

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

THÈSE PRÉSENTÉE À  
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

PAR  
SYLVAIN LACROIX  
M.Sc.A.

GÉOMÉTRIE STRUCTURALE ET ÉVOLUTION TECTONIQUE  
DE LA CEINTURE DE ROCHES VERTES DE L'ABITIBI (PARTIE NORD-OUEST):  
L'INFLUENCE DES FAILLES À FAIBLE PENDAGE

Juillet, 1998



### Mise en garde/Advice

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

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

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

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

## RÉSUMÉ

L'architecture des cratons archéens demeure mal connue, principalement à cause de leurs physiographies correspondant généralement à des pénéplaines, limitant ainsi la compréhension de leurs évolutions structurales et tectoniques. De par sa vaste superficie (200 × 400 km), la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (CVA) offre une occasion inégalée d'étudier la géométrie tridimensionnelle des assemblages volcanosédimentaires et plutoniques. De plus, plusieurs levés de sismique-réflexion Lithoprobe ont été récemment effectués dans la partie ouest de la CVA au Québec, fournissant ainsi une image géométrique de l'ensemble de cette croûte archéenne. Afin de reconcilier la géométrie structurale «à dominance verticale» documentée à la surface de la CVA avec celle «à dominance horizontale» observée sur ces profils sismiques, cette étude a privilégié une méthodologie basée sur une intégration de données pluridisciplinaires dans ce secteur.

Des travaux de terrain ont servi à l'acquisition directe de données géométriques et structurales le long de plusieurs failles et plutons caractérisés par de faibles pendages. Un échantillonnage a servi au traitement et à l'analyse en laboratoire de données cinématiques et métamorphiques. L'analyse des mesures de densité des différentes lithologies a été utilisée pour la modélisation des données gravimétriques. La confrontation et l'intégration de toutes ces données avec celles fournies par les profils sismiques Lithoprobe #25, 27 et 28 a permis de déterminer que la géométrie structurale tridimensionnelle de la CVA a été acquise au cours d'un épisode en compression  $D_1$  (subdivisé en trois phases précoce, principale et tardive) et d'un épisode en décrochement  $D_2$ . Cette thèse correspond à un recueil de trois articles scientifiques concernant la géologie structurale et le plutonisme dans les parties centrale- et nord-ouest de la CVA.

Dans le premier article, nous avons décrit deux failles de chevauchement  $D_1$  à pendage faible à modéré vers le nord, caractérisées par des linéations d'étirement plongeant dans le sens du pendage et des mouvements inverses, respectivement localisées le long des contacts nord des domaines sédimentaires de Taïbi et de Chicobi. Ces failles peuvent être corrélées avec des réflecteurs sismiques du profil Lithoprobe #28, qui s'enracinent sous la CVA le long de grands réflecteurs rectilignes à curviligne avec de faibles pendage au nord. Cette géométrie suggère un épisode majeur de chevauchement à vergence vers le sud et le sud-ouest ayant développé: 1) un éventail d'imbrication au niveau de la croûte supérieure représenté par la CVA d'une profondeur de 6-9 km et 2) des décollements, rampes et plis de culmination ou antiformes d'imbrications dans la croûte médiane (profondeur 6-20 km) similaire au style structural documenté dans les ceintures plutonique-gneissique d'Opatica et métasédimentaire du Pontiac. Cette géométrie initiale de la croûte a ensuite été affectée par des failles inverses de forme listrique en profondeur montrant des déplacements kilométriques, ainsi que par des failles de décrochements dextres ayant plissées et redressées localement les failles de chevauchement  $D_1$ .

Dans le second article, nous avons documenté plusieurs plutons syntectoniques entourés d'une auréole métamorphique au faciès amphibolite à l'intérieur d'une large zone montrant des pendages faibles à modérés vers le nord dans le secteur du lac Abitibi. Cette zone a été interprétée comme une large zone de transfert en extension développée en bordure d'une faille majeure de décrochement dextre  $D_2$ , la Faille Macamic. Plusieurs mécanismes d'emplacement et de transfert de matériel, tels la dilatation et l'écartement de failles, l'expansion latérale, le fluage ductile dans les murs encaissants et le déplacement sommital de blocs, ont permis simultanément dans différentes parties du secteur l'emplacement de plusieurs plutons dans ce site structural préférentiel. Le transfert de mouvements entre les failles  $D_2$  a uniquement opéré sous des conditions amphibolites (500 à 700°C) pendant l'emplacement des plutons (2696 à 2690 Ma), alors que le refroidissement des plutons au faciès schiste vert (<500°C) a entraîné le blocage de cette zone. Une relation symbiotique est proposée entre le plutonisme, le métamorphisme et la propagation des failles de décrochement dextre  $D_2$  au cours d'un événement de transpression tardif à l'échelle de la Province du Supérieur.

Dans le troisième article, l'intégration de données structurales et gravimétriques avec les profils sismiques Lithoprobe #25 et 27 a servi à documenter que la géométrie tridimensionnelle et la signature sismique de la croûte supérieure et médiane résulte de la superposition de failles de décrochement, d'une profondeur maximale d'environ 10 km ayant permises l'emplacement contemporain de plutons syntectoniques, sur un événement initial de chevauchement à vergence vers le sud et le sud-ouest. La modélisation gravimétrique a notamment illustré que: 1) la Faille Chicobi-Nord possède un pendage modéré au nord et s'enracine sous la CVA d'une profondeur de 3 km à cet endroit, 2) l'Anticlinal du lac Abitibi représente probablement un pli de culmination susjacent à une rampe le long d'une faille de chevauchement majeure à faible pendage au nord située au contact des groupes de Kinojevis et de Hunter Mine, 3) les unités lithostratigraphiques de la partie centrale de la CVA forment des feuillets de 3 à 8 km d'épaisseur ayant un pendage faible à modéré vers le nord, 4) le parallélisme de plusieurs conduits plutoniques nourriciers et des linéations magmatiques dans les plutons et d'étirement dans les failles de décrochement dextre-oblique adjacentes supporte l'emplacement des plutons par le biais de ces failles, 5) la zone de transfert en extension du lac Abitibi est le site de plutons en forme de feuillets tabulaires à faible plongée au nord le long ou près de la base de la CVA.

La géométrie tridimensionnelle et l'évolution structurale des assemblages volcano-sédimentaires et plutoniques de la CVA ressemblent en de nombreux points aux portions à faible pression et haute température des ceintures orogéniques phanérozoïques développées dans un contexte tectonique de convergence de plaques.



## ABSTRACT

The architecture of Archaean cratons remains poorly known, mostly because of their lack of 3D exposure, which limit the understanding of their structural and tectonic evolution. With its wide surface area (200 × 400 km), the Abitibi Greenstone Belt (AGB) offers a unique opportunity to study the 3D geometry of its volcano-sedimentary and plutonic assemblages. Moreover, many Lithoprobe seismic reflection surveys have been conducted in its western part in Quebec, which give a geometric picture of the whole Archaean crust in this area. To reconcile the mostly vertical, field-based structural geometry with the subhorizontal geometry highlighted on Lithoprobe seismic profiles, this study focuses on an integration of pluridisciplinary data in this area.

Field work permitted acquisition of geometric and structural data along many low-angle faults and plutons. Several samples were collected for kinematic and metamorphic studies. Reprocessing of detailed potential field data and density measurements of both supracrustal assemblages and plutons has enabled gravity modelling of the uppermost 10 km. All these data were integrated with seismic reflection data from Lithoprobe lines 25-27-28, which lead to the conclusion that the three-dimensional structural geometry of the AGB was created during a compressional  $D_1$  event (subdivided in three phases: early, main and late) and a strike-slip  $D_2$  event. This thesis is in the form of three scientific articles about the structural geology and plutonism in the northwest and west-central parts of the AGB.

The first article, an integration of structural field data and LITHOPROBE seismic reflection line #28 in the northwestern Abitibi Greenstone Belt (AGB), reveals a crustal-scale, S- to SW-vergent  $D_1$  thrusting event that developed "in sequence" above a shallowly ( $15^\circ$ ) north-dipping sole thrust at a mid-crustal level. Seismic reflector geometry above this decollement suggests a mid-crustal layer (6-20 km deep) dominated by low-angle thrusts with smooth trajectory ramps and culmination folds or antiformal stacks, similar to the structural style of neighbouring high-grade plutonic-gneissic (Opatica) and sedimentary (Pontiac) subprovinces. In contrast, low- to high-angle E-W trending thrusts at the upper-crust greenstone belt level (6-9 km deep) are interpreted to be listric. They occur in two fault systems, the Chicobi and Taibi, that resemble "imbricate fan" systems. The contrasting structural geometry of the upper- and mid-crust is interpreted as level variations through the thrust stack, and resembles Phanerozoic mountain belts where the upper AGB would represent a ductile-brittle fold-thrust belt. However, the structural evolution of the AGB has been complicated by earlier intrusive-metamorphic contacts or set of thrusts beneath it, and/or younger out-of-sequence thrusts with north-vergent backthrusts. Also, S- to SW-vergent thrusts were reactivated, folded and steepened during a younger dextral strike-slip  $D_2$  event.

The second article focuses on the Lake Abitibi area, where many syntectonic plutons and their amphibolite-facies metamorphic aureoles occur within a wide, low-angle extensional transfer zone adjacent to a major dextral strike-slip shear zone. Along this major, southeastward propagating Macamic fault, rheological and preexisting  $D_1$  structural heterogeneities induced the development of NNW-trending dextral-oblique splays which evolved into an extensional trailing fan and created an extensional, NNW-dipping stepover. Magma flowing upwards from deeper parts of the Macamic Fault spread towards the southeast at upper crustal levels along both the oblique-slip and extensional  $D_2$  splays, and built several plutons in a pull-apart domain between 2696 and 2690 Ma. Different emplacement and material transfer mechanisms operated simultaneously in different parts of the system, including fault dilation and wedging, lateral expansion, wall-rock ductile flow and stoping. Transfer of movement between  $D_2$  splays occurred under ductile conditions during syn-emplacement, amphibolite-grade metamorphism (500-700°C). During cooling (<2690 Ma), narrower brittle-ductile zones of greenschist-grade shearing were concentrated along the pluton-wall rock contacts, but the extensional stepover locked since both normal and reverse movements occurred along NNW-dipping faults. Pluton emplacement, contact metamorphism and propagation of  $D_2$  faults appear to have been closely linked during the Superior Province-wide late transpressional event.

In the third article, an integration of structural field and gravity data in the south-central AGB allows interpretation of the three-dimensional geometry and seismic signature of the upper- to mid-crust as the result of a superposition of late uppercrustal strike-slip  $D_2$  faults and syntectonic plutons over a south- to SW-vergent  $D_1$  thrusting event. Gravity modelling contribution notably highlights that: 1) the North-Chicobi Fault could have a moderately north-dipping attitude and roots at only a 3 km depth, 2) the Lake Abitibi Anticline resembles a culmination fold, which develops over a ramp along a major, low-angle thrust fault at the contacts of the Kinojevis and Hunter Mine groups, 3) lithostratigraphic units are 3 to 8 km-thick, north-dipping sheet-like bodies, 4) the parallelism between plutonic root zones and magmatic to elongation lineations in plutons and adjacent fault zones respectively, supports a fault-related emplacement, and 5) the extensional transfer zone bearing low-angle north-dipping tabular plutons occur close or along the base of the AGB.

The three-dimensional geometry and structural evolution of volcano-sedimentary and plutonic assemblages in the AGB resemble, in numerous aspects, the low-pressure, high-temperature parts of a Phanerozoic orogenic belt, which develop within a plate tectonic setting.

## AVANT-PROPOS

Après deux périodes de cartographie (1985-88, 89-92) réalisées dans les parties centrale- et nord-ouest de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi et la révision de plusieurs rapports antérieurs de cartographie, il m'était apparu évident que la géométrie de certains éléments structuraux dont plusieurs failles à pendage faible à modéré méritait d'être documenté et d'être considéré dans l'élaboration des modèles structuraux et tectoniques. Cette conviction était d'ailleurs supportée par les premiers résultats des levés de sismique-réflexion Lithoprobe dans le tronçon Abitibi-Grenville et d'études structurales dans les ceintures adjacentes de l'Opatoca et du Pontiac. Cette période était également marquée par le début de l'application de l'analyse cinématique des failles dans la Province du Supérieur. Les nombreuses questions posées et le renouvellement généralisé d'intérêt pour l'évolution structurale de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi et de la Province du Supérieur m'a alors incité à entreprendre une recherche plus poussée sur ce sujet d'étude. Ceci m'a amené à quitter temporairement mon emploi à Rouyn-Noranda afin d'effectuer deux périodes d'études de huit mois en 1992 et 1993 à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC), qui devait mener à la présentation éventuelle de cette thèse.

J'ai été privilégié de bénéficier, à l'UQAC, de l'intérêt, du support et de l'assistance de nombreuses personnes pour mes études et la préparation de cette thèse. En premier lieu, ma reconnaissance s'adresse à Ed Sawyer, qui m'a fait confiance en acceptant de diriger cette

thèse. D'une part, son intérêt marqué et son implication dans la recherche géologique, plus particulièrement pour l'évolution tectonique archéenne et la génération et le transport des magmas granitiques, ont constitué une source constante de motivation pour mes propres recherches. D'autre part, j'ai grandement apprécié l'écoute, la patience et le support moral qu'il m'a témoigné, tout en me laissant pleinement responsable des interprétations, modèles et conclusions privilégiées au cours de mon cheminement des dernières années. Je remercie aussi les membres de mon comité de recherche. Sarah-Jane Barnes m'a particulièrement aidé à clarifier et préciser les objectifs et les limites de cette étude. L'amour inconditionnel des plutons de la part de Ned Chown, ainsi que ses connaissances générales sur l'Abitibi, ont aussi contribué à cette étude.

Il convient également de souligner la contribution de mon employeur passé et actuel, le Ministère des Ressources naturelles du Québec (MRNQ-Direction de la Géologie), pour le soutien financier accordé lors des travaux de terrain et de de laboratoire ainsi que lors de mon séjour à Chicoutimi. J'aimerais surtout remercier Alain Simard, Francis Chartrand, Robert Marquis et Jean-Louis Caty pour la confiance et les encouragements qu'ils m'ont témoignés en supportant mes études à l'UQAC.

J'ai aussi apprécié les échanges et discussions que j'ai eu avec plusieurs collègues de travail au MRNQ, ainsi qu'à mes confrères étudiants et consœurs étudiantes à l'UQAC. Malgré le risque toujours présent d'oublier certaines personnes, je souligne mes échanges et

discussions avec Jean Goutier, Pierre Verpaelst, Jean-Yves Labbé, Claude Dion, Denis-Jacques Dion, Rémy Morin et James Moorhead (du MRNQ) et ainsi qu'avec Gaëtan Lavalère, Pierre Doucet, Louis Madore, Paul Bédard et Benoit Lafrance. Je suis aussi reconnaissant envers Mario Melancon et Nathalie Drolet pour la préparation de plusieurs figures des chapitres II et V. La collaboration de Bernard Lapointe a été appréciée lors de l'utilisation de la microsonde.

Finalement, je voudrais exprimer toute ma gratitude envers ma conjointe, Michèle Mainville, et mes parents pour le soutien moral et les encouragements des dernières années. La patience et la compréhension de ma conjointe Michèle et de Chicobi ont été particulièrement appréciées lors des nombreuses soirées, fins de semaine et vacances consacrées à cette étude.

## TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ .....	ii
ABSTRACT .....	iv
AVANT-PROPOS .....	vi
TABLE DES MATIÈRES .....	ix
LISTE DES TABLEAUX .....	xv
LISTE DES FIGURES .....	xvii
ANNEXES .....	xxxviii
CHAPITRE I. INTRODUCTION .....	1
1.1 Problématique .....	2
1.1.1 Évolution tectonique, structurale et plutonique des ceintures de roches vertes archéennes .....	2
1.1.2 La ceinture de roches vertes de l'Abitibi .....	10
1.1.3 Les parties centrale-ouest et nord-ouest de l'Abitibi .....	27
1.2 Méthodologie et organisation de la thèse .....	33
1.3 Références .....	36

CHAPITRE II. AN ARCHEAN FOLD-THRUST BELT IN THE NORTHWESTERN

ABITIBI GREENSTONE BELT: STRUCTURAL AND SEISMIC EVIDENCE.....	51
2.1 Abstract .....	52
2.2 Introduction .....	53
2.3 General geology .....	54
2.3.1 Regional setting.....	54
2.3.2 Lithostratigraphic domains .....	56
2.3.3 Plutonic suites .....	56
2.4 Structural geology .....	58
2.4.1 First-generation structures ( $D_1$ ).....	58
2.4.1.1 Taïbi Fault System .....	59
2.4.1.2 Chicobi Fault System.....	68
2.4.2 Second-generation structures ( $D_2$ ) .....	73
2.5 Seismic reflection profile and correlation with surface features.....	76
2.5.1 A horizontally layered crust.....	76
2.5.2 Concave-up reflectors .....	81
2.6 Structural interpretation of $D_1$ event.....	82
2.6.1 Nature of low-angle seismic layering beneath the AGB.....	82
2.6.2 The listric geometry of E-W trending thrusts in the AGB .....	84
2.6.3 A single thrusting event at upper- and mid-crustal levels.....	85
2.7 Structural synthesis and discussion .....	87



2.8 Acknowledgements.....	90
2.9 References .....	91

CHAPITRE III. PLUTON EMPLACEMENT WITHIN AN EXTENSIONAL TRANSFER ZONE DURING STRIKE-SLIP FAULTING: AN EXAMPLE FROM THE LATE ARCHAEAN ABITIBI GREENSTONE BELT .....	98
3.1 Abstract .....	99
3.2 Introduction .....	100
3.3 Regional tectonic setting.....	101
3.4 The plutons and their geological context.....	104
3.5 Structural analysis .....	109
3.5.1 First-generation structures ( $D_1$ ).....	109
3.5.2 Second-generation structures ( $D_2$ ) .....	110
3.6 Metamorphic and kinematic evolution of $D_2$ structures.....	114
3.7 The relationship between plutonism and $D_2$ structures .....	119
3.7.1 Internal structure of the plutons .....	119
3.7.2 Marginal injections along pluton contacts.....	124
3.8 Estimates of P-T conditions of emplacement and metamorphism .....	129
3.9 Discussion .....	133
3.9.1 The development of an extensional $D_2$ transfer zone.....	133
3.9.2 Model of pluton emplacement.....	137

3.9.3 Thermal role of plutons in the D <sub>2</sub> structural evolution.....	141
3.10 Conclusion.....	144
3.11 Acknowledgements.....	146
3.12 References .....	147
CHAPITRE IV. STRUCTURAL GEOMETRY OF LATE ARCHAEOAN SUPRACRUSTAL ASSEMBLAGES AND SYNOROGENIC PLUTONS IN THE SOUTH-CENTRAL ABITIBI GREENSTONE BELT: AN INTEGRATION OF FIELD, GRAVITY AND SEISMIC DATA.....	
	156
4.1 Abstract .....	157
4.2 Introduction .....	158
4.3 Geological setting.....	162
4.4 Gravity data .....	170
4.5 Lithoprobe seismic profiles.....	177
4.6 An integrated structural interpretation.....	182
4.6.1 Crustal-scale D <sub>1</sub> thrusting event .....	182
4.6.2 The superposition of D <sub>2</sub> strike-slip faults and related structures.....	188
4.7 Geophysical insights on late pluton emplacement .....	197
4.7.1 3D pluton shapes and emplacement models.....	197
4.7.2 Subgreenstone belt pluton entrapment .....	201
4.8 Conclusion.....	203

4.9 Acknowledgements.....	205
4.10 References .....	207
CHAPITRE V. GÉOMÉTRIE ET ÉVOLUTION STRUCTURALE DE LA CEINTURE DE ROCHES VERTES DE L'ABITIBI .....	217
5.1 Épisode de déformation $D_1$ .....	218
5.1.1 Épisode de déformation $D_1$ précoce.....	218
5.1.2 Épisode de déformation $D_1$ principal.....	237
5.1.3 Épisode de déformation $D_1$ tardif .....	252
5.2 Épisode de déformation $D_2$ .....	261
5.2.1 Le style structural en décrochement dextre .....	261
5.2.2 Les plutons syntectoniques .....	274
5.3 Références .....	280
CHAPITRE VI. ÉVOLUTION TECTONIQUE DE LA CEINTURE DE ROCHES VERTES DE L'ABITIBI .....	289
6.1 Évolution tectonique de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi.....	290
6.2 Références .....	318
CHAPITRE VII. CONCLUSION .....	326

CHAPITRE VIII. CONSIDÉRATIONS ÉCONOMIQUES .....	334
8.1 Minéralisations polymétalliques de type volcanogène.....	335
8.2 Minéralisations aurifères.....	337
8.3 Références .....	342

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Comparaison des caractéristiques géométriques et structurales des épisodes structuraux D <sub>1</sub> précoce, principal et tardif dans la partie nord de la CVA au Québec .....	224
Tableau 2.1. Les standards d'analyse .....	366
Tableau 2.2a. Analyse d'amphiboles ignées (Pluton du lac Abitibi).....	367
Tableau 2.2b. Analyse d'amphiboles ignées (Pluton de Palmarolle) .....	378
Tableau 2.3. Analyse d'amphiboles métamorphiques (23 O).....	383
Tableau 2.4. Analyse d'amphiboles métamorphiques (13 CNK) .....	391
Tableau 2.5. Analyse des grenats.....	406
Tableau 2.6. Analyse des plagioclases.....	414

Tableau 3.1. Traitement des pressions estimées avec le géobaromètre Al dans la hornblende (P4).....	424
Tableau 3.2. Pressions métamorphiques estimées avec le géobaomètre de Brown (1977). .....	429
Tableau 3.3. Températures estimées avec le contenu en Ti dans la hornblende .....	434
Tableau 3.4. Bilan des températures estimées avec le Ti dans la hornblende. ....	436
Tableau 3.5. Températures estimées avec le géothermomètre plagioclase-amphibole (Holland et Blundy 1994). .....	437
Tableau 3.6. Températures estimées avec le géothermomètre plagioclase-amphibole (Blundy et Holland 1990) .....	440
Tableau 3.7. Températures estimées avec le géothermomère grenat-amphibole (Graham and Powell 1984).....	441
Tableau 3.8. Bilan des températures estimées avec les différents géothermomètres. ....	442

## LISTE DES FIGURES

## CHAPITRE I. INTRODUCTION (Figures 1 à 6)

- Figure 1. Subdivision de la Province du Supérieur (modifiée de Card 1990) et localisation de la ceinture volcano-sédimentaire de l'Abitibi (CVA)..... 11
- Figure 2. Évolution tectonique en section de la Province du Supérieur impliquant une accréation oblique vers le sud d'îles en arc, de prismes accréationnaires et de microcontinents (modifiée de Card 1990). ..... 12
- Figure 3. Principaux éléments géologiques régionaux et subdivisions internes de la ceinture volcano-sédimentaire de l'Abitibi (modifié de Card and Poulsen, sous presse)..... 14
- Figure 4. Assemblages lithologiques de la CVA au Québec (modifiée de Hocq et Verpaelst 1994). ..... 15
- Figure 5. Principales failles majeures dans la CVA au Québec (modifiée de MERQ-OGS 1983, Hocq et Verpaelst 1991 et Daigneault 1996) ..... 21



Figure 6. Principaux traits lithologiques et structuraux du secteur étudié (modifié de MERQ-OGS 1983, Lacroix et al. 1990 et Lacroix 1995) .....	28
--	----

## CHAPITRE II. AN ARCHEAN FOLD-THRUST BELT IN THE NORTHWESTERN ABITIBI GREENSTONE BELT: STRUCTURAL AND SEISMIC EVIDENCE

(Figures 7 à 14)

Figure 7. Location of the studied area in: a) The Superior Province, b) The Abitibi Greenstone Belt and neighbouring subprovinces (modified from MERQ-OGS 1983).....	55
--	----

Figure 8. Regional map of the northwestern Abitibi Greenstone Belt (modified from Lacroix et al. 1990).....	57
---	----

Figure 9. Structure of the Taibi Fault System. (a) (A1-A7) Stereograms of the Taibi map (see C): (1, 2) Enjalran-Bapst domain, SW of the Brouillan pluton-(1) Poles to $S_0$ ; (2) Poles to $S_1$ and $L_{1-0}$ lineations; (3) Poles to $S_0$ & $S_1$ in the Orvilliers-Desmazures domain; (4) Poles to $S_0$ , $S_1$ with $L_{1-0}$ lineations in the South-Taibi domain (south of the Récher pluton); (5, 6) Cartwright domain-(5) Contoured poles to $S_0$ , (6) Contoured poles to $S_1$ with $L_{1-0}$ lineations; (7) Poles to $S_1$ and $L_e$ in the Harricana Fault; (A8-A12) Stereograms of the North-Taibi Fault and neighbouring domains (see D)-(8) Poles to $S_0$ , $S_1$ and $L_{1-0}$ in the Enjalran-Bapst domain (SE of the Brouillan pluton-Dom. 1); (9-12) North-Taibi domain: (9) Poles to $S_0$ , $S_1$ with $L_{1-0}$	
--	--

and  $L_e$  (Dom. 2A), (10) Poles to  $S_0$ ,  $S_1$  with  $L_{1,0}$  lineations (Dom. 2B), (11) Poles to  $S_0$ ,  $S_1$ ,  $S_2$  with  $L_{2,0}$  lineations (DOM. 2C), (12) Poles to  $S_0$  and  $S_1$  (DOM. 2D). All spherical plots are projections of the lower hemisphere onto Schmidt equal-area nets. (b) Regional (A-A', B-B') and detailed (C-C') cross-sections. (c) Regional map. (d) Detailed map of the North-Taibi Fault, NE of the Orvilliers pluton. The abbreviations are the same as those used on the Fig. 8.

..... 60

Figure 10. Mesoscopic and microscopic structures of the North-Taibi Fault (NTF): a) Moderately north-dipping  $S_1$  close to the North-Taibi Fault in the Enjalran-Bapst domain (Fig. 9-DOM. 1); b) Photomicrograph of millimetre-scale and centimetre-scale winged quartz aggregates with an immature "stair-step" geometry suggesting reverse movement (looking west, north to the top), close to the NTF in the Enjalran-Bapst domain (Fig. 9-DOM. 1); c) Shallowly north-dipping  $S_1$  in the North Taibi domain (Fig. 9-DOM. 2A); d) Shallowly north-dipping  $S_0$  truncating underlying steeply-dipping  $S_0$ , in the North-Taibi domain. Note the subhorizontal axis of the  $F_1$  fold, parallel to the pencil (Fig. 9-DOM. 2A-B)..... 66

Figure 11. Structure of the Chicobi Fault System: (A) Map of the Chicobi Fault System. (B) Stereograms of four structural domains: DOM. 1-Poles to  $S_1$  with  $L_e$ , DOM. 2A-Poles to  $S_1$  with  $L_e$ , DOM. 2B-Poles to  $S_1$  with  $L_e$  and  $L_{1,0}$ , DOM. 2C-Poles to  $S_1$  and shear bands, with  $L_e$ . All spherical plots are projections of the lower hemisphere onto Schmidt equal-area nets.

(C) Regional cross-section (A-A'). The patterns and abbreviations are the same as those used on the Fig. 8 & 9..... 69

Figure 12. Mesoscopic and microscopic structures of the North-Chicobi Fault (NCF): a) Moderately NE-dipping  $S_1$  (pillow flattening) close to the North-Chicobi Fault, in the South-Normetal Domain (Fig. 11-DOM. 1); Asymmetrically folded quartz veins indicate reverse movement; b) Shallow north-dipping  $S_1$ , in the northern part of the Chicobi domain (Fig. 11-DOM. 2A-2B); c) Decimetric quartz veins dipping shallowly to the east with down-dip slickensides (parallel to the pencil), at the northern contact of the Chicobi domain (Fig. 11-DOM. 2A); d) Photomicrograph of millimetric winged inclusions with "stair-step" geometry indicating lateral sinistral movement (looking down-dip, north to the top), at the northern contact of the Chicobi domain (Fig. 11-DOM. 2A); e) Photomicrograph of C/S fabrics indicating reverse movement (looking west, north to the top), close to the North-Chicobi Fault in the South-Normetal Domain (Fig. 11-DOM. 1); f) Photomicrograph of a quartz vein that is asymmetrically offset by numerous shear bands, which suggest a reverse movement (looking west, north to the top), close to the North-Chicobi Fault in the South-Normetal Domain (Fig. 11-DOM. 1)..... 71

Figure 13. Mesoscopic and microscopic  $D_2$  structures:

a) Photomicrograph of shear bands indicating dextral movement along the Macamic Fault (looking down-dip, north to the top; Fig. 11-DOM. 2C).

b) Asymmetric intrafolial Z-shaped folds, within the ENE-trending Casa-Berardi D <sub>1</sub> Fault zone (Fig. 9). .....	74
--	----

Figure 14. Lithoprobe seismic profile #28 and interpretation: (a) Migrated profile, (b) Crustal-scale integrated interpretation of seismic and structural field data. The patterns and abbreviations are the same as those used on the Fig. 8 & 9. ....	77
---	----

### CHAPITRE III. PLUTON EMPLACEMENT WITHIN AN EXTENSIONAL TRANSFER ZONE DURING STRIKE-SLIP FAULTING: AN EXAMPLE FROM THE LATE ARCHAEOAN ABITIBI GREENSTONE BELT (Figures 15 à 23)

Figure 15. Location of the study area in (a) the Superior Province and (b) the Abitibi Greenstone Belt (AGB) and neighbouring subprovinces (modified from MERQ-OGS 1983, Hocq 1990 and Chown <i>et al.</i> 1992). ....	102
--	-----

Figure 16. Regional geology of the central-western AGB (modified from MERQ-OGS 1983, Smith & Sutcliffe 1988, Jackson & Fyon 1992 and Lacroix 1995). ....	105
--	-----

Figure 17. Structural geology of the study area (modified from Lacroix 1995): (a) Lithological, structural and metamorphic units. (b) Structural elements and domains. Structural domains are numbered from 1 to 8. ....	107
--	-----

Figure 18. Lower hemisphere projection, equal area stereograms of  $D_2$  structures. Stereograms 1 to 7 refer to the numbered structural domains of Fig. 17b. Stereograms 8a and 8b present planar and linear fabrics respectively from domain 8. Stereograms 9 to 11 correspond to a synthesis of domains 2 to 8: (9) Planar and (10) linear magmatic to solid-state fabrics, (11) brittle-ductile planar and linear fabrics. .... 111

Figure 19. Magmatic to solid-state  $D_2$  structures in the plutons and their country-rocks. (a) Migmatite from the Kenosha Fault near the northeastern contact of the southeast part of Lake Abitibi pluton. Note that tonalitic melt is parallel to  $S_2$  and infills discrete extensional structures. (b) Photomicrograph of garnet-hornblende HT wall-rock assemblage containing dextral LT shear bands (C') with a greenschist facies mineral assemblage (actinolite-chlorite), from the Duvan Fault. (c) Photomicrograph of LT orthomylonite with hornblende porphyroclasts (Duvan Fault). Note hornblende grains with bookshelf structure indicative of dextral shearing. (d) Reorientation of small intrusive veinlets parallel to amphibolite-facies  $S_2$  which suggests syn-emplacement normal shearing along the roof contact of a NNW-dipping injection; photograph from the intersection of domains 2 & 8. (e) Asymmetric boudinage of marginal injections parallel to NNW-dipping  $S_2$  foliations from the northeastern contact of the LaReine pluton, indicating a normal shear sense. (f) Photomicrograph from the eastern margin of the LaReine pluton exhibiting dextral LT ultramylonite defined by asymmetric pressure shadows (stair step) around a microcline porphyroclast in the lower part. In the upper part, a dextral movement is also indicated by S-C structures where muscovite-bearing S planes are

oblique to small quartz veins parallel to C planes. (g) Photomicrograph from the core of the LaReine tonalite displaying a magmatic fabric defined by alignment of euhedral twinned plagioclase crystals, surrounded by interstitial or equidimensional aggregates of anhedral quartz. (h) Photomicrograph from the northern inner rim of the LaReine pluton showing HT solid-state mylonitic foliation defined by biotite folia surrounded by well-recrystallized polygonal quartz aggregates forming centimetre-scale bands. This HT foliation developed parallel to the euhedral plagioclase crystal orientation. Also note thin LT shears with smaller quartz and chlorite grains along the biotite margins..... 116

Figure 20. Distribution of magmatic, HT and LT solid-state mylonitic  $D_2$  structures within the LaReine pluton. All lower hemisphere projection, equal area stereograms. Unspecified labels as on Figs. 17 & 18. .... 120

Figure 21. Field observations from pluton contacts and their marginal injections. (a) Shallowly-dipping granodioritic injection cutting  $S_2$  at a low-angle along the northern contact of the Palmarolle pluton. (b) Basaltic pillow rims filled by centimetre-wide granodioritic injections (Duvan Fault, northeastern contact of LaReine pluton). (c) Spindle-shaped granodioritic injection showing no internal deformation, suggestive of a passive filling of a small-scale releasing bend within the dextral strike-slip Rivière Duparquet Fault. (d) Dextral NNW-trending shear bands in the Macamic Fault that outline asymmetric boudinage of a granitoid injection parallel to  $S_2$ . (e) Tonalitic magma filling an irregular network of fractures

in coarse-grained hornfelsed basalts, from the east contact in the southeastern part of the Lake Abitibi pluton. In the lower part, metre-scale enclaves floating in the tonalite are evidence for stoping. Note slight body rotation and translation of enclaves. (f) Close-up from (e) showing highly foliated amphibolite enclaves, without any evidence of younger internal straining. (g) Incremental emplacement of marginal injections during  $D_2$  event, that occur parallel to  $S_2$  (e.g., sills) and in fractures orthogonal to  $S_2$  (e.g., dykes). Early dyke- and sill-like injections are folded and boudinaged respectively, whereas younger ones are rectilinear and cross-cut  $S_2$  foliation. (h) Close-up from (g) showing that the early dyke, which cross-cuts the  $S_2$  foliation, and the injection parallel to  $S_2$  have been respectively folded and boudinaged, both in molten state..... 125

Figure 22. Estimated average temperatures and pressures for the study area. Igneous crystallization pressures were obtained from thin sections of the Lake Abitibi and Palmarolle plutons respectively, which have the required full mineral assemblages for the Al-in-hornblende geobarometer of Schmidt (1992). Pressure estimates were determined from microprobe analysis of the rims of amphibole grains showing textural equilibrium (i.e. polygonal grains) and very little compositional zonation. Country rock pressures are based on the Na content on the M4 site of these calcic-amphiboles (Brown 1977). Metamorphic temperatures were estimated from the Ti content of amphiboles using the experimental calibration of Spear (1981) at 1 and 3 kbar reported by Schumacher *et al.* (1990, Fig. 10.9). Pressure and temperature were determined on several sites numbered from 1 to 16, for which



only the average of several estimated value has been indicated on the figure. The following list gives, for each site, the average and standard deviation (as well as the number of determinations) ( $P_I$ : Igneous pressure,  $P_M$ : Metamorphic pressure):

- 1)  $P_I$ : 3,5-0,5 (14); 2)  $P_I$ : 1,8-0,2 (9); 3)  $P_I$ : 2,4-0,4 (24); 4)  $P_I$ : 2,2-0,3 (9); 5)  $P_I$ : 2,4-0,8 (23)  
 6)  $P_M$ : 2,3-0,3 (9), T: 646-9 (9); 7)  $P_M$ : 2,0-0,2 (3), T: 640-5 (5),  
 8)  $P_M$ : 2,7-0,3 (8), T: 624-20 (5), T: 620-17 (8), T: 663-6 (3)  
 9)  $P_M$ : 3,1-0,4 (6), T: 625-22 (8); 10)  $P_M$ : 2,6-0,5 (9), T: 596-15 (7);  
 11)  $P_M$ : 2,4-0,1 (4), T: 549-6 (5); 12)  $P_M$ : 2,6-0,1 (6), T: 696-16 (7), T: 649-9 (7),  
 13)  $P_M$ : 2,5-0,5 (6), T: 670-15 (10), T: 663-18 (13); 14)  $P_M$ : 2,5-0,2 (4), T: <540-0 (10)  
 15)  $P_M$ : 3,8-0,7 (6), T: 617-15 (11); 16)  $P_M$ : 3,1-0,4 (2), T: 610-15 (2)..... 130

Figure 23. Conceptual model of the  $D_2$  structural and plutonic evolution in the Lake Abitibi area. (a) Structural geometry and evolution of  $D_2$  structures in the Lake Abitibi area: 1) Structural geometry of the extensional transfer zone and adjacent strike-to oblique-slip  $D_2$  faults, 2) Schematic map view showing the creation of a local transtensional jog in respect to theoretical stress orientations when an isotropic medium is deformed along two right-stepping dextral faults in a transpressional situation (modified from Rodgers 1980 and Segall & Pollard 1980). (b) Possible sequence of faulting and plutonism in the easternmost part of the Lake Abitibi area: 1) Inferred pre- $D_2$  map pattern and structural geometry of the Poularies pluton, Hunter Mine Group and Lake Abitibi Anticline after the  $D_1$  event, 2) Structural development of NNW-trending  $D_2$  faults and initial flow of magma during emplacement spreading toward

the southeast around 2696 Ma, 3) Continuous development of the linked  $D_2$  fault system towards the southwest and final emplacement of many plutons around 2690 Ma, 4) After cooling of plutons, dextral-oblique movements still occurred along NNW-trending faults whereas NNW-dipping faults exhibit both normal and reverse movements. Further southeastwards propagation of the Macamic Fault produced a clockwise reorientation of low-angle  $D_1$  thrusts along the Chicobi Domain and a dextral offset of the northeasternmost part of the Poularies pluton. Dashed lines and arrows in plutons correspond to magmatic foliations and magma flow direction respectively. In stages 1-2-3,  $D_1$  thrusts have not been traced up to the Macamic Fault to simplify drawing of the sketch. (c) Three possible models of pluton emplacement within favorable sites along the  $D_2$  fault system: 1) Schematic NW-trending elongated map-pattern of plutons emplaced along a releasing bend of a dextral strike-slip fault, 2) Schematic NW-trending elongated map-pattern of plutons emplaced along a fault termination of a dextral strike-slip fault after the model of Hutton (1988) and Ferré *et al.* (1995), 3) Schematic ENE-trending elliptical map-pattern of plutons emplaced within an extensional transfer zone between dextral strike-slip faults. Note that a NNW-trending vertical section across the transfer zone will show the same structural geometry as the map view in model 1. .... 134

CHAPITRE IV. STRUCTURAL GEOMETRY OF LATE ARCHAEOAN SUPRACRUSTAL ASSEMBLAGES AND SYNOROGENIC PLUTONS IN THE SOUTH-CENTRAL ABITIBI GREENSTONE BELT: AN INTEGRATION OF FIELD, GRAVITY AND SEISMIC DATA. (Figures 24 à 32)

Figure 24. Location of the study area in (a) the Superior Province and (b) the Abitibi Greenstone Belt (AGB) and neighbouring subprovinces in the Superior Province (modified from MERQ-OGS, 1983; Hocq, 1990; Chown et al., 1992) ..... 160

Figure 25. Regional geology and structure of the central-western AGB (modified from MERQ-OGS, 1983; Smith and Sutcliffe, 1988; Jackson et al., 1994; Lacroix, 1995).. 163

Figure 26. Detailed geology and structure of the easternmost Lake Abitibi area (modified from Lacroix, 1995): (a) Lithological and structural units. (b) Lower hemisphere projection, equal area stereograms of  $D_2$  fabrics in three structural domains: 1-Macamic Fault, 2-NNW-trending faults, 3-NNW-dipping faults. Planar (a) and linear (b) fabrics distinguished on domains 2 & 3. .... 167

Figure 27. Bouguer anomaly contour map of the Lake Abitibi area (contour interval is 2.5 mGal). This map was produced from more than 1100 gravity stations, which were collected with a station spacing of 0.5 km along most roads, lake shores and islands with an accuracy of

about 0.5 mGal by the Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (Keating, 1984).

The data were levelled with the gravimetric grid of the Geological Society of Canada and the resulting maps of the Bouguer anomaly were published early on 1:50 000 scale sheets.

Location of gravity profiles identified by A-A', B-B', C-C' and D-D'. ..... 171

Figure 28. Bouguer gravity anomaly (observed) and modeling with corresponding (calculated) anomaly along four profiles (A-A', B-B', C-C', D-D'). Modeling of gravity data, using GM-SYS (a PC-based program of Northwest Geophysical Associates 1993), was done by iteratively improved inversion of density and shape of bodies constrained by field geology and structures. Location of profiles on Figures 26 and 27. Average calculated gravity densities in  $\text{g/cm}^3$  used in modeling (with numbers of samples): (1) Volcanosedimentary units: CD-2.83 (8), HMG-2.74 (7), KIG-2.90 (average value of 39 samples taken from Laverdure, 1983 and Deschamps et al., 1996), SND-2.90 (average value of 19 samples from Antonuk and Mareschal, 1993) and SRG-3.00 (40). (2) Plutons: LAP-2.75 (27), LRP-2.72 (13), PAP and COP-2.70 (17), POP-Poularies diorite and related gabbros-2.95 (22). A density of  $2.90 \text{ g/cm}^3$  has been used on profile A-A' for the basalt-rhyolite domain wedged between the Chicobi Domain and the Macamic Fault, since it is mainly composed of basalt in this area. The average error in the fit between observed and calculated gravity anomalies is generally less than 0.5 mGal. A structural interpretation combining field and gravity data is presented on each profile. All patterns and abbreviations as on Figures 25 and 26. .... 172

Figure 29. Lithoprobe seismic reflection profiles 25 (a) and 27 (b) with their respective interpretations (c and d) in the south-central AGB. Location of seismic profiles on Figure 25. Only the upper 9 sec. of each profile is shown. Unspecified patterns and abbreviations as on Figures 25 and 26. .... 178

Figure 30. Line drawings of reflections in Lithoprobe seismic profiles 25, 28 and 54 forming a composite transect across the central and northern AGB. Location of seismic line 28 and southernmost line 54 on Figure 24b. .... 185

Figure 31. Conceptual models of  $D_1$  and  $D_2$  events in the Lake Abitibi area. (a) Structural geometry of  $D_1$  folds and thrust faults, and the extensional transfer zone with adjacent strike-to oblique-slip  $D_2$  faults. Numbers 1 to 5 correspond to the surficial location where the depth of specific lithological and structural units are deduced from gravity and seismic data: 1) Lyndhurst thrust Fault at a depth of 5 km from gravity profile D-D', 2-Reflectors B-B' and A-A' at depths of 5 (southward extrapolation) and 11 km respectively from seismic profile 25, 3-Reflectors B-B' and A-A' at depths of 8 and 15 km respectively from seismic profile 25, 4-Lyndhurst thrust Fault (down-dip extrapolation) at a depth of 10 km from gravity profile A-A', 5-Manneville thrust Fault along the floor of the Kinojevis Group at a minimum depth of 5 km from Keating (1992, Figure 6). (b) Southward-propagating  $D_1$  thrust model and later  $D_2$  event in the south-central AGB: 1-After the development of the North-Chicobi thrust fault, a southward thrust tip steepens above the Kinojevis Group to create the Lyndhurst thrust ramp

and the overlying Lake Abitibi Anticline. 2-A thrust fault eventually develops beneath the Kinojevis Group, joins with the Manneville thrust Fault and induces the formation of the Lyndhurst backthrust along the frontal limb of the Lake Abitibi Anticline, which created a triangle zone with the Lyndhurst thrust fault and an out of syncline thrust geometry further south on both sides of the Abijevis Syncline, 3-During  $D_1$  thrust propagation south of the study area, an interlinked system of strike-slip and extensional  $D_2$  faults develops at least from 2696 to 2690 Ma in the Lake Abitibi area and favored the emplacement of voluminous syntectonic plutons. Other syntectonic plutons were probably emplaced parallel to inferred extensional  $D_2$  faults beneath the AGB. Active and future propagation of  $D_1$  thrust faults indicated with arrows and dotted lines respectively..... 186

Figure 32. Block diagrams of the easternmost Lake Abitibi area showing the three dimensional geometry of late plutons and volcano-sedimentary units with respect to  $D_1$  and  $D_2$  structures. All patterns and abbreviations as on Figures 25 & 26. See text for discussions.

.....190

CHAPITRE V. GÉOMÉTRIE ET ÉVOLUTION STRUCTURALE DE LA CEINTURE DE  
ROCHES VERTES DE L'ABITIBI (Figures 33 à 46)

Figure 33. Failles  $D_1$  précoces à pendage faible à modéré vers le nord documentées jusqu'à présent dans la CVA au Québec (modifiée de Hocq et Verpaelst 1994 & Daigneault 1996).

.....220

Figure 34. Éléments structuraux au contact entre les ceintures d'Abitibi et d'Opatica, au nord-ouest de Matagami: a) Projections stéréographiques équiaires pour les domaines 1 à 5, 2-Carte géologique et structurale avec limites des domaines structuraux, c) Coupes structurales A-A' et B-B' (Plutons: B1-Bordier B1, B2-Bordier B2, B3-Bordier B3, J-Jérémie, T-Turgeon; Unités lithostratigraphiques: DM-Domaine Manthet, GM-Groupe de Matagami, DB-Domaine de Brouillan; SPO: Sousprovince d'Opatica; Failles: FD-Faille Détour, FG-Faille Grasset, FJ-Faille Jérémie, FM-Faille Manthet, FS-Faille Subercase). .... 221

Figure 35. Section composite des profils sismiques Lithoprobe #25, 28 et 48: a) Tracé des principaux réflecteurs sismiques, b) Extrapolation et interprétation en profondeur de la trace des principales failles de chevauchement  $D_1$  précoces le long des différents profils. ... 226

Figure 36. Géométries structurales formées par des failles de chevauchement: a) Développement successif de plis au dessus d'un essaim de failles listriques formant un



éventail d'imbrication en profondeur (modifié de Mitra 1990), b) Imbrications à faible pendage limitées entre des chevauchements basal et sommital en forme de duplex, c) Remontée d'un bloc à l'aide de chevauchements à double vergence, soient une rampe frontale et un rétro-chevauchement ("Pop-up"), d) Zone triangulaire formée par une rampe frontale et un rétro-chevauchement (b-c-d: tiré de Butler 1983)..... 229

Figure 37. Failles  $D_1$  principales et zones triangulaires documentées dans la CVA au Québec (modifiée de Hocq et Verpaelst 1994 & Daigneault 1996)..... 238

Figure 38. Diagramme schématique du tracé des principaux réflecteurs sismiques le long des sections Lithoprobe #12, 12A, 14, 14A et 14B dans la région de Rouyn-Noranda (voir la localisation des sections à la Figure 3). GBR: Groupe de Blake River, SPP: Sousprovince du Pontiac, FPD: Faille Porcupine-Destor, FLC-Faille Larder-lake Cadillac, FMM: Faille Misema-Mist, FML: Faille Mulven. Réflecteurs identifiées par les lettres A à P..... 240

Figure 39. Zones triangulaires documentées dans la partie ouest de la CVA au Québec (voir leurs localisations à la Figure 37): a) Profil structural de la zone de Faille de Casa-Berardi (tiré de Théberge 1997), b) Profil de la zone de Faille de Lyndhurst située dans la partie gauche du modèle gravimétrique (reproduit à partir de la Figure 28), c) Profil structural de la zone des failles Manneville et Porcupine-Destor (tiré de Goutier 1997), d) Localisation et projections stéréographiques équaires (hémisphère inférieur) des différents éléments structuraux dans la

zone de Faille Dalembert, le long de la route Dalembert. .... 244

Figure 40. Patrons géométriques formés par les failles de chevauchement au cours de l'épisode structural D<sub>1</sub> tardif: a) Zone triangulaire, b) Chevauchements hors-synforme, c) Alternance de a & b. .... 247

Figure 41. Diagrammes simplifiées montrant comment la résistance au cisaillement ou à la propagation peut conduire au développement de différentes structures (Coward 1988) 250

Figure 42. Failles D1 tardives documentées dans la CVA au Québec (modifiée de Hocq et Verpaelst 1994 & Daigneault 1996). .... 253

Figure 43. a) Carte géologique du secteur de Matagami (modifié de Piché et al. 1990), b) Tracé des principaux réflecteurs sismiques le long de la section 29-3 et interprétation géologique et structurale (modifiée d'Adam et al. 1992). .... 256

Figure 44. Carte géologique et projections stéréographiques équiaires (sur l'hémisphère inférieur) des différents éléments structuraux associés aux plutons de Rousseau et de Boivin, et aux failles Boivin et Fenouillet. .... 257

Figure 45. Failles de décrochement et associées actives au cours de l'épisode structural  $D_2$  dans la CVA au Québec (modifiée de Hocq et Verpaelst 1994 & Daigneault 1996). ... 263

Figure 46. Développement progressif des linéations d'étirement lors d'une déformation dominée par le cisaillement simple ou la transpression avec différents niveaux de déformation (modifié de Tikoff et Greene 1997, Figures 1 et 6)..... 266

## CHAPITRE VI. ÉVOLUTION TECTONIQUE DE LA CEINTURE DE ROCHES VERTES DE L'ABITIBI (Figures 47 à 53)

Figure 47. Représentation schématique comparative des styles structuraux des différents épisodes de déformation. Les flèches représentent l'orientation de la contrainte principale régionale dans chaque cas. .... 295

Figure 48. a) Développement d'un prisme de chevauchement dans la ceinture de l'Opatoca sous la CVA pour produire une structure en crocodile. b-c) Modèle de chevauchement : c) Imbrications  $D_2$  précoces de la ceinture de l'Opatoca le long de chevauchements à vergence SSE. Les imbrications dans l'Opatoca sont entraînées sous la partie nord de la CVA pour former un synclinal entre des chevauchements synthétiques et antithétiques. Les lignes pointillées illustrent un prisme de chevauchement se développant vers le sud. c) Les imbrications formant un synclinal dans la partie nord de la CVA sont redressées au dessus

d'imbrications plus jeunes développées dans la croûte médiane avec une propagation vers le sud. Séquence de chevauchement indiquée par les chiffres 1 à 5 (Modèle tiré et traduit de Sawyer and Benn 1993). ..... 297

Figure 49. Plans de cisaillement conjugués potentiels et combinaisons possibles de prismes tectoniques (tiré de Martinez-Torres et al. 1994). ..... 300

Figure 50. Évolution cinématique d'un prisme double jusqu'à la délamination dans les parties supérieure (d) et inférieure (e). La partie centrale en gris est interprétée comme une zone d'accumulation de la déformation par des cisaillements dans les niveaux incompétents (tiré de Martinez-Torres et al. 1994). ..... 300

Figure 51. Modèles utilisés pour expliquer le patron de réflectivité sismique dans les ceintures orogéniques (tiré de Quinlan et al. 1993): a) Les chevauchements associés à la subduction produisent un bras du patron sismique, b) Le second bras du patron sismique est produit lors du détachement de la croûte subducté, c-d) Chevauchements à double vergence formés à deux stages de raccourcissement dans des niveaux de sable déformés lors du déplacement de la base (Malavielle 1984). Nos 1 à 6: séquence de développement progressif des chevauchements, e) Interprétation tectonique du modèle analogique (c-d) en terme de détachement et subduction. .... 302

Figure 52. Modèle d'évolution en trois phases illustrant une transition de la subduction à la collision de Beaumont et al. (1996). Une plaque est fixe par rapport au déplacement relatif de l'autre qui est indiqué par les flèches grises. Durant la phase 1, la flottabilité est suffisante pour permettre la subduction entière d'une plaque sous l'autre. au cours de la phase 2, la flottabilité augmente à cause du bris de la plaque subducté ou de la plus grande proportion de lithosphère continentale subducté, et éventuellement la déformation à double vergence commence. Durant la phase 3, le détachement complet de la plaque subducté conduit au développement accentué de rétro-chevauchement. .... 304

Figure 53. Diagramme schématique de la subduction oblique, l'imbrication et l'émergence. La déformation dans la partie inférieure reflète des contraintes obliques caractérisées par des plis cylindriques, isoclinaux et en fourreau. Les linéations d'étirement sont subparallèles ou obliques aux axes de plis et à la ceinture orogénique. La déformation dans la partie inférieure de la plaque supérieure reflète le processus d'imbrication; les structures reflètent la direction d'émergence reliée à l'isostasie normale par rapport à l'orogène. Des structures disharmoniques sont formées dans la partie supérieure de la plaque supérieure pour accomoder la déformation plus profonde (Ellis et Watkinson 1987). .... 306

## ANNEXE 3 (Figures 3.1 à 3.5)

- Figure 3.1. Composition des amphiboles ignées dans les plutons du lac Abitibi et de Palmarolle (diagramme tiré de Deer, Howie and Zussman 1966)..... 422
- Figure 3.2. Composition des amphiboles métamorphiques dans les roches encaissantes des plutons syntectoniques (diagramme tiré de Leake 1978)..... 426
- Figure 3.3. Comparaison de la composition des amphiboles métamorphiques avec celles de basse, moyenne et haute pression des schistes du Vermont (diagramme tiré de Laird and Albee 1981)..... 428
- Figure 3.4. Géothermomètre expérimental plagioclase-hornblende (tiré de Plyusnina 1982). Les cercles et lignes pointillées représentent la zonation documentée dans les chistes mafiques des Appalaches du Vermont (Laird 1980). Le carré gris correspond aux conditions estimées pour la lame DU3..... 430
- Figure 3.5. Diagramme du contenu en Ti dans la hornblende (formule de cations par 23 O) par rapport à la température (tiré de Schumacher et al. 1990). Les lignes pleine (avec ronds) et pointillée (avec carrés) représentent respectivement les données expérimentales de Spear

(1981) pour 1 et 3 kbars. Les lignes pointillées avec les longs traits espacés correspondent aux contenus minimum et maximum en Ti de Raase (1974).....	444
---	-----

## ANNEXES

ANNEXE 1. DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE DES LAMES MINCES ANALYSÉES À LA MICROSONDE.....	346
ANNEXE 2. RÉSULTATS D'ANALYSES À LA MICROSONDE ÉLECTRONIQUE	362
2.1 Procédure analytique.....	363
2.2 Références .....	418
ANNEXE 3. ANALYSE DES CONDITIONS DE PRESSION ET DE TEMPÉRATURE DANS LES PLUTONS ET LES AURÉOLES MÉTAMORPHIQUES .....	419
3.1 Analyse géobarométrique .....	421
3.11 Les pressions de cristallisation ignée dans les plutons.....	421
3.12 Les pressions métamorphiques dans les amphibolites encaissantes.....	426
3.2 Analyse géothermométrique (de l'auréole métamorphique).....	433
3.3 Références .....	450

CHAPITRE I  
INTRODUCTION



## 1.1 Problématique

### 1.1.1 Evolution tectonique, structurale et plutonique des ceintures de roches vertes archéennes

Il est généralement accepté que la majeure partie de la déformation actuelle de la croûte terrestre résulte de l'interaction entre des plaques tectoniques relativement rigides dans le cadre d'un processus dynamique, communément nommé la tectonique des plaques, opérant sur la Terre depuis au moins le début du Phanérozoïque. Dans ce contexte, le déplacement relatif des plaques détermine largement l'orientation et l'intensité des contraintes appliquées à leurs bordures, et donc le style structural de ces régions. Par exemple, les principales chaînes de montagnes actuelles et ceintures orogéniques d'âge Phanérozoïque formées dans un contexte de convergence impliquant la subduction, l'obduction ou la collision entre des plaques tectoniques, sont caractérisées par la présence de failles majeures de chevauchement. Les failles de chevauchement sont des failles inverses caractérisées par un pendage faible ( $<45^\circ$ ), qui leur permet d'accommoder le raccourcissement horizontal et l'épaississement considérables subis par l'écorce terrestre dans ces zones de plaques convergentes. Ces failles sont donc l'expression d'une tectonique dite tangentielle ou horizontale, car celles-ci se développent dans un plan subparallèle à la surface du globe. Il n'est donc pas surprenant qu'elles aient été développées dans la plupart des grandes chaînes de montagnes, telles les Appalaches (Rodgers 1990), les Himalayas (Coward et Butler 1985, Mattauer 1986), les

Alpes (Dewey et al. 1973; Boyer et Elliot 1982) et les Rocheuses (Price 1981, Brown et al. 1992), ainsi que dans les complexes d'accrétion (Suppe 1987, Bally et Oldow 1986).

Une convergence purement orthogonale entre deux plaques représentant l'exception plutôt que la norme, la situation plus générale soit une convergence oblique est typiquement accommodée par le développement de failles majeures de décrochement (Woodcock 1986). Les failles de décrochement possèdent des pendages généralement abrupts ou subverticaux, et sont caractérisées par une direction de mouvement horizontale et parallèle au plan de la faille (Sylvester 1988). Les failles de décrochement de San Andreas en Californie et Alpine en Nouvelle-Zélande illustre deux exemples de failles transformantes situées aux contacts de plaques subissant un mouvement relatif de translation. D'autres failles de décrochement peuvent aussi être formées à proximité mais à l'intérieur d'une plaque située au dessus d'une zone de subduction, telles que la Ligne Médiane Tectonique au Japon ou le système de failles Denali en Alaska. Finalement, de grands réseaux de failles continentales intraplaques peuvent aussi exprimer une tectonique d'extrusion latérale comme dans la zone de collision entre les blocs de l'Asie et de l'Inde (Molnar et Tapponier 1975, Tapponier et al. 1982).

L'architecture des ceintures orogéniques d'âge Phanérozoïque est aussi caractérisée par la présence de plutons granitoïdes occupant de larges superficies et pouvant former des corps de dimension batholitique, comme dans la Cordillère dans l'ouest des deux Amériques. Au niveau tectonique, la formation et l'emplacement de tels plutons orogéniques diminuent la

densité de la croûte sujette à être subductée, ce qui contribue donc à la formation d'une croûte continentale ayant la composition moyenne d'une granodiorite (Taylor et McLennan 1985). L'emplacement variable dans le temps de ces plutons par rapport à la déformation a entraîné la distinction de familles pré-orogéniques, syn-orogéniques et post-orogéniques. Même si leurs sites d'emplacement et styles structuraux à l'intérieur des ceintures orogéniques sont très variés, il devient de plus en plus évident que plusieurs plutons semblent avoir utilisé des failles comme conduits d'ascension et sites d'emplacement. Ainsi, des plutons se sont mis en place le long de failles de chevauchement ou inverses dans la ceinture de Lachlan en Australie (Paterson et al. 1990), dans la partie nord du Complexe plutonique côtier au Canada et en Alaska (Crawford et Crawford 1991; Hutton et Ingram 1992), dans la Cordillère nord-américaine du sud-ouest des Etats-Unis (Karlstrom et al. 1993) et dans le Massif central en France (Feybesse et al. 1995). D'autres auteurs ont décrits des plutons mis en place le long de failles d'extension au Groenland (Hutton et al. 1990) et dans les Andes (Grocott et al. 1994). A cause de leurs attitudes abruptes et de leurs extensions profondes à l'intérieur de la croûte (Sibson 1983), les failles de décrochement et les zones de transpression d'âge Phanérozoïque semblent particulièrement propices pour faciliter l'ascension de magma à l'intérieur de la croûte (D'Lemos et al. 1992; Hutton et Reavy 1992), et permettre la mise en place de plutons dans différents sites structuraux spécifiques près de la surface tels les fractures de tension (Tobisch et Cruden 1995), les domaines d'extension (Hutton 1982, Guineberteau et al. 1987, Morand 1990, Schmidt et al. 1990), les terminaisons des failles (Hutton 1988, Ferré et al. 1995) et les cisaillements de type P (Tikoff et Teyssier 1992).

En résumé, l'évolution et la géométrie structurale des ceintures orogéniques actuelles d'âge Phanérozoïque reflètent les processus structuraux et plutoniques ayant cours aux bordures des plaques tectoniques convergentes. Bien que la comparaison des processus géologiques archéens et actuels soit discutée depuis plusieurs décennies (Myers et Kroner 1994, MacGregor 1951, Goodwin 1981, Windley 1984), les opinions demeurent partagées sur l'existence d'une tectonique de plaque archéenne semblable à celle observée aujourd'hui (Burke 1995; Hamilton 1995). L'ère archéenne représente plus du tiers de l'histoire géologique terrestre puisqu'elle inclut les roches datées entre plus de 3900 et 2500 millions d'années (Ma) avant aujourd'hui. Bien que Taylor et McLennan (1985) aient calculé qu'environ la moitié de la croûte continentale actuelle avait déjà été formée autour de 2500 Ma, les roches archéennes ne couvrent qu'environ 20% de la surface actuelle des continents dont elles forment le noyau cratonique. Les manifestations des processus tectoniques initiaux de la Terre sont donc conservées dans ces cratons archéens qui représentent les vestiges des orogènes plus vieux que 2500 Ma. A l'intérieur de ceux-ci, les ceintures de roches vertes archéennes correspondent à des assemblages volcano-sédimentaires au faciès métamorphique schiste vert à amphibolite envahies par de nombreux plutons, qui témoignent plus spécifiquement des processus actifs dans la partie supérieure de la croûte terrestre à cette époque.

Les travaux cartographiques initiaux ont révélé que les patrons structuraux de ces ceintures étaient dominés par des structures planaires et linéaires à fort pendage, qui adoptaient un patron curviligne autour des massifs plutoniques de forme ovale à arrondie

(MacGregor 1951). La montée diapirique de plutons à l'état magmatique (Anhaeusser 1975, 1984; Glickson 1979) ou solide (Drury 1977, Gee 1979, Ramberg 1980, Hickman 1984) a été initialement avancée pour expliquer ces traits structuraux, ainsi que l'alternance d'anticlinaux en forme de dômes centrés sur des plutons (Dimroth et al. 1986) et de synclinaux dans les séquences volcaniques qui auraient plutôt été le site d'une subsidence (Mareschal et West 1980). Les rares structures à faible pendage connues à cette époque étaient aussi reliées à la montée diapirique des plutons (Gorman et al. 1978). Ainsi, le fort contraste de densité entre les plutons et les roches basaltiques était considéré comme le moteur d'une tectonique archéenne dite verticale (ou gravitationnelle), ce qui contrastait avec la tectonique horizontale associée avec le déplacement relatif de plaques tel qu'observé actuellement. Les ceintures de roches vertes étaient surtout interprétées comme des rifts intra-continentaux qui se seraient développées dans des socles représentés par les terrains gneissiques avoisinants, avant d'être envahies par de nombreux plutons diapiriques lors d'un épisode orogénique dominé par des structures verticales (Goodwin 1977; Baragar et McGlynn 1976).

Au cours des années 1980, il a été réalisé que le diapirisme représentait un processus d'échange de chaleur autant qu'un processus gravitationnel et nécessitait donc une différence importante de ductilité entre les diapirs et la croûte qu'ils traversent (Marsh 1982). Depuis, le diapirisme est considéré comme un processus efficace de transport de magma uniquement dans la croûte inférieure (catazone) et non pas aux niveaux de l'épizone et de la mésozone (Paterson et al. 1992), tel que le sont la plupart des ceintures de roches vertes. Plusieurs

modèles théoriques ont aussi montré que les contraintes aux contacts de diapirs devraient être 4 ou 5 fois supérieurs à ceux mesurés sur des objets déformés à ces endroits (Cruden 1988). De plus, Schwertdner (1990) a démontré que certains patrons structuraux autour de corps plutoniques (ex.: les concentrations points de linéations) ne pouvaient être expliqués par le diapirisme. Finalement, l'absence de contamination sialique des volcanites (Dupré et Arndt 1990) et l'âge contemporain de plusieurs ceintures de roches vertes et complexes gneissiques (Stott et Corfu 1991) a suscité un certain abandon du modèle tectonique des rifts intra-continentaux (Kroner 1985), même si certains terrains gneissiques représentent de la croûte sialique plus vieille que quelques ceintures de roches vertes (Compston et Kroner 1988, Myers 1988).

Au cours de la même période, plusieurs structures à pendage faible ou modéré ont été découvertes, telles les foliations régionales dans les ceintures plutoniques-gneissiques (Bridgewater et al. 1974) et les failles de chevauchement dans les ceintures de roches vertes de Wabigoon (Poulsen et al. 1980), de Selukwe (Stowe 1974), de Barberton (DeWit 1982) et dans la Province de Goldfields East (Archibald et al. 1978). Le faible pendage de ces structures et la reconnaissance récente de réflecteurs sismiques subhorizontaux entre 10 et 30 km de profondeur sous les ceintures de roches vertes archéennes (Green et al. 1990; Durrheim et al. 1992) ont favorisé de plus en plus l'application des modèles des ceintures de chevauchement phanérozoïques pour expliquer leurs évolutions structurales. La présence de failles de décrochement et de zones de transpression a été aussi documentée à l'intérieur des

ceintures archéennes (Hudleston et al. 1988; Osmani et Stott 1988, Barley et al. 1989). Ces observations structurales et géométriques supportent davantage des modèles tectoniques, où les ceintures de roches vertes se seraient développées au dessus de zones de subduction (Anhaeusser 1975; Langford et Morin 1976; Windley 1981). Les complexes de gneiss seraient alors interprétés comme des tonalites intraplaques insérées de façon magmatique ou tectonique sous les ceintures de roches vertes, pendant l'orogénie (Holland et Lambert 1975).

Même si les ceintures de roches vertes sont de plus en plus considérées comme les équivalents archéens des ceintures orogéniques phanérozoïques (deWit et Ashwal 1986), de nombreuses questions subsistent à propos de leurs évolutions et géométries structurales. Quelle est l'importance relative des failles à faible et fort pendage? Quelles sont leurs extensions latérales et verticales respectives, et quelles sont les relations géométriques et chronologiques entre ces deux types de failles? Quelles sont les relations respectives des failles à faible et fort pendage avec les réflecteurs sismiques subhorizontaux? Si les plutons ne correspondent pas à des diapirs, comment se sont-ils alors mis en place et quels sont leurs influences et rôles dans l'évolution structurale des ceintures volcano-sédimentaires archéennes? Quelles sont les relations entre ces plutons et les réflecteurs sismiques profonds?

Toutes ces questions indiquent une méconnaissance de l'architecture des ceintures de roches vertes archéennes, qui limite la compréhension des phénomènes structuraux et plutoniques et donc de l'évolution et du contexte tectoniques dans lesquels celles-ci ont été

formées. Ceci est compréhensible compte tenu que la plupart de celles-ci ne correspondent qu'à de petites ceintures d'une dizaine de kilomètres de largeur isolées dans une mer de granitoïdes. De plus, la plupart de ces vieilles ceintures orogéniques ont subi une érosion prononcée et correspondent aujourd'hui à des pénéplaines sans relief structural important qui contrastent avec les chaînes de montagnes des ceintures orogéniques phanérozoïques. Par conséquent, l'ampleur des différents styles et phénomènes structuraux observés en surface est faiblement connu dans la troisième dimension, c'est-à-dire en profondeur.

Les études tectoniques et structurales traitent de problématiques différentes quoique complémentaires, soient a) comment les ceintures de roches vertes se sont formées au cours du temps, et b) comment les ceintures de roches vertes ont été déformées lors des épisodes orogéniques. Cette thèse traitera surtout de la seconde problématique, tout en ayant une incidence sur la première, puisque l'étude de l'évolution et de la géométrie structurale des ceintures orogéniques représente un outil intéressant pour préciser leurs contextes tectoniques. Cette étude vise donc à documenter l'architecture de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (CVA), une des plus vastes et plus jeunes ceintures volcano-sédimentaires archéennes. Cet objectif rejoint une des principales recommandations d'une conférence NUNA portant sur le potentiel aurifère des ceintures de roches vertes (Robert et al. 1990), qui suggérait d'améliorer la connaissance du rôle des failles et des plutons sur l'architecture et la géométrie profonde des ceintures de roches vertes archéennes.



### 1.1.2 La ceinture de roches vertes de l'Abitibi

La ceinture volcano-sédimentaire de l'Abitibi (CVA) est située dans la partie sud-est de la Province du Supérieur, où elle est tronquée à l'est et à l'ouest respectivement par les structures d'âge Protérozoïque du Kapuskasing et du Grenville (Figure 1). La Province du Supérieur a été subdivisée en plusieurs sous-provinces de type volcanosédimentaire et plutonique, métasédimentaire et gneissique à haut grade métamorphique, dont l'évolution tectonique a été interprétée par plusieurs auteurs (Langford et Morin 1976, Dimroth et al. 1983a, Williams 1990, Card 1990, Jackson et al. 1994) dans un contexte d'accrétion impliquant une subduction à pendage vers le nord (Figure 2).

Dans le cadre de cette étude, l'utilisation du terme "CVA" sera privilégiée étant donné que les limites de la sous-province de l'Abitibi varient selon les interprétations. Selon MERQ-OGS (1983) et Hocq (1990), la sous-province de l'Abitibi représente uniquement la CVA, et n'inclut donc pas les terrains plutoniques-gneissiques situés plus au nord de part et d'autre de la ceinture de Frotet-Evans et appartenant à la sous-province de l'Opatica selon Sawyer et Benn (1993). Il est à noter que cette définition diffère de celle initiale de Card et Cieselski (1986) et Card (1990), selon laquelle la sous-province de l'Abitibi inclut ces terrains plutoniques-gneissiques et la ceinture de roches vertes de Frotet-Evans et s'étend donc vers le nord jusqu'aux sous-provinces de la Rivière Némiscau et d'Opinaca. Au sud, la CVA est délimitée par la sous-province du Pontiac au Québec alors qu'elle est couverte par les dépôts

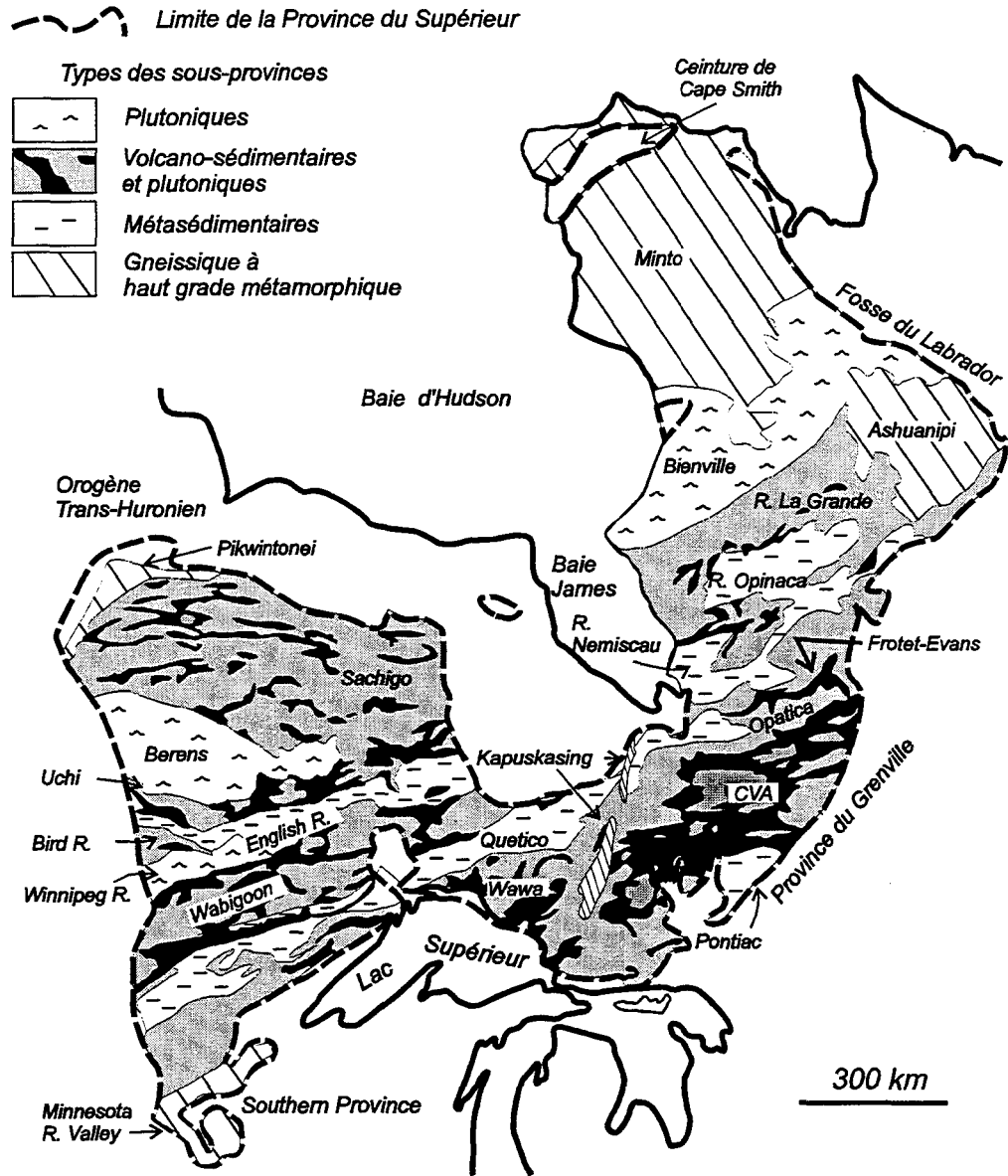


Figure 1. Subdivision de la Province du Supérieur (modifiée de Card 1990) et localisation de la ceinture volcano-sédimentaire de l'Abitibi (CVA).

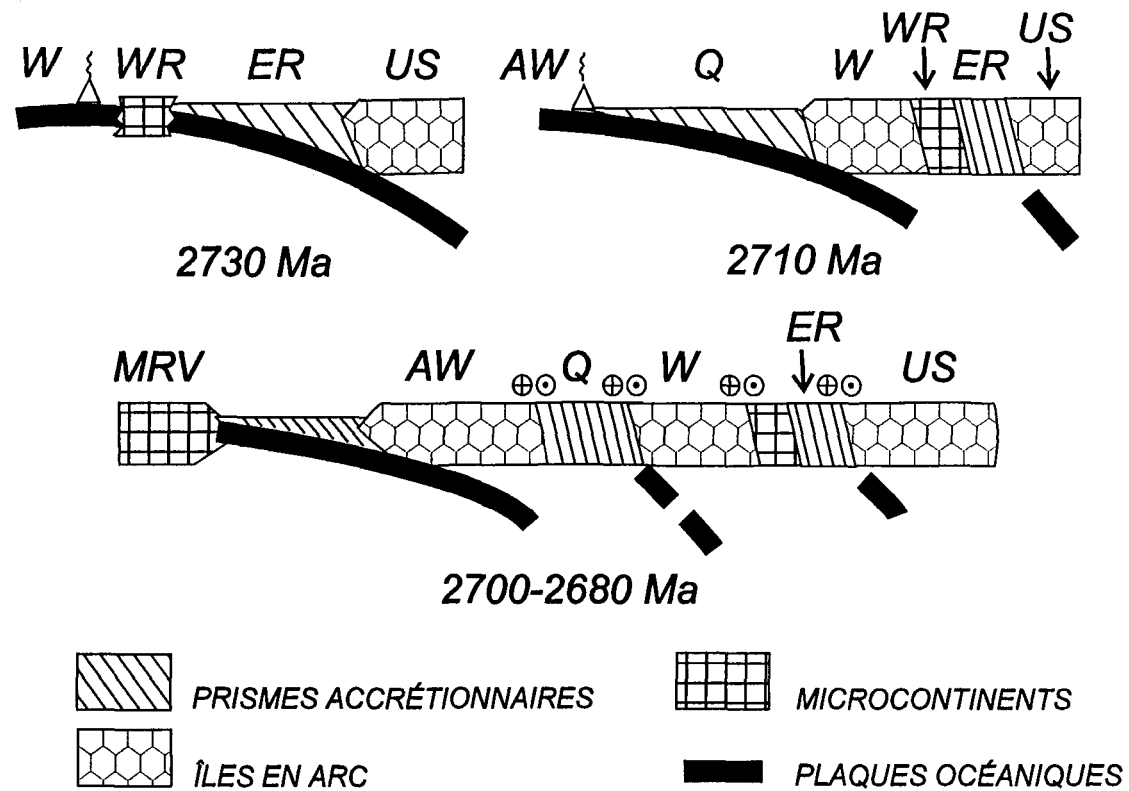


Figure 2. Évolution tectonique en section de la Province du Supérieur impliquant une accréation oblique vers le sud d'îles en arc, de prismes accréationnaires et de microcontinents (modifiée de Card 1990). AW-Abitibi-Wawa, ER-English River, MRV-Minnesota River Valley (Avant-pays), Q-Quetico, US-Uchi-Sachigo, W-Wabigoon, WR-Winnipeg River.

d'âge Protérozoïque du Cobalt en Ontario (Figure 3).

La sélection de cette ceinture est particulièrement appropriée dans le cadre de cette étude puisque celle-ci représente la plus grande ceinture continue de roches vertes dans le monde (Card 1990), soit environ 200 km par 500 km (Figure 3). De plus, son potentiel minéral élevé a suscité la réalisation de nombreux travaux d'exploration, de cartographie et d'études scientifiques, et elle représente donc une des ceintures de roches vertes les plus étudiées bien que la connaissance y soit inégalement répartie et surtout concentrée autour des districts miniers (Simard et al. 1990). Finalement, ce développement minier a entraîné la construction de nombreuses routes qui rendent l'accès aisé dans la plus grande partie de sa superficie.

Cette étude sera principalement concentrée sur la portion québécoise de la CVA, qui couvre approximativement les deux tiers de sa superficie globale (Figure 4). Selon Goodwin (1977), la CVA se compose d'environ 58% de roches volcaniques, 32% de roches plutoniques et de 10% de roches sédimentaires. La plupart des unités volcaniques et sédimentaires définissent de nombreuses bandes orientées essentiellement est-ouest qui peuvent avoir plusieurs kilomètres de largeur. Les différentes unités volcaniques sont principalement formées d'assemblages basaltiques, basaltiques à komatiitiques et basaltiques à rhyolitiques. Dans les assemblages volcaniques de composition basaltique à rhyolitique, les complexes volcaniques sont généralement espacés d'environ 50 à 70 km (Goodwin et Ridler 1970). Les

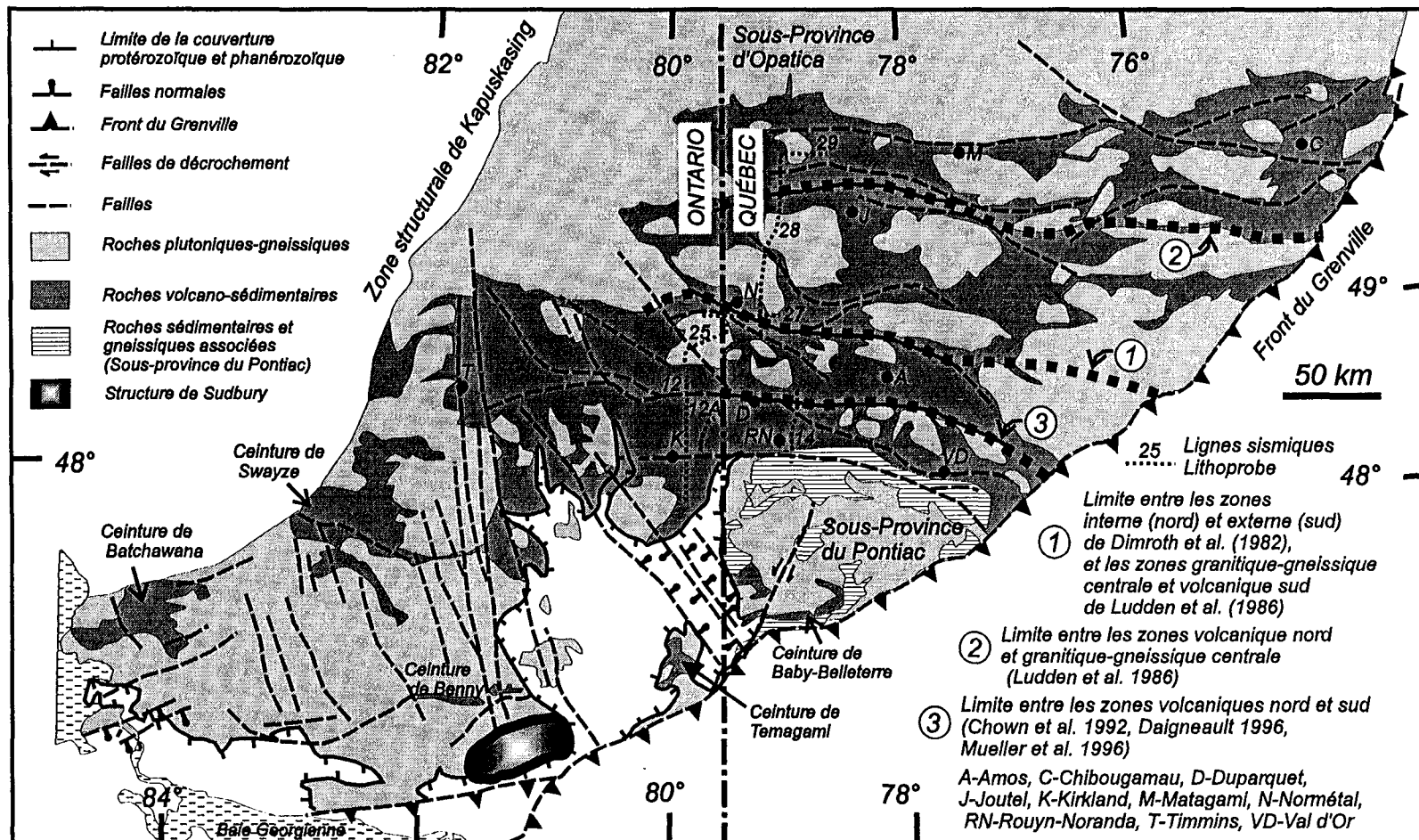


Figure 3. Principaux éléments géologiques régionaux et subdivisions internes de la ceinture volcano-sédimentaire de l'Abitibi (modifié de Card et Poulsen, sous presse).

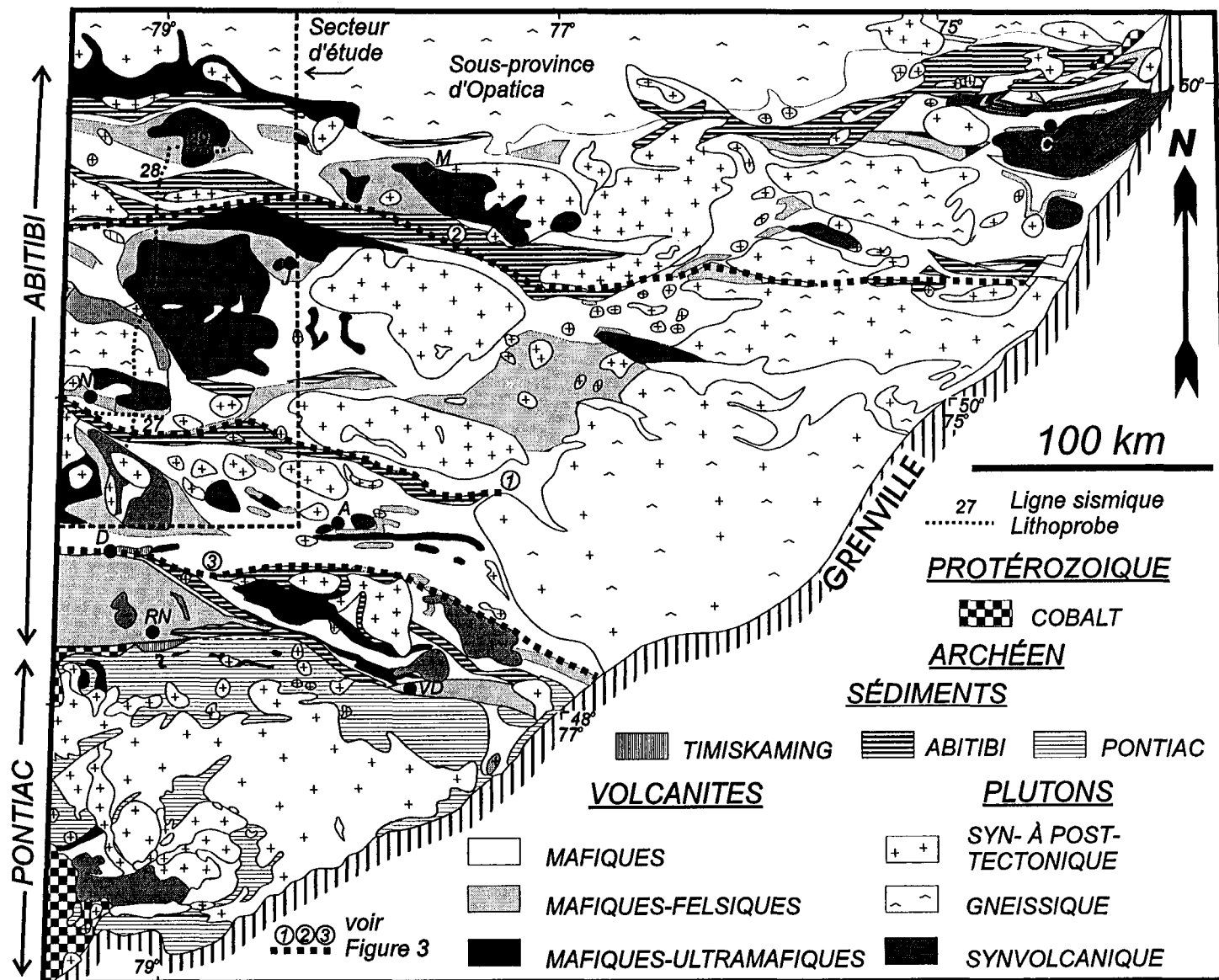


Figure 4. Assemblages lithologiques de la CVA au Québec (modifiée de Hocq et Verpaelst 1991).

datations U-Pb des zircons ignées indiquent que le volcanisme felsique s'est étendu sur une période d'environ 30 Ma, soit de 2730 à 2698 Ma (Mortensen 1993a, b). En se basant sur les assemblages basaltiques à rhyolitiques, le magmatisme de la CVA peut être divisé en trois épisodes distincts (Lacroix 1996): >2730-20 Ma, 2720-10 Ma et <2710-2696 Ma. Les roches volcaniques du premier épisode couvrent la plus grande partie de la portion québécoise de la CVA située au nord d'un axe Duparquet-Val d'Or (Chown et al. 1992, Mortensen 1993a), mais elles sont aussi présentes dans la partie sud de l'Ontario (Corfu 1993). Le second épisode (aussi nommé zone polycyclique par Chown et al. 1992) est uniquement représenté par des plutons synvolcaniques dans la portion NE de la CVA, soit le secteur Chapais-Chibougamau, et par des roches volcaniques et plutoniques dans l'axe Amos-LaSarre qui se poursuit vers l'ouest en Ontario. Les roches volcaniques et plutoniques du troisième épisode semblent seulement présentes dans l'axe Rouyn-Val d'Or-Timmins (Mortensen 1993b, Corfu 1993).

Selon Mueller et Donaldson (1992), les unités sédimentaires appartiennent à deux principaux types: 1) des séquences de flysch (grès-siltstone-argilites) avec des formations de fer rubannées de type Algoma et des conglomérats plutoniques et volcaniques locaux formés dans des milieux turbiditiques relativement profonds, 2) des bassins molassiques dominés par des débris fluviatiles et clastiques grossiers (de type Timiskaming). Seules les roches sédimentaires de la partie sud de l'Abitibi ont été datées jusqu'à présent. Les travaux de Davis (1992) ont montré que les âges maximum (soit l'âge des zircons les plus jeunes) des groupes de Kewagama (2687 Ma) et de Cadillac (2688 Ma) appartenant aux sédiments du premier

type dans l'axe Rouyn-Val d'Or et ceux du Pontiac (2686 Ma) sont semblables. L'âge de tous ces sédiments tombe dans l'intervalle 2688-2686 Ma, ce qui est plus jeune d'environ 10 millions d'années que les roches volcaniques du troisième épisode. L'âge des sédiments de type Timiskaming situés au nord et au sud de Rouyn-Noranda est restreint entre l'âge du plus jeune zircon sédimentaire (2679 Ma) et celui d'un porphyre syénitique (2673 Ma) recoupant les sédiments (Davis 1992), ce qui est semblable aux âges obtenus en Ontario (Corfu et al. 1991). Les sédiments de la Formation de Duparquet situés au nord de Rouyn-Noranda auraient un âge plus jeune que l'intervalle 2689 à 2681 Ma coïncidant aux âges de cristallisation de divers porphyres avoisinants selon Mueller et al. (1996). Les autres domaines sédimentaires de la CVA n'ont pas été encore formellement datés, mais leurs âges sont présumés semblables ou plus jeunes que ceux des séquences volcaniques avoisinantes (Lacroix et al. 1990, Mueller et Donaldson 1992).

Les déterminations d'âges par la méthode U-Pb de nombreux plutons et les relations de terrain ont permises la subdivision des roches plutoniques en quatre familles structurales: pré-tectoniques (synvolcaniques), syntectoniques, tardi-tectoniques et post-tectoniques (Rive et al. 1990, Chown et al. 1992, Feng et Kerrich 1992). Les plutons synvolcaniques correspondent à des suites de trondhjémite-tonalite-granodiorite (TTG) pauvres en aluminium selon la classification de Arth (1979). Ceux-ci sont comagmatiques avec les complexes volcaniques basaltiques à rhyolitiques dont ils forment d'ailleurs le coeur (Figure 4); leurs âges correspondent aux trois époques du volcanisme déjà décrites (>2730-20 Ma, 2720-10



Ma, 2710-2700 Ma). Ces plutons montrent des patrons de terres-rares plats et ressemblent aux plutons tholéitiques des rides ou arcs océaniques d'âge Phanérozoïque (Rive et al. 1990, Feng et Kerrich 1992).

Les plutons syntectoniques correspondent à des suites de tonalite-granodiorite-granite-monzodiorite quartzifère (TGGM: 2698-2689 Ma). Ces plutons sont distribués de façon homogène dans l'Abitibi et de l'Opatica, ainsi qu'à leurs contacts, mais ne montrent aucune variation géographique d'âge. Ils ressemblent à ceux des suites de TTG pauvres en aluminium de la Cordillère de l'Amérique du Nord (Drummond et Defant 1990), qui représentent des batholites d'arcs volcaniques associés à des zones de subduction phanérozoïques. Ces derniers plutons sont interprétés comme étant formés par la fusion partielle d'un protolithe d'amphibolite ou de basalte au faciès éclogite à quartz (Sutcliffe et al. 1990; Bédard 1992). Les plutons tardi-tectoniques sont des suites calco-alkalines à alcalines composées de monzodiorite-monzonite-granodiorite-syérite (2689-2673 Ma). Ils apparaissent en petits stocks le long des failles majeures, et ont été associés à la fusion d'un manteau métasomaté. Les plutons post-tectoniques correspondent aux granites à deux micas de type S (2663-2611 Ma), similaires aux leucogranites collisionnels de l'Himalaya. Ils sont surtout localisés dans la ceinture métasédimentaire du Pontiac, mais quelques uns ont aussi été reconnus dans la partie sud de la CVA tels ceux de Preissac-LaCorne au nord de Val d'Or. L'évolution temporelle entre les différents types de plutons suggère une transition à partir d'un contexte océanique de subduction vers un contexte de collision (Rive et al. 1990, Feng et Kerrich 1992, Sutcliffe et

al. 1993).

Les séquences lithostratigraphiques n'ont été bien établies que dans les principales régions minières (ex.: Dimroth et al. 1982 et MERQ-OGS 1983 dans l'axe Rouyn-Val d'Or, Gobeil et Racicot 1983 dans le secteur de Chibougamau). Plus récemment, la CVA a été divisée en plusieurs assemblages lithostratigraphiques au Québec (Hocq 1990) et en Ontario (Jackson et Fyon 1992). Plusieurs subdivisions internes ont été suggérées pour expliquer la répartition complexe des roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques, les variations lithologiques, géochimiques et d'âges dans la CVA (Figures 3 & 4). Goodwin et Ridler (1970) ont initialement subdivisée la CVA en deux complexes volcanogéniques nord et sud, séparés par une large zone axiale. Dimroth et al. (1982) ont ensuite proposé que la CVA se composait d'une zone externe sud et d'une zone interne nord. Ludden et al. (1986) ont redéfini les subdivisions antérieures de Goodwin et Ridler (1970) en zones volcaniques nord et sud, séparées par une zone granitique-gneissique centrale. Plus récemment, Chown et al. (1992) ont proposé une nouvelle limite sud pour la zone volcanique sud et resubdivisé celle-ci en deux segments volcaniques respectivement monocyclique et polycyclique. L'existence de ces différentes subdivisions de la CVA reflète en partie la grande complexité interne de celle-ci. La connaissance de la CVA est notamment limitée par la faible densité d'affleurement et l'accès routier limité dans plusieurs secteurs, les corrélations incertaines entre le Québec et l'Ontario et l'âge et l'échelle variables des dernières périodes de cartographie. Les corrélations latérales en direction est-ouest des différents assemblages et surtout les relations nord-sud

entre ceux-ci demeurent particulièrement difficiles puisqu'elles soulèvent nécessairement l'importance et le rôle des failles est-ouest situées à leurs bordures (Figure 5).

La géologie structurale de la CVA est dominée par des structures planaires orientées est-ouest (plis, schistosité, failles...) et ayant un pendage sub-vertical ou abrupt. Cette phase de déformation nommée ici  $D_1$ , qui représente le premier et principal épisode structural dans la majeure partie CVA, est considérée comme une phase  $D_2$  dans certains secteurs locaux où des structures orientées nord-sud antérieures ont été reconnues (Goulet 1978, Trudel 1979, Daigneault et Allard 1984, Hubert et al. 1984). La plupart des modèles structuraux de nature régionale ont fait appel à un raccourcissement horizontal orienté grossièrement nord-sud pour expliquer le développement de ces structures est-ouest (Daigneault et Archambault 1990). Plusieurs travaux ont proposé des interactions entre le développement des plis et les plutons, agissant comme des diapirs ou des noyaux résistants (Dimroth et al. 1983, Daigneault et Allard 1984; Dimroth et al. 1986; Daigneault et Archambault 1990).

Les travaux de terrain des deux dernières années ont mis l'emphase sur l'étude des failles ductiles-fragiles subverticales d'orientation est-ouest (phase  $D_1$ ) qui marquent la plupart des contacts entre les bandes volcaniques et sédimentaires (Figure 5). Ces failles ont été interprétées comme: 1) des failles inverses (Dimroth et al. 1983, 1986; Daigneault et Allard 1984; Daigneault et al. 1990), 2) des failles de coulissage senestre (Hubert et al. 1984; Ludden et al. 1986), 3) des zones de failles caractérisées par une extension verticale dans un régime en

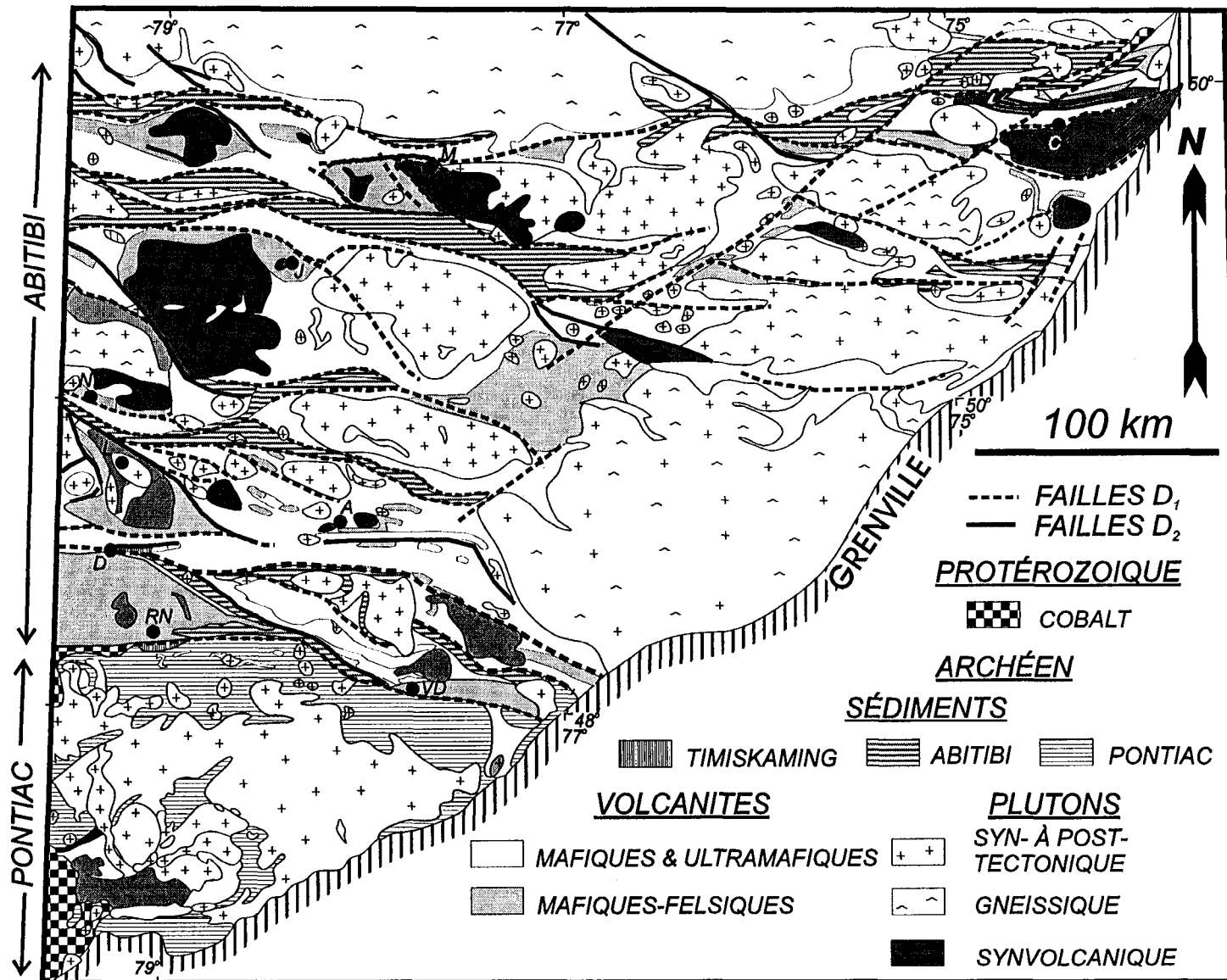


Figure 5. Principales failles majeures dans la CVA au Québec (modifiée de Hocq et Verpaelst 1991 & Daigneault 1996).

transpression  $D_1$ - $D_2$  (Robert 1989) et 4) des failles de chevauchement listriques (Hocq 1990; Hodgson et al. 1990). Une seconde phase  $D_2$  de déformation s'est exprimée par le développement d'un réseau de failles de décrochement dextre orientées NO-SE, et par une réactivation tardive en coulissage dextre des failles  $D_1$  orientées est-ouest (Robert 1989 & 1991, Lacroix 1989, Daigneault et Archambault 1990, Lacroix et al. 1990, Chown et al. 1992). Finalement, deux réseaux de kinks respectivement orientés NNO dextre et NNE senestre sont généralement considérés comme la manifestation de phases de déformation mineures tardives, soit  $D_3$  et  $D_4$  (Dimroth et al. 1983, Hubert et al. 1984).

