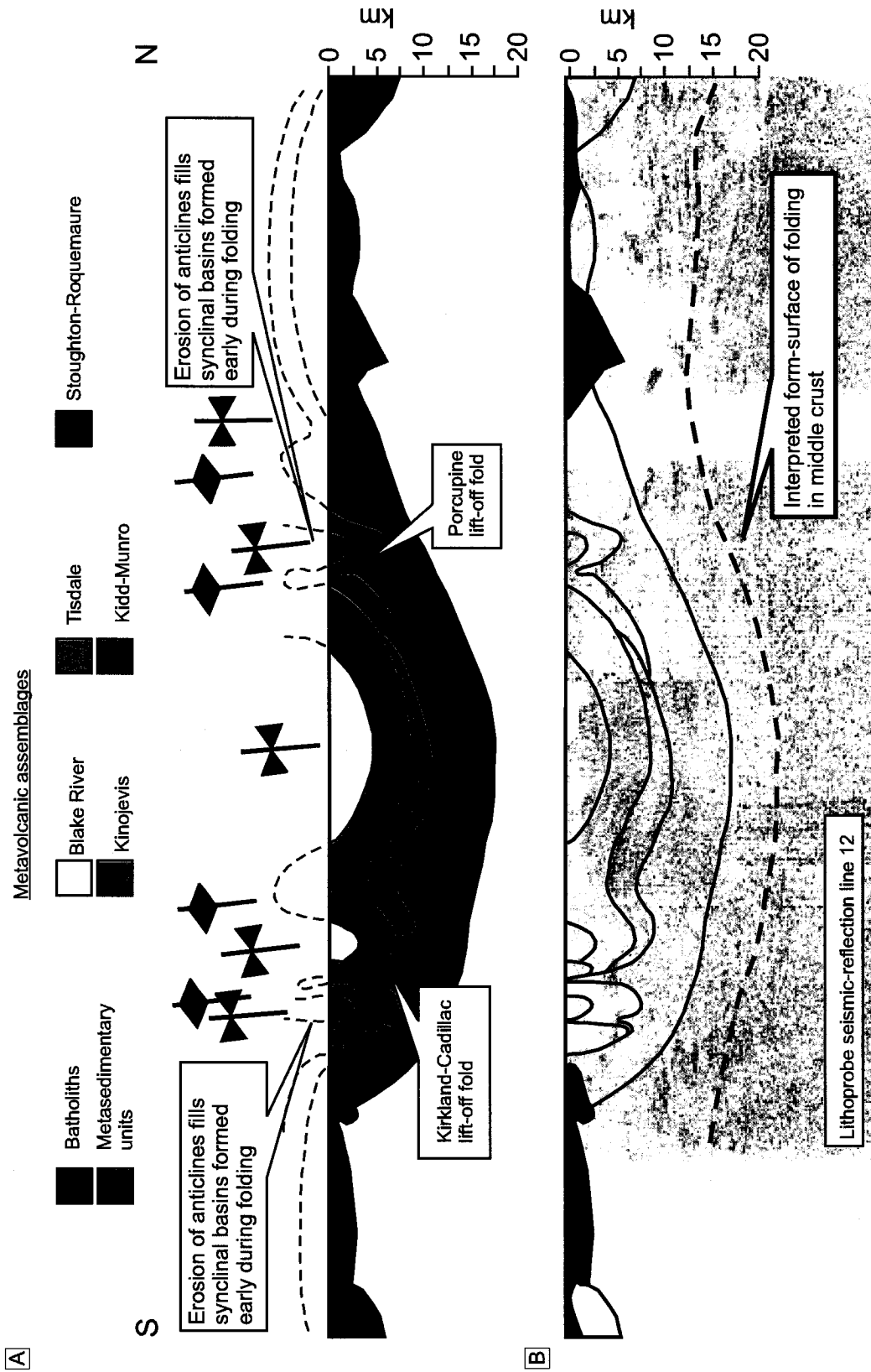


Figure 4.8: Comparison between the interpretations of the seismic project of Lithoprobe and the results along the profile south north located on the figure 7. A: South-North geological cross-section. B: Interpretations of the seismic profiles (modified after Jackson et al., 1995).

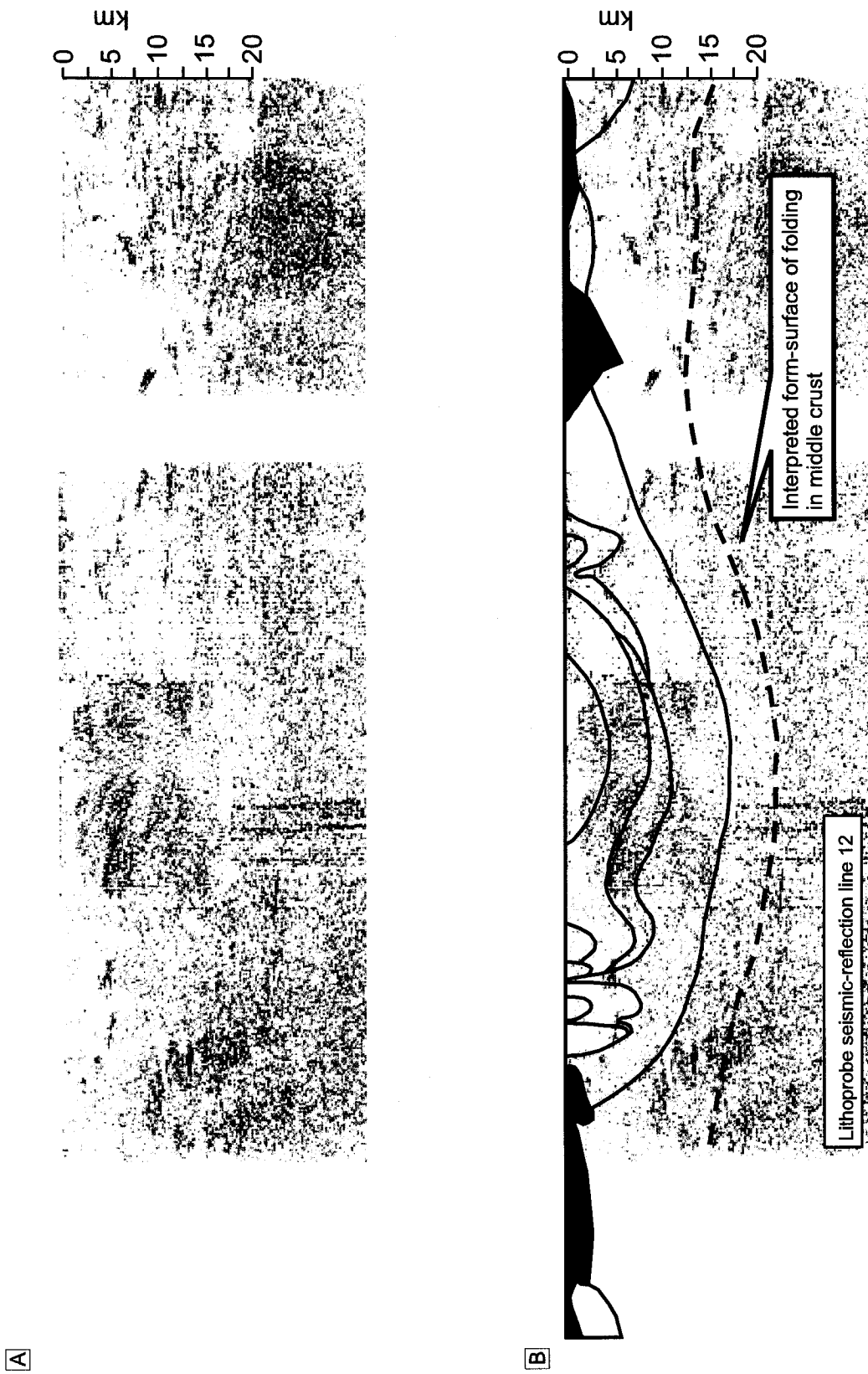


Figure 4.9: A: Compilation of the seismic profiles (modified after Jackson et al., 1995). B: Interpretations of the seismic profiles (modified after Jackson et al., 1995).

modeled gravity profiles. The structural data are from the available geological maps and from the study of the wavelet-based inversion. The thicknesses of the lower assemblages are approximate, and the lack of the Tisdale assemblages to the north of the Porcupine-Destor and Kidd Munro to the south of the Kirkland-Cadillac fault zone was taken into account. The depth of the greenstones layers has been adjusted in agreement with the modeled gravity profiles. The resulting geological cross section shows that the lake Abitibi and round Lake batholiths are located in antiforms while the greenstones deep keels are coherent with synforms.

Since on both parts of the Porcupine-Destor and Kirkland-Cadillac fault zones, are located synforms, two antiforms are missing where are located the two fault zones. In the literature such structures are often described in folded belt (Zagros folded belt, Jura Montains, Central Appalachian fold belt, Brooks Range Alaska, Atkins et al, 2003; Mitra, 2003). We interpret the fault zones to be detachment folds that have been under extreme shearing. These structures developed in stratigraphic units, when the sediment pile exhibit high competency contrasts among units (Mitra, 2003). The competent upper unit exhibit parallel fold geometries while the weak lower layer displays disharmonic folds and significant penetrative deformation (Mitra, 2003).

On geological maps, the two fault zones do not expose rocks that have undergone more than the regional green schist grade metamorphism, suggesting that if they were faults they would not have a strong vertical component. This is supported by a study on dip-slip displacement that showed that the dip-slip displacement were minor (Powell et al., 1995) on the Porcupine-Destor fault zone. The strike-slip offset amount that would be accomodated by these faults are unknown because of the lack of stratigraphic markers. Although, the Porcupine-Destor and Kirkland-Cadillac fault zones are in fact, consitued of overlapped segments that show shearing sens (Berger, 2000 ; Wilkinson et al., 1999), these shear senses are dependant on the the fault's orientation and not coherent along the full length of the faults. It should be noted that in the latest

stages of the formation of a detachment fold, faulting generally occurs, but is of minor importance and represents the accommodation strain incompatibilities between units of different mechanical properties (Mitra, 2003). Then, it could be interpreted that the overlapping segments of the Porcupine-Destor and Kirkland-Cadillas faults zones might be the result of the last stage of the maturation of a detachment fold.

Highly metamorphosed metavolcanic rocks crop out around the Round Lake and Lake Abitibi batholiths, represented by the Stoughton-Roquemaure assemblage. In our interpretation, these highly metamorphosed rocks are correlated to the core of the detachment fold, which following the model of Mitra (2003) is formed by the ductile detachment layer. It is also interpreted that the detachment layer could be the Stoughton-Roquemaure assemblage (Although the Kidd-Munro assemblage might a possibility). It is largely constituted by metamorphosed metavolcanic rocks as well as komatiites (Ayer et al., 2002 ; Sproule et al., 2002). The high metamorphism would allow the rocks to become ductile and flow to the core of the anticlines. We acknowledge that the intense deformation recorded within the fault zones could have overprinted earlier structures. However, there is no evidence elsewhere in the Abitibi Subprovince of earlier deformation events.

This geological cross section (Fig. 4.8A) leads to the interpretation that crustal-scale folding is of primary importance with an amplitude of 10 km and a wavelength 50-60 km, and that the two principal fault zones of the Abitibi Subprovince might be interpreted as detachment folds and not fault zones.

For comparison's purposes, the figure 4.8B shows a seismic compilation of the seismic program Lithoprobe, done in the Lake Abitibi and Round Lake areas, and the figure 4.9 shows the seismic compilation as well as our interpretation. The seismic compilation (Fig. 4.9A) show a series of reflectors that are gently dipping (10-30 degrees). The lake Abitibi batholith appears to have a maximum thickness of 12 km to the south and 1 km to the north, although it seems

difficult from the seismic profile to draw the limits of the batholith (Fig. 4.9A). The Blake River synclinorium show a shape of a large 2 km thick basin. Below the synclinorium, Jackson et al. (1995) have notified folded reflectors that are recognizable as deep as 15-20 km. The seismic interpretation is in agreement with this gravity study, except for the Lake Abitibi batholith shape, which shows an excessive body thickness in seismic interpretation. In the seismic profile it is very difficult to see reflectors in the upper crust up to 7-8 km, then the comparison with the gravity results is useless. However the fact that reflectors suggesting an antiform are found below the Blake River synclinorium reinforce the results of the gravity profiles, that the synclinorium is a crustal-scale synform. While the gravity study was limited to the 10 first kilometers, the seismic bring the justification of crustal folds to a depth of at least 20 km.

7. Conclusions

We interpret the results of the modelling to indicate that the true first-order structural signature of Late Archean tectonics in the region is one of large amplitude folding, resulting in the formation of previously unrecognized greenstone keels extending as deep as 10 km within the present day upper crust. We have modeled gravity profiles through greenstones and batholiths in the Abitibi Subprovince, using regional Bouguer gravity data sets. Calculations of the horizontal gradients of the gravity field and also the wavelet based inversion methods show that the regional gravity data are suitable for identifying the density contrasts between granite-gneiss batholiths and the surrounding greenstone belts, as well as identifying steep fault zones.

The gravity profiles have shown that the batholiths main-body thickness is 2 to 5 km with some roots extending to 6-7 km in some cases and have also shown that the metavolcanic rocks form keels that can be as deep as 10 km. These gravity profiles have also shown that the batholiths are emplaced in antiforms, while the greenstones keels correspond to synforms. The earthworms have given the information that most of the geological contacts or fault zones are

steep and dipping north or vertical. When the major deformation zones correspond to Earthworms they are located on limbs of folds and can be observed as deep as 10 km, as enhanced by the gravity profiles and the wavelet inversion methods. Earthworms are vertical or steeply dipping south, the folds have to be upright fold or slightly deversed to the north.

The results show that the two major fault zones (Porcupine-Destor and Kirland-Cadillac) might be interpreted as detachment folds, which are asymmetrical folds developed due to difference of competence within the stratigraphic units. This interpretation has major implications for tectonic models and also for the origins of gold mineralization located within and adjacent to the fault zones. Our interpretations support the view that terrane sutures are not present within the southern Abitibi Subprovince. Finally, we integrate our interpretations with previous interpretations of deeper structures, based on published Lithoprobe seismic-reflection profiles, thus providing a more complete picture of the crustal structure in the Abitibi Subprovince than was previously available.

We suggest a return to geodynamic models for the Abitibi Subprovince that involve one long-lived episode of regional N-S shortening and large scale folding of a single greenstone belt that was concomitant with a period of voluminous granitic plutonism. We also suggest that the structure of the present day upper crust in the Abitibi Subprovince does not require large displacements on regional scale fault zones, which represent strong deformation on steeply dipping limbs of regional, large amplitude and large wavelength first order folds. The results and interpretations are of major significance, not only for developing models for Late Archean tectonics, but also for understanding the origin of world-class gold deposits associate with the regional fault zones.

Chapter 5: Analog Experiments of crustal-scale buckling in the presence of thermal anomalies

1. Introduction

Chapters 3 and 4 have shown that the studied Archean terranes are folded at the crustal scale. These results have inspired the concept of the analog modeling presented in this chapter. We propose to investigate crustal-scale folding due to far-field collision, by way of thermo-mechanical analog modeling.

Archean greenstone belts are composed of granites and greenstones, the latter constitute generally thick volcanic piles (chapter 1). Ultramafic to mafic lavas constitute much of the lowest parts of the stratigraphic volcanic pile. Those rocks are often metamorphosed in the greenschist grade and may represent highly ductile stratigraphic units. Komatiitic lavas in the stratigraphy, typical of Archean greenstone belts, suggest the presence of a plume at the base of the lithosphere. The crustal structure of the Abitibi, as interpreted from the gravity modelling (chapter 4), involves folding, probably at the crustal scale. Also, a gravity modeling and geological interpretations suggest the absence of terrane sutures within the studied areas. Therefore, the design of our experimental work was focused on the deformation at the crustal-scale of a continental crust inboard from a collisional zone, in the presence of a localized thermal anomaly.

A linear thermal anomaly is necessary to simulate the increase of crustal geothermal gradients due to the activity of a plume or magma underplating at the base of the crust. The underlying assumption is that different thermal gradients will result in different viscosity contrasts of crustal layers, which will control the style of deformation.