Depuis la fin des années 80, la vision structurale traditionnelle de la CVA a été significativement modifiée. Tout d'abord, plusieurs sections de sismique-réflexion réalisées dans la partie ouest des ceintures du Pontiac, de l'Abitibi et de l'Opatica (Figure 3) dans le cadre du programme Lithoprobe ont révélé la présence de nombreux réflecteurs subhorizontaux ou à faible pendage vers le nord entre 6 et 30 km de profondeur, donnant ainsi une image laminée à la croûte médiane et inférieure (Mayrand et al. 1989; Green et al. 1990; Jackson et al. 1990). Les levés gravimétriques (Dion et al. 1992; Antonuk et Mareschal 1993) ont aussi démontré que la CVA avait une faible profondeur (6-10 km) et que cette partie supérieure de la croûte avait une signature sismique transparente (i.e. sans réflecteurs). D'autre part, les études structurales récentes dans les ceintures adjacentes d'Opatica (Benn et al. 1992; Sawyer et Benn 1993) et du Pontiac (Benn et al. 1994, Sawyer et Barnes 1994) ont permis d'identifier plusieurs structures et failles de chevauchement et d'extension à faible pendage

vers le nord. Théoriquement, les réflecteurs sismiques sub-horizontaux de la croûte médiane et inférieure peuvent correspondre à des contacts lithologiques ou métamorphiques, à des zones de failles à faible pendage, à des zones perméables riches en fluides, ou à plusieurs de ces hypothèses (Percival et al. 1991; Mooney et Meissner 1992). Toutes les études précédemment citées (voir aussi Hubert et al. 1992 a & b, Ludden et al. 1993) ont privilégié l'hypothèse des failles à faible pendage observées dans les terrains avoisinants pour expliquer les réflecteurs sismiques observés sous la CVA, bien que des tonalites intraplaques plus ou moins contemporaines de l'épisode de chevauchement ont probablement contribué à augmenter la signature laminée de la croûte médiane (Sawyer et Benn 1993, Jackson et Cruden 1995). Le profil LITHOPROBE 48 a notamment révélé un réflecteur majeur à faible pendage au nord dans le manteau, soit entre 40 et 70 km de profondeur sous la partie sud de l'Opatica, qui a été interprété comme une relique d'une zone de subduction archéenne (Calvert et al. 1995).

La géométrie structurale documentée à partir des travaux de terrain à l'intérieur de la CVA demeure difficile à reconcilier avec celle des sous-provinces adjacentes, ainsi qu'avec l'attitude des principaux réflecteurs sismiques observés sur les différents profils du programme LITHOPROBE disponibles dans la partie sud-est de la Province du Supérieur. Tout d'abord, les travaux structuraux dans les sous-provinces avoisinantes de la CVA, soient celles du Pontiac au sud et de l'Opatica au nord, montrent que celles-ci ont été significativement affectées par un épisode de chevauchement précoce à vergence sud à sud-

ouest semblable. De plus, les réflecteurs sismiques observés sous la CVA définissent une asymétrie structurale à faible pendage au nord, qui suggère que cet événement de chevauchement a aussi affecté la croûte médiane sous la CVA. Cette asymétrie géométrique à l'échelle régionale contraste avec la géométrie interne de la CVA, qui semble plutôt dominée par des structures subverticales ou à fort pendage (Daigneault et Archambault 1990).

La contradiction apparente des données structurales et géophysiques nous amènent à poser plusieurs questions. Est-ce que les réflecteurs sismiques observés sous la CVA ont une expression en surface? Est-ce qu'il existe des failles ou autres structures à faible pendage dans la CVA, ou bien est-ce que celles-ci n'ont tout simplement pas encore été documentées? Est-ce que des failles à faible pendage pourraient se corréliser avec certains réflecteurs sismiques observés sous la CVA? Est-ce que l'absence de failles à faible pendage dans la CVA pourrait être reliée à sa composition essentiellement volcanique et plutonique? Les premiers profils sismiques effectués (Figures 3 et 4: # 12, 12A et 14) suggèrent que les failles majeures de Cadillac et de Porcupine-Destor recoupent les réflecteurs sismiques sous la partie sud de la CVA et qu'elles conservent un fort pendage jusqu'à des profondeurs d'environ 8 à 12 km (Mayrand et al. 1989; Green et al. 1990; Jackson et al. 1990). Est-ce que ces relations géométriques s'appliquent à l'ensemble de la CVA?

Différents scénarios ont été envisagés quant à la nature géométriques des failles majeures dans la CVA. Hocq (1990) a proposé que les failles verticales en surface

représentent des chevauchements de forme listrique vers le nord, qui deviennent subhorizontales à une profondeur d'environ 10-20 km. Daigneault et Archambault (1990) ont suggéré que des failles de chevauchement initialement à faible pendage auraient pu être redressées lors de déformations ultérieures. Alternativement, la CVA aurait pu réagir comme un bloc rigide lors de cet événement précoce sans développer de failles de chevauchement, la CVA étant alors allochtone par rapport aux chevauchements observés par sismique-réflexion dans la croûte médiane (Sawyer et Benn 1993). Finalement, Hubert et al. (1992a) ont proposé que les failles majeures orientées est-ouest, comme dans la zone de failles de Casa-Berardi sur le profil LITHOPROBE #28, représentent des failles de décrochement se connectant ensemble en profondeur et définissant une image de structure en fleur à l'échelle de la croûte.

Ces différents modèles structuraux ont des implications stratigraphiques et géodynamiques considérables. Ainsi, le modèle de Hocq (1990) implique que les différents domaines lithostratigraphiques séparés par les failles est-ouest correspondent à des écailles ou feuillets de chevauchement ("thrust sheet"). Par ailleurs, Daigneault et al. (1992) et Chown et al. (1992) suggèrent l'absence de disparités importantes de part et d'autre de ces failles de nature inverse et considèrent donc toute la zone volcanique nord comme une entité géologique cohérente. D'autre part, Hubert et Marquis (1989) ont proposé que la CVA se compose de plusieurs blocs structuraux de forme losangique sans relations stratigraphiques entre eux et délimités par des failles est-ouest et NO-SE.



Tout cet intérêt récent pour les failles a rejeté dans l'ombre l'importance et le rôle des plutons sur l'évolution structurale de la CVA. Parmi les quatre familles structurales de plutons, les plutons synvolcaniques et syntectoniques occupent une superficie considérable et peuvent donc avoir joué un rôle considérable lors de la déformation. D'une part, la géométrie tridimensionnelle de quelques plutons synvolcaniques a été précisée dans le cadre de plusieurs études. Ainsi, mentionnons l'étude de Bellefleur (1992) qui a interprété le pluton de Flavrian comme un filon-couche et celle de Jébrak et al. (1991) ayant proposé une forme de dyke subhorizontale pour le pluton de Bourlamaque. De plus, il a été illustré que les plutons synvolcaniques antérieurs à la déformation ont eu une influence rhéologique, à cause de leur compétence élevée, sur la nucléation des grands plis régionaux et plus particulièrement sur les anticlinaux (Daigneault et Archambault 1990). Toutefois, l'influence de ces grandes masses plutoniques compétentes sur la propagation des failles n'a jamais été étudiée. D'autre part, la géométrie tridimensionnelle des plutons syntectoniques n'a pas fait l'objet de travaux semblables. De plus, les relations entre l'emplacement de ces plutons et l'évolution structurale demeurent pratiquement inconnues puisque le terme syntectonique ne précise pas la synchronicité avec un épisode de déformation spécifique ( $D_1$ ,  $D_2$ ...). Toutefois, la présence générale d'auréole métamorphique au faciès amphibolite autour des plutons syntectoniques suggère que ceux-ci ont eu une incidence thermique significative sur l'évolution métamorphique de la CVA.

Afin de répondre aux nombreuses questions soulevées sur le rôle de l'évolution structurale et plutonique dans l'architecture interne de la CVA, les travaux de cette thèse ont été concentrés dans certains secteurs où des profils sismiques Lithoprobe ont été réalisés. Cette étude devra notamment préciser lequel des différents modèles structuraux proposés explique le mieux la géométrie structurale de la CVA, ou bien en proposera un nouveau.

### 1.1.3 Les parties centrale-ouest et nord-ouest de l'Abitibi

Le secteur d'étude de cette thèse correspond aux parties centrale-ouest et nord-ouest de la CVA (Figures 4-5-6); il est situé essentiellement entre la municipalité de LaSarre au sud, le contact nord de l'Abitibi avec l'Opatica, la frontière de l'Ontario à l'ouest et une ligne nord-sud passant un peu à l'ouest d'Amos. La géologie de la région est dominée par la présence de deux sillons de roches vertes (nord et sud), qui sont séparés par une zone centrale dominée par de grandes masses plutoniques. Les sillons volcanosédimentaires nord et sud ont été initialement cartographiés au cours des années 1950 à 1970 (Eakins 1972, Gilman 1977, Rémick 1969, Thibault 1970), alors que les larges masses plutoniques situées entre ces deux sillons l'ont été au cours des années 1930 à 1970 (Wilson 1939, Flaherty 1939a, b, Davies 1964). Une période de cartographie plus récente a ensuite été réalisée dans le sillon nord par Dubé (1988, 89), Lacroix (1986, 87, 90a, 90b, 94) et Pilote (1987, 88), et dans le sillon sud par Lacroix (1995).

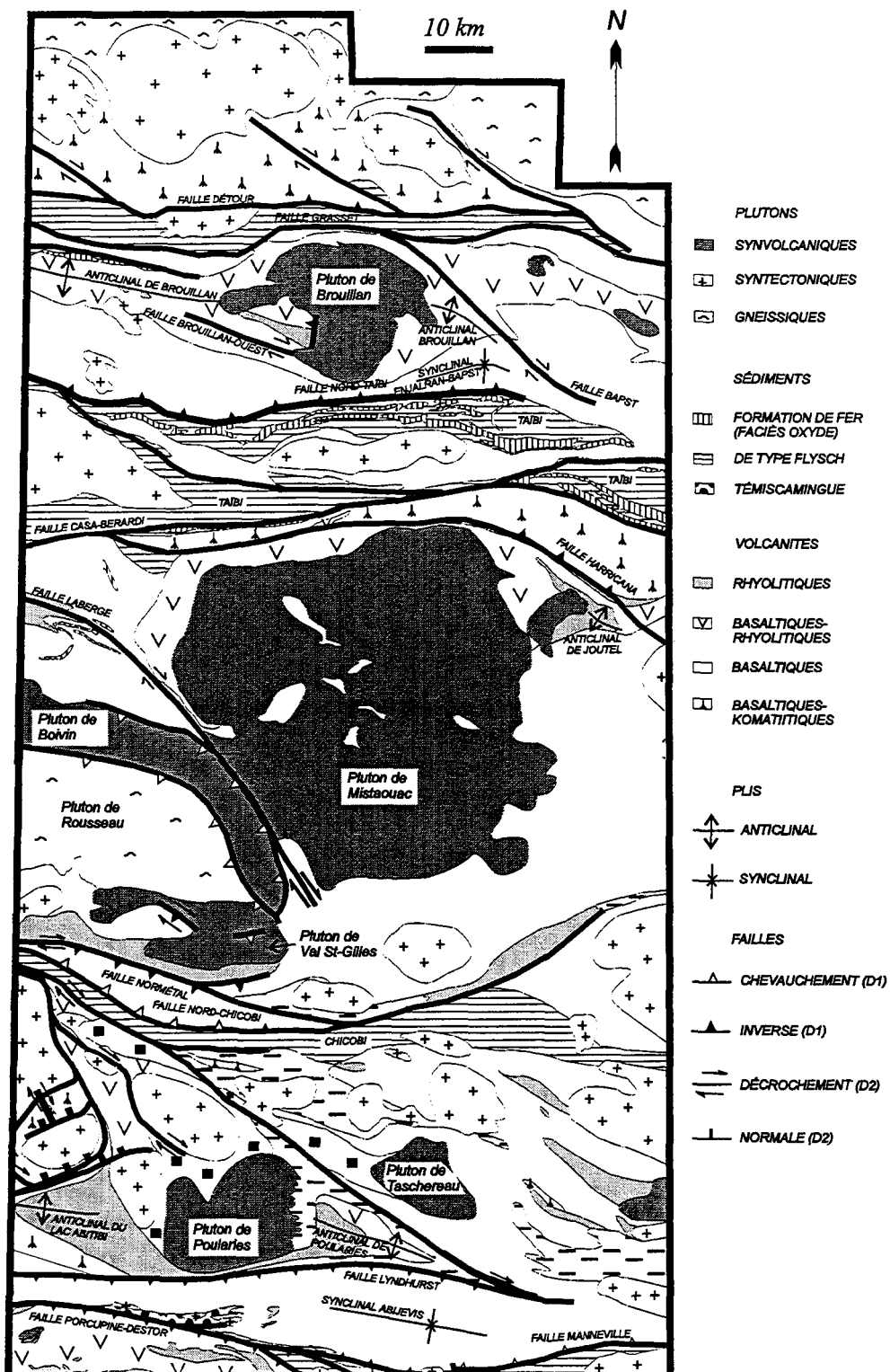


Figure 6. Principaux traits lithologiques et structuraux du secteur étudié (modifié de MERQ-OGS 1983, Lacroix et al. 1990 et Lacroix 1995).

La géologie du secteur d'étude est représentative de la zone volcanique nord de Chown et al. (1992). Les sillons se composent de divers domaines volcaniques et sédimentaires (Figure 6), formant des bandes orientées est-ouest (Latulippe 1976, Hocq 1990). Les domaines volcaniques se composent principalement d'assemblages de basaltes à rhyolites interprétés comme des arcs volcaniques, et d'assemblages de basaltes et de basaltes-komatiites interprétés comme des plaines de laves. Les sédiments correspondent essentiellement à des assemblages de grès, de siltstones, d'argilites et de formations de fer au faciès oxyde; ils sont interprétés comme des turbidites formées sous le niveau des vagues (Lacroix et al. 1990; Mueller et Donaldson 1992). La plupart des plutons sont synvolcaniques ou syntectoniques, à l'exception des plutons de Boivin et Rousseau qui ont été distingués préliminairement de ces deux familles, à cause de leurs fabriques gneissiques (Bouchard 1991, Lacroix 1992). Une synthèse descriptive plus complète des domaines volcano-sédimentaires et des plutons des sillons nord et sud est respectivement disponible dans Lacroix et al. (1990) et Lacroix (1995).

Les traits structuraux régionaux de ce secteur (Figure 6) sont comparables à ceux décrits dans d'autres portions de l'Abitibi (Daigneault 1996). Les principaux plis sont orientés est-ouest, possèdent des plans axiaux abrupts et la trace des anticlinaux correspond aux sites de plutons synvolcaniques. Plusieurs failles ductiles-fragiles longent les contacts volcano-sédimentaires. Dans le secteur d'étude, les plis et failles orientées est-ouest ont été nommés  $D_1$  puisqu'ils représentent toujours la première phase de déformation visible sur le terrain. Des failles de décrochement dextres orientées NO-SE et ENE, accompagnées localement par des

plis en Z d'échelle kilométrique, ont aussi été observés et sont considérées appartenir à une phase  $D_2$  de déformation.

Plusieurs raisons ont favorisé la sélection de ce secteur d'étude. Tout d'abord, les travaux récents de cartographie ont décrits des failles à faible pendage vers le nord aux contacts nords des deux domaines sédimentaires de Taibi (Lacroix 1987) et de Chicobi (Lacroix 1995). Des failles à faible pendage vers le sud ont aussi été documentées à la bordure nord des plutons gneissiques de Boivin et Rousseau (Lacroix 1992). Eakins (1972) a initialement décrit la présence de foliations à faible pendage vers le nord autour des plutons syntectoniques, à l'ouest de LaSarre, qui ont été plus récemment étudiées par Lacroix (1995).

Deuxièmement, le secteur d'étude a été l'objet de plusieurs lignes régionales de sismique-réflexion (#25-27-28-29), qui représentent un atout considérable dans le cadre de cette étude. Les traits géographiques de ces quatre lignes sismiques sont particulièrement intéressants. La ligne sismique #28 est le plus long profil continu effectué dans la section Abitibi du projet LITHOPROBE-AG (Figure 3). Celui-ci fournit donc une image continue sur une longueur unique d'environ 120 km de la croûte selon une orientation nord-sud, c'est-à-dire orthogonale aux traits structuraux dominants dans la CVA. De plus, la ligne 25 située au sud-ouest de l'extrémité sud de la ligne 28 permet de réaliser un profil composite des lignes 25 et 28 orienté nord-sud sur une longueur d'environ 150 km. La ligne 27 recoupe les extrémités nord et sud respectives des lignes 25 et 28 ce qui devrait permettre les corrélations entre les

deux lignes nord-sud, afin de dégager une image tridimensionnelle de la croûte dans la partie sud du secteur d'étude. Finalement, la ligne 29 permet également de visualiser l'attitude des structures est-ouest dans cette direction (Bellefleur et al. 1995).

Troisièmement, les profils sismiques sont localisés dans des contextes géologiques variés. Ainsi, les parties nord et sud de la ligne 28 recoupent les deux domaines volcanosédimentaires présents dans le secteur d'étude. A partir du profil sismique #28, Hubert et al. (1992a) a proposé que le domaine sédimentaire du Taïbi est le site de plusieurs failles de décrochement (zone de failles de Casa-Berardi) qui se connectent ensemble en profondeur donnant ainsi une image de structure en fleur ("flower structure"), qui recoupe des failles de chevauchement à vergence sud sous cette partie de la CVA. Cette interprétation pourra être testée dans le cadre de cette étude en intégrant les résultats des travaux structuraux sur le terrain. Ainsi, il sera particulièrement intéressant de vérifier si les failles à faible pendage observées aux contacts nord des deux domaines sédimentaires de Taïbi et de Chicobi sont visibles sur les profils sismiques #28 et 27. Finalement, la ligne 28 traverse les plutons de Boivin et Rousseau (zone granitique-gneissique centrale) et intersecte la faille à faible pendage située à leurs contacts est.

De plus, les lignes sismiques #25 et 27 sont particulièrement bien situées par rapport à l'un des plus grands plutons syntectoniques de la CVA, soit celui du lac Abitibi. Étant donné que ces lignes sont orientées respectivement est-ouest et nord-sud et qu'elles s'intersectent

dans le coin nord-est de ce pluton, l'interprétation de ces deux profils sismiques contribuera vraisemblablement à préciser la géométrie de ce grand pluton syntectonique. Des données gravimétriques recueillies avec un espacement d'environ 500 mètres par Keating (1979) sont également disponibles pour l'ensemble de cette région, ce qui pourrait favorablement contribuer à préciser la forme des plutons syntectoniques du secteur. Malgré la qualité exceptionnelle de cette base de données géophysiques, seule une étude structurale détaillée sur le terrain pourra permettre de vérifier les relations entre l'emplacement de ces plutons et l'évolution structurale régionale.

Le secteur d'étude représente une région relativement peu connue de la CVA. Aucun modèle structural régional n'a été proposé pour ce secteur, comme ce fut le cas dans les régions de Rouyn-Noranda (Dimroth et al. 1983, Hubert et al. 1984), Val d'Or (Imreh 1984, Babineau et al. 1983, Robert 1989, Desrochers et Hubert 1996) et Chibougamau (Daigneault et Allard 1984, Dimroth et al. 1986, Daigneault et al. 1990). D'autre part, la reconnaissance de structures à faible pendage et la présence de plusieurs lignes de sismique-réflexion LITHOPROBE permet d'envisager la documentation de nouveaux éléments structuraux et géométriques. Pour toutes les raisons énumérées, l'étude de ce secteur semble particulièrement propice afin d'améliorer les connaissances sur l'architecture de la CVA, ce qui peut contribuer significativement à comprendre l'évolution tectonique des ceintures de roches vertes archéennes. Plus précisément, l'objectif de cette thèse est d'évaluer la géométrie profonde des failles et des plutons, afin de préciser leurs rôles respectifs sur l'architecture de la CVA. Cette

étude s'inscrit dans l'optique du projet LITHOPROBE (section Abitibi-Grenville) qui est d'améliorer la compréhension de l'évolution structurale et tectonique de la CVA.

## 1.2 Méthodologie et organisation de la thèse

Les études structurales modernes sont de nature pluridisciplinaire. Les travaux de cartographie structurale sur le terrain permettent de reconnaître l'épaisseur et l'extension des différentes structures. Les données de gravimétrie et les profils de sismique-réflexion peuvent être utilisées pour préciser l'extension et la géométrie en profondeur des assemblages lithologiques et des structures relevées en surface. Les études microstructurales des failles viennent compléter les observations de terrain afin de caractériser leurs évolutions cinématiques et métamorphiques. Les déterminations géobarométriques et géothermométriques permettent d'estimer la profondeur ainsi que les conditions thermomécaniques (température) lors de l'emplacement des plutons et le développement du métamorphisme de contact dans les roches encaissantes. Finalement, les âges absolus obtenus grâce aux datations géochronologiques peuvent fournir des contraintes importantes sur l'évolution temporelle relative définie par les relations structurales de recoupement observées sur le terrain. Les trois chapitres suivants constituent le corps de cette thèse, et chacun intègre plusieurs de ces différents domaines d'étude afin de documenter et de résoudre un aspect spécifique de la problématique d'ensemble.



Le chapitre II confronte les données géométriques du profil sismique Lithoprobe #28 avec les données structurales observées en surface le long de celui-ci. On y documente la présence de failles de chevauchement (à faible pendage) et inverses (à fort pendage) de première génération ( $D_1$ ) le long de deux domaines sédimentaires (Taïbi, Chicobi). Ces nouvelles données structurales sont ensuite comparées avec les données géométriques du profil sismique Lithoprobe et des sous-provinces avoisinantes du Pontiac et de l'Opatca. L'intégration de ces données vise à confirmer si la géométrie structurale de la CVA est compatible avec l'application d'un modèle de ceinture de chevauchement ("thrust belt"), semblable à ceux observés dans plusieurs zones de convergence phanérozoïques et récentes. Ce chapitre documente aussi l'influence d'un second épisode structural ( $D_2$ ), caractérisé par des failles de décrochement dextres, sur la géométrie des failles de chevauchement créées lors de l'épisode structural  $D_1$ . Ce chapitre représente intégralement un article déjà publié dans la Revue canadienne des sciences de la Terre en février 1995 (Lacroix et Sawyer 1995).

Le chapitre III présente les données et résultats d'une analyse structurale, microstructurale et métamorphique de plusieurs plutons syntectoniques (dont celui du lac Abitibi) et de leurs auréoles métamorphiques réalisées dans la partie centrale-ouest de la CVA. On décrit les relations intimes entre l'emplacement de ces plutons syntectoniques, la propagation d'une faille de décrochement régionale de deuxième génération ( $D_2$ ) et le développement adjacent d'une large zone de foliations métamorphiques (au faciès amphibolite) à faible pendage. Ce chapitre représente la version intégrale d'un article déjà

publié dans la revue « Journal of Structural Geology » (Lacroix et al. 1998).

Le chapitre IV intègre des données de surface, de gravité et de sismique-réflexion dans la partie centrale-ouest de la CVA, afin de documenter la géométrie structurale tridimensionnelle des assemblages volcano-sédimentaires, des plutons et des failles de première et de seconde génération ( $D_1$  et  $D_2$ ). Cette intégration de données multidisciplinaires vise à préciser l'influence relative des événements structuraux  $D_1$  et  $D_2$  ainsi que des plutons, préalablement décrits aux deux chapitres précédents, sur la configuration géométrique et la signature sismique de la CVA. Ce chapitre correspond à un article soumis à la revue « Precambrian Research » (Lacroix et al. soumis).

Les thèmes traités dans les chapitres II, III et IV sont repris dans les deux chapitres suivants, qui abordent respectivement l'incidence géométrique et structurale (chapitre V) ainsi que tectonique (chapitre VI) des résultats obtenus dans le cadre de cette étude.

Le chapitre VII résume les principales conclusions de cette étude.

Finalement, le chapitre VIII précise quelques implications économiques de l'étude pour l'exploration des minéralisations polymétalliques volcanogènes et aurifères filoniennes.

### 1.3 Références

- Anhaeusser, C.R. 1975. Precambrian tectonic environments. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **3**: 31-53.
- Anhaeusser, C.R. 1984. Structural elements of Archaean granite - greenstone terranes as exemplified by the Barberton Mountain Land, southern Africa. *Dans Precambrian Tectonics Illustrated. Édité par Kröner, A. et Greiling, R. E.Schweizerbart'sche, Stuttgart*, pp. 57-78.
- Antonuk, C. et Mareschal, J.C. 1993. Preliminary Gravity Modelling profiles along LITHOPROBE Seismic Reflection profiles 28 and 29, Northern Abitibi Subprovince. LITHOPROBE Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstracts, Report 33, pp. 71-75.
- Archibald, N.J., Bettenay, L.F., Binns, R.A., Groves, D.I. et Gunthorpe, R.J. 1978. The evolution of Archean greenstone terranes, Eastern Goldfields Province, Western Australia. *Precambrian Research*, **6**: 103-131.
- Arth, J.G. 1979. Some trace elements in trondhjemites-Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. *Dans Trondhjemites, dacites, and related rocks. Édité par F. Barker. Development in Petrology* **6**: 123-132.
- Babineau, J., Hubert, C. et Ludden, J. 1983. Structure et stratigraphie du losange du lac Malartic, Abitibi sud. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information 1983, DPV-83-11, pp. 105-106.
- Bally, A.W. et Oldow, J.S. 1986. Plate tectonics, structural styles and the evolution of sedimentary basins. Geological Association of Canada, Cordilleran Section, Short Course, No. 7.
- Baragar, W.R.A. et McGlynn, J.C. 1976. Early Archean basement in the Canadian Shield: a review of the evidence. Geological Survey of Canada, Paper 76-14.
- Barley, M.E., Eisenlohr, B.N., Groves, D.I., Perring, C.S. et Vearncombe, J.R. 1989. Late Archaean convergent margin tectonics and gold mineralization: a new look at the Norseman-Wiluna Belt. *Geology*, **17**: 826-829.
- Bédard, L.P. 1992. Géochimie et pétrographie du pluton archéen Houghton en Abitibi Nord. Thèse de Doctorat, Université du Québec à Chicoutimi.

- Bellefleur, G. 1992. Contribution des méthodes de potentiel à la cartographie géologique et à la structure profonde dans le Groupe de Blake River, Abitibi. Mémoire de maîtrise, École Polytechnique de Montréal, 101 pages.
- Bellefleur, G., Barnes, A., Calvert, A., Hubert, C. et Mareschal, M. 1995. Seismic reflection constraints from Lithoprobe line 29 on the upper crustal structure of the northern Abitibi greenstone belt. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **32**: 128-134.
- Benn, K., Miles, W., Ghassemi, M.R. et Gillett, J., 1994. Crustal structure and kinematic framework of the northwestern Pontiac Subprovince, Quebec: an integrated structural and geophysical study. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **31**: 271-281.
- Benn, K., Sawyer, E.W. et Bouchez, J.L. 1992. Orogen parallel and transverse shearing in the Opatica belt, Quebec: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **29**: 2429-2444.
- Bouchard, I. 1991. Pétrographie et contexte tectonique du complexe dioritique de Boivin, Abitibi, Québec. Mémoire de projet de fin d'études, Université du Québec à Chicoutimi.
- Boyer, S.E. et Elliott, D. 1982. Thrust Systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **66**: 1196-1230.
- Bridgewater, D., McGregor, V.R. et Myers, J.S. 1974. A horizontal tectonic regime in the Archaean of Greenland and its implication for early crustal thickening. *Precambrian Research*, **1**: 179-197.
- Brown, D., Rivers, T. et Calon, T. 1992. A structural analysis of a metamorphic fold-thrust belt, northeast Gagnon terrane, Grenville Province. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **29**: 1915-1927.
- Burke, K. 1995. Did plate tectonics operate in the Archean? *Precambrian'95*, Montréal, p. 227.
- Calvert, A.J., Sawyer, E.W., Davis, W.J. and Ludden, J.N. 1995. Archaean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. *Nature*, **375**: 670-674.
- Card, K. 1990. A review of the Superior province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, **48**: 99-156.

- Card, K.D. et Cieselski, A. 1986. DNAG No.1 Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*, **13**: 5-13.
- Card, K.D. et Poulsen, K.H. sous-presse. Archean geology and mineral deposits of the Superior Province. Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, No.7.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W. et Mortensen, J. 1992. Tectonic Evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi Belt, Quebec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **29**: 2211-2225.
- Compston, W. et Kroner, A. 1988. Multiple zircon growth within early Archaean tonalitic gneiss from the Ancient Gneiss Complex, Swaziland. *Earth and Planetary Science Letters*, **87**: 13-28.
- Corfu, F. 1995. The Evolution of the Southern Abitibi Greenstone Belt in Light of Precise U-Pb Geochronology. *Economic Geology*, **88**: 1323-1340.
- Corfu, F., Jackson, S.L. et Sutcliffe, R.H. 1991. U-Pb ages and tectonic significance of late Archean alkalic magmatism and nonmarine sedimentation: Timiskaming Group, southern Abitibi belt, Ontario. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **28**: 489-503.
- Coward, M.P. et Butler, R.W.H. 1985. Thrust tectonics and the deep structure of the Pakistan Himalaya. *Geology*, **13**: 417-420.
- Crawford, M.L. et Crawford, W.A. 1991. Magma emplacement in a convergent tectonic orogen, southern Revillagigedo Island, southeastern Alaska. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **28**: 929-938.
- Cruden, A.R. 1988. Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere. *Tectonics*, **7**: 1091-1101.
- Daigneault, R. 1996. Couloirs de déformation de la Sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 96-33.
- Daigneault, R. et Allard, G.O. 1984. Evolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau. *Dans Chibougamau: stratigraphy and mineralization. Edité par J. Guha et E.H. Chown. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 34, pp. 212-228.*

- Daigneault, R. et Archambault, G. 1990. Les grands couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Edité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin, et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 43, pp. 43-64.*
- Daigneault, R., Chown, E.H., Mueller, W. et Mortensen, J.K. 1992. Contrasting deformation patterns between the Southern and the Northern Volcanic Zones of the Abitibi Subprovince. LITHOPROBE Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstracts, Report 25, pp. 143-146.
- Daigneault, R., St-Julien, P. et Allard, G.O. 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi Greenstone Belt, Chibougamau area, Québec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **27**: 1714-1736.
- Davies, R. 1964. Région de Collet-Laberge, comté d'Abitibi ouest. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RG 116.
- Davis, D.W. 1992. Age constraints on deposition and provenance of Archean sediments in the Southern Abitibi and Pontiac Subprovinces from U-Pb analyses of detrital zircons. Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstracts, Report 25, pp. 147-150.
- Desrochers, J.-P. et Hubert, C. 1996. Structural evolution and early accretion of the Archean Malartic Composite Block, southern Abitibi greenstone belt, Québec, Canada. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **33**: 1556-1569.
- Dewey, J.F., Pitman III, W.C., Ryan, W.B.F. et Bonnin, J. 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, **84**: 3137-3180.
- DeWit, M.J. 1982. Gliding and overthrust nappe tectonics in the Barberton greenstone belt. *Journal of Structural Geology*, **4**: 117-136.
- DeWit, M.J. et Ashwal, L. 1986. Workshop on the tectonic evolution of greenstone belts. Lunar Planetary Institute, Houston, Technical Report 86-10.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M. et Goulet, N. 1982. Evolution of the south-central part of Archean Abitibi belt. Part 1: Stratigraphy and paleogeographical model. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **19**: 1729-1758.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. et Rocheleau, M. 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec, Part 2: Tectonic and geomechanical model. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **20**: 1355-1373.

- Dimroth, E., Rocheleau, M., Mueller, W., Archer, P., Brisson, H., Fortin, G., Jutras, M., Piché, M., Pilote, P. et Simoneau, M. 1986. Diapirism during regional compression: the structural pattern in the Chibougamau region of the Archean Abitibi Belt, Quebec. *Geologische Rundschau*, **75**: 715-736.
- Dion, D. J., Morin, R. et Keating, P. 1992. Synthèse géologique et géophysique de la région de Chapais: portion orientale de la ceinture de l'Abitibi québécoise. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **29**: 314-327.
- D'Lemos, R.S., Brown, M. et Strackhan, R.A. 1992. Granite magma generation, ascent, and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society of London*, **149**: 482-490.
- Drummond, M.S. et Defant, M.J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparison. *Journal of Geophysical Research*, **95**: 21503-21521.
- Drury, S.A. 1977. Structures induced by granite diapirs in the Archaean greenstone belt at Yellowknife, Canada: implication for Archaean geotectonics. *Journal of Geology*, **85**: 345-358.
- Dubé, L.M. 1988. Géologie du complexe volcanique de Joutel. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 88-39.
- Dubé, L.M. 1989. Géologie de la région de Joutel-Ruisseau Kistabiche. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 89-10.
- Dupré, B. et Arndt, N.T. 1990. Pb isotopic compositions of Archean komatiites and sulphides. *Chemical Geology*, **85**: 35-56.
- Durrheim, R.J., Barker, W.H. et Green, R.W.E. 1992. Seismic studies in the Limpopo Belt. *Precambrian Research*, **55**: 187-200.
- Eakins, P.R. 1972. Roquemaure township. Department of Natural Resources, Quebec, Geological Report 150.
- Feng, R. et Kerrich, R. 1992. Geodynamic evolution of the southern Abitibi and Pontiac terranes: evidence from geochemistry of granitoid magma series (2700-2630Ma). *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **29**: 2266-2286.

- Ferré, E., Gleizes, G., Bouchez, J.L. et Nnabo, P.N. 1995. Internal fabric and strike-slip emplacement of the Pan-African granite of Solli Hills, northern Nigeria. *Tectonics*, **14**: 1205-1219.
- Feybesse, J.-L., Couturié, J.-P., Ledru, P. et Johan, V. 1995. Les granites de la Margeride, de Chambon-le-Château et de Saint-Christophe-d'Allier (Massif central): des laccolites synchrones des derniers stades de l'épaississement varisque. *Géologie de la France*, **1**: 27-45.
- Flaherty, G.F. 1939a. Perron-Rousseau Sheet (east half). Geological Survey of Canada, Map 482A.
- Flaherty, G.F. 1939b. Perron-Rousseau Sheet (west half). Geological Survey of Canada, Map 483A.
- Gee, R.D. 1979. Structure and tectonic style of the Western Australian Shield. *Tectonophysics*, **58**: 327-369.
- Gilman, W.F. 1977. Canton de Desmeloizes. Ministère des Richesses Naturelles, RG 186.
- Glickson, A.Y. 1979. Early Precambrian tonalite-trondhjemite sialic nuclei. *Earth and Science Review*, **15**: 1-73.
- Gobeil, A. et Racicot, D. 1983. Chibougamau: histoire et minéralisation. *Dans Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization. Edité par J. Guha et E.H. Chown. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 34, pp. 261-270.*
- Goodwin, A.M. 1977. Archean basin-cratons complexes and the growth of Precambrian shields. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **14**: 2737-2759.
- Goodwin, A.M. 1981. Precambrian perspectives. *Science*, **213**: 55-61.
- Goodwin, A.M. et Ridler, R.H. 1970. The Abitibi orogenic belt. *Dans Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield. Edité par A.J. Baer. Geological Survey of Canada, Paper 70-40, pp. 1-30.*
- Gorman, B.E., Pearce, T.H. et Birkett, T.C. 1978. On the structure of Archaean greenstone belts. *Precambrian Research* **6**: 23-41.
- Goulet, N. 1978. Stratigraphy and structural relationships across the Cadillac-Larder Lake fault, Rouyn-Beauchastel area, Québec. Thèse de doctorat, Université Queen's, Kingston. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-602.



- Green, A.G., Milkereit, B., Mayrand, L.J., Ludden, J.N., Hubert, C., Jackson, S.L., Sutcliffe, R.H., West, G.F., Verpaelst, P. et Simard, A. 1990. Deep structure of an Archaean greenstone terrane. *Nature*, **344**: 327-330.
- Grocott, J., Brown, M., Dallmeyer, R.M., Taylor, G.K. et Treloar, P.J., 1994. Mechanisms of continental growth in extensional arcs: An example from the Andean plate-boundary zone. *Geology*, **22**: 391-394.
- Guineberteau, B., Bouchez, J.-L. et Vignerresse, J.-L. 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull apart along a shear zone: Structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geological Society of America Bulletin*, **99**: 866-879.
- Hamilton, W.B. 1995. The early Earth and the Archean record. *Precambrian'95*, Montréal, p. 278.
- Hickman, A.H. 1984. Archaean diapirism in the Pilbara Block, Western Australia. *Dans Precambrian Tectonics Illustrated. Edité par A. Kroner et R. Greiling. E. Schweizerbart'sche, Stuttgart*, pp. 113-127.
- Hocq, M. 1990. Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, DV 89-04.
- Hocq, M. et Verpaelst, P. 1991. Géologie du Groupe de Hunter Mine dans les cantons de Poularies et de Privat. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, ET 89-01.
- Hodgson, C.J., Hamilton, J.V. et Piroshco, D.W. 1990. Structural setting of gold deposits and the tectonic evolution of the Timmins-Kirkland Lake Area, Southwestern Abitibi Greenstone Belt. *Dans Gold and Base-Metal Mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Québec segment. Edité par S.E. Ho, F. Robert et D.I. Groves. Short Courses Notes No.24*, pp. 101-120.
- Holland, J.G. et Lambert, R.St.J. 1975. The chemistry and origin of the Lewisian Gneiss of the Scottish mainland; the Scourie and Inver assemblages and subcrustal accretion. *Precambrian Research*, **2**: 161-188.
- Hubert, C. et Marquis, P. 1989. Structural framework of the Abitibi greenstone belt of Quebec and its implication for mineral exploration. *Geological Association of Canada, Short Course Notes Volume 6*, pp. 219-238.

- Hubert, C., Trudel, P. et G elinas, L. 1984. Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **21**: 1024-1032.
- Hubert, C., Sawyer, E., Barnes, A., Daigneault, R., Lacroix, S., Ludden, J., Milkereit, B. et Rive, M. 1992a. Geological Interpretation of Seismic Lines in the Northern and Central Abitibi Greenstone Belt: Evidence for Regional Thrust Imbrication and Crustal-Scale Archean Wrench Fault Systems. Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstract, Report 25, pp. 33-36.
- Hubert, C., Ludden, J.N., Barnes, A., Benn, K., Milkereit, B., Sawyer, E. et Rive, M. 1992b. Interpretation of Seismic Lines in the Pontiac Subprovince: Evidence for Regional Thrust imbrication and the Allochthonous Nature of the Baby and Belleterre Metavolcanic Belts. Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstract, Report 25, pp. 19-21.
- Hudleston, P.J., Schultz-Ela, D. et Southwick, D.L. 1988. Transpression in an Archean greenstone belt, northern Minnesota. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **25**: 1060-1068.
- Hutton, D.H.W. 1982. A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. *Journal of the Geological Society of London*, **139**: 615-631.
- Hutton, D.H.W. 1988. Igneous emplacement in a shear-zone termination: The biotite granite at Strontian, Scotland. *Geological Society of America Bulletin*, **100**: 1392-1399.
- Hutton, D.H.W. et Ingram, G.M. 1992. The Great Tonalite Sill of southeastern Alaska and British Columbia: emplacement into an active contractional high angle reverse shear zone. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **83**: 383-386.
- Hutton, D.H.W. et Reavy, R.J. 1992. Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. *Tectonics*, **11**: 960-967.
- Hutton, D.H.W., Dempster, T.L., Brown, P.E. et Becker, S.D. 1990. A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones. *Nature*, **343**: 452-455.
- Imreh, L. 1984. Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologique. *Ministère de l'nergie et des Ressources du Québec*, MM 82-04.

- Jackson, S.L. et Cruden, A.R. 1995. Formation of the Abitibi greenstone belt by arc-trench migration. *Geology*, **23**: 471-474.
- Jackson, S.L. et Fyon, J.A. 1992. The Western Abitibi Subprovince in Ontario. *Geology of Ontario*. Ontario Geological Survey, Special Volume 4, part 1, pp. 405-484.
- Jackson, S.L., Sutcliffe, R.H., Ludden, J.N., Hubert, C., Green, A.G., Milkereit, B., Mayrand, L., West, G.F. et Verpaelst, P. 1990. Southern Abitibi greenstone belt: Archean crustal structure from seismic-reflection profiles. *Geology*, **18**: 1086-1090.
- Jackson, S.L., Fyon, J.A. et Corfu, F. 1994. Review of Archean supracrustal assemblages of the southern Abitibi greenstone belt in Ontario, Canada: products of microplate interaction within a large-scale plate-tectonic setting. *Precambrian Research*, **65**: 183-205.
- Jébrak, M., LeQuentrec, M.F., Mareschal, J.-C. et Blais, D. 1991. A gravity survey across the Bourlamaque massif, southeastern Abitibi greenstone belt, Québec, Canada: the relationship between the geometry of tonalite plutons and associated gold mineralization. *precambrian research*, Vol. 50: 261-268.
- Jolly, W.T. 1978. Metamorphic history of the Archean Abitibi Belt. *Dans Metamorphism in the Canadian Shield*. Geological Survey of Canada Paper 78-10, pp.63-78.
- Karlstrom, K.E., Miller, C.F., Kingsbury, J.A. et Wooden, J.L. 1993. Pluton emplacement along an active ductile thrust zone, Piute Mountains, southeastern California: Interaction between deformational and solidification processes. *Geological Society of America Bulletin*, **105**: 213-230.
- Keating, P., 1979. Levé gravimétrique-Région du lac Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DP 713.
- Kroner, A. 1985. Evolution of the Archean continental crust. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **13**: 49-74.
- Lacroix, S. 1986. Géologie de la région Harricana-Grasset (demie-est). Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, DP 86-11.
- Lacroix, S. 1987. Géologie de la région Harricana-Grasset (demie-ouest). Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, DP 87-13.

- Lacroix, S. 1989. Evolution structurale et plutonique de la ceinture verte Matagami-Casa-Berardi, Abitibi du NO québécois: tectonique verticale vs horizontale. Association Géologique du Canada, Programme et résumés, 14: A25.
- Lacroix, S. 1990a. Géologie de la région des rivières Turgeon et Théo. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, MB 90-28.
- Lacroix, S. 1990b. Géologie de la région de la rivière Harricana (Partie Nord), secteur de la Martinière-Caumont. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, MB 90-34.
- Lacroix, S. 1992. Etude structurale des batholites de l'Abitibi-Nord. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, Résumés des travaux de terrain, DV 92-02, p. 58.
- Lacroix, S. 1994. Géologie de la partie ouest du sillon Harricana-Turgeon, Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 94-54.
- Lacroix, S. 1995. Synthèse structurale et des plutons du secteur à l'ouest de LaSarre. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, MB 95-39.
- Lacroix, S. 1996. Un portrait du potentiel minéral de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi à la lumière des récentes connaissances géologiques et géochronologiques. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 96-02, p. 21.
- Lacroix, S. et Sawyer, E.W. 1995. An Archean fold-thrust belt in the northwestern Abitibi Greenstone Belt: structural and seismic evidence. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, 32: 97-112.
- Lacroix, S., Simard, A., Pilote, P. et Dubé, L. M. 1990. Regional geologic elements and mineral resources of the Harricana Turgeon Belt, Abitibi of NW Quebec. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Edité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin, et A. Simard.* Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume Spécial 43, pp. 313-326.
- Lacroix, S., Sawyer, E.W. et Chown, E.H. 1998. Pluton emplacement within an extensional transfer zone during dextral strike-slip faulting: an example from the Abitibi Greenstone Belt. *Journal of Structural Geology*, 20 : 43-59.
- Lacroix, S., Sawyer, E.W. et Dion, D.J. soumis. Structural geometry of late Archean supracrustal assemblages and synorogenic plutons in the south-central Abitibi Greenstone Belt: An integration of field, gravity and seismic data. *Precambrian Research*.

- Langford, F.F. et Morin, M.A. 1976. The development of the Superior Province of Northwestern Ontario by merging island arcs. *American Journal of Science*, **276**: 1023-1043.
- Latulippe, M. 1976. The stratigraphic divisions of the Abitibi-Temiscamingue Area of Northwestern Quebec. Quebec Department of Mines and Natural Resources, unpublished map, 1:633.
- Ludden, J.N., Hubert, C. et Gariépy, C. 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*, **123**: 153-166.
- Ludden, J., Hubert, C., Barnes, A., Milkereit, B. et Sawyer, E., 1993. A three dimensional perspective on the evolution of Archaean crust: LITHOPROBE seismic reflection images in the southwestern Superior province. *Lithos*, **30**: 357-372.
- MacGregor, A.M. 1951. Some milestones in the Precambrian of southern Africa. *Proceedings of the geological society of South Africa*, **54**: 27-71.
- Mareschal, J.C. et West, G.F. 1980. A model for Archean tectonism. Part 2: Numerical model of vertical tectonism in greenstone belts. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **17**: 60-71.
- Marsh, B.D. 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting. *American Journal of Science*, **282**: 808-855.
- Mattauer, M. 1986. Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. *Dans Collision Tectonics. Edité par M.P. Coward et A.C. Ries. Geological Society of London, Special Publication 19.*
- Mayrand, L., Green, A.G., Jackson, S.L., Ludden, J.N., Milkereit, B., Sutcliffe, R.H. et Verpaelst, P. 1989. Probing the depths. *The Northern Miner Magazine*: 45-47.
- MERQ-OGS, 1983. Lithostratigraphic map of the Abitibi Subprovince. Ontario Geological Survey/Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, 1:50 000, DV 83-16.
- Molnar, P. et Tapponier, P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science*, **189**: 419-426.
- Mooney, W.D. et Meissner, R. 1992. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho. *Dans Continental Lower crust. Edité par D.M. Fountain, R. Arculus et R.W. Kay*, pp. 45-79.

- Morand, V.J. 1990. Pluton emplacement in a strike-slip fault zone: the Doctor Flat Pluton, Victoria, Australia. *Journal of Structural Geology*, **14**: 205-213.
- Mortensen, J.K., 1993a. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel region. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **30**: 11-28.
- Mortensen, J.K., 1993b. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **30**: 29-41.
- Mueller, W. et Donaldson, J.A. 1992. Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **29**: 2249-2265.
- Mueller, W., Daigneault, R., Chown, E. H. et Mortensen, J.K., 1996. Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, **265**: 127-150.
- Myers, J.S. 1988. Early Archaean Narryer Gneiss Complex, Yilgarn Craton, Western Australia. *Precambrian Research*, **38**: 297-307.
- Myers, J.S. et Kroner, A. 1994. Archaean tectonics. *Dans Continental Deformation. Edité par P.L. Hancock*. Pergamon Press, Oxford, pp. 355-369.
- Osmani, I.A. et Stott, G.M. 1988. Regional scale shear zones in Sachigo Subprovince and their economic significance. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 141, pp. 53-67.
- Paterson, S.R., Tobisch, O.T. et Morand, V.J. 1990. The influence of large ductile shear zones on the emplacement and deformation of the Wyangala Batholith, SE Australia. *Journal of Structural Geology*, **12**: 639-650.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H. et Fowler, T.K. Jr. 1992. Aureole tectonics. *Dans Contact Metamorphism. Edité par M. Kerrick*. Reviews in Mineralogy, Volume 26, pp. 673-722.
- Percival, J.A., Shaw, D.M., Milkereit, B., White, D.J., Jones, A.G., Salisbury, M.H., Bursnall, J.T., Moser, D.E., Green, A.G., Thurston, P.G., Bailey, R.C. et Mareschal, M. 1991. A closer look at deep crustal reflections. *Eos, Transactions of the American Geophysical Union*, **72**: 337-341.

- Pilote, P. 1987. Géologie de la région de Dieppe-Casa Bérardi, district de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 87-17, carte annotée.
- Pilote, P. 1988. Géologie de la région de Casa-Bérardi, Dieppe, Collet et Laberge. Ministère de l'Énergie et des Ressources Québec, MB 89-43.
- Poulsen, K.H., Borradaile, G. et Kehlenbeck, M.M. 1980. An inverted Archean succession at Rainy Lake, Ontario. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **10**: 1358-1369.
- Price, R. 1981. The Cordilleran Foreland Thrust and Fold Belt in the Southern Canadian Rocky Mountains. *North American Thrust-Faulted Terranes, Selected papers, American Association of Petroleum Geologists, Reprint Series No. 27*, pp. 345-366.
- Ramberg, H. 1980. Diapirism and gravity collapse in the Scandinavian Caledonides. *Journal of the Geological Society of London*, **137**: 261-270.
- Rémick, J. 1969. Géologie de la région d'Harricana-Turgeon. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, R.P. 546.
- Rive, M., Pintson, H. et Ludden, J.N. 1990. Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac Subprovinces, Superior Province, Canada. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin, et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume Spécial 43*, pp. 65-76.
- Robert, F. 1989. Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **26**: 2661-75.
- Robert, F. 1991. The geometrical relationship between the stretching lineation and the movement direction of shear zones: Discussion. *Journal of Structural Geology*, **15**: 239-240.
- Robert, R., Sheahan, P.A. et Green, S.B. 1990. Greenstone Gold and Crustal Evolution. *NUNA Conference Volume, Val d'Or*.
- Rodgers, J. 1990. Fold-and-thrust belts in sedimentary rocks. Part 1: Typical examples. *American Journal of Science*, **290**: 321-359.
- Sawyer, E.W. et Barnes, S.-J., 1994. Thrusting, magmatic intraplate, and metamorphic core complex development in the Archaean Belleterre-Angliers Greenstone Belt, Superior Province, Quebec, Canada. *Precambrian Research*, **68**: 183-200.

- Sawyer, E.W. et Benn, K. 1993. Structure of the high-grade Opatoca belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince: An Archean mountain front. *Journal of Structural Geology*, **15**: 1443-1458.
- Schmidt, C.J., Smedes, H.W. et O'Neill, J.M. 1990. Syncompressional emplacement of the Boulder and Tobacco Root Batholiths (Montana, U.S.A.) by pull-apart along old fault zones. *Geological Journal*, **25**: 305-330.
- Schwerdtner, W.M. 1990. Structural tests of diapir hypotheses in Archean crust of Ontario. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **27**: 387-402.
- Sibson, R.H., 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Journal of the Geological Society of London*, **140**: 741-767.
- Simard, A., Gobeil, A., Verpaelst, P., Rive, M., Lacroix, S. et Racicot, D. 1990. Relationship between mineral deposits and geologic domains of the Abitibi volcano-plutonic belt of northwestern Quebec. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Edité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin, et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 43, pp. 1-16.*
- Stott, G.M. et Corfu, F. 1991. Uchi Subprovince. *Dans Geology of Ontario. Edité par P.C. Thurston, H.R. Williams, R.H. Sutcliffe, et G.M. Stott. Ontario Geological Survey, Special Volume 41, pp. 144-236.*
- Stowe, C.W. 1974. Alpine-type structures in the Rhodesian basement complex at Selukwe. *Journal of the Geological Society of London*, **130**: 411-425.
- Suppe, J. 1987. The active Taiwan mountain belt. *Dans The Anatomy of Mountain Ranges. Edité par J.P. Schaer et J. Rodgers. Princeton University Press, Princeton, pp. 277-293.*
- Sutcliffe, R.H., Smith, A.R., Doherty, W. et Barnett, R.L. 1990. Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks: evidence from the southern Superior Province, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **105**: 255-274.
- Sutcliffe, R.H., Barrie, C.T., Burrows, D.R. et Beakhouse, G.P. 1993. Plutonism in the southern Abitibi Subprovince: a tectonic and petrogenetic framework. *Economic Geology*, **88**: 1359-1375.
- Sylvester, A.G. 1988. Strike-slip faults. *Bulletin of the Geological Society of America*, **100**: 1666-1703.



- Tapponier, P., Peltzer, G., LeDain, A.Y., Armijo, R. et Cobbold, P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, **10**: 614-616.
- Taylor, S.R. et McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.
- Thibault, C. 1970. Clermont township, Abitibi-West County. Quebec Department of Natural Resources, GR 138.
- Tikoff, B. et Teyssier, C. 1992. Crustal-scale, en echelon "P-shear" tensional bridges: A possible solution to the batholithic room problem. *Geology*, **20**: 927-930.
- Tobisch, O.T. et Cruden, A.R. 1995. Fracture-controlled magma conduits in an obliquely convergent continental magmatic arc. *Geology*, **23**: 941-944.
- Trudel, P. 1979. *Le volcanisme archéen et la géologie structurale de la région de Cléricky*. Thèse de doctorat, Ecole Polytechnique, Montréal.
- Williams, H.R. 1990. Subprovince accretion tectonics in the south-central Superior Province. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **27**: 570-581.
- Wilson, J.T. 1939. Mistawak Lake. Geological Survey of Canada, map 533 A.
- Windley, B.F. 1981. Precambrian rocks in the light of the plate tectonic concept. *Dans Precambrian plate tectonics. Developments in Precambrian Geology*, 4. *Edité par A. Kroner*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-20.
- Windley, B.F. 1984. *The Evolving Continents*. Wiley, London.
- Woodcock, N. H. 1986. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A317**: 13-29.

CHAPITRE II

AN ARCHEAN FOLD-THRUST BELT IN THE NORTHWESTERN ABITIBI  
GREENSTONE BELT: STRUCTURAL AND SEISMIC EVIDENCE

(Canadian Journal of Earth Sciences 32: 97-112)

## 2.1 Abstract

An integration of structural field data and LITHOPROBE seismic reflection line #28 in the northwestern Abitibi Greenstone Belt (AGB) reveals a crustal-scale, S- to SW-vergent thrusting event that developed "in sequence" above a shallowly ( $15^\circ$ ) north-dipping sole thrust at a mid-crustal level. Seismic reflector geometry above this decollement suggests a mid-crust (6-20 km deep) dominated by low-angle thrusts with smooth trajectory ramps and culmination folds or antiformal stacks, similar to the structural style of neighbouring high-grade plutonic-gneissic (Opatica) and sedimentary (Pontiac) subprovinces. In contrast, low- to high-angle E-W trending thrusts at the upper-crust greenstone belt level (6-9 km deep) are interpreted to be listric. They occur in two fault systems, the Chicobi and Taibi, that resemble "imbricate fan" systems.

The contrasting structural geometry of the upper- and mid-crust is interpreted as level variations through the thrust stack, and resembles Phanerozoic mountain belts where the upper AGB would represent a ductile-brittle fold-thrust belt. However, the structural evolution of the AGB has been complicated by earlier intrusive-metamorphic contacts or set of thrusts beneath it, and/or younger out-of-sequence thrusts with north-vergent backthrusts. Also, S- to SW-vergent thrusts were reactivated, folded and steepened during a younger dextral strike-slip event.

## 2.2 Introduction

Thrust faults are the fundamental structures of many Phanerozoic orogenic belts, such as the Rocky mountains (Dahlstrom 1970; Price 1981), the Appalachians (Rodgers 1990), the Alps (Boyer and Elliot 1982) and accretionary complexes (e.g. SW Pacific: Suppe 1987, Bally and Oldow 1986). Thrust stacking accomodates the large-scale horizontal movements, crustal shortening and accretion processes in convergent tectonic regimes. The tectonic context of the Archean Superior Province has been compared to subduction-driven convergent regimes (Langford and Morin 1976; Card 1990). In particular, Devaney and Williams (1989) and Williams (1990) proposed that south-vergent thrust tectonics are responsible for the terrane accretion of the Wawa, Quetico and Wabigoon suprovinces in the south-central Superior Province. Thrust and nappe structures were also described in the Pontiac (Dimroth et al. 1983; Camiré and Burg 1992) and the Opatica (Benn et al. 1992a; Sawyer and Benn 1993) subprovinces, in the eastern Superior Province.

However, the predominance of subvertical faults has been a basic argument against the application of thrust models in the Archean Abitibi Greenstone Belt (AGB). Recent structural models proposed to explain the vertical geometry of the AGB include: N-S compression (Dimroth et al. 1983 & 1986; Daigneault et al. 1990), wrench faulting (Hubert et al. 1984), south-vergent listric thrusting (Hocq 1990; Hodgson et al. 1990), and transpression (Robert 1989). Furthermore, recent potential field studies (Dion et al. 1992) reveal that the

AGB assemblages comprise less than 10 km of the uppermost crust, and LITHOPROBE seismic reflection profiles (Green et al. 1990; Jackson et al. 1990) show that the mid- to deep-crust is dominated by sub-horizontal reflectors.

The aim of this paper is to elucidate these contrasting structural styles at different crustal levels and to address the following three questions: 1) What is the nature of low-angle seismic layering in the mid-crust, 2) what is the nature and down dip geometry of high-angle structures in the AGB and 3) how do the high-angle faults in the greenstone belt of the uppermost crust relate to the low-angle seismic layering in the mid-crust? Through an integration of structural field data with the recent LITHOPROBE seismic profile #28, this paper emphasizes the role of thrusting in the structural evolution of the northwestern AGB.

## 2.3 General geology

### 2.3.1 Regional Setting

In Quebec, the AGB is bounded to the north and northwest by the plutonic gneisses of the Opatica Subprovince and to the south by the metasedimentary Pontiac Subprovince (Fig. 7). To the east and west, the AGB is truncated by the Grenville Front and the Kapuskasing "zone" respectively. The studied area is part of the internal zone of Dimroth et al. (1983), the Northern Volcanic Zone of Chown et al. (1992), but overlaps the Northern Volcanic Zone and

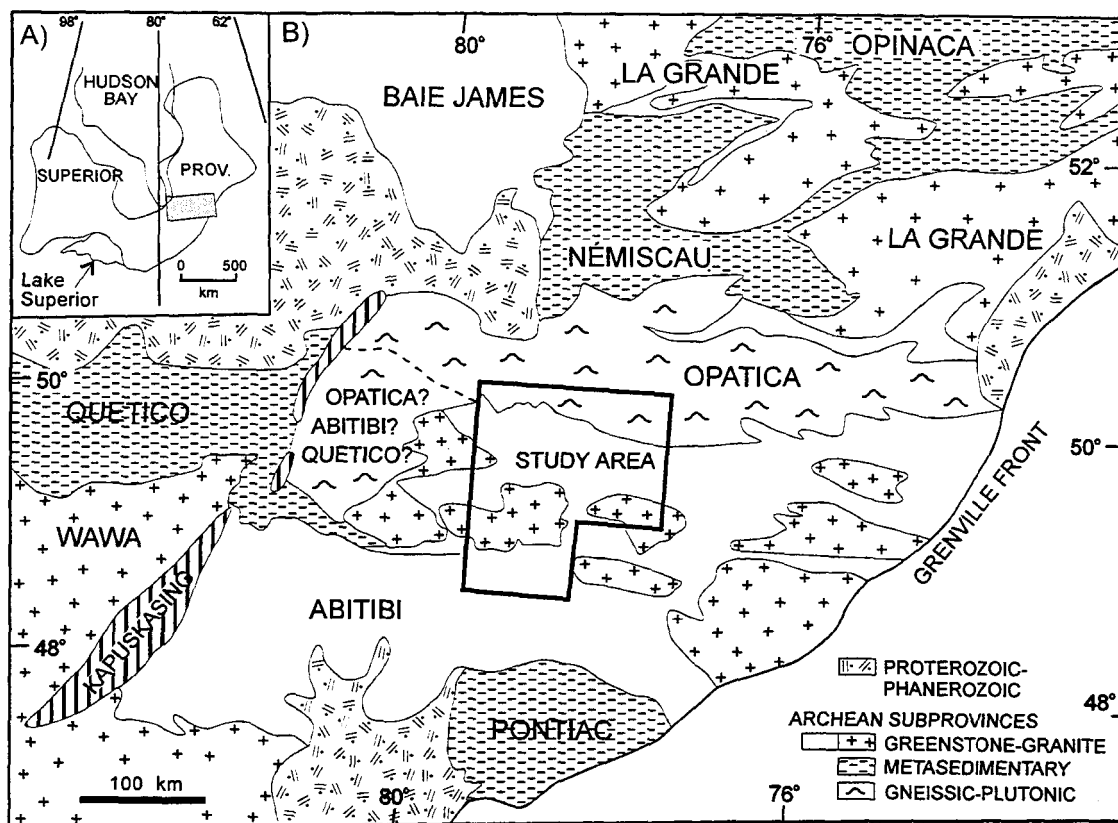


Figure 7. Location of the studied area in (a) the Superior Province and (b) the Abitibi Greenstone Belt and neighbouring subprovinces (modified from MERQ-OGS 1983).

the Central Granitic Zone of Ludden et al. (1986).

### 2.3.2 Lithostratigraphic domains

No formal stratigraphy has been proposed yet in the northwestern AGB, but the area has been subdivided into several lithostratigraphic domains (Fig. 8). The Taibi and Chicobi sedimentary domains are mainly composed of rhythmic sandstone-siltstone-shale sequences, chert-shale-banded iron-formations (BIF) and graphitic black shales and have been interpreted as deep-water turbiditic deposits (Mueller and Donaldson 1992).

The Enjalran-Bapst, Orvilliers-Desmazures, Dieppe, Cartwright, North- and South-Normetal, and LaSarre volcanic domains consist of massive, pillowed or brecciated basaltic flows with intercalated black shales, intruded by gabbroic sills, that together formed deep submarine lava plains (Lacroix et al. 1990). The Brouillan-Matagami, Joutel-Raymond and Normetal-Ligneris domains are interpreted as volcanic arcs, since they consist of basalt-andesite-rhyolite assemblages, and coarse pyroclastic units that exhibit rapid variations of facies and lithology.

### 2.3.3 Plutonic Suites

There are two main plutonic suites, (1) the tonalite-diorite complexes (e.g. Brouillan,

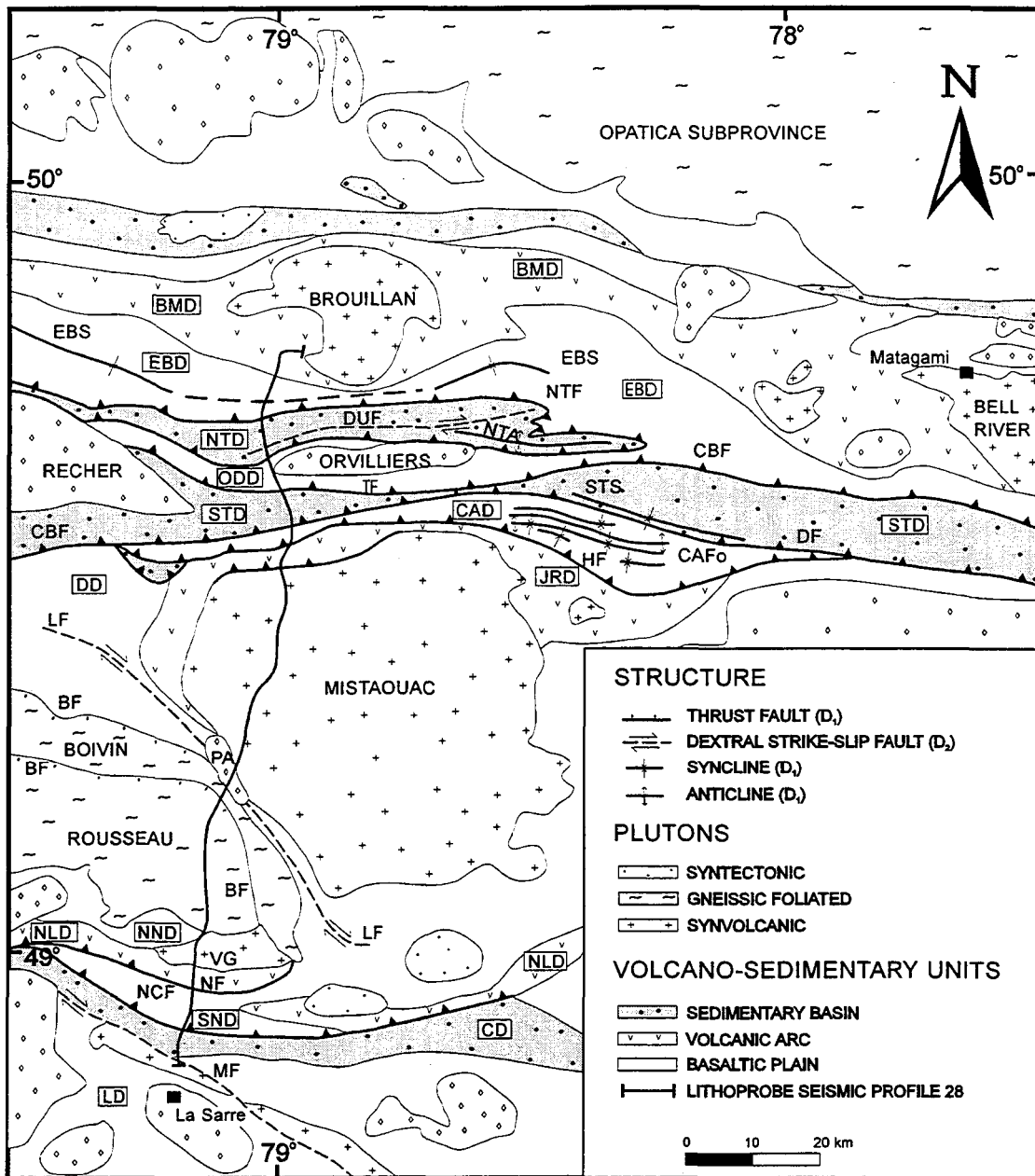


Figure 8. Regional map of the northwestern Abitibi Greenstone Belt (modified from Lacroix et al. 1990).

Lithostratigraphic domains: BMD, Brouillan-Matagami; CAD, Cartwright; CD, Chicobi; DD, Dieppe; EBD, Enjalran-Bapst; JRD, Joutel-Raymond; LD, LaSarre; NLD, Normétal-Ligneris; NND, North Normétal; NTD, North Taïbi; ODD, Orvilliers-Desmazures; SND, South Normétal; STD, South Taïbi.

Plutons: PA-Paradis, VG-Val St-Gilles.

D<sub>1</sub> faults: BF-Boivin; (A) Taïbi Fault System: CBF, Casa-Berardi; DF, Douay; HF, Harricana; NMF, North Mistauac; NTF, North Taïbi; OF, Orvilliers; TF, Turgeon; (B) Chicobi Fault System: NF, Normétal; NCF, North Chicobi. D<sub>1</sub> folds: CAFo, Cartwright folds; EBS, Enjalran-Bapst syncline; NTA, North Taïbi antiform; STS, South Taïbi syncline. D<sub>2</sub> faults: DUF, Duration; LF, Laberge; MF, Macamic.



Mistaouac), which have a similar U-Pb age range (2727-2722 Ma: Mortensen 1993) to the volcanic arcs that enclose them, and are interpreted as syn-volcanic (Lacroix et al. 1990), and (2) the granodiorite-quartz monzodiorite plutons (e.g. Recher, Paradis) ranging in age from 2701 to 2693 Ma, which have been described as syn-tectonic (Mortensen 1993). New U-Pb ages (Davis et al. 1993a) show that the tonalitic Mistaouac pluton (2727-2724 Ma) belongs to suite 1, whereas the dioritic Boivin (2714 Ma $\pm$ 2/-1Ma) and tonalitic Rousseau (2703 $\pm$ 2 Ma) plutons, which contain compositional and gneissic layering, are unique in age, falling between those of Suites 1 and 2.

## 2.4 Structural Geology

### 2.4.1 First-generation structures ( $D_1$ )

Regional  $D_1$  structures include: 1) E-trending folds, that are parallel to the domain boundaries, and 2) E-trending ductile-brittle faults, which occur in systems of numerous faults that mostly bound sedimentary domains (Fig. 8). Each fault consist of km-wide alternating schist bands and foliated rocks, that have been extrapolated regionally using diamond drill core compilations and electromagnetic conductors (MERQ 1983; Lacroix et al. 1990). The nature and relationship between  $F_1$  folds and  $D_1$  faults are described within the Taibi and Chicobi Fault systems.

#### 2.4.1.1 Taibi Fault System

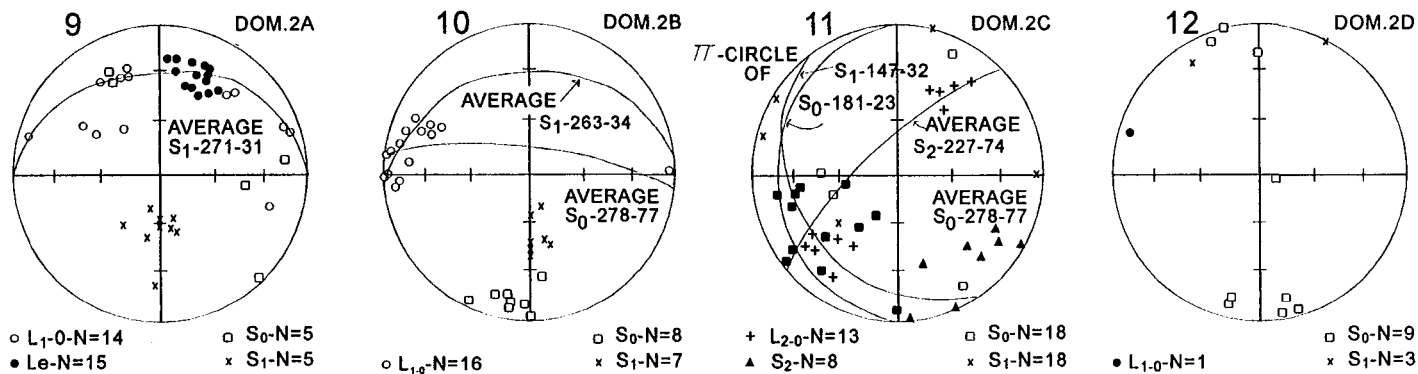
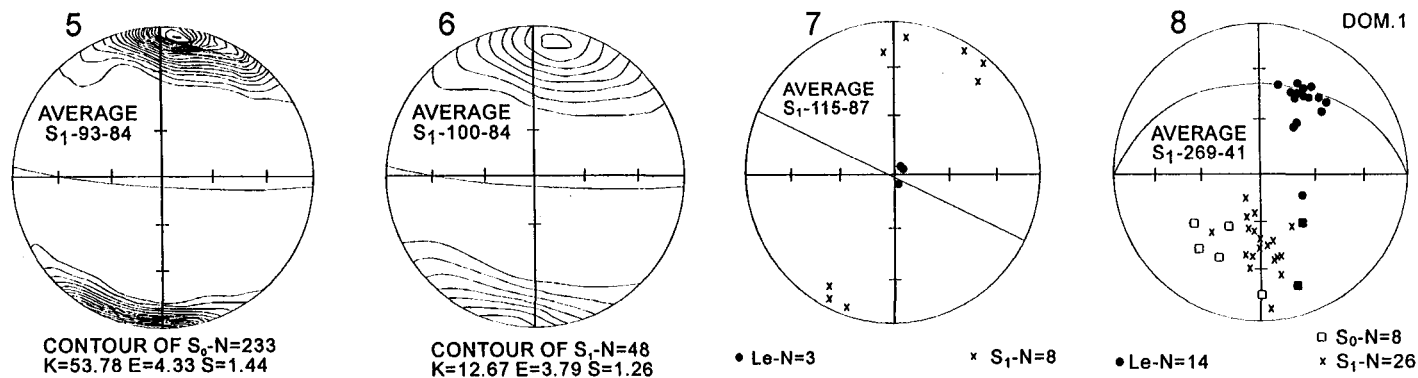
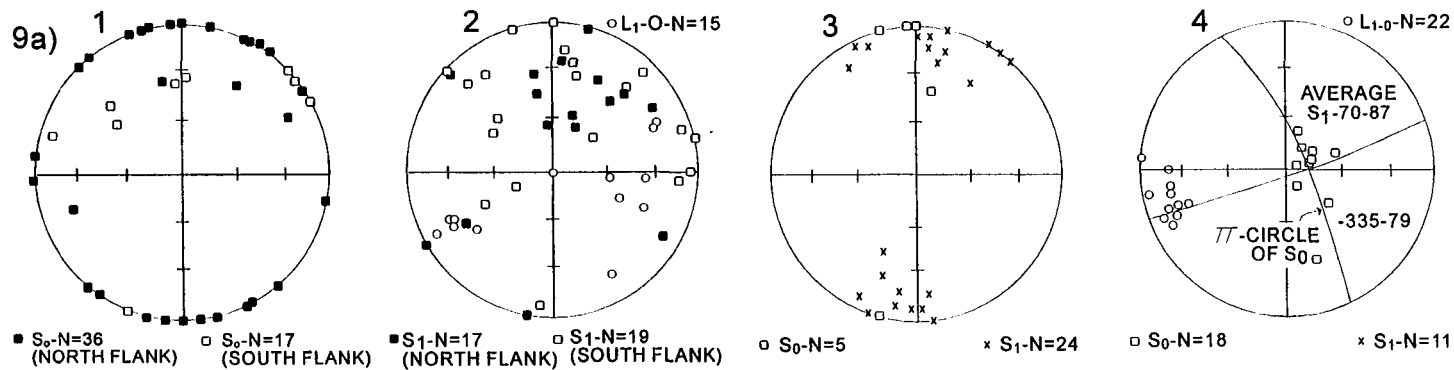
The Taibi Fault System comprises seven major faults, the North-Taibi, Orvilliers, Turgeon, Casa-Berardi, Douay, Harricana and North-Mistaouac Fault (Fig. 9c). Only the Harricana, Casa-Berardi and North-Taibi faults are described here since both field and geophysical observations are available for these.

The Harricana Fault is located at the contact of the Cartwright and Joutel-Raymond domains (Lacroix 1986), and almost merges with the Casa-Berardi Fault to the west where the Cartwright domain pinches out. The Harricana fault has a subvertical foliation ( $S_1$ ) with a down-dip stretching lineation ( $L_e$ , Fig. 9a-7); C-S fabrics imply north side-up movement.

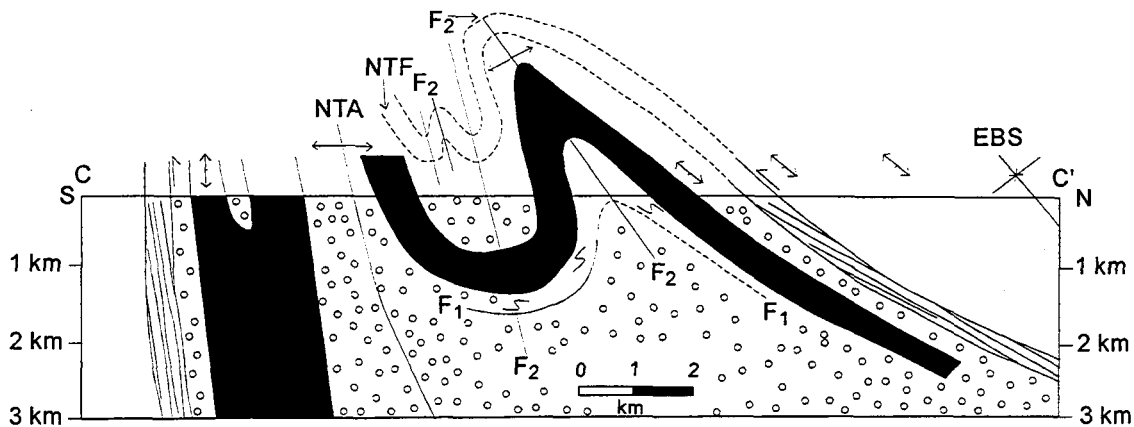
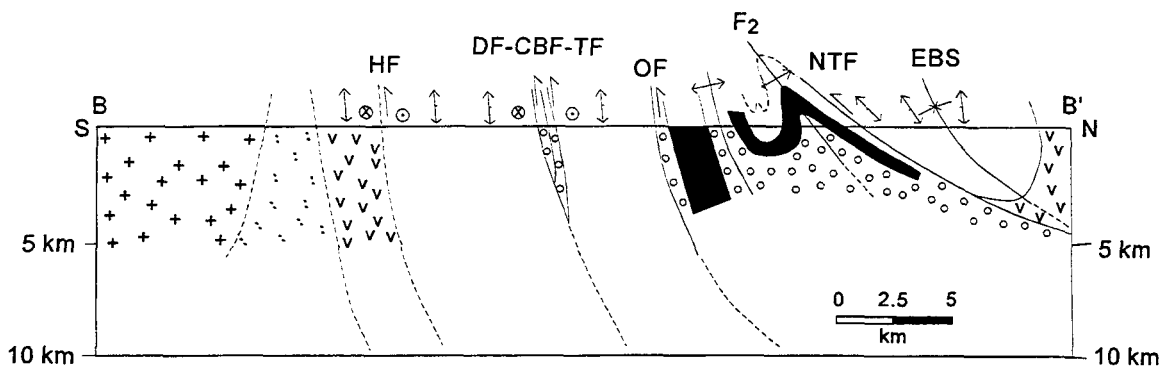
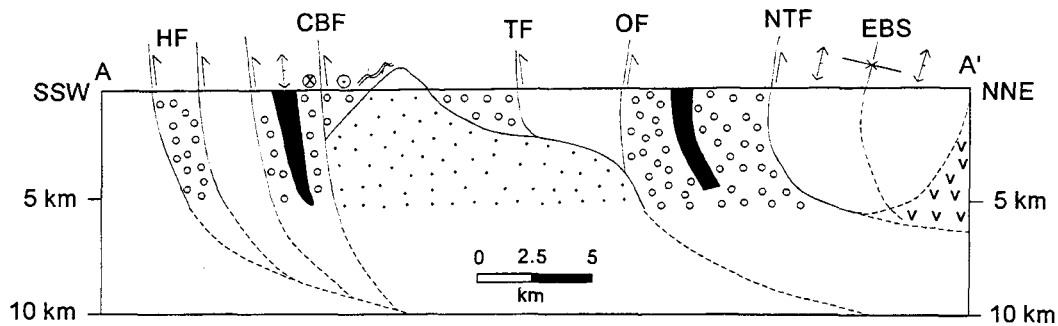
The Casa-Berardi Fault can be followed in the west of Figure 9c at, or close to, the southern contact of the South-Taibi domain. The eastward position of the fault along the northern contact of the South-Taibi domain is mainly based on ENE-trending magnetic and electromagnetic anomalies (Lacroix 1987). The Casa-Berardi Fault Zone is a 4 to 6 km-wide, subvertical, highly schistose zone with a prominent down dip stretching lineation, containing local sheath folds and north side-up shear sense indicators (Pilote et al. 1990; Lacroix, personal observation) in a 100 to 400 m wide central zone of strongly sheared rocks.

The best section of the North-Taibi Fault is exposed NE of the Orvilliers pluton (Fig.

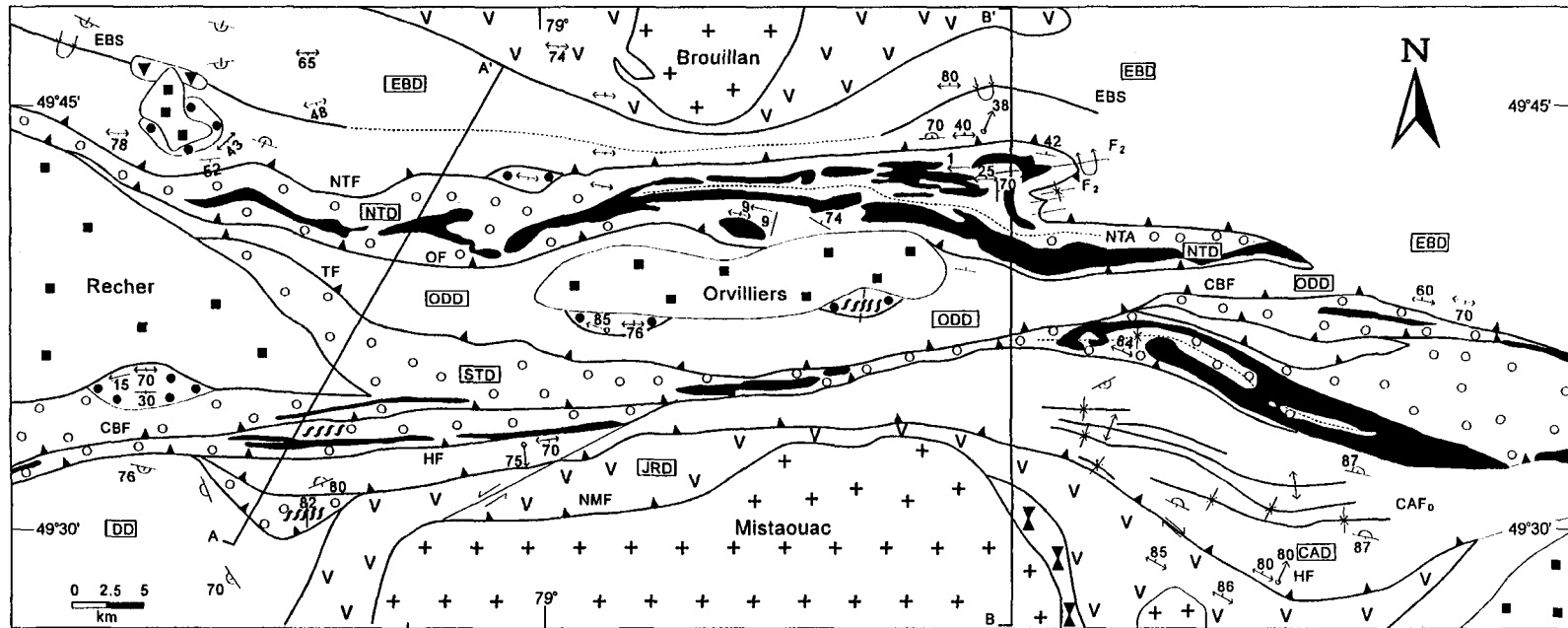
Figure 9. Structure of the Taibi Fault System. (a) (A1-A7) Stereograms of the Taibi map (see C): (1, 2) Enjalran-Bapst domain, SW of the Brouillan pluton-(1) Poles to  $S_0$ ; (2) Poles to  $S_1$  and  $L_{1,0}$  lineations; (3) Poles to  $S_0$  &  $S_1$  in the Orvilliers-Desmazures domain; (4) Poles to  $S_0$ ,  $S_1$  with  $L_{1,0}$  lineations in the South-Taibi domain (south of the Récher pluton); (5, 6) Cartwright domain-(5) Contoured poles to  $S_0$ , (6) Contoured poles to  $S_1$  with  $L_{1,0}$  lineations; (7) Poles to  $S_1$  and  $L_e$ , in the Harricana Fault; (A8-A12) Stereograms of the North-Taibi Fault and neighbouring domains (see D)-(8) Poles to  $S_0$ ,  $S_1$  and  $L_{1,0}$  in the Enjalran-Bapst domain (SE of the Brouillan pluton-Dom. 1); (9-12) North-Taibi domain: (9) Poles to  $S_0$ ,  $S_1$  with  $L_{1,0}$  and  $L_e$  (Dom. 2A), (10) Poles to  $S_0$ ,  $S_1$  with  $L_{1,0}$  lineations (Dom. 2B), (11) Poles to  $S_0$ ,  $S_1$ ,  $S_2$  with  $L_{2,0}$  lineations (DOM. 2C), (12) Poles to  $S_0$  and  $S_1$  (DOM. 2D). All spherical plots are projections of the lower hemisphere onto Schmidt equal-area nets. (b) Regional (A-A', B-B') and detailed (C-C') cross-sections. (c) Regional map. (d) Detailed map of the North-Taibi Fault, NE of the Orvilliers pluton. The abbreviations are the same as those used on the Fig. 8.



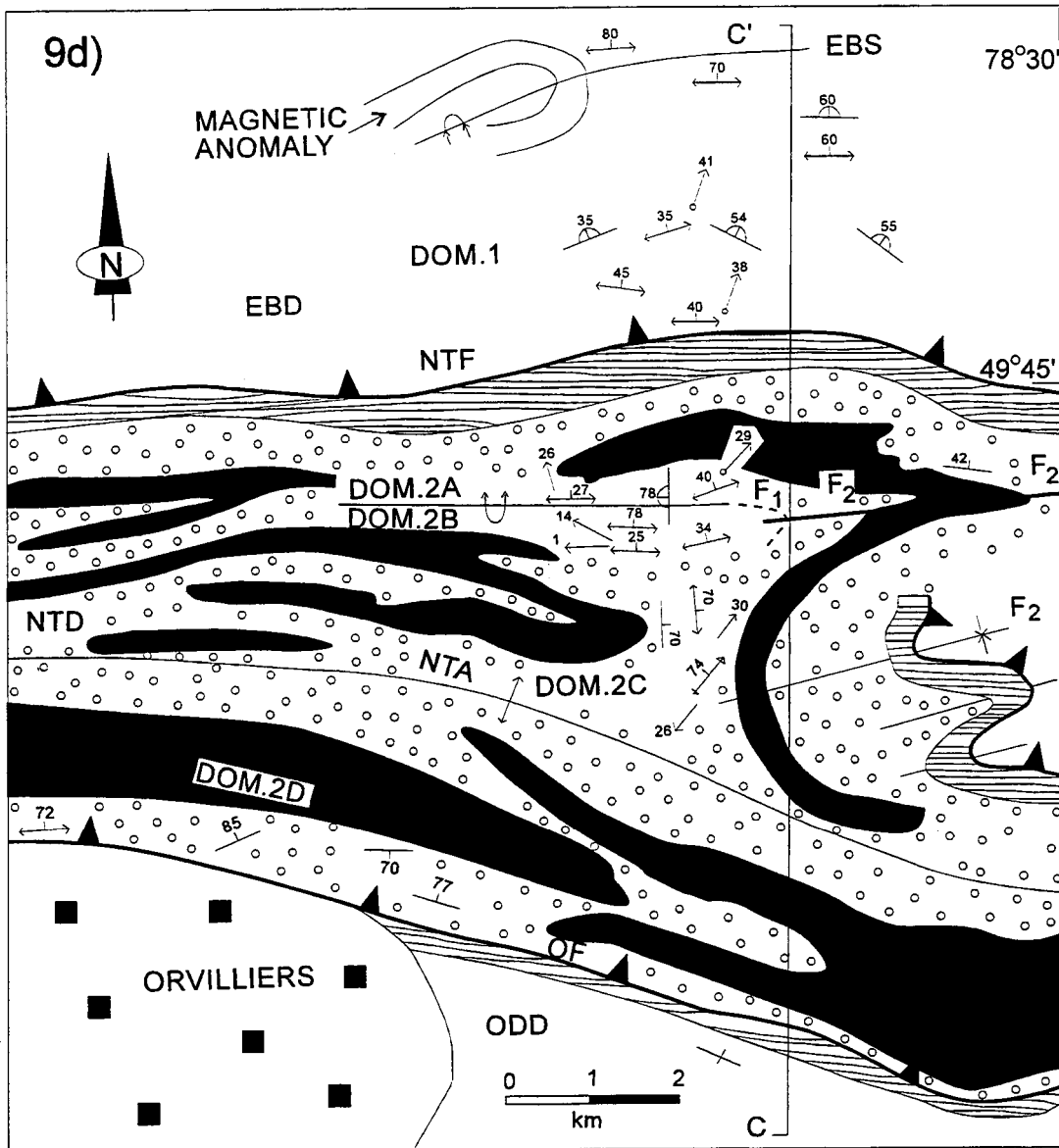
9b)



9c)



- |                             |                             |   |
|-----------------------------|-----------------------------|---|
| ■ SYNTECTONIC PLUTON        | ↷ S <sub>0</sub> (WITH TOP) | ▲ THRUST FAULT (D <sub>1</sub> )              |
| □ SYNVOLCANIC PLUTON        | ↔ S <sub>1</sub>            | ⇌ DEXTRAL STRIKE-SLIP FAULT (D <sub>2</sub> ) |
| + TONALITE                  | ↔ S <sub>2</sub>            | ∪ SYNCLINE (OVERTURNED)                       |
| ⊗ DIORITE                   | SHEAR ZONE                  | ∩ ANTICLINE (OVERTURNED)                      |
| ○ SEDIMENTS                 | ⌒ ASYMMETRIC FOLD           | ↔ ELONGATION LINEATION (L <sub>e</sub> )      |
| ■ BANDED IRON FORMATION     |                             | ↔ INTERSECTION LINEATION (L <sub>1-0</sub> )  |
| v VOLCANIC ARC              |                             | ↔ INTERSECTION LINEATION (L <sub>2-0</sub> )  |
| □ BASALTIC PLAIN            |                             |   |
| ● AMPHIBOLITE               |                             |   |
| ▨ ELECTROMAGNETIC CONDUCTOR |                             |   |



9c, d). The structural elements have been grouped in the Enjalran-Bapst (Domain 1) and North-Taibi (Domain 2) lithostratigraphic domains, separated by the fault. The main regional structure in the Enjalran-Bapst domain is the Enjalran-Bapst Syncline. Both volcanic contacts ( $S_0$ ) and penetrative foliations ( $S_1$ ) are parallel and steeply-dipping to the north on the northern flank (slightly overturned to the south), but they flatten gradually from north to south in the southern flank (normal) of the syncline, which indicate an asymmetric closed fold (Fig. 9b, B-B'). In the southern flank of this syncline,  $S_0$  and  $S_1$  dip from 20 to 50° northwards (Fig. 10a), where a prominent stretching lineation plunges to the NNE (Fig. 9a-8). The southernmost basalts contain numerous metre-scale schist bands with quartz-tourmaline veins, which show the influence of the North-Taibi Fault. Shear sense is north side-up (i.e. reverse) as indicated by C-S structures, the geometry of vein arrays and "stair-step" geometry (Fig. 10b), thus implying a minor component of sinistral movement since  $L_e$  is oblique with respect of  $S_1$ . In the westernmost Enjalran-Bapst domain (Fig. 9c) both  $S_0$  and  $S_1$  have a variable but mainly steep south-dipping attitude (Fig. 9a-1, 9a-2, 9b-A-A'), which is probably also the case for the North-Taibi Fault. Nevertheless, a north side-up movement is suggested there along the fault by the juxtaposition of amphibolite facies volcanic rocks (north of the fault) against greenschist facies metasediments (south of the fault).

The structural elements of the Domain 2 are subdivided in three structural domains (A, B, C; following Turner and Weiss 1963). In the northernmost domain (2A),  $S_1$  and  $L_e$  are moderately developed but conserve an attitude akin to those in Domain 1 (Fig. 9a-9, 10d).  $S_0$



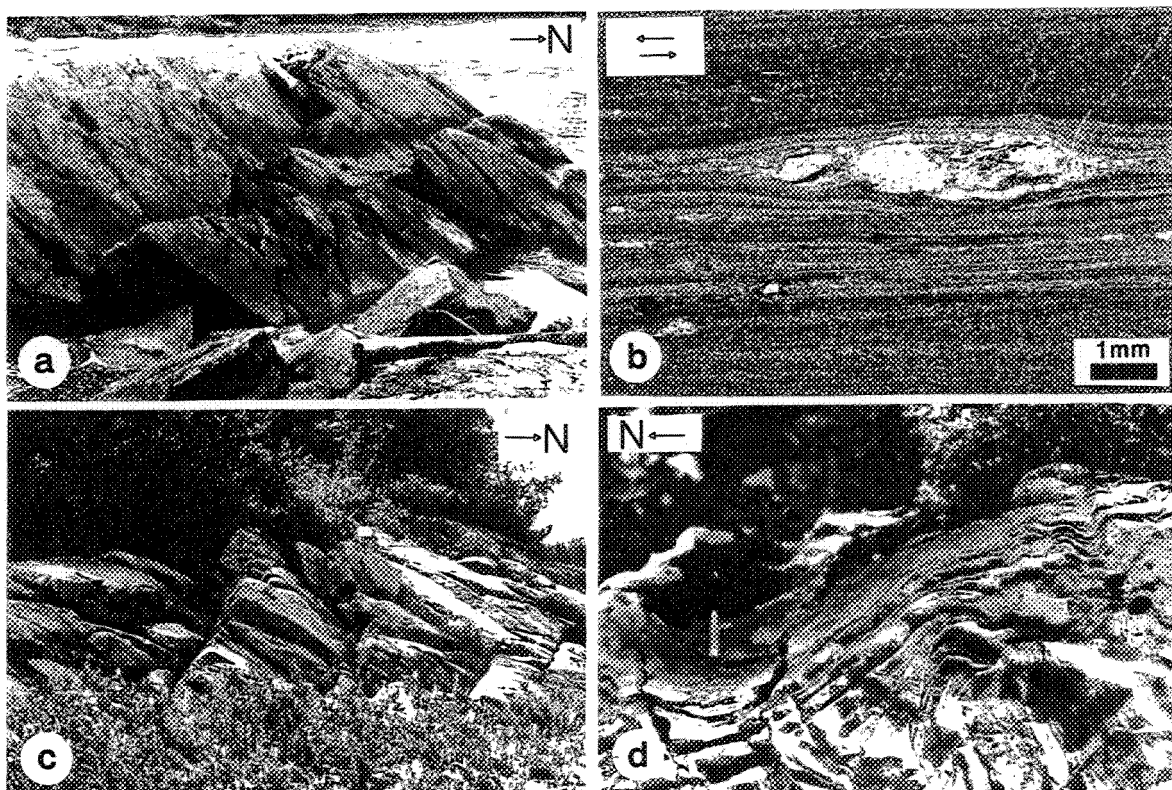


Figure 10. Mesoscopic and microscopic structures of the North-Taibi Fault (NTF): a) Moderately north-dipping  $S_1$  close to the North-Taibi Fault in the Enjalran-Bapst domain (Fig. 9-DOM. 1); b) Photomicrograph of millimetre-scale and centimetre-scale winged quartz aggregates with an immature "stair-step" geometry suggesting reverse movement (looking west, north to the top), close to the NTF in the Enjalran-Bapst domain (Fig. 9-DOM. 1); c) Shallowly north-dipping  $S_1$  in the North Taibi domain (Fig. 9-DOM. 2A); d) Shallowly north-dipping  $S_0$  truncating underlying steeply-dipping  $S_0$ , in the North-Taibi domain. Note the subhorizontal axis of the  $F_1$  fold, parallel to the pencil (Fig. 9-DOM. 2A-B).

has steep dips with mostly N- to NE-trending attitudes, and the orthogonal relationship between  $S_0$ - $S_1$  indicates a  $F_1$  hinge zone. Further south (Domain 2B), both east-trending  $S_0$  and  $S_1$  dip to the north with shallow, west-plunging intersection lineations ( $L_{1,0}$ ), but the shallower dip of  $S_1$  denotes an overturned flank (Fig. 9a-10, b). Thus, both hinge zone (2A) and overturned flank (2B) belong to an asymmetric south-vergent  $F_1$  fold, which is consistent with a North-Taibi Fault being a thrust. In the Domain 2C,  $S_0$  and  $S_1$  are broadly parallel, but their attitudes is mostly controlled by  $F_2$  folds (see  $D_2$ ). In the southern part of the North-Taibi domain, both  $S_0$  and  $S_1$  have subvertical east-striking attitudes (Domain 2D, Fig. 9a-12).

The internal structures of the volcanic domains around the Taibi Fault System are subvertical  $S_0$  and  $S_1$ , with closed to isoclinal folds that have moderately to steeply E- or W-plunging  $L_{1,0}$  (Fig. 9a-1, 2, 3, 5, 6). In contrast, both North- and South-Taibi sedimentary domains have shallowly west-plunging  $L_{1,0}$  intersection lineations (Fig. 9a-4, 10, 12; 10c). Close to the North-Taibi Fault,  $L_{1,0}$  intersection lineations become more steeply plunging, i.e. almost parallel to  $L_e$  (from Domain 2B to 2A, Fig. 9a-10 & 9), which suggests that  $F_1$  folds have been re-oriented parallel to the transport direction of this fault.

The prominent aeromagnetic anomaly of an extensive BIF layer and local structural data (Fig. 9c) were used to define two steeply, north-dipping  $F_1$  folds in the Taibi domain: 1) the gently west-plunging North-Taibi Antiform, and 2) the doubly-plunging South-Taibi Syncline, based on facing direction obtained from drill core (J. F. Ouellette-Vior Inc.,

personnal communication 1992). South of the Recher pluton, both  $S_1$  and  $D_1$  faults dip to the south (Fig. 9a-4, 9c), but have been interpreted to become listric to the north in depth (Fig. 9b-A-A') based on the cross-section B-B', the north side-up movement suggested by metamorphic variations across the North-Taibi Fault and concave-up seismic reflectors in this area (see next section). Local north-verging folds and the presence of the South-Taibi domain, north and south of the Recher pluton, might be consistent with either an antiform over the Recher pluton or a north-verging thrust along the southern contact of the pluton.

#### 2.4.1.2 Chicobi Fault System

The Chicobi Fault System includes the Normetal and North-Chicobi faults, as well as several unnamed faults outlined by electromagnetic conductors in the Normetal basaltic domain and along the northern contact of the Lasarre Diorite (Fig. 11). Only the North-Normetal (Domain 1) and Chicobi (Domain 2) lithostratigraphic domains are considered here, the latter being subdivided in three structural subdomains (A, B, C).

In the domains 1 and 2 (Fig. 11a, c), a penetrative  $S_1$  foliation depicts a fanning geometry, i.e. one that flattens gradually closer to the North-Chicobi Fault (Domain 2A) and steepens away from it toward the south (Domains 2B-C) and the north (Domain 1). In the Domain 1 (Fig. 11b),  $S_1$  dips moderately to the NE (Fig. 12a) and is accompanied by a NE-plunging elongation lineation ( $L_e$ ).

Figure 11. Structure of the Chicobi Fault System: (A) Map of the Chicobi Fault System. (B) Stereograms of four structural domains: DOM. 1-Poles to  $S_1$  with  $L_e$ , DOM. 2A-Poles to  $S_1$  with  $L_e$ , DOM. 2B-Poles to  $S_1$  with  $L_e$  and  $L_{1-0}$ , DOM. 2C-Poles to  $S_1$  and shear bands, with  $L_e$ . All spherical plots are projections of the lower hemisphere onto Schmidt equal-area nets. (C) Regional cross-section (A-A'). The patterns and abbreviations are the same as those used on the Fig. 8 & 9.

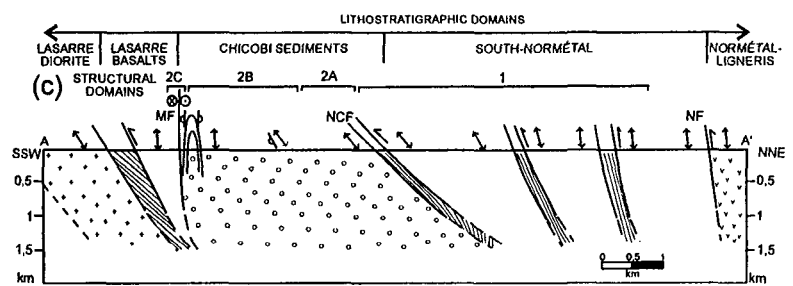
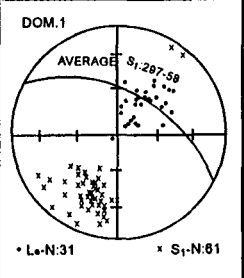
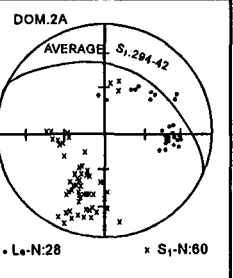
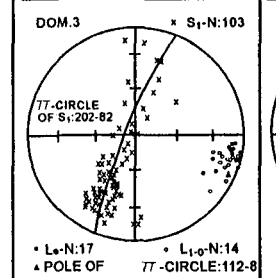
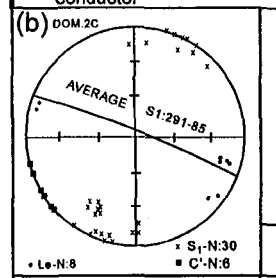
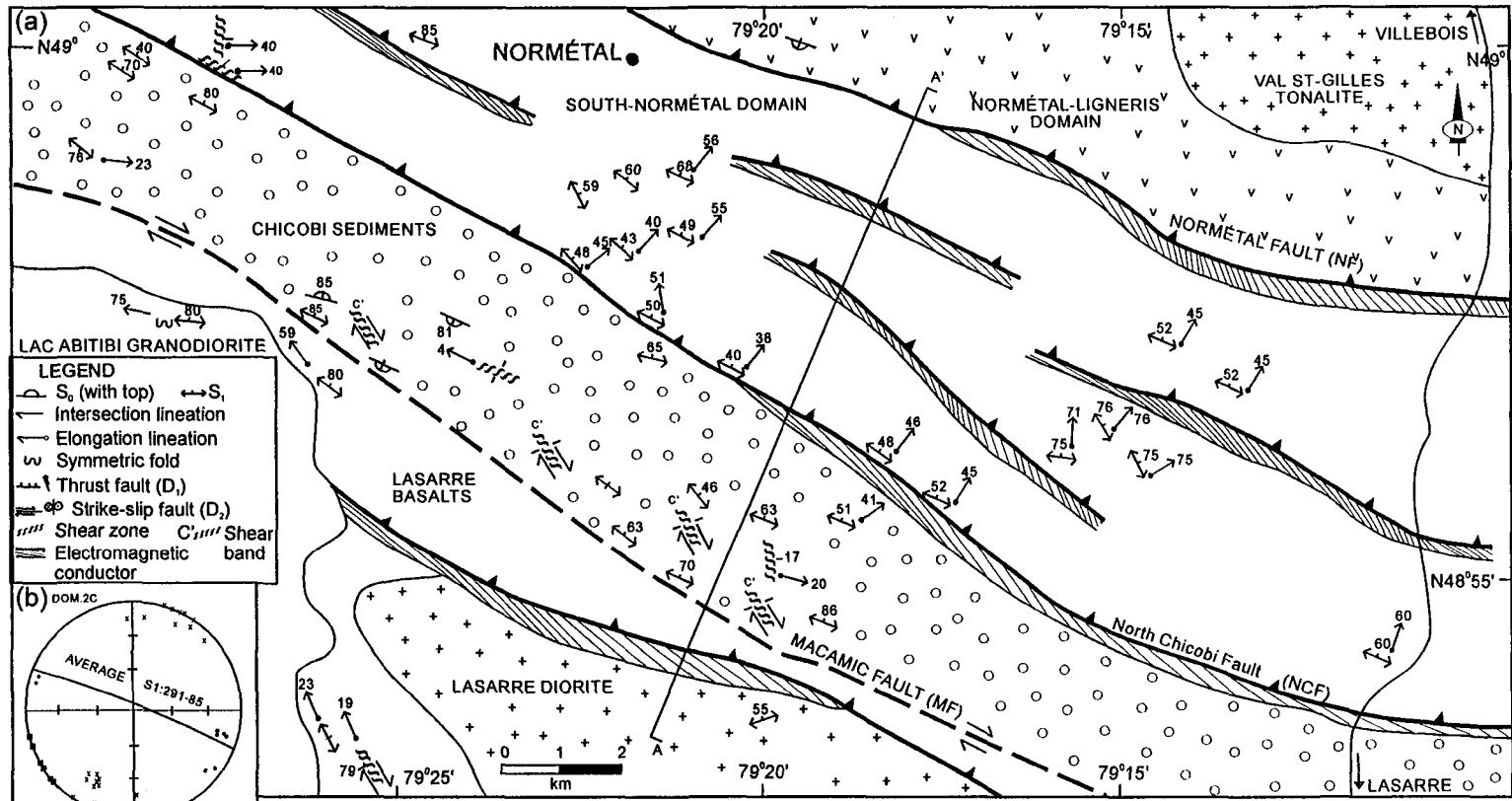
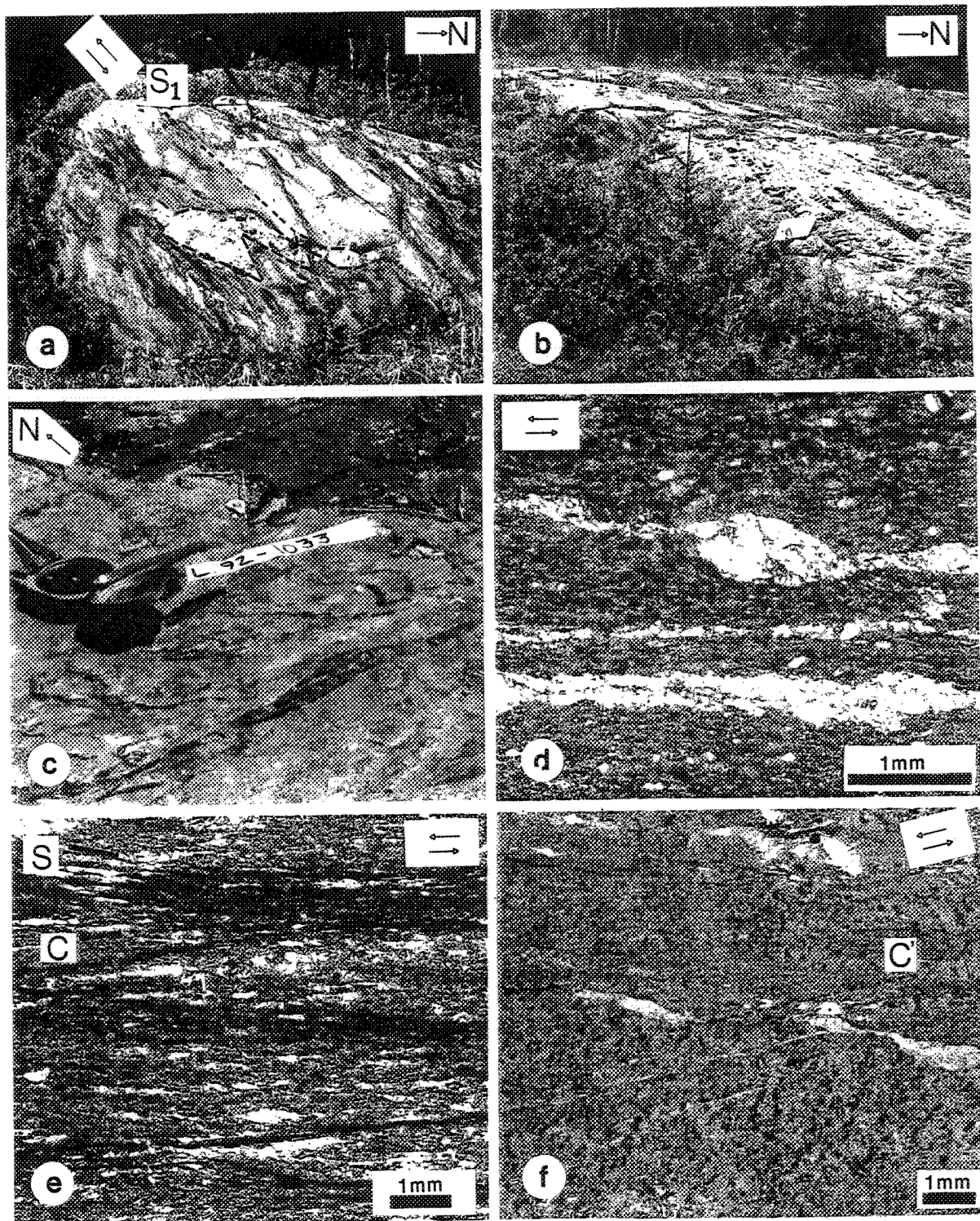


Figure 12. Mesoscopic and microscopic structures of the North-Chicobi Fault (NCF): a) Moderately NE-dipping  $S_1$  (pillow flattening) close to the North-Chicobi Fault, in the South-Normetal Domain (Fig. 11-DOM. 1); Asymmetrically folded quartz veins indicate reverse movement; b) Shallow north-dipping  $S_1$ , in the northern part of the Chicobi domain (Fig. 11-DOM. 2A-2B); c) Decimetric quartz veins dipping shallowly to the east with down-dip slickensides (parallel to the pencil), at the northern contact of the Chicobi domain (Fig. 11-DOM. 2A); d) Photomicrograph of millimetric winged inclusions with "stair-step" geometry indicating lateral sinistral movement (looking down-dip, north to the top), at the northern contact of the Chicobi domain (Fig. 11-DOM. 2A); e) Photomicrograph of C/S fabrics indicating reverse movement (looking west, north to the top), close to the North-Chicobi Fault in the South-Normetal Domain (Fig. 11-DOM. 1); f) Photomicrograph of a quartz vein that is asymmetrically offset by numerous shear bands, which suggest a reverse movement (looking west, north to the top), close to the North-Chicobi Fault in the South-Normetal Domain (Fig. 11-DOM. 1).



In the North-Chicobi Fault (Domain 2A), many  $S_1$  (Fig. 12b) and  $L_e$  have identical attitudes to those in the Domain 1 (Fig. 11b), but most  $L_e$  have an E- to ESE-plunging attitude within the  $S_1$  plane. In the NW corner of Figure 11a, both steeply-dipping WNW-striking and moderately-dipping NNW-striking schist bands and vein arrays have similar E- to ESE-plunging slickensides (Fig. 12c). Also, a shear-sense indicator (Fig. 12d) suggests a sinistral movement along such WNW-striking shears. These observations might be consistent with a sinistral oblique-slip shearing along the North-Chicobi Fault. However, most shear-sense indicators such as folded veins, C-S fabrics and shear bands (Fig. 12a, e, f) have been observed parallel to the down-dip  $L_e$ , and indicate a major north side-up component of (i.e. reverse) movement.

#### 2.4.2 Second-generation structures ( $D_2$ )

Many NW to WNW and ENE-trending dextral faults define a late cross-cutting network in the whole AGB (Robert 1989; Lacroix 1989; Daigneault et Archambault 1990). In the northwestern AGB, the ENE-trending Duration Fault and NW-trending Laberge and Macamic faults belong to this  $D_2$  system. The Macamic Fault is characterized by shallow ESE-plunging  $L_e$  and numerous dextral shear sense indicators (Fig. 11-Domain. 2C, Fig. 13a). The influence of this fault is seen through most of the Chicobi domain, since: 1) both  $S_0$ ,  $S_1$  and  $D_1$  shear veins are steepened and folded toward its southern boundary, and 2) both  $L_{1-0}$  lineations and the pole of the  $\pi$ -circle of  $S_1$  (Fig. 11-Domain 2C) become parallel to the gently



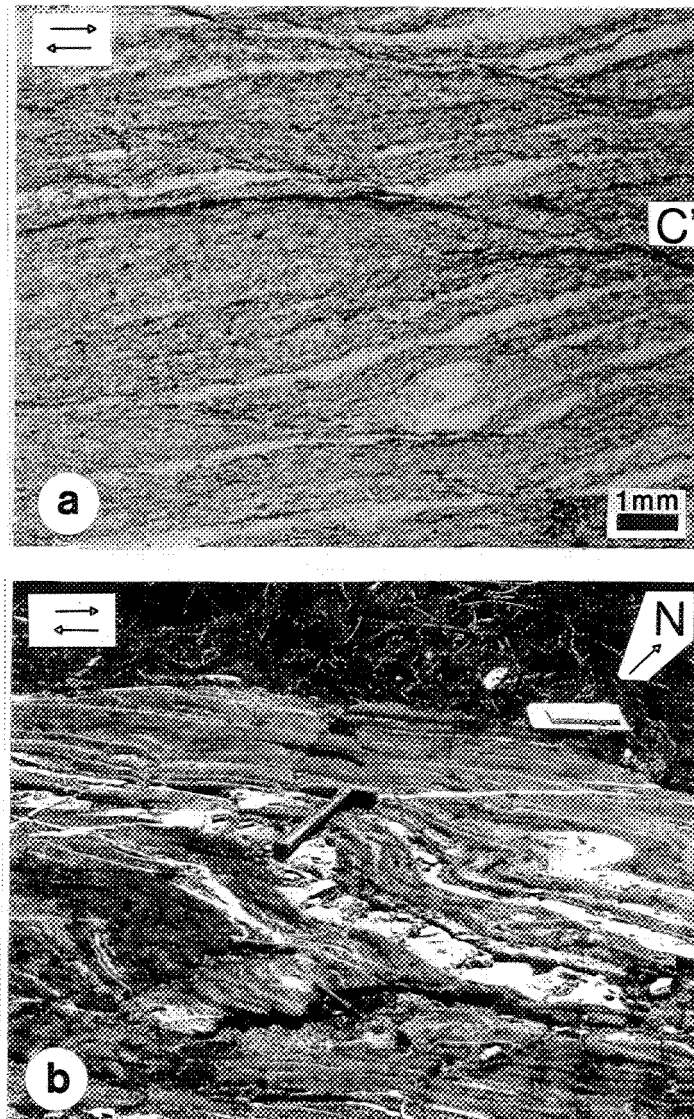


Figure 13. Mesoscopic and microscopic  $D_2$  structures:

a) Photomicrograph of shear bands indicating dextral movement along the Macamic Fault (looking down-dip, north to the top; Fig. 11-DOM. 2C).

b) Asymmetric intrafolial Z-shaped folds, within the ENE-trending Casa-Berardi  $D_1$  Fault zone (Fig. 9).

ESE-plunging transport direction along the Macamic Fault (Domain 2C). The NE-plunging  $D_1$  elongation lineations (Domain 2A) are progressively rotated (2A-2B) toward the gently-plunging  $D_2$  transport direction of the Macamic Fault (Domain 2C), suggesting a southward increase of  $D_2$  strain within the Chicobi domain. The horizontal displacement along the Macamic Fault is about 20 km, as indicated by the dextral offset of the LaSarre diorite (Fig. 8; see also Labbé et al. 1992). Similar shallow-plunging elongation lineations and dextral shear senses have been described along the Laberge Fault (Pilote et al. 1990).

Metre-scale dextral shears are superimposed over steeply dipping  $S_1$  within some  $D_1$  fault zones (Figs 9 & 11: North-Chicobi, Harricana and Casa-Berardi faults). Typically, these are characterized by decimetre-scale Z-shaped folds (on the horizontal plane) that have a steep axial planar crenulation cleavage ( $S_2$ ) superimposed on  $S_1$  (Fig. 13b). Such  $F_2$  folds die out along  $S_2$  i.e. they are non-cylindrical (see also Robert 1989).

NE of the Orvilliers pluton (Fig. 9d), the Duration Fault is revealed by the aeromagnetic signature of a large BIF, that depicts a transposed geometry and kilometre-scale Z-shaped map pattern. The  $D_2$  nature of these prominent Z-shaped folds is indicated by: 1) the transposition of both flanks of the North-Taibi Antiform ( $D_1$ ), 2) the folding of both  $S_0$  and  $S_1$  parallel to the north-trending BIF (Fig. 9-11 & 11d: Domain 2C), and 3) the presence of metre-scale Z-shaped  $F_2$  folds that have steeply NW-dipping axial planar cleavage ( $S_2$ ) and moderately NE- or SW-plunging fold axis (Domain 2C). This implies that both the axial trace

of the asymmetric  $F_1$  fold (of Domains 2A-B) and the North-Taibi  $D_1$  thrust Fault were also folded during  $D_2$ , as suggested by the Z-shaped map pattern of the electromagnetic conductor that corresponds to this fault. Thus, the Z-shaped map pattern resembles type 3 interference fold pattern (Ramsay 1967).

## 2.5 Seismic-reflection profile and correlation with surface features

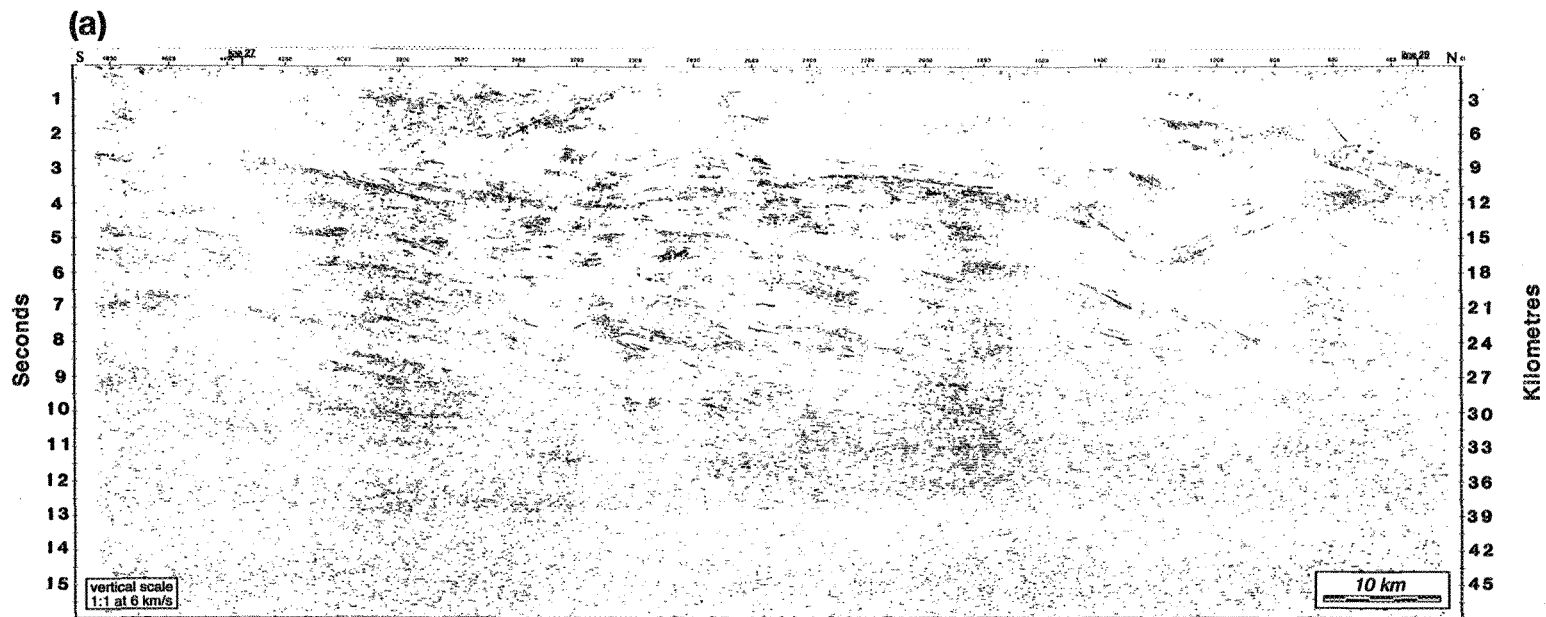
### 2.5.1 A horizontally layered crust

A 120 km-long N-S crustal section of northwestern AGB is provided by the LITHOPROBE seismic reflection profile # 28 (Fig. 14); its acquisition parameters are given by Hubert et al. (1992). The seismic profile reveals three subhorizontal crustal layers above the Moho at 36 km, each with a different seismic character:

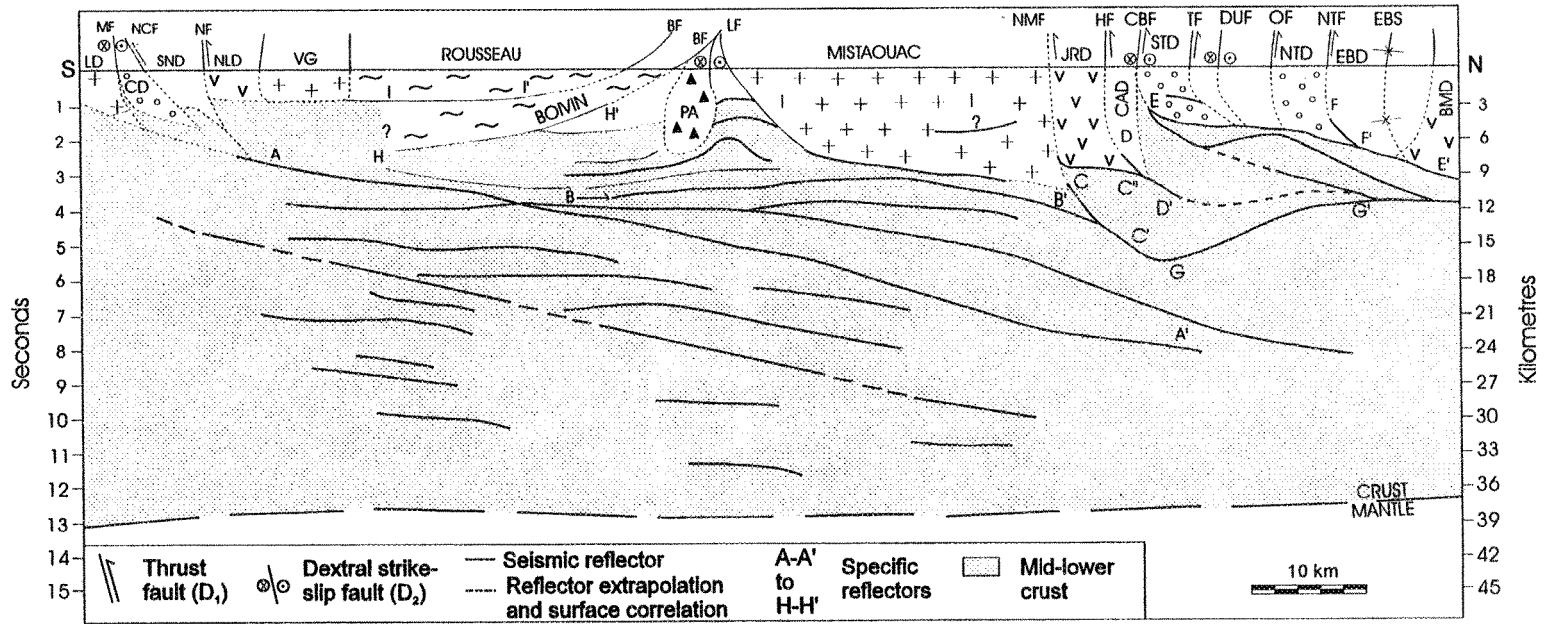
- (a) The upper 4 to 9 km is mostly non-reflective.
- (b) The mid-crust is dominated by laterally extensive reflectors, with subhorizontal to shallow ( $15^\circ$ ) northerly apparent dips. The traces of the reflectors have a rectilinear to gently undulating geometry, with north-diverging, wedge geometries. This zone extends from 3-12 km deep in the southern part of the profile to 12-25 km deep at the northern end.
- (c) The lower crust is mainly characterized by subhorizontal, relatively short and less densely packed reflectors. This zone extends between 12 to 39 km in the southern part of the profile

---

Figure 14. Lithoprobe seismic profile #28 and interpretation: (a) Migrated profile, (b) Crustal-scale integrated interpretation of seismic and structural field data. The patterns and abbreviations are the same as those used on the Fig. 8 & 9.



(14b)



and almost pinches out to the north.

This subdivision is akin to the horizontally layered Archean crust as proposed for the southern AGB (Green et al. 1990; Jackson et al. 1990) and the Kapuskasing uplift (Percival et al. 1989). The transparent upper crust is interpreted to correspond to the AGB assemblages; its base has then been placed close to the shallower mid-crust reflectors, such as E-E' & C-C'' (northern volcano-sedimentary belt) and the extrapolation of A-A' (southern belt). Such subdivision implies a 3 to 5 km-thick southern volcano-sedimentary belt and a 3 to 9 km-thick northern belt, in agreement with recent gravity data (Antonuk and Mareschal 1993) and higher grade metamorphic rocks (upper greenschist-amphibolite facies) in the southern belt.

In the south-central part of the profile, the reflector I-I' occurs only 3 km beneath the Rousseau pluton and is interpreted as the contact of the Rousseau and underlying Boivin plutons. Reflector H-H' is observed from 3 to 7 km deep, with an apparent shallow dip (20°) to the south. Recent and on-going work shows that this reflector is correlated with the Boivin Fault, a km-wide low-angle (20-40°) SW-dipping ductile shear zone at the N and NE edges of the Boivin pluton (Lacroix 1992). A preliminary interpretation is that these plutons represent a mid-crust structural window, based on their metre-wide compositional layering and gneissic structures, the layered seismic signatures and their dioritic-tonalitic composition akin to the mid-crust layer defined in the Kapuskasing uplift (Percival et al. 1989).

### 2.5.2 Concave-up reflectors

The part of profile #28 north of the Mistouac pluton is characterized by a complex seismic pattern. Subhorizontal reflectors (C-C'', E-E') are shorter than those of mid-crustal assemblages, and appear to be truncated by more steeply-dipping reflectors (C-C', D-D'). These last reflectors are typically 10 km-long with variable dips to the north. These concave-up reflectors are recorded from a depth of 4.5 km (with a dip of 50°) down to 18 km where they flatten (25°) and become nearly parallel to the underlying subhorizontal reflectors.

Some reflectors can be extrapolated to the faults of the Taibi System, such as the Harricana Fault (D-D') and the North-Taibi Fault (F-F'). The southernmost reflector (C-C') of this family might be correlated to the northern contact of the Mistouac pluton and be interpreted as the North-Mistouac Fault. The seismic signals of the concave-up reflectors dissipate in the first 4 km, presumably because their dips steepen upwards. Thus, the steeply-dipping faults at surface that are not clearly imaged seismically (e.g. Turgeon and Orvilliers faults), likely remain steeply dipping down to reflector E-E' at 6 km. As this reflector does not extend further south than the Casa-Berardi Fault, this fault might be the surface expression of the reflector, or have truncated it, and should then be extrapolated steeply until 12 km where it might merge with the Harricana Fault.

The seismic image of the Chicobi System is less clear than the Taibi System, due to



noise (A. Barnes, personal communication 1992). Based on field data (Fig. 11c) and the analogy with the Taibi System, most faults are interpreted to root into the southern continuity of the undisturbed A-A' reflector.

## 2.6 Structural interpretation of D<sub>1</sub> event

### 2.6.1 Nature of the low-angle seismic layering beneath the AGB

The subhorizontal seismic reflectors in the middle to lower continental crust might represent either depositional layering, mafic sills/intrusive layering, ductile shear zones or fluid-filled fractures (Percival et al. 1991; Clowes et al. 1992). Despite the probable multi-genetic origin of the reflectors (Mooney and Meissner 1992), a crustal thrusting event is favoured for profile #28, based on the overall geometry of mid-crust reflectors and its similarity with the structural style of the neighbouring Opatica and Pontiac subprovinces.

The most continuous reflector that occurs along the profile (A-A') has a constant dip of 15° to the north and is overlain by subhorizontal reflectors (B-B') that define a broad antiform beneath the Mistaouac batholith. This seismic wedge (terminology of Mooney and Meissner 1992) resembles a north-dipping ramp (A-A') with its overlying culmination fold (B-B')(Dahlstrom 1970-p.358). Alternatively, such a geometry might be consistent with an antiformal stack (terminology of Boyer and Elliot 1982) if reflectors such as B-B' represent

thrust faults. Both seismic interpretations suggest south-vergent low-angle thrust stacking in the mid-crust beneath the northwestern Abitibi.

This seismic geometry is similar to the structural style of the neighbouring higher-grade subprovinces. Benn et al. (1992a) and Sawyer and Benn (1993) have proposed that the Opatica may represent mid-crustal levels beneath the northern AGB, since the AGB is overthrust along its northern contact onto this subprovince. The  $D_2$  deformational event in the Opatica is dominated by south-vergent thrusts that are comparable with those interpreted at mid-crustal level on profile #28. Also, the geometry depicted by the broad antiform (B-B') suggests a culmination fold (or antiformal stack) of similar scale (10 kms) to the one described by Sawyer and Benn (1993). Similar south-vergent thrusts have also been reported (Hocq 1990, Camiré and Burg 1992) and interpreted from seismic wedge patterns (Hubert et al. 1992; Benn et al. 1992b) in the Pontiac Subprovince, thought to have been underthrust below the AGB (Dimroth et al. 1983).

The reflectors in the lower crust below reflector A-A' might, however, be related to a younger event (2660-2640 Ma) of underplating and extensional shearing (Krogh 1993, Moser 1993).

### 2.6.2 The listric geometry of E-W trending thrusts in the AGB

In the northwestern AGB, most  $D_1$  faults are steeply-dipping, but shallow- and moderately-dipping faults also occur (e.g. North-Taibi and North-Chicobi faults). Both low- to high-angle  $D_1$  faults contain a broadly down-dip elongation lineations commonly used as transport trajectories (Shackleton and Ries 1984), and exhibit north-side up movements. Moreover, field data show that the  $S_1$  foliation flattens gradually toward the North-Taibi and North-Chicobi faults (e.g. in a N-S direction). This has been observed within the Enjalran-Bapst and South-Normetal domains which show no evidence of  $D_2$  structures, suggesting that this fanning geometry is related there to a  $D_1$  event.  $D_1$  structures have also been shown to vary in dip laterally, as exemplified by the Enjalran-Bapst Syncline and the North-Taibi Fault (Fig. 9b, c). Finally, the extrapolation of  $D_1$  faults to concave-up reflectors suggest that their dips flatten downwards.

Thus, both field and seismic data point towards a spatial dip variation within  $D_1$  structures, which is best explained by  $D_1$  structures having a listric geometry. Also, the listric branching arrays of the Taibi and Chicobi fault systems that open upwards and root downward resemble an "imbricate fan" geometry (Boyer and Elliot 1982), each thrust-bounded lithostratigraphic domain then being a "thrust sheet". A similar imbricate fan has also been imaged across the NE-dipping Daniel Fault System (Matagami area) by a high-resolution seismic survey (Adam et al. 1992).

High-angle E-W trending faults (generally referred to as  $D_2$ ) have been mainly reported in the northeastern (Dimroth et al. 1986; Daigneault et al. 1990) and south-central (Dimroth et al. 1983; Hubert et al. 1984) AGB. However, low-angle north-dipping E-W thrusts have also been described: 1) the Dusseault Fault in the Chapais area, northeastern AGB (Charbonneau et al. 1992), 2) in the Timmins area, southwestern AGB (Piroshco and Kettles 1987), 3) the Manneville (Rive 1990, oral communication; Daigneault et al. 1993), and the Wasa faults (Couture and Pilote 1993), both in southeastern AGB. Moreover, shallow north-dipping reflectors, perhaps Wasa-type faults, have been recorded north of the Cadillac Fault in Ontario (Jackson et al. 1990).

Thus, the presence of low- to high-angle E-W trending faults in the AGB might be related to north-dipping listric thrust pattern, as suggested by Hocq (1990) and Leclair et al. (1993).

### 2.6.3 A single thrusting event at upper- and mid-crustal levels

The LITHOPROBE surveys in the AGB revealed a subhorizontal highly reflective geometry at mid-crustal level that contrasts markedly with the famed subvertical structures seen on surface (Green et al. 1990; Jackson et al. 1990). Mid-crustal smooth trajectory thrusts on profile #28 are similar to those imaged by deep seismic surveys on crystalline roots of many Phanerozoic mountain belts; e.g. MOIST in the Scottish Caledonides (Brewer and

Smythe 1984), COCORP in the U.S. Appalachians (Cook et al. 1979), ECORS in the Variscan Ardennes (LeGall 1992) and LITHOPROBE seismic profiles of the Canadian Cordillera (Cook et al. 1992).

In contrast, the "imbricate fan" geometry of the upper AGB crust resembles the foreland thrust belts that developed in the external zone of orogenic belts, such as the Helvetic and Jura of the Alps (Boyer and Elliott 1982), the Valley and Ridge of the Appalachians (Rodgers 1990) or the Alberta Foothills of the Canadian Rockies (Dahlstrom 1970; Price 1981). Similar structural geometries are also found on their oceanic counterpart, the accretionary wedges, such as Taiwan (Suppe 1987), Java, Makran or Nankai complexes (Bally and Oldow 1986, Fig. 96A to M; Elliott 1976; Taira et al. 1992). The variation in structural geometry between the upper (AGB) and mid-crust is then comparable to that found between thrusts from external (high level) to internal (deep level) zones of orogenic belts (Harding and Lovell 1979).

Also, a S- to SW-vergence has been inferred from the North-Taibi and North-Chicobi faults, including a minor sinistral component of lateral slip, and interpreted from the north-dipping concave-up reflectors of the Taibi and Daniel Fault systems. Similar vergences have then been determined by shear sense indicators and inferred from seismic patterns in the AGB and underlying Opatoca and Pontiac subprovinces. Finally, the age of the principal deformation is similar between the Opatoca (2700-2680 Ma: Davis et al. 1993b) and the

Abitibi (2703-2690 Ma: Chown et al. 1992, Mortensen 1993) subprovinces. Therefore, geometric, kinematic and age data support a broadly synchronous S- to SW-vergent thrust event in the AGB and underlying mid-crust layer above a sole thrust, the reflector A-A'.

## 2.7 Structural synthesis and discussion

The AGB differs from some typical high-level thrust belts, by the presence of a penetrative foliation, variation of fold axes attitudes and ductile-brittle thrust faults, more representative of deeper, more ductile, fold-thrust belts (Brown et al. 1992). Moreover, the dominant steep attitude of  $D_1$  faults point towards a more complex structural evolution for the AGB.

In the simplest scenario, a southward piggyback propagation would have prompted the North-Taibi, Turgeon and Orvilliers faults to develop above the reflector E-E' (Casa-Berardi Fault?) and form a first imbricate fan. The North-Mistaouac Fault and reflector C-C' could be the continuation of the south-dipping reflector G-G', whereas the North-Mistaouac, Harricana and Casa-Berardi faults would represent another thrust stack that developed beneath the upper imbricate fan. At that stage, the large Mistaouac pluton may have provided an obstacle to normal propagation of the thrust tip, necessitating the faults either to propagate at a steeper angle to reach the surface (e.g.: D-D' & C-C' reflectors), or flatten beneath the Mistaouac (e.g.: B-B') to create a younger thrust stack, and finally, the Chicobi Fault System.

Such late movement along deeper thrusts may have provoked back-steepening of early formed higher listric thrusts, which might partly account for steeply dipping  $D_1$  structures.

In the Taibi Fault System, the North-Mistaouac (C-C'), Harricana (D-D') and Casa-Berardi faults appear to cut the northern continuation of reflector B-B' into short subhorizontal reflectors (C-C'', E-E'). If these three listric  $D_1$  thrusts developed during a single southwards propagating event as proposed, the truncated subhorizontal reflectors should represent older intrusive-metamorphic contacts, or a set of thrusts beneath the AGB, perhaps the  $D_1$  thrusts described in the Opatica (Sawyer and Benn 1993) and Pontiac (Benn et al. 1993b) subprovinces.

Alternatively, the three listric north-dipping  $D_1$  thrusts might be younger than the piggyback propagation. In this case, the south-dipping G-G' reflector may also represent the northern edge of an earlier antiformal stack, that was reactivated as a north-verging backthrust that developed in a conjugate out-of synform fashion with the three north-dipping reflectors to form a pop-up structure. This scenario would be compatible with a north-vergent thrust along the southern contact of the Recher pluton.

Similar pop-up geometry might be created by structural inversion models (McClay and Buchanan 1992), where early extensional structures are reactivated into compressional  $D_1$  thrusts. This may explain the lack of significant metamorphic jump observed across the E-W

striking  $D_1$  thrusts of the AGB. However, early normal faulting has not been described yet along  $D_1$  faults in the AGB, although it was suggested by Dimroth et al. (1983) to explain the development of the sedimentary domains.

More likely, the North-Mistaouac, Harricana and Casa-Berardi faults might represent younger out-of-sequence thrusts (Morley 1988). In the map plane (Fig. 2.3c), the trace of the Casa-Berardi Fault switches from the southern contact of the South-Taibi domain (west) to the northern contact (east), and might truncate the Turgeon, Harricana and Douay faults. Therefore, both map and section views of the Casa-Berardi Fault depict a structural geometry similar to out-of-sequence faults in the Canadian Rockies (Bally and Oldow 1986, Fig. 56).

Finally, the north-dipping reflectors have also been interpreted to form a positive flower structure with the south-dipping G-G' reflector (Hubert et al. 1992). Such interpretation is compatible with the youngest strike-slip  $D_2$  faulting along the steeper faults in the Taibi System, but does not explain their main development during  $D_1$ . Kilometre-scale north-side up offsets of flat reflectors along reflectors C-C' and D-D' also support a dominant reverse movements along these faults. However, some  $D_1$  faults have been reactivated, folded and steepened during the  $D_2$  event, as indicated within the North-Taibi domain close to the Duration  $D_2$  Fault (Fig. 9-Domain 2C), and within the Chicobi domain close to the Macamic  $D_2$  Fault (Fig. 11-Domains 2B-C).



In summary, field and seismic data are mainly consistent with a broadly N-S shortening event ( $D_1$  &  $D_2$ ) to explain the variation from high- to low-angle faults at upper to mid-crustal levels. A south-vergent thrust event during terrane accretion of the Wabigoon, Quetico and Wawa subprovinces in the southwestern Superior Province has been proposed (Devaney and Williams 1989; Williams 1990). This study suggests that the lower-grade AGB was then also involved as an upper-crustal fold-thrust belt.

## 2.8 Acknowledgements

All expenses during the last eight field seasons (S.L.) in northwestern AGB were defrayed by the Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. We are grateful to A. Simard (MERQ) for continuous support, for authorization to publish these results, and with M. Hocq, for introducing us to the complexities of the Abitibi. We gratefully acknowledge J. Ludden for early access to seismic data of LITHOPROBE Abitibi-Grenville Transect. Our interpretation benefited from constructive discussion with A. Barnes, C. Hubert (both U. de M.), B. Milkereit and B. Davis (both GSC). Constructive critical reviews of G. Stott and J.A.M. van Gool contributed toward improving this paper.

## 2.9 References

- Adam, E., Milkereit, B., Barnes, A., Beaudry, C., Pineault, R., Mareschal, M., and Cinq-Mars, A. 1992. Results from Lithoprobe seismic reflection profiling in the Matagami area, Abitibi Belt, Québec. Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstract, Report No. **25**: 37-40
- Antonuk, C. and Mareschal, J.C. 1993. Preliminary Gravity Modelling profiles along LITHOPROBE Seismic Reflection profiles 28 and 29, Northern Abitibi Subprovince. Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstract, Report No. **33**: 71-75.
- Bally, A.W. and Oldow, J.S. 1986. Plate tectonics, structural styles and the evolution of sedimentary basins. Geological Association of Canada, Cordilleran Section, Short Course No. **7**, 38 p.
- Benn, K., Sawyer, E.W., and Bouchez, J.L. 1992a. 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.
- Benn, K., Miles, W. and Gillet, J. 1992b. Structural framework of the western Pontiac Subprovince: An integrated Geological and Geophysical Approach. Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect, Abstract.
- Boyer, S.E. and Elliott, D. 1982. Thrust Systems. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **66**: 1196-1230.
- Brown, D., Rivers, T. and Calon, T. 1992. A structural analysis of a metamorphic fold-thrust belt, northeast Gagnon terrane, Grenville Province. Canadian Journal of Earth Sciences, **29**: 1915-1927.
- Brewer, J. A. and Smythe, D. K. 1984. MOIST and the continuity of crustal reflector geometry along the Caledonian-Appalachian orogen. Journal of the Geological Society of London, **141**: 105-120.
- Camiré, .E. and Burg, J.P. 1992. Late archean thrusting in the NW Pontiac Subprovince, Canadian Shield. Precambrian Research, **61**: 51-66.
- Card, K. 1990. A review of the Superior province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. Precambrian Research, **48**: 99-156.

- Charbonneau, J.M., Picard, C., et Dupuis-Hébert, L. 1992. Géologie de la région de Chapais-Branssat. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, MM 88-01.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W., and Mortensen, J. 1992. Tectonic Evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi Belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**: 2211-2225.
- Clowes, R.M., Cook, F.A., Green, A.G., Keen, C.E., Ludden, J.N., Percival, J.A., Quinlan, G.M., and West, G.F. 1992. Lithoprobe: new perspectives on crustal evolution. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**: 1813-1864.
- Cook, F. A., Albaugh, D.S., Brown, L.D., Kaufman, S., Oliver, J.E., and Hatcher, R.D. 1979. Thin-skinned tectonics in the crystalline southern Appalachians: COCORP seismic reflection profiling of the Blue Ridge and Piedmont. *Geology*, **7**: 563-567.
- Cook, F., Varsek, J., Clowes, R., Kanasewich, E., Spencer, C., Parrish, R., Brown, R., Carr, S., Johnson, B., and Price, R. 1992. LITHOPROBE crustal reflection cross section of the southern Canadian Cordillera I: foreland thrust and fold belt to Fraser River fault. *Tectonics*, **11**: 12-35.
- Couture, J. F. and Pilote, P. 1993. The Geology and Alteration Patterns of a Disseminated, Shear Zone-Hosted Mesothermal gold Deposit: The Francoeur Deposit, Rouyn-Noranda, Quebec. *Economic Geology*, **88**: 1664-1684.
- Dahlstrom, C.D.A. 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **18**: 332-406.
- Daigneault, R. et Archambault, G. 1990. Les grands couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. *In* The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. *Edited by* M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin, and A. Simard. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43*: 43-64.
- Daigneault, R., St-Julien, P., and Allard, G.O. 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi Greenstone Belt, Québec, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27**: 1714-1736.
- Daigneault, R., Chown, E.H., and Mueller, W. 1993. The Manneville Fault Zone, A Tectonic boundary between the Northern and the Southern volcanic Zones, Abitibi Subprovince, Québec. *Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstract, Report No. 33*: 7-9.

- Davis, W.J., Machado, N., and Garipey, C. 1993a. U-Pb Geochronology of Plutonic Rocks along the LITHOPROBE Line 28, Northern Abitibi Subprovince. Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstracts, Report No. 33: 145-146.
- Davis, W.J., Sawyer, E., Machado, N., Garipey, C., and Benn, K. 1993b. U-Pb Geochronology of Plutonism and Metamorphism in the Opatoca Belt: Initial Results. Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstracts, Report No. 33: 147-149.
- Devaney, J.R. and Williams, H.R. 1989. Evolution of an Archean subprovince boundary: a sedimentological and structural study of part of the Wabigoon-Quetico boundary in northern Ontario. *Canadian Journal of Earth sciences*, **26**: 1013-1026.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N., and Rocheleau, M. 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec, Part 2: Tectonic and geomechanical model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **20**: 1355-1373.
- Dimroth, E., Rocheleau, M., Mueller, W., Archer, P., Brisson, H., Fortin, G., Jutras, M., Piché, M., Pilote, P., and Simoneau, M. 1986. Diapirism during regional compression: the structural pattern in the Chibougamau region of the Archean Abitibi Belt, Quebec. *Geologische Rundschau*, **75**: 715-736.
- Dion, D. J., Morin, R., et Keating, P. 1992. Synthèse géologique et géophysique de la région de Chapais: portion orientale de la ceinture de l'Abitibi québécoise. *Revue canadienne des Sciences de la Terre*, **29**: 314-327.
- Elliot, D. 1976. The Motion of Thrust Sheets. *Journal of Geophysical research*, **81**: 949-963.
- Green, A.G., Milkereit, B., Mayrand, L.J., Ludden, J.N., Hubert, C., Jackson, S.L., Sutcliffe, R.H., West, G.F., Verpaelst, P., Simard, A. 1990. Deep structure of an Archaean greenstone terrane. *Nature*, **344**: 327-330.
- Harding T. P. and Lovell, J. D. 1979. Structural styles, their plate tectonics habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63**: 1016-1058.
- Hocq, M. 1990. Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, DV 89-04.

- Hodgson, C.J., Hamilton, J.V., and Piroshco, D.W. 1990. Structural setting of gold deposits and the tectonic evolution of the Timmins-Kirkland Lake Area, Southwestern Abitibi Greenstone Belt. *In* Gold and Base-Metal Mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Québec segment. *Edited by* Ho, S.E., Robert, F. and Groves, D.I., Short Courses Notes No. **24**: 101-120.
- Hubert, C., Trudel, P. and Gélinas, L. 1984. Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **21**: 1024-1032.
- Hubert, C., Sawyer, E., Barnes, A., Daigneault, R., Lacroix, S., Ludden, J., Milkereit, B., and Rive, M. 1992. Geological Interpretation of Seismic Lines in the Northern and Central Abitibi Greenstone Belt: Evidence for Regional Thrust Imbrication and Crustal-Scale Archean Wrench Fault Systems. Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstract, Report No. **25**: 33-36.
- Jackson, S.L., Sutcliffe, R.H., Ludden, J.N., Hubert, C., Green, A.G., Milkereit, B., Mayrand, L., West, G.F., and Verpaelst, P. 1990. Southern Abitibi greenstone belt: Archean crustal structure from seismic-reflection profiles. *Geology*, **18**: 1086-1090.
- Krogh, T.E. 1993. High precision U-Pb ages for granulite metamorphism and deformation in the Archean Kapuskasing structural zone, Ontario: implications for structure and development of the lower crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **119**: 1-18.
- Labbé, J.Y., Daigneault, R., et Cousineau, P. 1992. Les discontinuités structurales de Lyndhurst et de Macamic, Abitibi-Ouest. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information 1992, DV 92-03: 53-56.
- Lacroix, S. 1986. Géologie de la région Harricana-Grasset (demie-est). Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, DP 86-11.
- Lacroix, S. 1987. Géologie de la région Harricana-Grasset (demie-ouest). Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, DP 87-13.
- Lacroix, S. 1989. Evolution structurale et plutonique de la ceinture verte Matagami-Casa-Berardi, Abitibi du NO québécois: tectonique verticale vs horizontale. *Association Géologique du Canada, Programme et résumés*, **14**: A25.

- Lacroix, S., Simard, A., Pilote, P. and Dubé, L.M. 1990. Regional geologic elements and mineral resources of the Harricana-Turgeon Belt, Abitibi of NW Quebec. *In* The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. *Edited by* M. Rive, P. Verpaelst, Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin, and A. Simard. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43: 313-326.
- Lacroix, S. 1992. Etude structurale des batholites de l'Abitibi-Nord. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, Résumés des travaux de terrain, DV 92-02: 58.
- Langford, F.F. and Morin, M.A. 1976. The development of the Superior Province of Northwestern Ontario by merging island arcs. *American Journal of Science*, **276**: 1023-1043.
- Leclair, A.D., Ernest, R.E., and Hattori, K. 1993. Crustal-scale auriferous shear zones in the central Superior province, Canada. *Geology*, **21**: 399-402.
- LeGall, B. 1992. The deep structure of the Ardennes Variscan thrust belt from structural and ECORS seismic data. *Journal of Structural Geology*, **14**: 531-546.
- Ludden, J.N., Hubert, C., and Gariépy, C. 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*, **123**: 153-166.
- McClay, K.R. and Buchanan, P.G. 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. *In* Thrust Tectonics. *Edited by* K.R. McClay: 93-104.
- MERQ, 1983. Cartes de compilation géoscientifique au 1:20 000, SNRC 32 E/9 à 16, Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec.
- MERQ-OGS, 1983. Lithostratigraphic map of the Abitibi Subprovince. Ontario Geological Survey/Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec; 1:50 000; DV 83-16.
- Mooney, W.D. and Meissner, R. 1992. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho. *In* Continental Lower crust. *Edited by* D.M. Fountain, R. Arculus and R.W. Kay: 45-79.
- Morley, C.K. 1988. Out-of-sequence thrusts. *Tectonics*, **7**: 539-561.
- Mortensen, J. K., 1993. U-Pb Geochronology of the Eastern Abitibi Subprovince, Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel Region. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 11-28.

- Moser, D.E. 1993. Tectonic Variation with Depth and with Time in an Archean Craton-Evidence from the Kapuskasing Uplift, Canada. Abstract supplement No. 2 to Terra Nova, **5**: 23.
- Mueller, W. and Donaldson, J.A. 1993. Development of Sedimentary Basins in the Archean Abitibi Belt, Canada: An overview. Canadian Journal of Earth Sciences, **29**: 2249-2265.
- Percival, J. A., Green, A. G., Milkereit, B., Cook, F. A., Geis, W., and West, G.F. 1989. Lithoprobe reflection profiles across deep continental crust exposed in the Kapuskasing uplift structure. Nature (London), **342**: 416-420.
- Percival, J.A., Shaw, D.M., Milkereit, B., White, D.J., Jones, A.G., Salisbury, M.H., Bursnall, J.T., Moser, D.E., Green, A.G., Thurston, P.G., Bailey, R.C., and Mareschal, M. 1991. A closer look at deep crustal reflections. Eos, Transactions of the American Geophysical Union, **72**: 337-341.
- Pilote, P., Guha, J., Daigneault, R., Robert, F. and Golightly, J.P. 1990. Contexte structural et minéralisations aurifères des gîtes Casa-Berardi, Abitibi, Québec. Revue canadienne des sciences de la terre, **27**: 1672-1685.
- Piroshco, D.W. and Kettles, K. 1987. Geology of south Whitney township with emphasis on structural geology and gold potential, District of Cochrane: Ontario Geological Survey, Misc. Paper 137: 165-174.
- Price, R. 1981. The Cordilleran Foreland Thrust and Fold Belt in the Southern Canadian Rocky Mountains. North American Thrust-Faulted Terranes, Selected papers. American Association of Petroleum Geologists, Reprint Series No. 27: 345-366.
- Ramsay, J.G. 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill; 568 p.
- Rive, M., Pintson, H., and Ludden, J.N. 1990. Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac Subprovinces, Superior Province, Canada. In The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Edited by M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin, and A. Simard. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43: 65-76.
- 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**: 2661-75.
- Rodgers, J. 1990. Fold-and-thrust belts in sedimentary rocks. Part 1: Typical examples. American Journal of Science, **290**: 321-359.

- Shackleton, R.M. and Ries, A.C. 1984. The relation between regionally consistent stretching lineation and plate motions. *Journal of Structural Geology*, **6**: 111-117.
- Sawyer, E.W. and Benn, K. 1993. Structure of the high-grade Opatoca belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince: An Archean mountain front. *Journal of Structural Geology*, **15**: 1443-1458.
- Suppe, 1987. The active Taiwan mountain belt. *In The Anatomy of Mountain Ranges. Edited by J.P. Schaer and J. Rodgers: 277-293.*
- Taira, A., Pickering, K.T., Windley, B.F., and Soh, W. 1992. Accretion of Japanese Island Arcs and Implications for the Origin of Archean Greenstone Belts. *Tectonics*, **11**: 1224-1244.
- Turner, F.J. and Weiss, L.E. 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New-York, 545 p.
- Williams, H.R. 1990. Subprovince accretion tectonics in the south-central Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27**: 570-581.



CHAPITRE III

PLUTON EMPLACEMENT WITHIN AN EXTENSIONAL TRANSFER ZONE  
DURING DEXTRAL STRIKE-SLIP FAULTING:  
AN EXAMPLE FROM THE LATE ARCHAEOAN ABITIBI GREENSTONE BELT

(Journal of Structural Geology, 20: 43-59)

### 3.1 Abstract

The Lake Abitibi area within the late Archaean Abitibi Greenstone Belt exhibits an interlinked plutonic, structural and metamorphic evolution that may characterize segmented strike-slip faults at upper-to mid-crustal levels. Along the major, southeastward propagating Macamic D<sub>2</sub> dextral strike-slip fault, rheological and preexisting D<sub>1</sub> structural heterogeneities induced the development of NNW-trending dextral-oblique splays which evolved into an extensional trailing fan and created an extensional, NNW-dipping stepover. Magma flowing upwards from deeper parts of the Macamic Fault spread towards the southeast at upper crustal levels along both the oblique-slip and extensional D<sub>2</sub> splays, and built several plutons in a pull-apart domain between 2696 and 2690 Ma. Different emplacement and material transfer mechanisms operated simultaneously in different parts of the system, including fault dilation and wedging, lateral expansion, wall-rock ductile flow and stoping. Transfer of movement between D<sub>2</sub> splays occurred under ductile conditions during syn-emplacement, amphibolite-grade metamorphism (500-700°C). During cooling (<2690 Ma), narrower brittle-ductile zones of greenschist-grade shearing were concentrated along the pluton-wall rock contacts, but the extensional stepover locked since both normal and reverse movements occurred along NNW-dipping faults. Pluton emplacement, contact metamorphism and propagation of D<sub>2</sub> faults appear to have been closely linked during the Superior Province-wide late transpressional event.

### 3.2 Introduction

A connection in space and time between plutonism and major transcurrent faults has been increasingly documented from Phanerozoic orogenic belts. Strike-slip faults appear to be well-suited for facilitating magma ascent from the mid- to the upper-crust and to provide space for pluton emplacement along transtensional fractures (Tobisch & Cruden 1995), pull-apart domains (Hutton 1982, Guineberteau *et al.* 1987, Morand 1990), shear-zone terminations (Hutton 1988, Ferré *et al.* 1995) or P-shear bridges (Tikoff & Teyssier 1992). In the upper crust, the deflection or segmentation of strike-slip faults can lead to the formation of releasing bends or stepovers (Woodcock & Fisher 1986), where pull-apart sedimentary basins are located (Crowell 1974). Since ductile mid-crustal faults have more curvilinear trajectories compared to upper crustal ones (Davison 1994), one might expect there to be numerous releasing bends or stepovers favorable for pluton emplacement along such strike-slip faults.

The 3D geometry and development of mid-crustal level segmentations remains less known than their upper crustal counterparts, in particular where plutons are involved (Archanjo *et al.* 1994, Miller 1994). Paterson & Tobisch (1992) stress that fault-related extensional models may require an incremental development with compatible duration and rates of wall-rock displacement and magma emplacement. Also, Paterson & Fowler (1993) point out that the roof, floor and sides of such plutons should show synchronous and compatible amounts of extension, or else have variable emplacement and material transfer

mechanisms. Finally, the injection of voluminous, hot granitoid magma along active faults might cause thermal softening and strain localization (Hollister & Crawford 1986, Sandiford *et al.* 1992). Unfortunately, few extensional stepovers provide the opportunity to observe such pluton/wall-rock interactions.

This paper documents several plutons located within, and around, an extensional stepover adjacent to a major dextral strike-slip shear zone, the Macamic Fault, in the south-central Abitibi Greenstone Belt (AGB) of the Superior Province (Fig. 15). To investigate the relationship between the emplacement and the cooling of these plutons and the structural evolution of the region, we undertook a structural mapping and microstructural study of a key area where strike-slip and extensional faults are linked around many of the plutons. Estimates of the P-T conditions from the plutons and their wall-rocks place constraints on their thermo-mechanical evolution. This study highlights a coupling of strike-slip fault propagation and granitoid plutonism during Superior Province-wide late transpression.

### 3.3 Regional tectonic setting

The southern Superior Province is composed of alternating E-striking low-grade granite-greenstone belts with higher-grade plutonic gneiss and metasedimentary subprovinces, interpreted as having developed in a southward-younging, north-dipping subduction-driven accretionary setting similar to some oblique convergent margins of the present western

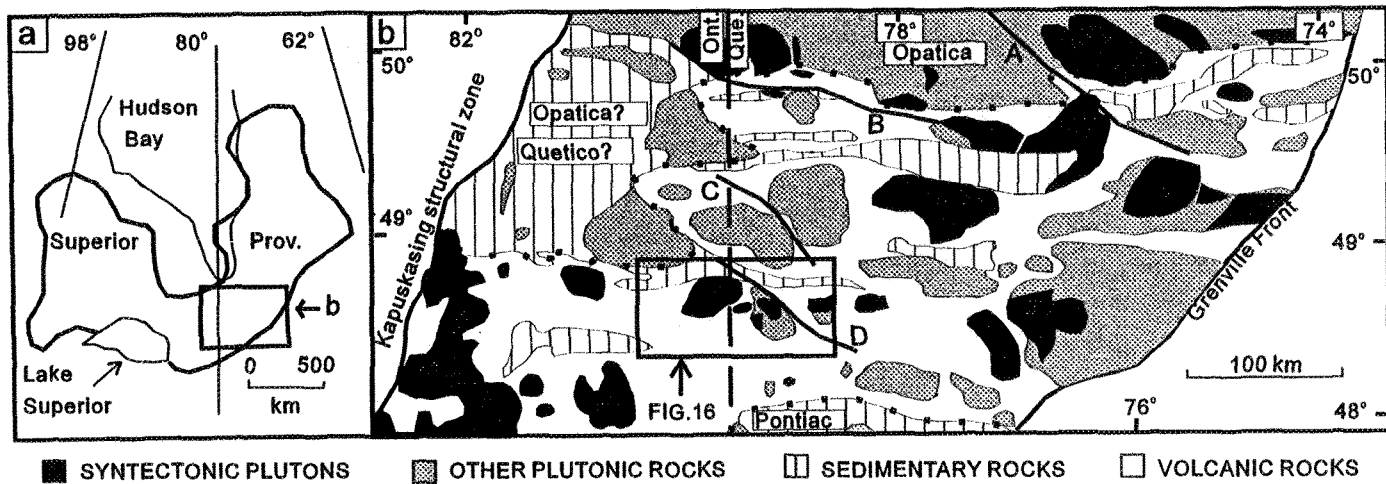


Figure 15. Location of the study area in (a) the Superior Province and (b) the Abitibi Greenstone Belt (AGB) and neighbouring subprovinces (modified from MERQ-OGS 1983, Hocq 1990 and Chown et al. 1992). Limits of the AGB indicated by dotted pattern. Major dextral strike-slip faults identified from A to D: A-Nottaway River, B-Grasset, C-Laberge, D-Macamic.

Pacific (Langford & Morin 1976, Card 1990). The AGB is located in the SE part of the Superior Province (Fig. 15a) and is one of its younger granite-greenstone belts (2750-2670 Ma, Mortensen 1993). It is composed of alternating E-trending belts of basalt and basalt-komatiite sequences, lozenge-shaped basalt-rhyolite volcanic arc domains and elongate sedimentary belts (Ludden *et al.* 1986, Chown *et al.* 1992, Jackson *et al.* 1994). Most domains are bordered by steep E- to ESE-trending  $D_1$  brittle-ductile faults and have been internally deformed by similarly oriented folds during a major N-S horizontal shortening (Dimroth *et al.* 1983, Daigneault & Archambault 1990). Recent models based on structural field work and Lithoprobe seismic profiles (Sawyer & Benn 1993, Lacroix & Sawyer 1995) propose that most  $D_1$  faults are listric to the north, as suggested by Hocq (1990), and interpret the structure of the AGB as that of an uppercrustal foreland thrust belt that developed during a crustal-scale SSW-vergent thrust stacking  $D_1$  event further north in the Opatoca gneiss belt. After subprovince accretion, NNW-trending shortening was mostly accommodated by E- to SE-trending dextral strike-slip  $D_2$  faults (Fig. 15b) in the Abitibi (Daigneault & Archambault 1990) and the Opatoca belts (Sawyer & Benn 1993). Such a  $D_1$ - $D_2$  transition from dominantly compressive to transpressive deformation occurred throughout the southern Superior Province (e.g., Hudleston *et al.* 1988, Williams *et al.* 1992).

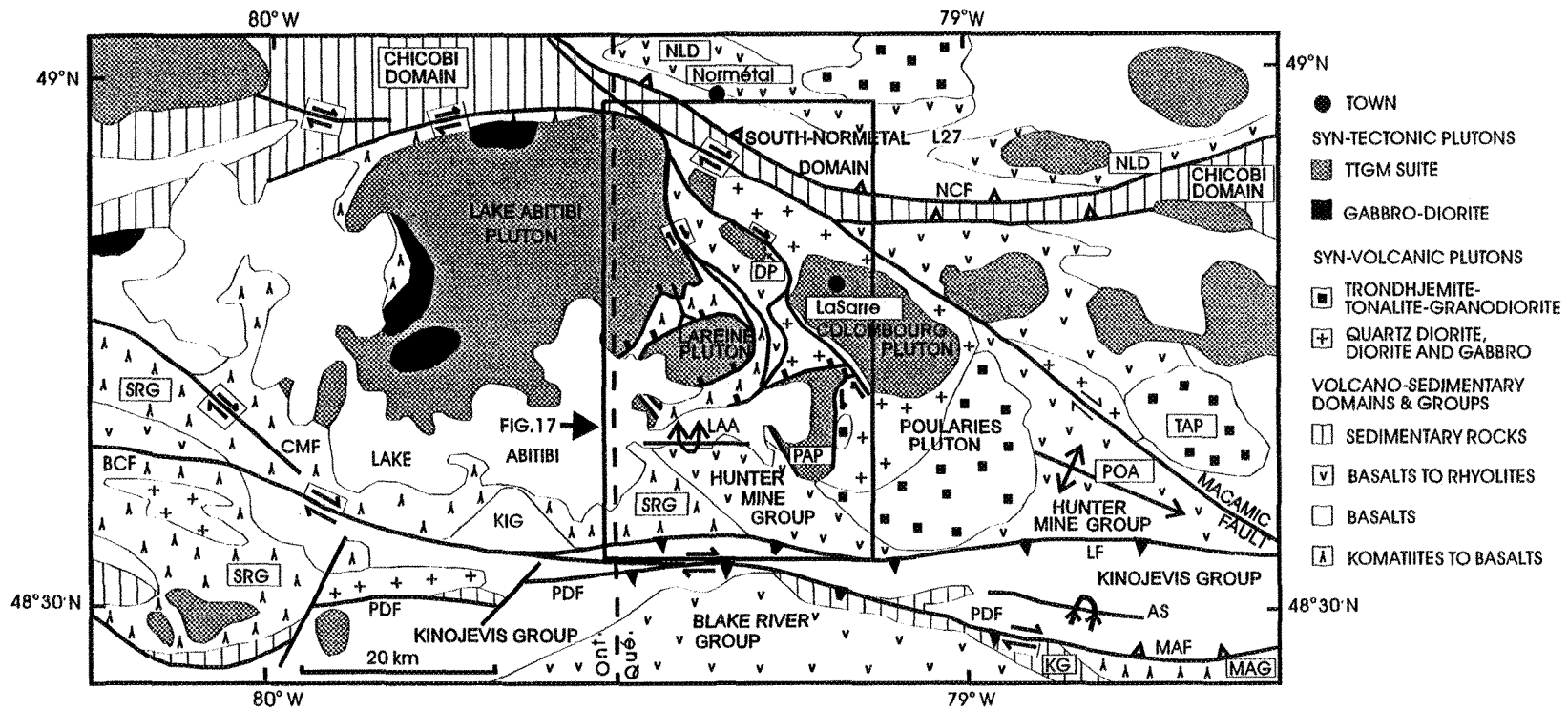
### 3.4 The plutons and their geological context

In the south-central AGB (Fig. 16), several elongated to oval-shaped plutons belong to a trondhjemite-tonalite-granodiorite-quartz monzodiorite (TTGM) suite. Hornblende and/or biotite-bearing trondhjemite-tonalite phases dominate most of the Lake Abitibi and LaReine plutons, whereas a granodiorite (with rare quartz monzodiorite) phase is present along most of their eastern edges and comprises the whole of the Dupuy, DuReine and Palmarolle plutons (Fig. 17). This granodiorite contains large phenocrysts (1-2 cm) of microcline, rounded aggregates of quartz and locally up to 20% biotite + hornblende. The Colombourg pluton is composed of quartz monzodiorite with an outer zone of tonalite and a central core of granodiorite (Chown & Daigneault 1994). More mafic phases, e.g. hornblende or quartz diorite and gabbro, have only been observed in the Lake Abitibi pluton. Geochemically, these calc-alkaline plutons resemble subduction-related Phanerozoic volcanic arc batholiths in the Cordillera of Western North America (Rive *et al.* 1990, Sutcliffe *et al.* 1990, Feng & Kerrich 1992).

Recent U-Pb dating of zircon fractions (Mortensen 1993, Davis *et al.* 1992) indicates that the LaReine (tonalite: 2694 +/-1 Ma), Colombourg (tonalite: 2696.9 +/-2 Ma) and Lake Abitibi (tonalite: 2694.8 +/-1.7 Ma, granodiorite: 2690 +/-1 Ma) plutons crystallized within a 4 to 10 m.y. interval. The Colombourg, Palmarolle and Dupuy plutons occur in close spatial association with the older Poularies pluton, which is thought to be comagmatic with the

Figure 16. Regional geology of the central-western AGB (modified from MERQ-OGS 1983, Smith & Sutcliffe 1988, Jackson & Fyon 1992 and Lacroix 1995). Labelled supracrustal units as follows: MAG-Malartic Group, NLD-Normetal-Ligneris Domain, SRG-Stoughton-Roquemaure Group. Named plutons: DP-Dupuy, PAP-Palmarolle, TAP-Taschereau. Named  $D_1$  faults: MAF-Manneville, NCF-North-Chicobi, PDF-Porcupine-Destor. Named  $D_1$  folds: LAA-Lac Abitibi Anticline, POA-Poulares Anticline, AS-Abijevis Syncline. Named  $D_2$  faults: BCF-Bradburn-Coulson, CMF-Cochrane-Milligan, LF-Lyndhurst. (TTGM: Trondhjemite-tonalite-granodiorite-quartz monzodiorite)

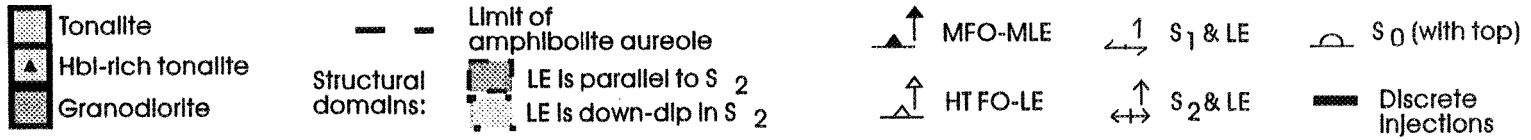
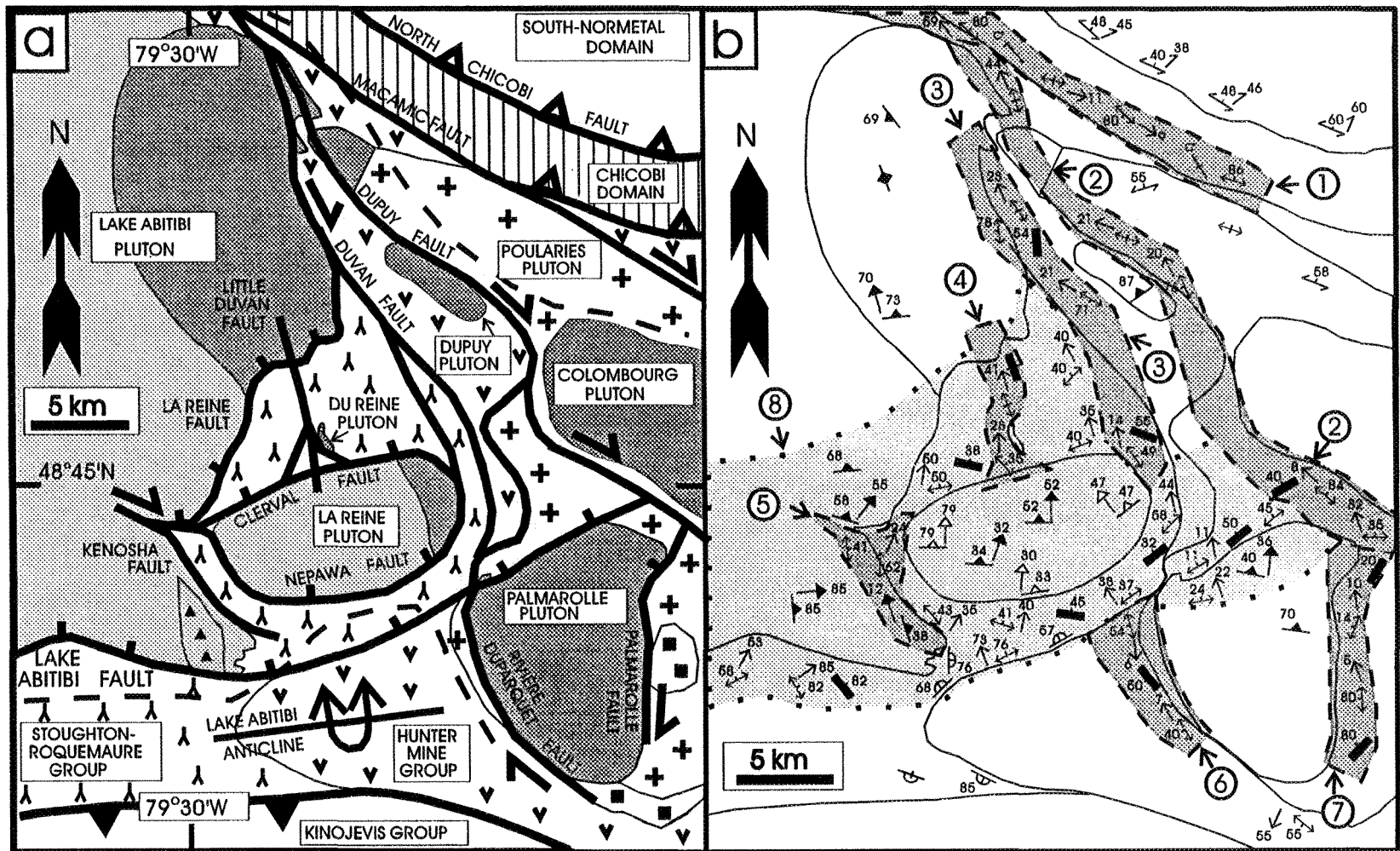




- D<sub>1</sub> STRUCTURES:**
- ANTICLINE (OVERTURNED)
  - OVERTURNED SYNCLINE
  - THRUST FAULT
  - REVERSE FAULT
- D<sub>2</sub> STRUCTURES:**
- STRIKE-TO OBLIQUE-SLIP FAULT (DEXTRAL)
  - NORMAL FAULT

---

Figure 17. Structural geology of the study area (modified from Lacroix 1995): (a) Lithological, structural and metamorphic units. (b) Structural elements and domains. Structural domains are numbered from 1 to 8. Abbreviations as follows: HT-High-temperature, FO-Solid-state foliation ( $S_2$ ), LE-Elongation lineation, MFO-Magmatic foliation, ML-Magmatic lineation. All unspecified patterns and labels as on Fig. 16.



Hunter Mine Group (Chown & Daigneault 1994), a 2729.6 Ma-old ( $\pm 1.4$ ) calc-alkaline volcanic arc sequence. The Lake Abitibi and LaReine plutons are hosted by the 2717 to 2713 Ma-old Stoughton-Roquemaure Group, a komatiite-basalt sequence with rare rhyolite layers (Mortensen 1993, Corfu 1993). The ages of crystallization of all plutons, except Poularies, are much younger than their hosting rocks, and confirms that these plutons are syntectonic with respect to the Kenoran orogeny (Rive *et al.* 1990, Chown *et al.* 1992) although their precise relationship to the deformational sequence has been poorly documented.

### 3.5 Structural analysis

#### 3.5.1 First-generation structures ( $D_1$ )

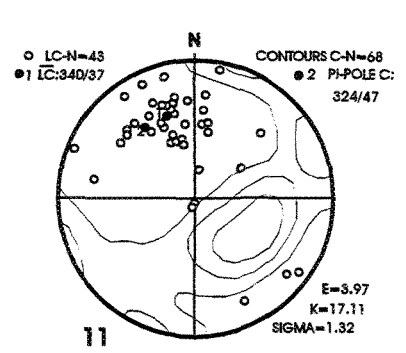
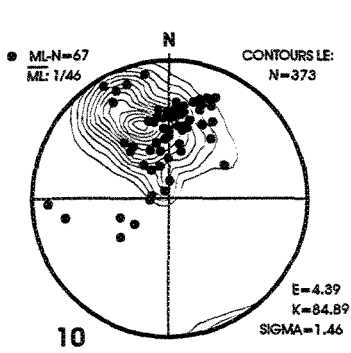
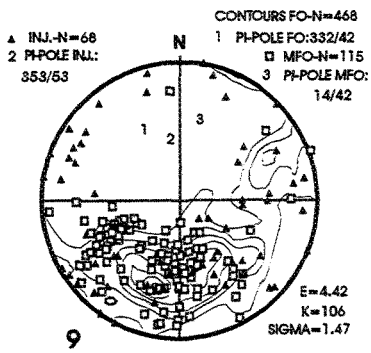
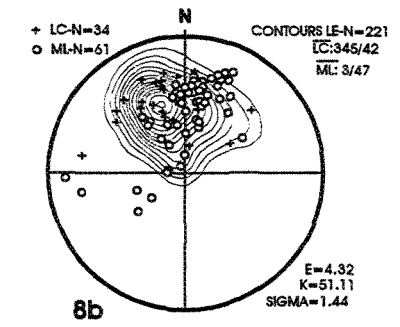
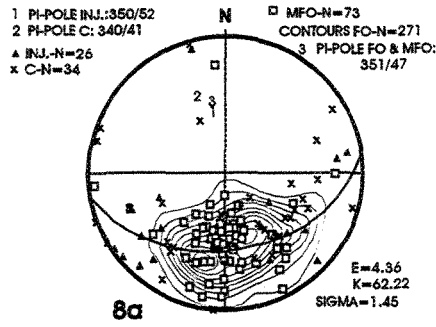
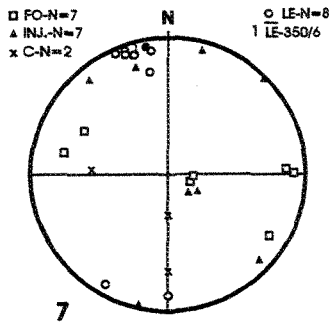
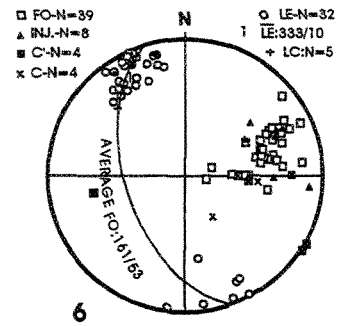
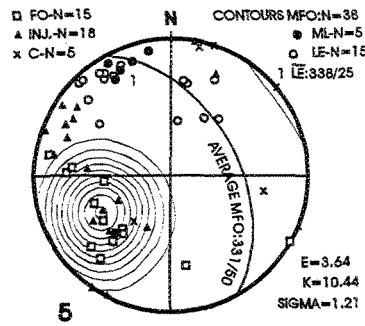
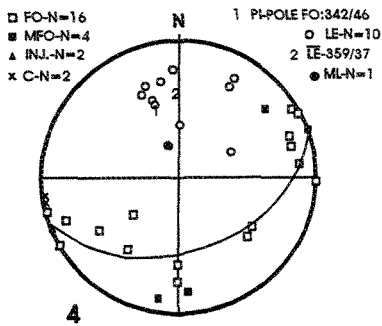
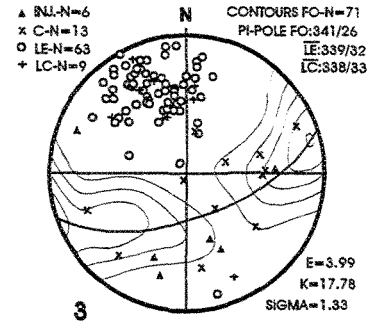
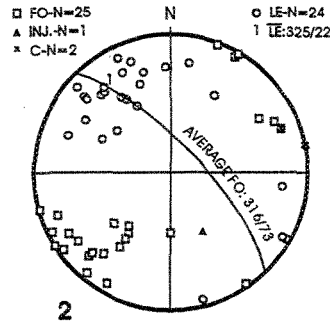
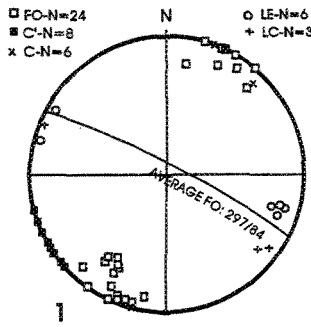
East- to ESE-trending structures, referred to here as  $D_1$ , correspond to the first and more pervasive structures throughout most of the AGB, however in some places where other workers (Dimroth *et al.* 1983, Hubert *et al.* 1984, Daigneault *et al.* 1990) have documented an earlier north-trending phase of folds such structures are considered as  $D_2$  structures. Low- to moderate-angle, south-vergent  $D_1$  thrusts, such as the North-Chicobi and Manneville faults occur along the boundaries of sedimentary belts. Recent mapping (Lacroix 1995) indicates that the  $D_1$  Lake Abitibi Anticline is markedly asymmetric to the south, since both the Hunter Mine and Stoughton-Roquemaure groups are moderately north-dipping and north-facing on its northern flank, but subvertical and south-facing on its southern flank. Other  $D_1$  regional

folds include the upright Poularies Anticline (Verpaelst & Hocq 1991) and the Abijevis Syncline, also overturned to the south (Goutier 1995). Steeply south-dipping reverse movements have been described along the Lyndhurst (Labbé 1994) and Porcupine-Destor faults (Goutier & Lacroix 1992), which probably represent  $D_1$  backthrusting with respect to the generally south-vergent  $D_1$  thrusting event. Such a scenario is consistent with their listric deep geometries to the south interpreted from Lithoprobe seismic profiles (Jackson et al. 1995).

### 3.5.2 Second-generation structures ( $D_2$ )

Three major dextral strike-slip  $D_2$  faults occur in the south-central AGB (Fig. 16). The Macamic Fault has been traced over at least 150 km in the AGB (Fig. 15b) as a 5 km-wide brittle-ductile shear zone that occurs along the northeast side of the Hunter Mine Group and the Poularies pluton. Dextral  $D_2$  shearing has also been described along the Cochrane-Milligan and Bradburn-Coulson faults (Jackson & Fyon 1992), and has reactivated the eastern part of the  $D_1$  Porcupine-Destor Fault (Goutier and Lacroix 1995). On Figure 17, many structural domains have been distinguished by the attitude of  $D_2$  lineations and foliations (see Turner & Weiss 1963). The Macamic Fault is characterized by shallow-plunging lineations and steep WNW-trending foliations with NNW-trending shear bands (Figs. 17 & 18-Domain 1). Within the Chicobi domain,  $D_1$  structures are steepened and overprinted by  $D_2$  structures near the Macamic Fault (Lacroix & Sawyer 1995). Dextral offset of the Poularies diorite and

Figure 18. Lower hemisphere projection, equal area stereograms of  $D_2$  structures. Stereograms 1 to 7 refer to the numbered structural domains of Fig. 17b. Stereograms 8a and 8b present planar and linear fabrics respectively from domain 8. Stereograms 9 to 11 correspond to a synthesis of domains 2 to 8: (9) Planar and (10) linear magmatic to solid-state fabrics, (11) brittle-ductile planar and linear fabrics. Abbreviations as follows: C-Brittle shear, INJ.-Marginal injections, LC-Lineation in brittle shear (smears and slickensides), C'-Shear band. All unspecified labels as on Fig. 17. The contours on some stereograms have been produced with Spheristat 1.0, which uses the weighting functions of Robin & Jowett (1986). The counting function (K for kurtosis), expected value (E) and dispersion (S for sigma) correspond to the parameters of this weighting function.



drag of the Chicobi sediments suggest a horizontal displacement of about 20 km along this fault (Labbé 1994).

Southwest of the Macamic Fault, a large area is characterized by shallowly NNW-plunging elongation lineations but some NNW- to WNW-trending structural domains have variably dipping foliations (Figs. 17 & 18-Domains 2 to 7). These domains contain clear evidence of non-coaxial deformation (see next section for microstructural and kinematic descriptions) and they correspond to the Dupuy, Duvan, Little Duvan, Kenosha, Duparquet River and Palmarolle fault zones. Given that NNW-trending faults are parallel to, or make an acute angle with, the Macamic Fault, exhibit similar stretching lineation orientations and dextral transcurrent shear sense and that the Dupuy and Duvan faults splay from it, they are interpreted to be second-order  $D_2$  faults with respect to the major Macamic Fault.

North of the Lake Abitibi Anticline a 15 km-wide, ENE-trending structural domain exhibits low- to moderate-angle NNW-dipping foliations with down-dip lineations (Domain 8). The LaReine, Clerval, Nepawa and Lake Abitibi faults correspond to the most highly sheared zones in domain 8, and are mainly located along the pluton contacts. Given that NNW-trending and NNW-dipping domains display similar LS tectonites with NNW-plunging stretching lineations, and a mutually cross-cutting relationship, both likely developed during the  $D_2$  event.



The  $S_2$  foliation locally depicts outcrop-scale, centimetric to decimetric, open to isoclinal (rootless) intrafolial folds. Since no cleavage is associated with these folds and their axial planes vary greatly in attitude, but their axes are colinear with the lineations, these likely represent sheath folds (Cobbold & Quinquis 1979) that developed at different  $D_2$  stages. On stereograms 3, 4 and 8a, the poles to  $S_2$  foliations plot along a great circle with a  $\pi$ -pole that is colinear with this lineation (Fig. 18-Stereogram 10), which reflects the influence of such local  $D_2$  folds. A similar distribution of  $S_2$  foliations on stereograms 9 and 11 reflects the preponderance of the elongation lineation during the development of  $S_2$  fabrics in domains 2 to 8.

### 3.6 Metamorphic and kinematic evolution of $D_2$ structures

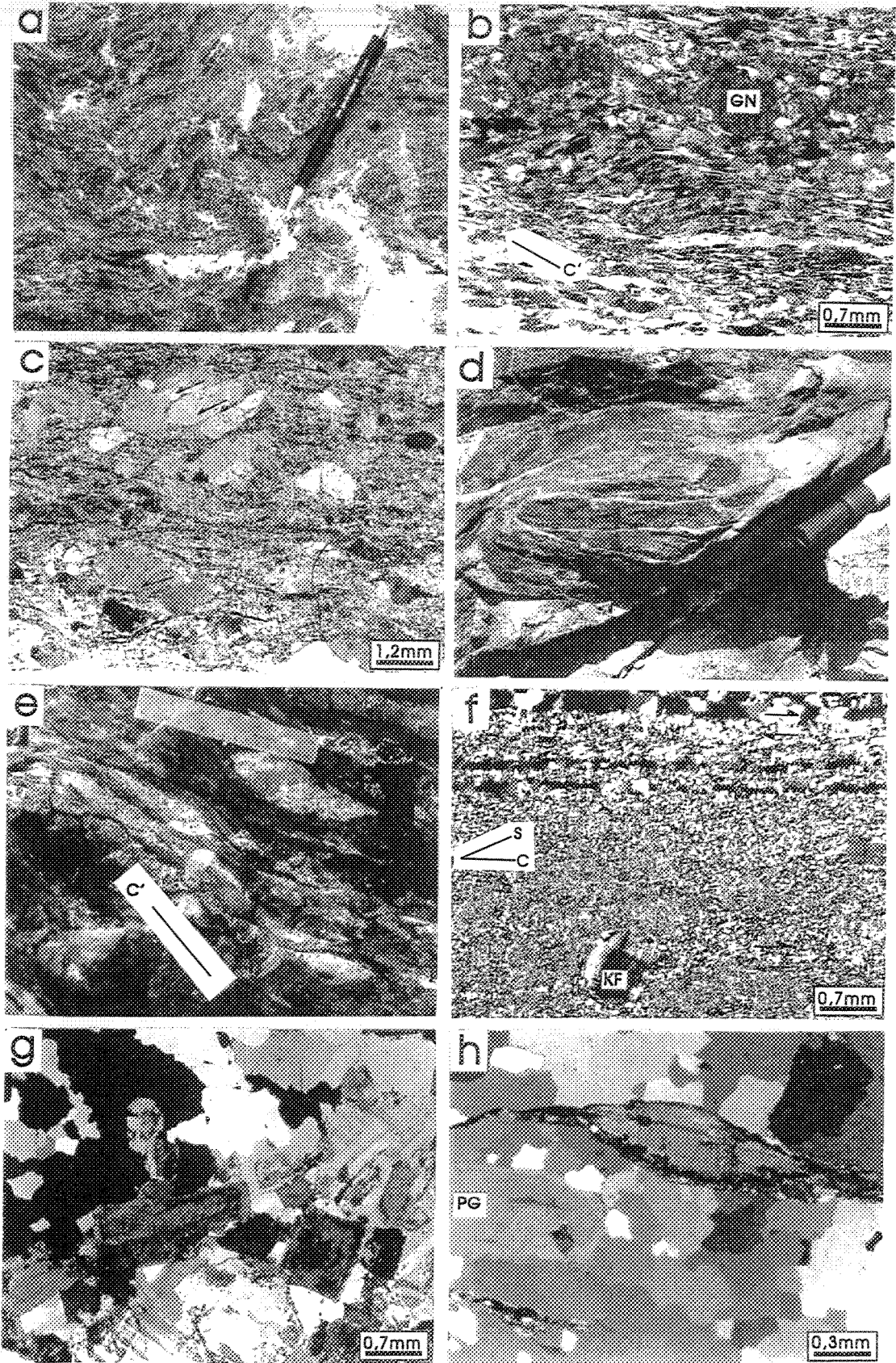
The syntectonic plutons are surrounded by amphibolite facies assemblages, which grade southward and northward into the characteristic greenschist facies regional metamorphism of the AGB (Fig. 17a). Amphibolite- and greenschist-grade basaltic rocks contain hornblende + plagioclase + quartz +/- garnet +/- Fe-Ti oxides +/- epidote and actinolite + biotite + chlorite + epidote + quartz + albite + carbonate assemblages respectively. Garnet-bearing amphibolites occur only in rocks of the Hunter Mine Group, east of the Lake Abitibi granodiorite, where garnet locally forms elongated aggregates of 1-4 mm subhedral grains scattered throughout the matrix. Other assemblages are dominated by hornblende (50-80%), while quartz appears as strain-free, elongate or polygonal grains (0.2-0.5 mm) and plagioclase grains have highly

serrate boundaries. Amphibolite-grade assemblages are well-developed over wide zones in rocks which structurally overlie the plutons, i.e. north of the LaReine and Palmarolle plutons and northeast of the southeast part of the Lake Abitibi pluton (Fig. 19a). South of the LaReine pluton, only a relatively thin (0.5 km-wide) amphibolite facies aureole grades southwards into a 1 km-wide actinolite-chlorite schist, and finally into well-preserved lavas of the Stoughton-Roquemaure Group. This distribution of mineral assemblages is well explained by thermal models in which amphibolite facies assemblages developed as a contact metamorphic aureole with respect to plutonic heat sources.

However, amphibolite-grade assemblages have been variably retrograded to greenschist facies assemblages within numerous anastomosing systems of centimetre- to metre-scale schist bands, which developed preferentially along rheological discontinuities, such as pluton-wall rocks contacts. In highly strained areas, hornblende and garnet grains form isolated porphyroclasts (0.5-1 mm) within a greenschist facies mylonitic assemblage. Crystal plastic processes allowed the development of extensive proto-, ortho- and ultramylonitic textures and numerous shear bands (Fig. 19b).

Numerous asymmetric fabrics provide considerable evidence of semi-brittle deformation (Fig. 19c), such as microdominos like those described by Babaie & LaTour (1994). Since all amphibolite- and greenschist-grade assemblages display similarly oriented  $D_2$  planar and linear fabrics in both NNW-trending and NNW-dipping domains, the

Figure 19. Magmatic to solid-state  $D_2$  structures in the plutons and their country-rocks. (a) Migmatite from the Kenosha Fault near the northeastern contact of the southeast part of Lake Abitibi pluton. Note that tonalitic melt is parallel to  $S_2$  and infills discrete extensional structures. (b) Photomicrograph of garnet-hornblende HT wall-rock assemblage containing dextral LT shear bands (C') with a greenschist facies mineral assemblage (actinolite-chlorite), from the Duvan Fault. (c) Photomicrograph of LT orthomylonite with hornblende porphyroclasts (Duvan Fault). Note hornblende grains with bookshelf structure indicative of dextral shearing. (d) Reorientation of small intrusive veinlets parallel to amphibolite-facies  $S_2$  which suggests syn-emplacement normal shearing along the roof contact of a NNW-dipping injection; photograph from the intersection of domains 2 & 8. (e) Asymmetric boudinage of marginal injections parallel to NNW-dipping  $S_2$  foliations from the northeastern contact of the LaReine pluton, indicating a normal shear sense. (f) Photomicrograph from the eastern margin of the LaReine pluton exhibiting dextral LT ultramylonite defined by asymmetric pressure shadows (stair step) around a microcline porphyroclast in the lower part. In the upper part, a dextral movement is also indicated by S-C structures where muscovite-bearing S planes are oblique to small quartz veins parallel to C planes. (g) Photomicrograph from the core of the LaReine tonalite displaying a magmatic fabric defined by alignment of euhedral twinned plagioclase crystals, surrounded by interstitial or equidimensional aggregates of anhedral quartz. (h) Photomicrograph from the northern inner rim of the LaReine pluton showing HT solid-state mylonitic foliation defined by biotite folia surrounded by well-recrystallized polygonal quartz aggregates forming centimetre-scale bands. This HT foliation developed parallel to the euhedral plagioclase crystal orientation. Also note thin LT shears with smaller quartz and chlorite grains along the biotite margins.



amphibolite-facies contact metamorphic aureole is by definition synkinematic in respect to  $D_2$ , and  $D_2$  structures likely developed under decreasing temperature conditions during the emplacement and subsequent cooling of the plutons.

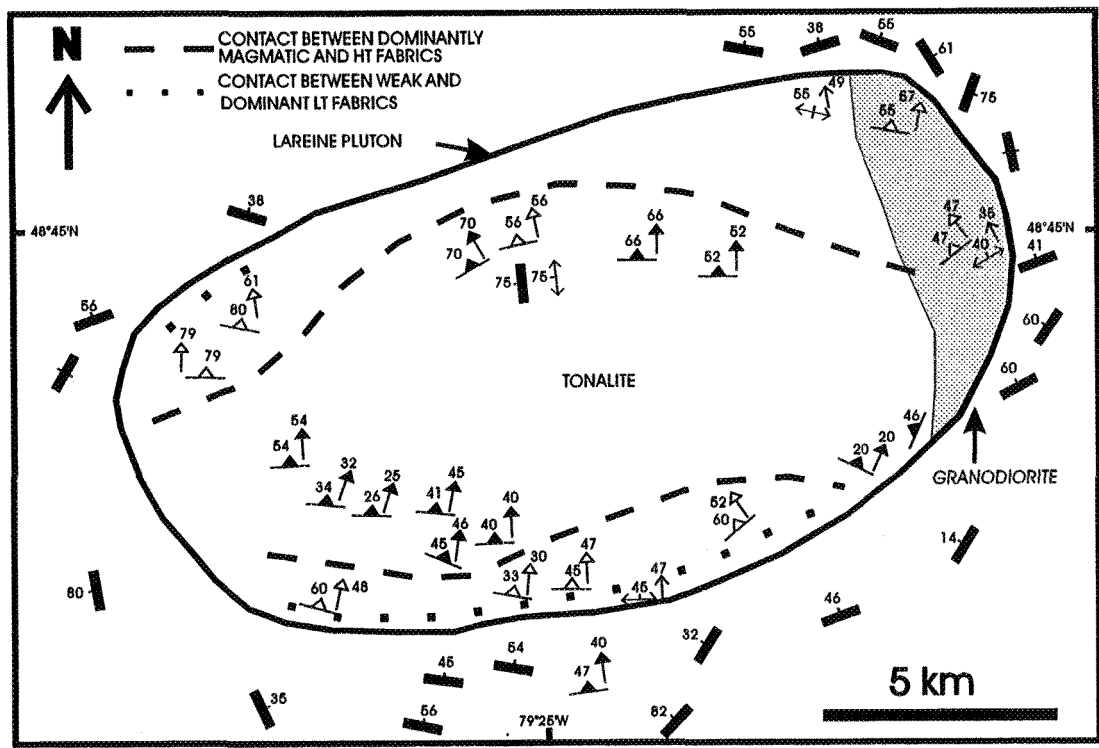
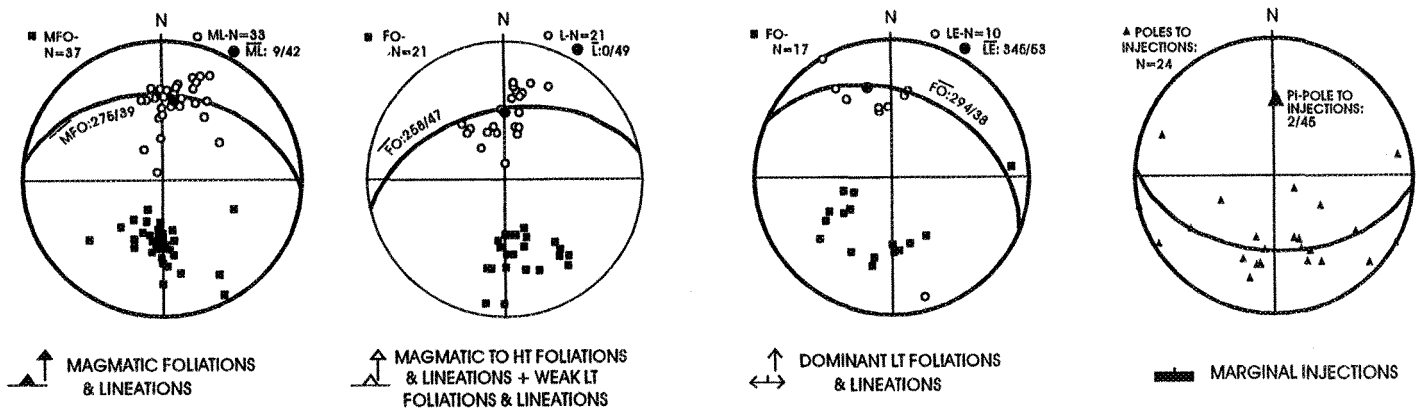
Many observations indicate a significant component of non-coaxial deformation throughout the  $D_2$  event, with dextral oblique movements along NNW-trending faults and normal dip-slip movements along NNW-dipping faults (Figs. 19b to 19e). Small hornblende laths (0.5 mm) in the asymmetric pressure shadows of some porphyroclasts confirm that non-coaxial shearing began under amphibolite-grade conditions. This is also supported by S/C fabrics in millimetre-scale ribbons of euhedral muscovite/biotite folia and polygonal mosaics of strain-free quartz grains (0.5 mm) indicative of HT recovery and recrystallization within a mica schist east of the Dupuy pluton. However, amphibolite-grade  $D_2$  deformation was strongly partitioned and wide areas of  $D_2$  domains exhibit mostly coaxial flattening and elongation (LS tectonites). Also, minor greenschist-grade shear zones with reverse movements within the NNW-dipping domain reflect a late structural complication. Abundant millimetre- to centimetre-scale, quartz- and carbonate-bearing veins are roughly concordant to the  $S_2$ , or shear (Fig. 19f) planes, within the country rocks and the plutons, and these contain mineral fibres that are oriented parallel to the stretching lineations in the hosting rocks (Fig. 18-Stereogram 11), but some veins have been asymmetrically boudinaged by shear bands, an increment of  $D_2$  deformation that occurred under greenschist facies conditions.

### 3.7 The relationship between plutonism and $D_2$ structures

#### 3.7.1 Internal structure of the plutons

The internal structures of syntectonic intrusions are best exhibited by the LaReine pluton, which shows an outward progression from magmatic to solid-state mylonitic fabrics (Fig. 20). In its core, magmatic foliations and lineations are well-defined by an alignment of tabular, euhedral plagioclase crystals (30 to 50%, 1-4 mm) and by individual laths (0.5-1 mm) or aggregates of biotite and/or muscovite. The interstitial blebs, or enclosing interconnected network of coarse-grained aggregates of equant quartz grains (1 mm), show little evidence of deformation or recrystallization (Fig. 19g). Many albite-law twin planes are parallel to zoned plagioclase crystal faces, suggesting a magmatic to submagmatic flow of a plagioclase-bearing mush (Paterson *et al.* 1989). The ENE-trending foliation apparently cross-cuts the contact between the two intrusive phases, which suggests the foliation was created, at least partly, during submagmatic flow following magma emplacement (Paterson & Vernon 1995). Rare quartz-filled microfractures and serrate boundaries of plagioclase grains likely reflect fracturing and abrasion between grains respectively, at the submagmatic stage (Bouchez *et al.* 1992). In the granodiorite phase, cross-hatched twinned microcline, or perthitic orthoclase, occur as small interstitial crystals, or more rarely as large grains containing similarly oriented plagioclase grains. Local graphic and micropegmatitic textures likely reflect the crystallization of water-saturated melt.

Figure 20. Distribution of magmatic, HT and LT solid-state mylonitic  $D_2$  structures within the LaReine pluton. All lower hemisphere projection, equal area stereograms. Unspecified labels as on Figs. 17 & 18.