Most analog experiments have used sand, silicone gums, honey or gas as rock analogs. Others are performed with waxes in a centrifuge, but until recently only very few were done with paraffin wax in Earth's gravity field. Different teams have been working on new experimental procedures, with thermo-sensitive materials, such as paraffin waxes, that can characterize the rheological contrasts of the crust and/or lithosphere (Wosnitza et al., 2001; Rossetti et al., 1999; 2001). This chapter describes and illustrates the experimental work accomplished to test two intensive parameters: the influence of thermal gradients, and strain rates on crustal deformation.

2. Apparatus:

The experimental apparatus (Fig. 5.1) corresponds to a modified sealed squeezebox (with transparent sides). Its internal dimensions are 42 X 40 cm. The basal heating surface is 15 cm wide and made of aluminum plate. Bakelite plates are inserted within the aluminum plate to restrict lateral heat conduction from the heated surface (Fig. 5.1). A stepper-motor is used to shorten the models at precisely controlled, constant displacement rates, 1cm/hr and 4 cm/hr. The experimental apparatus did not allow free lateral surfaces and no material was added or lost during the experiment. Erosion rates and isostasy were not taken into account, though mass wasting occurred on steep surface slopes during some experiments. The thermal gradients that were set up for experiments were verified in advance by using thermocouples located in the different layers of the prototype in the absence of deformation, and which established the time required to heat the models prior to deformation (see chapter 2). Those preliminary experiments resulted in the generation of data files that were then used during the experiments, to reproduce at the initial state, the controlled thermal gradients by controlling the heating pad via programmable computer software and an analog-to-digital control card.

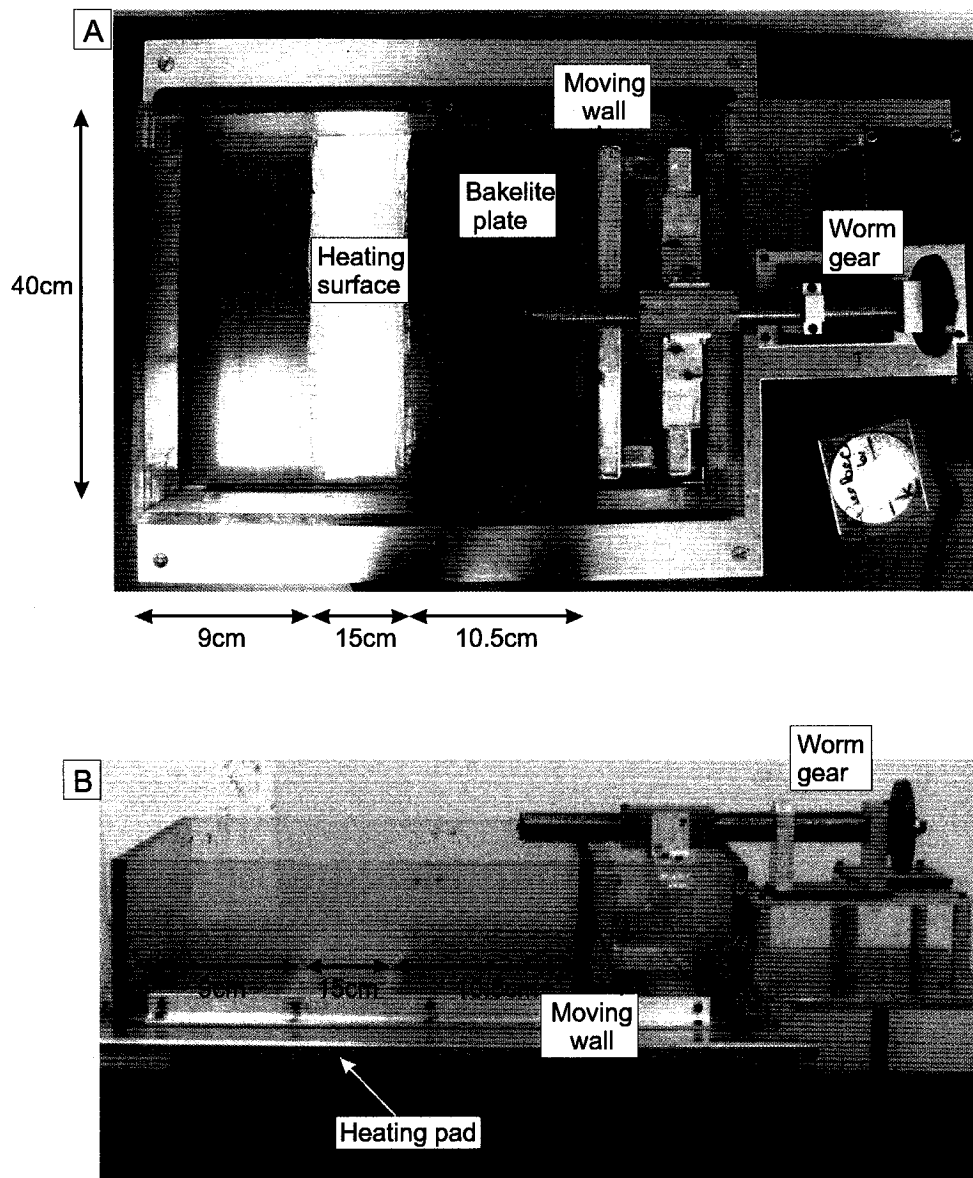


Figure 5.1: Pictures of the experimental apparatus. A: top view; B: side view.

3. Nature and rheology of the natural prototype and analog model:

3.1. Natural prototype

3.1.1 Architecture of the natural prototype

The natural prototype corresponds to a portion of an evolved Archean lithosphere (400 X 400 km) where a linear thermal perturbation occurred (150 km wide), adding heat to the base of the crust and creating both vertical and lateral thermal gradients. The upper crust is composed of greenstones with a thickness of 10 km and a density of 3.0 g/cm³. The middle crust is mainly composed of granitoids with a TTG composition, with a thickness of 15 km and a density of 2.7 g/cm³. The lower crust corresponds to a 20 km-thick layer with a density of 2.9 g/cm³ and is composed of mafic gneiss. The lithospheric part of the mantle is a 40 km-thick layer with a density of 3.0 g/cm³.

3.1.2 Rheological behavior of the continental lithosphere

The rheological behavior of the continental lithosphere is a subject of debate in the literature (Burov et al., 1998; Ranalli, 2003; Burov et al., 2003). One of the remaining questions is to evaluate how “soft” the crust is compared to the lithospheric mantle (Burov et al., 1998; Ranalli, 2003; Burov et al., 2003; Jackson, 2002). In fact, this is of major importance in terms of geodynamic processes, since the strong layers will control the style of lithospheric deformation. Until recently, the common prototype used to model the lithosphere is the “jelly-sandwich”, where the upper crust and mantle are the strong layers and the lower crust is considered to be rheologically softer than the two precedent (Chen et Molnar, 1983). Following a recent study from Maggie et al. (2000), based on the reexamination of seismic focal points depths, Jackson (2002) argued that this model should be reconsidered. He suggested that in most cases, the continental lithosphere could be modeled with the lower crust as a layer much stronger than the lithospheric mantle. He proposed a new strength profile for the continental lithosphere, which implied that the strongest part of the lithosphere is the seismogenic layer of the lower crust.

In this study, we consider that the lithosphere is subject to high thermal gradients due to the arrival of a plume at the base of the lithosphere or to magma underplating at the base of the crust. The thermal anomaly increases the crustal thermal gradients until, eventually, softening the ductile crust and, partial melting may be induced within the lower crust. Thus, in terms of rheology, the strength of the modeled lithosphere would decrease for the heated part. Whichever lithospheric strength profile is chosen (Jackson's model or the "jelly-sandwich"), in the investigated cases, the maximum strength of the lithosphere is expected to correspond to the models of the lower and middle crust which remain relatively cool and "stiff".

3.2. Analog model

3.2.1 Nature of the analog model

The dimensions of the analog model are 40 * 42 cm. 5 layers constitute it:

- The analog layer of the brittle part of the upper crust is composed of quartz silica sand (1 cm thick), with a grain size of 20 μm and a density of 1.48 g/cm^3 . A layer (0.5-1 cm) of silicone gum represents the transition between the brittle part of the upper crust and the middle crust. The ductile layer may also represent very ductile metamorphic rocks such as meta-komatiites, which are present in Archean stratigraphy.
- A layer of paraffin wax is the analog of the middle crust (melting temperature $T = 55^\circ$, thickness 1.5 cm, density = 0.84 g/cm^3).
- A second layer of paraffin wax corresponds to the analog of the lower crust ($T = 52^\circ$, thickness 2 cm, density = 0.91 g/cm^3).
- The lithospheric mantle corresponds in the analog model to a layer of the same silicone gum, used for the base of the upper layer. For technical reasons, this layer is thinned compared to the natural prototype. The set up of the desired thermal gradients within the model did not

allow a lower silicone layer thicker than 3 - 4 cm. In these experiments, the principal goal was to study the development of the structures within the crust in response to a shortening.

3.2.3 Rheological behavior of the analog materials

Paraffin waxes, silicone gums and silica sand constitute the analog prototype. The rheological behavior of the rock analogs is of primary importance in order to properly scale the model to nature.

Silicone gums have been used widely in analog experiments to model the ductile layers of the lithosphere. Several studies have shown that at room temperature (20 - 25°C), the chosen material (Dow-Corning, Dilatent compound 3179) behaves as a Newtonian fluid with a viscosity of 10^4 Pa.s, for strain rates between 10^{-3} s⁻¹ and 10^{-1} s⁻¹ (Benn et al., 2000). Since thermal gradients are involved in the experiments, it was necessary to know the variation of the rheological behavior of the silicone gum with temperature. Hailemariam et al. (1998) studied the rheology of this silicone gum within a temperature range of 20 °C to 80 °C. Their study concludes that this material shows, at temperatures above 60 °C, a Newtonian behavior. Below this temperature, the silicone gum can be considered as a Newtonian fluid for a shear rate of 10^{-2} s⁻¹ and a power law fluid for shear rates between 10^{-2} s⁻¹ and 10^{-4} s⁻¹. The viscosity of the silicone gum varies between 10^3 and 10^6 Pa.s for a temperature range of 90 to 20 °C (shear rate is between 10^{-2} s⁻¹ and 10^{-4} s⁻¹).

The rheological behaviors of paraffin waxes have been studied by several authors (Barry et al., 1971; Freund et al., 1982; Mancktelow, 1988; Barry et al., 1971; Rossetti et al., 1999). The most recent study (Rossetti et al., 1999) showed that the paraffin waxes behave as almost Newtonian, above a critical temperature. This critical temperature is defined by $T_m/T = 0.7$ (Rossetti et al., 1999). For the paraffin wax used in this study the critical temperature is $T = 36.5^\circ$ for the lower layer ($T_m = 52^\circ$ C) and $T = 38.5^\circ$ C for the middle layer ($T_m = 55^\circ$ C) Below this critical temperature the paraffin waxes show a non-linear behavior. In this study, paraffin waxes

were deformed in the solid and liquid states, therefore, it was important for scaling purposes to study the rheological behavior of the paraffin wax above the solidus.

The paraffin waxes were tested at the ICPET laboratories of the National Research Council of Canada, in Ottawa, using a Bolhin VOR rheometer. The results of the measurements are explained and discussed in the chapter 2. From the results, it appears that the paraffin wax behaves as a Bingham body above the solidus. The tests show that the viscosity of the paraffin wax above the solidus

varies from 10^2 to 10^{-2} Pa.s. Around the melting temperature, the viscosity value jumps 3 to 4 orders in a small temperature range (6°C). Generally, from this rheological study and precedent studies, at the experimental strain rates the paraffin waxes show a non-linear behavior below a critical temperature (in the case of the lower paraffin layer, $T = 36 - 37^\circ\text{C}$, for the middle paraffin layer, $T = 38 - 39^\circ\text{C}$). Above it, the paraffin waxes show a linear behavior from quasi-Newtonian to Bingham (with increasing temperatures).

4. Scaling

To be able to interpret analog experiments in terms of geological processes, it is necessary to scale the natural model down to the analog prototype (Hubbert, 1937; Ramberg, 1981). Several conditions of similarity must be fulfilled. The prototype must be dimensionally, kinematically, dynamically and, in the case of our experiments, thermally similar to the natural prototype. The mathematical scaling has been realized using the principles of Cobbold and Jackson (1992) and Wosnitza et al. (2001). The figure 5.2 depicts the results of the scaling between prototype and model and the table 5.1 grouped the scaling factors.

Gravity acts on the prototype and the model, resulting in gravitational stresses that must be scaled:

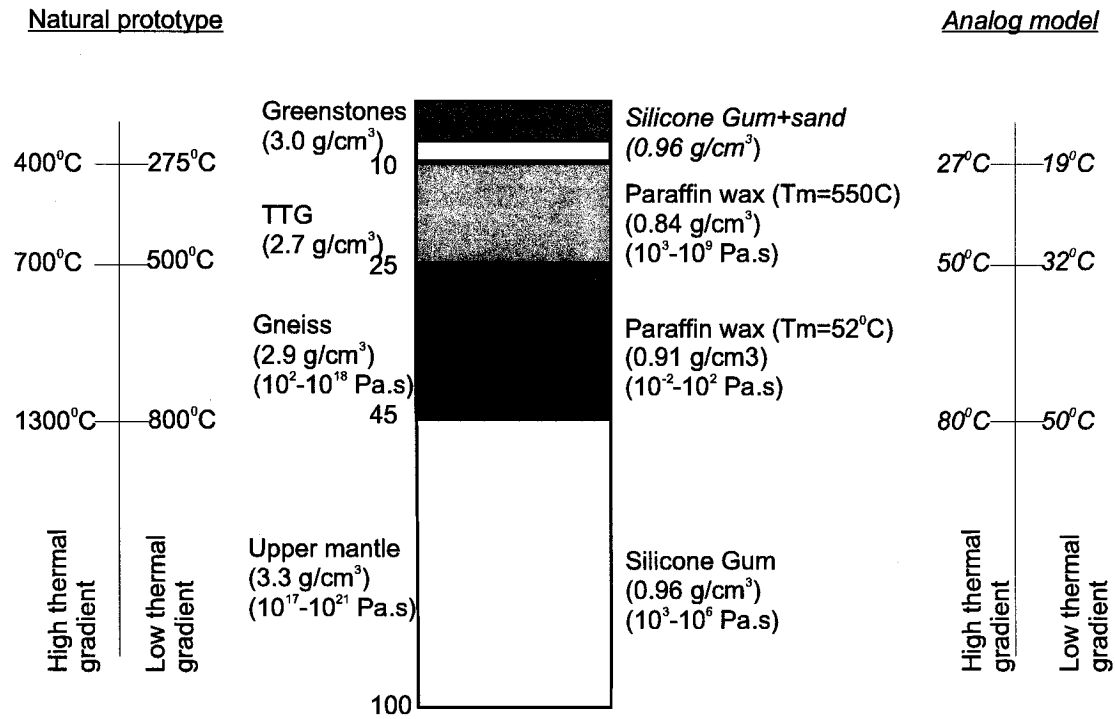


Figure 5.2: Summary of the scaling for the temperatures for the two extremes thermal gradients used in the experiments, density and viscosity with comparison between the natural prototype and the analog model.

Quantity		Unit	Nature	Laboratory	Scaling Factor
Thermal diffusivity	α	m^2s^{-1}	10^{-6}	8×10^{-8}	8×10^{-2}
Strain rate	$\dot{\epsilon}$	s^{-1}	10^{-15}	10^{-5}	10^{-10}
Lenght	l	km	400x400	0.4x0.41	10^{-6}
Time	t	s	3000 10^{10}	3600	10^{-10}
Viscosity (silicone/ Upper mantle)	η	Pa s	10^{-21} - 10^{-17}	10^3 - 10^6	10^{-16}
Viscosity (wax/Middle and lower crust)	η	Pa s	10^4 - 10^{18}	10^9 - 10^{-2}	10^{-16}
Activation energy (wax)	H	kJ/mol	200	1000	5-6
Temperature	T	$^{\circ}\text{C}$	1300	80	15

Table 5.1: Summary of the values of the scaling factors

$\Phi_{\text{grav}} = \Delta gh$; where Δ density, h thickness of the layer, g acceleration due to gravity.