High temperature (HT) solid-state fabrics become dominant in a 0.5 to 1 km-wide outer ring of the LaReine pluton. Rounded quartz blebs become progressively more flattened and elongated closer to the pluton margins until they form centimetre-wide quartz bands. Coarse, strain-free quartz grains (1 mm) exhibiting polygonal or elongated shapes (Fig. 19h) indicate recovery and recrystallization above epidote-amphibolite facies conditions (Simpson 1985). Isolated biotite grains begin to form more continuous folia (1-2 cm long). These fabrics developed parallel to an earlier magmatic alignment of plagioclase grains which subsequently developed serrate boundaries, probably indicative of dynamic recrystallization through grain-boundary migration. Such fabrics form a very homogeneous "orthogneissic" foliation at outcrop scale (Eakins 1972). Myrmekitic textures in the LaReine pluton close to the Duvan Fault likely represent recrystallization during subsolidus cooling or amphibolite-facies deformation of the granitoids (Vernon 1991), given the presence of solid-state HT recrystallisation in neighbouring polymineralic aggregates.

The pluton margins are dominated by low-temperature (LT) deformation, which occurs as localized millimetre- to centimetre-wide bands that overprint more widespread HT fabrics. The LT fabrics range in intensity from protomylonitic to orthomylonitic (rarely ultramylonitic) with variable development of plagioclase porphyroclasts and more common asymmetric microstructures (Fig. 19f). These shear zones exhibit grain size reduction of plagioclase and dynamic recrystallization of quartz subgrains (0.1 mm) that form thin (0.4 mm) ribbons of fine-grained quartz-feldspar or mortar textured rims to larger grains. Folia of

biotite +/- muscovite (5-10 cm long) are variably replaced by chlorite, epidote and quartz. The fine-grained mortar-textured quartz, as well as strain localization and recrystallization of the biotite (300 +/-25°C), suggest that this deformation developed under greenschist-facies conditions (Simpson 1985).

All planar and linear fabrics reflect an evolution as temperature progressively decreased (Gapais 1989) but remain parallel to one another (Fig. 20), which suggests a synkinematic emplacement and cooling (Paterson *et al.* 1989) of the LaReine pluton relative to NNW-dipping  $D_2$  faults. Given that similar relationships are observed from all the other plutons with respect to adjacent second-order  $D_2$  fault zones, their emplacement is interpreted to be synkinematic relative to the  $D_2$  event. For example, the southern and northern parts of the Lake Abitibi and Palmarolle plutons also contain magmatic foliations, whose attitudes are parallel to pluton contacts and solid-state  $D_2$  fabrics in the NNW-dipping  $D_2$  domain (Fig. 17). In comparison, the Dupuy, DuReine and Colombourg plutons and LaReine and Lake Abitibi granodiorites have elongate map patterns, parallel to adjacent NNW- to WNW-trending  $D_2$  faults. In the Colombourg pluton, Chown & Daigneault (1994) describe magmatic foliations that wrap along its southeastern edge and depict a synform plunging shallowly to the NW, parallel to the attitude of magmatic lineations. Although not as well exposed, the Dupuy pluton and Lake Abitibi granodiorite have similar internal structures since most magmatic foliations trend NNW but have NNW-dipping attitudes closer to their southern contacts (Fig. 17). A small granodiorite body located in the Kenosha fault zone, but too small to show at the

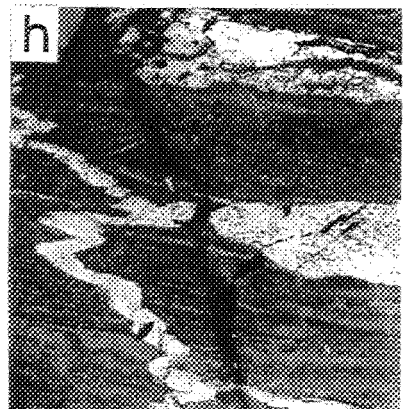
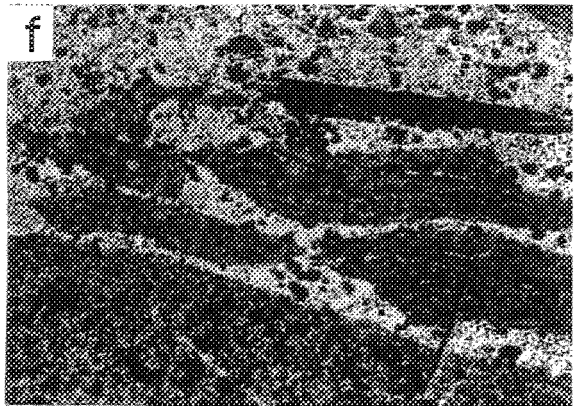
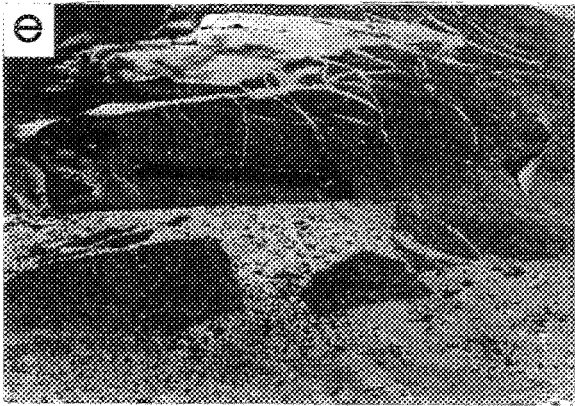
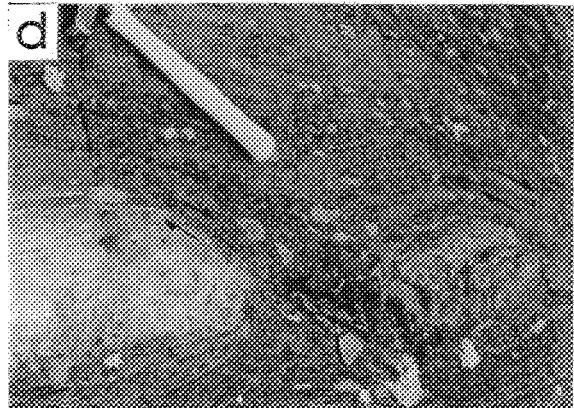
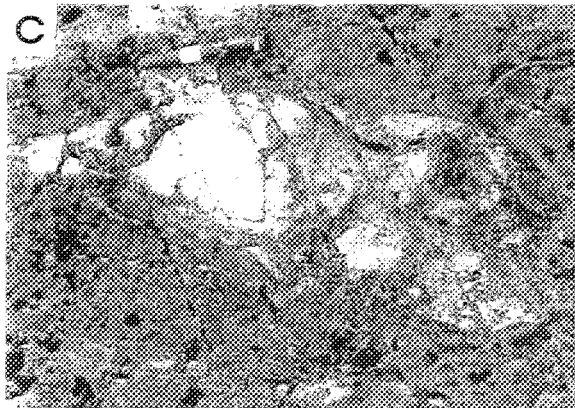
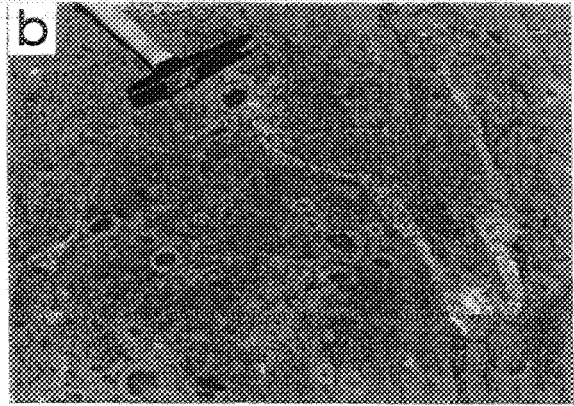
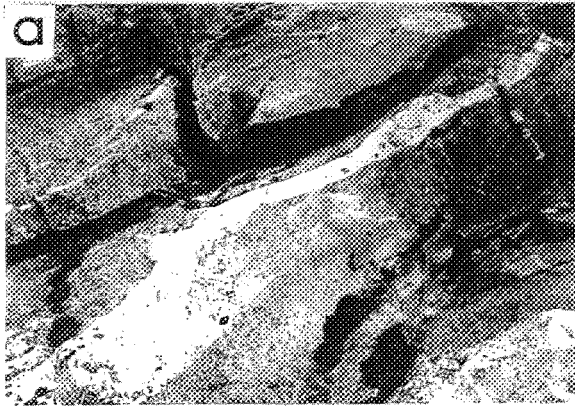
scale of Fig. 17, also contains WNW-trending magmatic fabrics (Lacroix 1995).

### 3.7.2 Marginal injections along pluton contacts

Syntectonic plutons are surrounded by numerous discrete injections, which are here referred to as "marginal" since most occur less than 1 km from the plutons (Figs. 17 & 20). Undeformed injections contain 20 to 40% plagioclase grains (1 mm), which occur as oriented tabular laths, or rectangular grains, with preserved zoning and twinning, thus each injection has been emplaced as a crystal-bearing suspension, much like the plutons. Other injections contain small hornblende or biotite grains (0.5 mm) which locally define well-developed magmatic fabrics. Whole rock geochemical compositions are similar to those of neighbouring plutons, i.e. most marginal tonalite and granodiorite injections occur in NNW-dipping and NW-trending  $D_2$  fault zones respectively (Lacroix 1995).

Most injections are centimetre-to metre-wide, one to several metres long sheet-like bodies parallel to  $S_2$  (e.g. sills) in all structural domains (Figs. 17b & 18), although many locally cross-cut  $S_2$  (Fig. 21a). Other injections intrude along planes of lithological weakness, such as the rims of slightly flattened pillows in lavas (Fig. 21b) and the primary compositional layering of the synvolcanic Poularies diorite. The parallel attitude of most marginal intrusions and  $S_2$  foliations is well illustrated around the La Reine pluton (Fig. 20), where they define a north-plunging cylindrical geometry roughly parallel to the pluton contacts. The contact of the

Figure 21. Field observations from pluton contacts and their marginal injections. (a) Shallowly-dipping granodioritic injection cutting  $S_2$  at a low-angle along the northern contact of the Palmarolle pluton. (b) Basaltic pillow rims filled by centimetre-wide granodioritic injections (Duvan Fault, northeastern contact of LaReine pluton). (c) Spindle-shaped granodioritic injection showing no internal deformation, suggestive of a passive filling of a small-scale releasing bend within the dextral strike-slip Rivière Duparquet Fault. (d) Dextral NNW-trending shear bands in the Macamic Fault that outline asymmetric boudinage of a granitoid injection parallel to  $S_2$ . (e) Tonalitic magma filling an irregular network of fractures in coarse-grained hornfelsed basalts, from the east contact in the southeastern part of the Lake Abitibi pluton. In the lower part, metre-scale enclaves floating in the tonalite are evidence for stoping. Note slight body rotation and translation of enclaves. (f) Close-up from (e) showing highly foliated amphibolite enclaves, without any evidence of younger internal straining. (g) Incremental emplacement of marginal injections during  $D_2$  event, that occur parallel to  $S_2$  (e.g., sills) and in fractures orthogonal to  $S_2$  (e.g., dykes). Early dyke- and sill-like injections are folded and boudinaged respectively, whereas younger ones are rectilinear and cross-cut  $S_2$  foliation. (h) Close-up from (g) showing that the early dyke, which cross-cuts the  $S_2$  foliation, and the injection parallel to  $S_2$  have been respectively folded and boudinaged, both in molten state.



Colombourg pluton is notably marked by a 300 metre wide zone of parallel tonalite sheet injections each charged with tabular wall-rock xenoliths, all cut by undeformed, late aplite dykes (Chown & Daigneault 1994). The eastern contact of the Dupuy pluton also has steeply-dipping injections parallel to  $S_2$ , with small intrusive veinlets cross-cutting it.

These injections show variable relationships with  $D_2$  deformation. Metre-wide spindle-shaped injections within the Rivière Duparquet Fault suggest that the magma passively filled a rhomb-shaped dilational site during dextral  $D_2$  shearing (Fig. 21c). Within the Dupuy Fault, the reorientation of small intrusive veinlets parallel to  $S_2$  above a tabular injection (Fig. 19d) indicates emplacement during extensional shearing along NNW-dipping planes that correspond to the easternmost extent of structural domain 8 (Fig. 17). Some injections parallel to  $S_2$  underwent boudinage during HT coaxial deformation and have a pinch and swell geometry. Finally, other injections have been separated into isolated boudins during localized LT shearing (Fig. 21d).

The southeast part of the Lake Abitibi pluton exhibits an unusual 1 km-wide, 2 km-long zone of highly discordant contacts with the overlying ESE-dipping and ESE-facing variably metamorphosed and deformed volcanic rocks. There, tonalitic magmas intruded an irregular network of fractures that developed in coarse-grained, hornfelsed country-rocks (Figs. 21e & f). Centimetre- to metre-wide enclaves of massive and highly foliated wall-rock are separated by veins of massive tonalite, that are mostly oriented parallel to the foliation

planes but also fill fractures in the enclaves. No enclaves exhibit evidence of internal straining after their incorporation in the magma, but some have undergone small amounts of rigid rotation and translation which are suggestive of stoping along the southeast part of the Lake Abitibi pluton. Centimetre-wide, local dykes appear for several hundred meters east of this pluton contact.

Most of domain 8 is cross-cut by, and reoriented in a clockwise rotation near, the Kenosha strike-slip Fault, whereas the planar and linear fabrics in the LaReine pluton become NNW- and NNE-trending respectively towards this fault. Along this fault, migmatitic structures and several generations of tonalite intrusions occur along a 20 m-wide, 10 km-long horizon in the wall-rocks directly above the southeast part of the Lake Abitibi pluton. There, tonalitic melts have been concentrated into local extensional structures (Fig. 19a), such as boudin necks and conjugate shear bands. Furthermore, several pulses of magma intruded into a network of sills parallel to  $S_2$  and dykes orthogonal to the elongation direction (Figs. 21g & h). Early sills and dykes have been boudinaged and folded respectively while still partially molten, whereas younger dykes are rectilinear and cross-cut  $S_2$  foliation, indicating periodic emplacement and incremental coaxial  $D_2$  deformation during subhorizontal extension.

In summary, mutually cross-cutting relationships are observed between emplacement-related and amphibolite-grade  $D_2$  structures, which have been together superimposed by greenschist-grade  $D_2$  structures. Only locally have pluton contacts been severely affected by

LT shear zones, such as the DuReine pluton where an iron carbonate-talc-chlorite alteration zone is well developed. At the northeastern contact of the LaReine pluton, numerous sill-like injections have also been extensively boudinaged by two conjugate LT shear zones, respectively high-angle north-dipping shears showing normal movements and subhorizontal shears with reverse movements that developed during a down-dip elongation within the bisector  $S_2$  foliation.

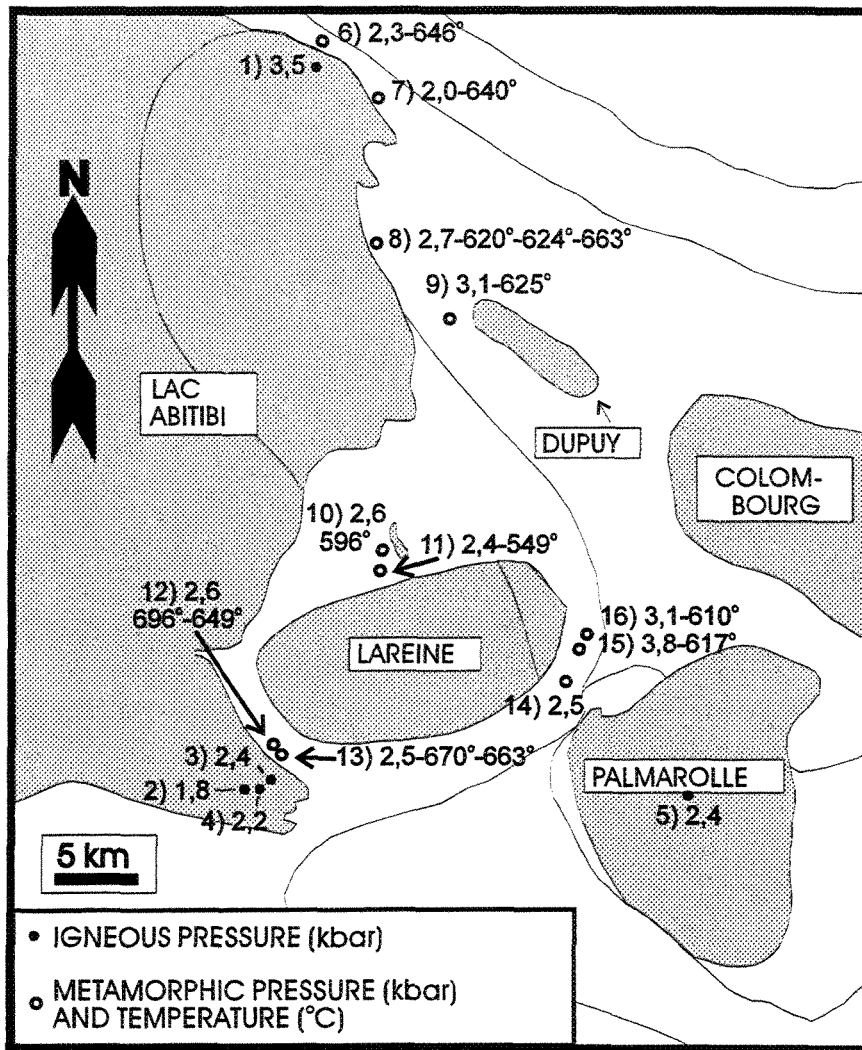
### 3.8 Estimates of P-T conditions of emplacement and metamorphism

Figure 22 indicates pressure and temperature determinations obtained in the study area. Igneous crystallization pressures based on the Al-in-hornblende geobarometer (Schmidt 1992) vary from 1.8 to 3.5 kbar for the Lake Abitibi pluton. A pressure of 2.6 kbars was obtained from the core of the Palmarolle pluton. The narrow variation in whole rock geochemical composition of all granodiorites analysed (Lacroix 1995) suggests that these pressures imply similar solidus temperatures (Anderson and Smith 1995, Ague and Brandon 1996). Wall-rock metamorphic amphiboles vary in composition from ferro-tschermakite to magnesio-hornblende in the classification of Leake (1978). Garnets are dominated by almandine (0.46 to 0.70 mole %), with grossular (0.17-0.27) and spessartine (0.04-0.21) as the other main components. Most plagioclases have been retrograded to albite during later greenschist facies deformation, but preserved examples range from  $An_{22}$  to  $An_{60}$ . Metamorphic pressures calculated from the Ca-amphiboles using the method of Brown (1977) range mostly



Figure 22. Estimated average temperatures and pressures for the study area. Igneous crystallization pressures were obtained from thin sections of the Lake Abitibi and Palmarolle plutons respectively, which have the required full mineral assemblages for the Al-in-hornblende geobarometer of Schmidt (1992). Pressure estimates were determined from microprobe analysis of the rims of amphibole grains showing textural equilibrium (i.e. polygonal grains) and very little compositional zonation. Country rock pressures are based on the Na content on the M4 site of these calcic-amphiboles (Brown 1977). Metamorphic temperatures were estimated from the Ti content of amphiboles using the experimental calibration of Spear (1981) at 1 and 3 kbar reported by Schumacher *et al.* (1990, Fig. 10.9). Pressure and temperature were determined on several sites numbered from 1 to 16, for which only the average of several estimated value has been indicated on the figure. The following list gives, for each site, the average and standard deviation (as well as the number of determinations) ( $P_I$ : Igneous pressure,  $P_M$ : Metamorphic pressure):

- 1)  $P_I$ : 3,5-0,5 (14); 2)  $P_I$ : 1,8-0,2 (9); 3)  $P_I$ : 2,4-0,4 (24); 4)  $P_I$ : 2,2-0,3 (9); 5)  $P_I$ : 2,4-0,8 (23);
- 6)  $P_M$ : 2,3-0,3 (9), T: 646-9 (9); 7)  $P_M$ : 2,0-0,2 (3), T: 640-5 (5);
- 8)  $P_M$ : 2,7-0,2 (8), T: 624-20 (5), T: 620-17 (8), T: 663-6 (3);
- 9)  $P_M$ : 3,1-0,4 (6), T: 625-22 (8); 10)  $P_M$ : 2,6-0,5 (9), T: 596-15 (7);
- 11)  $P_M$ : 2,4-0,1 (4), T: 549-6-(5); 12)  $P_M$ : 2,6-0,1 (6), T: 696-16 (7), 649-9 (7),
- 13)  $P_M$ : 2,5-0,5 (6), T: 670-15 (10), T: 663-18 (13); 14)  $P_M$ : 2,5-0,2 (4), T: <540-0 (10)
- 15)  $P_M$ : 3,8-0,7 (6), T: 617-15 (11); 16)  $P_M$ : 3,1-0,4 (2), T: 610-15 (2).



between 2 and 3.3 kbar, in good agreement with the crystallization pressures obtained from the plutons. Similar pressures were obtained by Feng & Kerrich (1990) for the Lake Abitibi and Colombourg plutons (2.3 to 2.5 kbars) using the calibration of Hollister *et al.* (1987), and their wall-rocks (2-3 kbars).

Temperatures in the metamorphic aureole have been estimated from the Ti content of amphiboles (Schumaker *et al.* 1990) and the plagioclase-amphibole geothermometer of Holland & Blundy (1994). Temperatures obtained from the former method vary from 540 to 696°C, whereas those from the latter gave higher results (between 662 and 823°C). Both methods indicate that the highest aureole temperatures were reached in the migmatite from the Kenosha domain (650-696°C & 757-823°C respectively). The Ti-in-amphibole geothermometer gave more reasonable temperatures, close to those of a water-saturated tonalite solidus (e.g. 685°C) at 2-3 kbar taken from Hollister *et al.* (1987). The Ti content of amphiboles around the LaReine pluton suggests temperatures up to 617°C. East of the Lake Abitibi granodiorite (Duvan Fault), estimated temperatures with this method vary between 620° and 665°C, whereas slightly higher temperatures (651-748°C & 701°C) were obtained using the amphibole-garnet geothermometers of Graham & Powell (1984) and Perchuk *et al.* (1985) respectively. In summary, such results indicate that the synkinematic 2-3 kbar amphibolite-grade contact metamorphism produced temperatures of 650-700°C close to the plutons. However, the common presence of albitic plagioclase and low Ti amphibole (< 0.038 p.f.u., i.e.  $T < 540^{\circ}\text{C}$ ) indicates that a later greenschist-grade metamorphism has overprinted

many high grade contact aureole rocks.

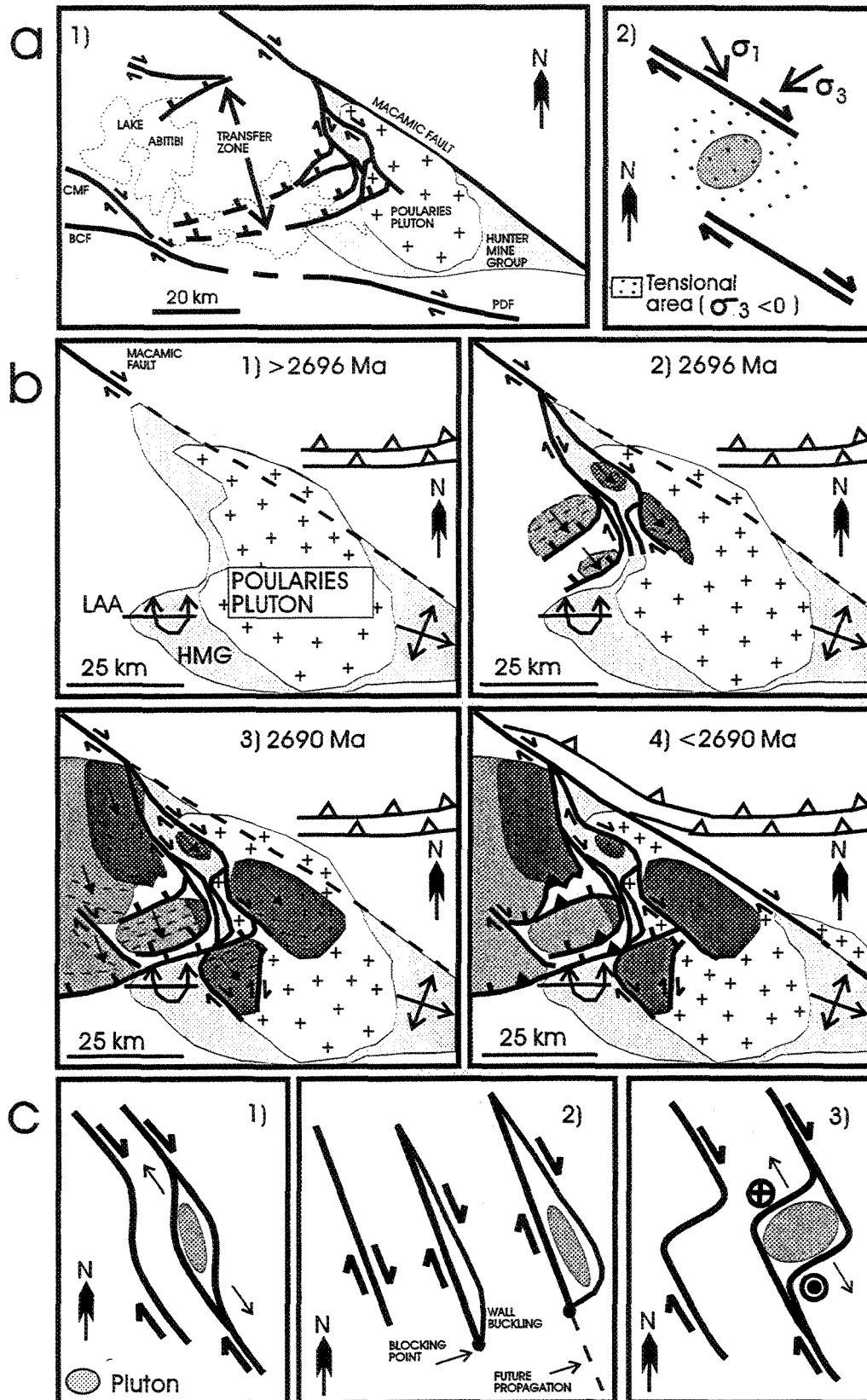
### 3.9 Discussion

#### 3.9.1 The development of an extensional $D_2$ transfer zone

West- to NW-trending dextral strike-slip faults, such as the Macamic  $D_2$  Fault, occur throughout the southern Superior Province (Hudleston *et al.* 1988, Borradaile *et al.* 1988, Robert 1989 & 1991, Daigneault & Archambault 1990, Williams *et al.* 1992). The coexistence of steep NNW-trending and low-angle NNW-dipping second-order  $D_2$  faults bearing identical LS tectonites, oblique stretching lineations and retrograde metamorphic histories, however, indicates a more complex structural evolution, west of the Macamic Fault.

The distribution of rheologically competent units and preexisting structural heterogeneity might well explain the  $D_2$  structural development in the study area (Fig. 23a-1). At the onset of the  $D_2$  event, the northern part of the Hunter Mine Group and the Poularies pluton likely were NW-trending with moderate-angle dips toward the NE, whereas the southern part of the Poularies pluton would have been flanked by adjacent Lake Abitibi and Poularies  $D_1$  anticlines (Fig. 23b-1). During  $D_2$ , it is proposed that NNW-trending faults (e.g., Dupuy and Duvan faults) splayed from the southeastward propagating Macamic Fault as they were deflected by these two competent units, and followed their western contacts (Fig. 23b-2).

Figure 23. Conceptual model of the D<sub>2</sub> structural and plutonic evolution in the Lake Abitibi area. (a) Structural geometry and evolution of D<sub>2</sub> structures in the Lake Abitibi area: 1) Structural geometry of the extensional transfer zone and adjacent strike-to oblique-slip D<sub>2</sub> faults, 2) Schematic map view showing the creation of a local transtensional jog in respect to theoretical stress orientations when an isotropic medium is deformed along two right-stepping dextral faults in a transpressional situation (modified from Rodgers 1980 and Segall & Pollard 1980). (b) Possible sequence of faulting and plutonism in the easternmost part of the Lake Abitibi area: 1) Inferred pre-D<sub>2</sub> map pattern and structural geometry of the Poularies pluton, Hunter Mine Group and Lake Abitibi Anticline after the D<sub>1</sub> event, 2) Structural development of NNW-trending D<sub>2</sub> faults and initial flow of magma during emplacement spreading toward the southeast around 2696 Ma, 3) Continuous development of the linked D<sub>2</sub> fault system towards the southwest and final emplacement of many plutons around 2690 Ma, 4) After cooling of plutons, dextral-oblique movements still occurred along NNW-trending faults whereas NNW-dipping faults exhibit both normal and reverse movements. Further southeastwards propagation of the Macamic Fault produced a clockwise reorientation of low-angle D<sub>1</sub> thrusts along the Chicobi Domain and a dextral offset of the northeasternmost part of the Poularies pluton. Dashed lines and arrows in plutons correspond to magmatic foliations and magma flow direction respectively. In stages 1-2-3, D<sub>1</sub> thrusts have not been traced up to the Macamic Fault to simplify drawing of the sketch. (c) Three possible models of pluton emplacement within favorable sites along the D<sub>2</sub> fault system: 1) Schematic NW-trending elongated map-pattern of plutons emplaced along a releasing bend of a dextral strike-slip fault, 2) Schematic NW-trending elongated map-pattern of plutons emplaced along a fault termination of a dextral strike-slip fault after the model of Hutton (1988) and Ferré *et al.* (1995), 3) Schematic ENE-trending elliptical map-pattern of plutons emplaced within an extensional transfer zone between dextral strike-slip faults. Note that a NNW-trending vertical section across the transfer zone will show the same structural geometry as the map view in model 1.



Such faults easily developed, since outcrop-scale NNW-trending dextral shear bands already existed in the Macamic Fault (Figs. 17 & 18, Domain 1). As the splay faults propagated and approached the north-dipping contacts of the Poularies pluton and northern flank of the overturned D<sub>1</sub> Lake Abitibi Anticline, their NNW strikes underwent a clockwise reorientation and their dips flattened to develop as a trailing extensional imbricate fan (Woodcock & Fischer 1986) with dextral-oblique movements along most fault segments, and eventually formed an extensional transfer zone (Figs. 23b-2 & 3). Such a development is consistent with theoretical and experimental work (Davison 1994), which indicates that highly oblique transfer faults do not form in a homogeneous material but are rather likely to form along favourably oriented basement weaknesses. A southward fault-propagation is also suggested from the map-pattern of NNW-trending faults (e.g. the Duvan, Little Duvan and Kenosha faults), which cross-cut the northern part of domain 8 but root into its southern part.

Reconnaissance mapping along the Lake Abitibi shoreline in Ontario indicates that the NNW-dipping domain continues at least 20 km west of the LaReine pluton. There, gravity data support a moderately north-dipping attitude for the southern contact of the Lake Abitibi pluton underlain by the Stoughton-Roquemaure Group (Antonuk & Mareschal 1992). Moderately NNW-dipping foliations also occur within the westernmost Lake Abitibi pluton (Smith & Sutcliffe 1988), as well as over a 2 km width around its NW corner (Lumbers & Cox 1961). Thus, both LaReine and Lake Abitibi plutons likely correspond to tabular bodies enclosed within a 40 km-wide, >40 km long NNW-dipping domain. The dimensions, oblique

attitude and position of this domain showing normal movements relative to the Macamic, Cochrane-Milligan and Bradburn-Coulsen faults (Fig. 16) suggest that this whole zone could have acted as an extensional transfer zone between these dextral strike-slip  $D_2$  faults under amphibolite facies conditions (Fig. 23a-1). The geometry and scale of this  $D_2$  fault system would resemble extensional transfer zones described from Nevada (Oldow *et al.* 1994) and California (Walker *et al.* 1995).

### 3.9.2 Model of pluton emplacement

A synkinematic emplacement of plutons with respect to early  $D_2$  deformation is well illustrated in the Lake Abitibi area by: 1) the similar attitude and continuity of evolution of magmatic to solid state fabrics, 2) the mutually cross-cutting relationship between pluton contacts with their marginal injections and amphibolite-grade  $D_2$  structures. Fault-controlled dilation (i.e. the pull-apart model) is often invoked for similar plutons passively emplaced along, and during, the development of either strike-slip (Hutton 1982, Guineberteau *et al.* 1987, Morand 1990, McCaffrey 1992, Ferré *et al.* 1995) or extensional (Hutton *et al.* 1990, Koukoukevlas & Pe-Piper 1991) faults. The elongate map-pattern and concordant attitude of NNW- to WNW-trending (e.g. Dupuy, Colombourg and DuReine plutons, LaReine and Lake Abitibi granodiorites) and NNW-dipping (e.g. LaReine and Lake Abitibi plutons) plutons, as well as the existence of marginal injections within outcrop-scale releasing bends and extensional structures (Figs. 19a, d & 21c), is roughly consistent with their emplacement



within dilatant positions along dextral oblique-slip and extensional  $D_2$  faults respectively (Figs. 23c-1 & 2).

However, other local observations suggest that rheological and structural ( $S_2$ ) discontinuities likely acted as mechanical anisotropies for intrusive emplacement without necessitating an overall creation of space solely by fault displacement. Metre-scale injections intruded local rheological discontinuities where there is no evidence for non-coaxial deformation (e.g., pillow rims, Fig. 21b). Other marginal injections parallel to  $S_2$  show evidence of boudinage when in a partially molten state (Fig. 21g & h), which requires either that magma should have overcome the normal stress across  $S_2$  planes, or an incremental sequence of extension and compression orthogonal to  $S_2$ . Such a mechanism could also explain why the LaReine and Lake Abitibi plutons have magmatic fabrics and tabular geometries concordant to the enclosing transfer zone, which indicate relatively weak intrusive effects interfering with fault development. In comparison, the magmatic foliation within the Colombourg and Dupuy plutons, as well as in the Lake Abitibi granodiorite, are parallel to NNW-trending  $D_2$  faults except along their southeastern edge where they depict a synform (Fig. 23b-2 & 3). Thus, the internal structure and map-pattern of NNW- to WNW-trending plutons with their rounded edges, differs from spindle- to rhomb-shaped pull-apart geometries of passively emplaced plutons (Hutton 1982, Guineberteau *et al.* 1987, Morand 1992), and rather reflects an interaction between prominent lateral expansion and regional strain field (Brun *et al.* 1990, Lagarde *et al.* 1990, Cruden & Launeau 1994). These plutons mostly

resemble those emplaced along strike-slip fault termination (Fig. 23c-3) such as the Strontian (Hutton 1988) and Solli Hills (Ferré *et al.* 1995) granites. The internal structure and geometry of the Palmarolle pluton reflects both the influence of the NNW-dipping Lake Abitibi Fault and the southward converging NNW- and N-trending Rivière Duparquet and Palmarolle faults.

Thus, the emplacement of marginal injections and plutons along second-order  $D_2$  faults also partly reflects a mechanism of magmatic wedging (Hutton 1992) along  $D_2$  structural discontinuities. Such emplacement mechanics overcome the problem of rate compatibility between fault displacement and pluton ascent/emplacement, the former being generally the slower and rate-controlling process in passive emplacement models (Paterson & Tobisch 1992). Other mechanisms also likely contributed to "space creation". Given that the deformation around syntectonic plutons shows evidence of non-coaxial shearing and belongs to a kinematically compatible  $D_2$  fault system, buoyant forces did not significantly modify the overall geometry and kinematic evolution of second-order  $D_2$  faults west of the Macamic Fault. However pluton expansion might have contributed to the development of wall-rock plane strain fabrics (LS tectonites), and ductile flow in the aureole could have represented a significant material transfer process. Local space made by wall-rock ductile flow around elliptical plutons may approximate 25% of the amount required for pluton expansion, and lateral expansion of tabular intrusions requires notably less bulk shortening than radial expansion of spherical plutons (Paterson & Fowler 1993). The evidence of fracture filling and

stopping along the southeast edge of the Lake Abitibi pluton, which would correspond to a frontal tip, confirm that rarely preserved stopping at the top of plutons might also have contributed to downward transfer of material. Hence, this study supports that several emplacement and material transfer processes (e.g.: fault dilation and wedging, lateral expansion, wall-rock ductile flow, stopping) contribute simultaneously but in different parts of the system, to pluton building at mid- to upper-crustal levels, as suggested by other recent studies (Paterson & Fowler 1993, McNulty *et al.* 1996).

Although such multiple emplacement mechanisms operated rather than a simple passive filling of dilational jogs created by non-coaxial deformation, the emplacement of plutons should have been structurally-induced since they are not randomly distributed within the  $D_2$  fault system. The presence of rare discrete injections along the Macamic Fault (Fig. 21d), in comparison to several major plutons and marginal injections southwest of this major fault, implies the development of favorable stress fields for pluton emplacement in this latter area.

Theoretical computation of principal stresses in an homogeneous elastic medium along two right stepping interacting dextral relay faults indicates the development of an extensive tensional area between these two faults (see Fig. 23a-2). If the Macamic and Cochrane-Milligan  $D_2$  faults also developed in such a releasing overstep pattern, a transtensional stress field could have permitted the emplacement of voluminous plutons in the

Lake Abitibi area (Figs. 16, 23a-1). Transtensional bridges could also favour the development of a linking extensional fault between offset strike-slip faults (Segall & Pollard 1980). Even if the Macamic Fault does not appear as a preferential pluton emplacement site, it may have played a role for magma ascent. Many observations indicate that all plutons were formed by southeastward magma spreading: 1) the constant attitude of magmatic lineations plunging about  $40^\circ$  toward the NNW (e.g. toward the Macamic Fault) and parallel to the regional stretching lineation, 2) the NNW-dipping attitude of tabular plutons with parallel magmatic fabrics, 3) the NW-dipping attitude and synform-like shape of magmatic fabrics near the southeast margin of NNW-to WNW-trending plutons and, 4) the interpretation of a frontal tip along the southeast edge of the Lake Abitibi pluton. Since all plutons occur southwest of the Macamic Fault (Fig. 17), we speculate that the magma tapped by this more deeply penetrating fault might then have risen obliquely toward the southeast and laterally infilled favorable sites created in the stress field (Fig. 23c). Other studies (D'Lemos *et al.* 1992, Hutton & Reavy 1992) also conclude that major strike-slip faults provide plausible deep channels for the migration of magmas.

### 3.9.3 Thermal role of plutons in the $D_2$ structural evolution

From a purely geometric perspective, it is surprising that both 5 km-wide, 10 to 20 km-long NNW-trending and 40 km-wide, >40 km-long NNW-dipping second-order  $D_2$  fault zones developed to such an extent, rather than just leading to an aborted bend which was then

bypassed by the rectilinear first-order Macamic Fault. Aydin & Nur (1985) emphasized that the development of straight strike-slip faults between offsets is energetically more efficient. Strike-slip faults may die out at geometrical barriers producing jogs and steps (Schotz 1990), and an appropriate way could be to diffuse into a trailing extensional imbricate fan where part of the deformation is being taken up by rotation of curved fault segments (Peacock 1991).

Since further propagation along this bend leads to the formation of a huge transfer zone with amphibolite-grade assemblages, pluton emplacement is thought to have modified the expected geometry of  $D_2$  fault propagation. Crustal rheology is temperature-related, and the heat provided by high-level plutons can soften their wall-rocks and accelerate deformation in these localized areas (Sandiford *et al.* 1992, Barton & Hanson 1989). Early plutons intruded at the terminations of southward propagating NNW-trending  $D_2$  faults likely raised the temperature in their wall-rocks to over  $500^\circ\text{C}$ . This eventually allowed further propagation, transfer and more magma emplacement until the formation of amphibolite-facies  $D_2$  faults with temperatures up to  $650\text{-}700^\circ\text{C}$ . Amphibolite-grade shear zones tend to link together more naturally than more brittle uppercrustal faults, given their greater width, ductile behavior and smoothly curved patterns (Davison 1994). Although initially induced by pre- $D_2$  heterogeneities, pluton emplacement then permitted full-scale development of, and efficient transfer between, second-order  $D_2$  faults.

This symbiotic relationship between pluton emplacement and amphibolite-grade  $D_2$

deformation allows an accommodation of  $D_2$  strain in the Lake Abitibi area during some million years. Taking into account absolute errors, all syntectonic plutons crystallized within a period of 4 to 10 Ma. For example, the granodiorite phase of the Lake Abitibi pluton crystallized at least 2 m.y. (2691 vs 2693.1 Ma) after the tonalite phase. Synkinematic emplacement of plutons with respect to the second-order  $D_2$  faults implies a similar duration for the amphibolite-facies contact aureole metamorphism and deformation. The preservation of various stages of igneous-structural relationships and submagmatic to high-temperature fabrics also suggests similar rates of regional deformation, magma emplacement and crystallization (Paterson & Tobisch 1992, Miller & Paterson 1994). Finally, such a duration compares to both average emplacement and crystallization rates of 10 km-wide plutons and the preservation of temperatures over 500°C in their surrounding metamorphic aureoles at mid- to upper-crustal levels (Barton & Hanson 1989, Tommasi *et al.* 1994, Hanson & Glazner 1995). Such contact metamorphism is identical to the pluton-enhanced, high-T, low-pressure "regional aureole" metamorphism of den Tex (1963).

Perhaps the best evidence that the thermal state has a significant influence on the propagation of  $D_2$  faults is provided by narrower greenschist-grade shear zones. During cooling (<2690 Ma), these shear zones were mostly localized along pluton-wall-rock contacts where fluids were probably also concentrated. At that stage, normal and reverse movements along the NNW-dipping domain might be explained by dominantly coaxial deformation. More likely, this zone was reactivated by reverse movements since it is orthogonal to the

NNW-trending far-field maximum compressive stress, whereas part of the dextral movement along NNW-trending faults was still transferred into normal movement (Fig. 23b-4). In both cases, the transfer of movement within the linked system became less efficient, the transfer zone progressively locked during cooling of the plutons and  $D_2$  shearing was then solely accommodated by major WNW-trending dextral faults. Similar examples of faults which locked during pluton cooling are given by Sandiford *et al.* (1988) and Miller & Paterson (1992).

### 3.10 Conclusion

Diapiric models of pluton emplacement and vertical tectonics in Archaean greenstone belts have been seriously questioned by both experimental (Marsh 1982, Cruden 1988) and field (Myers & Watkins 1985, Schwerdtner 1990) work. Recent studies of plutons in the AGB suggest that they may have utilized major faults for ascent and emplacement (Cruden & Launeau 1994, Chown & Daigneault 1994). This study supports such interpretations, and further emphasizes that pluton emplacement (at least of the TTGM suite) and propagation of strike-slip  $D_2$  faults were intimately coupled during a late Archaean, Superior Province-wide transpressive event ( $D_2$ ), that followed an earlier crustal-scale thrusting event ( $D_1$ ) related to collision of arcs.

During  $D_2$ , rheological and  $D_1$  structural heterogeneities facilitated the development of

second-order, NNW-trending dextral-oblique faults which eventually transferred their movements into low-angle NNW-dipping extensional faults between two major WNW-trending, right-stepping dextral strike-slip  $D_2$  faults. Many plutons were emplaced along both sets of second-order  $D_2$  faults but several emplacement and material transfer mechanisms operated, including fault-dilation and wedging, lateral expansion, ductile flow and stoping. Thermal softening resulting from sequential pluton emplacement (between 2696-2690 Ma) permitted and enhanced an efficient linking and transfer between the second-order  $D_2$  faults, which eventually locked as the crust cooled after intrusion ended at 2690 Ma. Thus, the inhomogeneous distribution of TTGM plutons likely had a significant influence on the pattern of  $D_2$  fault propagation in the AGB. Since Jackson & Cruden (1995) proposed that the south-vergent  $D_1$  thrusting event may also have been assisted by an older generation of sheet-like plutons in the mid-crust beneath the AGB, most of its structural and plutonic evolution should have been coupled which is typical of many low-P, high-T metamorphic belts in arc and back-arc settings (Barton & Hanson 1989).

Voluminous pluton emplacement during a late Archaean transpressional tectonic regime invites a comparison with the emplacement of plutons and batholiths in favourable deformation fields during active shearing related to Phanerozoic oblique plate convergence (Glazner 1991, D'Lemos *et al.* 1992, Hutton & Reavy 1992, Tikoff & Teyssier 1992, Tobisch *et al.* 1995, Ferré *et al.* 1995). In particular, the decoupling of normal and strike-slip components of oblique convergence (Archanjo *et al.* 1994, Miller 1994, Karlstrom &



Williams 1995) may represent a major control of the ascent and emplacement of granitoid magmas during the late Archaean. Pull-apart sedimentary basins are typically developed within the uppercrust at releasing stepovers, where they are generally bounded by two vertical offset strike-slip faults that are linked by two parallel oblique- to normal-slip faults (Crowell 1974, Aydin & Nur 1985). In the Lake Abitibi area, the structural site of pluton emplacement also corresponds to a releasing bend between major WNW-trending strike-slip  $D_2$  faults, where NNW-trending extension parallel to adjacent oblique-slip faults defines a pull-apart domain. Hence, at least some late Archaean strike-slip faults were apparently segmented down to at least mid-crustal levels where they provided a favourable stress field for pluton emplacement.

### 3.11 Acknowledgements

Most field and laboratory expenses between 1991 and 1994 were defrayed by the Ministère des Ressources Naturelles du Québec (MRNQ). We acknowledge Francis Chartrand, Alain Simard and Jean-Louis Caty (MRNQ) for their continuous support and authorization to publish these results. Mineral composition data, from which the P + T estimates were made, was obtained at the UQAC electronic microprobe facility, supported by an NSERC infrastructure grant to S.-J. Barnes. We have benefited from interesting discussions with P. Choukroune, J. Ludden, W. Davis, M. Mainville, J.Y. Labbé, A. Tremblay and A. Moukhsil.

## 3.12 References

- Ague, J.J. & Brandon, M.T. 1996. Regional tilt of the Mount Stuart batholith, Washington, determined using aluminium-in-hornblende barometry: Implications for northward translation of Baja British Columbia. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **108**, 471-488.
- Anderson, J.L. & Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and oxygen fugacity on the Al-in-hornblende barometer. *Am. Min.* **80**, 549-559.
- Antonuk, C. Mareschal, J.-C. 1992. Gravity profiles along the Seismic Reflection Lines of the Abitibi-Grenville Transect. *Lithoprobe Rep.* **25**, 43-46.
- Archanjo, C.J., Bouchez, J.-L., Corsini, M. & Vauchez, A. 1994. The Pombal granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike-slip setting of NE Brazil (Paraiba State). *J. Struct. Geol.* **16**, 323-335.
- Aydin, A. & Nur, A. 1985. The types and role of stepovers in strike-slip tectonics. In: *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation* (edited by Biddle, K.T. & Christie-Blick, N.). *Spec. Publs Soc. Econ. Paleont. Miner.* **37**, 35-44.
- Babaie, H.A. & LaTour, T.E. 1994. Semibrittle and cataclastic deformation of hornblende-quartz rocks in a ductile shear zone. *Tectonophysics* **229**, 19-30.
- Barton, M.D. & Hanson, R.B. 1989. Magmatism and the development of low-pressure metamorphic belts: Implications from the western United States and thermal modeling. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **101**, 1051-1065.
- Borradaile G.J., Sarvas, P., Dutka, R. & Stewart, R. 1988. Transpression in slates along the margin of an Archean gneiss belt, northern Ontario-magnetic fabrics and petrofabrics. *Can. J. Earth Sci.* **25**, 1069-1077.
- Bouchez, J. L., Delas, C., Gleizes, A. N. & Cuney, M. 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology* **20**, 35-38.
- Brown, E.H. 1977. The Crossite Content of Ca-Amphibole as a Guide to Pressure of Metamorphism. *Jour. Petrol.* **18**, 53-72.
- Brun, J.P., Gapais, D., Cogne, J.P., Ledru, P. and Vignerresse, J.L. 1990. The Flamanville Granite (northwest France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. *Geol. Jour.* **25**, 271-286.

- Card, K. 1990. A review of the Superior province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Prec. Res.* **48**, 99-156.
- Chown, E.H. & Daigneault, R. 1994. Interplay between regional and magmatic fabrics; Colombourg pluton, Quebec, Canada. *Geol. Soc. Am. Ann. Meet. 1993, Abstr. with progr.*, A304.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W., & Mortensen, J.K. 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **29**, 2211-2225.
- Cobbold, P.R. & Quinquis, H. 1979. Development of sheath folds in shear regime. *J. Struct. Geol.* **2**, 119-126.
- Corfu, F. 1999 The Evolution of the Southern Abitibi Greenstone Belt in Light of Precise U-Pb Geochronology. *Econ. Geol.* **88**, 1323-1340.
- Crowell, J.C. 1974. Origin of Late Cenozoic basins in southern California. In: *Tectonics and Sedimentation* (edited by Dickinson, W.R.). *Spec. Publs. Soc. Econ. Paleont. Miner.* **22**, 190-204.
- Cruden, A.R. 1988. Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere. *Tectonics* **7**, 1091-1101.
- Cruden, A.R. & Launeau, P. 1994. Structure, magnetic fabric and emplacement of the Archean Lebel Stock, SW Abitibi Greenstone Belt. *J. Struct. Geol.* **16**, 677-691.
- Daigneault, R. & Archambault, G. 1990. Les grands couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. In: *The northwestern Quebec Polymetallic Belt* (edited by M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J. M. Lulin, G. Riverin, A. Simard). *Can. Inst. Mining & Metall.* **43**, 43-64.
- Daigneault, R., St-Julien, P., & Allard, G.O. 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **27**, 1714-1736.
- Davis, W.J., Machado, N. & Garipey, C. 1992. U-Pb Geochronology of Plutonic Rocks along Lithoprobe Line 28, Northern Abitibi Subprovince. *Lithoprobe Rep.* **33**, 145-146.
- Davison, I. 1994. Linked fault systems; extensional, strike-slip and contractional. In: *Continental Deformation* (edited by P.L. Hancock). Pergamon Press, 121-142.

- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. & Rocheleau, M. 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Can. J. Earth Sci.* **20**, 1355-1373.
- D'Lemos, R.S., Brown, M. & Strackhan, R.A. 1992. Granite magma generation, ascent, and emplacement within a transpressional orogen. *J. Geol. Soc. Lond.* **149**, 482-490.
- den Tex, E. 1963. A commentary on the correlation of metamorphism and deformation in space and time. *Geologie Mijnb.* **42**, 170-176.
- Eakins, P.R. 1972. Roquemaure township. *Department Natural Resources Quebec Geological Rep.* **150**.
- Feng, R. & Kerrich R. 1990. Geobarometry, differential block movements and crustal structure of the southwestern Abitibi greenstone belt, Canada. *Geology* **18**, 870-873.
- Feng, R. & Kerrich, R. 1992. Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac subprovince, Superior Province, Canada: Implications for tectonic history and source region. *Chem. Geol.* **98**, 23-70.
- Ferré, E., Gleizes, G., Bouchez, J.L. & Nnabo, P.N. 1995. Internal fabric and strike-slip emplacement of the Pan-African granite of Solli Hills, northern Nigeria. *Tectonics* **14**, 1205-1219.
- Glazner, A.F. 1991. Plutonism, oblique subduction, and continental growth: An example from the Mesozoic of California. *Geology* **19**, 784-786.
- Goutier, J. & Lacroix, S. 1992. Géologie du secteur de la faille de Porcupine-Destor dans les cantons de Destor et Duparquet. *Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec*, MB **92-06**.
- Goutier, J. 1995. Evolution géologique des volcanites du Blake River de la région de Cléricy, Abitibi. *Ministère des Ressources Naturelles du Québec, Programme et résumés*, DV **95-04**, p. 49.
- Graham, C.M. & Powell, R. 1984. A garnet-hornblende geothermometer: Calibration, testing and application to the Pelona Schist, southern California. *Jour. Met. Geol.* **2**, 13-31.
- Guineberteau, B., Bouchez, J.-L. & Vignerresse, J.-L. 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull apart along a shear zone: Structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geol. Soc. Am. Bull.* **99**, 866-879.

- Hanson, R.B. & Glazner, A.F. 1995. Thermal requirements for extensional emplacement of granitoids. *Geology* **23**, 213-216.
- Hocq, M. 1990. Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. *Ministère de L'Energie et des Ressources du Québec*, DV 89-04.
- Holland, T. & Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* **116**, 433-447.
- Hollister, L.S. & Crawford, M.L. 1986. Melt-enhanced deformation: A major tectonic process. *Geology* **14**, 558-561.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. & Sisson, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Miner.* **72**, 231-239.
- Hubert, C., Trudel, P. & Gélinas, L. 1984. Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **21**, 1024-1032.
- Hudleston, P.J., Schultz-Ela, D. and Southwick, D.L. 1988. Transpression in an Archean greenstone belt, northern Minnesota. *Can. J. Earth Sci.* **25**, 1060-1068.
- Hutton, D.H.W. 1982. A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. *Geol. Soc. Lond. J.* **139**, 615-631.
- Hutton, D.H.W. 1988. Igneous emplacement in a shear-zone termination: The biotite granite at Strontian, Scotland. *Geol. Soc. Am. Bull.* **100**, 1392-1399.
- Hutton, D.W., Dempster, T.L., Brown, P.E. & Becker, S.D. 1990. A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones. *Nature* **343**, 452-455.
- Hutton, D.H.W. 1992. Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **83**, 377-382.
- Hutton, D.H.W. & Reavy, R.J. 1992. Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. *Tectonics* **11**, 960-967.
- Jackson, S.L. & Fyon, J.A. 1992. The Western Abitibi Subprovince in Ontario. Geology of Ontario. *Ontario Geological Survey Special Volume 4*, part 1, 405-484.

- Jackson, S.L., Fyon, J.A. & Corfu, F. 1994. Review of Archean supracrustal assemblages of the southern Abitibi greenstone belt in Ontario, Canada: products of microplate interaction within a large-scale plate-tectonic setting. *Prec. Res.* **65**, 183-205.
- Jackson, S.L. & Cruden, A.R. 1995. Formation of the Abitibi greenstone belt by arc-trench migration. *Geology* **23**, 471-474.
- Jackson, S.L., Cruden, A.R., White, D., and Milkereit, B. 1995. A seismic-reflection-based regional cross section of the southern Abitibi greenstone belt. *Can. J. Earth Sci.* **32**, 135-148.
- Karlstrom, K.E. & Williams, M.L. 1995. The case for simultaneous deformation, metamorphism and plutonism: an example from Proterozoic rocks in central Arizona. *J. Struct. Geol.* **17**, 59-81.
- Koukoukevlas, I. & Pe-Piper, G. 1991. The Oligocene Xanthi pluton, northern Greece: a granodiorite emplaced during regional extension. *J. Geol. Soc. Lond.* **148**, 749-758.
- Labbé, J.-Y. 1994. Evolution des failles de la Sous-province de l'Abitibi; Exemple des discontinuités structurales de Lyndhurst et de Macamic, Québec. Ph.D. thesis, Université du Québec à Chicoutimi, 271 p.
- Lacroix, S. 1995. Synthèse structurale et des plutons du secteur à l'ouest de LaSarre. *Ministère des Ressources Naturelles du Québec*, MB **95-39**.
- Lacroix, S. & Sawyer, E.W. 1995. An Archean fold-thrust belt in the northwestern Abitibi Greenstone Belt: structural and seismic evidence. *Can. J. Earth Sci.* **32**, 97-112.
- Lagarde, J.L., Omar, S.A. & Roddaz, B. 1990. Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional deformation: examples from late Carboniferous plutons, Morocco. *J. Struct. Geol.* **12**, 805-821.
- Langford, F.F. & Morin, M.A. 1976. The development of the Superior Province of Northwestern Ontario by merging island arcs. *Am. J. Sci.* **276**, 1023-1043.
- Leake, B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Can. Min.* **16**, 501-520.
- Lister, G.S. and Baldwin, S.L. 1993. Plutonism and the origin of metamorphic core complexes. *Geology* **21**, 607-610.
- Ludden, J.N., Hubert, C. & Gariépy, C. 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geol. Mag.* **123**, 153-166.

- Lumbers, S.B. & Cox, H.S. 1961. Geology of Steele, Bonis and Scapa townships. *Ontario Department of Mines, Map 2018*.
- Marsh, B.D. 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting. *Am. J. Sci.* **282**, 808-855.
- McCaffrey, K.J.W. 1992. Igneous emplacement in a transpressive shear zone: Ox mountains igneous complex. *Jour. Geol. Soc. Lond.* **149**, 221-235.
- McNulty, B.A. 1995. Shear zone development during magmatic arc construction: The bench Canyon shear zone, central Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* **107**, 1094-1107.
- MERQ-OGS 1983. Lithostratigraphic map of the Abitibi Subprovince. *Ontario Geological Survey/Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec*. Catalogued as "Map 2484" in Ontario and "DV 83-16" in Québec.
- Miller, R.B. & Paterson, S.R. 1992. Tectonic implications of syn- and post-emplacement deformation of the Mount Stuart batholith for mid-Cretaceous orogenesis in the North Cascades. *Can. J. Earth Sci.* **29**, 479-485.
- Miller, R.B. 1994. A mid-crustal contractional stepover zone in a major strike-slip system, North Cascades, Washington. *J. Struct. Geol.* **16**, 47-60.
- Miller, R.B. & Paterson, S.R. 1994. The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batholith, Washington. *J. Struct. Geol.* **16**, 853-865.
- Morand, V.J. 1990. Pluton emplacement in a strike-slip fault zone: the Doctor Flat Pluton, Victoria, Australia. *J. Struct. Geol.* **14**, 205-213.
- Mortensen, J.K. 1993. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel region. *Can. J. Earth Sci.* **30**, 11-28.
- Myers, J.S. & Watkins, K. P. 1985. Origin of granite-greenstone patterns, Yilgarn block, Western Australia. *Geology* **13**, 778-780.
- Oldow, J.S., Kohler, G. & Donelick, R.A. 1994. Late Cenozoic extensional transfer in the Walker Lane strike-slip belt, Nevada. *Geology* **22**, 637-640.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H. & Tobisch, O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.* **11**, 349-363.

- Paterson, S.R. & Tobisch, O.T. 1992. Rates of processes in magmatic arcs: Implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation. *J. Struct. Geol.* **14**, 291-300. Paterson, S.R. & Fowler, K. 1993. Re-examining pluton emplacement processes. *J. Struct. Geol.* **15**, 191-206.
- Paterson, S.R. & Vernon, R.H. 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geol. Soc. Am. Bull.* **107**, 1356-1380.
- Peacock, D.C.P. 1991. Displacements and linkage in strike-slip fault zones. *J. Struct. Geol.* **13**, 1025-1035.
- Perchuk, L.L., Aranovich, L.Y., Podlesskii, K.K., Lavrant'eva, I.V., Gerasimov, V.Y., Fed'kin, V.Y., Kitsul, V.I., Karsakov, L.P., and Berdnikov, N.V. 1985. Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. *Jour. Met. Geol.* **3**, 265-310.
- Rive, M., Pintson, H. & Ludden, J.N. 1990. Characteristics of late archaean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior province Canada. In: *The Northwestern Quebec Polymetallic Belt* (edited by M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J. M. Lulin, G. Riverin, A. Simard). *Can. Inst. of Mining and Metal. Special Volume* **43**, 65-76.
- Robert, F. 1989. Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.* **26**, 2661-2675.
- Robert, F. 1991. The geometrical relationship between the stretching lineation and the movement direction of shear zones: Discussion. *J. Struct. Geol.* **15**, 239-240.
- Rodgers, D.A. 1980. Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon strike-slip faults. In: *Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones* (edited by P.F. Balance & H.G. Reading). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* **4**, 27-41.
- Sandiford, M., Martin, S.F. & Lohe, E.M. 1988. Shear-zone deformation in the Yackandandah Granite, northeast Victoria. *Aust. J. Earth Sci.* **35**, 223-230.
- Sandiford, M., Foden, J., Zhou, S. & Turner, S. 1992. Granite genesis and the mechanics of convergent orogenic belts with application to the southern Adelaide Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **83**, 83-93.
- Sawyer, E.W. & Benn, K. 1993. Structure of the high-grade Opatca belt and adjacent low-grade Abitibi subprovince: An Archean mountain front. *J. Struct. Geol.* **15**, 1443-1458.



- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contr. Miner. Petrol.* **110**, 340-310.
- Schumaker, R., Schenk, V., Raase, P. and Vitanage, P.W. 1990. Granulite facies metamorphism of metabasic and intermediate rocks in the Highland Series of Sri Lanka. In: *High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis* (edited by J.R. Ashworth and M. Brown). Unwin Hyman Ltd Publishers, London, 235-271.
- Schotz, C.H. 1990. *Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Schwerdtner, W.M. 1990. Structural tests of diapir hypotheses in Archean crust of Ontario. *Can. J. Earth Sci.* **27**, 387-402.
- Segall, P. & Pollard, D.D. 1980. Mechanics of discontinuous faults. *J. Geophys. Res.* **85**, 4337-4350.
- Simpson, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J. Struct. Geol.* **7**, 503-511.
- Smith, A.R. & Sutcliffe, R.H. 1988. Plutonic rocks of the Abitibi Subprovince. In: *Summary of field work and other activities 1988* (edited by A.C. Colvine, M.E. Cherry, O.B. Dressler, P.C. Thurston, C.L. Baker, R.B. Barlow & C. Riddle). *Ont. Geol. Surv. Misc. Paper* **141**, 188-196.
- Spear, F.S. 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am. J. Sci.* **281**, 697-734.
- Sutcliffe, R.H., Smith, A.R., Doherty, W. & Barnett, R.L. 1990. Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks: evidence from the southern Superior Province, Canada. *Contr. Miner. Petrol.* **105**, 255-274.
- Tikoff, B. & Tessier, C. 1992. Crustal-scale, en echelon "P-shear" tensional bridges: A possible solution to the batholithic room problem. *Geology* **20**, 927-930.
- Tobisch, O.T., Saleeby, J.B., Renne, P.R., McNulty, B. & Tong, W. 1995. Variations in deformation fields during development of a large-volume magmatic arc, central Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* **107**, 148-166.
- Tobisch, O.T. & Cruden, A.R. 1995. Fracture-controlled magma conduits in an obliquely convergent continental magmatic arc. *Geology* **23**, 941-944.

- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L.A.D. & Porcher, C.C. 1994. Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics* **13**, 421-437.
- Turner, F.J. & Weiss, L.E. 1963. Structural analysis of Metamorphic Tectonites. McGraw-Hill, New York, 545 p.
- Vernon, R.H. 1991. Questions about myrmekite in deformed rocks. *J. Struct. Geol.* **13**, 979-985.
- Verpaelst, P. & Hocq, M. 1991. Géologie du Groupe de Hunter Mine dans les cantons de Poularies et de Privat. *Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec*, ET **89-01**.
- Walker, J.D. and six other authors. 1995. Connection between igneous activity and extension in the central Mojave metamorphic core complex. *Jour. Geoph. Res.* **100**, 10477-10494.
- Williams, H. and six other authors. 1992. Tectonic Evolution of Ontario: Summary and Synthesis. In: *Geology of Ontario* (edited by P.C. Thurston, H. R. Williams, R.H. Sutcliffe and G.M. Stott. *Ontario Geological survey Special Volume 4*, Part 2, 1255-1294.
- Woodcock, N.H. & Fischer, M. 1986. Strike-slip duplexes. *J. Struct. Geol.* **8**, 725-735.

CHAPITRE IV

STRUCTURAL GEOMETRY OF LATE ARCHEAN  
SUPRACRUSTAL ASSEMBLAGE AND SYNOROGENIC PLUTONS  
IN THE SOUTH-CENTRAL ABITIBI GREENSTONE BELT:  
AN INTEGRATION OF FIELD, GRAVITY AND SEISMIC DATA

(Precambrian Research, submitted)

#### 4.1 Abstract

An integration of structural field and gravity data in the south-central AGB makes it possible to correlate the uppermost seismic reflectors on Lithoprobe profiles 25 and 27 with three north-dipping  $D_1$  thrusts, in addition to local  $D_2$  extensional faults. The broad seismic geometry is thought to have been acquired early during south-southwest-vergent, low-angle  $D_1$  ductile thrusting and duplexing in the middle and perhaps the lower crust. However, thick volcanic units in the AGB represent cooler and more competent upper-crust which induced the formation of listric thrust faults, ramps and overlying culmination folds, backthrusts and triangle zones, which steepened fault-bounded greenstone assemblages and caused its dominantly transparent seismic image.

The Macamic  $D_2$  fault, a dextral strike-slip fault, also perturbed the pre-existing north-dipping configuration of uppercrustal greenstone units, but it diverges downwards above a 10 km-deep north-dipping  $D_1$  Lyndhurst thrust fault. Dextral-oblique splays of the Macamic Fault similarly depict a scoop-shaped geometry as they curve downwards to join with extensional faults, which developed as a transfer zone directly above the Lyndhurst  $D_1$  thrust ramp. Thus, the development of both the >150 km-long Macamic Fault and its subsidiaries have been restricted to lie above this pre-existing  $D_1$  thrust fault and so resembles intraplate strike-slip faults. The shape of synorogenic intrusions has been mostly influenced by the three-dimensional geometry of the  $D_2$  fault system, which served as both a magma conduit

and an emplacement site. Tabular intrusions grew laterally within the low-angle extensional transfer zone near the base of the AGB. Other variously shaped plutons have been emplaced into the AGB using the dextral-oblique  $D_2$  splays, as revealed by their deep root zones which plunge obliquely toward the Macamic Fault. In the Lake Abitibi area, thin greenstone assemblages (extending to only 1 km depth) are underlain by shallow seismic reflectors and antiform-shaped subgreenstone belt units, which illustrates the superimposed effect of an extensional  $D_2$  transfer zone over the broad-scale  $D_1$  thrust-related configuration.

#### 4.2 Introduction

Our understanding of the broad-scale tectonics of the late Archean Abitibi Greenstone Belt (AGB) has been significantly modified by the discovery of extensive, dominantly north-dipping, seismic reflectors beneath it on several Lithoprobe profiles (Green et al., 1990; Jackson et al., 1990, 1995; Ludden et al., 1993; Calvert et al., 1995). Such mid-crustal seismic reflectivity has been related principally to early thrust styles seen in adjacent high-grade Pontiac metasediments (Hubert et al., 1992a, 1992b; Benn et al., 1994) and Opatoca plutonic gneisses (Sawyer and Benn, 1993; Lacroix and Sawyer, 1995), although plutonic intraplating coeval to thrust (Jackson and Cruden, 1995) or younger extensional tectonics (Sawyer and Barnes, 1994; Ghassemi and Benn, 1995; Mueller et al., 1996) may have enhanced such a seismic signature.

At a more detailed scale however, the three-dimensional structural geometry within the AGB remains poorly understood. The description of north-dipping, low-angle  $D_1$  thrust faults along sedimentary domains of the AGB (Lacroix and Sawyer, 1995; Mueller et al., 1996) confirmed that it has been internally deformed and stacked in an uppercrustal thrust belt, as suggested by Hocq (1990). Still, it is unclear how such thrust structures propagated within dominantly volcanic assemblages of the AGB since their subsurface geometries remain poorly constrained. Moreover, some  $D_1$  faults were reactivated by dextral shearing (Robert, 1989, 1991; Daigneault and Archambault, 1990; Tourigny and Chartrand, 1994), or were folded with the result that many were steepened (Lacroix and Sawyer, 1995), during the development of E- to SE-trending dextral  $D_2$  strike-slip faults (Figure 24). Recent field studies (Cruden, 1992; Chown and Moukshil, 1993; Cruden and Launeau, 1994) also suggested that the emplacement of late plutons in the AGB was along such long-lived or late strike-slip faults rather than as diapiric intrusions (Dimroth et al., 1986). However, such models have not yet been corroborated by a thorough examination of their respective deep geometries.

Thus, a major unresolved aspect of the structural evolution of the AGB concerns the geometric configuration of the late orogenic structural and plutonic elements with respect to the earlier thrust-related structures, and how these may be related to the broad-scale tectonic picture seen on Lithoprobe seismic reflection profiles. To decipher the subsurface geometry of the AGB is a difficult task since: 1) most of its surface area is a peneplain covered by abundant glacial deposits, 2) it is inherently difficult to detect by seismic methods a) steeply-

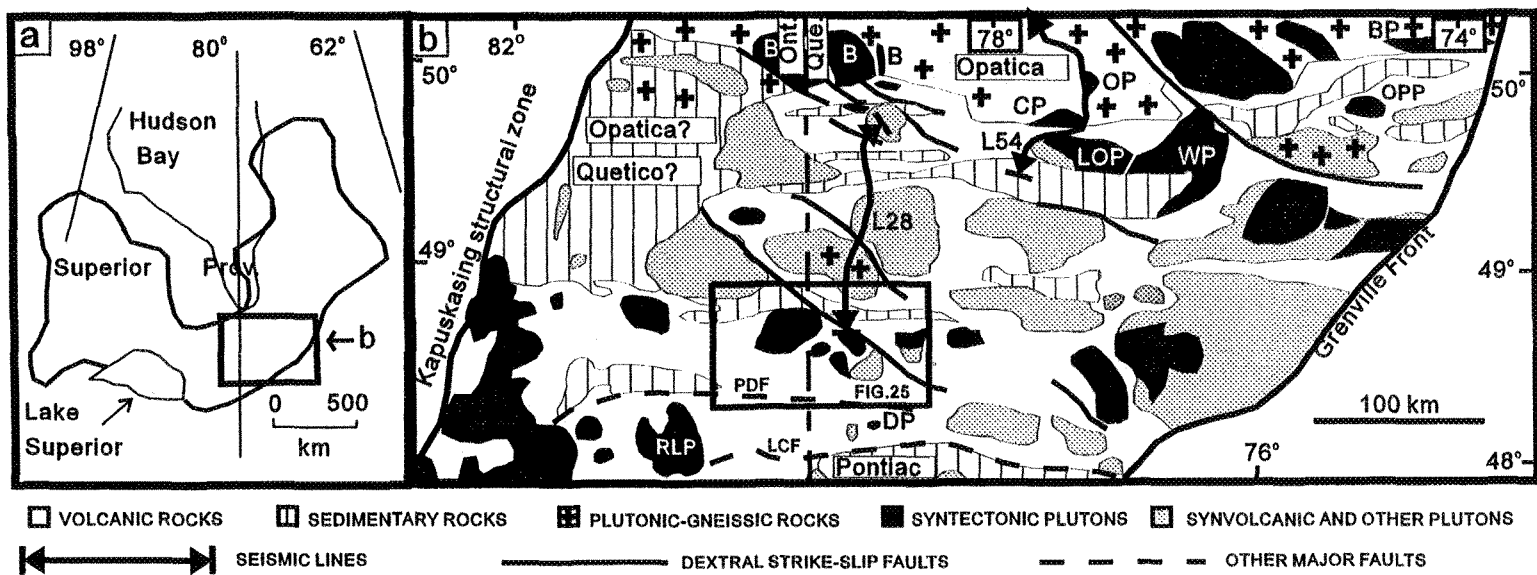


Figure 24. Location of the study area in (a) the Superior Province and (b) the Abitibi Greenstone Belt (AGB) and neighbouring subprovinces in the Superior Province (modified from MERQ-OGS, 1983; Hocq, 1990; Chown et al. 1992). Limits of the AGB indicated by dotted pattern. Late plutons outside the study area (and U-Pb crystallization ages from Mortensen, 1993a, 1993b; Corfu, 1993 and Davis et al. submitted) as follows: B-Border, BP-Barlow (2695 +/-3 Ma), CP-Canet (2693 +/-2 Ma), DP-Dufault (2690 +/-2 Ma), LOP-Lake Olga (2693 +/-2 Ma), OP-Ouascapis (2694 +/- 3Ma). OPP-Opemisca (2697 +/- 2 Ma), RLP-Round Lake (2698 +/- 3 Ma), WP-Waswanipi (2694 +/- 3 Ma). Faults: LCF: Larder Lake-Cadillac Fault, PDF-Porcupine-Destor Fault. L28 & L54L Lithoprobe seismic lines 28 and 54.

dipping greenstone assemblages, b) late subvertical strike-slip faults and, c) structures in generally transparent granite. Gravity modelling may significantly help to determine the shape of granites (Vigneresse 1990) and greenstone belts (Dion et al., 1992) at depth, but has been seldom integrated with field structural and Lithoprobe seismic data in the AGB (Antonuk and Mareschal, 1993).

A recent structural study in the Lake Abitibi area of the south-central AGB (Lacroix et al., 1998) shows that several late plutons have been emplaced and later deformed within an interlinked system of strike- to oblique-slip and low-angle extensional  $D_2$  faults following early  $D_1$  thrusting and folding. This area is well-suited for a multidisciplinary investigation of the shape at depth of volcano-sedimentary assemblages, major  $D_1$ - $D_2$  structures and granitoids. First, reprocessing of detailed potential field data and density measurements of both plutons and supracrustal assemblages has enabled gravity modelling of the upper crust to 10 km depth. Then, the data set was expanded to include two orthogonal Lithoprobe seismic reflection profiles (25 & 27) passing through the area. The integration of geophysical interpretations with geological mapping allows consideration of the relative influence of  $D_1$  and  $D_2$  structural events, as well as late pluton emplacement, on the geometric configuration and seismic signature of a well-known Archaean granite-greenstone belt.



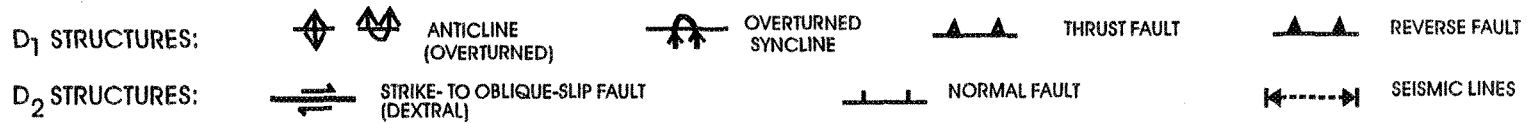
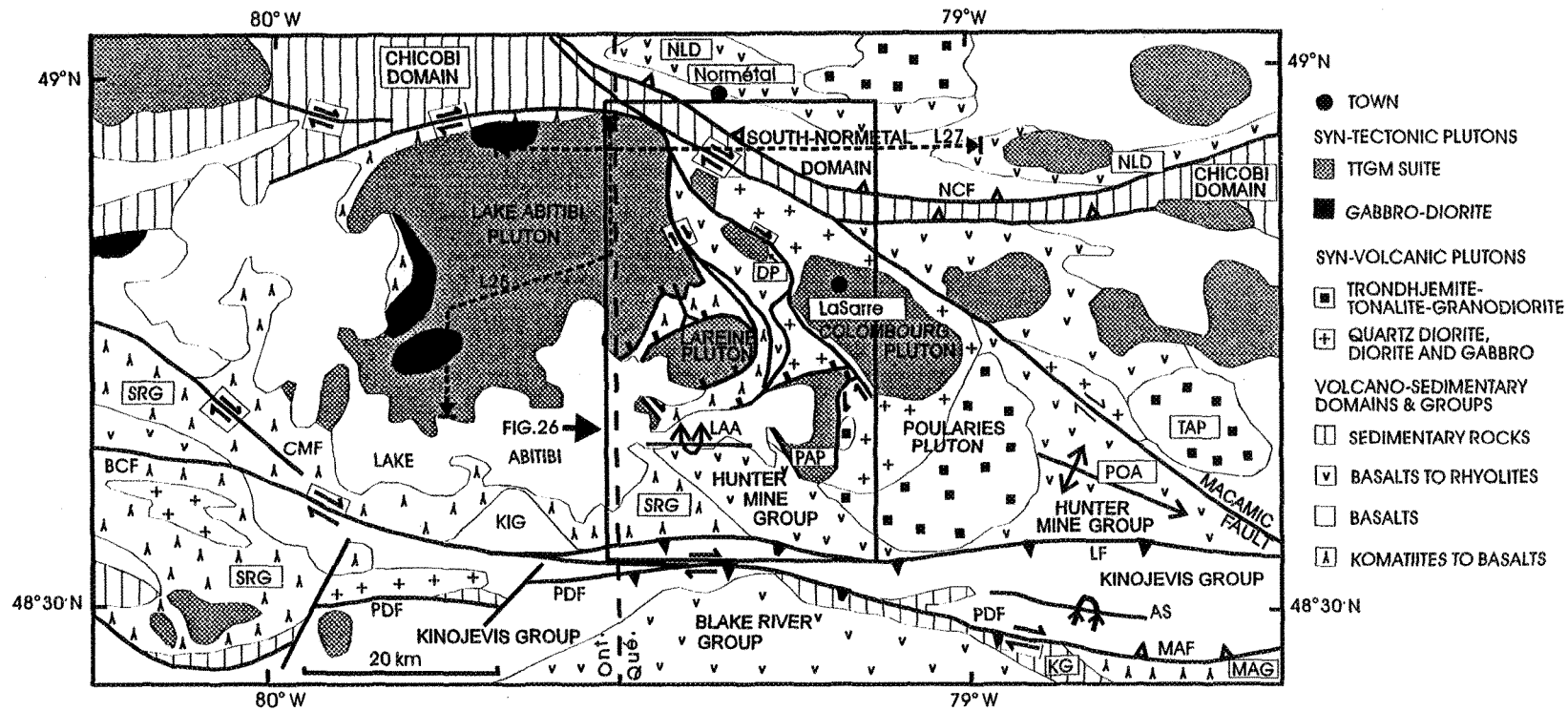
### 4.3 Geological setting

The AGB is one of the younger granite-greenstone belts (2750-2670 Ma; Mortensen, 1993 a, 1993b) of the southern Superior Province, where this low-grade subprovince alternates with E-striking higher-grade plutonic gneiss and metasedimentary ones (Figure 24a; Card, 1990). This pattern is interpreted to have developed in a southward-younging north-dipping subduction-driven accretionary setting similar to many obliquely convergent margins of the western Pacific (Langford and Morin, 1976; Dimroth et al., 1983).

This study focuses on the south-central AGB (Figures 24, 25), which consists of an amalgamation of east-striking basalt and/or komatiite sequences, lozenge-shaped basalt-rhyolite volcanic arcs and sedimentary basins (Ludden et al., 1986; Chown et al., 1992; Jackson et al., 1994). The Normétal-Ligneris domain and Hunter Mine Group correspond to 2730-2722 Ma-old basalt-rhyolite sequences, while the Blake River Group is a younger (2705-2698 Ma-old) but lithologically similar sequence (Mortensen, 1993a, 1993b; Zhang et al., 1995). According to Rive et al. (1990) and Chown and Daigneault (1994), the Poularies pluton is thought to be comagmatic relative to the Hunter Mine Group. The Stoughton-Roquemaure Group is a 2717 to 2713 Ma-old komatiite-basalt sequence containing rare rhyolite units (Corfu, 1993), while the South-Normétal domain and Kinojevis Group are dominated by basaltic sequences. The two major flysch-type sedimentary sequences are represented by the Chicobi Domain and the Kewagama Group, but a 300 meter-wide similar

---

Figure 25. Regional geology and structure of the central-western AGB (modified from MERQ-OGS, 1983; Smith and Sutcliffe, 1988; Jackson et al., 1994; Lacroix, 1995). Labelled supracrustal units as follows: BRG-Blake River Group, CD-Chicobi Domain, HMG-Hunter Mine Group, KIG-Kinojevis Group, MAG-Malartic Group, NLD-Normétal-Ligneris Domain, SND-South-Normétal Domain, SRG-Stoughton-Roquemaure Group. Named plutons: COP-Colombourg, DP-Dupuy, LAP-Lake Abitibi, LRP-LaReine, PAP-Palmarolle, POP-Poularies, TAP-Taschereau. Named D<sub>1</sub> faults: MAF-Manneville, NCF-North-Chicobi. Named D<sub>1</sub> folds: AS-Abijevis Syncline, LAA-Lake Abitibi Anticline, POA-Poularies Anticline. Named D<sub>2</sub> faults: BCF-Bradburn-Coulson, CMF-Cochrane-Milligan, LF-Lyndhurst, MF-Macamic, PDF-Porcupine-Destor. (TTGM: Trondhjemite-tonalite-granodiorite-quartz monzodiorite)



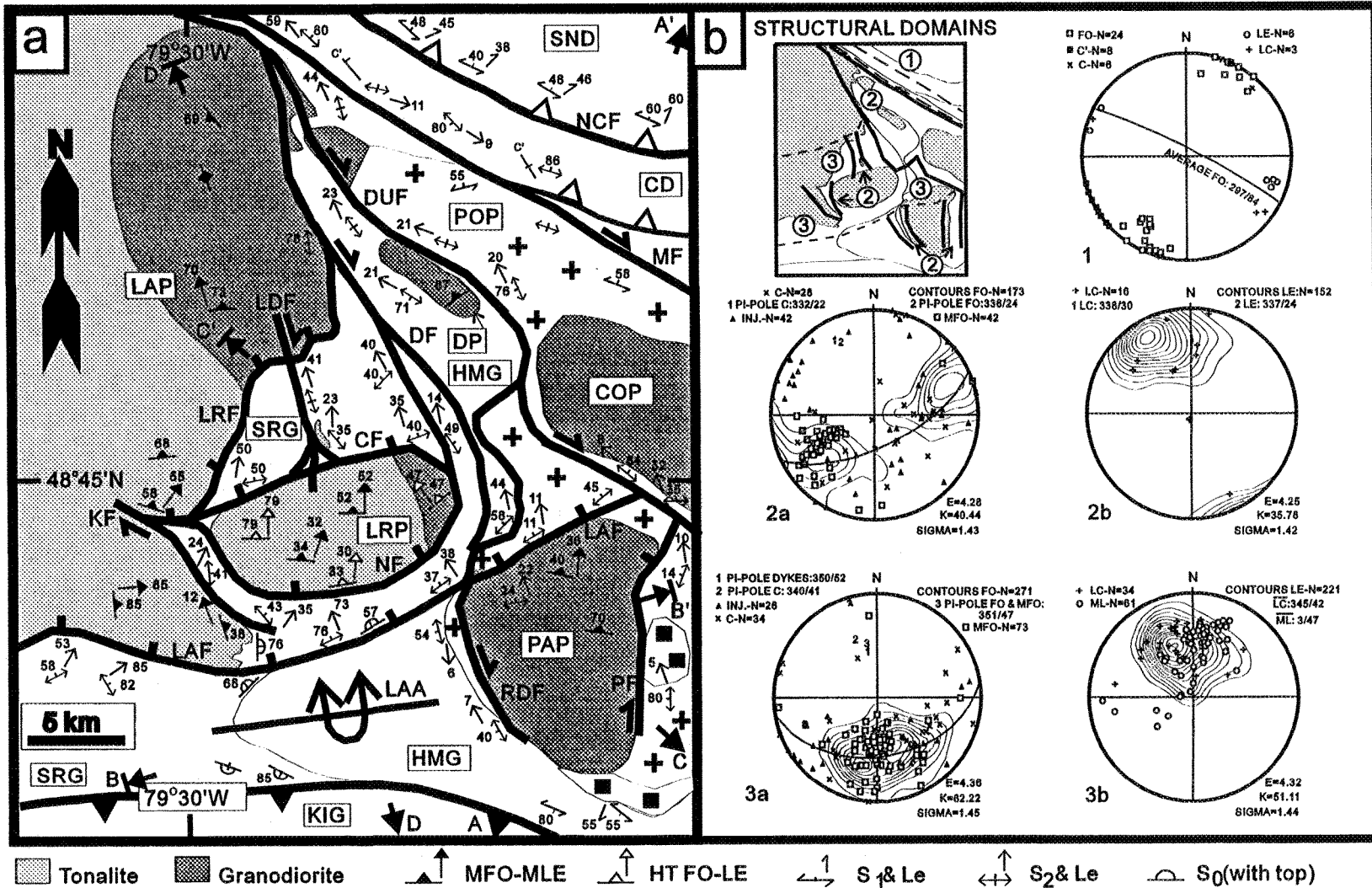
sedimentary unit (the Lac Loïs Formation) also extends locally between the Hunter Mine and Kinojevis groups (Verpaelst and Hocq, 1991).

Most domains are bordered by regional-scale E-trending  $D_1$  brittle-ductile faults and contain internal  $D_1$  folds (Figure 25). Major  $D_1$  faults consist of: (1) low- to moderate-angle, S- to SW-vergent  $D_1$  thrusts, such as the North-Chicobi (Lacroix and Sawyer, 1995) and Manneville (Mueller et al., 1996) faults along the edges of sedimentary domains, (2) steeply south-dipping reverse faults exemplified by the Lyndhurst Fault (Labbé, 1994) and central part of the Porcupine-Destor Fault (Goutier and Lacroix, 1992). Recent mapping (Lacroix, 1995) showed that the Lake Abitibi  $D_1$  Anticline is markedly asymmetric to the south, since both the Hunter Mine and Stoughton-Roquemaure groups are moderately north-dipping and north-facing on its northern flank, but subvertical and south-facing on its south flank. Other  $D_1$  folds include the upright Poularies Anticline and the overturned Abijevis Syncline (Goutier, 1996). In the Chicobi Domain, Lacroix and Sawyer (1995) documented that  $D_1$  fabrics are progressively steepened and overprinted southwestward by dextral strike-slip shears related to the Macamic  $D_2$  Fault (Labbé 1994). Similar strike-slip shears have also been recognized along the Cochrane-Milligan, Bradburn-Coulson and Porcupine-Destor faults.

An E-striking belt of late plutons spans the study area, such as the Lake Abitibi and LaReine plutons hosted by the Stoughton-Roquemaure Group and the Colombourg, Palmarolle and Dupuy plutons occurring along the contact of the Poularies pluton within the

Hunter Mine Group. These late plutons belong to a trondhjemite-tonalite-granodiorite-quartz monzodiorite suite (TTGM). Hornblende and/or biotite-bearing trondhjemite-tonalite phases dominate most of the Lake Abitibi and LaReine plutons, but granodiorite and quartz monzodiorite phases with large (1-2 cm) microcline phenocrysts compose most of their eastward parts, and all of the Dupuy, DuReine and Palmarolle plutons (Figure 26). The Colombourg pluton is composed mostly of quartz monzodiorite, but has an outer zone of tonalite and a central core of granodiorite (Chown and Daigneault, 1994). More mafic phases comprising hornblende to quartzdiorite and gabbro-norite occur only in the Lake Abitibi pluton (Smith and Sutcliffe, 1988). The Palmarolle, LaReine and Lake Abitibi calc-alkaline plutons correspond to heavy-REE depleted, high-Al TTG suites (Lacroix 1995). Recent U-Pb dating (Mortensen, 1993a; Davis et al., in preparation) indicates that the LaReine (tonalite, 2694 +/-1 Ma), Colombourg (tonalite, 2696.9 +/-2 Ma) and Lake Abitibi (tonalite, 2694.8 +/-1.7 Ma; granodiorite, 2690 +/-1 Ma) plutons crystallized within a 4 to 10 Ma interval. Their age, petrography and geochemistry are identical to the TTGM suite of Feng and Kerrich (1992) and Sutcliffe et al. (1993), which are considered to be syntectonic plutons relative to the Kenoran Orogeny (Rive et al. 1990, Chown et al. 1992). These are termed "late" here so as to distinguish them from earlier episodes of synvolcanic plutonism. Despite their widespread distribution in the AGB notably near its borders (Figure 24b), no systematic geographic variation in the ages of this suite of plutons has yet been found (2698-2688 Ma; Chown et al., 1992).

Figure 26. Detailed geology and structure of the easternmost Lake Abitibi area (modified from Lacroix, 1995): (a) Lithological and structural units. (b) Lower hemisphere projection, equal area stereograms of  $D_2$  fabrics in three structural domains: 1-Macamic Fault, 2-NNW-trending faults, 3-NNW-dipping faults. Planar (a) and linear (b) fabrics distinguished on domains 2 & 3. Location of gravity profiles identified by A-A', B-B', C-C' and D-D'. Abbreviations as follows: C-Brittle shear, C'-Shear band, LC-Lineation in brittle shear (smears and slickensides), FO-Solid-state foliation ( $S_2$ ), INJ.-Injection, LE-Elongation lineation, MFO-Magmatic foliation, ML-Magmatic lineation. All unspecified labels as on Figure 25.



A previous study (Lacroix et al., 1998) illustrated that such plutons occur within a large structural domain which is characterized by moderately NNW-plunging lineations, southwest of the Macamic Fault (Figure 26). This area has been further divided in two subdomains, which are dominated by NNW-trending and NNW-dipping foliations. Detailed mapping, microstructural and metamorphic studies of these plutons and their aureoles has demonstrated the parallel attitude of, and transition to, mutually cross-cutting relationship between magmatic and  $D_2$  solid-state fabrics, which together indicate that pluton emplacement was synchronous with  $D_2$ . Furthermore  $D_2$  fabrics in the metamorphic aureole contain a complete range of assemblages indicative of amphibolite followed by greenschist-facies conditions, thus the contact metamorphic aureoles are by definition synkinematic relative to  $D_2$  and developed during pluton emplacement and subsequent cooling.

Since both NNW-trending and NNW-dipping subdomains record amphibolite-grade dextral-oblique and extensional non-coaxial deformation respectively, Lacroix et al. (1998) proposed a three-element structural model for fault development: 1) NNW-trending faults splayed from the southeastward propagating Macamic Fault as they were deflected around the Poularies pluton; 2) The  $D_2$  splay faults propagated and approached the north-dipping contacts of the Poularies pluton and the northern flank of the overturned  $D_1$  Lake Abitibi Anticline, where their NNW strikes underwent a clockwise reorientation and their dips flattened to develop as a trailing extensional imbricate fan (Woodcock and Fischer, 1986); 3) The dextral-oblique movements were eventually transferred to extensional shearing within the NNW-



dipping subdomain to form together a large releasing bend. Thus, the plutons were interpreted to have formed in this favourable  $D_2$  stress field or pull-apart zone and to have been built by various combinations of several emplacement and material transfer mechanisms depending upon position in the developing pluton, that include fault dilation, lateral expansion, wall-rock ductile flow and stoping.

#### 4.4 Gravity data

The Bouguer anomaly map (Figure 27) shows values ranging from -75 to -35 mGal and exhibits a good correlation with surface geology (Figure 26). Forward gravity modelling was then carried out perpendicular to gravity contours along four 10 km-deep profiles (Figure 28), assuming a density of  $2.74 \text{ g/cm}^3$  for crust below the AGB, i.e. either Pontiac metasediments or Opatca gneisses as indicated by previous gravity studies (Bellefleur, 1992; Deschamps et al., 1993).

The highest Bouguer values are observed in the southwestern corner over the Kinojevis Group (-40 mGal). An earlier regional gravity study of Keating (1992) suggested a depth of more than 5 km for the Kinojevis Group north of the Abijevis Syncline. Gravity modelling along profiles A-A' and D-D' suggests that this volcanic unit is thicker in its southernmost part, where its maximum depth varies from 5 to 9 km westward. Bellefleur (1992) obtained a similar thickness for the greenstone belt from a gravity study directly south

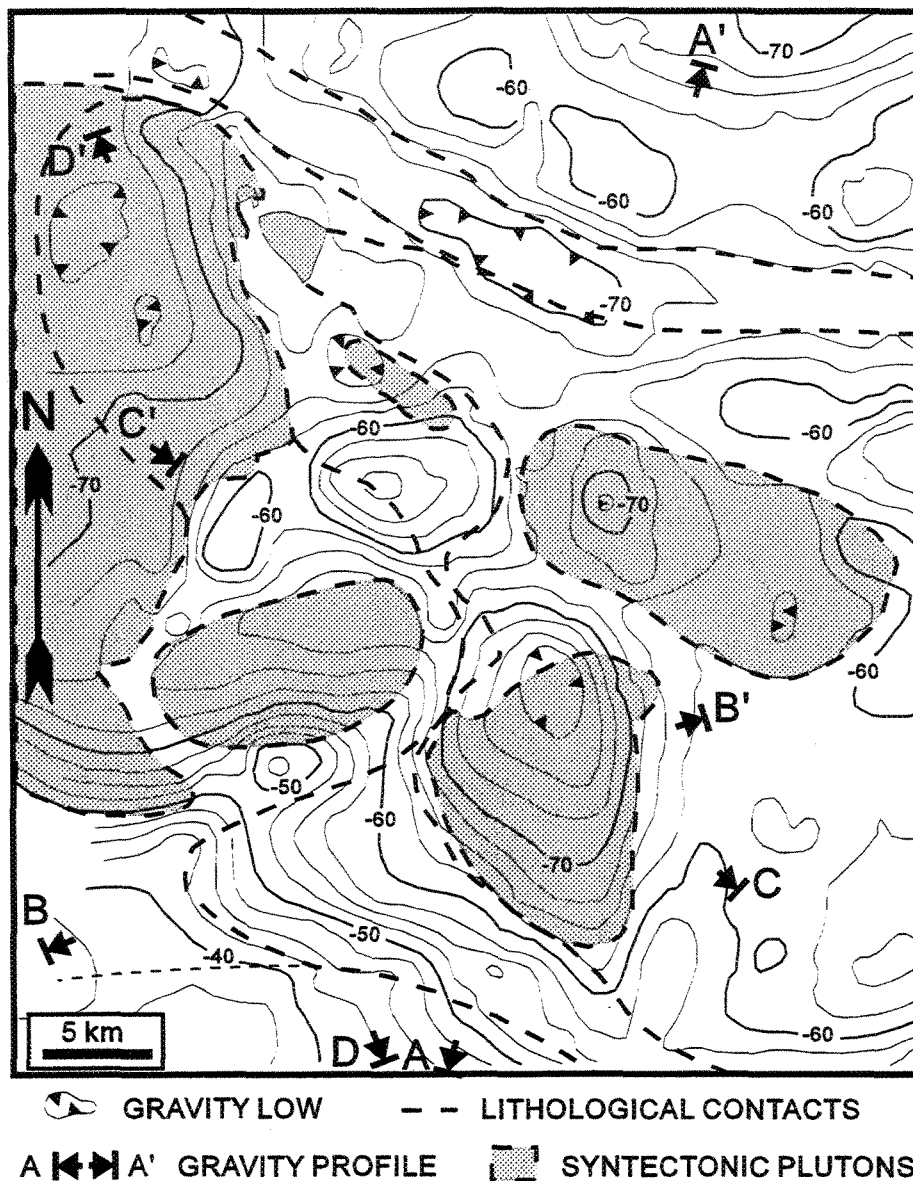
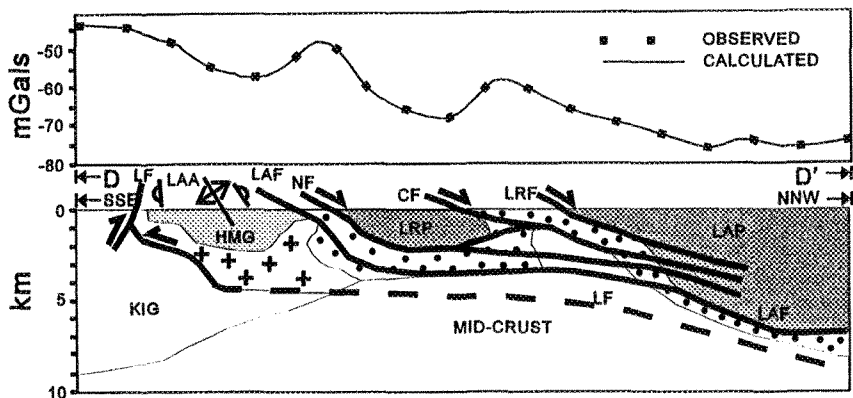
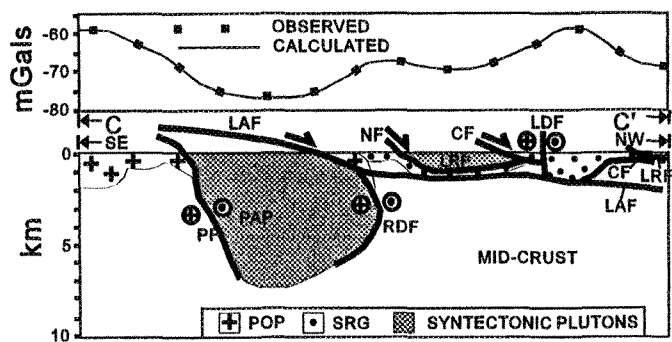
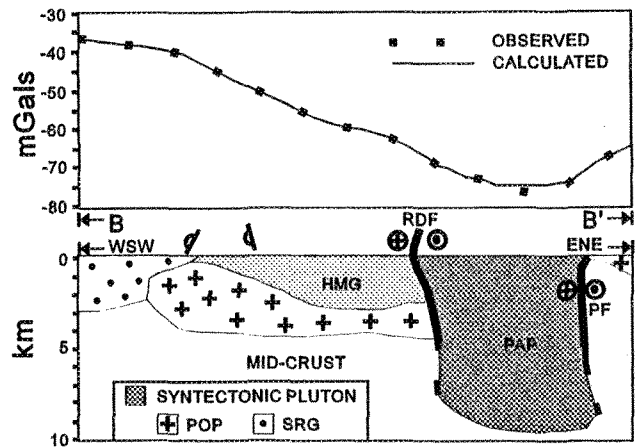
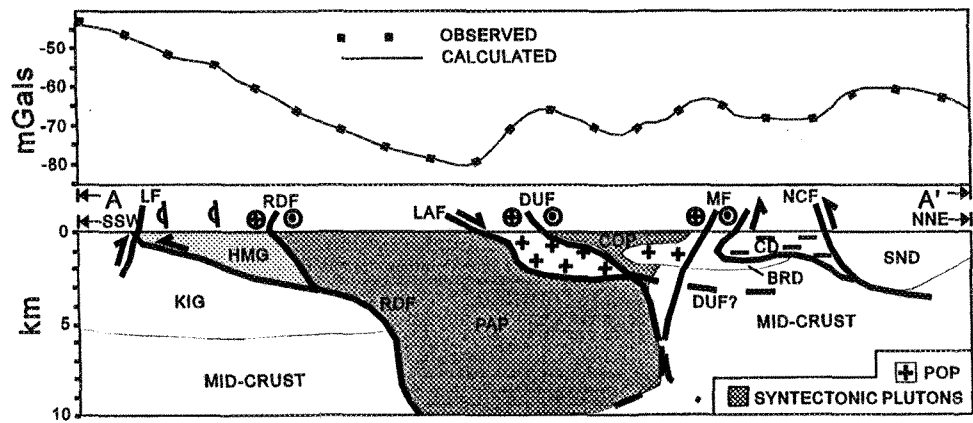


Figure 27. Bouguer anomaly contour map of the lake Abitibi area (contour interval is 2.5 mGal). This map was produced from more than 1100 gravity stations, which were collected with a station spacing of 0.5 km along most roads, lake shores and islands with an accuracy of 0.5 mGal by the Ministère de l'Énergie et des ressources du Québec (Keating, 1984). The data were levelled with the gravimetric grid of the resulting maps of the Bouguer anomaly were published early on 1:50 000 scale sheets. Location of gravity profiles identified by A-A', B-B', C-C' and D-D'.