Stresses due to displacement of materials also act on the prototype and the model that must be scaled:

$\Phi_{\text{visc}} = \eta \dot{\epsilon}$; where η is the viscosity and $\dot{\epsilon}$ the strain rate. The prototype is scaled to nature when:

$$S_{\sigma} = S_{\Delta} S_g S_l S_t \quad (1)$$

S_i is the dimensionless scaling factor, respectively for the viscosity (S_{σ}), density (S_{Δ}), gravity (S_g), linear dimensions (S_l) and the time (S_t). Since in this experiment, thermal anomalies are involved, a thermal scaling is also required. In this case, the Arrhenius equation had to be considered:

$$\sigma(T) = \sigma_0 e^{H/(RT)} \quad (\text{Pahl et al., 1991}) \quad (2)$$

where R is the universal gas constant and H the material activation energy. Since $S_R=1$, therefore $S_H = S_T$ from equation (2) (Wosnitza et al., 2001). Thermal diffusivity α , linear dimensions l and time t have to be scaled to be able to take into account the rate of material displacement (Wosnitza et al., 2001):

$$S_t = S_l^2 / S_{\alpha} \quad (3)$$

4.1 Dimensional scaling

Dimensional similarity is obtained by avoiding distortion, when scaling down with the same factor each linear dimension of the natural model. This way surfaces and volumes are proportionally identical. For technical reasons (size of the laboratory space), a scaling factor of 10^{-6} (1cm=10km) was chosen. $S_l = 10^{-6}$ is, in fact a commonly used scaling factor in analog experiments on lithospheric-scale processes.

4.2 Dynamical scaling

To fulfill the condition of dynamical similarity, the analog materials must show rheological behavior identical to what would be expected in the natural case, therefore, the strength of each analog layer must be scaled down compared to the corresponding layer strength in the natural prototype. The brittle crust must be modeled with a material that has a negligibly small cohesion and an internal friction similar to brittle rock (coefficient of internal friction of 0.6). Silica sand meets those criteria (Krank, 1991; Vendeville et al., 1987) Ductile layers can be modeled by silicone gums (Cobbold et Jackson, 1992). Rossetti et al., (1999; 2000) and Wosnitza et al. (2001), have shown that paraffin waxes are excellent rock analogs to model ductile layers, and, because of their high activation energy, they show large variations of viscosity as a function of temperature. Thus, temperature is the controlling factor to obtain mechanical similarity when using paraffin waxes as rock analogs (Rossetti et al., 2000).

For technical reasons $S_l = 10^{-6}$ and $S_t = 10^{-10}$ (1hour=1 million years). By using the values in Table 5.1 and equation (1), $S_0 = 10^{-16}$. Assuming a lithospheric mantle viscosity of 10^{21} Pa.s (Lambeck et al, 1998), the silicone gum should have a viscosity of 10^6 Pa.s to fulfill the scaling. In the temperature range of the experiments the viscosity of the silicone gum varies from 10^3 to 10^6 Pa.s (for a range of 90 °C to 20 °C). Assuming that the silicone gum represents lithosphere heated to the temperature of a mantle plume, the natural prototype viscosity would be 10^{17} to 10^{19} Pa.s (Lambeck et al., 1998), then the silicone gum must have a viscosity range of 10^1 to 10^3 Pa.s. In the two cases the silicone gum shows the viscosity range that fulfill the requirements of the dynamic scaling.

Considering a experimental strain rate of 10^{-5} s^{-1} (Table 5.1), the viscosity values of the paraffin wax ranges from 10^3 to 10^{-1} below the melting temperature. The corresponding stress values vary from 10^3 to 1 - 10 MPa (Rossetti et al., 1999). These stress values are in agreement with the values of creep strength for crustal rocks above values for the brittle-ductile temperature transition (Rossetti et al., 1999, with values from Ranalli, 1995). In the particular case of the

paraffin wax above the solidus, the viscosity values (10^2 to 10^{-2} Pa.s) must be compared to the viscosities of magmas. Considering that the magmas show a large range of viscosities (10^4 - 10^{18} Pa.s, Scaillet et al, 1997) depending on the chemistry and the solid charge they carry, the melted paraffin shows a viscosity range that is reasonable for a scaling factor of $S_0 = 10^{-16}$.

4.3 Thermal scaling

From the equation (3) and the values in Table 5.1 ($S_t = 10^{-10}$ and $S_l = 10^{-6}$), the scaling factor for the thermal diffusivity is $S_a = 10^{-2}$. Assuming a thermal diffusivity value for the crustal rocks of $10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Turcotte et Schubert, 1982 ; Fowler 1990), the thermal diffusivity of paraffin wax should be around $10^{-8} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Rossetti et al. (1999) calculated a value of $8 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. The activation energy of the paraffin wax is 1000 kJ/mol, Rossetti et al, 1999), for crustal rocks it is 150-200 kJ/mol (Carter et Tsenn, 1987). Therefore, from equation (2), the scaling factor is $S_T = 5$ - 6. If we assume a temperature of 1200-1500 $^{\circ}\text{C}$ at a depth of 80-85 km, then the base of the analog model should be at 200-300 $^{\circ}\text{C}$. Because of the nature of the analog materials, it was impossible to fulfilled this condition. From the analog materials we used, $S_T = 15$ was chosen. Cobbold and Jackson (1992) and Wosnitza et al. (2001) have argued that only the first two or three orders of magnitude in stresses are likely to have significant mechanical consequences, therefore rigorous thermal scaling might be unnecessarily, if viscosities are properly scaled. Furthermore, the important part of the thermal scaling was to obtain temperatures that would lead to an appropriate scaling of viscosity in the lower and middle analog layers. This study was not focused on the thermal relaxation of the crust. Therefore, a strict thermal scaling was not required. However, when interpreting the results, we must bear in mind that thermal relaxation and deformation of isotherms are both important factors to be considered. Especially in the case of thermal expansion since the thermal expansion coefficient for the paraffin wax is around $10^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$, (Carlen et al., 1999) and for the rocks $10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ (www.ner.com).

The figure 5.2 and table 5.1 are summaries of the scaling results and scaling factors.

5. Results

A series of 15 experiments was completed to study the influence of 2 parameters: the thermal gradients induced within the models and the displacement rates. Three different thermal gradients were used.

For simplicity, we use the terms “high, medium and low” thermal gradients. The next section defines the bottom and upper temperatures in the two paraffin wax layers for each of the thermal gradients. Figure 5.2 represented the ideal thermal gradients within the analog model. As explained in chapter 2 these gradients were not entirely possible to achieve.

Figure 5.3 depicts the three thermal gradients that were used for the analog experiments. The given temperatures are determined with the results of the set up of the thermal gradients with thermocouples (see chapter2). When referring to bottom temperature, it means the temperature at the interface between the basal silicone layer and the lower paraffin layer ($T_m=52^{\circ}\text{C}$), and the upper temperature corresponds to the temperature at the interface between the lower paraffin layer and the upper paraffin layer ($T_m = 55^{\circ}\text{C}$):

- The “Low” thermal gradient implies a bottom temperature of 50°C and a upper temperature of 35°C in the analog model. This thermal gradient does not allow any melting in the lower paraffin layer.
- The “medium” thermal gradient corresponds to a bottom temperature of 55°C and an upper temperature of 42°C . The bottom temperature induce partial melting into the lower paraffin wax (less than 5%).
- The “high” thermal gradient implies a bottom temperature of 62°C and an upper temperature of 50°C , the induced bottom temperature inducing a higher percentage of partial melting (around 10%).

The differences between the three thermal gradients result in a difference of temperatures within the analog model at a given position.

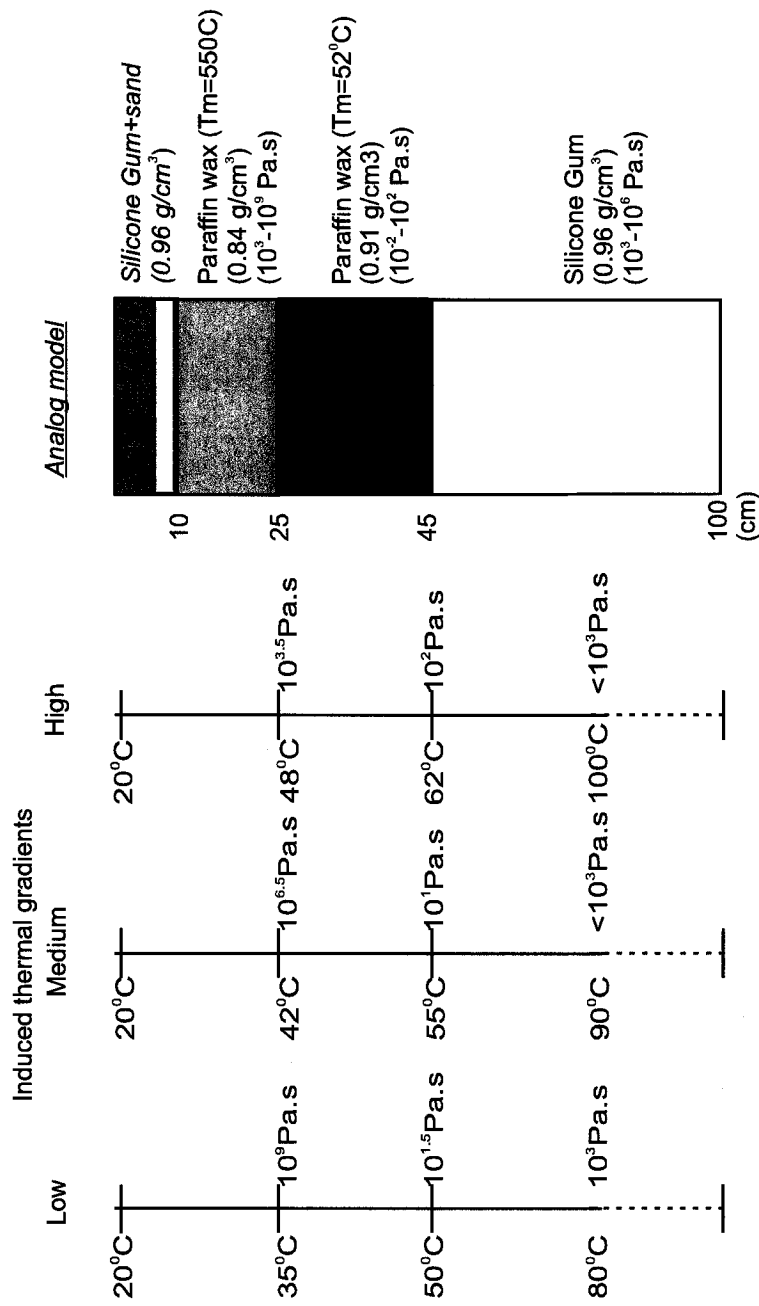


Figure 5.3: Estimations of the temperatures and viscosities within the analog model for the three thermal gradients.

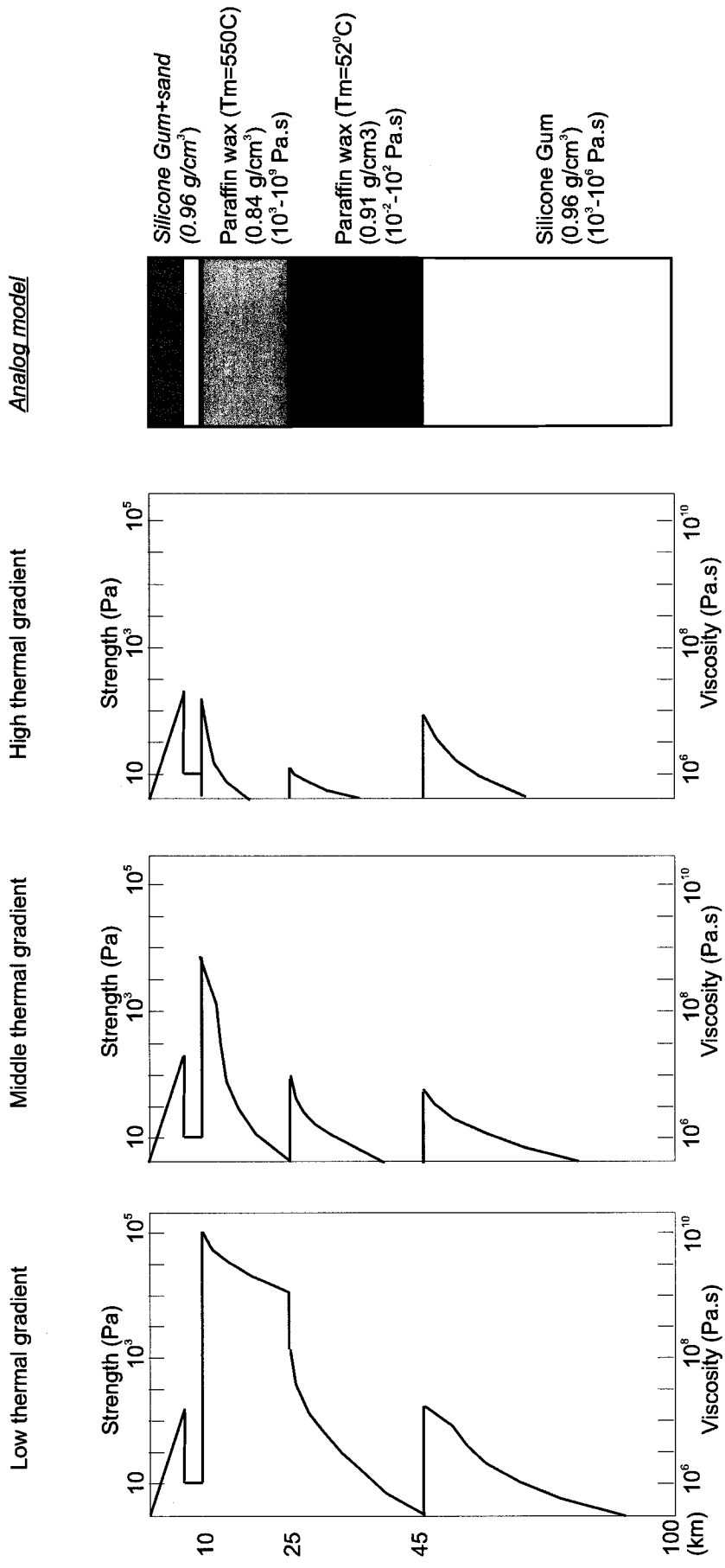


Figure 5.4: Strength and viscosity profiles for the three thermal gradients used for the experiments

Figure 5.4 shows the different strength profiles resulting of the three different thermal gradients used. These strength and viscosity profiles were calculated with estimated viscosity values for each layers. Even if the profiles are approximate, they give indications on the rheological behavior of the analog model under the three applied thermal gradients. The increase of the basal temperature and the heating time affects strongly the strength of the analog model: while in the cases of the low and middle thermal gradients the maximal strength is located in the upper paraffin wax layer (analog of the middle crust), in the case of the high thermal gradient the entire analog model shows a weak resistance, with the stronger parts of the model located in the sand and lower silicone layers (Upper crust analog and Upper mantle). The three strength profiles correspond to the strength profile adopted by Jackson (2002) for the continental areas (case D of the figure 2.12 (Chapter 2)).

5.1 Deformation prior to the shortening

For each experiment, a dome was formed above the thermal anomaly prior to lateral deformation (Fig. 5.5, lowest thermal gradient). The dome was higher and more localized for lower thermal gradients. The Higher thermal gradient required longer heating times; therefore lateral thermal relaxation occurred which caused the height of the dome to diminish and its width to increase. The domes correspond to what is expected to form in a crust as a response to the arrival of a plume at the base of the lithosphere. The material above the heat source is hotter, therefore less dense, and will have the tendency to rise compared to cooler surrounding material. The heating dome resulting for the use of the High thermal gradient corresponds to an elevation of 5 km with a length of 250 km, and the heating dome developed with the Low thermal gradient show a 10 km elevation with a length of 180 km. The elevation difference is approximately 5 km. These values are obviously very high compared to the nature. However, considering the differences (10^{-4}) in values for the thermal expansion coefficient for rocks and paraffin, it results into the development of higher elevations than expected in nature.