Figure 28. Bouguer gravity anomaly (observed) and modeling with corresponding (calculated) anomaly along four profiles (A-A', B-B', C-C', D-D'). Modeling of gravity data, using GM-SYS (a PC-based program of Northwest Geophysical Associates 1993), was done by iteratively improved inversion of density and shape of bodies constrained by field geology and structures. Location of profiles on Figures 26 and 27. Average calculated gravity densities in  $\text{g/cm}^3$  used in modeling (with numbers of samples): (1) Volcanosedimentary units: CD-2.83 (8), HMG-2.74 (7), KIG-2.90 (average value of 39 samples taken from Laverdure, 1983 and Deschamps et al., 1996), SND-2.90 (average value of 19 samples from Antonuk and Mareschal, 1993) and SRG-3.00 (40). (2) Plutons: LAP-2.75 (27), LRP-2.72 (13), PAP and COP-2.70 (17), POP-Poularies diorite and related gabbros-2.95 (22). A density of  $2.90 \text{ g/cm}^3$  has been used on profile A-A' for the basalt-rhyolite domain wedged between the Chicobi Domain and the Macamic Fault, since it is mainly composed of basalt in this area. The average error in the fit between observed and calculated gravity anomalies is generally less than 0.5 mGal. A structural interpretation combining field and gravity data is presented on each profile. All patterns and abbreviations as on Figures 25 and 26.



of our study area, with a shallow south-dipping attitude similar to the one suggested on profile D-D'. Both models A-A' and D-D' suggest that the Kinojevis Group is shallowly north-dipping and extends beneath the southern Hunter Mine Group where it progressively pinches out.

On three profiles (A-A', B-B', D-D'), the Hunter Mine Group appears to be less than 3 km thick west of the Palmarolle pluton, and occurs as a north-thickening triangular unit on profile A-A'. The Bouguer anomaly requires that it is underlain by a thick unit of high density, which was not satisfactorily explained by the single Kinojevis Group on the models B-B' and D-D'. The denser Stoughton-Roquemaure Group might explain the Bouguer anomaly, but it is unlikely to occur beneath the Hunter Mine Group since it overlies it on both limbs of the Lake Abitibi D<sub>1</sub> Anticline. A largely hidden, denser diorite unit belonging to the Poularies pluton beneath the Hunter Mine Group seems to be the best explanation, since: 1) all stratigraphic tops in the Hunter Mine Group face away from the Poularies pluton which cores two adjacent anticlines, i.e. this group overlies the synvolcanic Poularies pluton, 2) small lenses of strongly sheared and hornfelsed diorite occur within the Rivière Duparquet Fault (Lacroix, 1995) and suggest that the Poularies diorite does continue west of the Palmarolle pluton, and 3) numerous gabbro-diorite sill-like bodies occur in the overlying, western part of the Hunter Mine Group (Eakins, 1972). Assuming a density of 2.95 g/cm<sup>3</sup>, this diorite unit would then thicken from 1-2 to 4.5 km westward (profile B-B') and northward (D-D'). The resulting north-dipping attitude of the hidden Poularies diorite is consistent with the shallow north-

dipping attitude of the overlying Hunter Mine Group on the northern limb of the Lake Abitibi  $D_1$  anticline (Figure 26). Moreover, a similar attitude has been observed along the northern contact of the Poularies diorite east of the Rivière Duparquet Fault, which also appears as a shallow NNE-dipping body on profile A-A'. The southeastern Poularies pluton corresponds to a relatively flat gravity pattern (Figure 27), but higher Bouguer anomalies east of the Palmarolle pluton coincide with dominantly mafic phases which appear limited to a maximum thickness of 1-2 km on the easternmost part of profiles B-B' and C-C'.

The Stoughton-Roquemaure Group, north and west of the southern Hunter Mine Group, coincides with Bouguer anomalies of about -60 mGal (Figure 27). Most of this unit appears restricted to a maximum thickness of 3-4 km on gravity models B-B', C-C' and D-D', although the latter model is consistent with the deeper presence of a thin continuous unit beneath the entire Lake Abitibi pluton. The northeastern study area is characterized by ESE-trending relatively high Bouguer anomalies (-60 mGal), which coincide with the South-Normétal Domain and northern Poularies diorite separated by relatively lower Bouguer anomaly values in the Chicobi Domain. Both the South-Normétal and Chicobi domains appear to be less than 3 km thick, with their contact showing a concave-up north-dipping attitude on profile A-A'.

Syntectonic plutons correspond to the lowest Bouguer values, and rounded gravity lows (-70 mGal) occur notably in the northwestern part of the Palmarolle, Colombourg and

Dupuy plutons and the Lake Abitibi granodiorite. Detailed gravity models A-A', B-B' and C-C' confirm the presence of a deeply rooted (> 5 km) Palmarolle pluton as previously interpreted from regional gravity surveys (Gibb et al., 1969; Keating, 1992). Although the resolution of gravity data necessarily weakens with depth (Vigneresse, 1990) and the precise shape of this pluton is harder to determine below 5 km depth, the integration of these three models suggests: 1) its southernmost part dips moderately toward the north down to a depth of 3 km, 2) it reaches a depth varying between 7 to 10 km beneath its central part in accordance with the steeply-dipping foliations found in it, and 3) it extends significantly to the NNE beneath the northern Poularies diorite and Colombourg pluton, in accordance with the large gravity low and the shallowest D<sub>2</sub> dips in that area along the northern edge of the Palmarolle pluton. The Colombourg pluton has a relatively flat gravity signature and appears to be a shallow intrusive sheet (1 km deep) above the northern Poularies diorite on profile A-A', confirming the suggestion of Chown and Daigneault (1994). The gravity low in its NW part coincides with a small plutonic root which may extend down to a 2.5 km depth through the underlying Poularies diorite and connect with the deeper Palmarolle pluton.

On surface, the LaReine and Lake Abitibi plutons are almost completely encircled by the Stoughton-Roquemaure Group, which also occurs between them on profiles C-C' and D-D'. Based on gravity profile D-D', the LaReine pluton and Lake Abitibi granodiorite phase have subhorizontal floors at a depth of 2 and 6 km respectively. An average thickness of 6 km is estimated for most of the Lake Abitibi pluton, since Antonuk and Mareschal (1992)

reported mostly homogeneous Bouguer values of about -73 mGal along seismic profile 25, which are comparable to the Bouguer values in the northernmost granodiorite phase (Figure 27). In comparison, the southern edge of the Lake Abitibi granodiorite is the site of higher Bouguer values (-60 mGal), which is interpreted on profile D-D' as due to its southernmost contact being shallowly north-dipping down to a depth of 2 km, and then becoming steeper northwards, so as to define an overall staircase geometry. Since these Bouguer anomaly contours wrap around the Lake Abitibi granodiorite, this phase is interpreted to have an inward-dipping eastern contact. Similar higher Bouguer values (-60 to -50 mGal) also occur along the southeastern (Figure 27) and southwestern (profile 25; Antonuk and Mareschal, 1992) areas of the Lake Abitibi pluton, which is consistent with its southern contact being NNW-dipping and underlain by dense units of the Stoughton-Roquemaure Group.

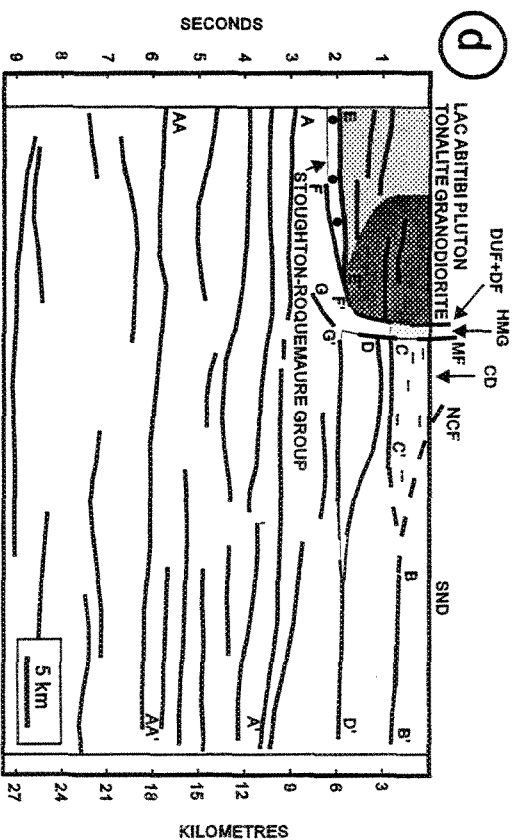
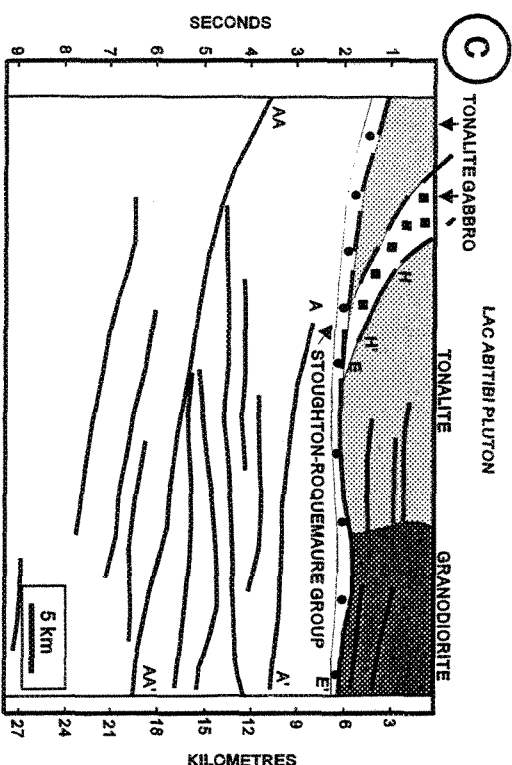
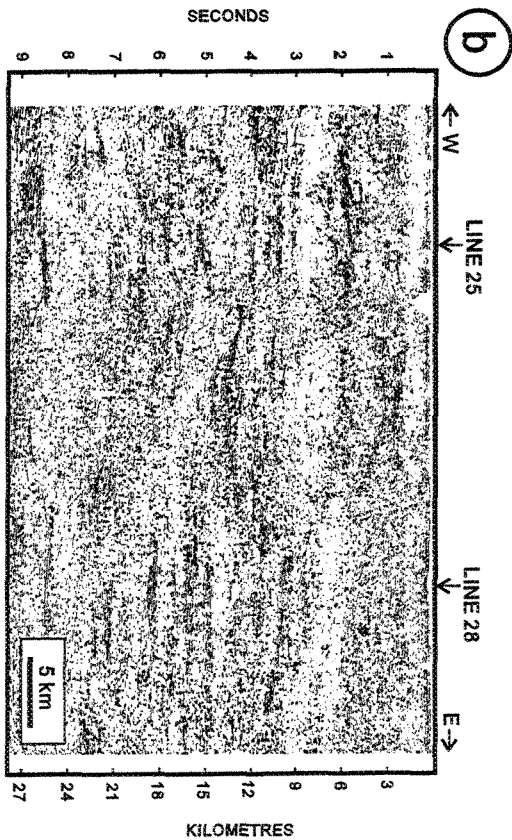
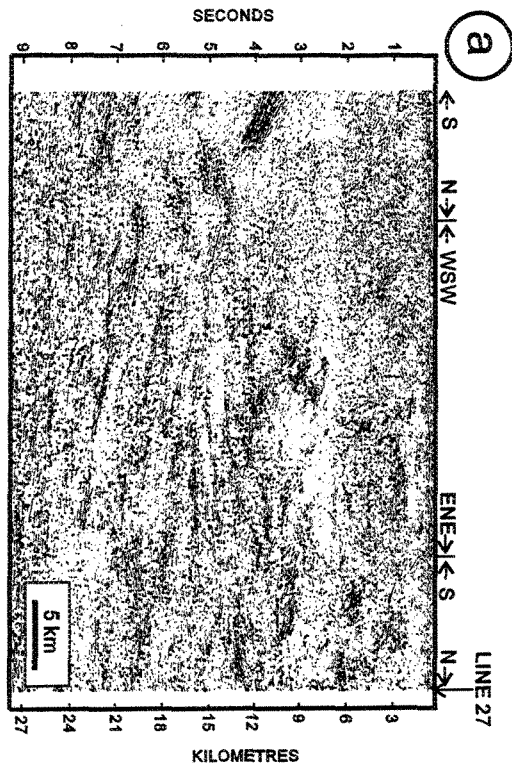
#### 4.5 Lithoprobe seismic profiles

Two 45 km-long crustal sections are provided by the Lithoprobe seismic reflection profiles 25 and 27 (Figure 29); their acquisition parameters are described in Hubert et al. (1992a) and Barnes et al. (1994) and data quality is generally excellent. Line 25 is a composite section through the Lake Abitibi pluton, whereas line 27 cross-cuts its northeastern part (Figure 25). Three subhorizontal crustal layers can be distinguished on the upper 9 seconds of both profiles:



---

Figure 29. Lithoprobe seismic reflection profiles 25 (a) and 27 (b) with their respective interpretations (c and d) in the south-central AGB. Location of seismic profiles on Figure 25. Only the upper 9 sec. of each profile is shown. Unspecified patterns and abbreviations as on Figures 25 and 26.



- (1) The upper 3 s is transparent or contains loosely spaced, short to moderately long reflectors.
- (2) Between 3 and 6 s, the mid-crust contains numerous laterally extensive reflectors. On profile 25, their traces vary from subhorizontal to shallowly ( $15^\circ$ ) north-dipping and define north-diverging seismic wedges (Mooney and Meissner, 1992). On profile 27, the same reflectors are parallel to one another and their apparent dips are subhorizontal to very gently east-dipping ( $5^\circ$ ), which indicates overall shallow dips toward the north or northeast.
- (3) Below 6 s, the lower crust has relatively less extensive and densely packed reflectors with attitudes that remain similar to those in the mid-crust.

Such subdivisions are akin to the horizontally layered Archean crust as proposed for the southern (Green et al., 1990; Jackson et al., 1990, 1995) and northern AGB (Lacroix and Sawyer, 1995), and the Kapuskasing uplift (Percival et al., 1989). The upper seismic layer is interpreted as corresponding to the granite-greenstone assemblages observed on surface. The gently east-dipping reflectors B-B' and C-C' lie at a depth of 3 km, and thus coincide with the floor of the South-Normétal and Chicobi domains respectively as deduced from gravity model A-A' (Figure 28). The laterally extensive reflective zone (E-E'), which occurs at a depth of 6 km beneath the northeastern Lake Abitibi pluton is interpreted as its floor, based on its vertical extent deduced from gravity modeling and the layered seismic signature of many batholiths (Lynn et al., 1981; Matthews, 1986). This 1 km-thick reflective zone might also represent a unit of the underlying Stoughton-Roquemaure Group. Hence, several 5 to 10 km long reflectors observed between 2 to 5 km depth should be internal to this pluton. On profile

27, the trace of this reflector (E-E') and two underlying ones (F-F', G-G') are shallowly west-dipping from 5 to 8 km depth. In contrast, the southernmost part of profile 25 is poorly reflective down to 4 s, which might suggest that the southern Lake Abitibi pluton thickens to 12 km in this area (Jackson et al., 1995). Here, this part of the pluton is interpreted to be shallower than 6 km and underlain by the Stoughton-Roquemaure Group, based on moderately NNW-dipping foliations in the Stoughton-Roquemaure Group (S. Lacroix, unpublished data) and high Bouguer values along its southern edge. The seismic reflector H-H' is correlated with the roof contact of the ovoid-shaped gabbro (Figure 25), which contains moderately north-dipping magmatic layering (Smith and Sutcliffe, 1988).

Seismic reflectors in the middle to lower continental crust might represent either igneous and metamorphic layering, ductile shear zones, or fluid-filled fractures (Percival et al., 1991; Mooney and Meissner, 1992). However, their broad geometry on the mid-crust layer of profile 25 is mostly similar to the early low-angle thrust and duplex style in the adjacent high-grade Opatica (Benn et al., 1992; Sawyer and Benn, 1993) or the Pontiac (Camiré and Burg, 1992; Hubert et al., 1992; Benn et al., 1994) subprovinces. The two most continuous reflectors (A-A', AA-AA') have a constant dip of  $13^\circ$  and delimit a north-diverging seismic wedge, which resemble north-dipping ramps with their overlying culmination folds respectively (Dahlstrom, 1970) but might also be consistent with antiformal stacks (Boyer and Elliot, 1982). Recent structural studies in the Pontiac subprovince (Sawyer and Barnes, 1994; Ghassemi and Benn, 1995) and southern AGB (Mueller et al., 1996) reported the

superimposition of late north-dipping extension with sheet-like pluton emplacement over early thrust-related thickening, which also likely enhanced such a seismic pattern. The orogen-parallel (i.e. along a subhorizontal E-W trending axis) ductile extension, coeval with 2660-2645 Ma granulite-facies metamorphism described in the metaplutonic Wawa gneiss domain east of the Kapuskasing structural zone (Krogh, 1993; Moser, 1994; Moser et al., 1996), hardly explain the mid-crust north-dipping "seismic wedge" geometry, but may well account for the signature of the lowermost seismic layer on profiles 25 and 27.

#### 4.6 An integrated structural interpretation

##### 4.6.1 Crustal-scale $D_1$ thrusting event

The configuration of uppercrustal assemblages in the south-central AGB clearly reflects the influence of  $D_1$  thrust style. The concave-up attitude of the contact between the Chicobi and South-Normétal domains on gravity model A-A' supports a listric north-dipping North-Chicobi Fault as indicated by shallower  $S_1$  dips toward this fault (Lacroix and Sawyer, 1995). This fault, with an average true dip of  $50^\circ$  toward the NNE, has an apparent dip of only  $26^\circ$  toward the east when projected on the plane of profile 27 and is thus correlated with reflector B-B'. Given that this reflector at a depth of 2.5 km coincides with the floor of the South-Normétal Domain as suggested from the gravity model A-A', the North-Chicobi Fault is interpreted as an emergent thrust (Boyer and Elliot 1982) which affects the lowermost AGB

and has roots in its floor. The reflector C-C' might represent a similar  $D_1$  thrust along the floor of the Chicobi domain, which would then represent a thin  $D_1$  thrust sheet.

Several lines of evidence suggest another  $D_1$  thrust fault along the contact of the Hunter Mine and Kinojevis groups. First, its shallowly north-dipping attitude is consistent with it being a blind north-dipping thrust branch of the Lyndhurst  $D_1$  Fault. Second, such an interpretation might explain the shallower greenstone units (1 to 4 km deep) north of the Kinojevis Group (5 to 10 km deep), as revealed by gravity models and a major contrast in Bouguer anomalies (Keating, 1992; see also the southwest part of Figure 27) of the southern AGB. Third, it is consistent with the presence in the Hunter Mine and Stoughton-Roquemaure groups of the overturned Lake Abitibi  $D_1$  Anticline, which could have formed as a fault-bend or a fault-propagation fold (Jamison 1987) above this north-dipping ramp (Figure 28). The Lyndhurst Thrust Fault moreover appears to flatten at a depth of 5 km beneath the Hunter Mine Group and underlying Poularies diorite on gravity profile D-D'. Therefore, this fault is a good candidate for the north-dipping seismic reflector A-A', which reaches an uppermost depth of 8 km on seismic profile 25 but would be about 5 km deep if extrapolated right to the south end of the profile and may then reach the surface just south of the Lake Abitibi pluton (Figure 29). Such an interpretation is supported by an extrapolation of the rectilinear Lyndhurst thrust toward the northeast on gravity profile A-A', which would then reach a depth of about 10 km beneath the surface contact of the Chicobi and South-Normétal domains, in agreement with the depth of reflector A-A' at this location on seismic profile 27.

Given that the Kinojevis Group extends northward beneath the Hunter Mine and Stoughton-Roquemaure groups and reaches a depth of 5 to 10 km on gravity models A-A' and D-D' but widens westward as its northern contact becomes NW-striking (Figure 25), this unit is interpreted to coincide with the seismically transparent, north-dipping wedge shape between reflector A-A' and underlying subhorizontal reflectors at a depth of about 10 km on seismic profile 25. Since the Manneville D<sub>1</sub> thrust fault lies along the southern contact of the Kinojevis Group (Figure 25), it should underlie this unit, and so is best correlated with reflector AA-AA' which reaches its shallowest depth, of about 11 km, on the southernmost part of profile 25.

The horizontal trace of reflectors A-A' and AA-AA' on profile 27 confirms the east-west continuity of such mid-crustal imbrications. More importantly, these reflectors and intervening seismic wedge on profile 25 are correlated, using the profile 27, to similar ones which extend down to a 30 km depth on the northernmost seismic profile 28 beneath the northwestern AGB. Further north, these may even root into the subducted oceanic slab interpreted to lie beneath the southern Opatica on profile 48 (Figure 30), above which a broad V-shaped seismic pattern has revealed an asymmetric bivergent geometry typical of Phanerozoic compressional orogens (Quinland et al., 1993). Hence, a southward-propagating crustal-scale thrust stacking model which has been proposed for the Opatica belt (Sawyer and Benn, 1993) and northwestern AGB (Lacroix and Sawyer, 1995) is also applied to the south-central AGB (Figure 31).

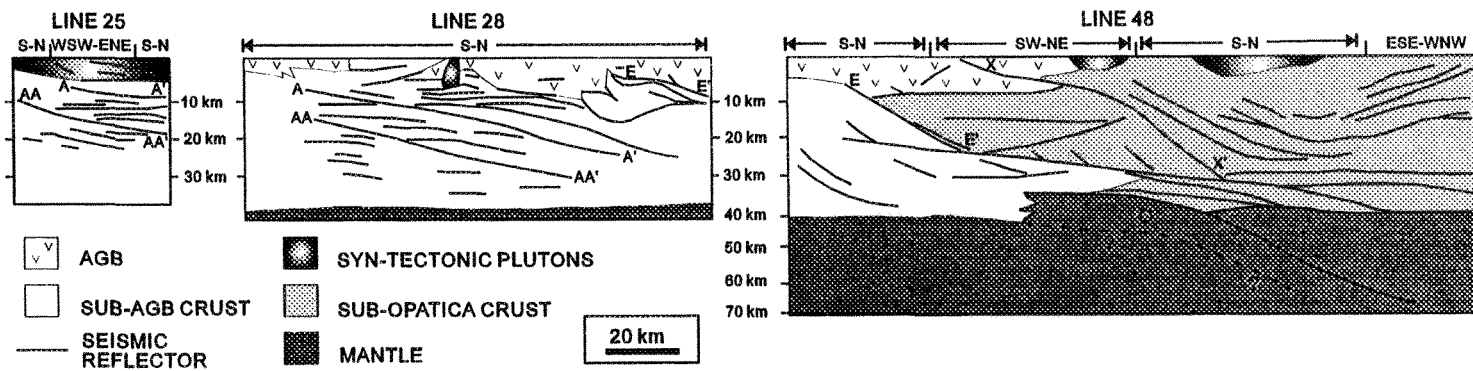


Figure 30. Line drawings of reflections in Lithoprobe seismic profiles 25, 28 and 48 forming a composite transect across the central and northern AGB. Location of seismic line 28 and southernmost line 48 on Figure 24.



Figure 31. Conceptual models of  $D_1$  and  $D_2$  events in the Lake Abitibi area. (a) Structural geometry of  $D_1$  folds and thrust faults, and the extensional transfer zone with adjacent strike-to oblique-slip  $D_2$  faults. Numbers 1 to 5 correspond to the surficial location where the depth of specific lithological and structural units are deduced from gravity and seismic data: 1) Lyndhurst thrust Fault at a depth of 5 km from gravity profile D-D', 2-Reflectors A-A' and AA-AA' at depths of 5 (southward extrapolation) and 11 km respectively from seismic profile 25, 3-Reflectors AA-AA' and A-A' at depths of 8 and 15 km respectively from seismic profile 25, 4-Lyndhurst thrust Fault (down-dip extrapolation) at a depth of 10 km from gravity profile A-A', 5-Manneville thrust Fault along the floor of the Kinojevis Group at a minimum depth of 5 km from Keating (1992, Figure 6). (b) Southward-propagating  $D_1$  thrust model and later  $D_2$  event in the south-central AGB: 1-After the development of the North-Chicobi thrust fault, a southward thrust tip steepens above the Kinojevis Group to create the Lyndhurst thrust ramp and the overlying Lake Abitibi Anticline. 2-A thrust fault eventually develops beneath the Kinojevis Group, joins with the Manneville thrust Fault and induces the formation of the Lyndhurst backthrust along the frontal limb of the Lake Abitibi Anticline, which created a triangle zone with the Lyndhurst thrust fault and an out-of-syncline thrust geometry further south on both sides of the Abijevis Syncline, 3-During  $D_1$  thrust propagation south of the study area, an interlinked system of strike-slip and extensional  $D_2$  faults develops at least from 2696 to 2690 Ma in the Lake Abitibi area and favored the emplacement of voluminous syntectonic plutons. Other syntectonic plutons were probably emplaced parallel to inferred extensional  $D_2$  faults beneath the AGB. Active and future propagation of  $D_1$  thrust faults indicated with arrows and dotted lines respectively.



After the development of the North-Chicobi  $D_1$  thrust, a natural obstacle such as a thickly developed Kinojevis Group probably necessitated that the thrust tip propagate at a steeper angle and thus create a ramp (e.g. the Lyndhurst thrust fault), above which the overlying units were upthrust and asymmetrically folded (e.g. the Lake Abitibi Anticline). Further  $D_1$  shortening eventually forced the thrust tip to flatten and develop beneath the Kinojevis Group, but a high resistance to fault propagation (e.g. Coward, 1988) could have induced the formation of the Lyndhurst backthrust along the steeply south-dipping, southern flank of this major  $D_1$  fold. At this stage, the north side-up backthrust and the pre-existing north-dipping Lyndhurst thrust created a triangle zone (McClay, 1992), which accommodated significant coaxial deformation (Labbé, 1994). On-going southward  $D_1$  propagation then led to the development of the Manneville thrust fault (Mueller et al., 1996), likely as an out-of-syncline thrust with respect to the Abijevis  $D_1$  Syncline. A similar thrust development beneath the 7 to 10 km-thick Blake River Group (Bellefleur, 1992) could explain the formation of another backthrust along the central Porcupine-Destor Fault Zone (Goutier and Lacroix, 1992; Jackson et al., 1995).

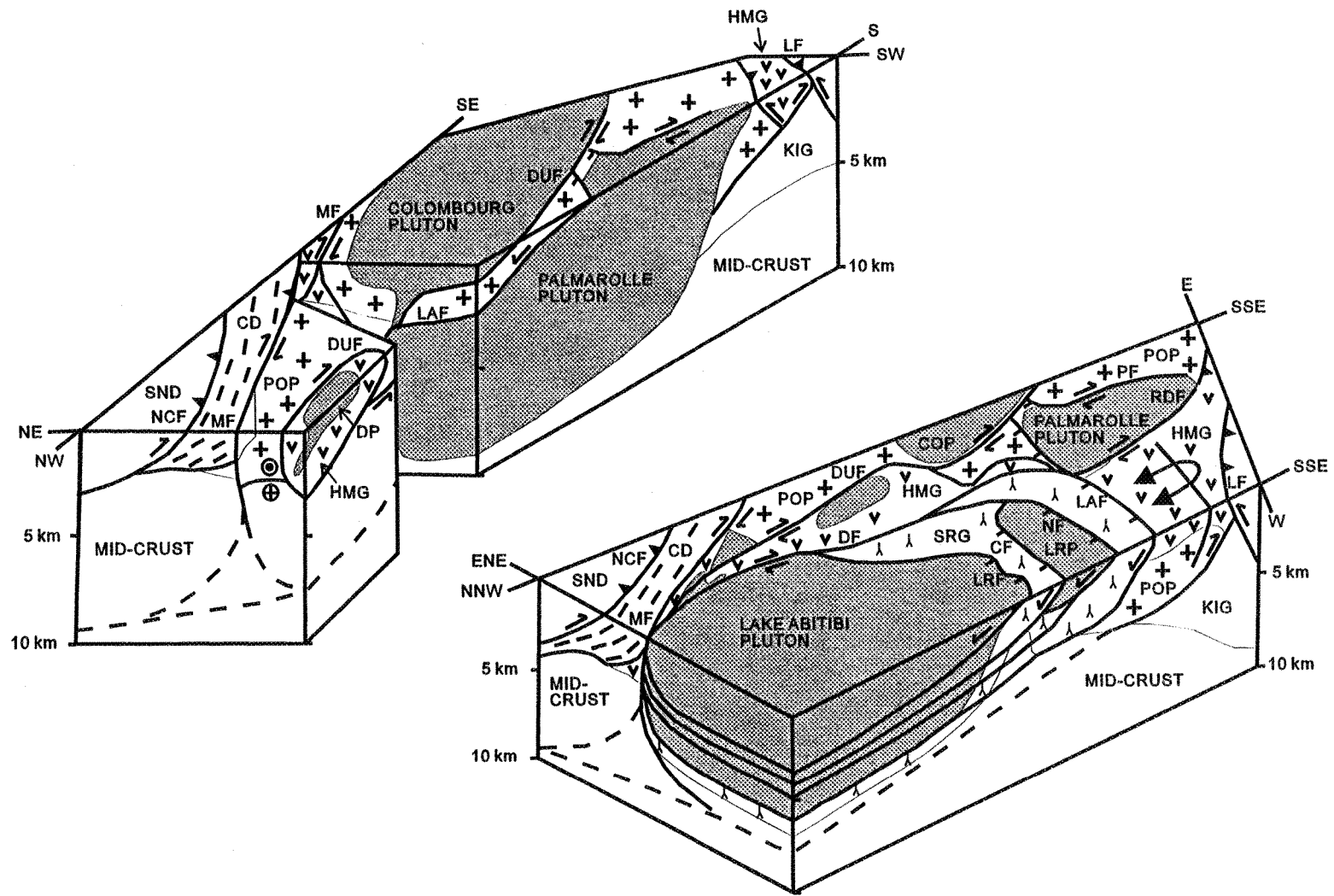
#### 4.6.2 The superposition of $D_2$ strike-slip faults and related structures

The Lake Abitibi area provides an unusual opportunity to document the 3D geometry of an extensional transfer zone adjacent to the Macamic fault. The steeply west-dipping Duvan Fault diverges from the Macamic Fault on the northwest corner of Figure 26, and

separates southwards into progressively deeper NNW-dipping branches (e.g., LaReine, Clerval and Nepawa faults). The southernmost Duvan Fault merges with a splay of the Dupuy Fault, which are both rooted in the Lake Abitibi Fault. Since this NNW-dipping fault lies westward within the Stoughton-Roquemaure Group south of the Lake Abitibi pluton (Figure 26), it is thought to have roots in the floor of the pluton at a depth of 6-7 km in the northwestern part of gravity profile D-D' and to correspond with the gently west-dipping trace of reflectors E-E' and F-F' on seismic profile 27. In the simplest interpretation, the Lake Abitibi Fault has a staircase trajectory which coincides with the floor of the Stoughton-Roquemaure Group.

Given that the western ends of the LaReine, Clerval and Nepawa faults correspond to an embayment internal to the Lake Abitibi pluton (Figure 26), they represent prime candidates for seismic reflectors occurring within this pluton at depths of 3 to 5 km on seismic profile 27, in accordance with their subhorizontal to shallowly north-dipping traces on profile 25. Consequently, these three faults have been interpreted to be shallowly NNW-dipping within the granodiorite, i.e. parallel to its southernmost contact on gravity profile D-D'. These low-angle, NNW-dipping  $D_2$  faults do not necessarily delimit compositional variations but are rather continuous across the contact of tonalite and granodiorite phases, as suggested by: 1) laterally extensive reflectors at similar depths within these two phases (profiles 25-27), 2) the continuity of ENE-trending  $S_2$  foliations across NNW-striking phases in both Lake Abitibi and LaReine plutons (Figure 26). Figure 32 illustrates how the Duvan Fault is parallel to the

Figure 32. Block diagrams of the easternmost Lake Abitibi area showing the three dimensional geometry of late plutons and volcano-sedimentary units with respect to  $D_1$  and  $D_2$  structures. All patterns and abbreviations as on Figures 25 and 26. See text for discussions.



NNW-striking, inward-dipping contact of the granodiorite, and joins, at depth, with several low-angle, NNW-dipping faults to define a "scoop-shaped" geometry around and within the syntectonic plutons hosted by the Stoughton-Roquemaure Group. Such a geometry is consistent with the dextral-oblique NNW-trending faults acting as lateral ramps with respect to NNW-dipping extensional  $D_2$  faults in the lowermost AGB.

Other NNW-trending faults have a slightly more complex geometry. The Little Duvan Fault splays to the south forming east and west branches which root along the Clerval Fault, thus indicating a downward-diverging geometry. However, another branch from this fault cuts across the Clerval Fault as suggested by minor NNW-trending shears within the northern part of the LaReine pluton. The Kenosha Fault is a northeast-dipping strike-slip shear zone with a sigmoidal trajectory between the LaReine and Lake Abitibi plutons. It causes a clockwise reorientation of the LaReine, Clerval and Nepawa faults in its northwestern part, but appears itself to become parallel to the NNW-dipping Nepawa and Lake Abitibi Fault toward the southeast.

The 3D geometry of  $D_2$  faults reveals a significant influence of rheological and preexisting  $D_1$  structural heterogeneities. Highly oblique transfer zones generally tend to develop along favourably oriented basement weaknesses (Davison, 1994). In the Lake Abitibi area, the eastern part of the transfer zone is located along the northern contact of the Poularies pluton and on the northern flank of the Lake Abitibi  $D_1$  Anticline (Figure 32). On the gravity

profile D-D', the north-dipping hidden Poularies pluton extends down to a depth of 4.5 km directly south of NNW-dipping faults which diverge from 4 km to 8 km depths northwards (Figure 28, profile D-D'). Moreover, the attitude of extensional D<sub>2</sub> faults along alternating shallowly NNW-dipping and subhorizontal attitudes of the LaReine and Lake Abitibi plutons and hosting Stoughton-Roquemaure Group are strikingly conformable to the ramp-flat attitude of the underlying Lyndhurst D<sub>1</sub> thrust fault. Ramp-flat geometries can occur in purely extensional regimes, but are most common when reactivating pre-existing staircase thrust planes (Davison, 1994). Therefore, the listric geometry of extensional D<sub>2</sub> faults, especially the likely staircase trajectory of the Lake Abitibi Fault, was probably inherited from a pre-existing D<sub>1</sub> thrust event during relatively passive behavior of the transfer zone, which typically acted in response to the movement along adjacent strike-slip faults (Davison, 1994).

The steeply-dipping Macamic Fault is not directly imaged on seismic profile 27. Furthermore, urban activities create a vertical zone of seismic noise down to 5 s. close to its surface location (5 km east of its intersection with profile 25). Nevertheless, the presence of an undisturbed, laterally extensive reflector A-A' at a depth of 10 km on profile 27 suggests that the >150 km-long, rectilinear Macamic Fault is restricted above the Lyndhurst thrust Fault, confirming it as an upper- to mid-crustal structure (Labbé, 1994). The major D<sub>2</sub> fault is thought to be steeply-dipping, down to at least a 4 km depth i.e. the floor of the AGB based on the perturbed, steeply-dipping attitude of the Poularies diorite and Chicobi domain on gravity profile A-A'. The simplest interpretation of seismic profile 27 is that the Macamic



Fault curves downward to the west and correlates with the west-dipping trace of seismic reflector G-G' beneath the Lake Abitibi pluton, with a similar scoop-shaped geometry as its NNW-trending splays.

Toward the southeast, the Macamic Fault follows the northern contact of the Poularies pluton and merges with the east-striking Lyndhurst D<sub>1</sub> Fault (Figures 24 and 25; Labbé, 1994), which supports the idea that it does not cross-cut, but rather roots downward along, or above, the north-dipping Lyndhurst thrust fault and its corresponding reflector A-A' on seismic profile 27. On both sides of the Macamic Fault, the Chicobi domain and northern Poularies diorite respectively are dominated by moderately northeast-dipping D<sub>1</sub> foliations. In addition, minor dextral D<sub>2</sub> shears are parallel to, and mimic the attitude of, S<sub>1</sub> foliations in the northern Chicobi domain. Along the southwest contact of the Colombourg pluton, a splay of the Dupuy Fault also exhibits moderately northeast-dipping S<sub>2</sub> foliations parallel to dominant S<sub>1</sub> foliations in the northern Poularies diorite, suggesting that it similarly reactivated an earlier D<sub>1</sub> thrust fault. Hence, the southeastern part of the Macamic and Dupuy faults may also become listric toward the northeast at depth, where they either truncate, or are rooted in, seismic reflectors C-C' and D-D' on profile 27.

Thus, the Macamic Fault is best interpreted as having an overall downward-diverging geometry similar to the Little Duvan Fault, where its two branches separate on both the northeast and southwest sides of the Poularies pluton and root beneath the AGB but above the

$D_1$  Lyndhurst thrust Fault. Such an interpretation implies that the development of, not only the Lake Abitibi extensional transfer zone, but also the Macamic Fault has been affected by the upper- to mid-crustal geometry following  $D_1$  thrusting event. According to Sibson (1983), uppercrustal strike-slip faults may change with depth to become either: 1) a narrow vertical ductile zone down to the lower crust, 2) a vertical ductile shear zone which broadens downward, or 3) a horizontal shear zone in the middle to lower crust. The second possibility is thought best to account for the deep geometry of the Macamic Fault, although the third one may not be excluded. This is consistent with the dynamic models of Robin and Cruden (1994), who predicted that regional-scale ductile transpression along other major faults of the AGB may be limited to the uppercrust and be transferred downward to non-transpressive motion. Lemiszki and Brown (1988) illustrate that Phanerozoic strike-slip faults with a similar seismic geometry, i.e. mostly confined to the upper crust and typically decoupled by mid-crustal detachments, correspond to intraplate strike-slip faults.

At upper- to mid-crustal levels, the geometric incidence of this event is mostly apparent southwest of the Macamic Fault where the magnitude of km-scale displacement along the two sets of second-order  $D_2$  faults may be loosely approximated from the gravity models. West of the Palmarolle pluton, the inferred presence of a hidden Poularies diorite beneath the Hunter Mine Group on gravity profile B-B' suggests a 4 km west-side down vertical offset across the Rivière Duparquet and Palmarolle dextral-oblique faults using the floor of the Poularies diorite as a marker. A minimum offset of 3 km is required since the

Hunter Mine Group has been eroded away east of these two faults. The deeper branch of the Little Duvan Fault might similarly account for a 1 km west side-down offset of the depth of the Stoughton-Roquemaure Group on profile C-C'.

The shallower depth of the Stoughton-Roquemaure Group (1-4 km) with respect to the Kinojevis Group (5-9 km) might suggest a thinning of the greenstone belt sequence varying between 1 and 8 km caused by NNW-dipping faults. This is a maximum estimate since the Lyndhurst D<sub>1</sub> thrust fault could have previously upthrust the Hunter Mine Group, Poularies pluton and Stoughton-Roquemaure Group. The floor of the Stoughton-Roquemaure Group shallows abruptly from 3.5 km to 1 km depth just north of the LaReine pluton (Figure 28, gravity profile D-D'), which may reflect extensional movement along the Clerval Fault and explain shallower a subgreenstone belt unit at its footwall. Only kilometre-scale vertical displacement along NNW-dipping faults can be allowed since; 1) subgreenstone belt assemblages have not been exposed at the surface and, 2) the results of Al-in-hornblende barometry in the syntectonic plutons and metamorphic pressures obtained from their aureoles (Lacroix et al., 1998) revealed no evidence for major changes in structural level across the study area. Nevertheless, the antiformal shape of subgreenstone belt assemblages beneath NNW-dipping faults (Figure 29, profile D-D') might result from a cumulative effect of their extensional movement.

In summary, a similar magnitude of km-scale vertical displacement along NNW-

trending and NNW-dipping  $D_2$  faults further supports their interpretation as parts of a linked system of faults. With respect to a horizontal displacement of 20 km along the Macamic Fault deduced from the clockwise reorientation of the Chicobi sediments and the dextral offset of the Poularies diorite (Labbé, 1994; Lacroix and Sawyer, 1995), such km-scale vertical displacements for its associated second-order  $D_2$  faults may appear limited. Indeed, Hempton and Dunne (1984) estimated that a maximum vertical displacement at a natural releasing bend generally averages only about 10% of the displacement along the main strike-slip fault (i.e. about 2 km in this case).

#### 4.7 Geophysical insights on late pluton emplacement

##### 4.7.1 3D pluton shapes and emplacement models

Syntectonic plutons in the study area were interpreted by Lacroix et al. (1998) to be built by the southeast-directed flow of magma along  $D_2$  faults based on; 1) similarly NNW-plunging magmatic and stretching lineations in the plutons and adjacent  $D_2$  faults respectively, 2) the attitude of magmatic foliations that wrap along the southeastern edge of the Colombourg (Chown and Daigneault, 1994) and Dupuy plutons and the Lake Abitibi granodiorite, where they form a synform plunging shallowly to the NW and, 3) the unusual presence of fracture filling and stoping suggesting a frontal tip located along the southeast edge of the Lake Abitibi pluton. Both the final 3D shape of syntectonic plutons, the structural

geometry and kinematics of their internal deformation and the deformation around them generally reflect the interaction between local buoyant and regional tectonically-driven stresses (Brun and Pons, 1981; Castro, 1987; Lagarde et al., 1990). Gravity data may contribute significantly to the definition of the subsurface shape of plutons (Vigneresse, 1990), and thus assist in the testing of field-based emplacement models.

The Colombourg, Dupuy and Palmarolle plutons, as well as the Lake Abitibi granodiorite, belong to a group of plutons which have elongate map patterns that are parallel to adjacent WNW- to N-trending, strike- to oblique-slip  $D_2$  faults. The Bouguer anomalies and depth extents of these plutons mostly resemble those of plutons emplaced in a similar structural setting, in the South-Armorican dextral Shear Zone (Vigneresse and Brun, 1983; Guineberteau et al., 1987; Vigneresse, 1988). Distinct rounded gravity lows illustrate that the root zones of these four intrusions are located in their north or northwest parts (Figure 27). Such root zones might be represented either by a 1 km-wide, 2.5 km-deep, cone shape that resembles a feeding conduit beneath the Colombourg pluton, or by the dominantly hidden part of the 15 km-wide, 7 to 10 km-deep and 25 km-long Palmarolle pluton which plunges shallowly to the north beneath the Poularies diorite. In contrast, the uppermost part of the Colombourg pluton appears to be a thin subhorizontal sheet, while the southeast parts of the Lake Abitibi granodiorite and Palmarolle pluton are thin and floored by shallowly NNW-dipping contacts.

The overall three-dimensional shape of these intrusions exhibits a marked asymmetry, which supports an emplacement model involving magma rising obliquely and then laterally expanding toward the southeast. Similar models with lateral rather than spherical expansion of magma have been proposed for the Flamanville (Brun et al., 1990), Tichka (Lagarde et al., 1990) and Lebel (Cruden and Launeau, 1994) plutons. The Lake Abitibi granodiorite could have been emplaced within a pull-apart zone formed by the interaction of the Duvan and NNW-dipping faults. The Dupuy pluton could have formed in a similar way within the Hunter Mine Group, where a western branch of the Dupuy Fault bifurcates to the west along the Poularies pluton. The eastern branch of the Dupuy Fault rather propagates through the Poularies diorite, and allows the magma to rise and spread above it to form the Colombourg pluton. Most of the Palmarolle pluton intruded beneath the AGB, but its southeastern part likely rose between the outcropping and hidden parts of the Poularies diorite using the Palmarolle, Rivière Duparquet and Lake Abitibi D<sub>2</sub> faults. The Rivière Duparquet, Palmarolle and southeastern Dupuy faults apparently did not propagate further south of the Colombourg and Palmarolle plutons, which could have been emplaced along these dextral strike-slip fault terminations in a similar fashion to that suggested for the Strontian (Hutton, 1988) and Solli Hills (Ferré et al., 1995) granites.

A second group comprising the LaReine and Lake Abitibi plutons have similar ENE-trending, oval-shaped map patterns, which resemble a horizontal section across either mushroom- or balloon-shaped, rising diapirs and/or in situ, radially expanding intrusions.

However, gravity profiles C-C' and D-D' reveal that both plutons correspond rather more to tabular shaped bodies, with horizontal dimensions far in excess of their vertical thickness (LaReine: 18 km-long, 10 km-wide and 2 km-deep, Lake Abitibi: 50 km-long, 40 km-wide and 6 km-deep). They resemble the flattened plutons of Vignerresse (1988) typically emplaced and/or deformed within low-angle, dip-slip fault zones.

The LaReine and Lake Abitibi plutons have magmatic fabrics and tabular geometries concordant with NNW-dipping  $D_2$  faults, which favor a relatively passive emplacement within an extensional transfer zone by two mechanisms. First, magma could have filled dilational sites created along NNW-dipping extensional shear zones, as invoked by Hutton et al. (1990) and Grocott et al. (1994) for sheet-like plutons in similar fault settings. The emplacement of the LaReine and Lake Abitibi plutons could have balanced extension and thinning of the Stoughton-Roquemaure Group within the transfer zone, since the introduction of new volume may absorb extension (Parsons and Thompson, 1992). Second, the NNW-dipping  $D_2$  faults could have been exploited as preferential discontinuities for magmatic sheeting and wedging (Hutton, 1992; Ingram and Hutton, 1994). Outcrop-scale observations, such as sill-like injections along  $S_2$  foliation and within dilational sites (Lacroix et al., 1998), suggest that both mechanisms operated simultaneously. Thus, both groups of plutons result from SE-rising and laterally expanding magma, but the 3D shape and attitude of magmatic fabrics in each group differs and mainly reflects their emplacement along either NW-trending or NNW-dipping faults.

#### 4.7.2 Subgreenstone belt pluton entrapment

Al-in-hornblende barometry of the Palmarolle, Colombourg and Lake Abitibi plutons yield crystallization pressures of 2-3 kbars, similar to pressures determined from their metamorphic aureoles (Feng and Kerrich, 1990; Chown and Daigneault, 1994; Lacroix et al., in press), which suggests that voluminous magma ascent was arrested at a comparable depth varying between 6.5 and 10 km. A significant contribution of the gravity modelling done in this study is to illustrate that the two most voluminous intrusions in the area, i.e. the Palmarolle and Lake Abitibi plutons, lie along, or near to, the AGB's floor. Jackson et al. (1990) proposed that tabular-shaped batholiths and their high-strain aureoles might account for some reflectors on seismic profiles beneath the southern AGB, since their spacing is comparable to the dimension of some exposed granitoids. This study demonstrates that the uppermost reflectors on seismic profiles 25 and 27 correspond to amphibolite-grade, low-angle extensional  $D_2$  faults within and beneath the Lake Abitibi pluton. Similar widely spaced seismic reflectors, observed between 3 and 10 km depth, on the eastern half of seismic profile 27, might also be related, in part, to other late plutons between the AGB and the deeper and more densely spaced reflectors forming a seismic wedge geometry under the AGB. Most late intrusions along the northern contact of the AGB with the underlying Opatica gneisses (e.g., the Border, Canet and Barlow plutons on Figure 24b) have crystallization ages, geochemical signatures and igneous crystallization pressures similar to those of the Lake Abitibi area (Sawyer and Benn, 1993; Lacroix, 1995).



Clearly, many late plutons are located along the AGB's floor, which therefore likely acted as an horizontal rheological or structural barrier to rising late granitoid magmas. Several reasons could explain such a preferred site for magma accumulation. First, such plutons could have been emplaced near the downward-diverging terminations of uppercrustal strike-slip  $D_2$  faults, where the interplay with low-angle extensional faults may have created favorable pull-apart zones as illustrated in the Lake Abitibi area. Secondly, a regional rheological contrast along the AGB's floor may favor the entrapment of tabular plutons (Parsons et al., 1992). In a recent review of laboratory studies, Holm (1995) concluded that the brittle-ductile transition corresponds to a crustal strength maximum, since rock strength governed by frictional processes in the upper crust increases with depth but decreases with temperature (i.e. downward) in the mid- to lower crust. Since the AGB is dominated by greenschist-facies metamorphism and brittle to brittle-ductile structures, with respect to amphibolite-facies metamorphism and pervasive ductile structures in the Opatica mylonitic gneisses (Benn et al., 1992; Sawyer and Benn, 1993), most late magmas were unable to rise through such a high-strength barrier represented by the base of greenstone assemblages, and ponded as sills and/or laccoliths beneath it.

A common mechanism for explaining the entrapment of magma at a certain crustal level is the attainment of a neutral or negative buoyancy (Gilbert, 1877; Corry, 1988). However, the general location of felsic granitoids along the floor of basalt-dominated greenstone belts argues against a major role for this mechanism. Clearly, the Palmarolle and

LaReine plutons did not reach a compensation level of density beneath the Poularies diorite and Stoughton-Roquemaure Group respectively. Such observations are in accordance with the results of Kriens and Wernicke (1990), who found that viscosity contrasts have more influence on the ascent velocity of granitoid plutons than do density contrasts near the brittle-ductile transition. Relatively smaller intrusions, such as the Dupuy and Colombourg plutons, may however have risen through the AGB using strike- to oblique-slip  $D_2$  faults and laterally expanded slightly upward where they attained a compensation level of buoyancy within the rhyolite of the Hunter Mine Group.

#### 4.8 Conclusion

Gravity modelling appears to be an especially effective means with which to define the subsurface structural geometry in the AGB because the density contrast between plutons and their host rocks (mafic and ultramafic sequences) is great and as such, it may greatly help to link uppercrustal field and mid-crustal seismic data. Gravity modelling illustrates a dominant north-dipping asymmetry for greenstone assemblages of the south-central AGB, which are bounded by  $D_1$  thrusts that can be correlated with low-angle south-vergent  $D_1$  thrust stacking and duplexes interpreted from the layered seismic reflection image beneath it. The transparent uppercrustal seismic signature likely reflects the thrust propagation within volcanic-dominated greenstone assemblages. Thick volcanic units (e.g. the Kinojevis Group) may notably induce the development of a frontal ramp and a culmination fold (e.g. the Lake

Abitibi Anticline) within the overlying greenstone sequence, and a triangle zone in front of it, thus steepening greenstone assemblages hardly imaged by seismic means.

In addition, the north-dipping configuration of greenstone sequences is perturbed near younger  $D_2$  strike-slip faults, as revealed by the upright attitude of the southern Chicobi domain near the Macamic Fault on the gravity models. Such an effect however appears restricted to the uppercrustal 10 km, since both map and seismic patterns (e.g. Lithoprobe profile 27) indicate that the >150 km-long Macamic Fault diverges downward above the North-Lyndhurst  $D_1$  thrust Fault. Such a variation of attitude is also exhibited in the Lake Abitibi area by its NNW-trending oblique-slip dextral  $D_2$  splays, which curve westward in depth and depict a scoop-shaped geometry with NNW-dipping extensional faults. The development of  $D_2$  faults was significantly influenced by rheological and pre-existing  $D_1$  structural anisotropies, as shown by the extensional transfer zone which developed parallel to, and directly above, the North-Lyndhurst thrust ramp, its culmination fold (the Lake Abitibi Anticline) and the Poularies synvolcanic diorite. Hence,  $D_2$  faults do not necessarily extend all through the crust, but rather are restricted to lie above mid-crustal  $D_1$  thrust faults and resemble strike-slip faults in intraplate modern settings.

The three-dimensional shapes of synorogenic plutons within the AGB reflect their sites of emplacement along the  $D_2$  fault system. Tabular intrusions within the Lake Abitibi extensional transfer zone laterally expanded along or near the floor of the AGB. NNW- to

WNW-trending oblique-slip splays served as conduits to emplace other variably shaped plutons within the AGB, as shown by their root zones plunging obliquely toward the major Macamic Fault. The geometric outline of the south-central AGB and the broad-scale pattern of upper- to mid-crustal seismic reflectors beneath it mainly reflect an early ( $D_1$ ) thrust-related accretion. Some uppermost seismic reflectors are correlated with younger  $D_2$  extensional faults within the tabular Lake Abitibi pluton near the floor of the AGB, but these largely mimic, and so reactivate, the pre-existing  $D_1$  geometry. Nevertheless, the cumulative effect of extensional shearing within the Lake Abitibi area significantly thinned uppercrustal greenstone units (down to only 1 km depth) in this area, and likely caused the uplift of subgreenstone belt assemblages that depict an antiformal shape. Indeed, the coeval emplacement of LaReine and Lake Abitibi tabular plutons within this zone may have partly absorbed extension and likely prevented a more complete unroofing of subgreenstone belt units.

#### 4.9 Acknowledgements

Most field and laboratory expenses from 1991 to 1994 were defrayed by the Ministère des Ressources Naturelles du Québec (MRNQ). We acknowledge F. Chartrand, J.L. Caty and A. Simard for continuous support and authorization to publish these results. A. Calvert kindly provided digitized versions of Lithoprobe seismic profiles 25 and 27. Thanks are expressed to E. Chown and M. Mainville, who read an early version of the paper. We also benefited from

---

interesting discussions with J. Goutier, J.Y. Labbé, W. Davis, A. Moukhsil, J. Ludden and P.

Choukroune.

## 4.10 References

- Antonuk, C. and Mareschal, J.-C., 1992. Gravity profiles along the Seismic Reflection Lines of the Abitibi-Grenville Transect. *Lithoprobe*, 25: 43-46.
- Antonuk, C. and Mareschal, J.-C., 1993. Preliminary gravity modelling profiles along LITHOPROBE seismic reflection profiles 28 and 29, northern Abitibi Subprovince. *Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstract*, 33: 37-40.
- Arth, J.G., 1979. Some trace elements in trondhjemites-Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. In: F. Barker, (Editors), *Trondhjemites, dacites, and related rocks. Development in Petrology* 6: 123-132.
- Barnes, A.E., Bellefleur, G., Ludden, J.N. and Milkereit, B., 1994. Appraisal of the Parameters of the LITHOPROBE Abitibi-Grenville Seismic Reflection Survey. *Geoscience Canada*, 21: 49-58.
- Bellefleur, G., 1992. Contribution des méthodes de potentiel à la cartographie géologique et à la structure profonde dans le Groupe de Blake River, Abitibi. Université de Montréal, M.Sc. Thesis, 104 pages.
- Benn, K., Sawyer, E.W. & Bouchez, J.-L., 1992. Orogen parallel and transverse shearing in the Opatoca belt, Quebec: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Can. J. Earth Sci.*, 29: 2429-2444.
- Benn, K., Miles, W., Ghassemi, M.R. and Gillett, J., 1994. Crustal structure and kinematic framework of the northwestern Pontiac Subprovince, Quebec: an integrated structural and geophysical study. *Can. J. Earth, Sci.*, 31: 271-281.
- Boyer, S.E. and Elliot, D., 1982. Thrust systems. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, 66: 1196-1230.
- Brun, J.P., Gapais, D., Cogne, J.P., Ledru, P. and Vigneresse, J.L., 1990. The Flamanville Granite (Northwest France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. *J. Geol.*, 25: 271-286.
- Brun, J.P. and Pons, J., 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 3: 219-229.
- Calvert, A.J., Sawyer, E.W., Davis, W.J. and Ludden, J.N., 1995. Archaean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. *Nature*, 375: 670-674.

- Camiré, G. and Burg, J.P., 1992. Late Archean thrusting in the NW Pontiac Subprovince, Canadian Shield. *Prec. Res.*, 61: 51-66.
- Card, K., 1990. A review of the Superior province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Prec. Res.*, 48: 99-156.
- Castro, A., 1987. On granitoid emplacement and related structures: A review. *Geol. Rundsch.*, 76: 101-124.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W., & Mortensen, J.K., 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 29: 2211-2225.
- Chown, E.H. and Daigneault, R., 1993. Interplay between regional and magmatic fabrics; Colombourg pluton, Quebec, Canada. *Geol. Soc. Am. Ann. Meet. 1993, Prog. with Abstracts*, A304.
- Chown, E.H. and Moukshil, A., 1993. Fault related pluton intrusion: two examples from the northern Abitibi belt, Quebec. *Geol. Ass. Can./Min. Ass. Can. Prog. with Abstracts*, A18.
- Corfu, F., 1993. The Evolution of the Southern Abitibi Greenstone Belt in Light of Precise U-Pb Geochronology. *Econ. Geol.*, 88: 1323-1340.
- Corry, C.E., 1988. Laccoliths; mechanics of emplacement and growth. *Spec. Paper Geol. Soc. Am.*, 220: 1-110.
- Coward, M., 1988. The Moine thrust and the Scottish Caledonides. In *Geometries and Mechanisms of Thrusting, with Special References to the Appalachians*. Edited by G. Mitra and S. Wojtal. *Geol. Soc. of Am. Spec. Pap.*, 222: 1-16.
- Cruden, A.R., 1992. Syntectonic Plutons in the Larder Lake-Cadillac Deformation Zone: Implications of the Timing of Late Archean Deformation in the SW Abitibi Belt. *Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect*, 25: 139-142.
- Cruden, A.T. & Launeau, P., 1994. Structure, magnetic fabric and emplacement of the Archean Lebel Stock, SW Abitibi Greenstone Belt. *J. Struct. Geol.*, 16: 677-691.
- Dahlstrom, C.D.A. 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 18: 332-406.

- Daigneault, R. & Archambault, G. 1990. Les grands couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. In: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin, A. Simard, (Editors), The northwestern Quebec Polymetallic Belt. *Can. Inst. Mining & Metall.*, 43: 43-64.
- Davis, W.J., Lacroix, S., Gariépy, C. and Machado, N., in preparation. U-Pb geochronology and radiogenic isotopic composition of plutonic rocks from the Central Abitibi Subprovince: Significance to the evolution and internal subdivision of the Abitibi Subprovince. *Can. J. Earth Sci.*
- Davison, I., 1994. Linked fault systems; extensional, strike-slip and contractional. In: P.L. Hancock, (Editors), *Continental Deformation*. Pergamon Press: pp. 121-142.
- Deschamps, F., Chouteau, M., Dion, D.J., 1993. Interprétation géologique des données aéromagnétiques et gravimétriques de la région située à l'ouest de la ville de Rouyn-Noranda. In: D.J. Dion, (Editors), *Etudes géophysiques récentes de certains secteurs de la ceinture volcanosédimentaire de l'Abitibi*. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 93-10.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. & Rocheleau, M., 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. *Can. J. Earth Sci.*, 20: 1355-1373.
- Dimroth, E., Rocheleau, M., Mueller, W., Archer, P., Brisson, H., Fortin, G., Jutras, M., Piché, M., Pilote, P. and Simoneau, M., 1986. Diapirism during regional compression: the structural pattern in the Chibougamau region of the Archean Abitibi Belt, Quebec. *Geol. Rundsch.*, 75: 715-736.
- Dion, D.J., Morin, R., and Keating, P., 1992. Synthèse géologique et géophysique de la région de Chapais: portion orientale de la ceinture de l'Abitibi québécoise. *Can. Jour. of Earth Sci.*, 29: 314-327.
- Eakins, P.R., 1972. Roquemaure townships. Department Natural Resources Quebec Geological Report 150.
- Feng, R. and Kerrich R., 1990. Geobarometry, differential block movements and crustal structure of the southwestern Abitibi greenstone belt, Canada. *Geology*, 18: 870-873.
- Feng, R. and Kerrich, R., 1992. Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi Southern Volcanic Zone and the Pontiac subprovince, Superior Province, Canada: Implications for tectonic history and source regions. *Chem. Geol.*, 98: 23-70.



- Ferré, E., Gleizes, G., Bouchez, J.L. and Nnabo, P.N., 1995. Internal fabric and strike-slip emplacement of the Pan-African granite of Solli Hills, northern Nigeria. *Tectonics*, 14: 1205-1219.
- Ghassemi, M.R. and Benn, K., 1995. The tectono-thermal and structural evolution of the Late Archaean Pontiac Metasedimentary Subprovince (Quebec): Similarity to Phanerozoic metamorphic core complexes. *Precambrian 95. Prog. with Abstracts*, 204.
- Gibb, R.A., van Boekel, J.J.G.M. and Hornal, R.W., 1969. A preliminary analysis of the gravity anomaly fields in the Timmins-Seneterre mining areas. *Domin. Astrophys. Obs. Grav. Map Series*, No: 58.
- Gilbert, G.K., 1877. *Geology of the Henry Mountains Region, Utah*. U.S. Geogr. Geol. Surv. Rocky Mountain Region, 170 p.
- Goutier, J. and Lacroix, S., 1992. Géologie du secteur de la faille de Porcupine-Destor dans les cantons de Destor et Duparquet. *Min. Én. Ress. Québec*, MB 92-06.
- Goutier, J. 1996. *Compilation géoscientifique-Géologie 32D07-201 (Carte 1:20 000)*. Ministère des Ressources naturelles du Québec, SI-32D07C-C4G-95K.
- Green, A.G., Milkereit, B., Mayrand, L.J., Ludden, J.N., Hubert, C., Jackson, S.L., Sutcliffe, R.H., West, G.F., Verpaelst, P. and Simard, A., 1990. Deep structure of an Archaean greenstone terrane. *Nature*, 344: 327-330.
- Grocott, J., Brown, M., Dallmeyer, R.M., Taylor, G.K. and Treloar, P.J., 1994. Mechanisms of continental growth in extensional arcs: An example from the Andean plate-boundary zone. *Geology*, 22: 391-394.
- Guineberteau, B., Bouchez, J.-L. and Vignerresse, J.-L., 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull apart along a shear zone: Structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99: 866-879.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P. Coward and A.C. Ries, (Editors), *Collision tectonics*. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 19: 67-81.
- Hempton, M.R. & Dunne, L.A., 1984. Sedimentation in pull-apart basins: active examples in Eastern Turkey. *J. Geol.*, 92: 513-530.
- Hocq, M., 1990. *Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV-89-04.

- Holm, D.K., 1995. Relation of deformation and multiple intrusion in the Death Valley extended region, California, with implications for magma entrapment mechanism. *J. Geophys. Res.*, 100 B7: 10495-10505.
- Hubert, C., Sawyer, E., Barnes, A., Daigneault, R., Lacroix, S., Ludden, J., Milkereit, B. and Rive, M., 1992a. Geological interpretation of seismic lines in the northern and central Abitibi Greenstone Belt: evidence for regional thrust imbrication and crustal-scale Archean wrench fault systems. *Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstract: 25: 33-36.*
- Hubert, C., Ludden, J.N., Barnes, A., Benn, K., Milkereit, B., Sawyer, E., and Rive, M. 1992. Interpretation of Seismic Lines in the Pontiac Subprovince: Evidence for Regional Thrust imbrication and the Allochthonous Nature of the Baby and Belleterre Metavolcanic Belts. *Lithoprobe Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstract: 25: 19-21.*
- Hudleston, P.J., Schultz-Ela, D. and Southwick, D.L., 1988. Transpression in an Archean greenstone belt, northern Minnesota. *Can. J. Earth Sci.*, 25: 1060-1068.
- Hutton, D.H.W., 1988. Igneous emplacement in a shear-zone termination: The biotite granite at Strontian, Scotland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100: 1392-1399.
- Hutton, D.H.W., 1992. Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. *Trans. Royal Soc. Edinb. Earth Sci.*, 83: 377-382.
- Hutton, D.H.W., Dempster, T.J., Brown, P.E. and Becker, S.D., 1990. A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones. *Nature*, 343: 452-455.
- Ingram, G.M. & Hutton, D.H.W., 1994. The Great Tonalite Sill: Emplacement into a contractional shear zone and implications for Late Cretaceous to early Eocene tectonics in southeastern Alaska and British Columbia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106: 715-728.
- Jackson, S.L., Sutcliffe, R.H., Ludden, J.N., Hubert, C., Green, A.G., Milkereit, B., Mayrand, L., West, G.F. & Verpaelst, P., 1990. Southern Abitibi greenstone belt: Archean crustal structure from seismic-reflection profiles. *Geology*, 18: 1086-1090.
- Jackson, S.L., Fyon, J.A. & Corfu, F., 1994. Review of Archean supracrustal assemblages of the southern Abitibi greenstone belt in Ontario, Canada: products of microplate interaction within a large-scale plate-tectonic setting. *Prec. Res.*, 65: 183-205.

- Jackson, S.L. and Cruden, A.R., 1995. Formation of the Abitibi greenstone belt by arc-trench migration. *Geology*, 23: 471-474.
- Jackson, S.L., Cruden, A.R., White, D. and Milkereit, B., 1995. A seismic-reflection-based regional cross section of the southern Abitibi greenstone belt. *Can. J. Earth Sci.*, 32: 135-148.
- Jamison, W.R. 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journ. of Struct. Geol.*, 9: 207-219.
- Keating, P., 1979. Levé gravimétrique-Région du lac Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DP 713.
- Keating, P., 1992. Interpretation of the gravity anomaly field in the Noranda-Val d'Or region, Abitibi Greenstone Belt, Canadian Shield. *Can. J. Earth Sci.*, 28: 962-971.
- Kriens, B. and Wernicke, B., 1990. Characteristics of a continental margin magmatic arc as a function of depth: the Skagit-Methow crustal section. In: M.H. Salisbury and D.M. Fountain, (Editors), *Exposed cross-sections of the Continental Crust*: 159-173.
- Krogh, T.E., 1993. High precision U-Pb ages for granulite metamorphism and deformation in the Archean Kapuskasing structural zone, Ontario: implications for structure and development of the lower crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 199: 1-18.
- Labbé, J.-Y., 1994. Evolution des failles de la Sous-province de l'Abitibi; Exemple des discontinuités structurales de Lyndhurst et de Macamic, Québec. Université du Québec à Chicoutimi, Ph.D. thesis, 271 p.
- Lacroix, S., 1995. Synthèse structurale et des pluton du secteur à l'ouest de LaSarre. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, MB 95-39.
- Lacroix, S. & Sawyer, E.W., 1995. An Archean fold-thrust belt in the northwestern Abitibi Greenstone Belt: structural and seismic evidence. *Can. J. Earth Sci.*, 32: 97-112.
- Lacroix, S., Sawyer, E.W. and Chown, E.H., in press. Pluton emplacement within an extensional transfer zone during dextral strike-slip faulting: an example from the Abitibi Greenstone Belt. *Journal of Structural Geology*.
- Lagarde, J.L., Omar, S.A. & Roddaz, B., 1990. Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional deformation: examples from late Carboniferous plutons, Morocco. *J. Struct. Geol.*, 12: 805-821.

- Langford, F.F. & Morin, M.A., 1976. The development of the Superior Province of Northwestern Ontario by merging island arcs. *Am. J. Sci.*, 276: 1023-1043.
- Laverdure, L. 1983. Gravimétrie de la ceinture volcanique de l'Abitibi. Ecole Polytechnique de Montréal, M.Sc. thesis, 105 p.
- Lemiszki, P.J. and Brown, L.D., 1988. Variable crustal structure of strike-slip fault zones as observed on deep seismic reflection profiles. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100: 665-676.
- Ludden, J.N., Hubert, C. & Gariépy, C., 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geol. Mag.*, 123: 153-166.
- Ludden, J., 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: 357-372.
- Lynn, H.B., Hale, L.D. and Thompson, G.A., 1981. Seismic reflections from the basal contacts of batholiths. *J. Geophys. Res.*, 86: 10633-10638.
- Matthews, D.H., 1986. Can we see granites on seismic reflection profiles?. *Annal. Geophys.*, 5B: 353-356.
- McClay, K.R., 1992. Glossary of thrust tectonics terms. In: K.R. McClay, (Editors), *Thrust Tectonics*: 419-434.
- MERQ-OGS., 1983. Lithostratigraphic map of the Abitibi Subprovince. *Ont. Geol. Surv./Min. Én. Ress. Québec. Map 2484 in Ontario and DV83-16 in Québec.*
- Mooney, W.D. and Meissner, R., 1992. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho. In: D.M. Fountain, R. Arculus, and R.W. Kay, (Editors), *Continental Lower Crust*: 45-79.
- Mortensen, J.K., 1993a. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel region. *Can. J. Earth Sci.*, 30: 11-28.
- Mortensen, J.K., 1993b. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area. *Can. J. Earth Sci.*, 30: 29-41.
- Moser, D.E., 1994. The geology and structure of the mid-crustal Wawa gneiss domain: a key to understanding tectonic variation with depth and time in the late Archean-Wawa orogen. *Can. J. Earth Sci.*, 31: 1064-1081.

- Moser, D.E., Heaman, L.M., Krogh, T.E. and Hanes, J.A., 1996. Intracrustal extension of an Archean orogen revealed using single-grain U-Pb zircon geochronology. *Tectonics*, 15: 1093-1109.
- Mueller, W., Daigneault, R., Chown, E. H. and Mortensen, J.K., 1996. Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, 265: 127-150.
- Parsons, T. and Thompson, G.A., 1991. The role of magma overpressure in suppressing earthquakes and topography: World-wide examples. *Science*, 253: 1399-1402.
- Parsons, T., Sleep, N.H. and Thompson, G.A., 1992. Host rock rheology controls on the emplacement of tabular intrusions: Implication for underplating of extending crust. *Tectonics*, 11: 1348-1356.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25: 956-983.
- Percival, J.A., Green, A.G., Milkereit, B. Cook, F.A., Geis, W. and West G.F., 1989. Lithoprobe reflection profiles across deep continental crust exposed in the Kapuskasing uplift structure. *Nature*, 342: 416-420.
- Percival, J.A., Shaw, D.M., Milkereit, B., White, D.J., Jones, A.G., Salisbury, M.H., Bursnall, J.T., Moser, D.E., Green, A.G., Thurston, P.G., Bailey, R.C. and Mareschal, M., 1991. A closer look at deep crustal reflections. *Eos. Trans. Am Geophys. Union*, 72: 337-341.
- Quinland, G., Beaumont, C. and Hall, J., 1993. Tectonic model for crustal seismic reflectivity patterns in compressional orogens. *Geology*, 21: 663-666.
- Rive, M., Pintson, H. & Ludden, J.N., 1990. Characteristics of late archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior province Canada. In: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin, A. Simard, (Editors), *The northwestern Quebec Polymetallic Belt*. *Can. Inst. Mining & Metall.*, 43: 65-76.
- Robert, F., 1989. Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 26: 2661-2675.
- Robert, F., 1991. The geometrical relationship between the stretching lineation and the movement direction of shear zones: Discussion. *J. Struct. Geol.*, 15: 239-240.

- Robin, P.-Y.F. and Cruden, A.R., 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *J. Struct. Geol.*, 16: 447-466.
- Sawyer, E.W. and Barnes, S.-J., 1994. Thrusting, magmatic intraplate, and metamorphic core complex development in the Archaean Bwelleterre-Angliers Greenstone Belt, Superior Province, Quebec, Canada. *Prec. Res.*, 68: 183-200.
- Sawyer, E.W. & Benn, K., 1993. Structure of the high-grade Opatica belt and adjacent low-grade Abitibi subprovince: An Archean mountain front. *J. Struct. Geol.*, 15: 1443-1458.
- Sibson, R.H., 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. *J. Geol. Soc. Lond.*, 140: 741-767.
- Smith, A.R. & Sutcliffe, R.H., 1988. Plutonic rocks of the Abitibi Subprovince. In: A.C. Colvine, M.E. Cherry, O.B. Dressler, P.C. Thurston, C.L. Baker, R.B. Barlow, C. Riddle), (Editors), *Summary of field work and other activities 1988. Ont. Geol. Surv. Misc., Paper 141: 188-196.*
- Sutcliffe, R.H., Barrie C.T., Burrows, D.R. and Beakhouse, G.P., 1993. Plutonism in the Southern Abitibi Subprovince: A Tectonic and Petrogenetic Framework. *Econ. Geol.*, 88: 1359-1375.
- Tourigny, G. & Chartrand, F., 1994. Kinematic evolution of metre-scale shear zones in foliated low-grade tectonites: an example from the Bousquet gold district, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 31: 1301-1308.
- Verpaelst, P. and Hocq, M., 1991. *Géologie du Groupe de Hunter Mine dans les cantons de Poularies et de Privat. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 89-01.*
- Vignerresse, J.L., 1988. La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques. *Géol. de la France*, No 4: 3-10.
- Vignerresse, J.L., 1990. Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *J. Geol.*, 25: 249-260.
- Vignerresse, J.L. and Brun, J.P., 1983. Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale: apport de la gravimétrie. *Bull. Soc. Géol. France*, 25: 357-366.

- Williams, H.R., Stott, G.M., Thurston, P.C., Sutcliffe, R.H., Bennett, G., Easton, R.M. & Armstrong, D.K., 1992. Tectonic evolution of Ontario: Summary and Synthesis. In: P.C. Thurston, H.R. Williams, R.H. Sutcliffe, G.M. Stott, (Editors), *Geology of Ontario*. Ont. Geol. Surv. Spec. Vol. 4: 1255-1334.
- Woodcock, N.H. & Fischer, M., 1986. Strike-slip duplexes. *J. Struct. Geol.*, 8: 725-735.
- Zhang, Q., Machado, N., Ludden, J.N., and Moore, D. 1993. Geotectonic constraints from U-Pb ages for the Blake River Group, the Kinojevis Group and the Normétal mine area, Abitibi, Québec. *Geol. and Min. Ass. of Can., Joint Annual Meeting, Program and Abstracts*.

CHAPITRE V

GÉOMÉTRIE ET ÉVOLUTION STRUCTURALE

DE LA CEINTURE DE ROCHES VERTES DE L'ABITIBI



Ce chapitre vise à mettre en perspective l'importance et l'influence des structures  $D_1$  et  $D_2$  caractérisées par des pendages faibles à modérés sur la géométrie structurale et la signature sismique de la CVA. Dans cette optique, nous présentons ici une synthèse des données préalablement présentées aux chapitres précédents (II-III-IV) et de données complémentaires recueillies dans le cadre de cette étude. Afin de brosser le portrait le plus complet possible de l'état des connaissances actuelles de la déformation dans l'ensemble de l'Abitibi, ce chapitre suggère également quelques corrélations régionales entre les nouveaux traits structuraux documentés dans le secteur d'étude et ceux récemment décrits dans le cadre de travaux connexes réalisés dans d'autres régions de la CVA.

## 5.1 Episode de déformation $D_1$

### 5.1.1 Épisode de déformation $D_1$ précoce

La présence de failles de chevauchement précoces et de foliations à faible pendage au nord est connue dans la sous-province du Pontiac et dans la partie sud de la CVA depuis la fin des années 70 (Goulet 1978, Dimroth et al. 1983). Jusqu'à tout récemment, ce style structural n'avait cependant pas été clairement documenté à l'intérieur de la CVA. Ainsi, l'attitude subverticale des failles orientées principalement est-ouest a été considérée comme le trait géométrique caractéristique de la CVA (Daigneault et Archambault 1990; Daigneault 1996). Hocq (1990) a interprété la présence de nombreuses failles inverses  $D_1$  ayant une forme

listrique vers le nord en profondeur, mais a souligné que celles-ci avaient des pendages abrupts ( $>75^\circ$ ) à la surface.

La documentation d'au moins sept zones de failles de chevauchement à pendage faible à modéré vers le nord et le nord-est, dans le cadre de cette étude (Taïbi-Nord, Chicobi-Nord, Lyndhurst-Nord) ainsi que dans d'autres études récentes localisées à la Figure 33, vient donc modifier significativement la perception habituelle des structures est-ouest (nommées ici  $D_1$ ) dans la CVA. Le site #1 correspond à des foliations à pendage modéré vers le nord-est dans les gneiss d'Opatica en bordure de la CVA, qui sont illustrées plus en détail à la Figure 34. Les sites #2 et 4 correspondent aux faille Nord-Taïbi et Nord-Chicobi, qui ont été décrites de façon détaillée au chapitre II. Le site #3 correspond à la Faille Desmazures d'orientation NO-SE montrant un pendage d'environ  $45^\circ$  vers le NE, à l'ouest de Matagami, qui a permise la remontée du pluton de McIvor sur la séquence volcanique bimodale de Phelps Dodge située au sud-ouest (Peter Legein-BHP Minerals, communication personnelle et sections présentées au congrès 1994 de l'APQ à Val d'Or). Le site #5 correspond à la Faille Nord-Lyndhurst, dont la présence est basée sur une interprétation géophysique (gravimétrie et sismique-réflexion) présentée au chapitre IV. Le site #6 correspond à une autre faille de chevauchement à faible pendage au nord, la Faille Manneville qui a été décrite par Daigneault et al. (1994a & b), Daigneault (1996) et Mueller et al. (1996) et dont l'extrapolation en profondeur à l'aide de la sismique-réflexion a été discutée au chapitre IV. Finalement, Charbonneau et al. (1992) a décrit la Faille Dussault (site #7) dans la partie nord de la CVA près de Chapais, un

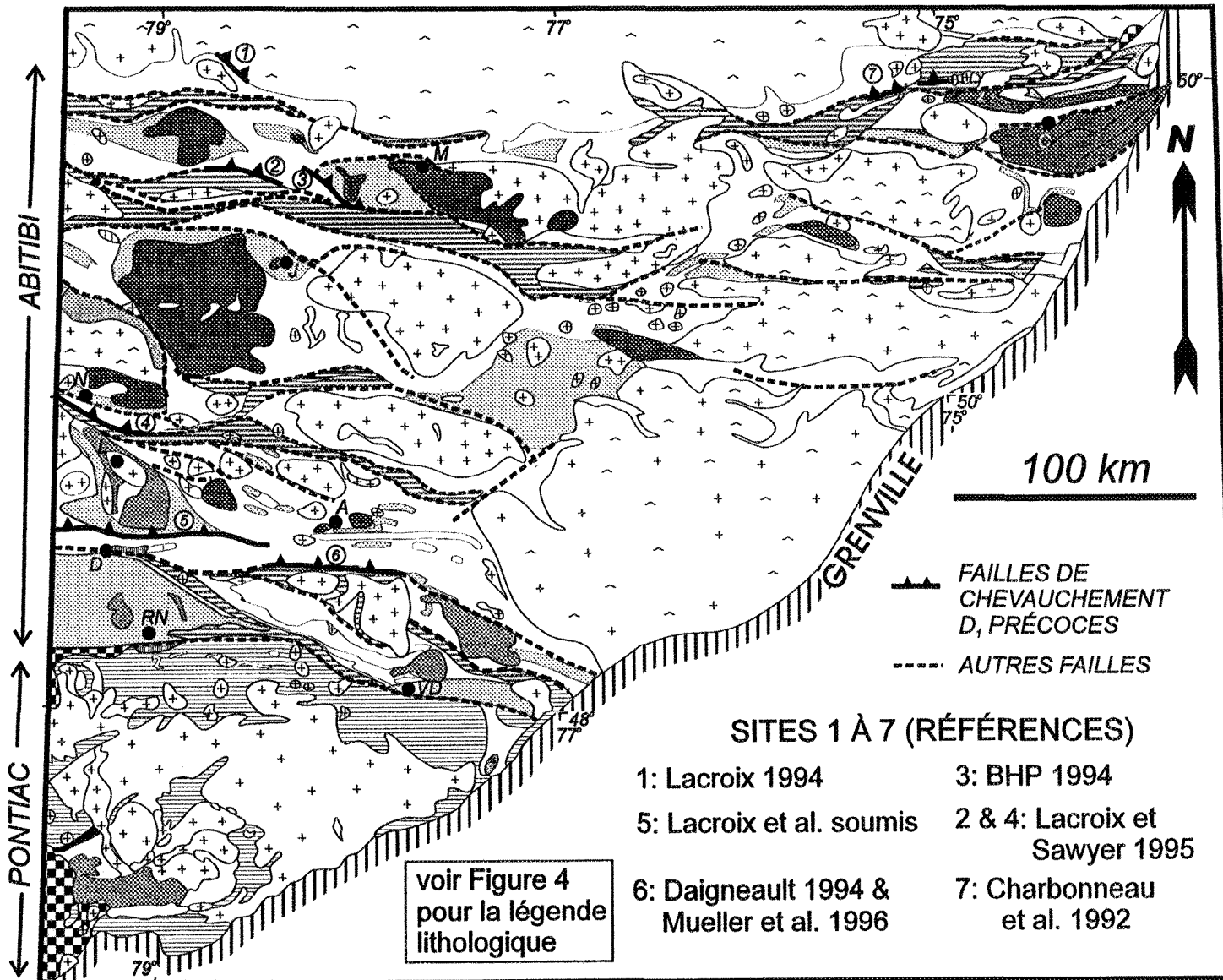
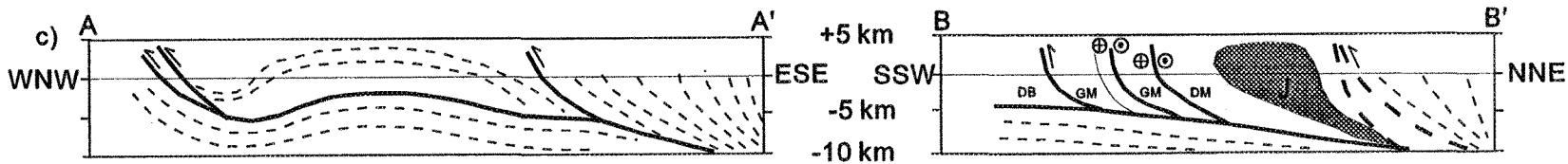
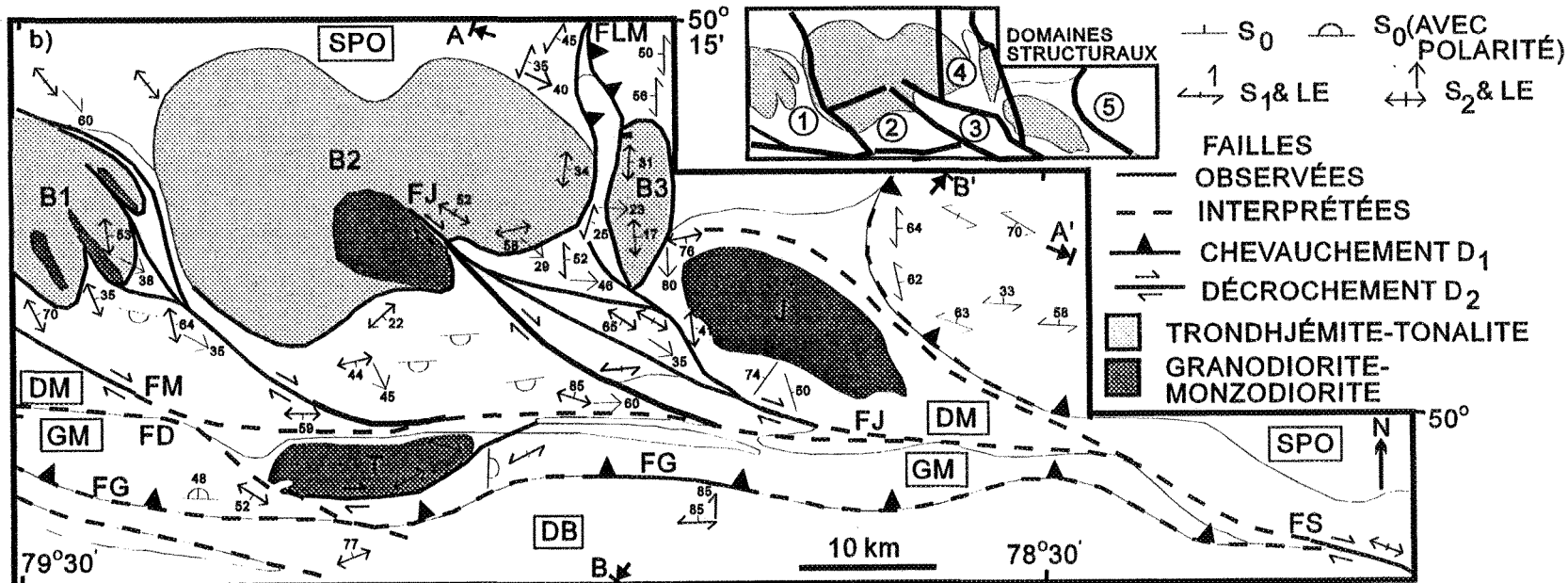
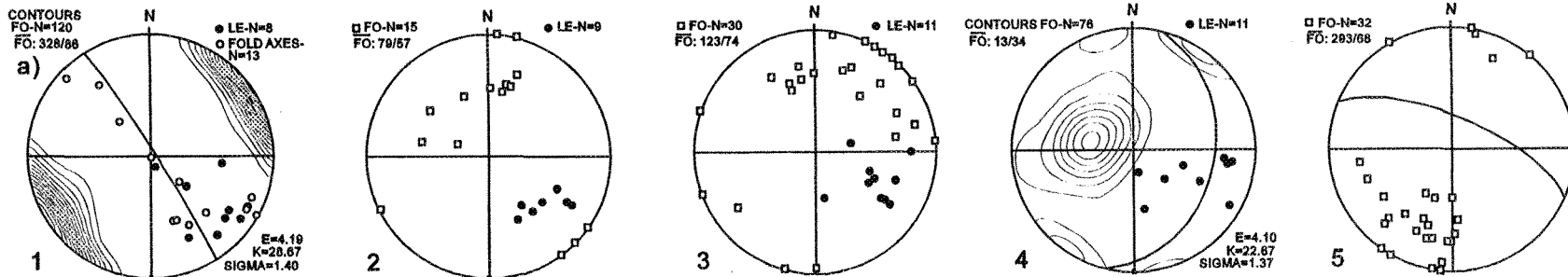


Figure 33. Failles D<sub>1</sub> précoces à pendage faible à modéré vers le nord documentées jusqu'à présent dans la CVA au Québec (modifiée de Hocq et Verpaelt 1994 & Daigneault 1996).

Figure 34. Éléments structuraux au contact entre les ceintures d'Abitibi et d'Opatoca, au nord-ouest de Matagami: a) Projections stéréographiques équiaires pour les domaines 1 à 5, b) Carte géologique et structurale avec limites des domaines structuraux, c) Coupes structurales A-A' et B-B' (Plutons: B1-Bordier 1, B2-Bordier 2, B3-Bordier 3, J-Jérémie, T-Turgeon; Unités lithostratigraphiques: DM-Domaine Manthet, GM-Groupe de Matagami, DB-Domaine de Brouillan; SPO: Sous-province d'Opatoca; Failles: FD-Faille Détour, FG-Faille Grasset, FLM-Faille La Martinière, FJ-Faille Jérémie, FM-Faille Manthet, FS-Faille Subercase).



chevauchement orienté ENE à faible pendage au nord près du contact des formations sédimentaires de LaTrève et de Daubrée, ainsi qu'une petite klippe au sud de cette faille formée par la Formation de Haüy. La répartition de ces failles de chevauchement à faible pendage au nord montre que celles-ci ne sont pas limitées à la partie nord-ouest de la CVA.

Dans le secteur étudié, les modélisations gravimétriques et les profils sismiques permettent d'interpréter l'extension et la géométrie en profondeur de certaines failles de chevauchements  $D_1$  dont les principales caractéristiques sont résumées au Tableau 1. Au chapitre IV, nous avons montré que la Faille Manneville représentait le meilleur candidat potentiel pour l'origine du réflecteur AA-AA', qui peut être suivi sur une longueur d'environ 120 km sur les deux profils sismiques #25 et #28. Cette corrélation suggère que la Faille Manneville conserverait un pendage d'environ  $30^\circ$ , tel qu'observé en surface (Mueller et al. 1996) à la semelle du Groupe de Kinojevis jusqu'à une profondeur d'environ 15 km (Figure 29, profil #25), avant d'adopter un pendage constant d'environ  $15^\circ$  jusqu'à une profondeur d'au moins 30 km sous la partie nord du profil #28 (Figure 30). Pour sa part, le réflecteur A-A' a été corrélé à l'aide du modèle gravimétrique D-D' (Figure 28) avec la Faille Lyndhurst-Nord qui possède un pendage entre  $20^\circ$  et  $40^\circ$  vers le nord jusqu'à une profondeur d'environ 4-5 km où elles s'infléchit et devient subhorizontale à la base du Groupe de Hunter Mine. Le réflecteur A-A' peut être suivi sur une distance d'environ 140 km sur les deux profils sismiques #25 et #28 avec un pendage d'environ  $15^\circ$  (Figure 30). De plus, il est possible que les réflecteurs A-A' et AA-AA' se poursuivent encore plus au nord le long de deux réflecteurs

Tableau 1. Comparaison des caractéristiques géométriques et structurales des différents épisodes structuraux D<sub>1</sub> précoce, principal et tardif dans la partie nord de la CVA.

	D <sub>1</sub> précoce	D <sub>1</sub> principal	D <sub>1</sub> tardif
Failles	Failles de chevauchement	Failles inverses dominantes	Failles de chevauchement
Pendage en surface	Faible à modéré vers le nord	Surtout abrupt au nord et au sud	Faible vers l'ENE et l'OSO
Corrélations sismiques	Réflecteurs continus sur >100 km au nord	Réflecteurs concaves Recourent les réflecteurs liés à D <sub>1</sub> précoce	Réflecteurs continus sur <10 km vers l'ENE et l'OSO
Attitudes des failles d'après les profils Lithoprobe	S'infléchissent vers le nord à la semelle de la CVA	Listriques au sud et au nord	S'infléchissent vers l'ENE et l'OSO entre 2,5 et 6 km
Profondeur d'enracinement	Jusqu'à la base de la croûte (30 à 40 km)	Croûte médiane (10 à 20 km)	Croûte médiane (10 à 20 km)
Déplacements horizontaux (composante)	Potentiellement importants	Peu significatifs	Environ 10 km
Déplacements verticaux (composante)	De 5 à 10 km au maximum	De 1 à 3 km	De 1 à 10 km
Attitude des plis régionaux associés	Plis déversés au sud -Anticlinal du lac Abitibi -Plis et séquences renversés dans les domaines sédimentaires	Plis à plan axial subvertical à abrupt	Synforme à l'est du site #1
Contexte des plis	-Au dessus de rampes -Failles de chevauchement	Raccourcissement et aplatissement	-Au dessus de rampes (site #1)
Patron géométrique	Asymétrique	Symétrique	Symétrique
Raccourcissement	NNE-SSO dominant	Nord-sud dominant	ENE-OSO dominant
Vergence	Unique: S à SO	Double: Nord et sud	Double: OSO et ENE
Régime structural	Non-coaxial à l'échelle de la croûte	Coaxial à l'échelle de la croûte	Coaxial à l'échelle de la croûte
Contexte tectonique	Subduction Accrétion	Collision	Collision?
Plutonisme associé	Feuillets tabulaires (croûte médiane-inférieure)	?	?
Corrélation avec l'Opatica	D <sub>1</sub>	D <sub>2</sub>	?

ayant un pendage de  $15^{\circ}$  à  $20^{\circ}$  vers le nord entre 25 et 40 km de profondeur, dans la partie sud du profil Lithoprobe #48.

Sur la base du modèle gravimétrique A-A' (Figure 28), la Faille Nord-Chicobi épouse une forme listrique vers le nord et son pendage devient relativement faible à une profondeur de 3 km sous la surface, où cette faille correspond à la semelle des basaltes de Normétal et à la base de la CVA. Ce modèle gravimétrique est compatible avec la corrélation de la Faille Nord-Chicobi avec le réflecteur sismique B-B' sur le profil Lithoprobe #27. La trace de la Faille Nord-Chicobi n'est pas visible sur le profil #28, mais celle-ci devrait normalement s'enraciner au dessus ou le long du réflecteur continu A-A' (Faille Nord-Lyndhurst, Figure 30). Dans la partie nord du profil sismique #28 (Figure 14), la forme listrique de la Faille Nord-Taïbi est particulièrement bien illustrée par les réflecteurs F-F' et E-E'. Ainsi, le pendage de cette faille devient apparemment faible (environ  $15^{\circ}$ ) à une profondeur de 7 à 9 km sous la surface où elle correspond à la semelle des basaltes d'Enjalran-Bapst, tel qu'interprété par le contraste de signature sismique au dessus et en dessous du réflecteur E-E' et la modélisation gravimétrique réalisée par Antonuk et Mareschal (1993). Il est vraisemblable que ce réflecteur E-E' se poursuive plus au nord le long du profil Lithoprobe #48 (Calvert et al. 1995), puisque sa trace correspond également au contact basal de la CVA faiblement penté au nord entre des profondeurs de 6 à 10 km sous la surface (Figure 35). Plus au nord, la trace de ce réflecteur adopte un pendage d'environ  $30^{\circ}$  dans l'assemblage sous-jacent à la CVA jusqu'à une profondeur d'environ 25 km où celle-ci s'infléchit jusqu'à un pendage de  $10^{\circ}$ . Plus au nord sur



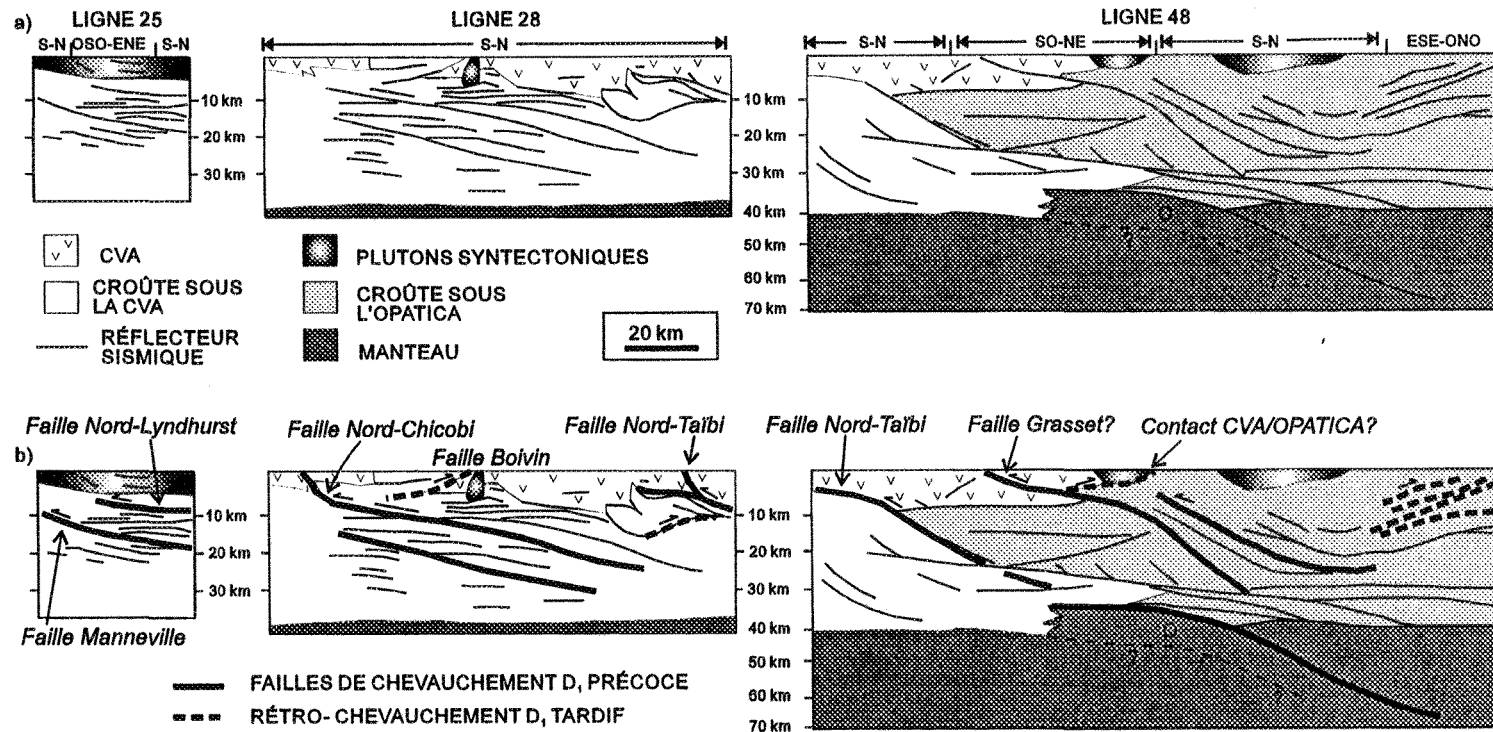


Figure 35. Section composite des profils sismiques Lithoprobe #25, 28 et 48: a) Tracé des principaux réflecteurs sismiques, b) Extrapolation et interprétation en profondeur de la trace des principales failles de chevauchement D, précoces le long des différents profils.

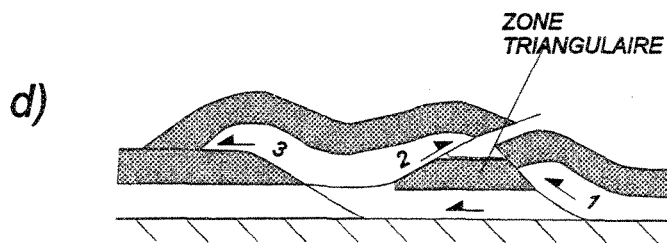
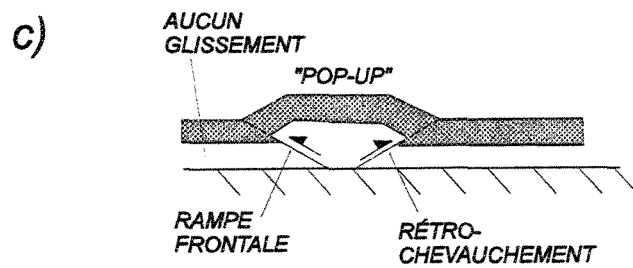
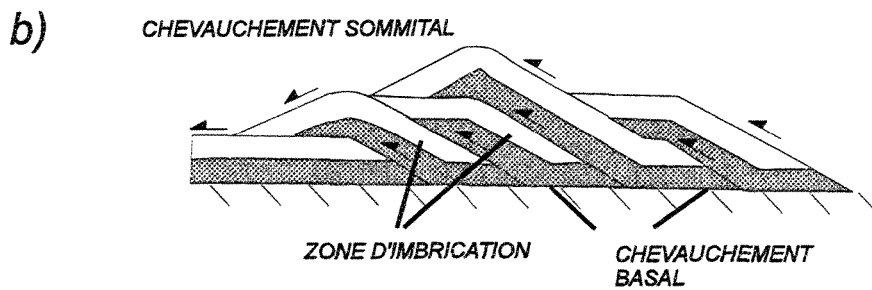
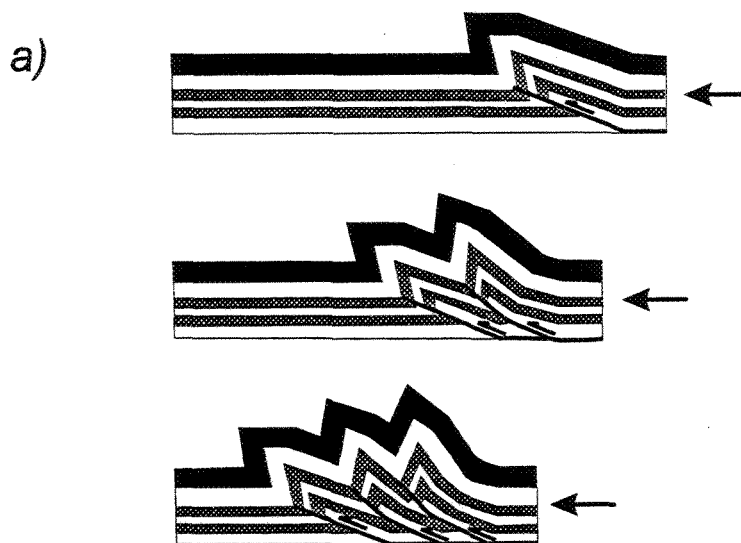
le même profil Lithoprobe #48, un autre réflecteur X-X' (Figure 30) montre une géométrie similaire au réflecteur E-E' avec un pendage apparent plus faible près de la base de la CVA. Le meilleur candidat potentiel pour ce réflecteur est la Faille Grasset (Lacroix et al. 1990) qui longe le contact sud du domaine sédimentaire de Matagami (Figures 5-6) et se corrèle probablement avec la Faille du lac Caron située le long du contact nord du Complexe de la Rivière Bell dans le secteur de Matagami (Piché et al. 1990).

Les corrélations réalisées comportent d'importantes implications tectoniques. Tout d'abord, elles illustrent que les failles de chevauchement  $D_1$  représentent la source des principaux réflecteurs sismiques et que cet épisode structural est donc vraisemblablement responsable de l'asymétrie géométrique générale à faible pendage au nord observée sur les différents profils Lithoprobe (Figure 35). Ensuite, la géométrie structurale d'ensemble met en évidence la présence de plusieurs failles de chevauchement  $D_1$  précoce qui partagent les caractéristiques suivantes: 1) un tracé de surface orienté est-ouest à nord-ouest-sud-est d'attitude rectiligne à faiblement curviligne, 2) l'association spatiale avec un des différents domaines sédimentaires (notamment avec le contact nord de ces domaines), 3) la présence de failles à pendage faible à modéré sur une épaisseur de plusieurs centaines de mètres ou kilomètres en surface (remplacé par des modélisations gravimétriques dans le cas de la Faille Lyndhurst-Nord), 4) un prolongement dans le sens du pendage sur une distance de plus de 100 kilomètres et jusqu'à une profondeur variant entre 25 et 40 km sous la surface, soit jusqu'à la base de la CVA, 5) une géométrie rectiligne à faiblement curviligne à faible pendage vers le

nord visible sur les profils sismiques Lithoprobe, suggestive d'une trajectoire en plats et rampes, et 6) une extension latérale sur plusieurs dizaines de kilomètres et une attitude subhorizontale apparente en direction est-ouest sur les profils Lithoprobe orientés dans cette direction (profils #25 et #29, Bellefleur et al. 1995). Ceci supporte l'idée que la CVA et son substratum ont été déformés ensemble lors d'un épisode majeur de chevauchement nommé ici  $D_1$ , ayant affecté l'ensemble de la croûte ("thick skin"), tel que proposé par Benn et al. (1992), Sawyer et Benn (1993) et Lacroix et Sawyer (1995). Plus précisément, cette géométrie structurale suggère que toute la largeur nord-sud de la CVA aurait été imbriquée lors de la propagation vers le sud de plusieurs failles de chevauchement s'étant développées dans la croûte médiane et inférieure sous celle-ci, confirmant ainsi le modèle structural de Sawyer et Benn (1993).

Il est important de souligner que la géométrie des chevauchements dans la croûte médiane diffère de celle de la croûte supérieure. Dans la croûte médiane et inférieure, les réflecteurs sismiques sont rectilignes à faiblement ondulants et définissent ensemble des prismes sismiques ("seismic wedges", terminologie de Mooney et Meissner 1992). Cette géométrie suggère la présence d'importantes imbrications structurales (Figure 36) ou duplex (Boyer et Elliot 1982), tel que proposé par Hubert et al. (1992a & b) et Lacroix et Sawyer (1995). Ce style structural reflète probablement la présence de chevauchements cristallins développées sous des conditions ductiles de haute température, tels ceux observés dans le noyau métamorphique ou la zone interne des ceintures orogéniques ("tectonic slides" de

Figure 36. Géométries structurales formées par des failles de chevauchement: a) Développement successif de plis au dessus d'un essaim de failles listriques formant un éventail d'imbrication en profondeur (modifié de Mitra 1990), b) Imbrications à faible pendage limitées entre des chevauchements basal et sommital en forme de duplex, c) Remontée d'un bloc à l'aide de chevauchements à double vergence, soient une rampe frontale et un rétro-chevauchement ("Pop-up"), d) Zone triangulaire formée par une rampe frontale et un rétro-chevauchement (b-c-d: tiré de Butler 1982).



Hatcher et Williams 1986). Ce style de chevauchement correspond tout à fait au style structural nommé  $D_2$  décrit à l'intérieur de la sous-province de l'Opatoca par Sawyer et Benn (1993). Alternativement, ces imbrications pourraient aussi indiquer la présence d'un prisme d'accrétion sous la CVA, comme ceux interprétés dans les sous-provinces du Pontiac ou du Quetico (Hubert et al. 1992 a & b, Ludden et al. 1993). De plus, l'injection de feuillets plutoniques subhorizontaux ou faiblement pentés au nord dans la croûte médiane et inférieure pourrait aussi avoir contribué au développement de tels chevauchements comme l'ont proposé Jackson et Cruden (1995), étant donné que la formation de décollement peut être favorisé par le gradient thermique lié à ce type d'intrusion (Hatcher et Hooper 1992). Ces injections plutoniques auraient également contribué à la signature sismique laminée de cette partie de la croûte. Collins et Sawyer (1996) ont d'ailleurs décrit une migration de magmas granitiques le long de conduits parallèles à des failles de chevauchement dans la croûte médiane de l'Australie centrale.

Le pendage faible à modéré au nord des failles de chevauchement  $D_1$  précoce à l'intérieur des assemblages volcano-sédimentaires de la CVA se distingue de l'attitude subhorizontale à très faiblement inclinée de ces failles dans les parties médiane et inférieure de la croûte. En effet, l'extrémité supérieure des failles de Taïbi-Nord, Lyndhurst-Nord, Chicobi-Nord et Manneville a tendance à se redresser pour adopter une forme listrique ou de rampes. Ceci peut avoir été occasionné par la propagation normale des failles de chevauchement dans la partie supérieure de la croûte, où celles-ci ont tendance à redresser

leurs pendages (par endroits jusqu'à 60°) en se rapprochant de la surface d'érosion synorogénique pour former des éventails d'imbrication (Boyer et Elliot 1982). Ainsi, ce style structural reflèterait la propagation relativement plus difficile des failles de chevauchement dans des conditions ductiles-fragiles à l'intérieur de la croûte superficielle et donc plus "froide" de la CVA. De plus, la compétence élevée et relativement homogène d'assemblages volcaniques et plutoniques ayant des épaisseurs kilométriques a probablement contribué significativement à une variation géométrique dans la propagation des failles. Ceci est particulièrement bien illustré par la formation d'une rampe le long de la Faille Lyndhurst-Nord au dessus du Groupe de Kinojevis, et le chevauchement d'une partie des gneiss d'Opatica au dessus de la CVA tel que révélé par la cartographie structurale de ce contact au nord-ouest de Matagami (Figure 35).

L'influence de la rhéologie des matériaux sur la propagation des chevauchements majeurs à l'intérieur de la CVA est d'ailleurs illustrée par la présence de plusieurs de ces failles le long des domaines sédimentaires (Figure 33). Ainsi, les failles de Taïbi-Nord, Desmazures et de Chicobi-Nord coïncident respectivement avec le contact nord des domaines sédimentaires du même nom. Similairement, la Faille de Manneville affecte principalement les sédiments de la Formation du lac Caste. La Faille de Lyndhurst-Nord est aussi localisée le long d'argilites graphiteuses, soulignées par des conducteurs électromagnétiques, qui se corrént latéralement vers l'est avec la Formation sédimentaire du lac Loïs (Labbé 1994). Finalement, la Faille Dussault est aussi localisée à la bordure nord du Groupe d'Opemisca.

L'importance d'une alternance entre des niveaux mécaniquement forts et faibles dans le développement des ceintures de chevauchement ("thrust belts") est connu depuis les travaux de Cadell (1890) et de Chamberlain et Miller (1918). Ainsi, les failles de chevauchement ont généralement tendance à adopter des pendages plus faibles ou même subhorizontaux (plats) le long des lithologies incompetentes et des pendages plus élevés (rampes) à l'intérieur des lithologies plus compétentes (Rich 1934). A cause de la faible compétence des roches sédimentaires par rapport aux roches volcaniques et plutoniques, il est vraisemblable que ces domaines sédimentaires ont été un site privilégié de raccourcissement lors de l'épisode structural  $D_1$  qui s'est notamment traduit par la propagation des principales failles de chevauchement à pendage faible à modéré. La concentration d'une déformation non-coaxiale significative au niveau des domaines sédimentaires est également suggérée par la présence de plis asymétriques dans le Groupe de Taibi (Figure 9c), et d'une séquence stratigraphique renversée dans la Formation de Caopatina (deKemp et al. 1994). La position des failles Nord-Taibi, Nord-Chicobi et Manneville au contact nord de trois domaines sédimentaires implique que la semelle des bandes basaltiques (soient le domaine d'Enjalran-Bapst, les basaltes de Normétal et le Groupe de Kinojevis) a notamment été un site préférentiel pour le développement de ces failles. Ceci reflète probablement un comportement habituel des chevauchements à l'intérieur des ceintures de roches vertes archéennes, puisque Williams (1990) a également décrit un éventail d'imbrication, où plusieurs failles de chevauchements à vergence sud sont similairement localisées à la semelle de différentes unités basaltiques dans la partie sud de la sous-province de Wabigoon près de son contact sud avec celle de Quetico.



Peu d'informations sont présentement disponibles sur le comportement des domaines volcaniques et plutoniques au cours de cet épisode structural. Les contrastes de compétence au contact d'assemblages volcaniques et plutoniques peuvent potentiellement avoir représenté des niveaux favorables pour le développement d'autres failles, dont un exemple possible est la Faille Desmazures (Figure 33, site #4). Le développement des plis dans la CVA est généralement attribué à des mécanismes de bouclage et de flexure, où les plutons synvolcaniques ont pu jouer le rôle de centre de nucléation (Daigneault et Archambault 1990). L'interprétation du développement de l'Anticlinal du Lac Abitibi au dessus d'une rampe le long de la Faille Lyndhurst-Nord au dessus du Groupe de Kinojevis illustre qu'au moins certains plis sont intimement liés au développement de failles de chevauchement sous la surface. Il est prévisible que certains des nombreux plis  $D_1$  orientés est-ouest visible au niveau d'érosion actuel de la CVA (voir Daigneault et Archambault 1990) aient été contrôlés par la présence de rampes ou de failles de chevauchement listriques sous la surface (Figure 36a).

La subdivision interne de la CVA en plusieurs zones ou unités lithostratigraphiques demeure un sujet controversé. Hubert et Marquis (1989) ont proposé que la CVA correspondait au résultat du collage de nombreux et différents types de domaines de forme losangique délimités par des failles est-ouest et nord-ouest-sud-est. Hocq (1990) a subdivisé la CVA en un grand nombre de domaines en formes de bandes ou d'ellipses orientées grossièrement est-ouest, qu'il a interprété en section comme divers terrains (terranes) et écaillés (thrust sheets) ayant chacun une stratigraphie propre et qui auraient été accolés

ensemble lors du développement des failles inverses listriques au nord ( $D_1$ ) correspondant actuellement à leurs contacts. D'autre part, Chown et al. (1992) a suggéré que la ZVN possédait plutôt une nature cohérente n'impliquant pas l'accrétion de microterrains, bien que l'ensemble pourrait être allochtone. Plus récemment, la limite entre les ZVN et ZVS placée initialement au niveau de la Faille Lyndhurst a été repositionné le long de la Faille Manneville (Chown et al. 1992, Daigneault et al. 1994b, Daigneault 1996, et Mueller et al. 1996). L'interprétation structurale privilégiée ici propose plutôt que les failles de chevauchement Nord-Taibi, Nord-Lyndhurst, Nord-Chicobi et Manneville possèdent des caractéristiques géométriques et structurales semblables, ce qui suggère que celles-ci ont joué un rôle structural comparable lors de l'épisode structural  $D_1$  précoce et représentent des limites lithostratigraphiques qui devraient correspondre aux limites des principales subdivisions internes de la CVA.

L'absence d'horizons repères, le faible relief topographique et la faible densité d'affleurement ne permet pas une estimation précise de l'ampleur des déplacements le long de ces chevauchements  $D_1$ . L'absence d'assemblage représentatif de la croûte médiane (ex.: gneiss plutoniques d'Opatica) dans le toit de ces failles (à la surface d'érosion actuelle) limite la composante verticale du déplacement à la profondeur des assemblages volcaniques de la CVA qui varie généralement entre 6 et 10 km. Par contre, la composante horizontale du déplacement pourrait être supérieure, à cause du pendage faible à modéré et de la forme listrique des failles de chevauchements qui s'infléchissent à la base de la CVA. Il est donc

envisageable que des déplacements avec une composante horizontale substantielle (ex.: >10 km) ait eu lieu le long de chacune de ces failles, qui ont certainement représentées des structurales fondamentales pour exprimer le raccourcissement lors de la phase  $D_1$ . Ainsi, ces failles de chevauchements ont vraisemblablement servies à l'accrétion tectonique des terrains volcaniques avoisinants et doivent donc être considérées comme des limites stratigraphiques de premier ordre à l'intérieur de la CVA.

A ce stade, il convient de souligner une implication importante de la variation du style structural à différents niveaux de la croûte, tel qu'illustrée le long des failles Manneville et Lyndhurst-Nord et de leurs extensions respectives en profondeur le long des réflecteurs AA-AA' et A-A'. A l'intérieur de la CVA, ces deux failles délimitent en section le Groupe de Kinojevis dont la forme de prisme à pendage vers le nord est visible sous le Groupe de Hunter Mine (Figure 28, modèles gravimétriques A-A' et D-D') et le pluton du lac Abitibi (Figure 30, profil #25). A partir d'une profondeur d'environ 12 km sous le pluton du lac Abitibi (profil #25), ces deux failles délimitent une série de nombreux réflecteurs d'attitude subhorizontale qui se poursuivent sur le profil #28 jusqu'à une profondeur d'environ 25 km sous la surface. Ceci illustre donc que des failles délimitant un seul domaine volcanique (ex.: le Groupe de Kinojevis) à la surface de la CVA peuvent correspondre en profondeur à des failles cristallines délimitant des duplex. Par le fait même, cette variation structurale suggère que ces failles de chevauchement ont accomodé des mouvements de plus en plus importants en profondeur. Il est à noter que ceci est d'ailleurs implicite dans un modèle de propagation vers

le sud et le haut des chevauchements, où des déplacements substantiels ont nécessairement eu lieu le long de ceux-ci avant que leurs extrémités supérieures n'atteignent la base de la CVA. Cette transition entre des écailles ou feuillets de chevauchement dans la partie supérieure de la croûte et des nappes ductiles dans la croûte médiane est typique de l'architecture de plusieurs chaînes de montagnes, comme les Alpes (Boyer et Elliot 1982). Ceci met d'ailleurs en perspective la grande difficulté de porter un jugement sur l'importance relative d'une faille à l'échelle de la croûte en se basant uniquement sur l'observation de critères à un niveau structural précis, tel que la surface actuelle de la CVA.

#### 5.1.2 Épisode de déformation $D_1$ principal

La CVA est traversée par de nombreuses failles fragiles-ductiles orientées E-O à ONO-ESE (Figure 37), qui partagent de nombreuses similitudes avec les failles de chevauchement  $D_1$  précoces décrites précédemment. Parmi celles-ci, mentionnons: 1) leurs localisations aux contacts volcano-sédimentaires, 2) la présence de linéations d'étirement qui plongent dans le sens du pendage, 3) des indicateurs de mouvement inverses. Par contre, les caractéristiques géométriques de ces failles (Tableau 1) font qu'elles définissent un style structural différent formé au cours d'un autre stade structural  $D_1$  nommé principal. Parmi ces caractéristiques, mentionnons surtout le pendage généralement abrupt à la fois vers le nord ou vers le sud de ces failles inverses qui suggère la présence d'un régime co-axial de déformation, le prolongement de ces failles en profondeur qui semble recouper les réflecteurs sismiques

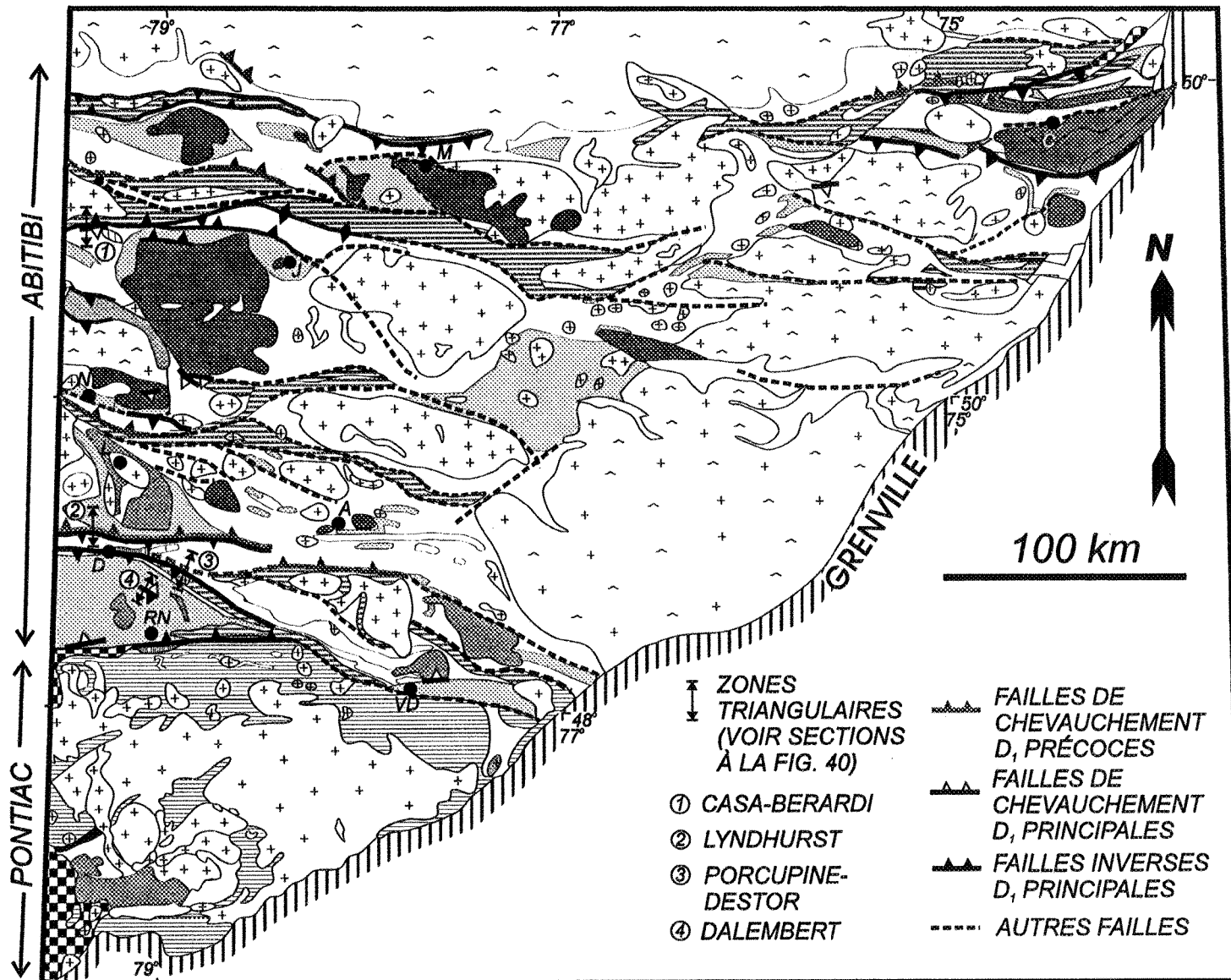


Figure 37. Failles D<sub>1</sub> principales et zones triangulaires documentées dans la CVA au Québec (modifiée de Hocq et Verpaelst 1994 & Daigneault 1996).

subhorizontaux corrélés avec les failles de chevauchement  $D_1$  précoces et une profondeur d'enracinement semblable. Dans cette section, nous décrivons l'attitude et les caractéristiques en profondeur des failles à pendage vers le nord, puis de celles à pendage vers le sud, avant de décrire le patron géométrique qu'elles forment ensemble.

L'attitude des failles à pendage vers le nord est particulièrement bien illustrée dans la partie nord du profil sismique #28 (Figure 14). A cet endroit, des réflecteurs relativement courts de forme concave ont permis d'interpréter au chapitre II que les failles Harricana et Casa-Berardi (à pendage abrupts au nord en surface) sont listriques vers le nord et que leurs pendages deviennent à faible pendage ( $25^\circ$ ) à une profondeur variant entre 10 et 18 km sous la surface, en plus de proposer la présence d'une autre faille semblable (Nord-Mistaouac) au contact nord du pluton synvolcanique de Mistaouac. Fait intéressant, ces réflecteurs recoupent visiblement le réflecteur sismique subhorizontal B-B' observé sous la CVA, et indiquent une remontée de celui-ci au nord de part et d'autre des failles listriques de l'ordre de 3 à 5 km. Il n'est pas exclu que ce réflecteur subhorizontal reflète la présence de feuillets plutoniques et leurs contacts métamorphiques. Toutefois, la trajectoire ondulante de ce réflecteur et plusieurs autres semblables au dessus du réflecteur A-A' plus à l'ouest nous porte à penser que ce type de réflecteurs subhorizontaux représente plutôt le site de failles de chevauchement  $D_1$  précoces décrites dans la section précédente.

Une relation de recoupement identique illustrée à la Figure 38 a été décrite sur le profil

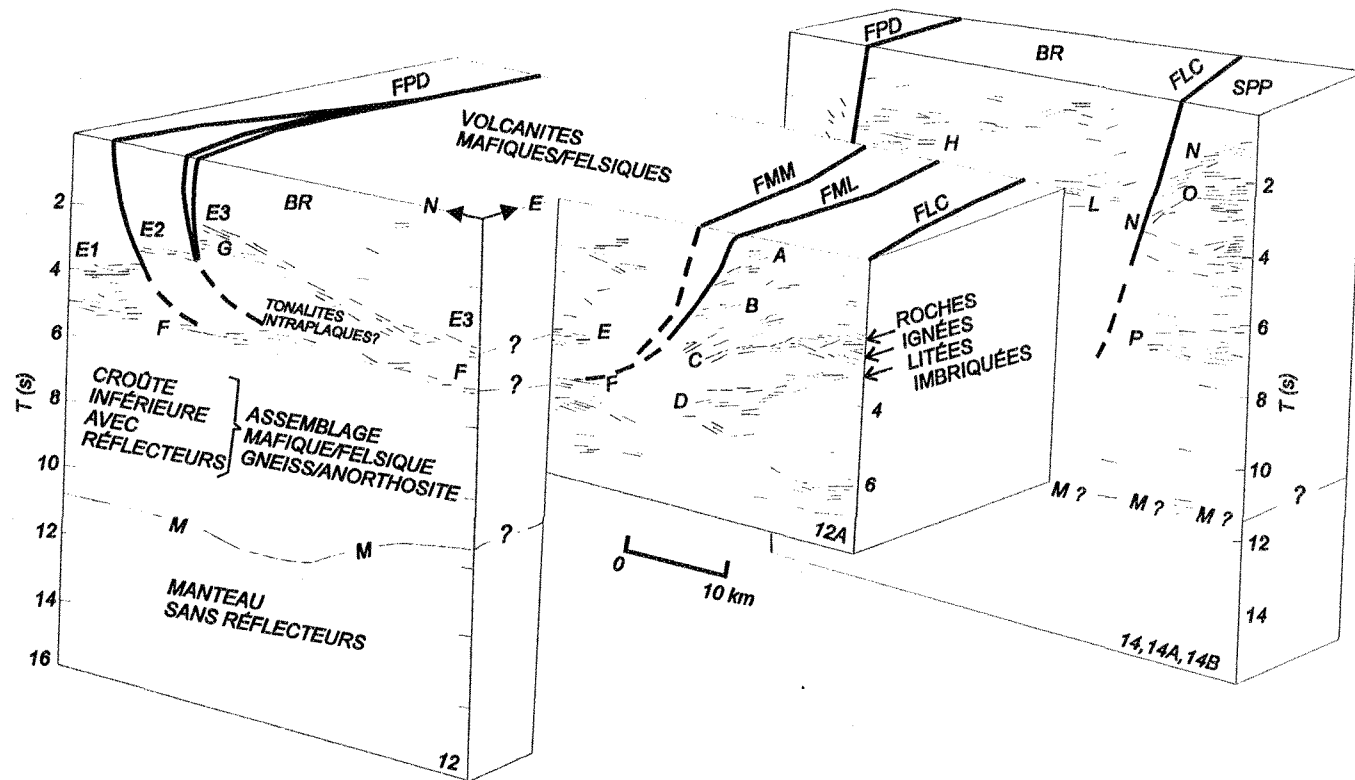


Figure 38. Diagramme schématique du tracé des principaux réflecteurs sismiques le long des sections Lithoprobe #12, 12A, 14, 14A et 14B dans la région de Rouyn-Noranda (voir la localisation des sections à la Figure 3). BR: Groupe de Blake River, SPP: Sousprovince du Pontiac, FPD: Faille Porcupine-Destor, FLC: Faille Larder-Lake Cadillac, FMM: Faille Misema-Mist, FML: Faille Mulven. Réflecteurs identifiés par les lettres A à P. (Tiré de Mayrand et al. 1989).

Lithoprobe #14B par Mayrand et al. (1989) et Green et al. (1990), dans le prolongement de la Faille Cadillac penté à 70° au nord, par rapport à une série de réflecteurs à faible pendage au nord qui se corrèlent probablement avec les failles de chevauchement à faible pendage vers le nord observées dans le Groupe de Pontiac (Hubert et al. 1992b; Benn et al. 1994). La forme listrique de la Faille Cadillac est aussi suggérée par la présence de failles à pendage faible à modéré vers le nord (Figure 37), telles la Faille Wasa à l'ouest de Rouyn-Noranda (Couture et Pilote 1993) et celle décrite à la Mine Wrightbar au contact sud du pluton synvolcanique de Bourlamaque (Ferkous et al. 1997), qui sont interprétées comme des subsidiaires (failles de second-ordre) de la Faille majeure Larder-Lake Cadillac situées à quelques kilomètres au nord de celle-ci (Poulsen et Robert 1989). En Ontario, des subsidiaires similaires orientées ENE, soient les failles Mulven et Misema-Mist (Figure 38), ont aussi été interprétées avec une forme listrique vers le nord à l'aide du profil Lithoprobe # 12A (Green et al. 1990).

D'autres failles  $D_1$  tardives possèdent un pendage vers le sud et sont caractérisées par un mouvement inverse impliquant une remontée des niveaux au sud des failles (Figure 37). Ce type de failles a déjà été décrit le long du contact nord de la CVA avec les gneiss plutoniques d'Opatica par Sawyer et Benn (1993), qui ont interprétés ceux-ci comme des rétro-charriages ("backthrust"). La cartographie du même contact au nord-ouest de Matagami illustre que ces failles à pendage vers le sud-est sont aussi développées plus à l'ouest (Figure 34). Alternativement, l'attitude géométrique de ces failles (orientation ENE et pendage au sud-est) pourrait toutefois être compatible à cet endroit avec la présence de zones de transfert entre



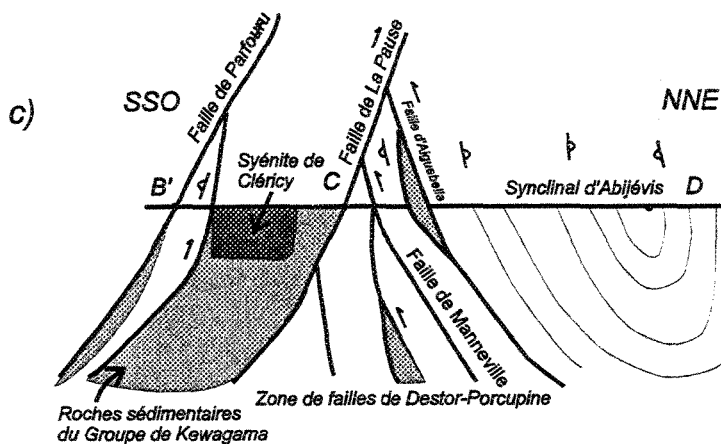
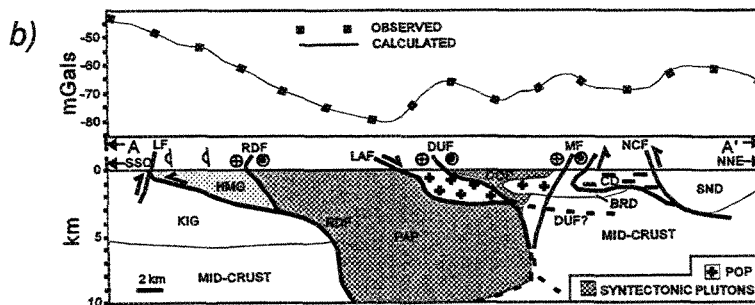
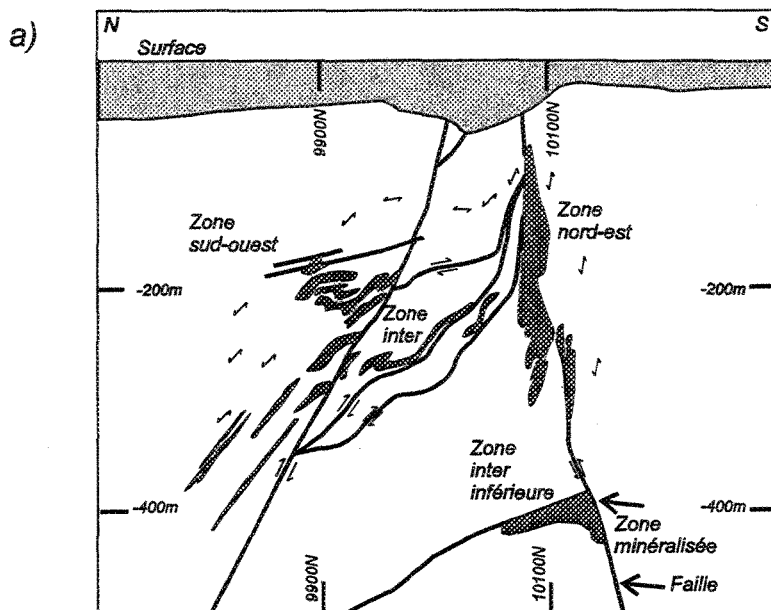
les failles de décrochement dextre orientées ESE d'une façon semblable à celles documentées dans le secteur du lac Abitibi aux chapitres III et IV. Un peu plus au sud, la Faille Détour située au contact nord du Groupe sédimentaire de Matagami appartient possiblement aussi à cette catégorie (Lacroix 1995). Les pendages modérés vers le sud-ouest dans le domaine d'Enjalran-Bapst, ainsi que le redressement important de la Faille Nord-Taïbi à cet endroit par rapport aux faibles pendages au nord observés plus à l'est, témoignent possiblement de la présence d'autres failles à vergence nord dans ce secteur (Figure 9c). Ceci est d'autant plus vraisemblable que le contact sud du pluton de Récher est le site de foliations métamorphiques à faible pendage vers le sud dans les sédiments du Groupe de Taïbi. En fait, le contact sud de ce pluton avec ces sédiments représente probablement la source du réflecteur sismique G-G' visible dans la partie nord du profil sismique #28 (Figure 14b), et qui origine d'un plan extérieur à celui du profil sismique (Sénéchal et al. 1996). Plus au sud, une zone de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur à pendage variable de faible à fort vers le sud est particulièrement bien exposée dans la mine Casa-Berardi Ouest (Figure 37; Théberge 1997 et excursion à l'été 1994, TVX Limitée-excursion juin 1997).

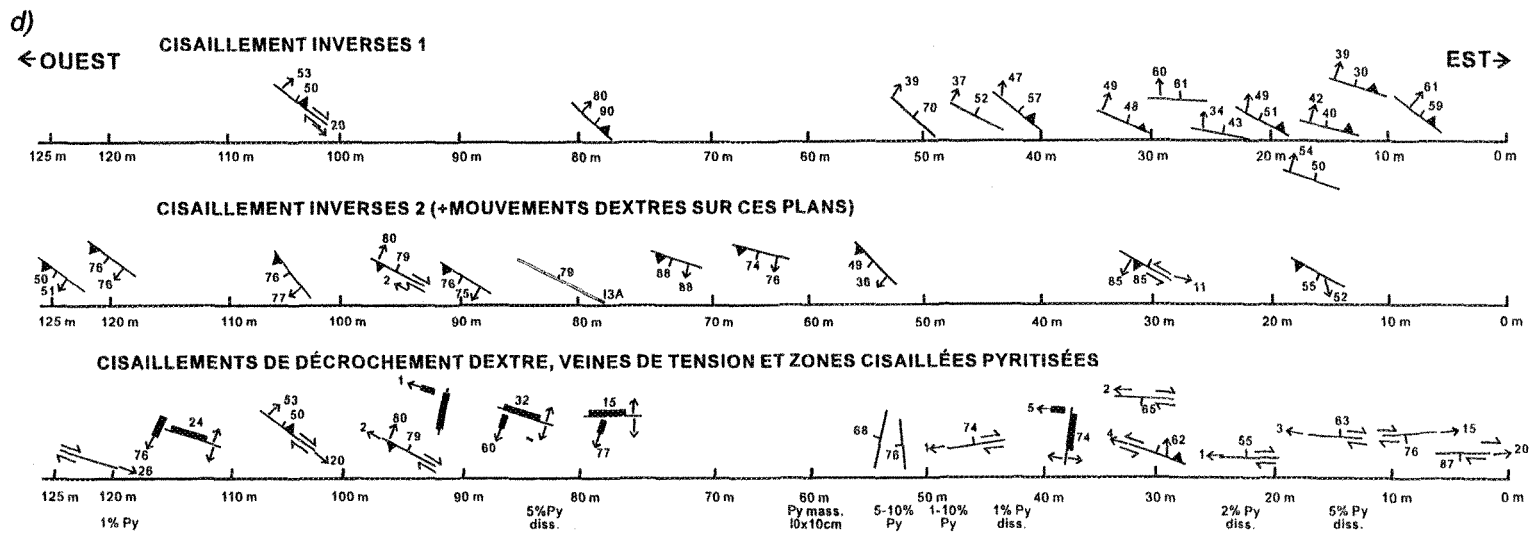
Dans la partie centrale-ouest de la CVA (Figure 37), la faille de Normétal adopte un pendage abrupt vers le sud le long du contact sud du pluton de Val St-Gilles (Lacroix, données non publiées), alors qu'une faille d'au moins quelques mètres d'épaisseur orientée ENE et faiblement pentée au sud a aussi été observée dans le pluton synvolcanique de Val St-Gilles (Lacroix, données non publiées). D'autres failles inverses à pendage vers le sud sont

également représentées dans la partie centrale de la CVA, tel qu'illustré par les failles Lyndhurst (Labbé 1994) et Porcupine-Destor (Goutier et Lacroix 1992, Goutier 1997). Il est particulièrement intéressant de noter que l'extension en profondeur de la Faille Porcupine-Destor a été interprétée jusqu'à une profondeur variant entre 12 à 15 km sous la surface (Figure 38), où les positions relatives des réflecteurs E1-E2-E3 suggèrent des rejets verticaux de l'ordre de 2-3 km des blocs situés plus au sud de part et d'autre des différentes branches de la Faille Porcupine-Destor (Jackson et al. 1995). Hodgson et Hamilton (1988) ont aussi interprété les failles Porcupine-Destor et Cadillac en Ontario comme des rétrochevauchements.

La convergence vers le haut de failles ayant des pendages vers le nord et le sud définit une géométrie classique de nombreuses ceintures de chevauchement (McClay 1992) nommée "zone triangulaire" qui a été observé à quelques endroits dans la partie ouest de la CVA au Québec (Figure 37). Le premier cas de zone triangulaire est exposée de façon spectaculaire sur plusieurs niveaux de la mine Casa-Berardi Ouest (Figures 39a, 40). A cet endroit, la zone triangulaire est visible sur une largeur variant entre 100 m près de la surface jusqu'à environ 300 m de largeur à une profondeur d'environ 400m (donc croissante en profondeur). De plus, il est intéressant de noter que la zone entre les deux failles est le site de nombreuses failles de chevauchement à faible pendage et duplex à vergence vers le nord. Au chapitre II (Figures 28 et 39b), la Faille Lyndhurst a aussi été interprétée comme le site d'une zone triangulaire de largeur kilométrique formée par la convergence vers le haut de la faille de chevauchement  $D_1$

Figure 39. Zones triangulaires documentées dans la partie ouest de la CVA au Québec (voir leurs localisations à la Figure 37): a) Profil structural de la zone de Faille de Casa-Berardi (modifié de Théberge 1997), b) Profil structural de la zone de Faille de Lyndhurst situé dans la partie gauche du modèle gravimétrique (reproduit à partir de la Figure 28), c) Profil structural de la zone des failles Manneville et Porcupine-Destor (tiré de Goutier 1997), d) Localisation et projections stéréographiques équiaires (hémisphère inférieur) des différents éléments structuraux dans la zone de Faille Dalembert, le long de la route Dalembert-Cléricy.

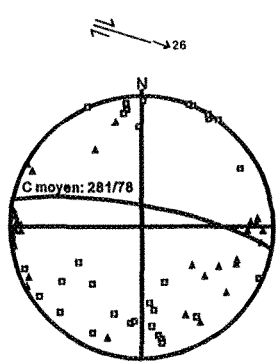




**Légende**

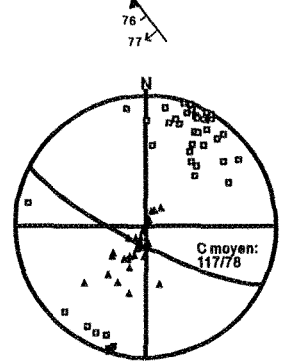
68 / Zones cisailées pyriteuses

Attitude du plan de cisaillement et des fibres minérales et stries



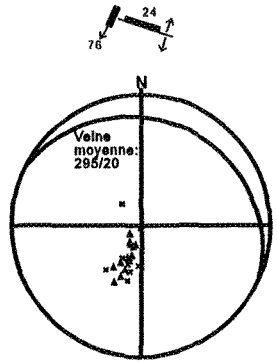
Cisaillements dextres  
 □ Pôles des cisaillements N=33  
 ▲ Fibres & stries: N=33

Attitude du plan de cisaillement et des fibres minérales et stries



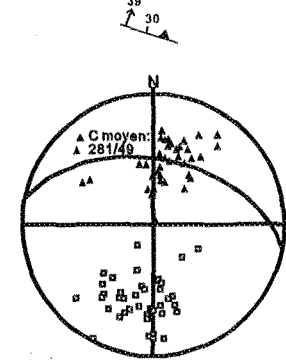
Cisaillements inverses 2  
 □ Pôles des cisaillements N=42  
 ▲ Fibres & stries: N=40

Attitude de la veine de tension et des fibres minérales et stries



Veines de tension  
 □ Pôles des veines N=11  
 ▲ Fibres: N=11

Attitude du plan de cisaillement et des fibres minérales et stries



Cisaillements inverses 1  
 □ Pôles des cisaillements N=42  
 ▲ Fibres & stries: N=41

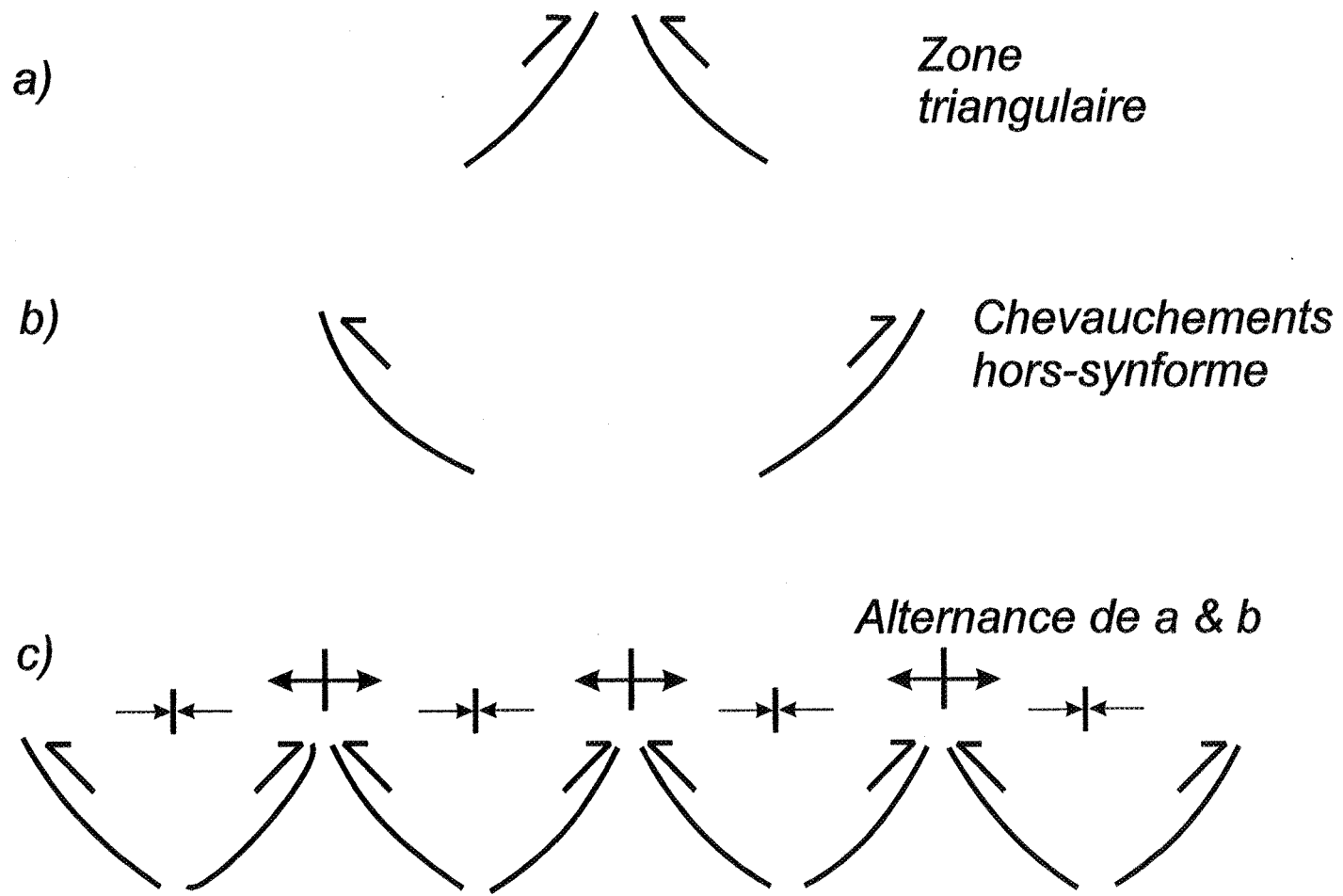


Figure 40. Patrons géométriques formés par les failles de chevauchement au cours de l'épisode structural D<sub>1</sub> principal: a) Zone triangulaire, b) Chevauchements hors-synforme, c) Alternance de a & b.

précoce à pendage vers le nord (Faille Nord-Lyndhurst) et la faille inverse  $D_1$  tardive à fort pendage au sud (Faille Lyndhurst affleurant en surface, Labbé 1994). Plus au sud, une zone triangulaire de largeur kilométrique a aussi été interprétée par Goutier (1995) au site de rencontre des failles Manneville et Porcupine-Destor (Figure 40c). Finalement, une autre zone triangulaire d'une largeur de quelques dizaines de mètres a été cartographié légèrement plus au sud au lieu de rencontre de failles de nature essentiellement fragiles dans la tonalite de Dalembert le long de la route Dalembert-Cléricy (Figure 40d).

Au niveau géométrique, il est peu surprenant d'avoir observé cette relation de convergence entre ces failles à pendage opposé puisque les zones triangulaires représentent le complément géométrique du patron hors-synforme ("out-of-syncline thrusts") formé par des failles convergentes en profondeur (Figure 40b). Ce patron de failles a notamment été interprété par Sawyer et Benn (1993) dans la région de Chibougamau à partir de failles préalablement décrites par Daigneault et Allard (1984). Ce patron géométrique a aussi été interprété dans la région de Rouyn-Noranda par Green et al. (1990) à l'aide des profils sismiques Lithoprobe qui permettent l'extrapolation en profondeur des failles Cadillac et Porcupine-Destor (Figure 38). Finalement, ce patron est aussi très bien illustré dans la partie centrale de la ceinture de l'Opatica le long du profil sismique Lithoprobe #48 (Figure 35).

En fait, la géométrie structurale de la CVA semble dominée par l'alternance des patrons de zones triangulaires et hors-synforme formés par des failles de chevauchement et

inverses au cours de l'épisode structural  $D_1$  principal. Le développement de ces patrons géométriques et la similitude de leurs caractéristiques intrinsèques suggèrent que ces failles correspondent à des réseaux conjugués formés lors d'un régime coaxial  $D_1$  tardif dans un même champ de contrainte de raccourcissement subhorizontale orienté nord-sud (Tableau 1). La profondeur d'enracinement similaire interprétée pour les deux réseaux de failles suggèrent d'ailleurs que celles-ci s'enracinent possiblement en profondeur le long d'un même décollement. La Figure 41 illustre que la résistance le long d'un chevauchement majeur ou d'un décollement peut être à la source de toutes les structures et patrons géométriques créés lors de l'épisode structural  $D_1$  principal. Il est concevable que le développement prononcé de ces structures au niveau de la CVA a été causé par la forte compétence des unités volcanosédimentaires de la CVA au niveau supérieur de la croûte lors d'un épisode de chevauchement  $D_1$ .

Plusieurs plis orientés est-ouest et d'attitude subverticale dans la CVA se sont probablement aussi formés au cours de cet événement structural  $D_1$  principal (Daigneault et Archambault 1990). Il est vraisemblable que cet événement  $D_1$  principal ait été particulièrement efficace, non seulement pour accommoder le raccourcissement nord-sud, mais aussi pour redresser progressivement les failles de chevauchement  $D_1$  précoces et la stratigraphie (Sawyer et Benn 1993). Un bel exemple de cet effet est illustré par le développement de nombreux plis orientés ONO-ESE et avec des pendages subverticaux dans le domaine basaltique-komatiitique des Cartwright (Figure 8), et des failles Harricana et Casa-



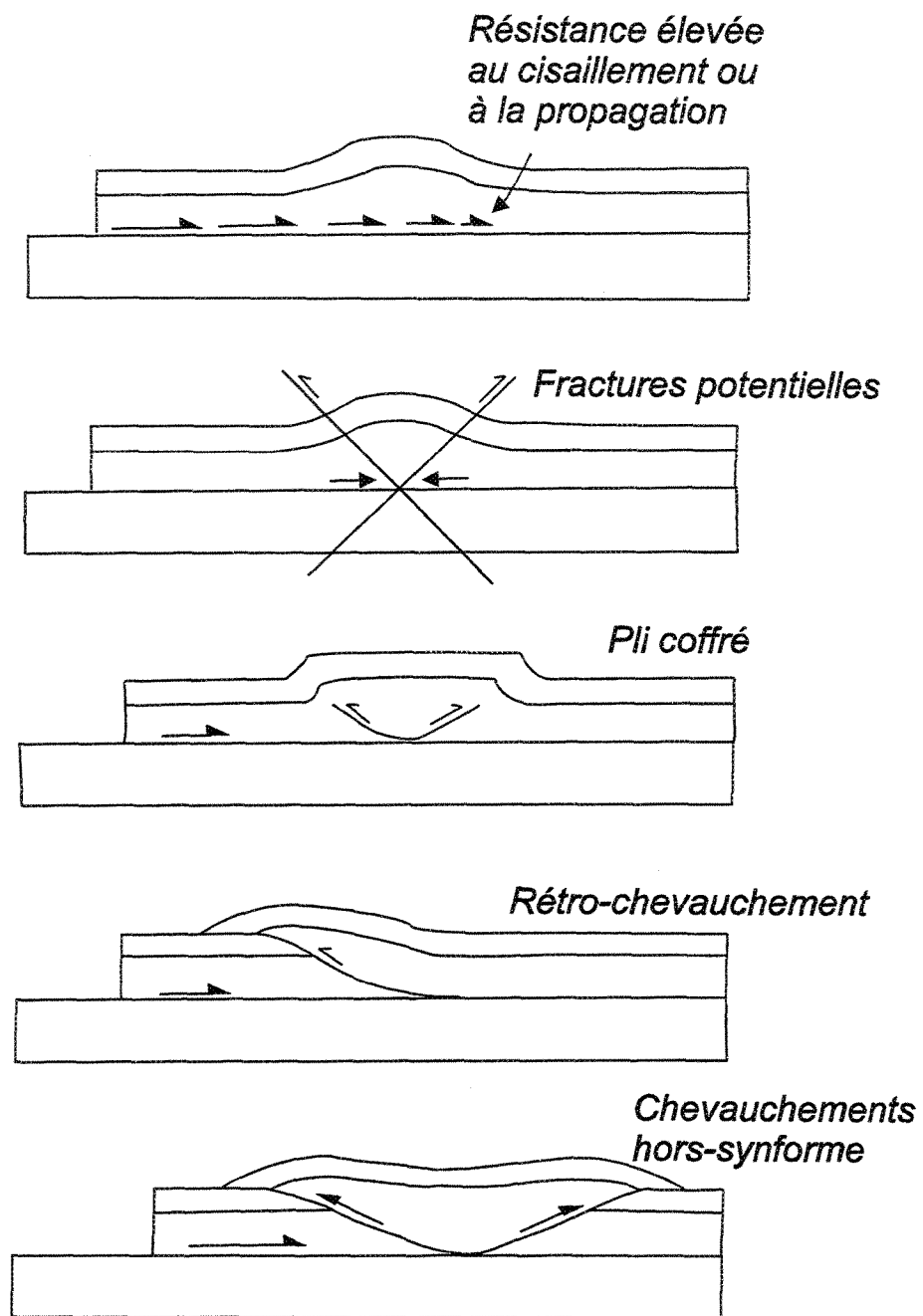


Figure 41. Diagrammes simplifiés montrant comment la résistance au cisaillement ou à la propagation peut conduire au développement de différentes structures (Coward 1988).

Berardi dans la partie est de la Figure 9c. A cet endroit, le développement de telles structures a probablement permis d'accomoder un raccourcissement important dans ce secteur au nord du large pluton synvolcanique de Mistaouac, qui aurait représenté un obstacle à une propagation normale des failles  $D_1$  précoce et forcé le développement d'autres failles à pendage plus abrupt au nord de celui-ci. En fait, ces failles composent le style structural prédominant dans les régions de Rouyn-Noranda (failles de Cadillac et Porcupine-Destor; Dimroth et al. 1983) et de Chibougamau (failles Kapunapotagen, Sauvage et Faribault; Daigneault et al. 1990). A cause de leurs attitudes subverticales, il n'est pas surprenant que certaines de ces failles aient été dominées par un régime d'aplatissement, comme cela a été noté le long des failles de Cadillac (Hamilton 1986, Robin et Cruden 1994), de Porcupine-Destor (Hodgson et al. 1990) et de Lyndhurst (Labbé 1994), ce qui est aussi compatible avec les déplacements limités des isogrades métamorphiques de part et d'autre de certaines d'entre elles (Powell 1994).

La formation des zones triangulaires a aussi fortement contribué à redresser les failles  $D_1$  précoces, tel qu'illustré par l'attitude abrupte au nord de la Faille Manneville à la Figure 40a par rapport au faible pendage de cette faille plus à l'est telle que décrite par Daigneault et al. (1994b) et Mueller et al. (1996). D'autre part, la présence de zones triangulaires formées par des failles  $D_1$  précoces et principales (ex.: Lyndhurst vs Nord-Lyndhurst, Manneville vs Porcupine-Destor) tend à penser que la transition entre les épisodes  $D_1$  précoce à  $D_1$  principal doit être davantage considéré comme une transition progressive lors d'un même épisode  $D_1$ . A cause des relations de recoupement observées, les failles  $D_1$  principales pourraient être

qualifiées de hors-séquence (Morley 1988), puisqu'elles recourent les failles de chevauchement précoces qui se sont développées initialement lors d'une séquence de propagation normale ("piggyback") vers le sud.

### 5.1.3 Épisode de déformation $D_1$ tardif

La Figure 42 illustre la présence de quatre failles de chevauchement interprétées ici comme des structures d'un épisode  $D_1$  tardif, soient les failles La Martinière, Selbaie, Daniel et Fenouillet.

La Faille La Martinière (Figure 34, domaine structural #4) possède une orientation nord-sud, un faible pendage vers l'est, des linéations orientées dans le sens du pendage et montre des indicateurs de mouvements inverses supportant une vergence vers l'ouest. À l'intérieur de l'Opatoca, la foliation gneissique dessine un patron synforme directement à l'est de cette faille (Figure 34b). Malgré une attitude géométrique et une vergence vers l'ouest grossièrement semblable à celle des failles  $D_1$  précoces et des foliations gneissiques dans le domaine #5, la Faille La Martinière se distingue de celles-ci puisque'elle recoupe nettement le contact entre les ceintures de l'Abitibi et de l'Opatoca. L'extension au nord dans la ceinture de l'Opatoca de cette faille demeure inconnue, mais celle-ci est recoupée vers le sud par les failles de décrochement oblique  $D_2$  orientées NO-SE. Elle représente donc une structure antérieure à l'épisode  $D_2$ , mais postérieure à l'épisode  $D_1$  précoce. Étant donné que son attitude et sa

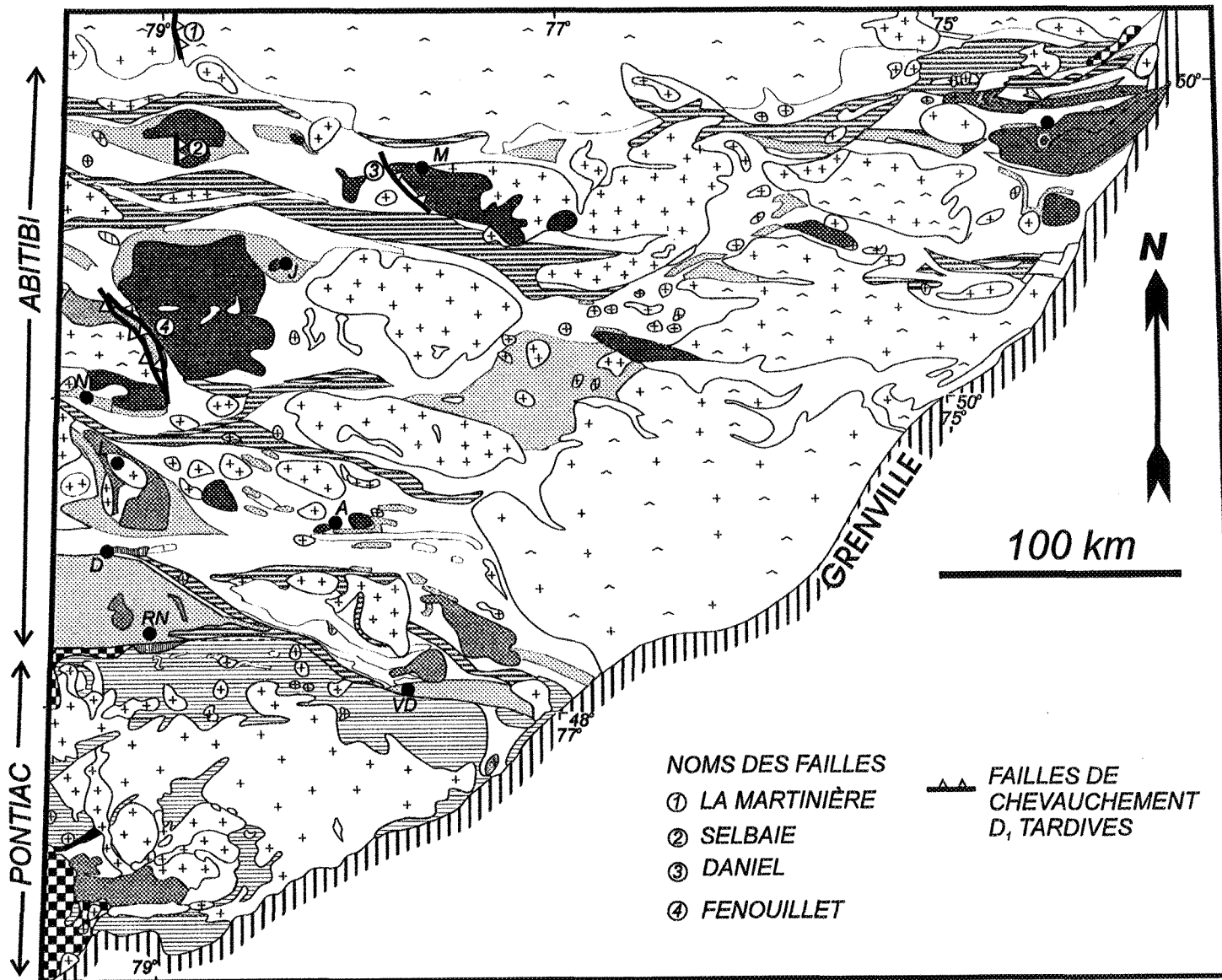


Figure 42. Failles D<sub>1</sub> tardives documentées dans la CVA au Québec (modifiée de Hocq et Verpaelst 1994 & Daigneault 1996).

vergence sont orientées à environ  $90^\circ$  de celles des structures de l'épisode  $D_1$  principal, elle est interprétée ici comme une structure formée lors d'un épisode  $D_1$  tardif.

La Faille Selbaie, décrite initialement par Faure et al. (1990), possède les mêmes attributs géométriques et structuraux que la Faille La Martinière mais est située à environ 35 km directement au sud de celle-ci au contact sud-ouest du pluton de Brouillan. A cet endroit, les travaux de Faure et al. (1990) ont montré que cette faille représente un des derniers incréments visible aux Mines Selbaie, qu'elle recoupe les plis ouverts orientés est-ouest représentant vraisemblablement la phase  $D_1$  principale et aurait permis le chevauchement vers l'ouest du pluton sur les lithologies-hôtes des Mines Selbaie. Cette faille est interprétée appartenir à l'épisode  $D_1$  tardif, puisqu'elle est limitée ou recoupée vers le sud par la Faille Brouillan-Ouest, une faille de décrochement dextre-oblique orientée ONO-ESE (Lacroix et al. 1990). A l'aide du profil Lithoprobe #29 orienté est-ouest au niveau des Mines Selbaie à travers le pluton synvolcanique de Brouillan, cette faille a été corrélée avec un réflecteur à faible pendage vers l'est qui a été suivi jusqu'à une profondeur d'environ 6 km (Bellefleur et al. 1995). Malgré la faible densité d'affleurement entre ces deux failles, il est exclu que les failles La Martinière et Selbaie représentent une même structure continue puisque les unités stratigraphiques orientés est-ouest entre ces deux failles (ex.: le Groupe sédimentaire de Matagami) ne montrent aucune évidence d'une structure semblable à cet endroit.

La faille Daniel, tel décrite par Piché et al. (1990) au sud-ouest de Matagami, est

orientée NO-SE, possède un pendage abrupt à modéré vers le nord-est à la surface et remonte les unités stratigraphiques situés au nord-est (Figures 42 et 43). Sur la carte (Figure 43), cette faille épouse une attitude curviligne alors que son orientation devient NNO-SSE vers le nord. Cette faille inverse a joué en ciseau, alors que le rejet des unités stratigraphiques devient de plus en plus faible vers le nord (Piché et al. 1990). La Faille Daniel recoupe nettement dans sa partie nord la Faille du lac Garon et l'Anticlinal de Galinée, ce qui indique que celle-ci est postérieure à l'épisode  $D_1$  principal. Les levés sismiques détaillés effectués par Adam et al. (1992) sur le flanc sud de l'Anticlinal de Galinée (Figure 43) ont montré que cette faille est listrique et qu'elle adopte un pendage d'environ  $45^\circ$  à une profondeur d'environ 1,5 km avant de devenir subhorizontale à une profondeur d'environ 2 à 2,5 km. Un rejet vertical apparent d'environ 600 mètres a été interprété le long de cette faille à partir de la remontée du contact des groupes du Lac Watson et de Wabessee.

La dernière structure associée à l'épisode  $D_1$  tardif est la faille reconnue initialement par Lacroix (1992, 1993) le long du contact ouest des plutons de Boivin et de Rousseau et qui est nommée ici Fenouillet (Figure 44). Cette faille ductile a été suivie sur une distance approximative de 50 km selon une orientation nord-sud à NNO-SSE semblable aux failles  $D_1$  tardives, mais elle possède un pendage faible à modéré ( $20^\circ$  à  $40^\circ$ ) vers l'ouest. La présence de linéations d'étirement qui plongent dans le sens du pendage et d'indicateurs microscopiques de mouvements inverses témoignent qu'il s'agit bien d'une faille de chevauchement (Lacroix 1992, 1993). Même si les extensions nord et sud de la Faille Fenouillet sont mal connues, la

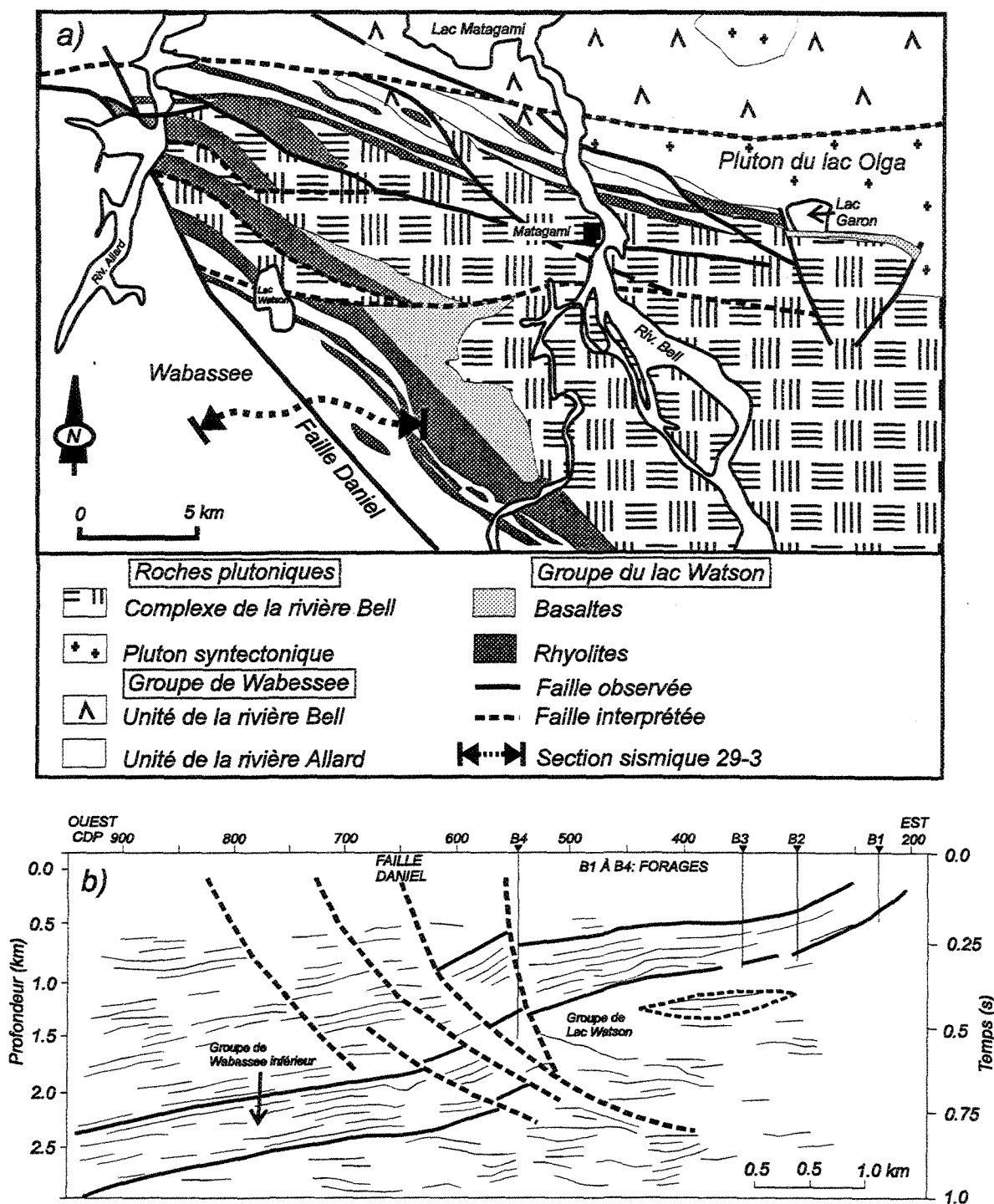
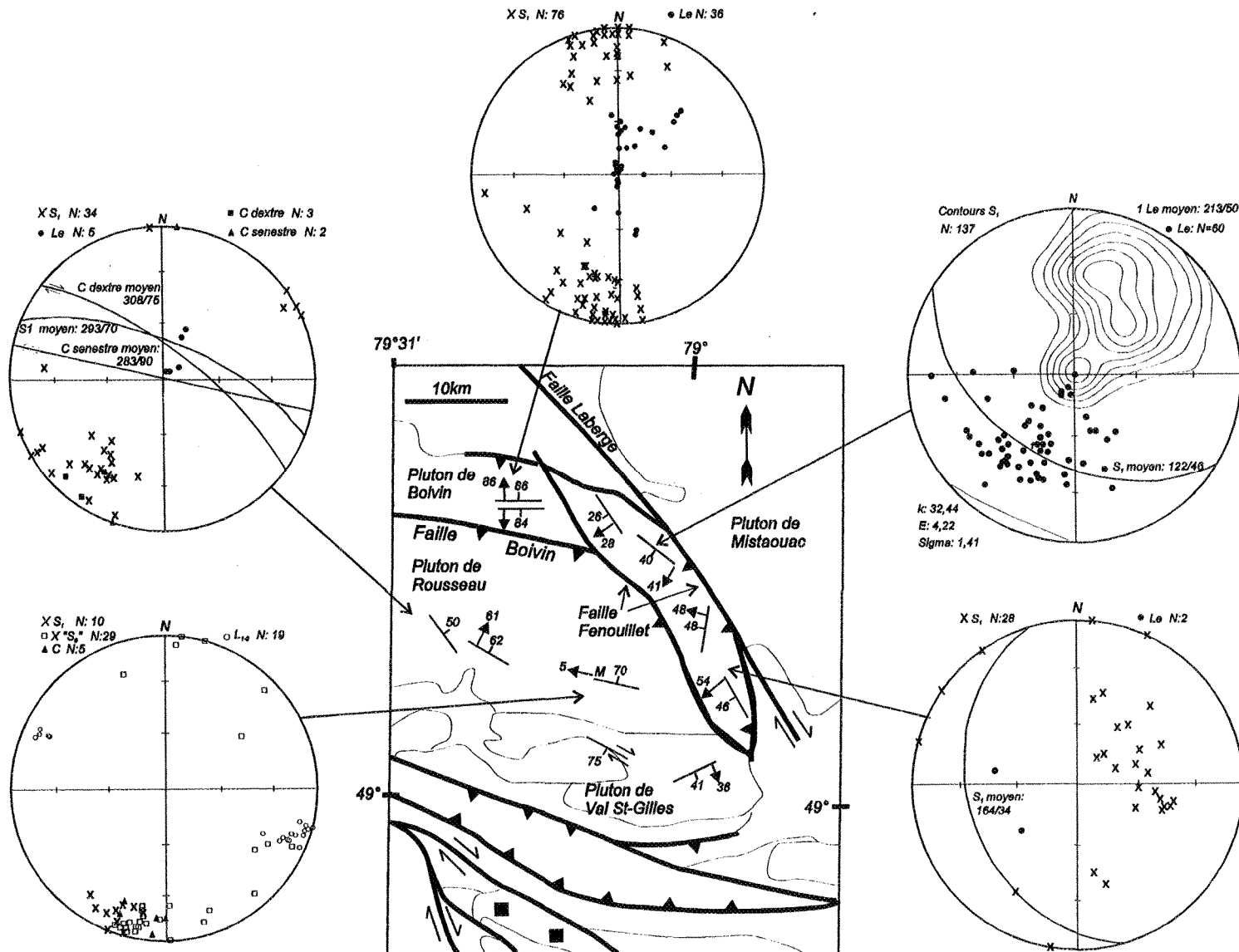


Figure 43. a) Carte géologique du secteur de Matagami (modifié de Piché et al. 1990), b) Tracé des principaux réflecteurs sismiques le long de la section 29-3 et interprétation géologique et structurale (modifiée d'Adam et al. 1992).

Figure 44. Carte géologique et projections stéréographiques équiaires (sur l'hémisphère inférieure) des différents éléments structuraux associés aux plutons de Rousseau et de Boivin, et des failles Boivin et Fenouillet.





partie nord de cette faille tronque nettement la Faille inverse  $D_1$  tardive Boivin-Paradis située à l'ouest mais est réorientée parallèlement à la Faille de décrochement  $D_2$  Laberge décrites initialement par Pilote et al. (1990), ce qui lui confère donc un âge  $D_1$  tardif. Il n'est d'ailleurs pas exclu qu'une partie de cette faille se poursuive, à l'est de la Faille Laberge, le long du contact sud du pluton de Mistaouac (Figure 42), où Daigneault (1996) a observé la présence de quelques foliations à faible pendage vers le sud.

La reconnaissance de la Faille Fenouillet est particulièrement importante, puisque celle-ci peut être directement corrélée avec le réflecteur sismique H-H' montrant un faible pendage apparent ( $20^\circ$ ) vers le sud entre 3 et 7 km de profondeur sous la surface, dans la partie centrale du profil sismique #28 (Figure 14). Le toit de la Faille Boivin correspond au pluton de Rousseau, qui se compose de tonalites montrant des fabriques gneissiques et foliations pénétratives de haute température à l'échelle centimétrique à métrique. Il convient de souligner que la signature sismique laminée du pluton de Rousseau est identique à celle de la croûte médiane sous la CVA. Le réflecteur I-I' est interprété comme le contact basal du pluton de Rousseau, qui aurait ainsi une forme tabulaire horizontale et une profondeur d'environ 3 km sous la surface. Les caractéristiques précédentes nous ont conduit à interpréter le pluton de Rousseau comme une fenêtre structurale du substratum présent dans la croûte médiane ayant été remonté à la surface actuelle d'érosion par l'entremise de la Faille Fenouillet (Lacroix et Sawyer 1995). Cette interprétation implique une composante verticale de déplacement le long de cette faille au moins équivalente à la profondeur habituelle des assemblages

volcanosédimentaires de la CVA, soit environ 5 à 10 km le long de ce rétro-chevauchement à vergence est-nord-est. La présence dans le pluton de Rousseau de plis à charnière horizontale formés à haute température et de cisaillements locaux d'échelle métrique, tous deux à vergence sud à sud-ouest, est compatible avec l'interprétation de plis de décollement et de chevauchement cristallin à l'intérieur de la croûte médiane au cours de l'épisode structural  $D_1$  précoce.

Les assemblages plutoniques de nature gneissique caractéristiques de la sous-province de l'Opatica (Benn et al. 1992, Sawyer et Benn 1993) sont plutôt rares à l'intérieur de la croûte superficielle de la CVA (Rive et al. 1990, Chown et al. 1992). A notre connaissance, seul le Complexe de Lapparent décrit par Racicot et al. (1984) et Chown et Mueller (1992) montre des traits structuraux similaires à celui de Rousseau, suggérant une formation sous les conditions ductiles de la croûte médiane. La remontée du Complexe de Lapparent peut très bien être aussi reliée à la présence d'une faille dans la partie nord-est de la CVA, puisque Bédard (1994: Fig. 3.2-page 203) décrit dans le pluton de Houghton près du contact nord du Complexe de Lapparent une large zone de foliation plastique montrant un pendage faible vers le sud (Figure 37). L'appartenance de cette faille à une des trois phases de l'épisode  $D_1$  demeure incertaine, même si son attitude est plus représentative de l'épisode  $D_1$  principal. Finalement, d'autres fenêtres structurales semblables pourraient aussi être présentes dans la partie est de la CVA (Figure 37), où Hocq (1990) a décrit des assemblages plutoniques-gneissiques. La présence de ces fenêtres structurales, telles celles de Rousseau et de

---

L'apparent, vient fortement appuyer l'interprétation d'une croûte médiane dominée par des assemblages plutoniques-gneissiques sous au moins la moitié nord de la CVA.

En résumé, la documentation relativement récente de ces quatre failles tardi- $D_1$  et pré- $D_2$  suggère que d'autres failles semblables demeurent vraisemblablement à découvrir à l'extérieur du secteur étudié dans la CVA. La présence de la Faille La Martinière et d'un domaine plutonique-gneissique dans le toit de la faille Boivin indiquent que certaines de celles-ci ont affecté, non seulement la croûte supérieure, mais aussi la croûte médiane et que d'autres failles semblables pourraient aussi être observées à l'intérieur des ceintures du Pontiac et de l'Opatica. La présence de domaines plutoniques au niveau structural observé au niveau d'érosion actuel de la surface indique aussi que la composante verticale de mouvement le long de certaines failles ont atteint une amplitude minimale de 5 à 10 km.

## 5.2 Épisode de déformation $D_2$

### 5.2.1 Le style structural en décrochement dextre

Dans la CVA, l'épisode structural  $D_2$  s'est manifesté notamment par le développement d'un nouveau réseau de failles subverticales orientées essentiellement NO-SE contenant des linéations subhorizontales et de nombreuses évidences de décrochement dextre (Daigneault et Archambault 1990, Lacroix et al. 1990, Jackson et Fyon 1992). Par ailleurs, les mouvements

dextres observés le long de plusieurs failles est-ouest pré-existantes montrent que celles-ci ont également accommodé une partie de la déformation  $D_2$ . Par conséquent, l'influence de l'épisode  $D_2$  sur la géométrie structurale de la CVA implique, non seulement l'étude des relations entre les failles NO-SE et est-ouest, mais aussi l'évaluation de leurs interactions avec les failles  $D_1$  précoces et principales pré-existantes (Figure 45).

Les mouvements dextres tardifs observés le long des failles est-ouest, telles celles de Casa-Berardi (Pilote et al. 1990), Cadillac (Robert 1989, Gauthier et al. 1990) et Porcupine-Destor (Lacroix et Landry 1991, Goutier et Lacroix 1992), ont tous été considérés comme des réactivations pendant l'épisode  $D_2$  de failles pré-existantes et interprétées ici comme des failles  $D_1$  tardives. Par conséquent, l'épisode structural  $D_2$  n'aurait donc pas nécessité la création de nouveaux plans de failles majeures orientées est-ouest, bien que quelques failles subsidiaires (de second-ordre) ont probablement été développées localement (ex.: le patron en queue de cheval des failles au nord de la Faille Porcupine-Destor dans le secteur de Destor-Duparquet, voir Goutier et Lacroix 1992). En fait, les failles  $D_1$  tardives avec un pendage abrupt vers le sud (rétro-chevauchements) permettent d'observer des variations de direction de transport, tel qu'indiqué par les linéations qui montrent des attitudes dans le sens du pendage, obliques et subhorizontales et des mouvements obliques (inverse-dextre à dextre-inverse). Ces mouvements obliques sont particulièrement bien illustrées par la présence de linéations plongeant faiblement à moyennement vers le sud-est le long de la Faille Porcupine-Destor dans les secteurs de Duparquet (Goutier et Lacroix 1992) et de Timmins (Burrows et al.

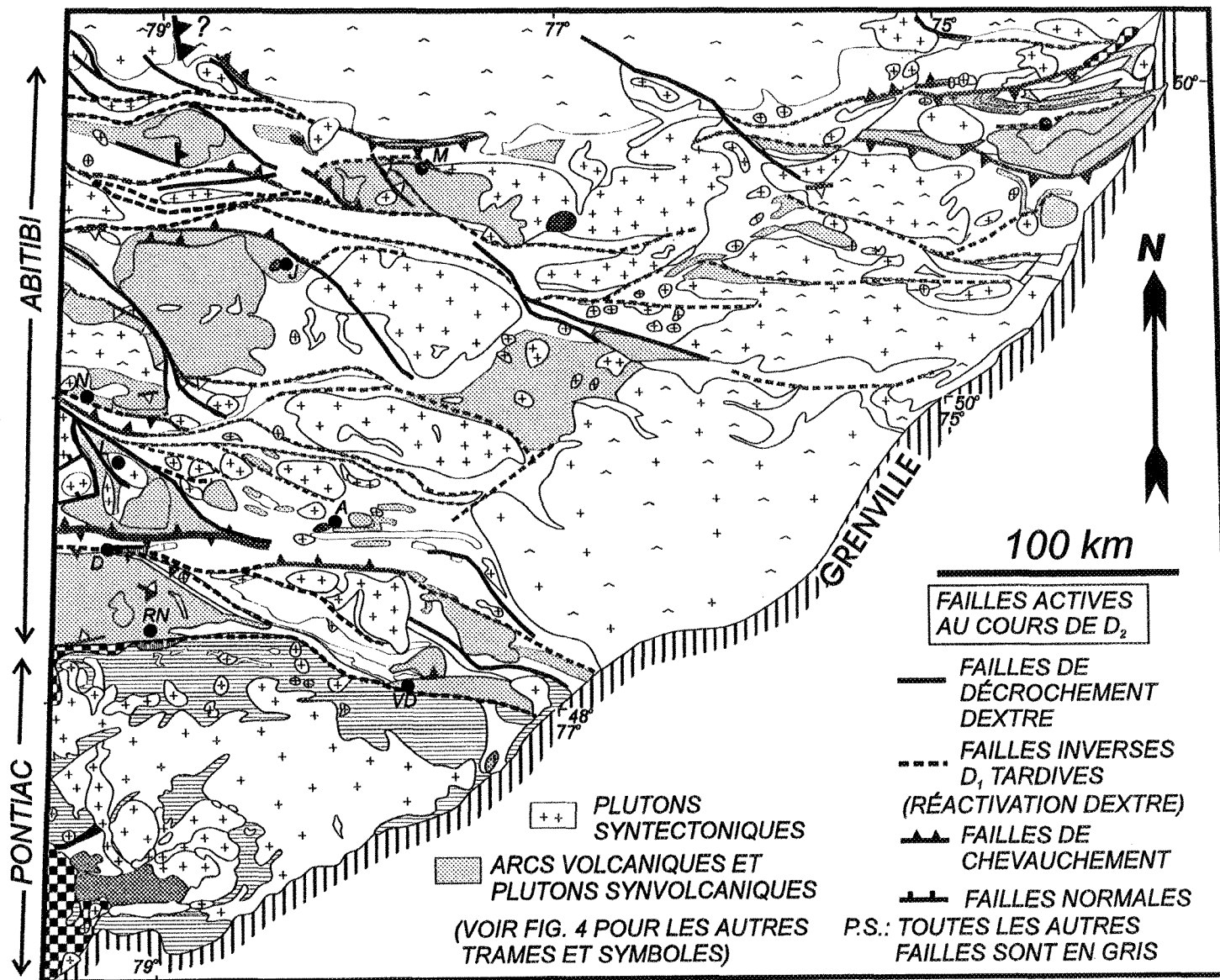


Figure 45. Failles de décrochement et associées actives au cours de l'épisode structural D<sub>2</sub> dans la CVA au Québec (modifiée de Hocq et Verpaelst 1994 & Daigneault 1996).

1993). Des mouvements similaires ont aussi été notées le long d'une zone de cisaillement orientée ESE dans le pluton de Val St-Gilles (Williamson 1997), ainsi que le long de la Faille Doda (Goghrod 1994). Ces relations structurales indiquent donc un certain synchronisme, ainsi qu'une évolution progressive, entre les mouvements liées à la phase  $D_1$  tardive et la phase  $D_2$ , du moins le long des failles inverses à pendage au sud.

A cause de leurs attitudes subverticales, les failles de décrochement dextres sont relativement difficiles à discerner sur les profils sismiques mais leurs présences peuvent être indiquées indirectement par endroits à l'aide de bris et déplacements de réflecteurs subhorizontaux (Harding 1985). D'après l'interprétation des différents profils sismiques Lithoprobe, les failles de décrochement dextres orientées NO-SE conservent une géométrie subverticale jusqu'à une profondeur relativement faible. Ainsi, la présence de réflecteurs sismiques subhorizontaux continus sous la trace en surface des failles Macamic (Labbé 1994, Lacroix et al. soumis) et Laberge (Hubert et al. 1992a) suggère une profondeur maximale de 10 km pour ces failles. Ces failles n'affecteraient donc que la croûte supérieure et une faible partie de la croûte médiane. Par contre, la Faille de la Rivière Nottaway dans la sous-province d'Opatica a été interprétée avec une attitude subverticale jusqu'à une profondeur d'environ 25 km, à partir de laquelle elle s'infléchit pour devenir subhorizontale sous la partie nord du profil Lithoprobe #48 (Calvert et al. 1995). La signature sismique sous les failles de Cadillac et de Porcupine-Destor n'a pas révélé de bris ou déflexions sismiques autres que ceux interprétés comme la trace des failles inverses  $D_1$  tardives, dont la profondeur maximale a été

interprétée entre 10 et 18 km sous la surface, ce qui supporte la simple réactivation de celles-ci au cours de l'épisode  $D_2$ .

Par ailleurs, une structure en fleur ("flower structure") à l'échelle de la croûte a été interprétée le long du Groupe de Taïbi, centrée sur la Faille Casa-Berardi qui représenterait la structure maîtresse (Hubert et al. 1992a, Ludden et al. 1993, Sénéchal et al. 1996). Les structures en fleur sont des géométries interprétées sur les profils sismiques, qui témoignent de la présence de failles de décrochement affectant typiquement des bassins sédimentaires dans la partie superficielle de la croûte (<5 km de profondeur, voir Harding 1985). L'interprétation de ces structures à l'échelle de la croûte demeure douteuse ou difficile à démontrer, comme l'a bien expliqué Vignerresse (1987) dans le cas du cisaillement Armoricaïn-Sud. Plusieurs observations contredisent l'interprétation d'une structure en fleur dans le secteur de la Faille Casa-Berardi. Dans un premier temps, les réflecteurs sismiques C-C' et D-D' peuvent être corrélés avec les failles Harricana et Casa-Berardi (Figure 14), qui sont interprétées comme des failles  $D_1$  principales puisqu'elles possèdent des linéations d'étirement plongeant dans le sens du pendage. Une telle attitude de linéations d'étirement est communément interprétée comme une indication de mouvements verticaux (Shackleton et Ries 1984). Un modèle de transpression (Harland 1971, Sanderson et Marcini 1984) pourrait permettre de combiner une linéation d'étirement verticale avec une direction de transport horizontale, comme dans le cas d'une faille de décrochement (Figure 46). Toutefois, les travaux structuraux dans la Mine Casa-Berardi ont indiqué que les principaux indicateurs de



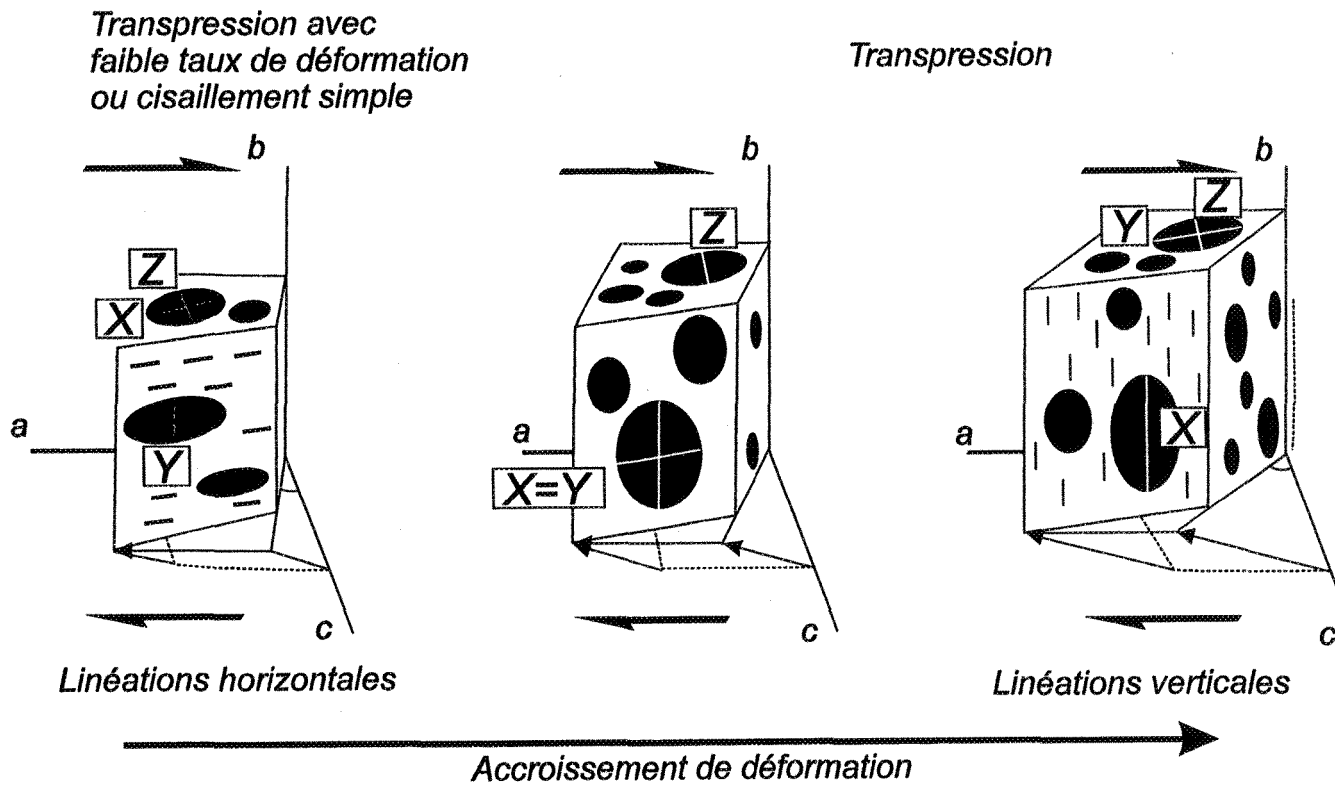


Figure 46. Développement progressif des linéations d'étirement lors d'une déformation dominée par le cisaillement simple ou la transpression avec différents niveaux de déformation (modifié de Tikoff et Greene 1997, Figures 1 et 6).

mouvement impliquaient une remontée des blocs nord sur ceux plus au sud, alors que les mouvements de décrochement dextres visibles ne représentaient que des réactivations tardives de moindre importance (Pilote et al. 1990). Cette interprétation est d'ailleurs confirmée par la remontée systématique des réflecteurs C-C" et E-E', de part et d'autre des failles Nord-Mistaouac (C-C') et Harricana (D-D'), interprétée comme le prolongement au nord du réflecteur B-B' sous le pluton de Mistaouac (Figure 14).

D'autre part, la Mine Casa-Berardi Ouest expose très bien que la Faille Casa-Berardi est le site d'une zone triangulaire où des failles de chevauchement et inverses convergent l'une vers l'autre dans leurs parties supérieures (Figure 39a). La géométrie d'une zone triangulaire est l'opposé d'une structure en fleur, où les failles de décrochement convergent plutôt l'une vers l'autre dans leurs parties inférieures. Ensuite, le seul réflecteur à pendage vers le sud formant la structure en fleur dans la partie nord du profil #28 (G-G') ne correspond pas à une structure dans le plan du profil, mais plutôt à une projection d'une entité géologique située à l'extérieur du profil (Sénéchal et al. 1996, p. 1346, 3ème paragraphe). Sénéchal et al. (1996) mentionne donc que tous les réflecteurs situés dans la partie nord du profil #28 montrent donc des pendages apparents vers le nord et une forme listrique en profondeur jusqu'à la croûte médiane où ils se joignent aux réflecteurs subhorizontaux ou à faible pendage au nord, ce qui traduit une géométrie asymétrique parfaitement représentative de celle formée lors de l'épisode structural D<sub>1</sub> principal. Finalement, la présence d'une structure en fleur a été suggérée en interprétant des terrains distincts (ex.: Opatica au nord et le Quetico au sud) dans

la croûte médiane de part et d'autre de cette faille, à partir d'une différence de réflectivité dans la croûte médiane au nord et au sud de la Faille Casa-Berardi. Toutefois, ceci reflète davantage une baisse de réflectivité dans les extrémités du profil sismique, puisque celle-ci est visible aussi bien près de la bordure nord que de la bordure sud du profil au niveau de la croûte médiane et inférieure (Figure 14). Finalement, la présence du pluton de Rousseau vient démontrer que des terrains plutoniques-gneissiques similaires à ceux de l'Opatica se poursuivent au niveau de la croûte médiane au sud de la Faille Casa-Berardi.

En résumé, toutes ces données supportent un modèle où l'épisode structural  $D_2$  a consisté en une réactivation dextre des failles  $D_1$  principales orientées est-ouest (ex.: Casa-Berardi, Cadillac, Porcupine-Destor), où les failles inverses à pendage au sud permettent d'observer une synchronicité au moins partielle, ou une évolution progressive, entre les mouvements inverses liées à la phase  $D_1$  tardive et les mouvements dextres de la phase  $D_2$ .

Par ailleurs, les failles  $D_1$  précoces montrent une interaction différente et apparemment plus complexe avec le style structural de décrochement de la phase  $D_2$ . Ainsi, la géométrie des failles  $D_1$  précoces semble avoir été localement modifiée. Par exemple, mentionnons la Faille Nord-Taïbi qui a été replissée en forme de Z par la Faille Duration (Figures 9c, d). Les structures  $D_1$  à pendage faible à modéré dans le Groupe de Chicobi sont progressivement redressées jusqu'à une attitude subverticale et montrent une réorientation dans le sens horaire près de la Faille Macamic (Figure 11). La Faille Manneville est tronquée vers l'ouest par la

Faille Porcupine-Destor dans le tronçon Destor-Duparquet, où celle-ci montre de nombreuses évidences de décrochement dextre. Malgré ces perturbations locales, plusieurs observations indiquent que la manifestation du style en décrochement  $D_2$  à l'échelle de la croûte a aussi été significativement influencée par l'interaction avec la géométrie structurale créée lors de la phase  $D_1$  précoce.

Dans un premier temps, il est frappant de noter qu'aucune faille de décrochement orientée NO-SE ne traverse l'ensemble de la CVA ou ne recoupe plusieurs failles  $D_1$  précoces (Figure 45). En effet, les failles  $D_2$  orientées NO-SE épousent typiquement une forme sigmoïdale et leur tracé devient asymptotique en s'approchant des failles  $D_1$  limitant leurs extensions en surface. Par exemple, mentionnons: 1) la Faille Macamic par rapport à la Faille Lyndhurst-Nord, 2) la Faille Laberge par rapport à la Faille Casa-Berardi et la Faille Laflamme-Sud située au sud du pluton de Mistaouac, 3) les failles Bapst et Brouillan-Ouest par rapport aux failles Grasset et Taïbi-Nord, et 4) les failles recoupant le contact nord de la CVA avec la ceinture d'Opatica par rapport à la Faille Détour. Ce tracé asymptotique des failles  $D_2$  orientées NO-SE est interprété comme une évidence que la présence des failles  $D_1$  précoces a empêché une propagation rectiligne sur une plus grande distance, et a plutôt entraîné les failles de décrochement à s'enraciner le long de ces failles pré-existantes. Les données gravimétriques et de sismique réflexion ont montré que le tracé asymptotique de la Faille Macamic par rapport à la Faille Lyndhurst-Nord reflétait la forme listrique en profondeur de la Faille Macamic qui s'enracine au niveau de la faille Lyndhurst-Nord. Par

analogie, il est raisonnable de supposer que le tracé asymptotiques des autres failles dextres NO-SE traduit également une tendance à s'enraciner en profondeur le long d'autres failles  $D_1$  précoces au niveau de la croûte médiane.

Dans un deuxième temps, la faible profondeur d'enracinement des failles Macamic et Laberge (<10 km) interprétées à partir des profils Lithoprobe suggère également que ces failles ont une géométrie subverticale limitée à la croûte supérieure. Ainsi, plusieurs des failles de décrochement orientées NO-SE dans la CVA n'auraient donc pas affecté l'ensemble des duplex à faible pendage au nord caractérisant la croûte médiane.

Dans un troisième temps, la présence de failles  $D_2$  à faible pendage adjacentes aux failles de décrochement dextres orientées NO-SE, dans le secteur du lac Abitibi et au contact nord de la CVA avec l'Opatica, indique un découplage des failles  $D_2$  près ou à la base de la CVA. L'influence de la géométrie structurale créée durant l'épisode  $D_1$  sur la propagation de la Faille Macamic a été particulièrement bien documentée dans la partie centrale de la CVA (chapitre III et IV). A cet endroit, le développement d'une large zone de faille en extension à pendage vers le NNO a été interprétée comme une zone de transfert en bordure de la Faille Macamic, qui a été formée directement au dessus de l'Anticlinal  $D_1$  du Lac Abitibi surmontant une rampe le long de la Faille  $D_1$  Nord-Lyndhurst. Les modélisations gravimétriques ont illustré que cette zone de transfert est située près de la base de la CVA. De plus, ceci a été corroboré par l'interprétation des profils sismiques où plusieurs failles à faible pendage vers le

NNO à l'intérieur de cette zone de transfert peuvent être corréliées avec des réflecteurs sismiques subhorizontaux à l'intérieur et à la base du pluton du lac Abitibi. Des failles similaires avec un pendage faible à modéré vers le SE sont aussi potentiellement présentes le long du contact entre la CVA et l'Opatica entre des failles dextres-obliques orientées NO-SE (Figure 34). Bien que les travaux structuraux à cet endroit n'ont pas permis de préciser si des mouvements inverses ou normaux ont caractérisé les failles à pendage faible à modéré au SE, les relations géométriques et l'association avec des plutons syntectoniques tabulaires sont identiques à celles décrites dans le secteur du lac Abitibi.

La mise en commun de ces différentes observations a plusieurs implications géométriques et structurales: 1) plusieurs des failles de décrochement dextre orientées NO-SE n'excèdent pas une profondeur de 10 km sous la surface, et ont donc principalement affecté la CVA dans la partie supérieure de la croûte, 2) l'extension des failles de décrochement dextre orientées NO-SE dans la CVA est limitée, à la fois en surface et en profondeur, à l'intérieur de certaines écailles ou feuillettes de chevauchement délimités par des failles  $D_1$  précoces le long desquelles elles s'enracinent, 3) près de la base de la CVA, l'épisode structural  $D_2$  a été accommodé par un découplage en failles orientées NO-SE à NNO-SSE montrant des mouvements dextres-obliques et des failles à faible pendage vers le NO ou le SE dont l'attitude variable et les mouvements reflète l'influence locale de la géométrie créée lors de l'épisode structural  $D_1$  précoce, 4) les failles de décrochement NO-SE ont une faible influence sur la signature sismique de la croûte supérieure, mais certains réflecteurs sismiques visible

sous la CVA et dans la partie supérieure de la croûte médiane représentent des zones de failles à faible pendage développées aux contacts de plutons syntectoniques tabulaires au cours de l'épisode structural  $D_2$ .

En guise de comparaison, Labbé (1994) a souligné le caractère distinctif des décrochements dans la CVA, qui se sont exprimés le long de deux familles de failles dont l'une se compose des failles orientées NO-SE faisant un angle fort (jusqu'à  $45^\circ$ ) avec le grain stratigraphique régional est-ouest de la CVA et la limite des sous-provinces du Supérieur. Afin d'expliquer cette différence géométrique, Labbé (1994) suggère que les failles orientées NO-SE se sont développées en échelon afin d'accomoder les mouvements dextres majeurs le long des failles est-ouest, comme celles de Cadillac, Porcupine-Destor et Casa-Berardi. L'attitude principale des failles orientées NO-SE, subparallèles entre elles et sécantes par rapport à celle grossièrement est-ouest des sous-provinces du Supérieur (ex.: Abitibi et Opatica) est conforme avec un patron en échelon. Toutefois, leurs formes sigmoïdales et leurs tracés asymptotiques en bordure des failles  $D_1$  contraste avec l'attitude rectiligne de failles en échelon (Woodcock et Schubert 1994). Bien que les failles orientées NO-SE aient pu se développer initialement en échelon, ce trait géométrique associé à la réactivation dextre contemporaine des failles  $D_1$  tardives indiquent plutôt le développement d'un patron anastomosé à l'échelle de la CVA pendant l'épisode  $D_2$ , tel que décrit par Daigneault et Archambault (1990). L'ampleur des mouvements horizontaux le long des failles  $D_1$  principales n'est pas connu. Cependant, il n'est pas acquis que ceux-ci aient été le site de

mouvements dextres d'un ordre de grandeur supérieure à celui observés le long des failles NO-SE, soient quelques dizaines de kilomètres, compte tenu qu'il s'agit de réactivations tardives n'ayant généralement pas mené au développement significatif de linéations d'étirement subhorizontale et que ceux-ci n'ont pas généré une géométrie caractéristique aux décrochements sur les divers profils sismiques. Par conséquent, il semble plus raisonnable que ces deux familles de failles aient été le site de mouvements d'amplitude comparable et que celles-ci définissent ensemble un style structural de duplex ou d'imbrications de failles séparant des formes losangiques et lenticulaires (Figure 45) tel que décrit en régime de décrochement dans des conditions fragile à ductile par Woodcock et Fischer (1986) et dans un milieu ductile par Corsini et al. (1996). Toutefois, la dominance des linéations abruptes associées aux failles est-ouest par rapport aux linéations subhorizontales dans les zones de failles peut très bien s'expliquer par une composante plus importante de raccourcissement ou un niveau de déformation plus important impliquant un modèle de transpression le long de ces failles (Figure 46), tel que décrit par Robin et Cruden (1994) le long de la Faille de Larder-Lake Cadillac. La description détaillée à plusieurs endroits des relations entre ces deux réseaux de failles devrait éventuellement permettre de vérifier clairement la nature des connections et transferts de mouvement entre celles-ci.