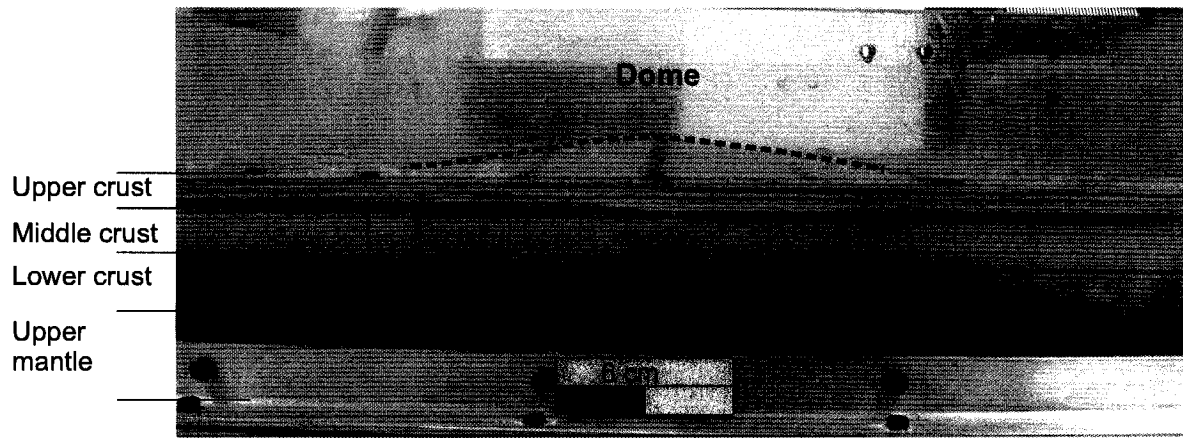


Figure 5.5: Picture showing the deformation within the model prior to the shortening, due to the localized thermal anomaly.

5.2 Evolution of the deformation during shortening: 4 cm/h (Fig. 5.6)

Each experiment was run until a maximum shortening of 20%. All the experiments show, formation of thrust faults after 3% shortening that daylight on the hinterland part, just in front of the moving wall. The structures developed near the mobile wall, though of general interest, are here attributed to edge effects and they are not further discussed. The results of the analog experiments are separated into different figures. Figure 5.6 and 5.7 correspond to top view of the development of the experiments. Figures 5.8, 5.9 and 5.10, correspond to the sliced profiles of the same experiments.

5.2.1 Low thermal gradient

In figure 5.6A, the lowest thermal gradient shows the development at the crustal scale of a single anticline-syncline pair. After 3 - 5% shortening the anticline grew from the location of the thermal dome, whereas the syncline developed only after 10 - 12% shortening and was localized in the foreland part, in front of the heating surface. When the syncline started to develop the amplitude of the anticline ceased increasing. The syncline accommodated the rest of the shortening.

In the upper crust, extensional structures, such as grabens, develop on the top of the anticline, while the flanks of the syncline develop detachment folds. The figure 5.8B corresponds to a close up view of one of the detachment folds located on the limb of the syncline.

5.2.2 Medium thermal gradient

The experiments with medium thermal gradients developed two anticlines and one syncline (Fig. 5.6B). The syncline is located just in the front of the heating surface (foreland). While the shortening increased, the syncline and foreland anticline continued to grow and accommodate the deformation, the hinterland anticline stopped to growing at 12% shortening.

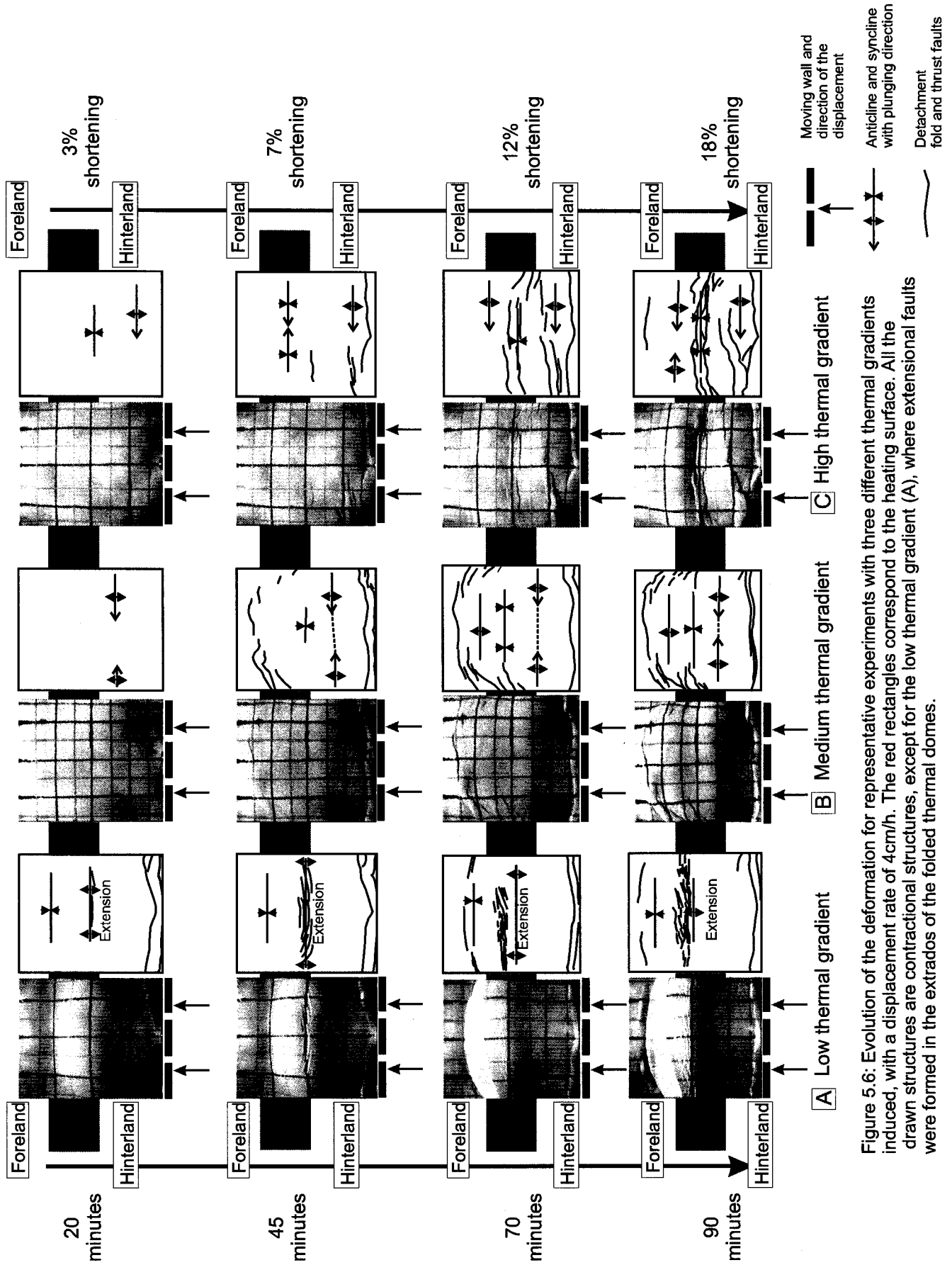


Figure 5.6: Evolution of the deformation for representative experiments with three different thermal gradients induced, with a displacement rate of 4cm/h. The red rectangles correspond to the heating surface. All the drawn structures are contractional structures, except for the low thermal gradient (A), where extensional faults were formed in the extrados of the folded thermal domes.



Figure 5.8: Detachment folds with different stages of development.
A: initiation from the exp. 6, B (Exp. 3) and C (Exp. 2) evolved.

Compared to the lowest thermal gradient, the analog upper crust shows development of numerous detachment folds that are less evolved but still localized within the synclines (Fig. 5.8A).

5.2.3 High thermal gradient

The warmest thermal gradient experiments show at the development of two anticlines and one syncline, the syncline being located above the heating surface, with a similar development as the experiments with medium thermal gradients (Fig. 5.4). However, the locations of the anticlines and syncline are slightly different than for the experiments with medium thermal gradient. The deformation within the upper crust is comparable to the experiment with the medium thermal gradient, with localization of the detachment folds into the synclines (Fig 5.6C)

5.3. Evolution of the deformation during shortening: 1cm/h

Figure 5.7 shows the evolution of the deformation for the experiments using a 1cm/h displacement rate and two thermal gradients (medium and high thermal gradients). The evolution and structures developed for the medium thermal gradient (Fig. 5.7A) are very similar to the experiments using a 4cm/h displacement rate (medium and high thermal gradients). In the case of the medium thermal gradients, two anticlines and one syncline are developed, in the same locations (Fig 5.7). In the case of the high thermal gradient (Fig. 5.7B), two synclines and one anticline are developed, with the anticline located above the heating surface.

6. Interpretations and discussion

6.1. Parameters controlling the deformation:

The deformation in our experiments is influenced by different parameters, that are the thermal gradient, viscosity contrasts, and displacement rates. The following is a discussion of which of these parameters may have principally controlled the evolving deformation.

The description of the evolution of the deformation during shortening showed that thermal gradients are more important than the displacement rates. The structures developed during experiments with a 1cm/h displacement rate are very similar to the ones with a 4cm/h displacement rate. On the other hand, the style of folding depends critically on the thermal gradient. Theoretical studies and numerical simulations on folding (Johnson et al., 1994) have shown that the parameters thickness and viscosity contrasts of the layers will influence the style, amplitude and wavelength of a multi-layered model. In the case of this study, the architecture of the analog model is identical for all the experiments, so the thickness of the layers is not a controlling factor of the variations in the style. However, viscosity contrasts are present and result from the variation in temperature. The viscosity contrasts between ductile layers decreased with an increase of temperature, and thus with an increase of thermal gradient. The low thermal gradient will generate stronger viscosity contrasts compared to the high thermal gradient (Fig. 5.9 and 5.10). From our experiments, it results that the stronger the viscosity contrast is, the greater the amplitude of the fold will be. Because of the relationship between viscosity contrast and temperature, in the following interpretation and discussion, we will discuss only the thermal gradient dependence of the style of the deformation. Recently, a study on a multilayered fold model, involving viscosity and density (Poliatchikov, 2001), showed that density contrasts play a role into the style of folding. Increasing density contrasts increase the amplitude of the folding. In the case of our experiments, the density contrasts change depending on the used thermal gradients, since hotter material is less dense. For the experiments with low thermal gradient, the amplitude of the folds is greater than in the case of higher thermal gradients. This result follows the study of Poliatchikov (2001), since the low thermal gradient experiments have greater density contrasts, greater amplitude folds are developed. However, the number of experiments completed, does not allow any strong conclusions on the controlling role of the density and viscosity contrasts within layers. Further studies would be needed to quantify the relationships between amplitude and viscosity / density contrasts.

6.2. Lower and middle crust

For the lowest thermal gradients, one anticline-syncline pair is formed. For higher gradients, multiple folds. The modeled crustal folds may also be asymmetrical, and the thermal regime causes the sense of asymmetry to change (compared exp. 4 in Fig. 5.9 and exp. 8 in Fig. 5.10). The experiment define three styles (thermal gradient related) of deformation referring to the ductile layers of the analog crust:

- Case 1: For the low thermal gradient, the induced temperatures in the paraffin and silicone layers resulted in an analog model where the strongest layers correspond to paraffin waxes, which control the folding in the experiment. The anticlines (Fig. 5.9 exp1, 4, 2 and Fig 5.10 exp3) develop by increasing the amplitude of the domal structure that was present, due to the pre-heating. The synclines developed at the location where the strongest lateral gradient existed (see chapter 2, thermal simulation in the analog model). The location lies above the heating surface border in the foreland. The observed asymmetry might be explained by the direction of material displacement (from hinterland to foreland).
- Case 2: It corresponds to the experiments with medium and high thermal gradients. In these experiments (Fig. 5.9 exp. 5, 6; Fig 5.10 exp. 7), the model had been heated enough to partially melt the lower layer (5 to 10%). This implies, that the thermal gradients induce temperatures that will lower the strength of the paraffin layers above the heated area. Therefore, the strength of the basal paraffin wax and the basal silicone layers will show similar values. At the same time the strength of the upper paraffin wax has decreased compared to the case1, but will still be, the strongest layer in the analog model and control the style of the deformation. The amplitudes of the folds are smaller than in the case 1. The vertical and lateral thermal gradients create isothermal envelopes. The displacement of cooler material into places where hotter material was standing might explain the formation of a

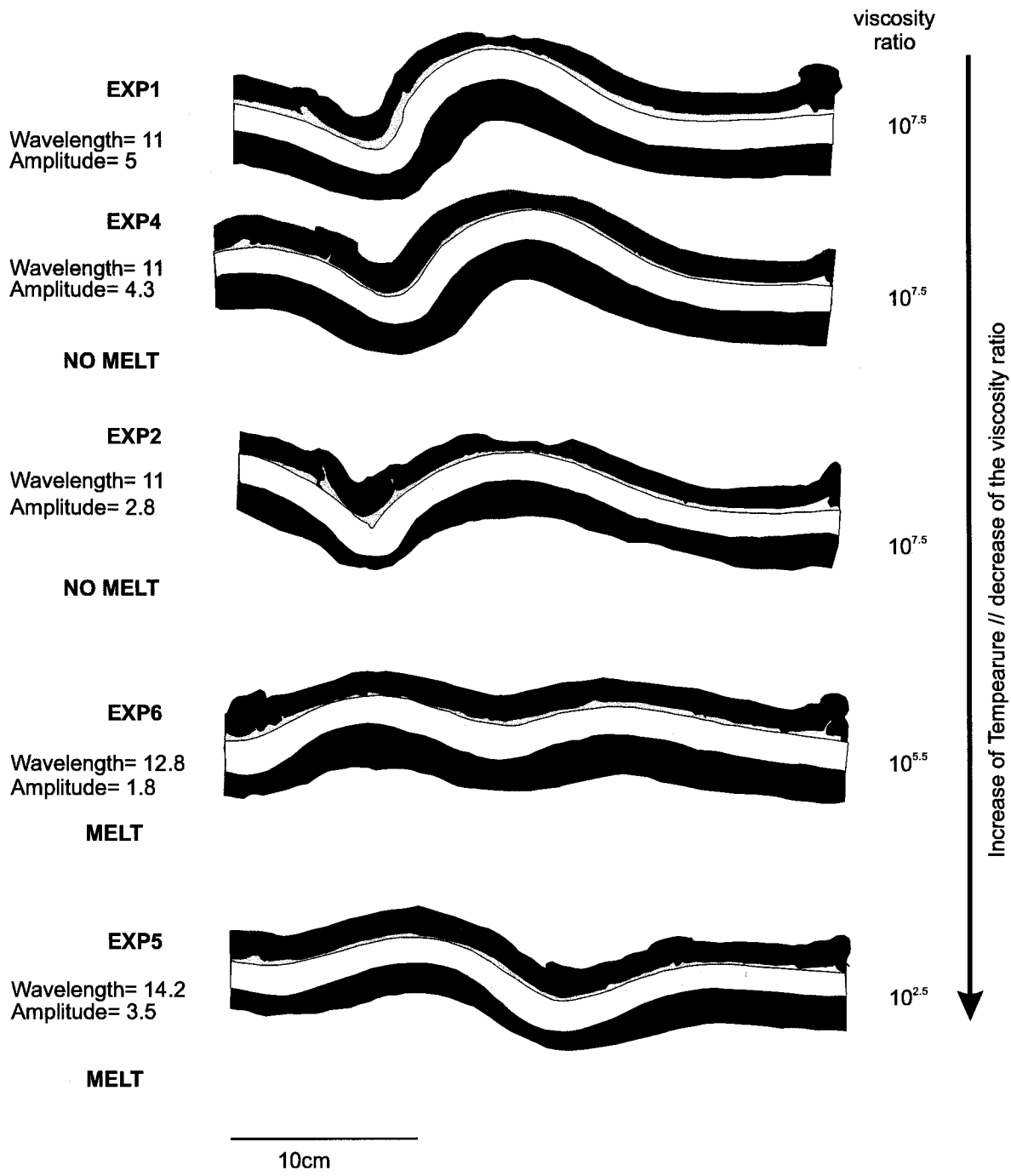


Figure 5.9: Evolution of the style of crustal scale folding for the experiments with a displacement rate of 4cm/h. An increase of crustal temperatures and a decrease of the viscosity contrasts result in a decrease of amplitude and wavelength of the folds. The values of the wavelength and amplitude are in centimeters. The viscosity ratios, are from the upper and lower paraffin layers.

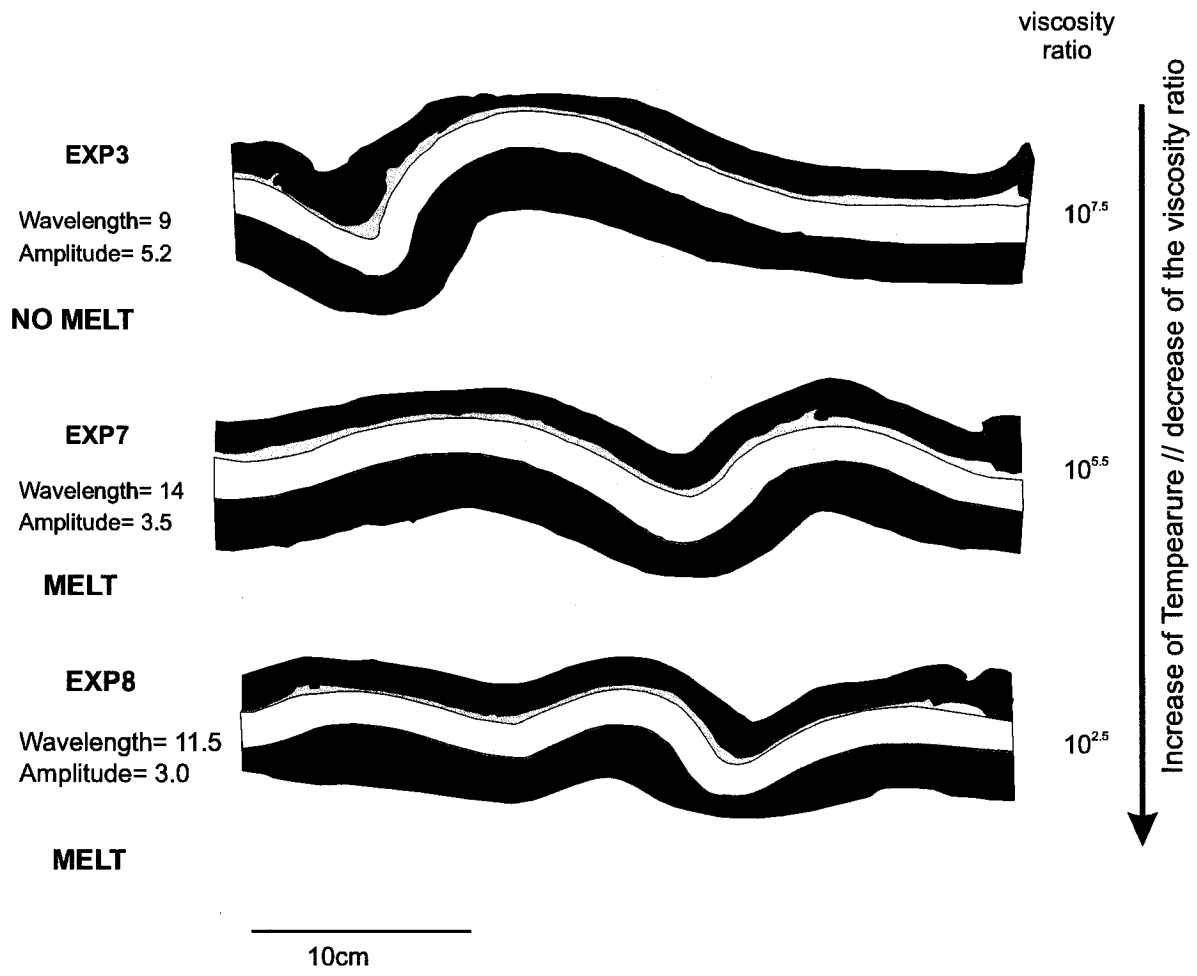


Figure 5.10: Evolution of the style of crustal scale folding for the experiments with a displacement rate of 1cm/h. An increase of crustal temperatures and a decrease of the viscosity contrasts result in a decrease of amplitude and wavelength of the folds and a change in the fold vergence. The values of the wavelength and amplitude are in centimeters. The viscosity ratios, are from the upper and lower paraffin layers.

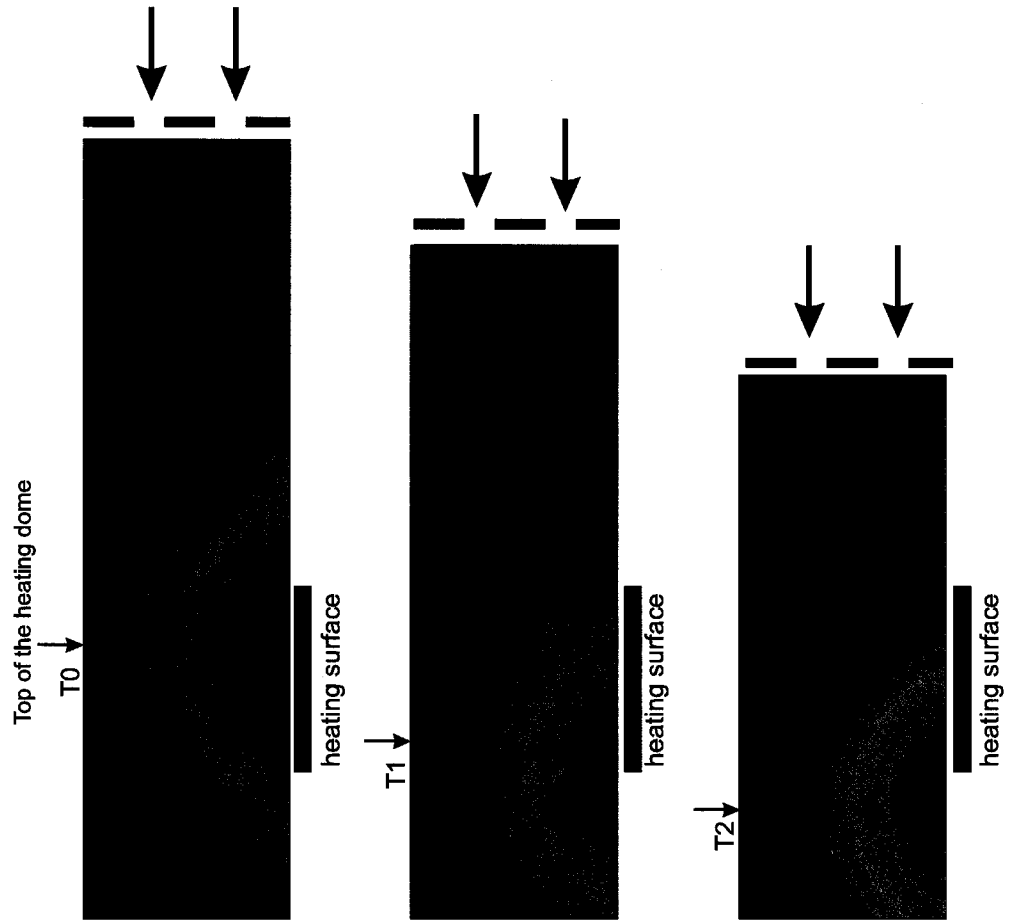
syncline above the heating surface. Figure 5.11 is a schematic explanation, where only one layer is considered. The evolution of the thermal anomaly may explain the development of a syncline above the heating surface. Since the thermal diffusivities of the silicone gum and the paraffin wax are very low, thermal transfer is very slow, at the displacement rate used for the experiments (especially 4cm/h). The cooler material does not have the time required to warm up. Therefore, warmer material is displaced to the foreland, while cooler material is displaced above the heating surface, resulting in the apparent displacement of the heating surface (the highest vertical gradient will be move to the foreland, while the vertical thermal gradient above the heating will decrease because of the cooler material displaced above it).

- Case 3: It corresponds to the experiments 8 (Fig. 5.9). The folds show an hinterland vergence (high thermal gradient). This result might be explained by the same principle as the case 2. However, only one completed experiment shows the change of the fold vergence. Further experimental inquires would be needed to fully assess this phenomena.

6.3. Upper crust

The response of the upper crust is of particular interest in that it may be compared to the structures observed in greenstones belts. Most of the experiments show the same structures in the upper crust analog with development of detachment folds. The thermal gradient influences the style in the deformation of the upper layer in two ways: in the medium and high thermal gradient show less evolved set of detachment folds, and in the low thermal gradient grabens are developed on the extrados of the anticlines. In some experiments, the synclines form basins that receive material by mass wasting, which results in decapitation of the detachment folds (Fig. 5.8A).

Due to the chosen architecture of the analog model, the structures developed in the upper crust analog are induced by the deformation of the middle and lower layers. The small layer of the silicone at the base of the upper layer acts as a detachment layer. The silicone flows, because



Vertical and lateral thermal gradients from red the warmest to blue the lowest temperatures

Moving wall and displacement direction



Figure 5.11: Schematic illustration of the evolution of an isotherm, during the deformation at three different time, to explain the development of a syncline above the heating surface for some experiments.

of gravitational stresses and because of the stresses induced by the deformation, which allows the development of detachment folds and in some experiments extensional structures. In the low thermal gradient, due the steep flanks of the folds, the stresses are localized, resulting in the development of one detachment fold. In the middle and high thermal gradient, smaller amplitude folds are developed, with shallower dipping flanks. The stresses are less localized, resulting in a more diffuse deformation, and not only one mature detachment fold is developed, but several less evolved ones.

6.4. Relationship between heating time and the style of deformation

Table 5.2 represents the measured amplitudes and wavelength calculated from the sliced models. The figure 5.12 corresponds to the plot of these data to depict the relationships between viscosity of the lower paraffin wax/wavelength and viscosity of the lower paraffin wax/amplitude. This figure shows that there is a positive relationship between the amplitude and the viscosity. When the viscosity decreases because of an increase of the basal temperature and heating time, the amplitude decreases. In the case of the wavelength the relationship is negative: an increase of temperature will increase the wavelength. Although this plot with 15 experiments depicts trends, further experiments would be needed to certify the trends.

Since the difference in the thermal gradients was due to difference of heating time prior the deformation, the experiments allows us to gain insights on the structural evolution of greenstone belts as a function of the time lag between the beginning of the thermal anomalies and the start of the deformation. If the time lag is short (lowest thermal gradient; 10 Ma), the thermal anomaly is localized and viscosity contrasts are strong, as a result high amplitude-folds are developed. For higher thermal gradients, the time lag is longer (between 15 Ma and 20 Ma), the thermal anomaly is wider and the viscosity contrasts reduced, in this case higher wavelength and lower amplitude folds are developed.

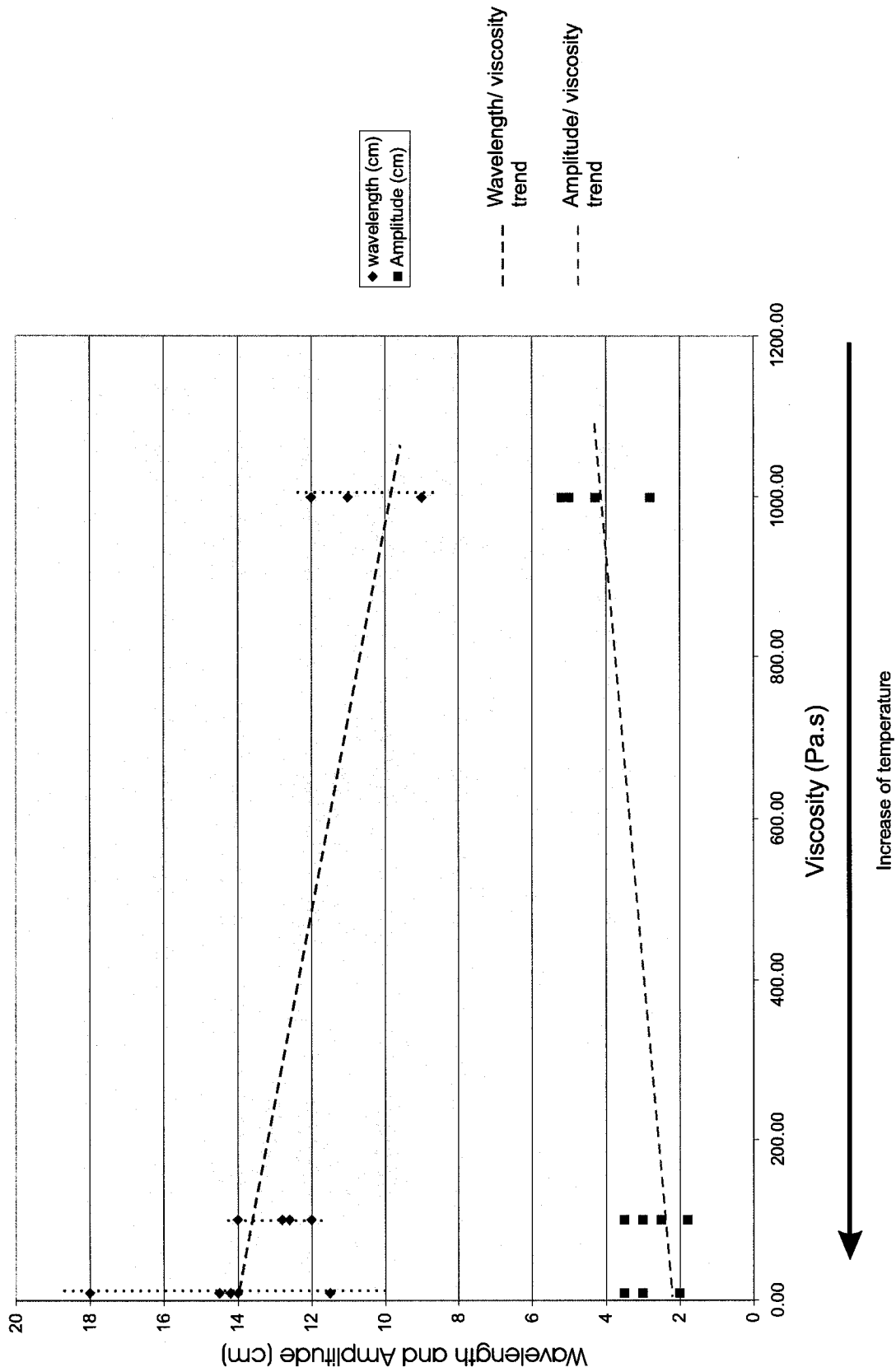


Figure 5.12: Relationship between viscosity/wavelength and viscosity/amplitude. The values of the viscosity are from the lower silicone layer. The data are in table 5.2.

Changing the displacement rates used in the experiments influences the style of deformation only in that a slower displacement rate allows for thermal relaxation of a larger volume of the wax layers, which affects fold amplitudes, and viscosity and density contrasts. We interpret that in the case of a localized thermal anomaly, the style of deformation is strongly dependant on introduced vertical and lateral thermal gradients and viscosity contrasts between layers.