En plus de l'influence des failles  $D_1$  pré-existantes, le caractère compétent des volumineux plutons synvolcaniques a vraisemblablement aussi influencé la formation d'un patron anastomosé. Aux chapitres III et IV, il a été montré que les assemblages de type arc,



soient le pluton de Poularies et le Groupe de Mine Hunter, dans la partie centrale de la CVA pouvaient affecter la propagation de la Faille Macamic qui avait eu tendance à contourner à l'ouest et au nord-est ces assemblages compétents (Figure 23). Etant donné que les failles de Brouillan-Ouest et de Bapst sont situées de part et d'autre du pluton de Brouillan et que la trace de la faille de Laberge coïncide similairement avec le contact sud-ouest du pluton de Mistaouac, il est fort probable que le développement et la répartition des failles NO-SE dans la CVA aient été significativement influencées par la présence des plutons synvolcaniques et des complexes volcaniques bimodaux avoisinants.

#### 5.2.2 Les plutons syntectoniques

Cette étude a illustré que l'emplacement de plusieurs plutons syntectoniques dans le secteur du lac Abitibi est spatialement et temporellement associé à l'épisode de déformation  $D_2$  caractérisé par un style structural en décrochement. Des conclusions identiques ont été tirées de l'étude des plutons de Colombourg et de Franquet (Chown et al. 1992) ainsi que de ceux situés au contact Abitibi/Opatica au nord-ouest de Matagami (Figure 34). De plus, plusieurs petits plutons de composition partiellement syénitiques se sont aussi mis en place et ont été déformés lors de mouvements de décrochements le long des failles de Porcupine-Destor (Goutier et Lacroix 1992, Mueller et al. 1996). Toutes ces interprétations indiquent qu'un grand nombre de plutons syntectoniques sont potentiellement synchrones par rapport à l'épisode structural  $D_2$ , c'est-à-dire syn- $D_2$ .

Par conséquent, le site d'emplacement des plutons dans la CVA n'est pas aléatoire, mais résulte plutôt de l'interaction de la montée de magma avec la propagation des failles  $D_2$ , qui est elle-même influencée par la compétence relative des différents assemblages lithologiques et leurs géométries structurales acquises lors de l'épisode structural  $D_1$  antérieur. Les modèles gravimétriques ont confirmé que la géométrie des plutons est significativement affecté par l'attitude locale des failles dans lesquelles ils se mettent en place (Figure 32). Ainsi, les plutons de forme allongé à elliptique orientés parallèlement aux failles de décrochement obliques montrent une géométrie particulièrement similaire à ceux situés le long du cisaillement Sud-Armoricain. Ainsi, les plutons de Colombourg, de Dupuy, et de Palmarolle, ainsi que la granodiorite du lac Abitibi, possèdent tous une racine plutonique plus profonde dans leurs parties nord-ouest tel qu'illustré par les données gravimétriques.

D'autre part, les plutons de forme ovale orientées ENE correspondent à des corps tabulaires d'une épaisseur variable de 1 km (pluton de LaReine) à 6 km (pluton du lac Abitibi) qui se sont mis en place près ou à la base de la CVA. La présence de plusieurs réflecteurs sismiques à la base de la CVA semblable à celui sous le pluton du lac Abitibi, ainsi que la présence de plutons similaires au contact entre la CVA et la ceinture d'Opatica, tendent à indiquer que ceux-ci pourraient potentiellement refléter la présence de nombreux plutons semblables. L'emplacement privilégié de plusieurs plutons à la base de la CVA est aussi indiqué par des pressions de cristallisation ignées similaires de 2 à 3 kbars pour les plutons de Palmarolle, Colombourg, du lac Abitibi et de Canet, qui suggèrent une profondeur semblable

variant entre 6.5 à 10 km. Des plutons en feuillets subhorizontaux relativement tardifs ont été similairement documentés sur une superficie de plus de 3000 km<sup>2</sup> à la base de ceintures de roches vertes archéennes dans le craton Transvaal d'Afrique du Sud (Talbot et al. 1987).

L'attitude parallèle des linéations magmatiques dans ces deux types de plutons avec celle des linéations d'étirement dans les zones de failles adjacentes indique que la montée du magma s'est faite parallèlement à la direction du mouvement des failles. De plus, la faible plongée de ces linéations vers le NNO, les relations entre les failles subsidiaires et la Faille majeure Macamic et la présence de racines plutoniques dans plusieurs plutons orientés NO-SE suggèrent que le magma provenait en profondeur de la Faille Macamic orientée ONO-ESE. D'autres études (D'Lemos et al. 1992, Hutton et Reavy 1992) ont aussi conclues que des failles de décrochement majeures peuvent fournir des conduits profonds pour la migration des magmas plutoniques.

Toutefois, l'interprétation des profils sismiques suggère que certaines failles de décrochement D<sub>2</sub> orientées NO-SE comme celles de Macamic et Laberge sont limitées aux dix premiers kilomètres de la croûte sous la surface actuelle. Etant donné que les études géochimiques sur ces plutons impliquent partiellement une source mantellique (Sutcliffe et al. 1990, Feng et Kerrich 1992), d'autres conduits ou mécanismes de transport doivent être invoqués pour expliquer le transport de ce magma dans la croûte inférieure et médiane. Etant donné que les failles de décrochement dextre D<sub>2</sub> orientées NO-SE semblent s'infléchir en

profondeur et s'enraciner au dessus de failles de chevauchement  $D_1$  développées dans la croûte médiane et inférieure, celles-ci représentent donc des conduits vraisemblables entre le manteau et la base de la croûte supérieure. Ceci est d'ailleurs supporté par la répartition des plutons syntectoniques le long d'une ceinture linéaire orientée est-ouest dans la partie centrale de la CVA, et non pas parallèlement aux failles NO-SE (Figure 45). La migration de magma tardif le long des structures  $D_1$  précoce aurait vraisemblablement aussi accru la signature sismique laminée de la croûte. Etant donné le découplages des failles  $D_2$  près ou à la base de la CVA (failles à faible pendage), il n'est pas exclu qu'une partie des structures  $D_1$  aient alors été réactivées comme cela est d'ailleurs indiqué par le parallélisme des structures  $D_1$  et  $D_2$  dans le secteur du lac Abitibi. Ce modèle favorise une migration de magma selon une attitude qui est significativement influencée par l'anisotropie de la croûte (Jackson et Cruden 1995, Collins et Sawyer 1996), ce qui implique un parcours plus complexe pour les magmas que celui généralement invoqué dans un modèle diapirique simple.

La présence de nombreux plutons syntectoniques de forme tabulaire à la base de la CVA témoigne que l'ascension du magma semble avoir été bloqué du moins en partie à la base de la CVA. La compétence ou le comportement mécanique relativement fragile de la CVA par rapport au comportement ductile de la croûte médiane a vraisemblablement favorisé l'étalement subhorizontal de magma et la formation de plusieurs plutons tabulaires sous la CVA. Toutefois, une partie du magma aurait pu monter à un niveau plus superficiel de la croûte le long des failles de décrochement  $D_2$  pour former des plutons à l'intérieur de la CVA.

Ce modèle d'emplacement des plutons et du transport de magma dans la croûte diffère nettement des modèles qui font intervenir le diapirisme ou la subsidence, tel que proposé récemment dans le craton indien de Dharwar (Chardon et al. 1996). En effet, le modèle retenu soutient que la gravité ne représente pas l'unique force agissant lors de l'ascension du magma et de l'emplacement des plutons, mais que ces deux processus ont été grandement influencés par l'anisotropie de la croûte. Le modèle retenu privilégie donc, non seulement un transport et un emplacement relativement "passif" ou "opportuniste", mais témoigne aussi d'une influence limitée de l'emplacement de ces corps plutoniques syntectoniques sur la géométrie structurale de l'ensemble de la CVA.

L'influence majeure de l'emplacement des plutons est probablement associée à l'apport de chaleur de ceux-ci. Dans un premier temps, l'emplacement de plusieurs plutons à certains endroits précis le long des failles de décrochement  $D_2$  a certainement eu une influence importante sur la propagation de ces failles, tel qu'illustré par le développement d'une large zone de transfert dans le secteur du lac Abitibi (chapitres III-IV). Cette influence a probablement été importante compte tenu que la cristallisation ignée de ces plutons et le métamorphisme de contact avoisinant a duré plusieurs millions d'années (au moins 6 millions d'années dans le secteur du lac Abitibi). De plus, la nature de cette influence a tendance à varier dans le temps. Lors de l'emplacement initial, le magma non cristallisé et l'auréole du métamorphisme de contact vont avoir tendance à accélérer et concentrer la déformation dans la zone de faille avoisinante. Après la cristallisation complète des plutons, la grande

compétence des plutons vont faire en sorte que ceux-ci vont agir comme des noyaux résistants qui peuvent même avoir effet de bloquer la déformation dans cette faille. D'autre part, l'emplacement de nombreux plutons tabulaires sous la CVA pourrait être responsable du métamorphisme "régional" à l'intérieur de la CVA, ce qui est d'ailleurs compatible avec la présence d'isogrades métamorphiques subhorizontaux récemment documentés dans la partie sud de la CVA par Powell (1994). D'autres travaux seront toutefois nécessaires pour vérifier la nature des relations entre l'évolution plutonique et métamorphique de la CVA.

### 5.3 Références

- Adam, E., Milkereit, B., Barnes, A., Beaudry, C., Pineault, R., Mareschal, M. et Cinq-Mars, A. 1992. Results from LITHOPROBE seismic reflection profiling in the Matagami area, Abitibi Belt, Québec. LITHOPROBE Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstract, Report 25, pp.37-40.
- Antonuk, C. et Mareschal, J.C. 1993. Preliminary Gravity Modelling profiles along LITHOPROBE Seismic Reflection profiles 28 and 29, Northern Abitibi Subprovince. LITHOPROBE Abitibi-Grenville Reansect, Extended Abstract, Report 33, pp.71-75.
- Bédard, L.P. 1994. Géochimie et pétrographie du pluton archéen Houghton en Abitibi Nord. Thèse de Doctorat, Université du Québec à Chicoutimi.
- Bellefleur, G., Barnes, A., Calvert, A., Hubert, C. et Mareschal, M. 1995. Seismic reflection constraints from LITHOPROBE line 29 on the upper crustal structure of the northern Abitibi greenstone belt. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **32**: 128-134.
- Benn, K., Sawyer, E.W. et Bouchez, J.L. 1992. Orogen parallel and transverse shearing in the Opatika belt, Quebec: implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **29**: 2429-2444.
- Boyer, S.E. et Elliott, D. 1982. Thrust Systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **66**: 1196-1230.
- Burrows, D.R., Spooner, E.T.C., Wood, P.C. et Jemielita, R.A. 1993. Structural Controls on Formation of the Hollinger-McIntyre Au Quartz Vein System in the Hollinger Shear Zone, Timmins, Southern Abitibi Greenstone Belt, Ontario. *Economic Geology*, **88**: 1643-1663.
- Butler, R.W.H. 1982. The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, **4**: 239-246.
- Cadell, H.M. 1890. Experimental researches in mountain building. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **35**: 337-357.
- Calvert, A.J., Sawyer, E.W., Davis, W.J. et Ludden, J.N., 1995. Archaean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. *Nature*, **375**: 670-674.
- Chamberlin, R.T. et Miller, W.Z. 1918. Low-angle faulting. *Journal of Geology*, **26**: 1-44.

- Charbonneau, J.M., Picard, C. et Dupuis-Hébert, L. 1992. Géologie de la région de Chapais-Branssat. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 88-01.
- Chardon, D., Choukroune, P. et Jayananda, M. 1996. Strain patterns, décollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar craton (south India). *Journal of Structural Geology*, **18**: 991-1004.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W. et Mortensen, J. 1992. Tectonic Evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi Belt, Quebec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **29**: 2211-2225.
- Chown, E.H. et Mueller, W. 1992. Basement influence on the supracrustal and plutonic evolution and deformation of an Archean greenstone belt. *Dans* Basement Tectonics. *Édité par* R. Mason. No.7, pp. 465-476.
- Collins, W.J. et Sawyer, E.W. 1996. Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**: 565-579.
- Corsini, M., Vauchez, A. et Caby, R. 1996. Ductile duplexing at a bend of a continental-scale strike-slip shear zone: example from NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, **18**: 385-394.
- Couture, J. F. et Pilote, P. 1993. The Geology and Alteration Patterns of a Disseminated, Shear Zone-Hosted Mesothermal gold Deposit: The Francoeur Deposit, Rouyn-Noranda, Quebec. *Economic Geology*, **88**: 1664-1684.
- Coward, M. 1988. The Moine thrust and the Scottish Caledonides. *Dans* Geometries and Mechanisms of Thrusting, with Special References to the Appalachians. *Édité par* G. Mitra and S. Wojtal. Geological Society of America Special Paper 222, pp.1-16.
- Daigneault, R. 1996. Couloirs de déformation de la Sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 96-33.
- Daigneault, R. et Allard, G.O. 1984. Evolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau. *Dans* Chibougamau: stratigraphy and mineralization. *Édité par* J.Guha et E.H. Chown. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 34, pp. 212-228.



- Daigneault, R. et Archambault, G. 1990. Les grands couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. *Dans* The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. *Édité par* Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 43, pp. 43-64.
- Daigneault, R., St-Julien, P. et Allard, G.O. 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi Greenstone Belt, Chibougamau area, Québec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **27**: 1714-1736.
- Daigneault, R., Mueller, W. et Chown, E.H. 1994a. Interplay between the Preissac-Lacorne Batholith and the Manneville Fault Zone, Abitibi Subprovince, Québec. LITHOPROBE Abitibi-Grenville Transect, Report 41, pp.13-16.
- Daigneault, R., Mueller, W. et Chown, E.H. 1994b. Accretion of the northern volcanic zone and the southern volcanic zone along the Manneville fault zone, Abitibi Subprovince, Québec. Geological Association of Canada, Abstracts Volume 19, p.A80.
- deKemp, E., Daigneault, R. et Mueller, W. 1994. Modélisation tridimensionnelle et implications tectoniques d'une séquence renversée de turbidites archéennes: La Formation de Caopatina, Chibougamau. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, Séminaire d'information, Programme et Résumés, p.44.
- Dimroth, E., Imreh, L., Goulet, N. et Rocheleau, M. 1983. Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi Belt, Quebec, Part 2: Tectonic and geomechanical model. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **20**: 1355-1373.
- D'Lemos, R.S., Brown, M. et Strackhan, R.A. 1992. Granite magma generation, ascent, and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society of London*, **149**: 482-490.
- Faure, S., Jebrak, M. et Bouillon, J. J. 1990. Contrôles tectoniques et minéralisations en Zn-Cu-Ag-Au des Mines Selbaie. *Dans* The northwestern Quebec polymetallic Belt. *Édité par* M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J. M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 43, pp.363-372.
- Ferkous, K., Tremblay, A. et Tourigny, G. 1997. Gold mineralization and thrust-related shear zones in the Val d'Or mining camp: the Wrightbar Mine. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, Recueil des résumés, Volume 22, p.A48.

- Gauthier, N., Rocheleau, M., Kelly, D. et Gagnon Y. 1990. Gold mineralization within the Cadillac fault zone, Rouyn-Beauchastel segment, Abitibi Belt, Québec. *Dans* The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. *Édité par* M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J. M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 43, pp.185-198.
- Goghrod, H. 1994. Étude de la géométrie cinématique de la faille de Doda (sous-province de l'Abitibi), Canada, Québec. Mémoire de Maîtrise. Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec, 87 p.
- Goulet, N. 1978. Stratigraphy and structural relationships across the Cadillac-Larder Lake fault, Rouyn-Beauchatel area, Québec. Thèse de doctorat, Université Queen's, Kingston. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-602.
- Goutier, J. 1997. Géologie de la région de Destor (SNRC 32D/07-200-0201). Ministère des Ressources Naturelles de Québec, RG-96-13.
- Goutier, J. et Lacroix, S. 1992. Géologie du secteur de la faille de Porcupine-Destor dans les cantons de Destor et Duparquet. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 92-06.
- Green, A.G., Milkereit, B., Mayrand, L.J., Ludden, J.N., Hubert, C., Jackson, S.L., Sutcliffe, R.H., West, G.F., Verpaelst, P. et Simard, A. 1990. Deep structure of an Archaean greenstone terrane. *Nature*, **344**: 327-330.
- Hamilton, J.V. 1986. The structural and stratigraphic setting of gold mineralization in the vicinity of Larder Lake, south central Abitibi greenstone belt, northeastern Ontario. Thèse de Maîtrise, Université Queen's, Kingston, Ontario.
- Harding, T.P. 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **69**: 582-600.
- Harland, W.B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geological Magazine*, **108**: 27-42.
- Hatcher, R.D. et Hooper, R.J. 1992. Evolution of crystalline thrust sheets in the internal parts of mountain chains. *Dans* Thrust Tectonics. *Édité par* K.R. McClay. Chapman & Hall, London, pp.217-234.

- Hatcher Jr., R.D. et Williams, R.T. 1986. Mechanical model for single thrust sheets. Part 1: Taxonomy of crystalline thrust sheets and their relationships to the mechanical behavior of orogenic belts. *Geological Society of America Bulletin*, **97**: 975-985.
- Hocq, M. 1990. Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 89-04.
- Hocq, M. et Verpaelst, P. 1991. Géologie du Groupe de Hunter Mine dans les cantons de Poularies et de Privat. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 89-01.
- Hodgson, C.J. et Hamilton, J.V. 1988. Gold mineralization in the Abitibi greenstone belt: end stage result of Archean collisional tectonics. *Dans The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988. Édité par R.R. Keays, W.R.H. Ramsay et D.I. Groves. Economic Geology Monograph 6, pp.86-100.*
- Hodgson, C.J., Hamilton, J.V. et Piroshco, D.W. 1990. Structural setting of gold deposits and the tectonic evolution of the Timmins-Kirkland Lake Area, Southwestern Abitibi Greenstone Belt. *Dans Gold and Base-Metal Mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Québec segment. Édité par S.E. Ho, F. Robert et D.I. Groves. Short Courses Notes No.24, pp. 101-120.*
- Hubert, C. et Marquis, P. 1989. Structural framework of the Abitibi greenstone belt of Quebec and its implication for mineral exploration. *Geological Association of Canada, Short Course Notes Volume 6, pp. 219-238.*
- Hubert, C., Sawyer, E., Barnes, A., Daigneault, R., Lacroix, S., Ludden, J., Milkereit, B. et Rive, M. 1992a. Geological Interpretation of Seismic Lines in the Northern and Central Abitibi Greenstone Belt: Evidence for Regional Thrust Imbrication and Crustal-Scale Archean Wrench Fault Systems. LITHOPROBE Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstract, Report 25, pp. 33-36.
- Hubert, C., Ludden, J.N., Barnes, A., Benn, K., Milkereit, B., Sawyer, E. et Rive, M. 1992b. Interpretation of Seismic Lines in the Pontiac Subprovince: Evidence for Regional Thrust imbrication and the Allochthonous Nature of the Baby and Belleterre Metavolcanic Belts. LITHOPROBE Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstract, Report 25, pp. 19-21.
- Hutton, D.H.W. et Reavy, R.J. 1992. Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. *Tectonics*, **11**: 960-967.
- Jackson, S.L. et Fyon, J.A. 1992. The Western Abitibi Subprovince in Ontario. *Geology of Ontario. Ontario Geological Survey, Special Volume 4, part 1, pp. 405-484.*

- Jackson, S.L. et Cruden, A.R. 1995. Formation of the Abitibi greenstone belt by arc-trench migration. *Geology*, **23**: 471-474.
- Jackson, S.L., Cruden, A.R., White, D. et Milkereit, B. 1995. A seismic-reflection-based regional cross section of the southern Abitibi greenstone belt. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **32**: 135-148.
- Labbé, J.-Y. 1994. Evolution des failles de la Sous-province de l'Abitibi; Exemple des discontinuités structurales de Lyndhurst et de Macamic, Québec. Thèse de Doctorat, Université du Québec à Chicoutimi.
- Lacroix, S. 1992. Etude structurale des batholites de l'Abitibi-Nord. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Résumés des travaux de terrain, DV 92-02, p. 58.
- Lacroix, S. 1993. Étude structurale des plutons de Mistaouac, Boivin et Rousseau. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport d'activité, DV 93-02, p.61.
- Lacroix, S. 1994. Géologie de la partie ouest du sillon Harricana-Turgeon, Abitibi. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, MB 94-54.
- Lacroix, S. 1995. Synthèse structurale et des plutons du secteur à l'ouest de LaSarre. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, MB 95-39.
- Lacroix, S. et Landry, J. 1991. Géologie du secteur de la mine Duquesne, région de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 91-06.
- Lacroix, S. et Sawyer, E.W. 1995. An Archean fold-thrust belt in the northwestern Abitibi Greenstone Belt: structural and seismic evidence. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **32**: 97-112.
- Lacroix, S., Simard, A., Pilote, P. et Dubé, L. M. 1990. Regional geologic elements and mineral resources of the Harricana Turgeon Belt, Abitibi of NW Quebec. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Edité par M. Rive, P. Verpaelst, Y.Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin, et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 43, pp. 313-326.*
- Lacroix, S., Sawyer, E.W. et Dion, D.J. soumis. Structural geometry of late Archean supracrustal assemblages and synorogenic plutons in the south-central Abitibi Greenstone Belt: An integration of field, gravity and seismic data. *Precambrian Research*.

- Ludden, J., Hubert, C., Barnes, A., Milkereit, B. et Sawyer, E., 1993. A three dimensional perspective on the evolution of Archaean crust: LITHOPROBE seismic reflection images in the southwestern Superior province. *Lithos*, **30**: 357-372.
- Mayrand, L., Green, A.G., Jackson, S.L., Ludden, J.N., Milkereit, B., Sutcliffe, R.H. et Verpaelst, P. 1989. Probing the depths. *The Northern Miner Magazine*, pp.45-47.
- McClay, K.R. 1992. Glossary of thrust tectonics terms. *Dans Thrust Tectonics. Édité par K.R. McClay*, pp.419-434.
- Mitra, S. 1990. Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **74**: 921-945.
- Mooney, W.D. et Meissner, R. 1992. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho. *Dans Continental Lower crust. Édité par D.M. Fountain, R. Arculus et R.W. Kay*, pp. 45-79.
- Morley, C.K. 1988. Out-of-sequence thrusts. *Tectonics*, **7**: 539-561.
- Mueller, W., Daigneault, R., Chown, E. H. et Mortensen, J.K., 1996. Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, **265**: 127-150.
- Piché, M., Guha, J., Sullivan, J., Bouchard, G. et Daigneault, R. 1990. Structure, stratigraphie et implication métallogénique-les gisements volcanogènes du camp minier de Matagami. *Dans The northwestern Quebec polymetallic Belt. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J. M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 43*, pp.327-336..
- Pilote, P., Guha, J., Daigneault, R., Robert, F. et Golightly, J.P. 1990. Contexte structural et minéralisations aurifères des gîtes Casa-Berardi, Abitibi, Québec. *Revue canadienne des sciences de la terre*, **27**: 1672-1685.
- Poulsen, K.H. et Robert, F. 1989. Shear zone and gold: Practical examples from the southern Canadian Shield. *Dans Mineralization and Shear Zones. Édité par J.T. Bursnell. Geological Association of Canada, Short Course Notes Volume 6*, pp.239-266.
- Powell, W.G. 1994. A petrological and geochronological study of the metamorphic history of the Rouyn-Noranda area, Quebec. Thèse de Doctorat, Université Queen's, Kingston.

- Racicot, D., Chown, E.H. et Hanel, T. 1984. Plutons of the Chibougamau - Desmaraisville belt: a preliminary survey. *Dans Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization. Édité par J. Guha et E.H. Chown. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 34, pp. 178-197.*
- Rich, J.L. 1934. Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **18**: 1584-1596.
- Rive, M., Pintson, H. et Ludden, J.N. 1990. Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac Subprovinces, Superior Province, Canada. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Édité par M. Rive, P. Verpaëlst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 43, pp. 65-76.*
- Robert, F. 1989. Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **26**: 2661-75.
- Robin, P.-Y.F. et Cruden, A.R. 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, **16**: 447-466.
- Sanderson, D.J. et Marchini, W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, **6**: 449-458.
- Sawyer, E.W. et Benn, K. 1993. Structure of the high-grade Opatoca belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince: An Archean mountain front. *Journal of Structural Geology*, **15**: 1443-1458.
- Sénéchal, G., Mareschal, M., Hubert, C., Calvert, A.J., Grandjean, G. et Ludden, J. 1996. Integrated geophysical interpretation of crustal structures in the northern Abitibi belt: constraints from seismic amplitude analysis. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **33**: 1343-1362.
- Sutcliffe, R.H., Smith, A.R., Doherty, W. et Barnett, R.L. 1990. Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks: evidence from the southern Superior Province, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **105**: 255-274.
- Talbot, C.J., Hunter, D.R. et Allen, A.R. 1987. Deformation of the Assegaai supracrustals and adjoining granitoids, Transvaal, South Africa. *Journal of Structural geology*, **9**: 1-12.
- Théberge, L. 1997. Géologie structurale et métallogénique de la mine Casa-Berardi-Ouest, Abitibi, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 74 p.

- Vignerresse, J.L. 1987. La zone cisailée sud armoricaine est-elle une structure en fleur? Chronique de recherche Académique de la Science, Tome 304, série II, No 13, pp.745-748.
- Williams, H.R. 1990. Subprovince accretion tectonics in the south-central Superior Province. Revue canadienne des sciences de la Terre, **27**: 570-581.
- Williamson, P.K. 1997. Étude structurale à la mine International Standard Ressources dans le pluton de Val-Saint-Gilles, Abitibi. Influence de la lithologie sur le développement de cisaillements aurifères. Projet de fin d'études, Université Laval.
- Woodcock, N.H. et Fischer, M. 1986. Strike-slip duplexes. Journal of Structural Geology, **8**: 725-735.
- Woodcock, N.H. et Schubert, C. 1994. Continental strike-slip tectonics. Dans Continental Deformation. *Édité par* P.L. Hancock. Pergamon Press, pp.251-263.

---

CHAPITRE VI  
ÉVOLUTION TECTONIQUE  
DE LA CEINTURE DE ROCHES VERTES DE L'ABITIBI



### 6.1 Évolution tectonique de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi

Le développement de l'orogénie kénoréenne, tel qu'initialement interprétée dans les sous-provinces d'Uchi, de Wabigoon et de Wawa par Langford et Morin (1976), s'inscrit dans un contexte tectonique d'accrétion d'arcs volcaniques et de bassins sédimentaires développés entre ceux-ci impliquant l'existence de zones de subduction pentées vers le nord comparable à ce qui est documenté dans la Cordillère de l'ouest du Canada. Plusieurs travaux (Card 1990, Percival et Williams 1989, Hoffman 1990, Williams 1990) ont montré que ce modèle s'applique à toute la partie sud de la Province du Supérieur même si quelques modifications et précisions ont été apportées (Figures 1, 2).

Dans un premier temps, les nombreuses données géochronologiques récentes ont permis de préciser l'âge progressivement plus jeune de l'orogénie kénoréenne du nord au sud à l'intérieur du Supérieur. Ainsi, la déformation ductile dans les sous-provinces de Sachigo et d'Uchi a débutée aux environ de 2730 Ma, alors que celle-ci a commencé autour de 2700 Ma dans les sous-provinces de Wawa, de l'Abitibi et du Pontiac (Card 1990, Corfu et Davis 1992). La présence de domaines plutoniques de plus de 3000 Ma dans les sous-provinces de Wabigoon, d'Uchi et de Sachigo et l'existence de séquences de plateforme de carbonate et d'arénites quartzifères de 3000 à 2800 Ma dans celles d'Uchi, de Sachigo et de LaGrande reflète qu'au moins une partie de ces ceintures correspondait à un terrain relativement stable et d'étendue régionale et a probablement représenté un ou des microcontinents ou sites de

nucléations cratoniques lors de l'orogénie kénoréenne. Au sud-ouest du Supérieur, la ceinture de la Rivière Minnesota contient des roches de 3600 Ma et représente potentiellement un avant-pays précoce sur lequel les terranes d'arc plus jeunes (Abitibi-Wawa) ont subi une accréation possiblement le long d'une suture représentée par la zone tectonique des Grands Lacs (Figures 1, 2). Dans ce modèle, les domaines sédimentaires tel celui représenté par la sous-province de Quetico sont interprétés comme des complexes ou prismes accréationnaires comparable à celui de Honshu dans la zone de collision du Japon (Percival et Williams 1989).

Au cours des 20 dernières années, les travaux réalisés notamment dans la partie sud-ouest du Supérieur ont permis de documenter deux styles structuraux qui sont tout à fait compatibles avec cette évolution et ce contexte tectonique. Ainsi, la présence d'un style structural précoce impliquant des failles de chevauchement à faible pendage, des plis couchés et des séquences renversées a été documentée localement par Poulsen et al. (1980) et Bauer (1985), puis confirmée par des études géochronologiques (Davis et al. 1989). De plus, il y a eu une reconnaissance croissante d'un style structural tardif impliquant la formation de structures à pendage abrupt et des zones de failles caractérisées par des mouvements de décrochement et une transpression dextre (Poulsen 1986, Stott et al. 1987, Borradaile et al. 1988, Hudleston et al. 1988, Osmani et al. 1989, Bauer et Bidwell 1990). La similitude de ce style structural de transpression avec celui documenté dans plusieurs ceintures orogéniques phanérozoïques, comme dans la partie ouest de la Cordillère de l'Amérique du nord (Gabrielse 1985), les Appalaches (Williams et Hatcher 1983), les Himalayas (Taponnier et al. 1982), et

la déformation récente et actuelle en bordure des plaques tectoniques (Sleep 1992) a été généralement interprétée comme une évidence que l'accrétion des sous-provinces s'est faite dans un contexte tectonique de convergence oblique dextre (Card 1990, Percival et al. 1994). Une reconnaissance similaire de mouvements de décrochement ou de transpression dextre le long de plusieurs failles orientées E-O et NO-SE à l'intérieur de la CVA (Robert 1989, Lacroix 1989, Lacroix et Landry 1991, Daigneault et Archambault 1990, Jackson et Fyon 1992, Daigneault 1996) a conduit à des interprétations tectoniques similaires (Robert 1989, Chown et al. 1992).

L'intégration de données structurales, gravimétriques et de sismique réflexion réalisée dans le cadre de cette étude permet: 1) d'améliorer les connaissances sur la géométrie tridimensionnelle de l'évolution structurale dans la plus grande ceinture volcano-sédimentaire de la Province du Supérieur, c'est-à-dire sur la plus grande surface exposée du niveau superficiel de la croûte du bouclier canadien, 2) la corrélation des épisodes structuraux avec les ceintures adjacentes (Opatoca et Pontiac), 3) de préciser le contexte tectonique à une échelle plus régionale, et 4) la réévaluation du modèle de convergence oblique dextre, au moins dans la partie sud de la Province du supérieur.

Ainsi, nos travaux de terrain ont permis la reconnaissance d'un épisode structural  $D_1$  précoce caractérisé dans la CVA par des failles de chevauchement à pendage faible à modéré montrant une vergence sud à sud-ouest est indiqué par: 1) les fabriques gneissiques à pendage

au NE dans les gneiss d'Opatica observées au contact nord de la CVA (Figure 34), 2) la plongée vers le NNE des linéations d'étirement dans la Faille Nord-Taïbi orientée est-ouest ce qui implique une composante senestre mineure, 3) la plongée dans le sens du pendage, soit vers le NNE, des linéations d'étirement dans la Faille Nord-Chicobi orientée ONO-ESE, 4) l'attitude grossièrement est-ouest des autres structures  $D_1$  précoce, comme l'anticlinal du lac Abitibi et la Faille Nord-Lyndhurst. Un raccourcissement précoce orienté environ NE-SW a aussi été noté dans d'autres secteurs de la CVA. Par exemple, mentionnons l'attitude est-ouest à ONO-ESE de la Faille Manneville contenant des linéations d'étirement plongeant dans le sens du pendage. Ensuite, Desrochers et Hubert (1996) ont documenté que les fabriques (schistosité, plis) associées au premier épisode structural dans le secteur de Val d'Or sont orientées NO-SE à cause d'un raccourcissement initial orienté NE-SO. Les études des tenseurs de contrainte en régime fragile réalisées à la mine Selbaie au sud-ouest du pluton de Brouillan dans le nord-ouest (Faure et al. 1991) et dans la partie sud (Faure et al. 1996) de la CVA suggèrent également un épisode de raccourcissement initial orienté ENE-WSW. Dans le secteur de Chibougamau, des plis précoces orientés nord-sud à vergence vers l'ouest (ex.: le synforme du lac Caché) décrits par Daigneault et al. (1990) ont été réinterprétés par Sawyer et Benn (1993) comme des flexures ouvertes créées lors d'un épisode de chevauchement à vergence ouest développé dans le substratum composé des gneiss d'Opatica.

Dans l'Opatica, des décrochements senestres orientés grossièrement est-ouest ont été documentés par Sawyer et Benn (1993). La présence de mouvements semblables dans la

CVA demeure trop faiblement documentée pour en démontrer clairement l'existence, toutefois la présence de structures similaires est possiblement indiquée par: 1) l'observation locale de quelques mouvements horizontaux senestres (Figure 12c, d) le long de la Faille Nord-Chicobi, 2) l'orientation NNO de structures magmatiques dans le pluton du ruisseau Murdoch (Cruden 1992) et d'autres structures en bordure de la zone de faille de Larder-Lake Cadillac (Hubert et al. 1984, Hubert et al. 1990).

Toutes ces observations de terrain tendent à indiquer que la CVA a préservé des évidences d'un épisode  $D_1$  précoce (Figure 47), caractérisé par des chevauchements dont la géométrie structurale et la vergence variant principalement entre le sud et le sud-ouest sont similaires à celles documentées lors de l'épisode structural précoce ( $D_1$ ) dans les sous-provinces adjacentes de l'Opatoca (Sawyer et Benn 1993) et du Pontiac (Benn et al. 1994). L'interprétation d'un même événement structural ( $D_1$  précoce et  $D_1$ ) est aussi appuyé par la corrélation de plusieurs failles  $D_1$  précoces dans la CVA avec des réflecteurs sismiques à faible pendage au nord et latéralement continus en direction est-ouest, qui vient illustrer que la CVA a été initialement déformée lors d'un épisode de chevauchement majeur à l'échelle de la croûte (Figure 35).

Finalement, l'interprétation d'un même épisode structural initial de chevauchement est aussi appuyé par la similitude d'âge d'un événement plutonique dans l'Opatoca et les fenêtres

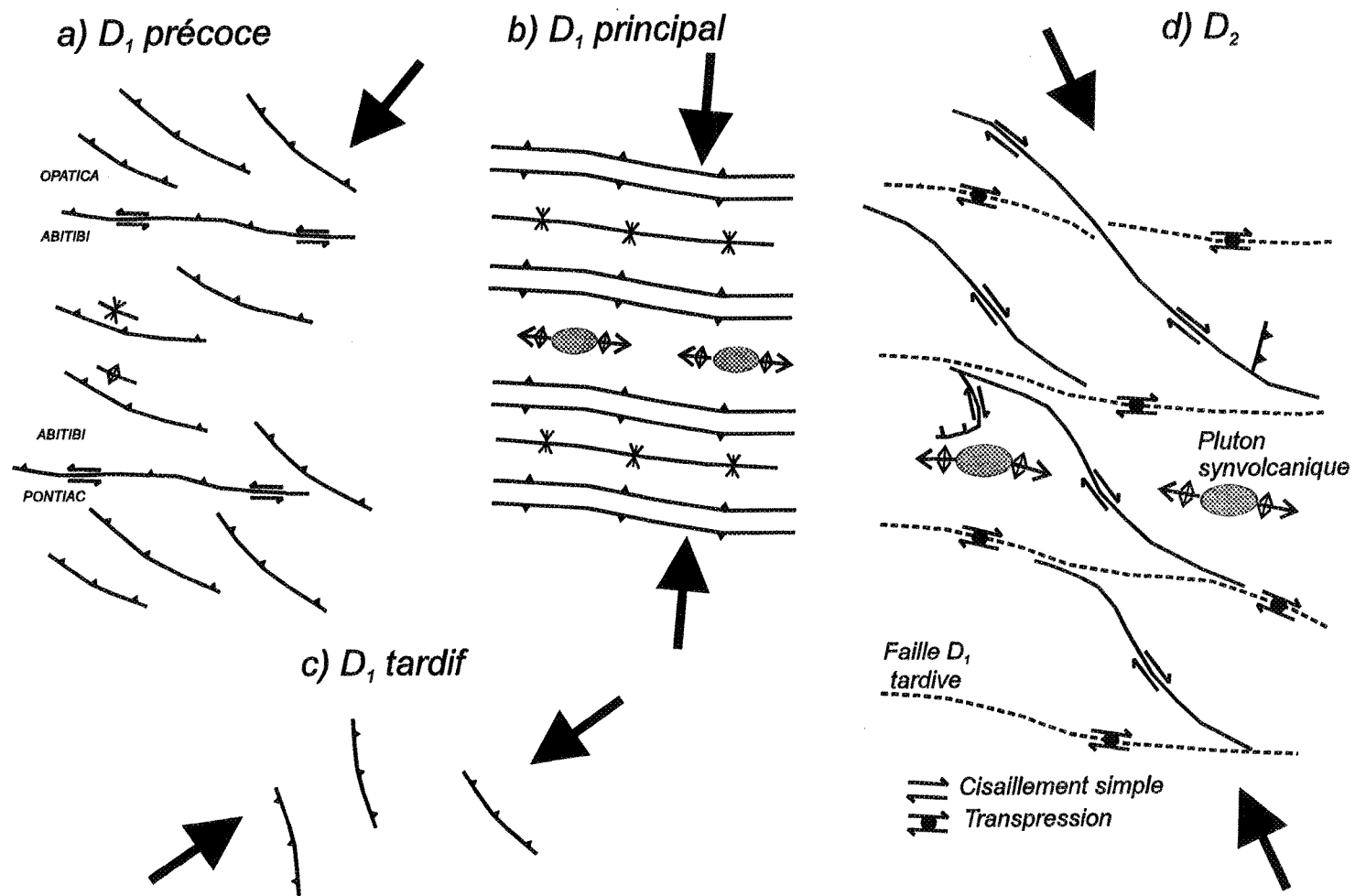


Figure 47. Représentation schématique comparative des styles structuraux des différents épisodes de déformation. Les flèches représentent l'orientation régionale de la contrainte principale.

structurales dans la CVA. En effet, l'âge du pluton gneissique de Rousseau à 2703 Ma (Davis et al. 1993) est similaire à celui des plus jeunes gneiss datés dans l'Opatoca (2702 Ma), ce qui indique un âge au moins en partie similaire et plus jeune que 2703-2702 Ma pour cet épisode de chevauchement initial. Par ailleurs, l'âge de cristallisation du complexe de Lapparent daté à 2713-2711 Ma (Mortensen 1993c) est similaire à celui obtenu sur les surcroissances des zircons (2721-2718 Ma, Davis et al. 1995) dans les gneiss d'Opatoca, ce qui suggère donc qu'un événement plutonique a vraisemblablement duré entre 15 et 20 Ma (2721-18 à 2703-2702 Ma) dans la ceinture de l'Opatoca et sous la partie nord de la CVA. Étant donné que les fenêtres structurales dans la CVA montrent des évidences de foliations de haute température précoces semblable à celles documentées dans l'Opatoca par Sawyer and Benn (1993), il est plausible que celles-ci témoignent d'une déformation ductile développée lors d'un événement de chevauchement  $D_1$  dans la croûte médiane sous la partie nord de la CVA (Figure 48) qui serait au moins en partie synchrone à l'emplacement de plutons tabulaires sous la CVA tel que proposé d'ailleurs par Jackson et Cruden (1995).

L'âge terminal de cet épisode  $D_1$  précoce est mal défini, puisque celui-ci a progressivement fait place à l'épisode structural  $D_1$  tardif. La similitude du style structural  $D_1$  principal dans la CVA et  $D_2$  dans les ceintures avoisinantes de l'Opatoca (Sawyer et Benn 1993) et du Pontiac (Benn et al. 1994), soit un réseau conjugué de failles inverses orientées est-ouest à pendage surtout abrupt exprimant un raccourcissement nord-sud, ainsi que la profondeur d'enracinement de ces failles jusqu'à 12 à 15 km sous la surface interprétée

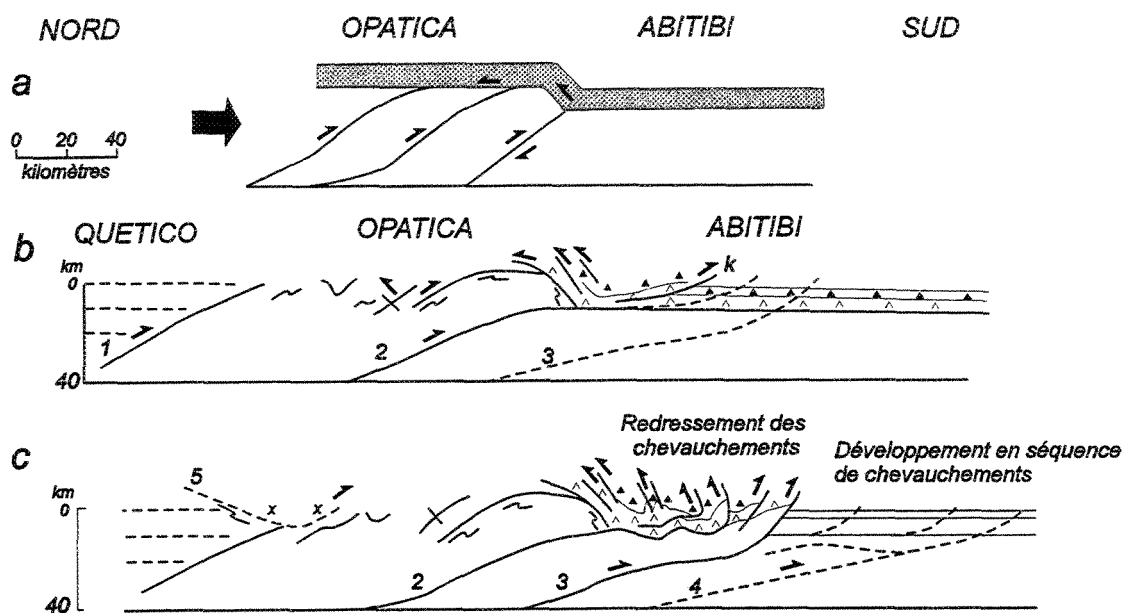


Figure 48. a) Développement d'un prisme de chevauchement dans la ceinture de l'Opatoca sous la CVA pour produire une structure en crocodile, b-c) Modèle de chevauchement: c) Imbrications  $D_2$  précoces de la ceinture de l'Opatoca le long de chevauchements à vergence SSE. Les imbrications dans l'Opatoca sont entraînées sous la partie nord de la CVA pour former un synclinal entre des chevauchements synthétiques et antithétiques. Les lignes pointillées illustrent un prisme de chevauchement se développant vers le sud. c) Les imbrications formant un synclinal dans la partie nord de la CVA sont redressées au dessus d'imbrications plus jeunes développées dans la croûte médiane avec une propagation vers le sud. Séquence de chevauchement indiquée par les chiffres 1 à 5 (Modèle tiré et traduit de Sawyer et Benn 1993)



sur les profils sismiques, indiquent clairement que cet épisode a affecté l'ensemble de la croûte supérieure et médiane. L'épisode  $D_1$  principal est limité dans le secteur étudié entre 2703 Ma (soit l'âge du pluton de Rousseau) et 2696 Ma, soit l'âge maximum des plutons syntectoniques (syn- $D_2$ ), même si certains d'entre eux mis en place le long des failles inverses à pendage sud ont été déformés par la suite (2696 à 2690 Ma, Davis et al. 1995).

La cartographie du contact nord de la CVA au nord-ouest de Matagami (Figure 34) et la section composite de la croûte fournie par les profils sismiques #25-27-48 (Figure 35) permet de situer cette évolution structurale dans un contexte tectonique plus large. La présence de foliations gneissiques à pendage variable vers le nord-est dans la ceinture d'Opatica en bordure du contact nord avec la CVA (Figure 34, domaine 5) révèle qu'une partie des gneiss d'Opatica a été chevauchée au dessus de la bordure nord de la CVA. Il est vraisemblable que ces structures se poursuivent en profondeur dans l'Opatica et correspondent aux réflecteurs à faible pendage au nord visible sur le profil #48 dans la partie sud de l'Opatica (Figure 35). D'autre part, la présence des fenêtres structurales de Rousseau et de Lapparent suggère qu'un assemblage plutonique-gneissique similaire aux gneiss d'Opatica est aussi présent sous la partie nord de la CVA. Ceci vient appuyer l'interprétation de Sawyer et Benn (1993, Figure 48) qui ont proposé que les gneiss d'Opatica ont été entraînés sous la bordure nord de la CVA, entraînant ainsi le développement prédominant de rétrochevauchement passif à vergence nord le long de la semelle de l'Abitibi, tel que documenté au nord de Chibougamau et Matagami (Sawyer and Benn 1993, Daigneault 1996) et possiblement aussi

au nord-ouest de Matagami (Figure 34, domaine 2). Par conséquent, la bordure nord de la CVA peut être interprétée comme le site d'un prisme simple (Figure 49). Des structures semblables ont été observées dans pratiquement toutes les ceintures orogéniques, telles les Alpes, la Cordillère canadienne, le Pakistan, les Andes et les Caraïbes (Martinez-Torres et al. 1994). Toutefois, la présence de prismes plus complexes (double ou même triple) peut être interprété à la figure 35 à la rencontre du chevauchement passif à la semelle de la CVA avec la Faille Grasset et la Faille Nord-Taïbi.

L'interprétation profonde de la Faille Nord-Taïbi est particulièrement intéressante, puisque celle-ci peut être extrapolée jusqu'au réflecteur à faible pendage qui se poursuit de 35 à 70 km sous la croûte dans la partie sud de l'Opatica (Figure 35). Ce réflecteur mantellique a été interprété préliminairement comme la partie supérieure d'une unité de croûte océanique ayant été entraîné à l'intérieur du manteau lors d'un processus de subduction. La Figure 50 illustre l'évolution progressive d'un prisme double vers une délamination où le développement privilégié d'une faille (ex.: la Faille Nord-Taïbi) majeure peut conduire à une géométrie identique à celle observée à la Figure 35. Bien sûr, ces deux processus ne sont pas mutuellement exclusifs et on peut donc envisager que cette géométrie sismique témoigne d'une zone de subduction ayant éventuellement évoluée vers un stade de délamination.

La partie nord du profil #48 permet d'observer deux familles de réflecteurs à faible pendage respectivement vers le nord et le sud formant un patron en V ouvert au dessus du

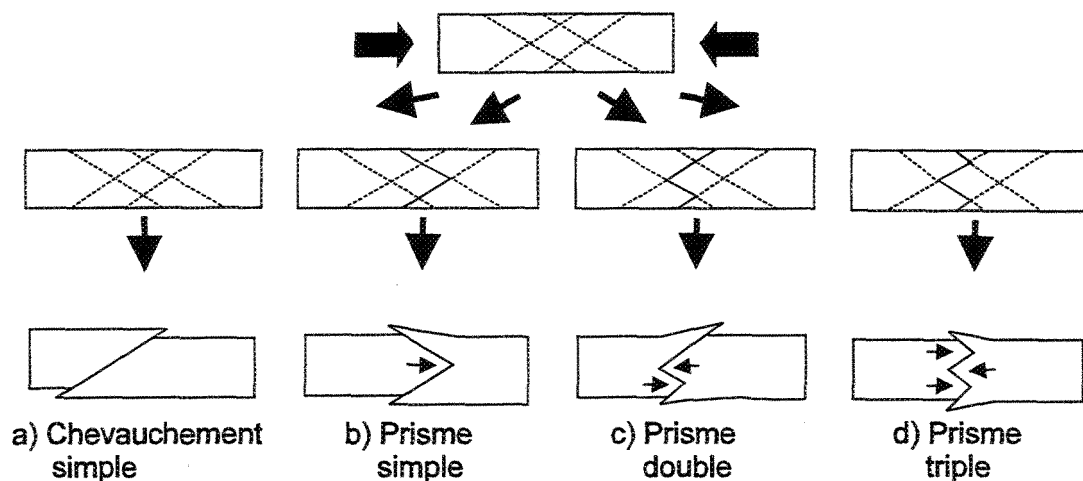


Figure 49. Plans de cisaillement conjugués potentiels et combinaisons possibles de prismes tectoniques (tiré de Martinez-Torres et al. 1994)

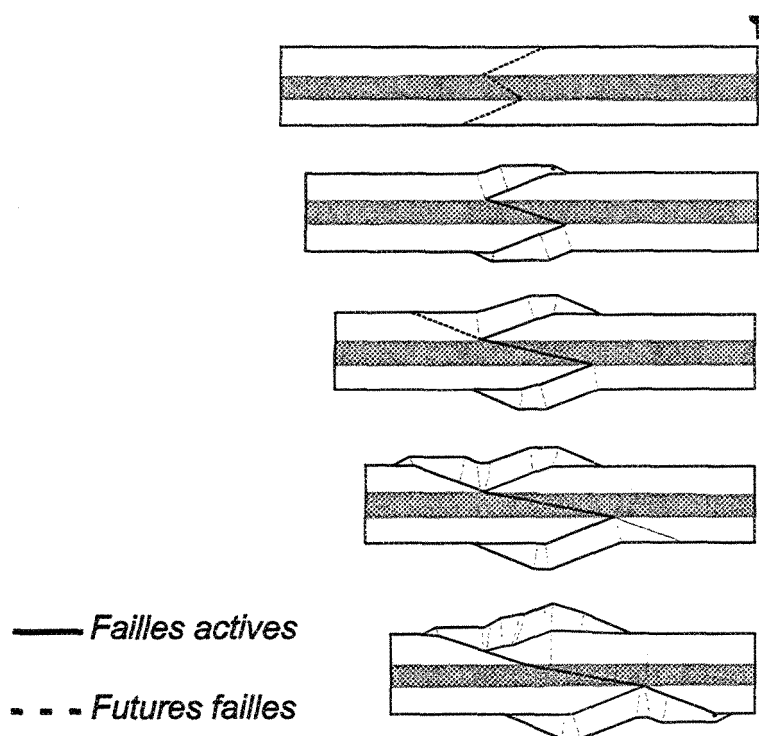
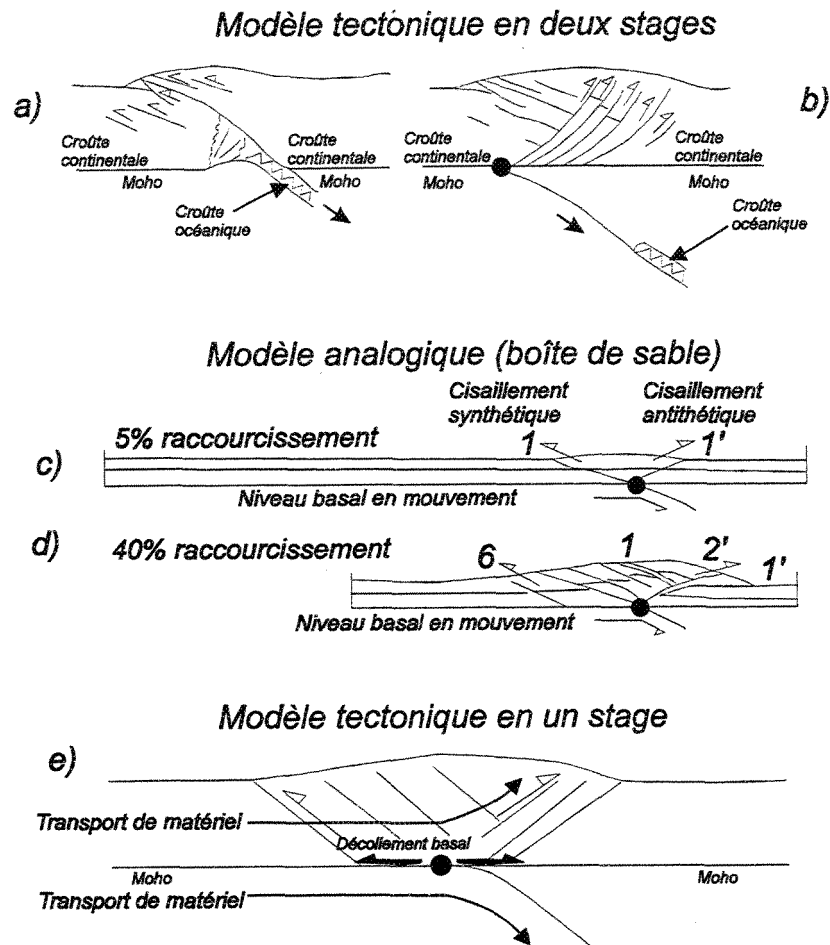


Figure 50. Évolution cinématique d'un prisme double jusqu'à la délamination dans les parties supérieure (d) et inférieure (e). La partie centrale en gris est interprétée comme une zone d'accumulation de la déformation par des cisaillements parallèles aux cisaillements dans les niveaux incompetentes. (tiré de Martinez-Torres et al. 1994)

réflecteur mantellique (Figure 35). Quinlan et al. (1993) a récemment montré que ce patron de réflectivité sismique est commun à plusieurs ceintures orogéniques dominées par la compression dans un contexte de subduction (Figure 51a-b), telles les Appalaches de Terre-Neuve, son extension dans les Calédonides d'Irlande, Grenville (Ohio et Lac Erié), Pyrénées, partie sud de la Cordillère en Colombie Britannique, et même en Nouvelle-Zélande où le stage de collision-collision n'est pas encore développé. De plus, une géométrie identique a été reproduite par un modèle expérimental (Malavielle 1984), qui permet de visualiser l'évolution structurale (Figure 51c-d). Dans un premier temps, des cisaillements synthétiques (parallèles à celui de la polarité d'une zone de subduction sous un niveau de décollement) et antithétiques (dans l'autre direction) se forment (c), jusqu'à ce que les chevauchements synthétiques initiaux deviennent inactifs et conduisent au développement d'autres cisaillements (d-1 à 6). Une évolution structurale semblable permettrait aisément d'expliquer la propagation vers le sud des chevauchements  $D_1$  précoces. La modélisation de Willet et al. (1993) souligne également que le développement de cette géométrie à double vergence des zones orogéniques convergentes est néanmoins accompagnée par une asymétrie structurale, qui reflète un développement plus diffus de failles de chevauchement parallèle à la zone de subduction (synthétique) dans la couche supérieure plastique, par rapport à une base plus incompétente où la convergence est fondamentalement dominée par le détachement et le sous-chevauchement de la lithosphère d'une des plaques comme dans le cas d'une subduction. Selon Quinlan et al. (1993), la présence de ce patron sismique dans de nombreuses ceintures orogéniques ayant passé par un stage tardif de collision suggère que des épisodes structuraux tardifs (ex.: transpression,



**Figure 51.** Modèles utilisés pour expliquer le patron de réflectivité sismique en "V" dans les ceintures orogéniques (Quinlan et al. 1993):

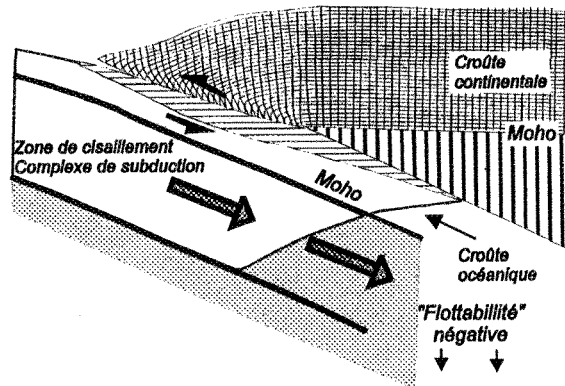
a) Les chevauchements associés à la subduction produisent un bras du patron sismique, b) Le second bras du patron sismique est produit lors du détachement de la croûte subducté, c- d) Chevauchements à double vergence formés à deux stages de raccourcissement dans des niveaux de sable déformés lors du déplacement de la base (Malavielle 1984). Nos 1 à 6: séquence de développement progressif des chevauchements, e) Interprétation tectonique du modèle analogique (c-d) en terme de détachement et subduction.

extension...) témoigne de la préservation de la géométrie structurale précoce créée dans de nombreuses ceintures orogéniques, ce qui semble également le cas pour l'archéen dans la partie sud-est du Supérieur.

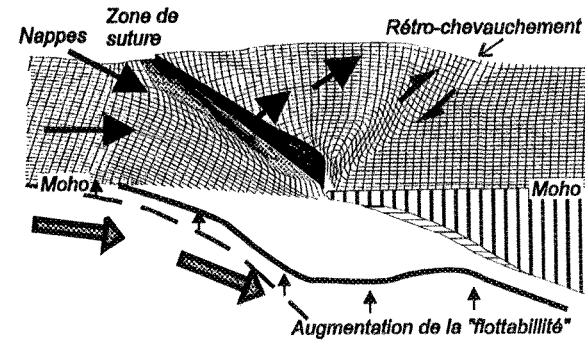
Beaumont et al. (1996) a interprété cette évolution structurale et le patron sismique résultant comme la conséquence d'une transition entre une tectonique de subduction à celle de collision (Figure 52), où le principal contrôle est l'augmentation progressive de la "flottabilité" (buoyancy). Dans une première phase, la "flottabilité" est négative et suffit à permettre la subduction d'un niveau sous l'autre. Éventuellement (lors d'une seconde phase), la "flottabilité" augmente à cause de l'augmentation de matériel plus léger de la croûte continentale étant subducté ce qui induit une remontée isostatique et provoque une déformation à double vergence au dessus soulignée par le patron de réflectivité sismique en V.

Il est intéressant de noter la variation du style structural au cours de l'épisode  $D_1$  dans la croûte superficielle et médiane. Ainsi, seulement quelques failles ont apparemment été développées au niveau de la CVA au cours de l'épisode structural  $D_1$  précoce, ce qui contraste avec la déformation pénétrative de haute température documentée dans les ceintures du Pontiac et de l'Opatoca représentant la croûte médiane (Figure 47). De plus, il semble clair que la vergence semble beaucoup plus oblique par rapport à la limite des ceintures dans le Pontiac et l'Opatoca, par rapport à la CVA. Par exemple, notons tout au plus l'orientation NNE des

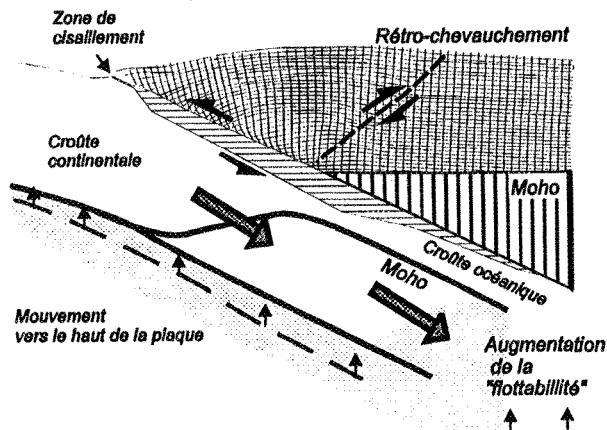
Phase 1: Subduction de la lithosphère océanique



Phase 2b: Fin de la subduction partielle de la marge continentale



Phase 2a: Subduction partielle de la marge continentale



Phase 3: Collision orogénique (Obduction)

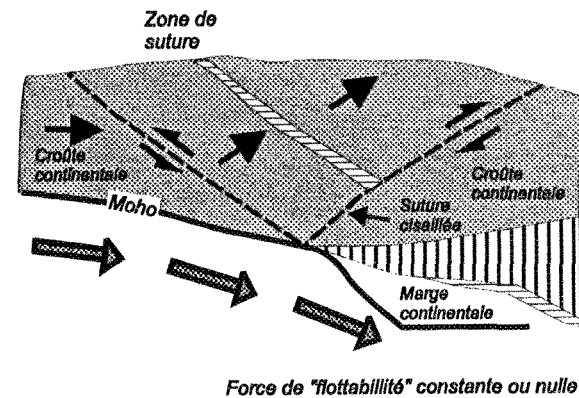


Figure 52. Modèle d'évolution en trois phases illustrant une transition de la subduction à la collision de Beaumont et al. (1996). Une plaque est fixe par rapport au déplacement relatif de l'autre qui est indiqué par les flèches grises. Durant la phase 1, la flottabilité est suffisante pour permettre la subduction entière d'une plaque sous l'autre. Au cours de la phase 2, la flottabilité augmente à cause du bris de la plaque subducté ou de la plus grande proportion de lithosphère continentale subducté, et éventuellement la déformation à double vergence commence. Durant la phase 3, le détachement complet de la plaque subducté conduit au développement accentué de rétro-chevauchement.

linéations dans les chevauchements  $D_1$  précoces dans la CVA, par rapport à la vergence franchement NE ou même vers l'est dans les ceintures avoisinantes (Sawyer et Benn 1993, Benn et al. 1994). Ceci est particulièrement notable puisqu'une vergence vers le sud-ouest et l'ouest est aussi observée dans les foliations gneissiques de haute température au contact nord de la CVA (Figure 34). De même, une vergence plus oblique variant entre le sud et le sud-est est observé dans le pluton de Rousseau. Ceci témoigne apparemment d'une convergence relativement plus oblique dans le niveau médian de la croûte, par rapport au niveau plus superficiel des failles  $D_1$  précoces affectant la CVA.

Ceci peut être expliqué par le modèle d'Ellis et Watkinson (1987), qui ont montré que les directions obliques à subparallèles d'allongement développées lors d'une déformation précoce dans la partie inférieure des ceintures orogéniques sont généralement plus représentatives de la direction de la subduction oblique (Figure 53). En guise de comparaison, les structures plus tardives qui sont développées et préservées surtout dans la partie supérieure de l'orogénèse lors de la collision, ont une attitude généralement plus orthogonale par rapport à l'allongement des ceintures et reflètent surtout une émergence isostatique plutôt qu'une direction de convergence ou de subduction oblique. Cette évolution structurale et tectonique est comparable à celle documentée dans de nombreuses ceintures orogéniques d'âge Phanérozoïque, telles la Cordillère dans l'Ouest de l'Amérique du Nord, les Alpes de l'Ouest, et l'Himalaya (Ellis et Watkinson 1987).



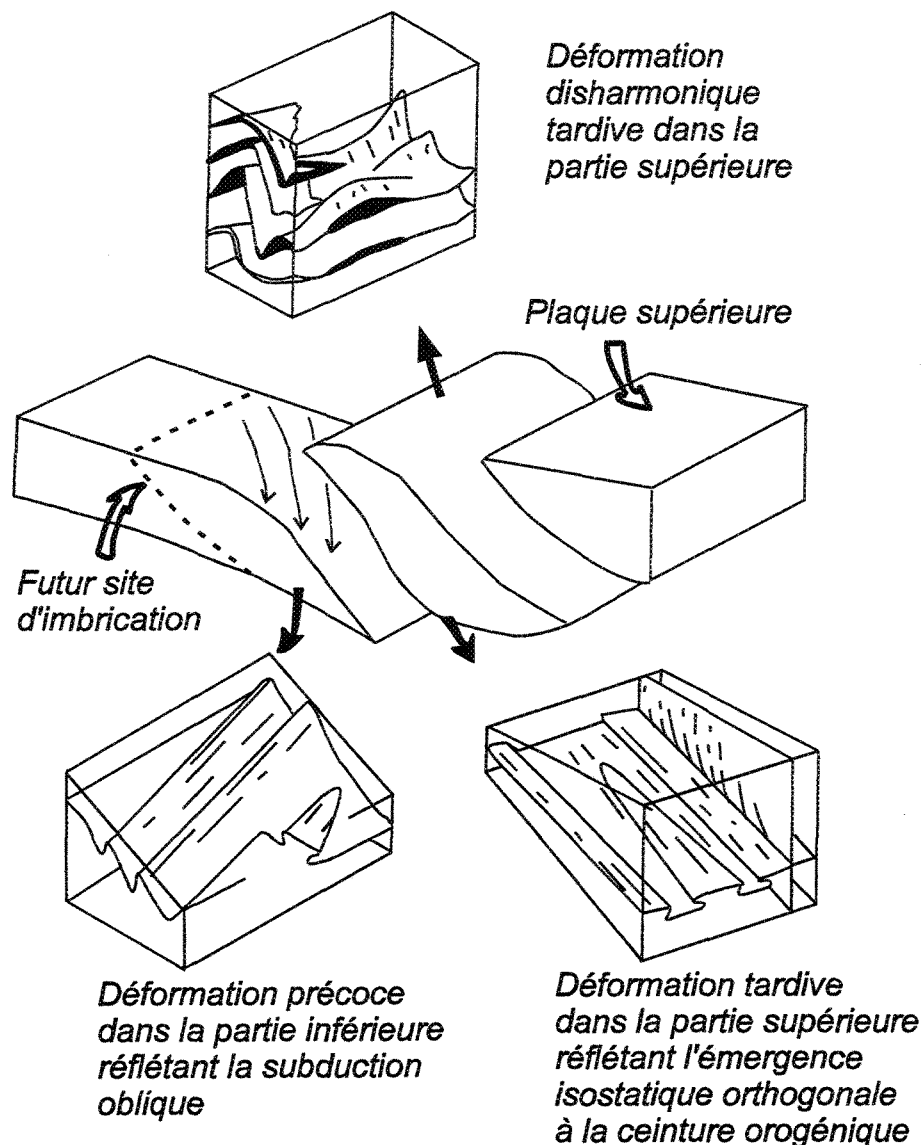


Figure 53. Diagramme schématique de la subduction oblique, l'imbrication et l'émergence. La déformation dans la partie inférieure reflète des contraintes obliques caractérisées par des plis cylindriques, isoclinaux et en fourreau. Les linéations d'étirement sont subparallèles ou obliques aux axes de plis et à la ceinture orogénique. La déformation dans la partie inférieure de la plaque supérieure reflète le processus d'imbrication; les structures moins profondes reflètent la direction d'émergence liée à l'isostasie normale par rapport à l'orogène. Des structures disharmoniques sont formées dans la partie supérieure de la plaque supérieure pour accommoder la déformation plus profonde (Ellis et Watkinson 1987).

Par analogie avec ce modèle, la documentation de cet événement structural initial de chevauchement à vergence vers le sud au sud-ouest à l'échelle de la croûte a donc une incidence importante sur l'évolution tectonique de la partie sud-est du Supérieur puisqu'il indique que l'accrétion des domaines volcaniques et sédimentaires dans la CVA ainsi que de la CVA avec les ceintures d'Opatoca et du Pontiac s'est effectué dans le cadre d'une convergence oblique senestre (orientée régionalement NE-SE) plutôt que dextre tel que préalablement proposé (Card 1990, Percival et al. 1994). Il est probable que cet événement tectonique a affecté au moins toute la partie sud de la Province du Supérieur, puisqu'un style structural similaire a été aussi documenté dans sa partie sud-ouest. En effet, Jirsa et al. (1992) ont récemment démontré que le style précoce de chevauchement et de nappe documenté dans la partie ouest de la sous-province de Wawa (Poulsen et al. 1980, Bauer 1985) avait également une vergence vers le sud-ouest dans les roches métasédimentaires du district de Vermillion. La similitude de l'orientation ENE des linéations d'étirement, ainsi que l'existence d'autres structures indiquant un raccourcissement  $D_1$  précoce parallèlement à cette direction, dans plusieurs sous-provinces de la Province du Pontiac appuient l'idée d'une direction de transport régionale impliquant des mouvements de plaques (Shackleton et Ries 1984). Le modèle d'Ellis et Watkinson (1987) permet notamment d'interpréter le développement plus intense des structures de l'épisode structural  $D_1$  principal au niveau de la CVA à une direction de raccourcissement non pas relié à une convergence oblique mais plutôt à une remontée isostatique plus tardive.

L'existence d'une direction de raccourcissement horizontale orientée ENE-OSO, tel qu'indiquée par les failles de chevauchements de l'épisode  $D_1$  tardif, est plus difficile à intégrer dans cette évolution tectonique. En effet, cette direction de convergence est relativement semblable à celle de l'épisode  $D_1$  précoce, mais les relations de terrain montrent clairement que cette phase  $D_1$  tardive est postérieure au stade  $D_1$  principal. D'autres travaux seront nécessaires afin de mieux comprendre le cadre tectonique de ces structures récemment documentées dans le cadre de cette étude, mais il est possible que cette phase  $D_1$  tardive représente des soubresauts relativement tardifs d'une convergence semblable à celle de la phase  $D_1$  précoce. Quoiqu'il en soit, l'existence de cette phase  $D_1$  tardive supporte l'idée d'un continuum entre les trois stades précoce, principal et tardif de l'épisode structural  $D_1$ .

Lors d'une interprétation récente des failles de décrochement orientées NO-SE dans la partie nord de la CVA, Labbé (1994) a discerné une différence importante entre d'une part, l'attitude oblique en surface de celles-ci par rapport au grain stratigraphique régional dans la CVA et la limite des sous-provinces grossièrement orientés est-ouest, et d'autre part, le style structural en décrochement manifesté dans les arcs océaniques des zones convergentes modernes dans le sud-ouest du Pacifique (Fitch 1972, Woodcock 1986). La présence de ces dernières failles, nommées "Trench-linked strike-slip faults" par Sylvester (1988), a été particulièrement bien documentée dans les arcs océaniques de Sumatra (Diament et al. 1992), des Philippines (Karig et al. 1986, Barrier et al. 1991), de la Nouvelle-Zélande (Norris et al. 1990, Van Dissen et Yeats 1991), du Japon (Taira et al. 1983) et du Burma (Faille de

Semanko, Sylvester 1988). Dans ce contexte, ces failles se développent typiquement dans l'arc magmatique subparallèlement au, et jusqu'à 100 km à l'intérieur, du fossé de subduction ("trench") afin d'accomoder la composante tangentielle d'une subduction oblique.

Bien que le contexte tectonique de la CVA s'apparente vraisemblablement à celui des arcs océaniques du sud-ouest Pacifique (Card 1990), la distinction entre leurs géométries structurales vient appuyer le fait que l'épisode structural de décrochement  $D_2$  ne reflète pas un contexte de convergence oblique tel qu'observé actuellement dans le sud-ouest du Pacifique. Il convient de mentionner que la géométrie de ces décrochements actuels et récents n'exprime que le stade initial et nécessairement incomplet de l'évolution structurale ayant cours lors de la subduction et l'accrétion. En guise de comparaison, l'évolution tectonique de la CVA est plus complète et a impliqué un stade de subduction suivie d'un stade de collision post-accrétionnaire (Feng et Kerrich 1992, Corfu 1993). Étant donné que l'épisode structural  $D_1$  a été interprété ici dans un contexte tectonique de convergence oblique senestre, la géométrie de l'épisode  $D_2$  reflète donc principalement la collision post-accrétionnaire. Wyman et Kerrich (1988) sont arrivés à une conclusion identique, en interprétant que le volcanisme alcalin (shoshonitique) et un bassin sédimentaire d'extension local ("pull-apart basin") reliés à des failles de décrochement s'étaient développés après un stade de subduction oblique.

Ainsi, la géométrie et l'évolution structurale de la CVA montrent de nombreuses analogies avec celles de la Chaîne Cotière canadienne et de la Sierra Nevada dans la

Cordillère de la partie ouest de l'Amérique du Nord:

(1) Dans ces ceintures représentant le noyau du plus large arc magmatique en Amérique du Nord d'âge Mésozoïque, un système de failles de décrochement à dominance dextre a été superposé depuis environ 90-80 Ma sur un système de failles de chevauchement pré-existant.

(2) La plupart des failles de décrochement dextres sont orientées NNO-SSE, c'est-à-dire parallèlement à la ceinture orogénique, mais des failles de décrochement orientées nord-sud et montrant des relations géométriques à la fois sécantes et asymptotiques par rapport aux grains stratigraphique et structural pré-existants ont été décrites dans la Chaîne Cotière canadienne (Gabrielse 1985, Umhoefer et Miller 1996) et dans la Sierra Nevada (Busby-Spera et Saleeby 1990), formant ainsi un patron d'ensemble anastomosé en surface.

(3) Des zones de transfert en extension connectant différentes failles de décrochement dextre, avec une géométrie de surface identique à celle visible dans le secteur du lac Abitibi, ont été documentées: a) le long de la déflexion Mina en bordure du système de failles de décrochement de Walker Lane, située directement à l'est du batholite de la Sierra Nevada au Nevada et en Californie (Oldow et al. 1994), b) dans le complexe métamorphique de noyau, situé dans le désert de Mojave central, au sud-est du batholite de la Sierra Nevada (Walker et al. 1995).

(4) Les profils sismiques COCORP dans le sud-ouest des États-Unis ont montré que le système de failles de décrochement Walker Lane s'enracine à une profondeur d'environ 15 km à 20 km sous la surface le long d'un réflecteur sismique subhorizontal (Lemiszki et Brown 1988). Les failles de décrochement  $D_2$  nommées Macamic et Laberge ont une signature

sismique similaire à ces failles, qui sont interprétées comme des failles intraplaques par Lemiszki et Brown (1988). Ce type de failles se développe après la période d'accrétion à l'intérieur des plaques tectoniques, quoique leurs mouvements puissent être reliées aux déplacements en bordure de celles-ci. Le déplacement le long de ces failles est relativement limité, mais celles-ci réactivent communément des failles pré-existantes à pendage modéré à abrupt et déplacement ce qui peut oblitérer les anciens mouvements le long de ces failles (Woodcock et Schubert 1994).

(5) Le réflecteur sismique au dessus duquel les failles de décrochement s'enracinent est situé au niveau de la transition fragile-ductile, et est interprété comme le site de failles de chevauchement d'âge Mésozoïque réactivées, lors de l'épisode structural de décrochement, en failles normales qui se corrént vers l'ouest avec le contact basal du batholite de la Sierra Nevada (Knuepfer et al. 1987). Cette situation est analogue à celle de la Faille Macamic qui s'enracine au dessus de la Faille de chevauchement D<sub>1</sub> Nord-Lyndhurst, qui a été corrélé avec un réflecteur sismique présent sous le pluton du lac Abitibi dont la base correspond à la zone de transfert en extension du lac Abitibi.

Une autre similitude avec la CVA est illustrée par l'emplacement de nombreux et volumineux plutons d'âge Crétacé (<90 Ma), dans le batholite de la Sierra Nevada, contemporains avec le développement de failles de décrochement dextre (Busby-Spera et Saleeby 1990, Tikoff et Teyssier 1992, Greene et Schweickert 1995). A cet endroit, l'emplacement des plutons et le développement des failles de décrochement ont tous deux été

interprétés comme le résultat d'une convergence oblique entre les plaques de l'Amérique du Nord et de Farallon (Glazner 1991, Tikoff et Teysier 1992, Tobisch et al. 1995). D'autres exemples sont également montrés au cours du dernier épisode magmatique des Andes (il y a 15 à 3 millions d'années) dans le batholite de la Cordillera Blanca de la partie nord-centrale du Pérou (Petford et Atherton 1992). Directement au sud-est et à l'est du batholite de la Sierra Nevada, des plutons se sont également mis en place dans une zone de transfert en extension le long d'une faille de décrochement dextre dans les noyaux métamorphiques centraux de Mojave (Walker et al. 1995).

Les failles de décrochement dextre de l'épisode  $D_2$  ont vraisemblablement servi au transport et à l'emplacement d'au moins deux événements plutoniques dans la CVA. L'association intime entre le plutonisme calco-alcalin (2696 à 2690 Ma) et les failles  $D_2$  a été documentée dans la CVA par les travaux de Chown et Daigneault (1993), de Mouskhsil (1996) et de Lacroix et al. (1998, cette étude-chapitre III). Une seconde période de plutonisme (nommé Timiskaming) a consisté en l'emplacement de monzonite, de syénite, de porphyre quartzifère et/ou feldspatique, d'albitite et de lamprophyres d'affinité calco-alcaline à alcaline entre 2690 et 2673 Ma (Corfu 1993, Mueller et al. 1997). Cette dernière période de plutonisme a été concentrée principalement le long des failles de Larder-Lake Cadillac et de Porcupine-Destor, mais quelques syénites orientées NNO-SSE (Aldermac, Tarsac, Cléricy) sont également présentes entre ces deux failles (Rive et al. 1990). La datation récente de la syénite de Douay (2677 Ma, Davis et al. non publié) le long de la Faille Douay-Casa-Berardi

est importante puisqu'elle démontre que le plutonisme de type Timiskaming est aussi présent le long des failles majeures dans le nord de la CVA. Bien qu'aucune étude détaillée n'a documenté les relations entre ce plutonisme et le mouvement des failles, l'association spatiale entre ces petits plutons et les zones de failles ainsi que la déformation généralisée de ces plutons suggère que le mouvement de ces failles a été d'une durée au moins équivalente à celle du plutonisme Timiskaming. Ceci permet donc de circonscrire la durée de l'événement structural  $D_2$  entre 2696 et 2673 Ma dans la CVA, soit un intervalle d'environ 20 à 25 millions d'années qui représente près du double de la période de plutonisme associée au décrochement dextre dans la Sierra Nevada (90 à 78 Ma, Tobisch et al. 1995).

Il est intéressant de noter que la répartition homogène des âges de ces deux périodes de plutonisme dans la CVA (c'est-à-dire que l'âge de ces plutons est constant du nord au sud et de l'est vers l'ouest) suggère que ce plutonisme, et par conséquent les failles de décrochement dextre  $D_2$ , ont probablement affectées en même temps l'ensemble de la CVA. D'autre part, les âges identiques des plutons mis en place le long des rétrochevauchements  $D_1$ , tel que les plutons de Barlow et Canet (2696-2693 Ma), tend à suggérer que l'épisode structural  $D_1$  principal est au moins en partie synchrone à l'épisode structural  $D_2$  représenté par les failles de décrochement dextre. En fait, les rétrochevauchements  $D_1$  ont pu être actifs au moins jusqu'à 2689 dans la CVA, puisque le porphyre à quartz et feldspath de la mine Duquesne est aussi affecté par des mouvements de rétrochevauchements  $D_1$  tardif (Lacroix et Landry 1989, Goutier et Lacroix 1992). Ces données géochronologiques supportent une évolution



progressive entre les rétrochevauchements  $D_1$  principaux et les failles de décrochement dextre  $D_2$ , tel qu'indiqué par la présence de linéations subverticales, obliques et subhorizontales le long de la Zone de Faille Porcupine-Destor (Mueller et al. 1996). Cette évolution structurale de la CVA est identique à celle des zones de collision de type Alpine affectées par une convergence oblique, où les rétrochevauchements représentent des plans préférentiels pour des mouvements à la fois inverses et en décrochement (Braun et Beaumont 1996). Le linéament P riadriatique dans les Alpes illustre notamment une zone de rétro-chevauchement affectée par du décrochement et du plutonisme de collision (von Blanckenburg et Davies 1995).

Finalement, les conditions métamorphiques dans la CVA (Jolly 1978) sont similaires à celles des ceintures de basse pression et de haute température telle que définie dans la Sierra Nevada (Lux et al. 1986, Barton et Hanson 1989) où le métamorphisme est relié à l'âge des différents plutons dans l'arc magmatique. L'existence de volumineux plutons tabulaires sous la CVA, tels ceux du lac Abitibi et le long du contact nord avec les gneiss d'Opatica, ont vraisemblablement eu une influence significative sur le métamorphisme de la CVA. Ainsi, il est plausible que ceux-ci soient responsables du métamorphisme régional au faciès schiste vert de la CVA, qui représenterait alors une auréole régionale de métamorphisme telle que définie par den Tex (1963). Cette interprétation est d'ailleurs supportée par la présence d'isogrades métamorphiques subhorizontaux décrits par Powell (1994) dans la partie sud de la CVA. Alternativement, les plutons tabulaires mis en place le long des chevauchements à

faible pendage au nord dans la croûte médiane sous la CVA pourraient aussi être partiellement responsable de ce métamorphisme régional comme l'ont proposé Jackson et Cruden (1995). Seule une étude détaillée du métamorphisme pourrait permettre de préciser les causes et l'évolution du métamorphisme dans la CVA.

En résumé, l'évolution structurale de la CVA est interprétée ici en quatre étapes qui s'inscrivent dans l'évolution tectonique de la partie sud-est de la Province du Supérieur (Figure 47). Au cours d'un épisode  $D_1$  précoce, un régime non-coaxial dominant à l'échelle de la croûte a favorisé la propagation de chevauchements à vergence vers le SO afin d'accomoder une convergence oblique impliquant une composante latérale senestre dans un contexte tectonique de subduction. Cet épisode a permis à la fois l'amalgamation d'arcs volcaniques et de domaines sédimentaires à l'intérieur de la CVA, et l'accrétion des sous-provinces de l'Opatoca et de l'Abitibi du nord vers le sud dans la partie sud-est de la Province du Supérieur. Cette phase initiale peut avoir débuté dans l'Opatoca et sous la CVA à partir de 2720-2710 Ma et sous la CVA, pour se continuer au moins jusqu'à 2703-2702 Ma et se terminer près de 2700 Ma. La phase principale de l'épisode  $D_1$ , délimitée approximativement entre 2700 Ma à 2696 Ma, a été dominée par le développement de failles inverses orientées est-ouest dont les pendages à dominance abrupt vers le nord et le sud exprime un régime co-axial et un raccourcissement orienté grossièrement nord-sud. Cette géométrie structurale à double vergence reflète vraisemblablement la transition d'un stade de subduction vers celui de collision entre deux blocs ou plaques tectoniques, mais a été développée de façon plus

importante dans la CVA au niveau supérieur de la croûte où elle a oblitérée en partie le style structural  $D_1$  précoce. L'épisode  $D_1$  tardif est préliminairement interprétée comme un soubresaut relativement plus récent de l'épisode  $D_1$  précoce, à cause de la similitude de la direction du raccourcissement entre ces deux phases de l'épisode  $D_1$ . Éventuellement, la collision a impliqué une importante composante latérale dextre tel qu'exprimée par les failles de décrochement dextre  $D_2$  orientées NO-SE, ainsi que la réactivation dextre ou en zones de transpression dextre des failles inverses  $D_1$  tardives, qui suggère un raccourcissement orienté NO-SE. Cet événement structural a duré plus de 20 millions d'années entre 2696 et 2673 Ma, et a permis la mise en place de deux époques de plutonisme (2696-90 Ma & 2690 à 73 Ma).

Au niveau tectonique, la transition entre ces deux épisodes structuraux a nécessité une variation importante de la direction de raccourcissement régional (convergence), soit de NE-SO ( $D_1$ ) à NO-SE ( $D_2$ ). Une réorientation anti-horaire semblable des contraintes a également été notée dans la CVA par Daigneault et Archambault (1990) et Faure et al. (1996). Cette évolution structurale n'est pas sans rappeler celle de la Sierra Nevada, où un régime structural de décrochement dextre d'âge Crétacé a été superposé sur un régime structural de décrochement senestre d'âge Jurassique (Glazner 1991 et références citées). Bien que le passage progressif entre ces deux phases structurales se soit étalé sur quelques millions d'années, le développement de failles de décrochement dextre et la mise en place de nombreux plutons au cours de l'épisode  $D_2$  représentent des processus qui dénotent un changement important dans la cinématique régionale de la partie sud-est de la Province du Supérieur. Un

changement identique observé à environ 90 Ma dans la Sierra Nevada a été interprété comme le dépassement d'une obliquité critique (entre 20 et 30°) de la convergence par rapport à l'attitude perpendiculaire à l'allongement de l'arc volcanique (Tobisch et al. 1995).

## 6.2 Références

- Barrier, E., Huchon, P. et Aurelio, M. 1991. Philippine fault: a key for Philippine kinematics. *Geology*, **19**: 32-35.
- Barton, M.D. et Hanson, R.B. 1989. Magmatism and the development of low-pressure metamorphic belts: Implications from the western United States and thermal modeling. *Geological Society of America Bulletin*, **101**: 1051-1065.
- Bauer, R.L. 1985. Correlation of early recumbent and younger upright folding across the boundary between an Archean gneiss belt and greenstone terrane, northeastern Minnesota. *Geology*, **13**: 657-660.
- Bauer, R.L. et Bidwell, M.E. 1990. Contrasts in the response to dextral transpression across the Quetico-Wawa subprovince boundary in northeastern Minnesota. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **27**: 1521-1535.
- Beaumont, C., Ellis, S., Hamilton, J. et Fullsack, P. 1996. Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens. *Geology*, **24**: 675-678.
- Benn, K., Miles, W., Ghassemi, M.R. et Gillett, J. 1994. Crustal structure and kinematic framework of the northwestern Pontiac Subprovince, Quebec: an integrated structural and geophysical study. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **31**: 271-281.
- Borradaile G.J., Sarvas, P., Dutka, R. et Stewart, R. 1988. Transpression in slates along the margin of an Archean gneiss belt, northern Ontario-magnetic fabrics and petrofabrics. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **25**: 1069-1077.
- Braun, J. et Beaumont, C. 1996. Three dimensional numerical experiments of strain partitioning at oblique plate boundaries: Implications for contrasting tectonic styles in the southern Coast Ranges, California and central South Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, **100**: 18059-18074.
- Busby-Spera, C.J. et Saleeby, J.B. 1990. Intra-arc strike-slip fault exposed at batholithic levels in the southern Sierra Nevada, California. *Geology*, **18**: 255-259.
- Card, K. 1990. A review of the Superior province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research*, **48**: 99-156.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W. et Mortensen, J. 1992. Tectonic Evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi Belt, Quebec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **29**: 2211-2225.

- Chown, E.H. and Daigneault, R., 1993. Interplay between regional and magmatic fabrics; Colombourg pluton, Quebec, Canada. Geol. Soc. Am. Ann. Meet. 1993, Prog. with Abstracts, A304.
- Corfu, F. 1993. The Evolution of the Southern Abitibi Greenstone Belt in Light of Precise U-Pb Geochronology. *Economic Geology*, **88**: 1323-1340.
- Corfu, F. et Davis, D.W. 1992. A U-Pb geochronological framework for the western Superior Province, Ontario. Ontario Geological Survey Special Volume 4, Part 2, pp.1335-1346.
- Daigneault, R. 1996. Couloirs de déformation de la Sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 96-33.
- Daigneault, R., St-Julien, P. et Allard, G.O. 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi Greenstone Belt, Chibougamau area, Québec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **27**: 1714-1736.
- Davis, D.W., Poulsen, K.H. et Kamo, S.L. 1989. New insights into Archean crustal development from geochronology in the Rainy Lake area, Superior Province, Canada. *Journal of Geology*, **97**: 379-398.
- Davis, W.J., Machado, N. et Gariépy, C. 1993. U-Pb geochronology of plutonic rocks along the LITHOPROBE line 28, northern Abitibi Subprovince. LITHOPROBE Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstracts, Report 33, pp.145-146.
- Davis, W.J., Machado, N., Gariépy, C., Sawyer, E.W. et Benn, K. 1995. U-Pb geochronology of the Opatoca tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior province, Quebec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **32**: 113-127.
- Desrochers, J.-P. et Hubert, C. 1996. Structural evolution and early accretion of the Archean Malartic Composite Block, southern Abitibi greenstone belt, Québec, Canada. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **33**: 1556-1569.
- den Tex, E. 1963. A commentary on the correlation of metamorphism and deformation in space and time. *Geologie Mijnbouw*, **42**: 170-176.
- Diament, M., Harjono, H., Karta, K., Deplus, C., Dahrin, D., Zen, M.T.Jr, Gérard, M., Lassal, O., Martin, A. et Malod, J. 1992. Mentawai fault zone off Sumatra: a new key to the geodynamics of western Indonesia. *Geology*, **20**: 259-262.

- Ellis, M. et Watkinson, A.J. 1987. Orogen-parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions. *Geology*, **15**: 1022-1026.
- Faure, S., Jébrak, M. et Angelier, J. 1991. East-west compression in the Abitibi Greenstone Belt: A numerical approach. Geological Association of Canada, Program with Abstracts 16, p. A36.
- Faure, S., Jébrak, M. et Angelier, J. 1996. Structural evolution of Les Mines Selbaie, Northern Abitibi Belt, Québec, Canada. *Exploration and Mining Geology*, **5**: 215-230.
- Feng, R. et Kerrich, R. 1992. Geodynamic evolution of the southern Abitibi and Pontiac terranes: evidence from geochemistry of granitoid magma series (2700-2630Ma). *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **29**: 2266-2286.
- Fitch, T.J. 1972. Plate convergence transcurrent faults and internal deformation adjacent to South-East Asia and western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, **77**: 4432-4460.
- Gabrielse, H. 1985. Major dextral transcurrent displacements along the northern Rocky Mountain trench and related lineaments in north-central British Columbia. *Geological Society of America Bulletin*, **96**: 1-14.
- Glazner, A.F. 1991. Plutonism, oblique subduction, and continental growth: An example from the Mesozoic of California. *Geology*, **19**: 784-786.
- Goutier, J. 1997. Géologie de la région de Destor (SNRC 32D/07-200-0201). Ministère des Ressources Naturelles de Québec, RG-96-13.
- Goutier, J. et Lacroix, S. 1992. Géologie du secteur de la faille de Porcupine-Destor dans les cantons de Destor et Duparquet. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 92-06.
- Greene, D.C. et Schweickert, R.A. 1995. The Gem Lake shear zone: Cretaceous dextral transpression in the Northern Ritter Range pendant, eastern Sierra Nevada, California. *Tectonics*, **14**: 945-961.
- Hoffman, P.F. 1990. On accretion of granite-greenstone terranes. *Dans Greenstone Gold and Crustal Evolution. Édité par F. Robert, P.A. Sheahan et S.B. Green. NUNA Conference Volume, pp.32-45.*

- Hubert, C., Trudel, P. et Gélinas, L. 1984. Archean wrench fault tectonics and structural evolution of the Blake River Group, Abitibi Belt, Quebec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **21**: 1024-1032.
- Hubert, C., Ludden, J.N. et Brown, A.C. 1990. Tectonic framework of the southern Abitibi belt: lozenge-shaped domains and nature of their marginal tectonic zones. Dans *Greenstone Gold and Crustal Evolution*. Édité par F. Robert, P.A. Sheahan et S.B. Green. NUNA Conference Volume, p.171.
- Hudleston, P.J., Schultz-Ela, D. et Southwick, D.L. 1988. Transpression in an Archean greenstone belt, northern Minnesota. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **25**: 1060-1068.
- Jackson, S.L. et Cruden, A.R. 1995. Formation of the Abitibi greenstone belt by arc-trench migration. *Geology*, **23**: 471-474.
- Jackson, S.L. et Fyon, J.A. 1992. The Western Abitibi Subprovince in Ontario. *Geology of Ontario*. Ontario Geological Survey, Special Volume 4, part 1, pp. 405-484.
- Jackson, S.L., Cruden, A.R., White, D. et Milkereit, B. 1995. A seismic-reflection-based regional cross section of the southern Abitibi greenstone belt. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **32**: 135-148.
- Jirsa, M.A., Southwick, D.L. et Boerboom, T.J. 1992. Structural evolution of Archean rocks in the western Wawa subprovince, Minnesota: refolding of precleavage nappes during D<sub>2</sub> transpression. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **29**: 2146-2155.
- Jolly, W.T. 1978. Metamorphic history of the Archean Abitibi Belt. *Dans Metamorphism in the Canadian Shield*. Geological Survey of Canada Paper 78-10, pp.63-78.
- Karig, D.E., Sarewitz, D.R. et Haack, G.D. 1986. Role of strike-slip faulting in the evolution of allochthonous terranes in the Phillipines. *Geology*, **14**: 852-855.
- Knuepfer, P.L.K., Lemiszki, P.J., Hauge, T.A., Brown, L.D., Kaufman, S. et Oliver, J.E. 1987. Crustal structure of the Basin and Range-Sierra Nevada Transition from COCORP deep seismic-reflection profiling. *Geological Society of America Bulletin*, **98**: 488-496.
- Labbé, J.-Y. 1994. Evolution des failles de la Sous-province de l'Abitibi; Exemple des discontinuités structurales de Lyndhurst et de Macamic, Québec. Thèse de Doctorat, Université du Québec à Chicoutimi.



- Lacroix, S. 1989. Evolution structurale et plutonique de la ceinture verte Matagami-Casa-Berardi, Abitibi du NO québécois: tectonique verticale vs horizontale. Association Géologique du Canada, Programme et résumés, Volume 14, p.A25.
- Lacroix, S. et Landry, J. 1991. Géologie du secteur de la mine Duquesne, région de Rouyn-Noranda. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 91-06.
- Lacroix, S., Sawyer, E.W. et Chown, E.H. sous-pressé. Pluton emplacement within an extensional transfer zone during dextral strike-slip faulting: an example from the Abitibi Greenstone Belt. *Journal of Structural Geology*.
- Langford, F.F. et Morin, M.A. 1976. The development of the Superior Province of Northwestern Ontario by merging island arcs. *American Journal of Science*, **276**: 1023-1043.
- Lemiszi, P.J. et Brown, L.D., 1988. Variable crustal structure of strike-slip fault zones as observed on deep seismic reflection profiles. *Geological Society of America Bulletin*, **100**: 665-676.
- Lux, D.R., De Yoreo, J.J., Guidotti, C.V. et Decker, E.R. 1986. Role of plutonism in the low-pressure metamorphic belt formation. *Nature*, **323**: 794-797.
- Malavielle, J. 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: Application aux chaînes des montagnes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **26**: 129-138.
- Martinez-Torres, L.M., Ramon-Lluch, R. et Eguiluz, L. 1994. Tectonic wedges: geometry and kinematic interpretation. *Journal of Structural Geology*, **16**: 1491-1494.
- Mortensen, J.K. 1993. U-Pb geochronology of the Lapparent Massif, northeastern Abitibi belt: basement or synvolcanic pluton? *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **30**: 42-47.
- Moukhsil, A. 1996. Géochimie, pétrologie structurale et mode de mise en place du pluton de Father, zone volcanique nord, sous-province de l'Abitibi, Canada. Université du Québec à Chicoutimi, Thèse de doctorat, 286 pages.
- Mueller, W., Daigneault, R., Chown, E. H. et Mortensen, J.K., 1996. Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, **265**: 127-150.

- Norris, R.J., Koons, P.O. et Cooper, A.F. 1990. The obliquely-convergent plate boundary in the South Island of New Zealand: implications for ancient collision zones. *Journal of Structural Geology*, **12**: 715-725.
- Oldow, J.S., Kohler, G. et Donelick, R.A. 1994. Late Cenozoic extensional transfer in the Walker Lane strike-slip belt, Nevada. *Geology* **22**: 637-640.
- Osmani, I.A., Stott, G.M., Sanborn-Barrie, M. et Williams, H.R. 1989. Recognition of regional shear zones in south-central and northwestern Superior Province of Ontario and their economic significance. *Dans Mineralization and Shear Zones. Édité par J.T. Bursnall. Geological Association of Canada, Short Course Notes Volume 6*, pp.199-218.
- Percival, J.A. et Williams, H.R. 1989. Late Archean Quetico accretionary complex, Superior Province, Canada. *Geology*, **17**: 23-25.
- Percival, J.A., Stern, R.A., Skulski, T., Card, K.D., Mortensen, J.K. et Bégin, N.J. 1994. Minto Block, Superior Province: Missing link in deciphering assembly of the craton at 2.7 Ga. *Geology*, **22**: 839-842.
- Petford, N. et Atherton, M.P. 1992. Granitoid emplacement and deformation along a major crustal lineament: The Cordillera Blanca, Peru. *Tectonophysics*, **205**: 171-185.
- Poulsen, K.H. 1986. Rainy Lake wrench zone: An example of an Archean subprovince boundary in northwestern Ontario. *Dans Workshop on Tectonic evolution of greenstone belts. Édité par M.J. deWit et L.D. Ashwal. Lunar and Planetary Institute Technical Report 86-10*, pp.177-179.
- Poulsen, K.H., Borradaile, G. et Kehlenbeck, M.M. 1980. A inverted Archean succession at Rainy Lake, Ontario. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **10**: 1358-1369.
- Powell, W.G. 1994. A petrological and geochronological study of the metamorphic history of the Rouyn-Noranda area, Quebec. Thèse de Doctorat, Université Queen's, Kingston.
- Quinland, G., Beaumont, C. et Hall, J., 1993. Tectonic model for crustal seismic reflectivity patterns in compressional orogens. *Geology*, **21**: 663-666.
- Rive, M., Pintson, H. et Ludden, J.N. 1990. Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac Subprovinces, Superior Province, Canada. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 43*, pp. 65-76.