6.5. Comparison with previous studies on multi-layering folding

Our results are not easily comparable to previous studies. This is because most of the analog models of shortening of the lithosphere involve a 4-layers analog model, including an asthenospheric analog layer. In our case it was not technically possible to simulate the entire lithospheric pile (see chapter 2). However, 3 previous studies, two analogical and one numerical simulations, are the best candidates to allow comparisons. Davy and Cobbold (1991) studied the deformation of a 4-layer continental lithosphere without thermal anomalies (Fig 5.13A). The strength profile of their analog models was varied by changing the materials of layers. Their results suggested that the strength of the mantle (brittle, strongly ductile or no strength) controls the style of the deformation of the all lithospheric pile. However, the shortening of their 4-layers model has resulted in buckling of the entire lithosphere with initiation of thrusts at the inflection points of the buckles. They interpret that if the layers are highly coupled (coupling of the layers with the highest strength), the amplitude of the buckling will be greater. Burg et al.(1994) studied the shortening of the lithosphere by using a 4-layers analog model. The strength profile of their analog model is similar to the “jelly sandwich” model (Fig. 5.13B). Their results suggested that the lithosphere under shortening buckles with two orders of folding. The first order wavelength is about 200 km, while the second order wavelength is of 20-30 km and involves only the upper crust. From their study , they also conclude that if the coupling between high-strength layers is strong, then the layers deform as one. The conclusion on the layers-coupling of these two studies

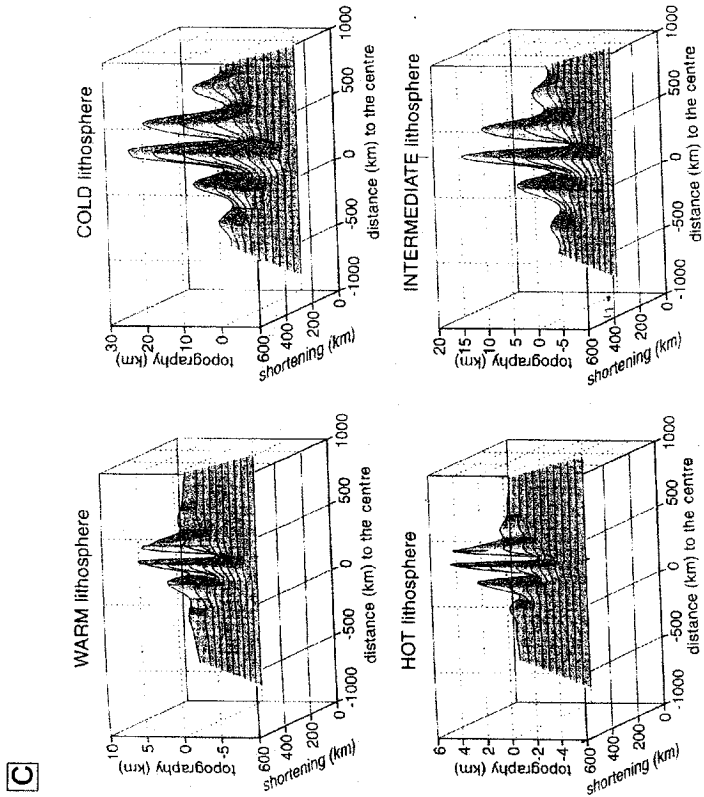
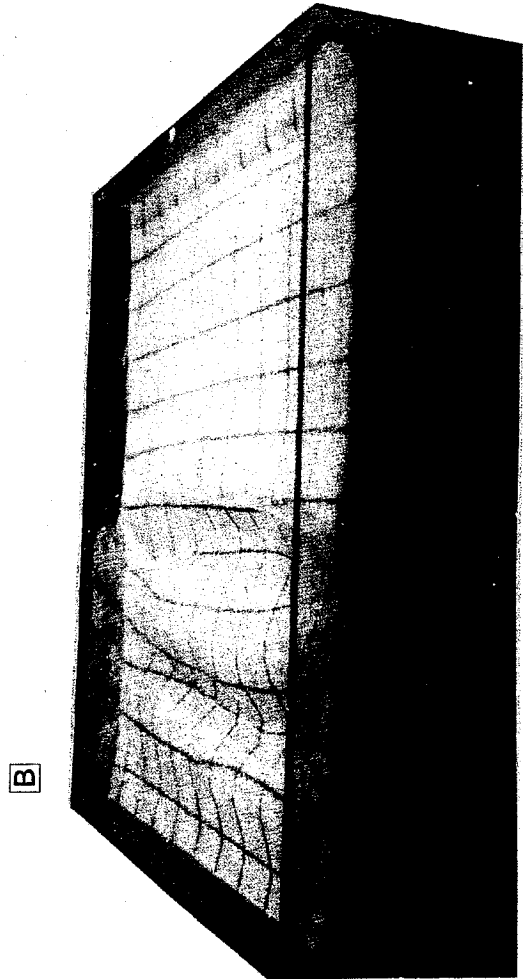
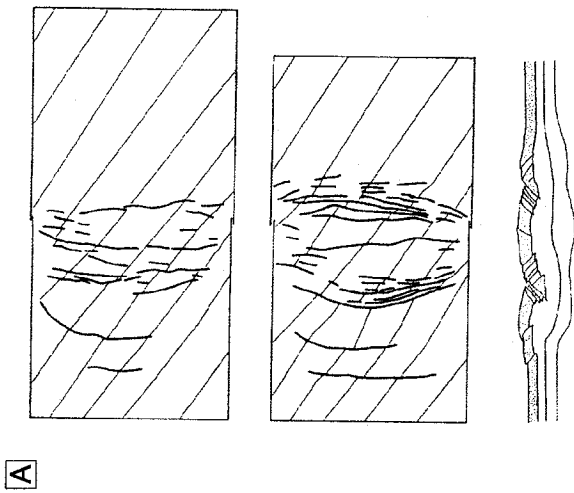


Figure 5.13: Results of previous studies on the shortening of the continental lithosphere.

A: Analog experiment from Davy et al., 1991. the oblique lines are passive markers that were straight, parallel and equally spaced. The thick lines are the traces of the thrust faults. The lower drawing is a reconstruction from a cross-section.

B: Analog experiment from Burg et al.(1994). Periodical buckles produced in the initial stages of shortening, finite shortening is 14%.

C: Results of the numerical simulations from Burg et al. (2000). View of the developing topographic profiles during shortening, in absence of erosion.

can be applied to this study. In the case of the lowest thermal gradient, the strength of the two paraffin layers are similar and stronger than the strength of the silicone layer. Thus, the two paraffin layers show a strong coupling that controls the deformation style. The wavelength of the first order folding is in agreement with this study.

In higher thermal gradients, the coupling between the two paraffin layers decreases because of a higher viscosity contrast. The stronger layer is the upper paraffin was that controls the deformation. Fold amplitudes and wavelength are smaller in this case of lower coupling of the two layers that shows the highest strength.

Burg et al. (2000), studied with numerical simulations, crustal-scale folding of the continental lithosphere with the presence of a thermal anomaly (Fig 5.13C). Their results show the development of buckles, with the localization of an anticline above the thermal anomaly. The increase of the crustal temperature in their model results into smaller amplitudes and less laterally propagated buckles. Their results show the development of wavelength that are greater than our results (200-250 km) and folds amplitudes (for the highest values) of 25 km, which is greater than the values observed in this study. A possible explanation for these differences is the fact that in their simulations, they allowed new material to be added, and have a large grid, which allows observing the attenuation of the fold wavelength. This is not the case in this study (the length of the apparatus is too small).

7. Conclusions

Our results suggest that crustal-scale folding is strongly influenced by the syndeformational thermal regime. Our experiments, designed to investigate folding of crust subjected to a linear thermal anomaly, such as interpreted to be the case for some greenstone belts, with the activity of a plume or magma underplating (see chapter 1). The scales and styles of folding, the development of sedimentary basins and the formation of detachment folds in the upper crust should depend critically on the thermal gradient.

Thermal gradients may be a function of different parameters:

The heat input at the base at the crust will control the increase of the crustal thermal gradient. Low heat inputs result in steeper thermal gradients, lower basal temperatures, lower percentage of melting, and higher viscosity contrasts, developing high amplitude folds. High heat inputs develop on the other lower viscosity contrasts, resulting in the development of lower amplitude folds.

The time lag between plume activity/magma underplating and deformation will control the heat input and the heating time. If the time lag is shorter, less heat is added to the crust resulting in a more localized the thermal anomaly, high viscosity contrasts between layers will induce folds that are developed with large amplitude. If the time lag is longer, the heat input and heating time are greater. Heat has more time to diffuse which results in lower viscosity gradients and a wider thermal anomaly. The developed folds have shorter wavelength and smaller amplitude.

Small displacement rates will allow a higher thermal relaxation and the development of wider lateral thermal gradients.

We suggest that the study of the amplitude and wavelength of the folds within Archean greenstone terranes are of primarily importance to understand and interpret the crustal structures of these terranes, as well as giving insights on the localization of thermal anomalies.

Synthesis

This chapter constitutes a summary and synthesis of the precedent chapters, as well as an interpretation of the gravity and analog models. The recapitulation of the results of the thesis is separated into two distinctive parts corresponding to two Archean periods: the Early to middle Archean with the examples of the Pilbara craton (Australia), and the Middle to Late Archean period with the examples of the Abitibi Subprovince (Canada) and the Yilgarn craton (Australia).

1. Early to Middle Archean: the Pilbara craton

Chapter 3 of this thesis presents the gravity modeling completed on several terranes of different ages, including the Pilbara craton dated at 3.5-3.2 Ga. The morphologies of the batholiths, deep rooted with a main body thickness of 5 to 10 km are consistent with the crustal diapirism model. The models of greenstones show that they form keels that can extend as deep as 10 km. Batholiths and greenstones are both compatible with the crustal scale diapirism model and indicated that vertical crustal displacements, driven by body forces, may have been one of the principal geodynamic processes in crustal differentiation and reworking prior to 2.8 Ga. The models of greenstones show that they form keels that can be localized as deep as 10 km. The shapes of the greenstones are consistent with the crustal-diapirism model. The gravity modeling of the Pilbara does not prove that crustal scale diapirism was the principal processes in crustal differentiation, but is permissible of it.

The analog experiments with the high thermal gradient might be compared with the results of the gravity study, since the set up of the warm thermal gradient was accomplished with an eye to a 3.5 Ga period. Although, some experiments have shown the presence of domes during the evolution of the deformation, that after continuing shortening develop into anticlines, none of the experiments have shown the development of domes and basins structures as it is observable in map. The resulting

structural pattern is different than the one of the Pilbara or Dharwar cratons. Further studies would be needed to explore different parameters that could have influenced the crustal deformation, such as a circular thermal anomaly, several thermal anomalies, a greater percentage of shortening.

It might also be possible that the Pilbara at its actual level of erosion corresponds to a lower level than the Abitibi or the Yilgarn craton. Then the middle and maybe the lower paraffin layers structures should be compared to the structures of the Pilbara cratons. Since we used paraffin waxes for these layers, when partial melting occurred in the lower layer, the melt concentrated into the anticlines. Because of the behavior of the paraffin wax at the temperature and displacement rate used, the paraffin waxes did not shear or break to allow any melted material to be emplaced in upper crustal level. For all these reasons, it is very difficult to compare analog and gravity modeling, for the Pilbara craton. Further studies would be needed to reinforce the results of the gravity modeling.

2. Middle to Late Archean: The Abitibi Subprovince and the Yilgarn craton

Chapter 4 is focused on the gravity study of the southern part of the Abitibi Subprovince. Modelled gravity profiles have shown that the batholiths have a tabular shape, a main-body thickness is 2 to 5 km with some roots extending to 6-7 km in some cases, and have also shown that the metavolcanic rocks form keels that can be as deep as 10 km. Batholiths are located in anticlines, while the greenstones keels correspond to synclines. The EarthWorms have given the information that most of the geological contacts or fault zones are steep and dipping north or vertical. When the major deformation zones correspond to EarthWorms they are located on limbs of folds and can be observed as deep as 10 km, as enhanced by the gravity profiles and the wavelet inversion methods. Earthworms are vertical or steeply dipping south, the folds have to be upright fold or slightly deversed to the north. These results have led to two major interpretation on the structure of the Abitibi Subprovince: (1) The two major fault zones (Porcupine-Destor and Kirkland-Cadillac), are interpreted to be

detachment folds, developed due to differences of competence within the stratigraphic units. The interpretations strongly suggest that terrane sutures are not present within the southern Abitibi Subprovince. (2) Continental collision that have led to the formation of the Superior Province was primarily accommodated in the Abitibi subprovince by crustal-scale folds, with an approximate wavelength of 80 km, if we consider the distance between the Lake Abitibi and Round Lake batholiths that are emplaced in anticlines. The gravity study on the Southern Terrane of the Yilgarn craton (chapter 3) have shown, that shapes and thicknesses of the batholiths and greenstones are in agreement with the results of Abitibi Subprovince.

The analog experiments with low thermal gradients can be compared to the Late-Archean terranes, since this thermal gradient was set up with an eye to Late Archean geothermal gradient. In the low thermal gradient experiments, one single anticline-syncline pair is developed. The value of the resulting wavelength is 50 to 100 km, is comparable to the gravity study results for the Abitibi Subprovince. For the Yilgarn craton, taken the assumption greenstones are located in synclines and granitoids in anticlines, the values of the wavelength from the modeled profiles is 100 km. Therefore, gravity studies on Late Archean terranes are in agreement with the results of the analog experiments, suggesting that Late Archean terrains are folded on a crustal-scale with an approximate wavelength of 100 km. The results of the gravity modeling of the Abitibi Subprovince (chapter 4) are also in agreement with the analog results: the long linear deformations zones are detachments folds. This results on the Abitibi Subprovince suggests that the Southern Cross Terrane of the Yilgarn craton might show the same structures in the upper crust. Further detailed studies would be needed to confirm this hypothesis.

3. Conclusions:

This thesis has given new insights on Archean geodynamics by using gravity datasets and by analog modeling:

The studied Archean terrains (Pilbara, Yilgran cratons and the Abitibi subprovince) at the presents time of knowledge can be divided into two: the Pilbara craton on one side, and the Abitibi Subprovince and Yilgarn craton on the other side. The gravity modelling results of the older Pilbara craton are permissive of a crustal scale diapirism model, but can out rule out the crustal scale folding model. However, analog and gravity models on the younger terranes (Abitibi Subprovince and Yilgarn craton) suggest that crustal scale diapirism was not the predominant geodynamical processes after 2.8 Ga. Both studies suggest that Late Archean terranes are crustal scale folded with a similar wavelength.

This study has shown that the style of deformation preserved in Archean greenstone belts is strongly dependant on the thermal state of the continental crust. If we correlate this thermal state to the age of the crust, then older continental crust would have been warmer than the younger continental crust because of the secular cooling off the Earth (chapter 1). Therefore the study of the style of the folding, especially the wavelength of the crustal scale folding could give informations on the thermal state of the continental crust at the period of the shortening. Further studies involving analog modeling with thermal aspects, as well as geophysical studies of Archean terranes, might allow to built a database on the relationships between fold wavelengths and ages of the continental crusts, to better understand the Archean geodynamics and tectonics.

References

- Anfiloff, W., Shaw, R.D., 1973 : The gravity effects of three large uplifted granulite blocks in separate Australian shield areas. In Mather, R.S., Angus-Leppin, P.V. (eds) : Proceeding of the symposium on Earth's Gravitational Field and Secular Variations in Position, School of Surveying, University of New South Wales, Sydney, 273-289.
- Archibald, N.J., 1979 : Tectonic-metamorphic evolution of an Earchaeon terrain : A study of the Noreman-Widgiemooltha granitoid-greenstone belt, Eastern Goldfields Province Australia. Phd Thesis, University of Western Australia, Nedlands (unpublished).
- Arndt, N. T., 1983 : Role of a thin, komatiite-rich oceanic crust in the Archaean plate tectonic processes. *Geology* 11 : 272-275.
- Ashwal, L. D. and Wooden, J. L., 1989. River Valley pluton, Ontario : A late-archean/early-proterozoic anorthositic intrusion in the Grenville province. *Geoch. Cosmochim. Acta* 53 : 633-641.
- Atherton M. P. and Petford N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362 : 144-146.
- Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K., Trowell, J., 2002. Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Research* 115, pp 63-95.
- Barry, B.W. and Grace, A.J., 1971: Rheological properties of white soft paraffin. *Rheol. Acta* 10, 113-120.
- Becker, J.K., Benn K., 2004. Batholith emplacement during large-scale folding of an Archean greenstone belt: Rice Lake batholith, Abitibi Subprovince, Ontario . *Journal of Structural Geology*, reviewed and in the process of revision.
- Becker, J.K. 2000: The emplacement of the Chinamora Batholith (Zimbabwe) inferred from field observations, magnetic- and microfabrics. Phd dissertation thesis, p. 180.
- Benn, K., Paterson, S. R., 2001: Magmatic fabrics in batholiths as markers of regional strains and plate kinematics: example of the Cretaceous Mt. Stuart batholith. *Physics and Chemistry of the Earth* 26, 4-5,343-354.
- Benn, K., Odonne, F., Less, S.K.Y., Darcovitch, K., 2000: Analogue scale models of pluton emplacement during transpression in brittle and ductile crust. *Trans. Roy. Soc. Edinb.: Earth Sciences*, 91, 111-121.

- Benn, K., Roest, W.R., Rochette, P., Evans, N.G., Pignotta, G.S., 1999. Geophysical and structural signatures of syntectonic batholith construction: the south mountain batholith, Meguma Terrane, Nova Scotia. *Geophysical Journal International*, 136, pp. 144-158
- Benn, K., Miles, W., 1994: Crustal structure and kinematic framework of the northwestern Pontiac Subprovince, Quebec: an integrated structural and geophysical study. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31, 271-281.
- Benn, K., E. Sawyer, W., 1992: Orogen parallel and transverse shearing in the Opatika belt, Quebec: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 2429-2444.
- Bickle, M. J., 1978 : Heat loss from the Earth : a constraint on archaean tectonics from the relationships between geothermal gradients and the rate of plate production. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 40 : 301-315.
- Bickle, M. J. and Eriksson, K. A., 1982. Evolution and subsidence of early precambrian sedimentary basins. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 301 : 225-247.
- Bickle, M. J., 1986a. : Global thermal histories. *Nature* 319 : 13-14.
- Bickle, M. J., 1986b : Implications of melting for stabilization of the lithosphere and heat loss in the Archaean. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 80 : 314-324.
- Bickle, M. J., Nisbet, E. G. and Martin, A., 1994 : Archaean greenstone belts are not oceanic crust. *J. Geol.* 102 : 121-138.
- Bouhallier, H., Chardon, D., Choukroune, P., 1995. Strain pattern in Archean dome-and-basin structures: The Dharwar craton (Karnataka, South India). *Earth and Planetary Sciences Letters*, 135, pp. 57-75.
- Boschetti, F., Hornby, P., Horowitz, F.G., 2001 : Wavelet based inversion of gravity data. *Exploration Geophysics*, 32, 1, 48-55. 2001.
- Boyd, F. R., Gurney J. J. and Richardson, S. H., 1985 : Evidence for a 150-200 km thick Archaean lithosphere from diamond inclusion thermobarometry. *Nature* 315 : 387-389.
- Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews*, 36, pp. 83-130.
- Brown, M., Solar, G.S., 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics*, 312, pp. 1-33.
- Brunet, D. and Machetel, P., 1998 : Large-scale tectonic features induced by mantle avalanches with phase, temperature and pressure lateral variations of viscosity. *J. Geophys. Res.* 103 : 4929-4945.

- Burg, J.-P., Davy, P., Martinod, J., 1994 : Shortening of analogue models of the continental lithosphere : New hypothesis for the formation of the Tibetan plateau. *Tectonics*, 13, 2, 475-483.
- Burg, J.-P., Podladchilov, Y., 2000 : From buckling to asymmetric folding of continental lithosphere : numerical modelling and application to the Himalayan syntaxes. In : Treolar, M.A., Searle, M.P., Jan, M.Q. (eds). *Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxis and the Western Himalaya*. Geological Society, London, Special Publications, 170, 219-236.
- Burke, K., Dewey, J. F. and Kidd, W. S. F., 1976 : Dominance of horizontal movements, arc and microcontinental collisions during the later permobile regime. In Windley, B. F. (ed.) "The Early history of the Earth". Wiley, London. 113-129.
- Burov, E.B., Mareschal, J.-C., Jaupart, C., 1998: Large scale crustal inhomogeneities and lithospheric strength in cratons. *Earth and Planetary Science Letters*, 164, 205-219.
- Burov, E.B., 2003: The upper crust is softer than dry quartzite. *Tectonophysics*, 361, 321-326.
- Byerlee, J., 1978: Frictions of rocks. *Pure and Applied Geophysics* 116, 615-626.
- Calvert A. J., Sawyer, E. W., Davis W. J. and Ludden, J. N., 1995. Archaean subduction inferred from seismic image of a mantle suture in the Superior Province. *Nature* 375 : 670-674.
- Calvert, A. J. and Liu, Y.X., 1999: Seismic reflection imaging over a massive sulfide deposit at the Matagami mining camp, Quebec. *Geophysics* 64(1), 24-32.
- Campbell, I.H., Griffiths, R.W. and Hill, R.I., 1989 : Melting in a Archaean mantle plume : heads it's basalts, tail it's komatiites. *Nature*, 339, 697-699.
- Card, K. D., 1990 : A review of the Superior Province of the Canadian shield, a product of Archean accretion. *Precamb. Res.* 48 : 99-156.
- Carlen, E.T., Mastrangelo, C.H., 1999. Simple, high Actation power, thermally activated paraffin microactuator. *Transducers '99 conference*, Sendai, Japan.
- Carter, N.L.; Tsenn, M.C., 1987 : Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 27-63.
- Chardon, D., 1997 : Les d'formations continentales archŽennes : exemples naturels et modŽlisations thermodynamiques. *Mem. GŽosciences Rennes* 76, 257 pp. plus annexes.
- Chardon, D., Choukroune, P. and Jayananda, M., 1996 : Strain patterns, decollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar craton (South India). *J. Struct. Geol.* 18 : 991-1004.
- Chardon, D., Choukroune, P. and Jayananda, M. 1998 : Sinking of the Dharwar Basin (South India) : implications for Archaean tectonics. *Precambrian Res.* 91 : 15-39.

- Chen, W.P. and Molnar, P., 1993: Focal depth of intra-continental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 88, 4183-4214.
- Chen, S.F., Libby, J.W., Greensfield, J.E., Wyche, S., Riganti, A., 2001: Geometry and kinematics of large arcuate structures formed by impingement of rigid granitoids into greenstone belts during progressive shortening. *Geology*, 29, 283-286.
- Choukroune, P., Bouhallier, H., Arndt, N.T., 1995. Soft lithosphere during periods of Archean crustal growth or crustal reworking. In: Coward, M.P. and Ries, A.C. (editors), *Early Precambrian Processes*. Geological Society of London, London.
- Choukroune, P., Ludden, J., Calvert, A.J., Bouhallier, H., 1997. Archean crustal growth and tectonic processes : a comparison of the Superior Province, Canada and the Dharwar craton, India. In : Burg, J.P. and Ford, M.(Eds), *Orogeny through time*. Geological Society of London, London.
- Chown, E. H., Daigneault, R., 1992: Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 2211-2225.
- Clemens, J.D. Mawer, C.K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204, pp. 339-360.
- Clowes, R. M., Cook, F. A. and Ludden, J. N., 1998 : Lithoprobe leads to new perspectives on continental evolution. *GSA Today* 8-10 : 1-7.
- Clowes, R. M., Calvert, A. J., 1996: Lithoprobe reflection studies of Archean and Proterozoic crust in Canada. *Tectonophysics*, 264, 65-88.
- Collins, W. J. and Van Kranendonk, M. J., 1999 : Model for the development of kyanite during partial convective overturn of Archaean granite-greenstone terranes : the Pilbara craton, Australia. *J. Metamorphic.Geol.* 17 : 145-156.
- Collins, W. J., Van Kranendonk, M. J. and Teyssier, C., 1998 : Partial convective overturn of Archaean crust in the east Pilbara craton, Western Australia : driving mechanisms and tectonic implications. *J. Struct. Geol.* 20 : 1405-1424.
- Collins, W. J., 1989: Polydiapirism of the Archean Mount Edgar Batholith, Pilbara Block, Western Australia." *Precambrian Research*, 43, 41-62.
- Condie K C., 1981 : Archaean greenstone belts, *Development in Precambrian Geology* 3. Elsevier, Amsterdam. 434 pp.
- Condie, K. C., 1984 : Archaean geotherms and supracrustal assemblages. *Tectonophysics* 105 : 29-41.

- Condie, K. C., 1994a : (ed.) Archaean crustal evolution. *Developments in Precambrian Geology* 11. Elsevier, 528 pp.
- Condie, K. C., 1994b : Greenstones through time. In Condie, K. C. (ed). "Archaean crustal evolution". Elsevier. 85-120.
- Condie, K. C., 1998 : Episodic continental growth and supercontinents : a mantle avalanche connection ? *Earth. Plan. Sci. Lett.* 163 : 97-108.
- Condie K.C., 2000. Episodic continental growth models: afterthought and extensions. *Tectonophysics*, 322, pp. 153-162.
- Cobbold, P.R., Jackson, M.P.A., 1992 : Gum rosin (colophony): A suitable material for thermomechanical modeling of the lithosphere. *Tectonophysics*, 210, 255-271.
- Coward, M.P., Windley, B.F., Broughton, R.D., Luff, I.W., Petterson, M.G., Pudsey, C.J., Rex, D.C., Asif Khan, M., 1986. Collision tectonics in the NW Himalayas. In *Collision tectonics*, Coward M. P. and Ries A.C. (eds), Geological Society Special Publication 19, pp. 203-219.
- Darracott, B.W., 1975. The interpretation of the gravity-anomaly over the Baberton Mountain Land, South Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 78, pp. 123-128.
- Davies G. F., 1992 : On the emergence of plate tectonics. *Geology* 20 : 963-966.
- Davis, W. J., Lacroix., S., 2000: Geochronology and radiogenic isotope geochemistry of plutonic rocks from the central Abitibi Subprovince: significance to the internal subdivision and plutonic-tectonic evolution of the Abitibi belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, 117-133.
- Davy, P., Cobbold, P.R., 1991: Experiments on shortening of a 4 layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188, 1-25.
- Delor, C., Burg, J.-P. and Clarke, G., 1991 : Relations diapirisme-métamorphisme dans la province du Pilbara (Australie occidentale) : implications pour les régimes thermiques et tectoniques ^ l'Arch. C. R. Acad. Sci. Paris 312 : 257-263.
- De Beer, J.H, Stettler, E.H., du Plessis, J.G., Blume, J., 1988. The deep structure of the Baberton greenstone belt : a geophysical study. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 91 (2), pp. 184-197.
- De Wit, M.J., 1998. On Archean Granites, Greenstones, Cratons and Tectonics – Does the Evidence Demand a Verdict? *Precambrian Research*, 91(1-2), pp. 181-226.
- De Wit, M. J., Hart R. A. and Hart R. J., 1987 : The Jamestown ophiolite complex, Barberton mountain belt : a section through 3.5 Ga oceanic crust. *J. Afr. Earth. Sci.* 6 : 681-730.

- Dimroth, E., Imreh, L., 1982: Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, 1729-1758.
- Dimroth, E., Imreh, L., 1983a: Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1355-1373.
- Dimroth, E., Imreh, L., 1983b: Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1374-1388.
- Dossetti-Romero, V., Menddez-Bermidez, J.A., Lopez-Cruz, E., 2002 : Thermal diffusivity, thermal conductivity and resistivity of candle wax. *J. Phys. Condens. Matter*, 14, 9725-9732.
- Ducea, M., 2001. The California Arc: Thick granitic Batholiths, Eclogitic Residues, Lithospheric-Scale Thrusting, and Magmatic Flare-Ups. *GSA Today*, pp. 4-10.
- Easton, R.M., 2000. Metamorphism of the Canadian Shield, Ontario, Canada. I. The Superior Province. *Canadian Mineralogist*, 38, pp. 287-317.
- England, P. C. and Bickle, M. J., 1984. Continental thermal and tectonic regimes during the Archaean. *J. Geol.* 92 : 353-367.
- Fowler, C.M.R., 1990. *The solid Earth*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Freund, M., Csikós, R., Keszthelyi, S., Mózes, G.Y., 1982: *Paraffin Products*. Elsevier, Amsterdam.
- Gibb, R.A. and Van Boeckel, J., 1970. Three-dimensional gravity interpretations of the round Lake batholith, northeastern Ontario. *Can. Jour. Of Earth Sci.*, 7(1), pp. 156-163.
- Goleby, B.R., Rattenbury, M.S., Swager, C.P., Drummond, B.J., Williams, P.R., Sheraton, J.W., Heinrich, C.A., 1993 : Archean crustal structure from seismic reflection profiling, Eastern Goldfields, Western Australia. *Australian Geological Survey Organisation Record 1993/5*, Canberra, 54p.
- Goodwin, A.M., 1981: Archean plates and greenstones belts. In Kroner A. (eds), *Precambrian Plate Tectonics*, Elsevier, Amsterdam, 105-135.
- Goodwin, A.M., 1991: *Precambrian Geology*, 666p.
- Gorman, B. E., Pearce, T. H. and Birkett, T. C., 1978. On the structure of Archaean greenstone belts. *Precamb. Res.* 6 : 23-41.
- Goodwin, A.M., 1977. Archean basin-craton complexes and the growth of Precambrian shields. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, pp. 2737-2759.

- Griffin, T.J., 1990. North Pilbara granite-greenstone terrane. In : *Geology and mineral resources of Western Australia: Western Australia Geological Survey, Memoir 3*.
- Guillou, L., Mareschal, J.-C., Jaupart, C., Gariépy, C., Bienfait, G., Lapointe, R., 1994: Heat flow, gravity and structure of the Abitibi belt, Superior Province, Canada: implications for the mantle heat flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 122, 103-123.
- Gupta, V.K., Thurston, P.C., Dusanowskyj, T.H., 1982: Constraints upon models of greenstone belt evolution by gravity modeling, Birch-Uchi greenstone belt, Northern Ontario. *Precambrian Research*, 16, 233-255.
- Hailemariam, H. and Mulugeta, G., 1998 : Temperature-dependant rheology of bouncing putties used as rock analogue. *Tectonophysics*, 294, 131-141.
- Hamilton, W. B., 1998. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian research* 91(1-2), pp. 143-179.
- Heier, K.S. and Lambert, I.B., 1978. A compilation of Potassium, Uranium and Thorium Abundances and heat production of Australian rocks. Technical Report, Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra.
- Hickman, A.H., 1983. *Gology of the Pilbara Block and its environs: Western Australia Geological Survey, bulletin 127*.
- Hickman, A.H., 1984. Archean diapirism in the Pilbara Block, Western Australia. In: Kroner, A., Greiling, R. (Eds), *Precambrian Tectonics Illustrated*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp113-127
- House, M.J., 1997. an integrated geophysical study of the three dimensional structure and tectonic evolution of the Late Archaean granitoid-greenstone terrain in the Kambalda-Widgiemooltha area, Western Australia. Phd dissertation thesis, unpublished.
- Horowitz, F.G., Strykowski, G., Boschetti, F, Hornby, P., Archibald, N., Holden, D., Ketelaar, P., Woodcock, R., 2002. Earthworms; "multiscale" edges in the EGM96 global gravity field. www publication <http://www.ned.dem.csino.au/HorowitzFrank/>.
- Hubbert, M.K., 1937: Theory of scale models as applied to the study of geological structures. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 48, 1459-1520.
- Jackson, S.L, Fyon, A.J., 1991. The Western Abitibi subprovince in Ontario. In: Thurston, P.C. (Ed) , *Geology of Ontario, Ontario Geological Survey Special, 4*, Toronto.
- Jackson J.A., 2002: Strength of the continental lithosphere: time to abandon the jelly sandwich?. *GSA Today*,
- Jackson, S. L., Cruden, A. R., 1995: A seismic-reflection-based regional cross section of the southern Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32, 135-148.

- James, D.E., Niu, F., Rokosky, J., 2003: Crustal structure of the Kaapvaal craton and its significance for Early crustal evolution. *Lithos*, 71, 413-429.
- Jaupart, C. and Mareschal, J.C., 2003. In: Rudnick R. (ed) *Treatise of Geochemistry*, 3, The crust, Elsevier,
- Jaupart, C., Mareschal, J.C., Guillou-Frottier, L., Davaille, A., 1998. Heat flow and thickness of the lithosphere in the Canadian shield. *Journal of Geophysical Research*, 103, B7, 15 269-15 286.
- Jochum, K.P., Hofmann, A.W., Ito, E., Seufert, H.M., White, W.M., 1987 : K, U, and Th in mid-ocean ridge basalt glasses and heat production, K/U and K/Rb in the mantle. *Nature*, 431-436.
- Johnson, A. M., Fletcher, R. C., 1994: *Folding of viscous layers*. New York, Columbia University Press.
- Jolivet, L., 1997 : *La deformation des continents, Exemples regionaux*. Hermann (eds), 413p.
- Jolly, W. T., 1978: Metamorphic history of the Archean Abitibi belt. *Metamorphism in the Canadian Shield*. Geological Survey of Canada Paper 78-10. J. A. Fraser and W. W. Heywood, 63-78.
- Keating, P., 1992: Interpretation of the gravity anomaly field in the Noranda-Val d'Or region, Abitibi greenstone belt, Canadian Shield. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 962-971.
- Kerrick, R. and Feng, R., 1992: Archean geodynamics and the Abitibi-Pontiac collision: implications for advection of fluids at transpressive collisional boundaries and the origin of giant quartz vein systems. *Earth-Science Reviews*, 32, 33-60.
- Kröner, A., 1985 : Evolution of the Archaean continental crust. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.* 13 : 49-74.
- Kusky, T. M., 1993: Collapse of Archean orogens and the generation of late- to postkinematic granitoids. *Geology*, 21, 925-928.
- Krantz, R.W., 1991: Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, 188, 203-207.
- Krusters, A.F.M., Stevens, G., Dziggel, A., Armstrong, R.A., 2003: Extensional detachment faulting and core-complex formation in the southern Baberton granite-greenstone terrain, South Africa: evidence for a 3.2 Ga orogenic collapse. *Precambrian Research*, 127, 355-378.
- Kukkonen, I.T., Lahtinen, R., 2001: Variation of radiogenic heat production rate in 2.8-1.8 Ga old rocks in the central Fennoscandian shield. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 126, 279-294.
- Kukkonen, I.T., 1993 : Heat flow map of northern and central parts of the Fennoscandian shield based on geochemical surveys of heat producing elements *Tectonophysics*, 3-13.
- Lacroix, S. and Sawyer, E.W., 1995: An Archean fold-thrust belt in the northwestern Abitibi Greenstone Belt: structural and seismic evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32, 97-112.

- Lambeck, k., Johnson, P., 1998 : The viscosity of the mantle : Evidence from analyses of glacial-rebound phenomena. In : Jackson, I. (ed), *The Earth mantle : composition, structure, and evolution*. 461-502. Cambridge University Press, Cambridge, England.
- Lambert, R. S. J., 1976 : Archaean thermal regimes, crustal and upper mantle temperatures, and a progressive evolutionary model for the Earth. In Windley, B. (ed.), *The early history of the Earth*, Wiley, London. 363-373.
- Liu, Y.S., Goa, S., Jin, S.Y., Hu, S.N., Zao, Z.B., Feng, J.L., 2001. Geochemistry of lower crustal xenoliths from Neogene Hannuoba basalt, North China Craton : implications for petrogenesis and lower crustal composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65 (15), 2589-2604.
- Ludden, J. N., Hubert, C., Barnes, A., Milkereit, B. and Sawyer, E., 1993 : A three-dimensional perspective on the evolution of Archaean crust : LITHOPROBE seismic reflection images in the southwestern Superior Province. *Lithos* 30 : 357-362.
- Maggi, A., Jackson, J.A., Priestley, K., Baker, C., 2000: A reassessment of focal depth distributions in the southern Iran, the Tien Shan and northern India: Do earthquakes really occur in the continental mantle?. *Geophysical Journal International*, 143, 629-661.
- Mancktelow, N., 1988: The rheology of Paraffin Wax and its Usefulness as an Analogue for Rocks. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, N.S. 14, 181-192.
- Mandel, J., 1978: *Proprietes mecaniques des materiaux. Rheologie et plasticite*. Editions Eyrolles, Paris.
- Mareschal, J.-C., Jaupart, C., Gariépy, E., Cheng, L.H., Guillou-Frottier, L., Bienfait, G., Lapointe, R., 2000: Heat flow and deep thrmala structure near the southern edge of the Canadian Shield. *Can. J. Earth Sci.*, 37, 399-414.
- Mareschal, J.C, West, G.F., 1980. A model for Archean tectonism. Part2. Numerical models of vertical tectonism in greenstone belts. *Canadian journal of Earth Sciences*, 17, pp. 60-71.
- Martin, H., 1986 : Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14 : 753-756.
- Martin, H., 1994 : The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. In Condie K. C (ed.) ``Archean crustal evolution". *Developments in Precambrian Geology*, 11. Chapitre 6, 205-260.
- Mitra, S., 2003 : A unified kinematic model for the evolution of detachment fold. *Journal of Structural Geology*, 25, 1659-1673.
- Myers, J. S., 1976 : Granitoid sheets, thrusting and Archaean crustal thickening in West Greenland. *Geology* 5 : 265-273.
- Myers, J. S. and Kröner, A., 1994 : Archaean tectonics. In Hancock, P. L. (ed.), *Continental deformations*. Pergamon Press, Oxford, 355-369.

- Mc Gregor, R.R., 1954: Silicone and their uses. Hill Book company, Inc.
- Molnar, P., 1992: Brace-Goetze strength profiles, the partitioning of strike-slip and thrust faulting at zones of oblique convergence, and the stress-heat flow paradox of the San Andreas fault, In: Evans, B. and Wong, T.F (eds), *Fault mechanics and transport properties of rocks*: San Diego, California, Academic Press, 461-473.
- Mueller, W. U., Daigneault, R., 1996: Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, 265, 127-150.
- Nelson, D.R, 2001: Compilation of geochronology data, 2000, WAGSO, record 2001/2.
- Nisbet, E.G., 1982 : The tectonic setting and petrogenesis of komatiites, In : Arndt, N.T. and Nisbet E.G. (eds), *Komatiites*. Allen & Unwin, London, 512-520.
- Nisbet, E. G., Cheadle, M. J., Arndt, N. T. and Bickle, M. J., 1993 : Constraining the potential temperature of the Archaean mantle : a review of the evidences from komatiites. *Lithos* 30 : 291-307.
- Nisbet, E.G., 1984: The continental and oceanic crust and lithosphere in the Archaean: isostatic, thermal, and tectonic models. *Can. J. Earth Sci.*, 21, 1426-1441.
- Nisbet, E.G., 1987: The young Earth. An introduction to the Archaean Geology. Allen & Unwin, London, pp 402.
- Nitescu, B. and Halls, H. C., 2002: A gravity profile across southern Saganash Lake fault: implications for the origin of the Kapuskasing structural zone. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39, 469-480.
- Ordd, A. and Hobbs, B.E., 1989: The strength of the continental crust, detachment zones and the development of plastic instabilities. *Tectonophysics*, 158, 269-289.
- Pasquale, V., Verdoya, M., Chiozzi, P., 2001: Heat flux and seismicity in the Fennoscandian Shield. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 126, 147-162.
- Persoz, B., 1969: *La rheologie*. Asson et Cie editions, Paris.
- Percival, J. A., 1994 : Archaean high-grade metamorphism. In Condie, K. C. (ed.), *Archaean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam. 357-410.
- Percival, J., 1988: Deep geology out in the open. *Nature* 335, 671.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement of the Earth's crust. *Nature*, 408, pp. 669-673.
- Ramberg, G., 1981: *Gravity, Deformation and the Earth's Crust*. Academic Press, London.
- Ranalli, G., 2003: How soft is the crust?. *Tectonophysics*, 361, 319-320.

- Ranalli, G., 1995: Rheology of the Earth, 2nd e. Chapman & Hall, London.
- Ranalli, G., Brown, R.L., Bodachin, R., 1989. A geodynamic model for extension in the Shuswap core complex, southeastern Canadian Cordillera. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26 (8), pp. 1647-1653.
- Rossetti, F., Ranalli, G., Faccenna, C., 1999: Rheological properties of paraffin as an analogue material for viscous crustal deformation. *Journal of Structural Geology* 21, 413-417.
- Rapp R. P., 1994 : Partial melting of metabasalts at 2-7 GPa : experimental results and implications for lower crustal and subduction zone processes. *Mineralogical Magazine*, 58A : 760-761.
- Rapp R. P. and Watson E. B., 1995 : Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar : Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.* 36 : 891-931.
- Rapp, R., Shimizu, N., Norman, M. C. and Applegate, G. S, 2000 : Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge : experimental constrains at 3.8 GPa. *Chem. Geol.* 160 : 335-356.
- Richter, F. M., 1985 : Models for Archaean thermal regime. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 73 : 350-360.
- Richter, F. M., 1988 : A major change in the thermal state of the Earth at the Archaean-Proterozoic boundary : consequences for the nature and preservation of continental lithosphere. *J. Petrol. Special lithosphere issue*, 39-52.
- Robert, F., 1989: Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26, 2661-2675.
- Rollinson, H., 1997. Eclogite xenoliths in west African kimberlites as residues from Archaean granitoid crust formation. *Nature*, 389 : 173-176.
- Ropchan, J.R., Luinstra, B., Benn, K., Ayer, J., Berger, B., Dahn, R., Labine, R., Amelin, Y. and Fowler, A.D. 2002: Host rock and structural controls on the nature and timing of gold mineralization at the Holloway mine, Abitibi Subprovince, Ontario. *Economic Geology*, 97, 291-309.
- Sandiford, M., McLaren, S., Neuman, N., 2002. Long-term thermal consequences of the redistribution of heat-producing elements associated with large-scale granitic complexes. *J. Metamorphic Geol.*, 20, 87-98.
- Sawyer, E.W., Benn, K., 1993. Structure of the high-grade Opatika Belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince, Canada: an Archean mountain front. *Journal of Structural Geology*, 15, pp. 1443-1458.

- Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M., 1997: Rheological properties of granitic magmas in their crystallization range. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (eds). *Granite: From segregation of mantle to emplacement fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 11-29.
- Sénéchal, G., Mareschal, J.-C., 1996: Integrated geophysical interpretation of crustal structures in the northern Abitibi belt: constraints from seismic amplitude analysis. *Canadian Journal of Earth Sciences* 33, 1343-1362.
- Shackleton R.M., 1995 : Tectonic evolution of greenstone belt. In Coward, M.P. and Ries A.C. (eds), *Early Precambrian Processes*, Geological Society Special Publication, No. 95, 53-65.
- Smithies, R.H., Champion, D.C., Cassidy, K.F., 2003: Formation of Earth's Early Archaean continental crust. *Precambrian Research*, 127, 89-101.
- Subrahmanyam, C., Verma, R.K., 1982. Gravity interpretation of the Dharwar greenstone-gneiss-granite terrain in the southern Indian shield and its geological implications. *Tectonophysics*, 84, pp. 225-245.
- Taira, A., Pickering K. T., Windley, B. F. and Soh, W., 1992. Accretion of Japanese island arcs and implications for the origin of Archaean greenstone belts. *Tectonics* 11 : 1224-1244.
- Talbot, C. J., 1973 : A plate tectonic model for the Archaean crust. *Phil. trans. R. Soc. London A273* : 413-427.
- Tarney, J., Dalziel, I. W. D. and de Wit, M. J., 1976. Marginal basin "Rocas Verdes" complex from S. Chile : a model for Archaean greenstone belt formation. In *The early evolution of the Earth*. Windley, B. F. (ed.) Wiley, London. 131-146.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985. *Continental crust : an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Blackwell, Oxford. 312 pp.
- Thurston, P. C., 2002: Authochthonous development of Superior Province greenstone belts? *Precambrian Research*: in press.
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 1982: *Geodynamics. Application of continuum physics to geological problems*. John Wiley & Sons, New York.
- Tyler, I.M., Fletcher, I.R., de Laeter, J.R., Williams, I.R., Libby, W.G., 1992: Isotope and Re evidence for a Late Archean terrane boundary in the Southeastern Pilbara craton; *Precambrian Research*, 54, pp 211-229.
- Vanderhaeghe, O., Burg, J.P., Teyssier, C., 1999. Exhumation of migmatites in two collapsed orogens: Canadian Cordillera and the French Variscides. In Ring U., Brandon M.T., Lister G.S. and Willett S.D. (eds) *Exhumation processes: normal faulting, Ductile flow and erosion*. Geological Society, London, Special Publications, 154, pp. 181-201.
- Van Kranendonk et al., 2002: Geology and tectonic evolution of the Archaean North Pilbara Terrain, Pilbara craton, Western Australia; *Economic Geology*.

- Van Kranendonk, M.J., Hickman, A.H., Williams, I.R., Nijman, W., 2001. Archaean Geology of the East Pilbara granite-greenstone terrane western Australia- A field guide. Western Australia Geological Survey, Record 2001/9.
- Van Kranendonk, M.J., Hickman, a.H., Collins, w.J., 2001. Evidence for multiphase deformation in the Archaean basal Warrawoona Group in the Marble Bar area, East Pilbara, Western Australia. *Precambrian Research*, 105, pp. 73-78.
- Van Kranendonck, M.J., Collins, W.J., 1998. Timing and tectonic significance of Late Archaean, sinistral strike-slip deformation in the central Pilbara Structural corridor, Pilbara craton, Western Australia. *Precambrian Research*, 88, pp. 207-232.
- Weijermars, R. and Schmelling, H., 1986 : Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow dur to gravity (including the concept of rheological similarity). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 43, 316-330.
- Wellman, 2000. Upper crust of the Pilbara Craton, Australia; 3D geometry of a granite/greenstone terrain. *Precambrian Research*, 104, pp. 175-186.
- Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Brun, P.P., 1987 : Physical models of extensional tectonics at various scales. In : Cowar, M.P., Dewe, J.F., Hancock, P.L. (eds), *Continental extensional tectonics*. Geological Society Special Publication, 28, 96-107.
- West, G.F., Mareshal, J.C., 1979. A model for Archean tectonism. Part I. the thermal conditions. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, pp. 1942-1950.
- West, G. F., 1980. Formation of continental crust. *Geol. Ass. Canada. Spec. Pap. 20* : 117-148.
- Vignerresse, J.L., 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249, pp. 173-186.
- Williams, I.S., Collins, W.J., 1990: Granite-greenstone terranes in the Pilbara block, Australia, as coeval volcano-plutonic complexes; evidence from U-Pb zircon dating of the Mount Edgar batholith; *Earth and Planetary Science Letters*, 97, pp. 41-53.
- Williams, I.S., Hickman, A.H., 2000: Archean geology of the Muccan region, East Pilbara Granite-Greenstone Terrane, Western Australia, a Field guide; Western Australia Geological Survey, record 2000/4.
- Wilkinson, L., Cruden, A. R., 1999: Timing and kinematics of post-Timiskaming deformation within the Larder Lake - Cadillac deformation rone, southwest Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 36, 4, 627-647.
- Vlaar, N.J., Van Keken, P.E. and Van dn Berg, A.P., 1994 : Colling of the Earth in the Archaean : consequences of pressure-release contributions of uranium, thorium and potassium to heat production in the Earth. *Sciences*, 143, 465-467.

Wolf M. B and Wyllie P. J., 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar : the effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.* 115 : 369-383.

Wosnitza, E.M., Grujic, D., Hofmann, R., Behrmann, J.H, 2001: New apparatus for thermomechanical analogue modeling. In: Koyi, H.A. and Mancktelow, N.S. (eds). *Tectonic modeling: A volume in Honor of Hans Ramberg*. Geological Society of America Memoir, 193, 245-251.

Wyllie, P. J., 1977 : Crustal anatexis : an experimental review. *Tectonophysics* 43 : 41-71.

Zeggers, T. E. and van Keken, P.E., 2001: Middle Archean continent formation by crustal delamination. *Geology*, 29, 1083-1086.