- Robert, F. 1989. Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **26**: 2661-75.
- Sawyer, E.W. et Benn, K. 1993. Structure of the high-grade Opatika belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince: An Archean mountain front. *Journal of Structural Geology*, **15**: 1443-1458.
- Shackleton, R.M. et Ries, A.C. 1984. The relation between regionally consistent stretching lineation and plate motions. *Journal of Structural Geology*, **6**: 111-117.
- Sleep, N.H. 1992. Archean plate tectonics: what can be learned from continental geology? *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **29**: 2066-2071.
- Stott, G.M., Sanborn-Barrie, M. et Corfu, F. 1987. Major transpression events across Archean subprovince boundaries in northwestern Ontario. Geological Association of Canada, Yellowknife '87, Program with Abstracts.
- Sylvester, A.G. 1988. Strike-slip faults. *Bulletin of the Geological Society of America*, **100**: 1666-1703.
- Taira, A., Saito, Y. et Hashimoto, M. 1983. The role of oblique subduction and strike-slip tectonics in the evolution of Japan. *Dans Geodynamics of the western Pacific - Indonesian region. Édité par T.W.C. Hilde et S. Uyeda. American Geophysical Union, Geodynamic Series Volume 11, pp. 303-316.*
- Tapponier, P., Peltzer, G., LeDain, A.Y., Armijo, R. et Cobbold, P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, **10**: 614-616.
- Tikoff, B. et Teyssier, C. 1992. Crustal-scale, en echelon "P-shear" tensional bridges: A possible solution to the batholithic room problem. *Geology*, **20**: 927-930.
- Tobisch, O.T., Saleeby, J.B., Renne, P.R., McNulty, B. et Tong, W. 1995. Variations in deformation fields during development of a large-volume magmatic arc, central Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*, **107**: 148-166.
- Umhoefer, P.J. et Miller, R.B. 1996. Mid-Cretaceous thrusting in the southern Coast Belt, British Columbia and Washington, after strike-slip fault reconstruction. *Tectonics*, **15**: 545-565.
- Van Dissen, R. et Yeats, R.S. 1991. Hope fault, Jordan thrust, and uplift of the Seaward Kaikoura Range, New Zealand. *Geology*, **19**: 393-396.

- von Blanckenburg, F. et Davies, J.H. 1995. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, **14**: 120-131.
- Walker, J.D. and six other authors. 1995. Connection between igneous activity and extension in the central Mojave metamorphic core complex. *Journal of Geophysical Research*, **100**: 10477-10494.
- Willett, S., Beaumont, C. et Fullsack, P. 1993. A mechanical model for the tectonics of doubly-vergent compressional orogens. *Geology*, **21**: 371-374.
- Williams, H.R. 1990. Subprovince accretion tectonics in the south-central Superior Province. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **27**: 570-581.
- Williams, H. et Hatcher, R.D., Jr. 1983. Appalachians suspect terranes. *Dans Contributions to the tectonics and geophysics of mountain chains*. Édité par R.D. Jr. Hatcher, H. Williams et I. Zietz. Geological Society of America, **158**: 33-53.
- Woodcock, N. H. 1986. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A317**: 13-29.
- Woodcock, N.H. et Schubert, C. 1994. Continental strike-slip tectonics. *Dans Continental Deformation*. Édité par P.L. Hancock. Pergamon Press, pp.251-263.
- Wyman, D.A. et Kerrich, R. 1988. Archean lamprophyres, gold deposits and transcrustal structures: implications for greenstone belt gold metallogeny. *Economic Geology*, **83**: 454-459.

CHAPITRE VII

CONCLUSION

Nos travaux avaient comme objectif d'évaluer l'influence des failles à faible pendage et des plutons sur l'évolution et la géométrie structurale de la CVA. Au niveau méthodologique, cette étude illustre que l'élaboration d'un modèle structural et tectonique est favorisée par l'intégration de données pluridisciplinaires. Les profils de sismique réflexion Lithoprobe fournissent une image géométrique à petite échelle de la croûte qui représente un outil inégalée pour l'interprétation structurale régionale. Toutefois, seule la confrontation de ces données géophysiques indirectes avec des observations directes recueillies à la surface permet de valider ces interprétations. L'utilisation optimale de la sismique-réflexion est réalisée lorsqu'il est possible d'extrapoler en profondeur des structures majeures documentées en surface. L'utilisation des données gravimétriques est particulièrement appropriée pour préciser la forme tridimensionnelle des plutons granitoïdes et des assemblages volcano-sédimentaires, et donc permettre la corrélation des données de surface et de sismique-réflexion.

Au niveau des résultats proprement dits, les principales conclusions et contributions de cette étude sont les suivantes:

1. Les domaines sédimentaires de la CVA correspondent à un site privilégié de raccourcissement, et par le fait même pour le développement de failles de chevauchement à faible pendage au nord et au nord-est, à vergence vers le sud au sud-ouest, lors d'un épisode de déformation  $D_1$  précoce (ex.: Nord-Taïbi, Nord-Chicobi, Nord-Lyndhurst, Manneville).
2. La corrélation de ces failles à pendage faible à modérée vers le nord avec des réflecteurs

sismiques de la croûte médiane et inférieure observés sur les différents profils Lithoprobe illustre que cet épisode de chevauchement  $D_1$  précoce a généré une asymétrie précoce à l'échelle de la croûte.

3. Ces réflecteurs continus forment, avec d'autres réflecteurs subhorizontaux et à faible pendage, des prismes sismiques dans la croûte médiane qui ressemblent à des duplex ou imbrications à faible pendage similaires à ceux décrits dans les ceintures plutonique-gneissique de l'Opatoca et métasédimentaire du Pontiac.

4. La présence restreinte aux domaines sédimentaires dans la CVA des failles de chevauchement  $D_1$  précoce est attribuée aux assemblages volcaniques et aux plutons synvolcaniques de grande compétence et d'épaisseur kilométrique, qui a favorisé le développement de rampes le long des domaines sédimentaires dans la croûte supérieure.

5. La majorité des failles orientées est-ouest dans la CVA appartiennent à un événement  $D_1$  principal (ex.: les failles Casa-Berardi, Harricana, Lyndhurst, Porcupine-Destor, Cadillac...). Ces failles possèdent des pendages surtout abrupts vers le nord et le sud et montrent des mouvements inverses, ce qui témoigne du développement d'un système conjugué de failles formant un patron géométrique symétrique afin d'accomoder un raccourcissement orienté grossièrement nord-sud. Ce système de failles domine dans plusieurs secteurs de la CVA, où il a probablement oblitéré en grande partie la géométrie formée lors de l'événement  $D_1$ .

précoce.

6. Les failles inverses de l'épisode  $D_1$  principal peuvent localement correspondre à des réflecteurs de forme concave qui suggèrent que celles-ci deviennent listriques dans la croûte médiane. D'autre part, ces failles montrent des relations de recoupement avec, et des déplacements d'échelle kilométrique, des réflecteurs sismiques subhorizontaux corrélés avec les failles de chevauchement  $D_1$  précoce. Cet événement est corrélé avec l'épisode nommé  $D_2$  dans les ceintures adjacentes de l'Opatica et du Pontiac.

7. Quatre failles de chevauchement orientées nord-sud à NNO-SSE (La Martinière, Selbaie, Daniel, Fenouillet) recoupent le grain structural  $D_1$  principal et se sont donc formées au cours d'un épisode  $D_1$  tardif. Les trois premières failles montrent une vergence vers l'ouest, alors que seule la Faille Fenouillet montre une vergence dans la direction opposée. La Faille Fenouillet a notamment permise la remontée d'une fenêtre structurale de la croûte médiane de nature plutonique-gneissique représentée par le pluton de Rousseau. Ces failles sont interprétées comme des soubresauts ayant permis d'accomoder un raccourcissement ENE-OSO tardif.

8. L'événement structural  $D_2$  a été accomodé par une réactivation dextre de plusieurs failles  $D_1$  tardives, ainsi que par le développement de failles de décrochement dextre orientées NO-SE. Le tracé asymptotique de ces failles qui s'infléchissent parallèlement aux failles  $D_1$  précoce



(ex.: Macamic vs Nord-Lyndhurst, Brouillan-Ouest et Bapst vs Nord-Taïbi), ainsi que l'absence de recoupement ou de bris des réflecteurs subhorizontaux dans la croûte médiane sous certaines des failles de décrochement (ex.: Macamic, Laberge) suggèrent que les failles NO-SE sont limitées entre certaines failles  $D_1$  précoces. Des mouvements obliques montrant une composante à la fois inverse et latérale de décrochement dextre sont observés le long des rétro-chevauchements, soient les failles inverses  $D_1$  tardives à pendage vers le sud.

9. La présence de blocs compétents dans la CVA représentés par le pluton synvolcanique de Poularies et le Groupe de la Mine Hunter a favorisé le développement de subsidiaires orientées NNO au sud-ouest de la Faille Macamic qui ont transféré leurs mouvements en failles d'extension à faible pendage au nord, c'est-à dire parallèlement au flanc nord de l'Anticlinal du lac Abitibi situé directement au sud de celui-ci.

10. La mise en place des plutons granitoïdes et le développement de leurs auréoles métamorphiques au faciès amphibolite est contemporaine de l'événement structural  $D_2$ . Le parallélisme entre les linéations magmatiques dans les plutons du secteur du lac Abitibi et celles d'étirement dans les failles adjacentes suggère que l'ascension du magma s'est faite selon une orientation parallèle à la direction du transport structural à l'intérieur de ces failles. La forme tridimensionnelle des plutons dans le secteur du lac Abitibi semble principalement contrôlée par cette direction d'ascension de magma par rapport à l'attitude des failles  $D_2$  subsidiaires à la Faille Macamic, ce qui suggère un mode d'emplacement relativement passif

par rapport à ces structures. Ainsi, les plutons mis en place le long des subsidiaires dextro-obliques orientées NNO de la Faille Macamic (ex.: les plutons de Palmarolle, Colombourg et Dupuy, ainsi que la granodiorite du lac Abitibi) ont un axe long en surface parallèle à ces failles et sont caractérisées par une anomalie gravimétrique négative près ou à leurs extrémités nord-ouest ce qui suggère la présence d'une racine plutonique plongeant vers le NO, soit vers la Faille Macamic qui a possiblement représenté un conduit d'ascension plus profond. Par ailleurs, d'autres plutons de forme ovale en surface correspondent à des corps de forme tridimensionnelle tabulaire qui sont parallèles à la zone de transfert du lac Abitibi à faible pendage au NNO.

11. La localisation des plutons tabulaires du lac Abitibi et de LaReine près ou à la base de la CVA et la position de plutons de forme semblable le long du contact nord de la CVA avec les gneiss d'Opatica suggèrent que de nombreux plutons similaires se sont probablement mis en place à la base de la CVA au cours de l'épisode  $D_2$ . A cet égard, il est vraisemblable que les réflecteurs sismiques les plus superficiels des profils Lithoprobe dans la CVA soient associés à ces plutons syntectoniques, tel qu'indiqué par la correspondance de plusieurs réflecteurs avec des failles à faible pendage au NNO à l'intérieur et à la semelle du pluton du Lac Abitibi.

12. Les études structurales et les modélisations gravimétriques ont démontré que la mise en place des plutons n'a pas joué un rôle mécanique significatif lors de la déformation des assemblages volcano-sédimentaires, tel que prescrit dans la cas des modèles diapiriques. En

fait, l'impact principal des plutons semble principalement relié à leurs influences thermiques, surtout lors de la propagation des failles de décrochement dextre  $D_2$  tel qu'indiqué par l'emplacement des plutons dans le secteur du lac Abitibi qui a rendu possible le développement de failles subsidiaires orientées NNO et d'une zone de transfert à faible pendage vers le NNO à l'ouest de la Faille Macamic. Il est plausible que l'emplacement de nombreux plutons tabulaires subhorizontaux sous la CVA soit responsable du, ou ait contribué au, développement des isogrades subhorizontaux du métamorphisme dit régional à l'intérieur des assemblages volcano-sédimentaires de la CVA.

13. La localisation privilégiée de plutons syntectoniques à la semelle de la CVA suggère que l'ascension d'un volume considérable de magma plutonique a été arrêté à ce niveau. L'extension en profondeur de quelques failles de décrochement dextre  $D_2$  orientées NO-SE est essentiellement limitée à la croûte supérieure, ce qui empêche leur utilisation éventuelle comme conduit d'ascension dans la croûte médiane et inférieure. Les failles de chevauchement à faible pendage vers le nord représentées par les réflecteurs dans la croûte médiane et inférieure représentent un conduit potentiel pour le magma plutonique dans cette partie de la croûte. La densité de ces plutons étant inférieure à celle de l'assemblage de roches vertes situé au dessus, la principale cause d'emplacement des plutons à ce niveau de la croûte est probablement associée à la différence de comportement entre les croûtes médianes et supérieures (soit le site de la transition fragile-ductile).

14. La géométrie structurale créée au cours des épisodes structuraux  $D_1$  et  $D_2$  dans la CVA (ex.: rampes, failles listriques, bifurcations, subsidiaires et patron anastomosé) a été significativement affectée par la compétence et l'épaisseur importante de l'assemblage de roches vertes, dominé par des unités volcaniques et plutoniques.

15. L'évolution structurale documentée implique une réorientation anti-horaire des contraintes régionales orientées dans le quadrant nord-est-sud-ouest au cours de l'épisode  $D_1$  et dans le quadrant NO-SE au cours de l'épisode  $D_2$ .

16. Les failles de chevauchement  $D_1$  précoces qui sont situées le long des domaines sédimentaires ont permise l'amalgame des terrains volcaniques et sédimentaires, et représentent donc des limites stratigraphiques fondamentales dans la CVA.

17. L'évolution structurale et plutonique de la CVA partage de nombreuses similarités avec celle des arcs magmatiques cotiers et de la Sierra Nevada dans la partie ouest de la Cordillère de l'Amérique du Nord, formées dans un contexte tectonique de convergence oblique à la bordure de plaques lithosphériques. La similarité des processus structuraux et plutoniques supporte que l'orogénie kénoréenne ayant affectée la CVA et la formation de la croûte continentale s'est réalisée dans un contexte de tectoniques de plaques relativement semblable à celui opérationnel à notre époque.

---

CHAPITRE VIII  
CONSIDÉRATIONS ÉCONOMIQUES

Bien que nos travaux n'aient pas impliqué directement un volet économique, les résultats et interprétations de cette étude peuvent avoir certaines incidences régionales pour l'exploration des minéralisations polymétalliques volcanogènes et aurifères.

### 8.1 Minéralisations polymétalliques de type volcanogène

Les minéralisations volcanogènes sont typiquement retrouvées le long de certains horizons ou intervalles stratigraphiques, sous lesquels la présence de plutons synvolcaniques est importante comme source de chaleur (Franklin 1995). A cet égard, les styles structuraux de l'épisode structural  $D_1$  ont significativement affectés les séquences stratigraphiques bimodales (basaltes ou andésites-rhyolites) hôtes de ces minéralisations. Par exemple, quelques failles de chevauchement  $D_1$  principales (ex.: Faille Dalember) ou tardives (ex.: faille Daniel) ont significativement déplacé les horizons ou contacts stratigraphiques favorables dans les secteurs de Rouyn-Noranda et Matagami. De plus, certaines failles comme la Faille du Lac Garon (une faille  $D_1$  principale au nord de Matagami, Piché et al. 1990) Selbaie ( $D_1$  tardive) et celle de Selbaie (Faure et al. 1990) ont significativement affecté la géométrie des zones minéralisées antérieures. Il est à noter que plusieurs des failles  $D_1$  principales et tardives ont eu tendance à se développer au contact de plutons synvolcaniques, tel qu'illustré par les failles Desmazure, Wrightbar et Selbaie.

D'autre part, mentionnons aussi que les méthodes gravimétriques pourraient avantageusement être utilisées dans certains complexes volcaniques bimodaux, afin d'y

déceler des plutons synvolcaniques de densité contrastante ou encore d'estimer la géométrie des séquences volcaniques mafiques-felsiques en profondeur, tel qu'illustré dans la partie ouest du Groupe de Hunter Mine (chapitre IV).

Finalement, soulignons que l'analyse à la microsonde des grenats sur deux affleurements composés de basaltes du Groupe de Hunter Mine a permis de faire une observation intéressante pour l'exploration. Tous les grenats analysés à la microsonde correspondent principalement à des almandins puisqu'ils sont nettement dominés par leur enrichissement en fer (almandin<sub>0,46-0,70</sub>), alors que leurs variations dans les autres fractions moléculaires sont les suivantes: pyrope<sub>0,06-0,15</sub>, spessartite<sub>0,04-0,21</sub>, grossulaire<sub>0,17-0,27</sub> et andradite<sub><0,04</sub>. Toutefois, les grenats de l'affleurement DUVAN (pyr<sub>0,06-0,10</sub>, alm<sub>0,60-0,70</sub>, spess<sub>0,04-0,10</sub>, gross<sub>0,17-0,24</sub>, andr<sub>0,00-0,01</sub>) sont nettement plus riches en fer (almandin) que ceux de l'affleurement 79, qui compensent par leurs pourcentages relativement plus élevés en Mg (pyrope) et Ca (grossulaire). Cet enrichissement en fer des grenats de l'affleurement DUVAN pourrait refléter un enrichissement en fer typique de l'altération hydrothermale proximale des gisements de sulfures massifs volcanogènes autour de l'ancienne mine DUVAN, qui est habituellement représentée par la chlorite noire (ferrigineuse) au faciès schiste vert habituel dans la CVA. Il est vraisemblable que cette altération n'a pas été détectée préalablement puisque l'échantillonnage voulu représentatif des lithologie-hôtes a volontairement ignoré les roches enrichies en grenat (jusqu'à 30% de grenats localement, voir Tremblay et al. 1996).

## 8.2 Minéralisations aurifères

Une des principales recommandations de la conférence NUNA tenue à Val d'Or (Robert et al. 1990) concernant l'or dans les ceintures de roches vertes consistait à mieux documenter la géométrie tridimensionnelle des failles à l'intérieur des ceintures de roches vertes archéennes. A cet égard, la CVA fournit une occasion inégalée d'observer les variations géométriques et de styles structuraux sur une grande superficie. Bien que les caractéristiques physiographiques du terrain limite beaucoup l'acquisition des connaissances en profondeur, l'intégration de données structurales de surface couplée avec des données gravimétriques et sismiques Lithoprobe permet de tirer quelques conclusions d'intérêt sur la géométrie des failles formées au cours des épisodes  $D_1$  et  $D_2$ .

Cette étude a permis de reconnaître que les failles  $D_1$  ont des géométries variables selon leurs développements au cours de stades précoce, principal et tardif. Quelques considérations empiriques régionales dans la distribution des dépôts aurifères suggèrent qu'elles ont aussi des potentiels aurifères d'envergure variable. Ainsi, aucun dépôt aurifère n'a été découvert jusqu'à présent le long des failles de chevauchement  $D_1$  précoces à faible pendage au nord (ex.: Taïbi-Nord, Chicobi-Nord, Manneville), bien que quelques indices aurifères soient présents le long de celles-ci. En se basant sur les connaissances actuelles, ces failles ne semblent donc pas représenter les meilleures cibles pour l'exploration aurifère bien que celles-ci se poursuivent sur des distances (>100 km de longueur) et jusqu'à des profondeurs (25 à 40



km) considérables et ont vraisemblablement joué un rôle fondamental lors d'une phase tectonique initiale de subduction et d'accrétion.

Les failles les plus intéressantes au niveau du potentiel aurifère (Cadillac, Porcupine-Destor, Casa-Berardi-Douay) appartiennent à la famille des failles  $D_1$  principales et possèdent typiquement des pendages abrupts à subverticaux. Sur les différents profils Lithoprobe, ces failles recoupent typiquement les réflecteurs sismiques subhorizontaux visibles sous la CVA corrélés avec les failles  $D_1$  précoces. Par exemple, les deux plus importantes failles aurifères de la CVA, soient celles de Porcupine-Destor et de Cadillac-Larder-Lake, montrent des extensions jusqu'à des profondeurs minimales de 10 à 15 km, où elles recoupent des réflecteurs subhorizontaux. Il est particulièrement intéressant de noter que les deux tronçons les plus prolifiques de ces failles, soient la faille Larder-Lake Cadillac dans le secteur Kirkland-Larder Lake (>40 millions d'onces d'or exploitées) et la Faille Porcupine-Destor dans le district de Timmins (>60 millions d'onces d'or exploitées), ont été interprétés comme des rétrochevauchements à pendage abrupts vers le sud qui se seraient développées lors d'une collision tardive (Hodgson et Hamilton 1988, Hodgson et al. 1990). D'autre part, les gisements aurifères dans les camps miniers de Cadillac-Malartic et Val d'Or (environ 40 millions d'onces d'or-Lacroix 1996) sont associés à des structures subverticales ou à fort pendage vers le nord (Sansfacon et Hubert 1990, Daigneault, 1996; Desrochers et Hubert 1996).

La géométrie semblable (pendages abrupts à faibles au sud et mouvements inverses)

des failles Harricana et Casa-Berardi-Douay, qui recoupent également des réflecteurs sismiques subhorizontaux en profondeur, suggère la présence d'une faille d'importance semblable à celle de Larder-Lake Cadillac et Porcupine-Destor dans la partie nord de la CVA. La présence des mines Agnico-Eagle (incluant Telbel et Eagle Ouest) le long de la Faille Harricana et des mines Casa-Berardi (Ouest, Centre, Est) et des gisements Douay et Veza le long de la Faille Casa-Berardi-Douay, dans des secteurs caractérisés par des pendages abrupts à modérés au sud, semblent confirmer son potentiel aurifère d'intérêt. Mentionnons également que l'âge de la syénite aurifère de Douay (2677  $\pm$  6/-5 Ma, Davis et al. 1993) est la première évidence de plutonisme alcalin d'âge Timiskaming le long d'une faille majeure  $D_1$  tardive dans la partie nord de la CVA. La présence de ces plutons d'âge Timiskaming est un guide d'exploration aurifère important le long des failles de Porcupine-Destor (secteur de Duparquet: Mueller et al. 1996, Goutier et Lacroix 1992) et de Larder-Lake Cadillac (secteurs de Larder-Lake et Kirkland: Hodgson et Hamilton 1988, Corfu 1993). Tout tronçon des autres failles de la CVA montrant des pendages abrupts (surtout vers le sud) et mouvements inverses, devraient être considérées comme des zones structurales favorables pour l'exploration aurifère (ex.: failles Détour, Normétal...). La reconnaissance de zones triangulaires est particulièrement importante puisque celles-ci témoignent de la concentration de déformation dans une zone localisée, qui peut aussi être reprise par des mouvements de décrochement dextres importants (ex.: failles Casa-Berardi, Lyndhurst et Porcupine-Destor).

Toutefois, il convient de noter que certaines failles  $D_1$  principales à faible pendage

contiennent également quelques dépôts aurifères. Le premier exemple est celui de la mine Francoeur située le long du cisaillement Wasa à pendage moyen vers le nord, dont une partie importante est notamment localisée au contact d'andésite et de diorite synvolcanique. Le deuxième exemple est la mine Wrightbar située dans une zone de faille à faible pendage au nord au contact sud du pluton synvolcanique de Bourlamaque. Ces deux mines d'or, situées respectivement à l'ouest de Rouyn-Noranda et au nord de Val d'Or, sont associées à deux failles de deuxième ordre au nord de la Faille de Larder-Lake Cadillac dont elles représentent possiblement des subsidiaires de second-ordre. Dans les deux cas, ces failles ont été développées aux contacts de plutons ou d'intrusifs synvolcaniques.

Aucune minéralisation aurifère significative ne semble associée, du moins jusqu'à présent, avec les failles  $D_1$  tardives.

Cette étude indique que les mouvements ou réactivations dextres au cours de l'épisode  $D_2$  n'ont pas modifié substantiellement la géométrie des failles est-ouest  $D_1$  tardives. Toutefois, la présence de mouvements obliques (inverse-dextres, dextres-inverses) le long, ou de réactivations dextres sur, des failles  $D_1$  tardives, tel que décrit dans les secteurs de Timmins (Burrows et al. 1993), de Kirkland Lake (Cruden 1992; Robin et Cruden 1994), de Rouyn-Noranda (Gauthier et al. 1990), de Val d'Or (Robert 1989) et de Duparquet (Goutier et Lacroix 1992), doit être considéré comme un élément structural favorable pour l'exploration aurifère. Les failles majeures de décrochement dextre  $D_2$  orientées ONO-ESE ne semblent pas contenir jusqu'à présent de dépôts aurifères considérables, même si plusieurs gîtes et indices

d'or sont connues en bordure de celles-ci. Toutefois, les subsidiaires de ces failles majeures peuvent représenter des cibles d'intérêt pour l'exploration aurifère, surtout si elles affectent de petits plutons syntectoniques comme dans le cas du gîte de DuReine le long de la Faille Petit Duvan (Little Duvan, Figure 17) au sud-ouest de la Faille Macamic. Un autre intérêt de ce secteur est d'illustrer un cas de minéralisation aurifère à l'intérieur et en bordure d'un petit pluton de la première période de plutonisme (2696-90 Ma) au cours de l'épisode  $D_2$ , plutôt qu'avec la phase mieux reconnue de type Timiskaming (Hodgson 1983). La variation de comportement lors de l'emplacement et du refroidissement de ces petits plutons peut avoir joué un rôle significatif sur l'évolution structurale des failles  $D_2$ , et aussi sur la concentration de la minéralisation aurifère.

### 8.3 Références

- Adam, E., Milkereit, B., Barnes, A., Beaudry, C., Pineault, R., Mareschal, M. et Cinq-Mars, A. 1992. Results from LITHOPROBE seismic reflection profiling in the Matagami area, Abitibi Belt, Québec. LITHOPROBE Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstract, Report 25, pp.37-40.
- Burrows, D.R., Spooner, E.T.C., Wood, P.C. et Jemielita, R.A. 1993. Structural Controls on Formation of the Hollinger-McIntyre Au Quartz Vein System in the Hollinger Shear Zone, Timmins, Southern Abitibi Greenstone Belt, Ontario. *Economic Geology*, **88**: 1643-1663.
- Corfu, F. 1993. The Evolution of the Southern Abitibi Greenstone Belt in Light of Precise U-Pb Geochronology. *Economic Geology*, **88**: 1323-1340.
- Cruden, A.R. 1992. Syntectonic Plutons in the Larder Lake-Cadillac Deformation Zone: Implications of the Timing of Late Archean Deformation in the SW Abitibi Belt. LITHOPROBE Abitibi-Grenville Transect, Report 25, pp.139-142.
- Daigneault, R. 1996. Couloirs de déformation de la Sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 96-33.
- Davis, W.J., Machado, N. et Gariépy, C. 1993. U-Pb geochronology of plutonic rocks along the LITHOPROBE line 28, northern Abitibi Subprovince. LITHOPROBE Abitibi-Grenville Transect, Extended Abstracts, Report 33, pp.145-146.
- Faure, S., Jebrak, M. et Bouillon, J. J. 1990. Contrôles tectoniques et minéralisations en Zn-Cu-Ag-Au des Mines Selbaie. *Dans The northwestern Quebec polymetallic Belt. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J. M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 43, pp.363-372.*
- Franklin, J.M. 1995. Volcanic-associated massive sulphide deposits. *Dans Mineral Deposit Modeling. Édité par R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe et J.M. Duke. Geological Association of Canada Special Paper 40, pp.315-334.*
- Gauthier, N., Rocheleau, M., Kelly, D. et Gagnon Y. 1990. Gold mineralization within the Cadillac fault zone, Rouyn-Beauchastel segment, Abitibi Belt, Québec. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Édité par M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J. M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 43, pp.185-198.*

- Goutier, J. et Lacroix, S. 1992. Géologie du secteur de la faille de Porcupine-Destor dans les cantons de Destor et Duparquet. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 92-06.
- Hodgson, C.J. 1983. Preliminary report on the Timmins-Kirkland Lake area gold deposits file. Ontario Geological Survey, Open File Report 5467.
- Hodgson, C.J. et Hamilton, J.V. 1988. Gold mineralization in the Abitibi greenstone belt: end stage result of Archean collisional tectonics. *Dans* The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988. *Édité par* R.R. Keays, W.R.H. Ramsay et D.I. Groves. Economic Geology Monograph 6, pp.86-100.
- Hodgson, C.J., Hamilton, J.V. et Piroshco, D.W. 1990. Structural setting of gold deposits and the tectonic evolution of the Timmins-Kirkland Lake Area, Southwestern Abitibi Greenstone Belt. *Dans* Gold and Base-Metal Mineralization in the Abitibi Subprovince, Canada, with emphasis on the Québec segment. *Édité par* S.E. Ho, F. Robert et D.I. Groves. Short Courses Notes No.24, pp. 101-120.
- Lacroix, S. 1996. Un portrait du potentiel minéral de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi à la lumière des récentes connaissances géologiques et géochronologiques. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 96-02, p. 21.
- Mueller, W., Daigneault, R., Chown, E. H. et Mortensen, J.K., 1996. Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, **265**: 127-150.
- Piché, M., Guha, J., Daigneault, R., Robert, F., Cloutier, J.-Y. et Golightly, J.P. 1990. Les gisements volcanogènes du camp minier de Matagami: structures, stratigraphie et implications métallogéniques. *Dans* The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. *Édité par* M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 43, pp.327-336.
- Robert, F. 1989. Internal structure of the Cadillac tectonic zone southeast of Val d'Or, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **26**: 2661-75.
- Robert, R., Sheahan, P.A. et Green, S.B. 1990. Greenstone Gold and Crustal Evolution. NUNA Conference Volume, Val d'Or.
- Robin, P.-Y.F. et Cruden, A.R. 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, **16**: 447-466.

- Sansfaçon, R. et Hubert, C. 1990. The Malartic gold district, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: Geological setting, structure and timing of gold emplacement at Malartic gold fields, Barnat, East-Malartic, Canadian Malartic and Sladen Mines. *Dans The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. Édité par M. Rive, P. Verpaeslt, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume spécial 43, pp. 221-236.*
- Tremblay, A., Maisonneuve, S. et Lacroix, S. 1996. Contexte lithologique et structural des gîtes de Duvan et de DuReine, région de La Sarre, Abitibi, Québec. Ministère des Ressources Naturelles, MB 96-36.

---

---

ANNEXE 1

DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE DES LAMES MINCES  
ANALYSÉES À LA MICROSONDE



Cette section présente une description pétrographique des différentes lames minces ayant été l'objet d'analyses à la microsonde (voir annexe 2).

**Site 1 (deux lames 77, pluton du lac Abitibi):**

a) Description minéralogique et texturale:

- Hornblende verte (1 à 3 mm de diamètre, 15 %, hypidiomorphe à losangique, maclé)
- Biotite (1 à 3 mm, 5 %, lamelles orientées préférentiellement)
- Plagioclase (1 à 3 mm, 35 %), batonnets hypidiomorphes orientés préférentiellement, macles polysynthétiques et albite, texture myrmékitique locale)
- Feldspath potassique (0,3 à 0,5 mm et 1 à 2 mm, 15 %, quadrillé, macles de Carlsbad, texture perthitique)
- Épidote (0,1 à 0,5 mm, 3 %, hypidiomorphe)
- Quartz (0,3 à 1 mm, 25 %, xénomorphe et intersticiel)
- Sphène (0,3 à 1 mm, 2 %, losangique à hypidiomorphe)
- Opaques (0,3 à 0,5 mm, traces, forme hexagonale-oxydes?)

b) Composition et texture d'ensemble:

Granodiorite à hornblende-biotite moyennement grenue. Aggrégats plurigranulaires de hornblende, biotite et épidote montrant avec les batonnets de plagioclase une orientation plus ou moins bien définie, définissant une foliation magmatique. Le quartz, les feldspath potassiques et le sphène sont intersticiels entre les autres minéraux. Aucune évidence de déformation après cristallisation, sauf pour l'extinction roulante de quelques grains de quartz.

**Site 2 (lames 3060H et P, pluton du lac Abitibi):****a) Description minéralogique et texturale:**

- Hornblende verte (1 à 4 mm, 15 %, hypidiomorphe à losangique, maclé)
- Biotite (0,5 à 1mm, 5 %, lamelles partiellement transformées en chlorite)
- Sphène (0,1 mm, traces à 1 %)
- Épidote (0,1 à 0,3 mm, traces à 1 %)
- Feldspath potassique (0,1 à 0,5 mm, traces à 1 %, intersticiel)
- Plagioclase (1 à 2 mm, 55 %, batonnets hypidiomorphes)
- Quartz (0,3 à 1 mm, 25 %, intersticiel)
- Opaques (0,3 à 0,5 mm, traces, forme hexagonale et carrée-oxydes et pyrite?)

**b) Composition et texture d'ensemble:**

Tonalite à hornblende-biotite moyennement grenue. Foliation magmatique définie par l'allongement préférentiel des plagioclases et en partie des hornblendes. Les autres minéraux sont intersticiels.

**Site 3 (deux lames 3053P, pluton du lac Abitibi):****a) Description minéralogique et texturale:**

- Hornblende verte (1 à 4 mm, 15 %, hypidiomorphe à losangique, maclé)
- Biotite (0,5 à 1mm, 5 %, lamelles partiellement transformées en chlorite)
- Sphène (0,1 mm, traces à 1 %)
- Épidote (0,1 à 0,3 mm, 5 à 10 %, grains trapus disséminés)
- Feldspath potassique (0,5 mm à 1,5 mm, 5 à 10 %, petits grains interstitiels et gros grains poecilolithiques)
- Plagioclase (1 à 2 mm, 35 %, batonnets hypidiomorphes)
- Quartz (0,3 à 1 mm, 25 %, interstitiel)
- Opaques (0,3 à 0,5 mm, traces, forme hexagonale-oxydes?)

**b) Composition et texture d'ensemble:**

Tonalite-granodiorite à hornblende-biotite moyennement grenue. Faible foliation magmatique définie par l'allongement préférentiel des plagioclases et en partie des hornblendes. Les autres minéraux sont interstitiels.

**Site 4 (deux lames 3057P, pluton du lac Abitibi):****a) Description minéralogique et texturale:**

- Hornblende verte (1 à 4 mm, 15 %, hypidiomorphe à losangique, maclé)
- Biotite (0,5 à 1mm, 5 %, lamelles partiellement transformées en chlorite et carbonate)
- Sphène (0,1 mm, traces à 1 %)
- Épidote (0,1 à 0,3 mm, 2 %, grains trapus disséminés)
- Feldspath potassique (0,5 mm à 1 mm et 2 à 5 mm, 22 %, petits grains intersticiels et gros phénocristaux poecilitiques)
- Plagioclase (1 à 2 mm, 30 %, batonnets hypidiomorphes)
- Quartz (0,3 à 1 mm, 25 %, intersticiel)
- Opaques (0,1 à 0,3 mm, traces à 1 %, forme hexagonale-oxydes?)

**b) Composition et texture d'ensemble:**

Granodiorite moyennement grenue, porphyrique à feldspath potassique avec hornblende-biotite. Très faible foliation magmatique définie par l'allongement préférentiel des plagioclases et en partie des hornblendes. Les autres minéraux sont intersticiels.

**Site 5 (deux lames 3115, pluton de Palmarolle)**a) Description minéralogique et texturale:

- Hornblende verte (1 à 4 mm, 2 %, hypidiomorphe à losangique, maclé)
- Biotite (0,5 à 1mm, 5 %, lamelles)
- Sphène (0,1 mm, traces à 1 %)
- Épidote (0,1 à 0,3 mm, traces à 1 %, grains trapus disséminés)
- Feldspath potassique (0,5 mm à 1 mm, 10 %, petits grains intersticiels)
- Plagioclase (1 à 2 mm, 42 %, batonnets hypidiomorphes)
- Quartz (0,3 à 1 mm et 5-6 mm, 40 %, intersticiel et gros agrégats plurigranulaires)
- Opaques (0,1 à 0,3 mm traces à 1 %, forme hexagonale-oxydes?)

b) Composition et texture d'ensemble:

Granodiorite moyennement grenue, porphyrique à quartz avec biotite-hornblende. Aucune orientation préférentielle visible.

**Site 6 (lame 78, Groupe de Hunter Mine):****a) Description minéralogique et texturale:**

-Hornblende verte (0,1 à 0,2 mm, 50 %, hypidiomorphe, allongée à losangique, maclé)

-Épidote (0,05 à 0,1 mm, 25 %, grains trapus)

-Plagioclase (1 à 2 mm, 42 %, batonnets hypidiomorphes)

-Quartz (0,3 à 1 mm et 5-6 mm, 25 %, polygonal)

-Opaques (0,1 à 0,3 mm traces à 1 %)

-Sphène (0,1 mm, 1 %)

**b) Composition et texture d'ensemble:**

Amphibolite équi-granulaire et finement grenue (0,1 à 0,2 mm), montrant une forte foliation métamorphique définie par l'allongement des grains de hornblende et les agrégats de quartz et épidote. Texture nématoblastique homogène, avec relations entre les grains granoblastique en mosaïque.

**Site 7 (lame 79, Groupe de Hunter Mine):****a) Description minéralogique et texturale**

Bandes de type 1 (80 % de la lame)

-Hornblende verte (0,01 à 0,05 mm, 50 %, hypidiomorphe, allongée à losangique, maclé)

-Biotite (0,01 à 0,05 mm, 10 %, lamelles allongées)

-Épidote (0,05 à 0,1 mm, 25 %, grains trapus)

-Quartz (0,01 à 0,05 mm, 25 %, polygonal)

-Opaques (0,01 à 0,05 mm, traces à 1 %)

-Sphène (0,01 à 0,05 mm, 1 %)

Bandes de type 2 (20 % de la lame, épaisseur de 1 à 3 mm)

-Hornblende verte (0,4 à 1 mm, 20%, hypidimorphe, allongée à losangique)

-Grenat (0,2 à 0,5 mm, 20%, fragments cataclasés de grains isotropes plus grossiers)

-Biotite (0,1 à 0,3 mm, 40%, feuilletts allongés fortement transformée en chlorite)

-Épidote (0,1 à 0,2 mm, 20 %, grains trapus hypidiomorphes)

-Quartz (0,05 à 0,1 mm, 20 %, grains polygonaux)

**b) Composition et texture d'ensemble**

Amphibolite finement grenue similaire à la lame 78, caractérisée en plus par la présence de bandes et boudins allongés de granulométrie plus grossière contenant du grenat cataclasée.

**Site 8 (lame DU1, Groupe de Hunter Mine):****a) Description minéralogique et texturale**

-Hornblende (0,05 et 0,25 mm, 45 %, grains losangiques à allongés)

-Grenat (0,5 à 1,5 mm, 20%, craquelé et poecilitique)

-Biotite (0,1 mm, 5 %, lamelles orientées préférentiellement)

-Quartz (0,05 à 0,2 mm, 20 %, formes polygonales et joints triples)

-Épidote (0,2 à 0,5 mm, 10 %, grains hexagonaux)

**b) Composition et texture d'ensemble**

Amphibolite finement grenue, porphyroblastique à grenat. Foliation métamorphique définie par l'allongement de la biotite et de la hornblende. Rubannement défini par le pourcentage variable des différents minéraux. Texture nématoblastique et granoblastique en mosaïque, indiquant une recristallisation complète.



**Site 8 (lame DU2, Groupe de Hunter Mine):****a) Description minéralogique et texturale**

-Hornblende (0,05 et 0,25 mm, 35 %, grains losangiques à allongés)

-Grenat (0,5 à 1,5 mm, 20%, craquelé et poecilitique)

-Biotite (0,1 et 1 mm, 8 %, lamelles orientées préférentiellement)

-Quartz (0,05 à 0,2 mm, 30 %, formes polygonales et joints triples)

-Épidote (0,2 à 0,5 mm, 7 %, grains hexagonaux)

**b) Composition et texture d'ensemble**

Amphibolite finement grenue, porphyroblastique à grenat. Foliation métamorphique définie par l'allongement de la biotite et de la hornblende. Rubannement défini par le pourcentage variable des différents minéraux, avec cristallisation de minéraux métamorphiques dans des zones abritées autour des grenats (ombres de pression). Alternance de bandes riches en hornblende et de bandes à grain très fin riches en quartz recristallisé (mortier). Texture nématoblastique et granoblastique en mosaïque, indiquant une recristallisation complète.

**Site 8 (lame DU3, Groupe de Hunter Mine):**

Identique à la lame DU1, mais avec amas plutigranulaires de plagioclase (10%, 0,1 à 0,2 mm) en batonnets hypidiomorphe compensé par 10% de moins de hornblende (35% plutôt que 45%).

**Site 9 (lame 67, Groupe de Hunter Mine):**

a) Description minéralogique et texturale

-Opaques (0,05 mm, 5 %, très petits grains allongés préférentiellement)

-Hornblende (0,1 à 0,2 mm, 40 %, losangiques à allongés)

-Plagioclase (0,1 mm, 26 %, batonnets allongés préférentiellement)

-Quartz (0,1 mm, 20 %, formes polygonales)

-Épidote (0,05 à 0,2 mm, 2 %)

-Biotite (0,05 à 0,1 mm, 7 %, lamelles allongées préférentiellement)

b) Composition et texture d'ensemble

Amphibolite finement grenue, équi-granulaire. Foliation métamorphique définie par l'allongement de la hornblende, des plagioclases et de la biotite. Texture nématoblastique et granoblastique en mosaïque, indiquant une recristallisation complète.

**Site 10 (lame 23, Groupe de Stoughton-Roquemaure):****a) Description minéralogique et texturale**

Bandes de type 1 (1 à 7 mm d'épaisseur, 30 % de la lame)

-Hornblende (0,2 à 0,5 mm, 77 %, losangique à allongée)

-Quartz (0,1 à 0,2 mm, 20 %, formes polygonales)

-Opaques (0,05 mm, 3 %, petits grains disséminés)

Reste de la lame (70 % de la lame)

-Environ la même composition que la bande de type 1, mais de granulométrie plus fine (0,02 à 0,05 mm)

**b) Composition et texture d'ensemble**

Amphibolite finement grenue, équi-granulaire. Foliation métamorphique définie par l'allongement de la hornblende. Texture nématoblastique et granoblastique en mosaïque, indiquant une recristallisation complète. La bande de granulométrie plus grenue (type 1) montre des évidences de boudinage, dans une direction parallèle à celle de son allongement et de la foliation générale.

**Site 11 (lame 26, Groupe de Stoughton-Roquemaure):****a) Description minéralogique et texturale**

- Opaques (0,01 mm, 1 %, très petits grains disséminés)
- Hornblende (0,05 mm, 40 %, losangiques à allongés)
- Quartz (0,05 mm, 20 %, formes polygonales)
- Épidote (0,05 mm, 10 %, petits grains disséminés)
- Biotite? (0,05 mm, 10 %, lamelles allongées préférentiellement entièrement transformée en chlorite)
- Carbonate (0,05 mm, 6 %, petits grains disséminés)
- Carbonate (0,5 à 1,5 mm, 13 %, veinules et bandes discontinues plurigranulaires)

**b) Composition et texture d'ensemble**

Amphibolite finement grenue, équigranulaire. Foliation métamorphique définie par l'allongement de la hornblende et de la biotite. Texture nématoblastique à lépidoblastique et granoblastique en mosaïque. Assemblage métamorphique schiste vert rétrograde (altération en chlorite-carbonate-épidote?) superposée sur le faciès amphibolite initial.

**Site 12 (lames 3045H et 3046 P, Groupe de Stoughton-Roquemaure):****a) Description minéralogique et texturale**

Bandes de type 1 ( 3 à 5 mm, 15 % de la lame)

-Hornblende (1 mm, 90 %, hypidiomorphe losangique à allongée)

-Plagioclase (0,2 mm, 5 %, petits grains disséminés)

-Quartz (0,2 mm, 5 %, petits grains de forme polygonale disséminés)

Bandes de type 2 (3 mm d'épaisseur, 15 % de la lame)

-Quartz (0,1 mm, 25 %, formes polygonales)

-Actinote (0,1 mm, 25%, fines aiguilles allongées préférentiellement)

-Épidote (0,1 mm, 25 %, petits grains trapus)

-Hornblende (0,2 mm, 13%, porphyroclastes losangiques à allongés et isolés ou en agrégats)

-Opaques (0,05 mm, 2 %, grains disséminés)

Bandes de type 3 (5 à 20 mm, 70 % de la lame)

-Hornblende (0,5 mm, 38 %, porphyroclastes losangiques à allongés préférentiellement)

-Quartz (0,1 mm, 20 %, formes polygonales)

-Actinote (0,1 mm, 20%, fines aiguilles allongées préférentiellement)

-Épidote (0,1 mm, 20 %, petits grains trapus)

-Opaques (0,05 mm, 2 %, grains disséminés)

b) Composition et texture d'ensemble

-Orthomylonite rubannée caractérisée par des bandes moyennement grenues riches en hornblende (type 1), des bandes plurigranulaires à grain fin en mortier (type 2) et de bandes similaires mais contenant des porphyroclastes de hornblende isolés (type 3). Nombreuses zones abritées asymétriques (ombres de pression) autour des porphyroclastes de hornblende. Cisaillement de basse température (faciès schiste vert) indiqué par la réduction granulométrique surimposée sur une amphibolite antérieure.

**Site 13 (lame 3049, lame 3049I1 similaire aux lames 3045H et 3046P; Groupe du Stoughton-Roquemaure):**

a) Description minéralogique et texturale

- Hornblende (0,2 à 0,5 mm, 60 %, grains losangiques à allongés)
- Plagioclase (0,2 mm, 25 %, agrégats formant avec le quartz des bandes discontinues)
- Quartz (0,1 à 0,2 mm, 7 %, grains de forme polygonale)
- Opaques (0,05 mm, 5%, petits grains disséminés)
- Épidote (0,1 à 0,2 mm, 3 %, petits grains disséminés)

b) Composition et texture d'ensemble

Amphibolite finement grenue, équigranulaire. Texture nématoblastique à granoblastique en mosaïque. Foliation métamorphique définie par l'allongement des grains de hornblende et le pourcentage variable des différents minéraux.

**Site 14 (lame 45, Groupe de Stoughton-Roquemaure):**a) Description minéralogique et texturale

- Hornblende (1 à 3 mm, 47 %, allongés préférentiellement)
- Plagioclase (1 à 3 mm, 50 %, allongés préférentiellement, intensément saussuritisée)
- Opaques (0,1 mm, 3 %, petits grains disséminés ou allongés préférentiellement)

b) Composition et texture d'ensemble

Amphibolite moyennement grenue, équigranulaire. Foliation définie par l'allongement et le pourcentage variable des grains de hornblende et de plagioclase.

**Site 15 (lame 48, Groupe de Stoughton-Roquemaure):**a) Description minéralogique et texturale

- Hornblende (0,3 à 0,5 mm, 65%, aiguilles allongées préférentiellement)
- Quartz (0,2 à 0,3 mm, 20 %, formes polygonales)
- Plagioclase (0,2 à 0,3 mm, 10 %, batonnets hypidiomorphes localement allongés)
- Opaques (0,05 mm, 3 %, petits grains disséminés et allongés)
- Biotite (0,1 à 0,3 mm, 2 %, lamelles allongées préférentiellement)

b) Composition et texture d'ensemble

-Amphibolite finement grenue, équigranulaire. Foliation définie par l'allongement des aiguilles de hornblende. Texture nématoblastique et granoblastique à mosaïque.

**Site 16 (lame 50, Groupe de Stoughton-Roquemaure):****a) Description minéralogique et texturale**

- Hornblende (2 à 3 mm, 40%, agrégats et bandes de porphyroclastes allongés préférentiellement)
- Mésostase très finement grenue (60%)
- Quartz (0,1 mm, 35 %, formes polygonales)
- Actinote (0,1 mm, 10%, fines aiguilles allongées préférentiellement)
- Épidote (0,1 mm, 5 %, petits grains trapus)
- Muscovite (0,1 mm, 5%, fines lamelles allongées préférentiellement)
- Opaques (0,05 mm, 5 %, minces bandes et agrégats allongés de plusieurs grains)

**b) Composition et texture d'ensemble**

-Orthomylonite caractérisée par des porphyroclastes de hornblende dans une mésostase composée de quartz, d'actinote, d'épidote, de muscovite, et d'opaques à grain très fin (mortier). Nombreuses zones abritées asymétriques (ombres de pression) autour des porphyroclastes de hornblende. Cisaillement de basse température (faciès schiste vert) indiqué par la réduction granulométrique surimposée sur une amphibolite antérieure.



ANNEXE 2

RÉSULTATS D'ANALYSES  
À LA MICROSONDE ÉLECTRONIQUE

## 2.1 Procédure analytique

La composition chimique de différents minéraux a été obtenue à l'aide de la microsonde électronique de l'Université du Québec à Chicoutimi au cours de huit jours, soient les 7-8-9-10 mars et 26-27-28-29 juin 1995. Toutes les analyses ont été effectuées en utilisant un détecteur à énergie dispersive, à l'exception des deux derniers jours où un détecteur à longueur d'onde dispersive a été préféré afin d'obtenir des valeurs plus précises sur l'élément en traces du Ti dans la hornblende. Pour toutes les analyses, le faisceau d'électrons est accéléré à l'aide d'un voltage de 15 kV avec un du faisceau électronique de 9 nA et le temps de comptage fut de 100 secondes. Les analyses ont été traitées par le programme de correction de matrice Bence-Albee.

Un contrôle de la calibration des résultats de la microsonde a été effectué en vérifiant, périodiquement au cours de chaque jour de travail, la composition des standards utilisés pour les différents minéraux analysés (Tableau 2.1). Seules les analyses des minéraux qui ferment à 1,1% près de la valeur de 100% en enlevant le contenu moyen estimé en volatils (ex.: 96,9 à 99,1% pour les amphiboles, 98,9 à 100,1% pour les minéraux sans volatils) ont été utilisées dans cette étude et sont présentées ici. La précision analytique sera considérée conjointement avec la variabilité des résultats, en indiquant les valeurs minimum, maximum et moyennes, le nombre de valeurs et l'écart-type pour les températures et pressions estimées.

Les résultats d'analyse des différents minéraux sont présentés aux tableaux 2.2 à 2.4 (amphiboles), 2.5 (grenat) et 2.6 (plagioclase). Tous les numéros d'analyses (ex.: 3049-10-1d) mentionnent le numéro de la lame et de l'affleurement (3049), le jour d'analyse (10 pour le 10 mars 1995) et un symbole alphanumérique qui désigne le numéro du grain analysé (1d), les lettres a, b, c... précisant différentes analyses d'un même grain. Pour chaque minéral analysé, la répartition et le total cationique par site est spécifié. La composition cationique des amphiboles ignées (Tableau 2.2) et métamorphiques (Tableau 2.3) a été calculée sur la base de 23 O, alors que les amphiboles métamorphiques ont aussi été recalculés (Tableau 2.4) en séparant le fer en  $Fe^{+2}$  et  $Fe^{+3}$  selon la méthode "13 CNK" (13 cations sans Ca-Na- $K_2O$ ) décrite par Robinson et al. (1992), à l'aide d'un programme rédigé en BASIC par E.W. Sawyer. La composition des grenats a été calculée à l'aide des pourcentages cationiques, en suivant la méthode décrite par Kohn et Spear (1990). La calcicité des plagioclases a été mesurée de façon graphique selon leurs valeurs en  $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-CaO$  entre celles extrêmes de l'albite et de l'anorthite, ainsi que selon la méthode standard du pourcentage cationique du Ca sur la somme des cations Ca-Na-K.

La correspondance entre les lames minces et les sites d'échantillonnage indiqués à la

Figure 22 sont les suivants:

Sites	Lames	Contexte
1	77	Pluton Lac Abitibi
2	3060H	Pluton Lac Abitibi
3	3053	Pluton Lac Abitibi
4	3057	Pluton Lac Abitibi
5	3115	Pluton Palmarolle
6	78	Amphibolite (Groupe de Hunter Mine)
7	79	Amphibolite (Groupe de Hunter Mine)
8	DU1-DU2-DU3	Amphibolite (Groupe de Hunter Mine)
9	67	Amphibolite (Groupe de Hunter Mine)
10	23	Amphibolite (Groupe de Stoughton-Roquemaure)
11	26	Amphibolite (Groupe de Stoughton-Roquemaure)
12	3046P-3045H	Amphibolite (Groupe de Stoughton-Roquemaure)
13	3049-3049I1	Amphibolite (Groupe de Stoughton-Roquemaure)
14	45	Amphibolite (Groupe de Stoughton-Roquemaure)
15	48	Amphibolite (Groupe de Stoughton-Roquemaure)
16	50	Amphibolite (Groupe de Stoughton-Roquemaure)

Tableau 2.1: Les standards d'analyse

## a) Composition et analyses du standard d'amphibole (kaersutite)

Eléments	Standard	7/3/95	8/3/95	9/3/95	10/3/95	26/5/95	27/5/95	28/5/95	29/5/95	Ecart-type
SiO <sub>2</sub>	40,09	40,34	39,7	40,02	39,92	40,19	39,99	40,19	40,31	0,20
TiO <sub>2</sub>	5,04	5,64	5,41	5,35	5,58	5,12	5,14	5,01	5,05	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,36	12,37	12,41	12,18	12,52	12,38	12,49	12,36	12,41	0,10
FeO	12,23	12,07	11,99	12,3	12,53	12,58	12,23	12,68	12,48	0,23
MgO	12,55	12,41	12,52	12,23	12,64	12,53	12,49	12,29	12,05	0,18
MnO	0,18									
CaO	11,56	11,64	11,57	11,12	11,45	11,34	11,44	11,31	11,45	0,15
Na <sub>2</sub> O	2,44	2,57	2,5	2,47	2,52	2,41	2,51	2,66	2,59	0,07
K <sub>2</sub> O	1,17	1,02	1,07	1	1,17	1,08	1,08	1,12	1,09	0,05
Total	97,62	98,05	97,18	96,66	98,31	97,64	97,36	97,62	97,43	0,48
H <sub>2</sub> O	1,97									

## b) Composition et analyses du standard du grenat (almandin)

Eléments	Standard	9/3/95	10/3/95	26/05/9	27/05/9	Ec.-type
SiO <sub>2</sub>	39,13	39,2	38,88	39,06	39,15	0,12
TiO <sub>2</sub>				0,11		0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,05	21,33	21,5	21,88	22,42	0,42
FeO	23,27	24,05	23,75	23,38	23,26	0,31
MgO	10,69	10,5	10,76	10,55	10,48	0,11
MnO	0,59	0,64	0,74	0,56	0,81	0,10
CaO	4,2	4,31	4,34	4,43	4,33	0,05
Na <sub>2</sub> O						
K <sub>2</sub> O						
Total	99,93	100,03	99,96	99,97	100,45	0,20

## c) Composition et analyses des standards du plagioclase et de l'albite

## Plagioclases

Eléments	Standard	7/3/95	9/3/95	26/05/9	27/05/9	Ec.-type
SiO <sub>2</sub>	54,21	54,38	54,23	54,12	54,22	0,09
TiO <sub>2</sub>	0,07		0,08		0,18	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,53	28,46	28,37	28,42	28,49	0,05
FeO	0,37	0,52		0,47	0,41	0,04
MgO	0,13					
MnO						
CaO	11,8	12,2	12,17	11,5	11,26	0,41
Na <sub>2</sub> O	4,35	4,43	4,33	4,51	4,42	0,06
K <sub>2</sub> O	0,41				0,47	0,00
Total	99,87	99,99	99,18	99,03	99,45	0,37

## Albite

Stand.	10/3/95
68,52	69,19
19,54	19,51
0,13	0,37
11,59	11,26
0,22	
100	100,34

## Remarques:

- 1) La composition du standard des différents minéraux a été analysée par ASTIMEX Scientific Ltd.
- 2) L'écart-type a été calculé à partir des analyses à l'UQAC.

Tableau 2.2: Analyses d'amphiboles ignées (1/11) (Cations: 23O)

2.2a: Pluton du lac Abitibi

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3060H-07-1b	3060H-07-1c	3060H-07-1d	3060H-07-1h	3060H-07-2f	3060H-07-3b
SiO <sub>2</sub>	51,33	48,68	48,97	49,00	48,30	49,46
TiO <sub>2</sub>	0,41	1,51	0,68	0,64	1,52	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,84	6,21	6,01	5,26	5,79	4,81
FeO	15,67	16,15	16,67	15,52	15,94	16,13
MgO	13,32	12,50	13,32	13,11	12,92	13,49
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	11,95	12,35	12,43	12,12	12,06	12,11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	1,44	1,46	1,33
K <sub>2</sub> O	0,45	0,69	0,74	0,59	0,54	0,46
Total	97,97	98,10	99,07	97,69	98,53	98,29

## Concentration des cations

Si	7,48	7,16	7,15	7,24	7,10	7,28
Ti	0,04	0,17	0,08	0,07	0,17	0,06
Al	0,83	1,08	1,03	0,92	1,00	0,83
Fe	1,91	1,99	2,04	1,92	1,96	1,98
Mg	2,89	2,74	2,90	2,89	2,83	2,96
Ca	1,87	1,95	1,95	1,92	1,90	1,91
Cr	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,41	0,42	0,38
K	0,08	0,13	0,14	0,11	0,10	0,09

## Pressions estimées à partir de divers géobaromètres de l'aluminium

P1 (kbar)	0,26	1,49	1,29	0,69	1,12	0,27
P2 (kbar)	-0,07	1,31	1,08	0,41	0,90	-0,06
P3 (kbar)	0,06	1,09	0,92	0,42	0,78	0,07
P4 (kbar)	0,95	2,11	1,92	1,35	1,76	0,96

0,00 signifie égal ou inférieur à la limite de détection (généralement 0,1 ou 0,05)

(Ceci s'applique pour les tableaux 2.2 à 2.6)

Remarques:

P1 (+/-3 kbar)=-3,92+5,03 Al (Hbl) (Calibration empirique-Hammarstrom and Zen 1986)

P2 (+/-1 kbar)=-4,76+5,64 Al (Hbl) (Calibration empirique-Hollister et al. (1987)

P3 (+/-0,5 kbar)=-3,46+4,23 Al (Hbl) (Calibration expérimentale-Johnson and Rutherford 1989)

P4 (+/-0,6 kbar)=-3,01+4,76 Al (Hbl) (Calibration expérimentale-Schmidt 1992)

Les valeurs entre parenthèses indiquent l'erreur des différentes calibrations (selon leurs auteurs)

0,95	Résultats rejetés (trop faibles ou trop élevés) pour P4
------	---

Tableau 2.2: Analyses d'amphiboles ignées (2/11) (Cations: 23O)

2.2a: Pluton du lac Abitibi

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3060H-07-3c	3060H-07-3d	3060H-07-3e	3060H-07-3h	3060H-07-3i	77-07-1b
SiO <sub>2</sub>	48,23	48,38	48,13	48,76	48,49	45,77
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,54	0,70	0,42	0,41	1,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,57	5,95	6,10	5,99	5,58	7,86
FeO	17,11	17,28	16,93	16,23	17,39	17,87
MgO	12,66	12,65	12,51	12,82	12,82	11,58
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	12,13	12,10	12,17	12,48	11,69	11,99
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,51	1,38	0,00	1,37	1,27	1,50
K <sub>2</sub> O	0,79	0,66	0,82	0,74	0,65	1,12
Total	98,64	98,94	97,36	98,82	98,30	98,82

## Concentration des cations

Si	7,14	7,13	7,17	7,16	7,18	6,82
Ti	0,07	0,06	0,08	0,05	0,05	0,13
Al	0,97	1,03	1,07	1,04	0,97	1,38
Fe	2,12	2,13	2,11	1,99	2,15	2,23
Mg	2,79	2,78	2,78	2,81	2,83	2,57
Ca	1,92	1,91	1,94	1,96	1,86	1,91
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,43	0,39	0,00	0,39	0,37	0,43
K	0,15	0,12	0,16	0,14	0,12	0,21

## Pressions estimées à partir de divers géobaromètres de l'aluminium

P1 (kbar)	0,97	1,28	1,47	1,30	0,98	3,02
P2 (kbar)	0,72	1,07	1,28	1,09	0,73	3,03
P3 (kbar)	0,65	0,91	1,07	0,93	0,66	2,38
P4 (kbar)	1,61	1,91	2,09	1,93	1,62	3,56

Tableau 2.2: Analyses d'amphiboles ignées (3/11) (Cations: 23O)

2.2a: Pluton du lac Abitibi

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	77-07-1c	77-07-1d	77-07-1e	77-07-1f	77-07-2a	77-07-2b
SiO <sub>2</sub>	45,51	46,26	46,72	46,64	45,33	45,29
TiO <sub>2</sub>	1,22	1,28	1,08	1,23	0,81	0,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,57	7,17	6,71	6,84	7,89	8,08
FeO	18,14	17,85	17,74	18,01	18,16	19,03
MgO	11,51	11,73	11,65	11,98	11,05	11,31
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	11,73	11,79	11,81	11,75	11,88	11,66
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19
Na <sub>2</sub> O	1,61	1,68	1,55	1,61	1,51	1,50
K <sub>2</sub> O	1,22	0,98	0,91	0,87	1,17	1,15
Total	98,69	98,74	98,16	98,94	97,80	99,04

## Concentration des cations

Si	6,81	6,89	6,98	6,93	6,84	6,77
Ti	0,14	0,14	0,12	0,14	0,09	0,09
Al	1,33	1,26	1,18	1,20	1,40	1,42
Fe	2,27	2,22	2,22	2,24	2,29	2,38
Mg	2,57	2,60	2,60	2,65	2,49	2,52
Ca	1,88	1,88	1,89	1,87	1,92	1,87
Cr	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Na	0,47	0,49	0,45	0,46	0,44	0,44
K	0,23	0,19	0,17	0,16	0,23	0,22

## Pressions estimées à partir de divers géobaromètres de l'aluminium

P1 (kbar)	2,79	2,41	2,02	2,11	3,14	3,24
P2 (kbar)	2,77	2,34	1,90	2,00	3,16	3,27
P3 (kbar)	2,19	1,86	1,54	1,61	2,48	2,56
P4 (kbar)	3,34	2,98	2,61	2,69	3,67	3,77



Tableau 2.2: Analyses d'amphiboles ignées (4/11) (Cations: 23O)

2.2a: Pluton du lac Abitibi

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	77-07-2c	77-07-2d	77-07-2e	77-07-2f	77-07-3a	77-07-5a
SiO <sub>2</sub>	45,27	45,41	45,25	45,02	45,04	45,08
TiO <sub>2</sub>	0,92	1,09	0,92	1,24	1,01	1,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,32	7,73	8,41	7,71	8,44	7,93
FeO	18,49	17,87	18,80	18,67	17,98	18,38
MgO	11,26	11,49	11,19	11,09	11,15	11,14
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	11,75	11,71	11,74	11,73	11,86	11,88
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,87	1,58	1,48	1,48	1,42	1,56
K <sub>2</sub> O	1,19	1,21	1,16	1,21	1,12	1,18
Total	99,08	98,09	98,94	98,15	98,01	98,17

## Concentration des cations

Si	6,76	6,82	6,76	6,79	6,77	6,79
Ti	0,10	0,12	0,10	0,14	0,11	0,12
Al	1,46	1,37	1,48	1,37	1,49	1,41
Fe	2,31	2,25	2,35	2,36	2,26	2,31
Mg	2,51	2,57	2,49	2,49	2,50	2,50
Ca	1,88	1,89	1,88	1,90	1,91	1,92
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,54	0,46	0,43	0,43	0,41	0,45
K	0,23	0,23	0,22	0,23	0,21	0,23

## Pressions estimées à partir de divers géobaromètres de l'aluminium

P1 (kbar)	3,45	2,97	3,53	2,97	3,60	3,16
P2 (kbar)	3,50	2,96	3,59	2,97	3,67	3,18
P3 (kbar)	2,73	2,33	2,80	2,34	2,86	2,50
P4 (kbar)	3,96	3,51	4,04	3,51	4,11	3,69

Tableau 2.2: Analyses d'amphiboles ignées (5/11) (Cations: 23O)

2.2a: Pluton du lac Abitibi

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	77-07-5f	3053-08-1b	3053-08-2b	3053-08-2c	3053-08-2d	3053-08-2e
SiO <sub>2</sub>	45,29	47,76	48,09	46,60	46,92	46,46
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,89	0,81	1,38	1,33	1,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,13	5,96	6,08	6,78	6,31	7,24
FeO	18,69	15,85	16,35	16,69	15,63	15,86
MgO	11,20	13,32	13,19	12,88	13,04	12,47
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	11,85	12,28	12,02	11,56	11,72	11,40
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27
Na <sub>2</sub> O	1,42	1,40	1,36	1,71	1,66	1,65
K <sub>2</sub> O	1,26	0,72	0,74	0,85	0,83	0,71
Total	98,72	98,16	98,63	98,46	97,42	97,51

## Concentration des cations

Si	6,79	7,07	7,08	6,91	7,00	6,92
Ti	0,10	0,10	0,09	0,15	0,15	0,16
Al	1,44	1,04	1,05	1,19	1,11	1,27
Fe	2,34	1,96	2,01	2,07	1,95	1,98
Mg	2,50	2,94	2,90	2,85	2,90	2,77
Ca	1,90	1,95	1,90	1,84	1,87	1,82
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Na	0,41	0,40	0,39	0,49	0,48	0,48
K	0,24	0,14	0,14	0,16	0,16	0,14

## Pressions estimées à partir de divers géobaromètres de l'aluminium

P1 (kbar)	3,30	1,30	1,38	2,05	1,66	2,48
P2 (kbar)	3,33	1,10	1,19	1,93	1,49	2,41
P3 (kbar)	2,61	0,93	1,00	1,56	1,23	1,92
P4 (kbar)	3,82	1,93	2,01	2,63	2,27	3,04

Tableau 2.2: Analyses d'amphiboles ignées (6/11) (Cations: 23O)

2.2a: Pluton du lac Abitibi

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3053-08-2f	3053-08-2g	3053-08-3a	3053-08-3b	3053-08-3c	3053-08-3e
SiO <sub>2</sub>	47,83	48,37	46,31	48,00	47,04	47,05
TiO <sub>2</sub>	1,30	0,79	0,87	0,82	1,19	1,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,79	5,62	7,97	6,32	6,48	6,46
FeO	15,87	16,16	15,11	15,61	15,92	15,13
MgO	12,94	13,43	12,86	13,23	12,97	13,05
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	11,66	12,20	11,78	11,84	11,73	11,31
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,16
Na <sub>2</sub> O	1,80	1,47	1,53	1,54	1,68	1,82
K <sub>2</sub> O	0,55	0,66	0,85	0,65	0,75	0,64
Total	97,74	98,70	97,28	98,01	97,99	97,10

## Concentration des cations

Si	7,10	7,12	6,90	7,09	6,98	7,01
Ti	0,15	0,09	0,10	0,09	0,13	0,17
Al	1,01	0,97	1,40	1,10	1,13	1,14
Fe	1,97	1,99	1,88	1,93	1,98	1,89
Mg	2,86	2,95	2,85	2,91	2,87	2,90
Ca	1,85	1,92	1,88	1,87	1,87	1,81
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02
Na	0,52	0,42	0,44	0,44	0,48	0,53
K	0,10	0,12	0,16	0,12	0,14	0,12

## Pressions estimées à partir de divers géobaromètres de l'aluminium

P1 (kbar)	1,18	0,98	3,12	1,61	1,79	1,79
P2 (kbar)	0,95	0,73	3,13	1,44	1,64	1,64
P3 (kbar)	0,82	0,66	2,46	1,19	1,34	1,34
P4 (kbar)	1,81	1,62	3,65	2,22	2,39	2,39

Tableau 2.2: Analyses d'amphiboles ignées (7/11) (Cations: 23O)

2.2a: Pluton du lac Abitibi

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3053-08-3f	3053-08-3g	3053-08-4a	3053-08-4b	3053-08-4c	3053-08-4e
SiO <sub>2</sub>	47,44	47,31	47,05	47,14	47,14	49,45
TiO <sub>2</sub>	1,29	0,86	1,64	1,46	1,53	0,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,42	6,91	6,62	6,80	6,67	4,84
FeO	14,90	16,38	14,79	14,52	14,42	14,40
MgO	13,40	13,06	13,12	13,51	13,38	14,14
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	11,82	11,82	11,42	11,80	11,28	12,19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18
Na <sub>2</sub> O	1,70	1,40	1,84	1,79	1,83	1,37
K <sub>2</sub> O	0,63	0,83	0,74	0,68	0,75	0,64
Total	97,60	98,56	97,23	97,70	97,00	98,14

## Concentration des cations

Si	7,03	6,98	7,00	6,97	7,01	7,24
Ti	0,14	0,10	0,18	0,16	0,17	0,10
Al	1,12	1,20	1,16	1,19	1,17	0,84
Fe	1,84	2,02	1,84	1,80	1,79	1,76
Mg	2,96	2,87	2,91	2,98	2,97	3,09
Ca	1,88	1,87	1,82	1,87	1,80	1,91
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Na	0,49	0,40	0,53	0,51	0,53	0,39
K	0,12	0,16	0,14	0,13	0,14	0,12

## Pressions estimées à partir de divers géobaromètres de l'aluminium

P1 (kbar)	1,72	2,12	1,91	2,04	1,96	0,29
P2 (kbar)	1,56	2,02	1,78	1,92	1,83	-0,04
P3 (kbar)	1,28	1,62	1,44	1,55	1,48	0,08
P4 (kbar)	2,32	2,71	2,51	2,63	2,55	0,97

Tableau 2.2: Analyses d'amphiboles ignées (8/11) (Cations: 23O)

2.2a: Pluton du lac Abitibi

Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3053-08-4f	3053-08-4g	3053-08-5a	3053-08-5b	3053-08-5c	3053-08-5d
SiO <sub>2</sub>	47,38	47,44	47,76	48,33	47,86	46,49
TiO <sub>2</sub>	0,74	1,53	0,66	0,84	0,63	1,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,39	6,71	6,51	6,09	7,78	6,70
FeO	15,55	14,77	14,94	15,73	15,79	16,51
MgO	13,35	13,11	12,95	13,33	12,36	13,05
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	11,96	11,55	12,15	12,02	10,97	12,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,72	1,89	1,35	1,34	1,49	1,53
K <sub>2</sub> O	0,81	0,80	0,69	0,65	0,70	0,89
Total	97,89	97,80	97,00	98,34	97,58	98,48

Concentration des cations

Si	7,03	7,01	7,11	7,11	7,07	6,90
Ti	0,08	0,17	0,07	0,09	0,07	0,15
Al	1,12	1,17	1,14	1,06	1,35	1,17
Fe	1,93	1,83	1,86	1,93	1,95	2,05
Mg	2,95	2,89	2,87	2,92	2,72	2,89
Ca	1,90	1,83	1,94	1,90	1,74	1,91
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,49	0,54	0,39	0,38	0,43	0,44
K	0,15	0,15	0,13	0,12	0,13	0,17

Pressions estimées à partir de divers géobaromètres de l'aluminium

P1 (kbar)	1,69	1,95	1,82	1,39	2,89	1,97
P2 (kbar)	1,54	1,83	1,68	1,20	2,88	1,85
P3 (kbar)	1,26	1,48	1,37	1,01	2,27	1,49
P4 (kbar)	2,30	2,55	2,42	2,02	3,44	2,56

Tableau 2.2: Analyses d'amphiboles ignées (9/11) (Cations: 23O)

2.2a: Pluton du lac Abitibi

Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3053-08-5e	3053-08-5f	3053-08-5g	3057-08-1a	3057-08-1b	3057-08-1c
SiO <sub>2</sub>	47,66	47,30	47,75	47,93	47,84	48,47
TiO <sub>2</sub>	1,04	1,65	1,38	0,79	0,77	0,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,37	6,64	6,42	6,09	6,30	5,85
FeO	15,32	15,65	15,40	15,17	15,41	15,20
MgO	13,41	13,37	13,62	13,62	13,15	13,49
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	11,88	11,66	11,84	11,81	11,79	12,11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,22	0,16	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,36	1,73	1,68	1,50	1,58	1,58
K <sub>2</sub> O	0,80	0,73	0,69	0,79	0,75	0,72
Total	97,84	98,95	98,94	97,71	97,59	98,30

Concentration des cations

Si	7,05	6,94	6,99	7,09	7,09	7,13
Ti	0,12	0,18	0,15	0,09	0,09	0,10
Al	1,11	1,15	1,11	1,06	1,10	1,01
Fe	1,89	1,92	1,89	1,88	1,91	1,87
Mg	2,96	2,93	2,97	3,00	2,91	2,96
Ca	1,88	1,83	1,86	1,87	1,87	1,91
Cr	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00
Na	0,39	0,49	0,48	0,43	0,46	0,45
K	0,15	0,14	0,13	0,15	0,14	0,13

Pressions estimées à partir de divers géobaromètres de l'aluminium

P1 (kbar)	1,66	1,86	1,65	1,42	1,61	1,18
P2 (kbar)	1,50	1,72	1,49	1,23	1,45	0,96
P3 (kbar)	1,23	1,40	1,23	1,03	1,19	0,83
P4 (kbar)	2,27	2,46	2,27	2,05	2,23	1,81

Tableau 2.2: Analyses d'amphiboles ignées (10/11) (Cations: 23O)

2.2a: Pluton du lac Abitibi

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3057-08-1d	3057-08-1e	3057-08-1f	3057-08-1g	3057-08-1h	3057-08-1j
SiO <sub>2</sub>	47,26	47,24	48,17	50,37	47,70	48,06
TiO <sub>2</sub>	1,22	1,07	0,84	0,46	0,91	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,64	6,96	6,07	4,39	6,43	6,04
FeO	15,85	15,92	15,99	13,65	15,66	15,09
MgO	13,22	12,82	13,18	14,92	13,13	13,42
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	12,06	11,76	12,08	12,30	12,36	12,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,21	0,20	0,00	0,00	0,16
Na <sub>2</sub> O	1,71	1,61	1,59	1,25	1,56	1,72
K <sub>2</sub> O	0,94	0,87	0,70	0,45	0,85	0,71
Total	99,08	98,47	98,83	97,78	98,61	98,20

## Concentration des cations

Si	6,95	6,97	7,08	7,35	7,03	7,08
Ti	0,13	0,12	0,09	0,05	0,10	0,11
Al	1,15	1,21	1,05	0,75	1,12	1,05
Fe	1,95	1,97	1,96	1,67	1,93	1,86
Mg	2,90	2,82	2,89	3,25	2,88	2,95
Ca	1,90	1,86	1,90	1,92	1,95	1,90
Cr	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02
Na	0,49	0,46	0,45	0,35	0,45	0,49
K	0,18	0,16	0,13	0,08	0,16	0,13

## Pressions estimées à partir de divers géobaromètres de l'aluminium

P1 (kbar)	1,86	2,17	1,37	-0,12	1,70	1,36
P2 (kbar)	1,72	2,07	1,17	-0,50	1,54	1,16
P3 (kbar)	1,40	1,66	0,99	-0,27	1,26	0,98
P4 (kbar)	2,46	2,75	1,99	0,58	2,31	1,98

Tableau 2.2: Analyses d'amphiboles ignées (11/11) (Cations: 23O)

2.2a: Pluton du lac Abitibi

Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3057-08-1k
SiO <sub>2</sub>	48,47
TiO <sub>2</sub>	0,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,13
FeO	15,41
MgO	13,51
MnO	0,00
CaO	12,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,53
K <sub>2</sub> O	0,83
Total	98,69

Concentration des cations

Si	7,11
Ti	0,09
Al	1,06
Fe	1,89
Mg	2,95
Ca	1,89
Cr	0,00
Na	0,43
K	0,16

Pressions estimées à partir de divers géobaromètres de l'aluminium

P1 (kbar)	1,40
P2 (kbar)	1,21
P3 (kbar)	1,02
P4 (kbar)	2,03



Tableau 2.2: Analyses d'amphiboles ignées (1/5) (Cations: 23O)

2.2b: Pluton de Palmarolle

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3115-08-1b	3115-08-1d	3115-08-1f	3115-08-1h	3115-08-1i	3115-08-2b
SiO <sub>2</sub>	48,47	49,00	47,34	48,20	48,21	46,14
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,40	0,59	0,54	0,60	0,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,25	4,59	5,12	5,29	5,32	7,05
FeO	17,74	17,24	17,46	17,72	18,25	18,04
MgO	12,49	12,77	12,18	12,41	12,33	11,59
MnO	0,46	0,54	0,50	0,44	0,45	0,54
CaO	11,56	11,88	11,39	11,59	11,55	11,48
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,60	1,39	1,82	1,68	1,54	2,11
K <sub>2</sub> O	0,70	0,66	0,81	0,88	0,80	0,71
Total	98,85	98,47	97,22	98,93	99,04	98,55

## Concentration des cations

Si	7,18	7,27	7,15	7,15	7,15	6,90
Ti	0,06	0,04	0,07	0,06	0,07	0,10
Al	0,92	0,80	0,91	0,93	0,93	1,24
Fe	2,20	2,14	2,20	2,20	2,26	2,26
Mg	2,76	2,82	2,74	2,74	2,72	2,59
Mn	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07
Ca	1,83	1,89	1,84	1,84	1,83	1,84
Cr	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Na	0,46	0,40	0,53	0,48	0,44	0,61
K	0,13	0,12	0,16	0,17	0,15	0,14

## Pressions obtenues

P1 (kbar)	0,69	0,12	0,67	0,73	0,75	2,34
P2 (kbar)	0,41	-0,23	0,38	0,46	0,48	2,26
P3 (kbar)	0,42	-0,07	0,40	0,45	0,47	1,80
P4 (Kbar)	1,35	0,81	1,33	1,39	1,41	2,91

0,00 signifie égal ou inférieur à la limite de détection (généralement 0,1 ou 0,05)

## Remarques:

P1 (+/-3 kbar)=-3,92+5,03 Al (Hbl) (Calibration empirique-Hammarstrom and Zen 1986)

P2 (+/-1 kbar)=-4,76+5,64 Al (Hbl) (Calibration empirique-Hollister et al. (1987)

P3 (+/-0,5 kbar)=-3,46+4,23 Al (Hbl) (Calibration expérimentale-Johnson and Rutherford 1989)

P4 (+/-0,6 kbar)=-3,01+4,76 Al (Hbl) (Calibration expérimentale-Schmidt 1992)

Les valeurs entre parenthèses indiquent l'erreur des différentes calibrations (selon leurs auteurs)

0,81	Résultats rejetés (trop faibles ou trop élevés) pour P4
------	---

Tableau 2.2: Analyses d'amphiboles ignées (2/5) (Cations: 23O)

2.2b: Pluton de Palmarolle

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3115-08-2c	3115-08-2d	3115-08-2e	3115-08-2f	3115-08-2g	3115-08-2h
SiO <sub>2</sub>	44,60	45,77	45,25	45,97	45,34	44,84
TiO <sub>2</sub>	0,99	1,02	0,80	0,65	0,85	1,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,50	7,21	7,76	6,83	7,25	7,26
FeO	17,60	18,54	18,73	18,67	18,93	18,51
MgO	10,81	11,28	11,02	11,30	10,93	10,93
MnO	0,57	0,54	0,57	0,55	0,47	0,69
CaO	11,06	11,65	11,31	11,39	11,47	11,46
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,88	1,99	1,79	1,85	1,90	2,03
K <sub>2</sub> O	0,65	0,84	0,93	0,85	0,93	0,86
Total	97,67	98,84	98,15	98,05	98,05	97,72

## Concentration des cations

Si	6,71	6,86	6,83	6,94	6,86	6,81
Ti	0,11	0,11	0,09	0,07	0,10	0,13
Al	1,68	1,27	1,38	1,21	1,29	1,30
Fe	2,21	2,32	2,36	2,35	2,39	2,35
Mg	2,42	2,52	2,48	2,54	2,46	2,48
Mn	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,09
Ca	1,78	1,87	1,83	1,84	1,86	1,87
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,55	0,58	0,52	0,54	0,56	0,60
K	0,12	0,16	0,18	0,16	0,18	0,17

## Pressions obtenues

P1 (kbar)	4,55	2,49	3,02	2,19	2,58	2,62
P2 (kbar)	4,74	2,42	3,02	2,09	2,53	2,58
P3 (kbar)	3,66	1,93	2,37	1,68	2,01	2,04
P4 (Kbar)	5,01	3,05	3,55	2,77	3,14	3,18

Tableau 2.2: Analyses d'amphiboles ignées (3/5) (Cations: 23O)

2.2b: Pluton de Palmarolle

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3115-08-2i	3115-08-2j	3115-08-3a	3115-08-3b	3115-08-3c	3115-08-3d
SiO <sub>2</sub>	43,99	43,98	46,45	47,36	47,11	49,71
TiO <sub>2</sub>	1,19	1,05	0,48	0,39	0,29	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,40	9,06	5,86	5,92	5,95	5,61
FeO	19,13	18,11	18,12	17,51	17,75	15,78
MgO	10,71	10,52	11,47	11,92	12,24	12,06
MnO	0,47	0,57	0,45	0,61	0,53	0,48
CaO	11,01	11,22	11,75	11,56	11,68	11,29
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,93	2,02	1,54	1,43	1,81	1,65
K <sub>2</sub> O	0,90	0,88	0,86	0,71	0,77	0,71
Total	97,88	97,41	96,98	97,42	98,11	97,53

## Concentration des cations

Si	6,68	6,68	7,06	7,12	7,06	7,36
Ti	0,14	0,12	0,05	0,04	0,03	0,03
Al	1,50	1,62	1,05	1,05	1,05	0,98
Fe	2,43	2,30	2,30	2,20	2,22	1,95
Mg	2,43	2,38	2,60	2,67	2,73	2,66
Mn	0,06	0,07	0,06	0,08	0,07	0,06
Ca	1,79	1,83	1,91	1,86	1,88	1,79
Cr	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,57	0,60	0,45	0,42	0,53	0,47
K	0,17	0,17	0,17	0,14	0,15	0,13

## Pressions obtenues

P1 (kbar)	3,64	4,24	1,36	1,36	1,36	1,00
P2 (kbar)	3,72	4,39	1,16	1,16	1,16	0,76
P3 (kbar)	2,90	3,40	0,98	0,98	0,98	0,68
P4 (Kbar)	4,14	4,71	1,99	1,99	1,99	1,65

Tableau 2.2: Analyses d'amphiboles ignées (4/5) (Cations: 23O)

2.2b: Pluton de Palmarolle

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3115-08-3e	3115-08-4a	3115-08-4b	3115-08-5a	3115-08-5b	3115-08-5c
SiO <sub>2</sub>	47,04	46,09	46,40	46,45	45,78	47,70
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,55	0,59	0,76	0,53	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,79	7,87	5,91	6,25	7,32	5,43
FeO	17,53	17,79	17,68	18,07	18,01	17,01
MgO	12,03	11,97	11,96	11,92	11,83	12,29
MnO	0,66	0,52	0,53	0,64	0,47	0,55
CaO	11,52	11,35	11,50	11,63	11,72	11,37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,50	1,67	1,66	1,69	1,77	1,50
K <sub>2</sub> O	0,94	0,99	0,82	0,91	0,90	0,78
Total	97,55	98,80	97,06	98,32	98,32	97,14

## Concentration des cations

Si	7,09	6,86	7,04	6,97	6,87	7,17
Ti	0,06	0,06	0,07	0,09	0,06	0,06
Al	1,03	1,38	1,06	1,11	1,30	0,96
Fe	2,21	2,21	2,24	2,27	2,26	2,14
Mg	2,70	2,66	2,70	2,67	2,65	2,76
Mn	0,08	0,07	0,07	0,08	0,06	0,07
Ca	1,86	1,81	1,87	1,87	1,88	1,83
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,44	0,48	0,49	0,49	0,51	0,44
K	0,18	0,19	0,16	0,17	0,17	0,15

## Pressions obtenues

P1 (kbar)	1,25	3,02	1,40	1,64	2,59	0,92
P2 (kbar)	1,03	3,02	1,20	1,48	2,54	0,66
P3 (kbar)	0,88	2,38	1,01	1,22	2,02	0,61
P4 (Kbar)	1,88	3,56	2,02	2,26	3,15	1,57

Tableau 2.2: Analyses d'amphiboles ignées (5/5) (Cations: 23O)

2.2b: Pluton de Palmarolle

Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3115-08-5d	3115-08-5e
SiO <sub>2</sub>	46,51	46,60
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,99	6,45
FeO	18,25	18,07
MgO	11,85	11,78
MnO	0,48	0,57
CaO	11,30	11,42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,81	1,89
K <sub>2</sub> O	0,66	0,47
Total	97,54	98,08

Concentration des cations

Si	7,03	6,99
Ti	0,08	0,09
Al	1,07	1,14
Fe	2,31	2,27
Mg	2,67	2,63
Mn	0,06	0,07
Ca	1,83	1,84
Cr	0,00	0,00
Na	0,53	0,55
K	0,13	0,09

Pressions obtenues

P1 (kbar)	1,44	1,81
P2 (kbar)	1,25	1,67
P3 (kbar)	1,05	1,36
P4 (Kbar)	2,06	2,41

Tableau 2.3: Analyses d'amphiboles métamorphiques (1/8) (Cations: 23O)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids) et cations

No grains	3045H-29-1a	3045H-29-1b	3045H-29-3a	3045H-29-1d	3045H-29-2a	3045H-29-2b
SiO <sub>2</sub>	47,82	47,75	47,33	47,60	47,25	47,81
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,75	0,77	0,76	0,69	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,26	7,19	7,44	7,35	7,17	7,26
FeO	18,19	18,52	18,68	18,50	19,24	18,94
MgO	11,36	11,10	11,15	11,12	11,25	11,23
MnO						
CaO	11,50	11,71	11,56	11,67	11,54	11,62
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
Na <sub>2</sub> O				1,26		1,27
K <sub>2</sub> O						
Total	96,94	97,02	96,94	98,26	97,14	98,84
Si	7,13	7,13	7,09	7,06	7,08	7,06
Ti	0,09	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08
Al	1,28	1,27	1,31	1,29	1,27	1,26
Fe	2,27	2,31	2,34	2,29	2,41	2,34
Mg	2,53	2,47	2,49	2,46	2,51	2,47
Mn						
Ca	1,84	1,88	1,85	1,85	1,85	1,84
Cr						
Na				0,36		0,36
K						
No grains	3046P-29-1b	3046P-29-1c	3046P-29-2a	3046P-29-2b	3046P-29-2b	3046P-29-2c
SiO <sub>2</sub>	45,96	46,79	46,66	46,18	46,33	46,31
TiO <sub>2</sub>	1,06	0,99	1,22	0,86	1,01	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,32	7,88	7,83	8,26	8,52	8,06
FeO	18,59	18,23	18,22	19,35	18,54	18,16
MgO	10,88	10,75	11,00	10,85	10,48	11,06
MnO						
CaO	11,44	11,64	11,49	11,40	11,44	11,42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,26	0,19
Na <sub>2</sub> O	1,47	1,57	1,38	1,37		1,31
K <sub>2</sub> O		0,43	0,43	0,49	0,41	
Total	97,72	98,27	98,23	98,76	96,97	97,40
Si	6,88	6,96	6,94	6,88	6,96	6,93
Ti	0,12	0,11	0,14	0,10	0,11	0,10
Al	1,47	1,38	1,37	1,45	1,51	1,42
Fe	2,33	2,27	2,27	2,41	2,33	2,27
Mg	2,43	2,38	2,44	2,41	2,35	2,47
Mn						
Ca	1,83	1,85	1,83	1,82	1,84	1,83
Cr					0,03	0,02
Na	0,43	0,45	0,40	0,40		0,38
K		0,08	0,08	0,09	0,08	

Tableau 2.3: Analyses d'amphiboles métamorphiques (2/8) (Cations: 23O)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids) et cations

No grains	3049-10-1f	3049I1-28-1a	3049I1-28-3b	3049I1-28-5b	3049I1-28-5c	3049I1-28-5d
SiO <sub>2</sub>	47,02	46,15	46,27	44,96	44,98	46,16
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,85	0,75	1,01	0,98	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,53	8,61	7,81	8,99	8,47	7,53
FeO	18,13	19,22	19,93	21,13	21,15	21,07
MgO	11,31	10,87	10,27	9,12	9,46	9,59
MnO	0,00					
CaO	10,92	11,63	11,57	11,85	11,67	11,26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00		0,20	0,29	0,25	0,25
Na <sub>2</sub> O	1,71	1,67	1,28	1,22	1,21	1,53
K <sub>2</sub> O	0,00			0,44	0,46	
Total	97,30	99,00	98,09	99,01	98,65	98,30
Si	7,03	6,84	6,94	6,75	6,78	6,95
Ti	0,08	0,10	0,09	0,11	0,11	0,10
Al	1,33	1,50	1,38	1,59	1,51	1,34
Fe	2,27	2,38	2,50	2,65	2,67	2,65
Mg	2,52	2,40	2,30	2,04	2,13	2,15
Mn	0,00					
Ca	1,75	1,85	1,86	1,91	1,89	1,82
Cr	0,00		0,02	0,03	0,03	0,03
Na	0,49	0,48	0,37	0,36	0,35	0,45
K	0,00			0,08	0,09	
No grains	3049I1-28-6b	79-10-1a	79-10-2c	79-10-2d	79-10-2e	79-10-3a
SiO <sub>2</sub>	46,38	43,98	41,80	43,43	41,80	41,46
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,33	0,64	0,52	0,45	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,96	12,45	13,49	11,90	13,86	16,01
FeO	22,15	21,12	21,91	21,27	21,42	22,29
MgO	9,56	7,49	6,50	7,24	6,56	5,64
MnO		0,41	0,00	0,00	0,00	0,39
CaO	10,18	11,57	11,47	11,38	11,71	11,72
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,00	0,30	0,32	0,21	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,67	0,00	1,32	0,00	1,34	0,82
K <sub>2</sub> O		0,86	1,22	1,03	0,90	0,68
Total	97,79	98,22	98,65	97,09	98,25	99,01
Si	7,03	6,63	6,36	6,64	6,36	6,26
Ti	0,08	0,04	0,07	0,06	0,05	0,00
Al	1,24	2,21	2,42	2,14	2,48	2,85
Fe	2,81	2,66	2,79	2,72	2,73	2,81
Mg	2,16	1,68	1,48	1,65	1,49	1,27
Mn		0,05	0,00	0,00	0,00	0,05
Ca	1,65	1,87	1,87	1,86	1,91	1,90
Cr	0,02	0,00	0,04	0,04	0,03	0,00
Na	0,49	0,00	0,39	0,00	0,39	0,24
K		0,17	0,24	0,20	0,18	0,13

Tableau 2.3: Analyses d'amphiboles métamorphiques (3/8) (Cations: 23O)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids) et cations

No grains	79-29-4	79-29-7	79-29-8	DU1-28-1a	DU1-28-1b	DU1-28-1c
SiO <sub>2</sub>	47,87	42,28	43,66	39,68	41,89	40,79
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,66	0,65	0,60	0,77	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,29	12,46	11,99	16,44	14,05	17,45
FeO	17,94	21,26	20,96	24,21	23,85	23,45
MgO	11,54	7,56	7,97	4,94	5,73	4,63
MnO						
CaO	11,37	11,61	11,54	10,56	11,26	11,07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28					
Na <sub>2</sub> O						
K <sub>2</sub> O		1,39	1,10	1,05	1,21	0,84
Total	97,04	97,22	97,87	97,48	98,76	98,57
Si	7,13	6,49	6,61	6,13	6,38	6,18
Ti	0,08	0,08	0,07	0,07	0,09	0,04
Al	1,28	2,25	2,14	2,99	2,52	3,12
Fe	2,23	2,73	2,65	3,13	3,04	2,97
Mg	2,56	1,73	1,80	1,14	1,30	1,05
Mn						
Ca	1,81	1,91	1,87	1,75	1,84	1,80
Cr	0,03					
Na				0,00		
K		0,27	0,21	0,21	0,23	0,16
No grains	DU2-26-7a	DU2-26-13a	DU2-26-13b	DU2-27-20c	DU2-27-20d	DU2-28-2a
SiO <sub>2</sub>	41,38	42,16	41,89	40,73	40,02	41,30
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,67	0,81	0,62	0,69	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,83	13,15	12,65	13,13	12,82	12,76
FeO	20,98	24,19	24,62	25,72	26,07	25,32
MgO	5,48	6,04	6,08	5,16	5,32	5,67
MnO	0,22					
CaO	11,42	10,97	11,28	11,04	10,95	10,77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				0,17		
Na <sub>2</sub> O	1,90			1,26	1,33	1,60
K <sub>2</sub> O	0,87	0,94	0,96	1,03	1,09	1,06
Total	98,83	98,11	98,29	98,84	98,29	98,86
Si	5,97	6,46	6,44	6,30	6,25	6,37
Ti	0,08	0,08	0,09	0,07	0,08	0,05
Al	2,69	2,37	2,29	2,39	2,36	2,32
Fe	2,53	3,10	3,16	3,33	3,41	3,27
Mg	1,18	1,38	1,39	1,19	1,24	1,30
Mn	0,03					
Ca	1,77	1,80	1,86	1,83	1,83	1,78
Cr	0,53			0,02		
Na	0,16			0,38	0,40	0,48
K		0,18	0,19	0,20	0,22	0,21



Tableau 2.3: Analyses d'amphiboles métamorphiques (4/8) (Cations: 23O)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids) et cations

No grains	DU2-28-2c	DU2-28-4a	DU2-28-4c	DU2-28-4d	DU3-27-30d	DU3-29-2
SiO <sub>2</sub>	40,91	41,53	41,38	41,52	46,49	47,76
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,61	0,58	0,66	0,53	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,05	11,95	12,37	11,87	9,39	7,41
FeO	26,14	26,09	26,06	25,33	16,77	17,51
MgO	5,03	5,48	5,38	5,51	11,27	12,03
MnO						
CaO	10,81	10,83	10,66	10,78	11,76	11,70
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,22	
Na <sub>2</sub> O	1,33			1,36	1,35	
K <sub>2</sub> O	1,08	1,07	1,07	1,13		
Total	98,84	97,55	97,48	98,15	97,79	97,20
Si	6,33	6,48	6,46	6,45	6,88	7,09
Ti	0,06	0,07	0,07	0,08	0,06	0,09
Al	2,38	2,20	2,27	2,17	1,64	1,30
Fe	3,38	3,41	3,40	3,29	2,08	2,17
Mg	1,16	1,28	1,25	1,28	2,49	2,66
Mn						
Ca	1,79	1,81	1,78	1,79	1,86	1,86
Cr					0,03	
Na	0,40			0,41	0,39	
K	0,21	0,21	0,21	0,22		
No grains	50-28-1a	50-28-1c	45-28-1a	45-28-1b	45-28-2a	45-28-3a
SiO <sub>2</sub>	44,91	45,46	46,69	51,47	46,97	51,69
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,51	0,32	0,08	0,26	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,09	10,48	11,05	3,63	10,51	3,57
FeO	17,39	16,51	17,29	17,22	16,90	15,77
MgO	10,85	10,70	10,53	13,63	10,87	13,87
MnO						
CaO	11,51	11,80	11,73	11,79	12,00	12,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,99				
Na <sub>2</sub> O	1,60	1,36	1,44		1,30	
K <sub>2</sub> O						
Total	97,99	97,82	99,05	97,82	98,81	97,06
Si	6,66	6,74	6,82	7,55	6,87	7,59
Ti	0,07	0,06	0,04	0,01	0,03	0,01
Al	1,94	1,83	1,90	0,63	1,81	0,62
Fe	2,16	2,05	2,11	2,11	2,06	1,94
Mg	2,40	2,36	2,29	2,98	2,37	3,04
Mn						
Ca	1,83	1,87	1,83	1,85	1,88	1,89
Cr		0,12				
Na	0,46	0,39	0,41		0,37	
K						

Tableau 2.3: Analyses d'amphiboles métamorphiques (5/8) (Cations: 23O)

Concentration des oxydes majeurs (% poids) et cations						
No grains	45-29-4a	45-29-5a	45-29-6a	67-28-1a	67-28-2a	67-28-2b
SiO <sub>2</sub>	48,46	52,00	44,12	44,89	44,97	45,16
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,09	0,32	0,66	0,82	0,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,10	2,49	12,65	10,57	9,74	9,84
FeO	15,42	17,66	19,01	20,16	20,00	20,12
MgO	12,45	12,83	9,06	9,35	9,64	9,60
MnO						
CaO	11,89	11,91	11,45	11,21	11,06	11,27
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,21			
Na <sub>2</sub> O	1,23		1,35	1,48	1,60	1,40
K <sub>2</sub> O				0,54	0,62	0,52
Total	97,84	96,98	98,18	98,87	98,46	98,67
Si	7,10	7,71	6,58	6,70	6,75	6,75
Ti	0,03	0,01	0,04	0,07	0,09	0,09
Al	1,40	0,43	2,22	1,86	1,72	1,73
Fe	1,89	2,19	2,37	2,52	2,51	2,52
Mg	2,72	2,84	2,01	2,08	2,16	2,14
Mn						
Ca	1,87	1,89	1,83	1,79	1,78	1,81
Cr			0,02			
Na	0,35		0,39	0,43	0,47	0,41
K				0,10	0,12	0,10
No grains	67-28-2c	67-28-3a	67-28-3b	26-29-3a	26-29-3b	26-29-4a
SiO <sub>2</sub>	43,71	44,34	43,85	43,07	44,19	41,79
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,53	0,57	0,38	0,34	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,08	10,55	11,32	14,35	13,01	13,87
FeO	20,39	20,20	20,24	20,47	20,58	22,64
MgO	8,70	9,33	8,97	7,14	7,58	7,49
MnO						
CaO	11,32	11,13	11,03	11,52	11,69	10,74
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18					
Na <sub>2</sub> O	1,60	1,35	1,80	1,43	1,42	1,23
K <sub>2</sub> O	0,52	0,53	0,60			
Total	98,04	97,95	98,39	98,36	98,82	98,08
Si	6,61	6,69	6,60	6,45	6,59	6,35
Ti	0,06	0,06	0,07	0,04	0,04	0,04
Al	1,97	1,88	2,01	2,53	2,28	2,48
Fe	2,58	2,55	2,55	2,56	2,57	2,88
Mg	1,96	2,10	2,01	1,59	1,68	1,70
Mn						
Ca	1,83	1,80	1,78	1,85	1,87	1,75
Cr	0,02					
Na	0,47	0,39	0,53	0,41	0,41	0,36
K	0,10	0,10	0,11			

Tableau 2.3: Analyses d'amphiboles métamorphiques (6/8) (Cations: 23O)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids) et cations

No grains	26-29-4b	26-29-5b	26-29-6a	48-29-2a	48-29-2c	48-29-4a
SiO <sub>2</sub>	48,02	43,30	43,05	45,86	46,92	48,28
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,34	0,38	0,66	0,65	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,44	14,12	14,09	10,91	9,43	7,92
FeO	21,76	20,64	21,42	17,06	16,54	15,81
MgO	9,32	7,36	7,13	10,94	11,35	12,93
MnO	0,51					
CaO	11,95	11,53	11,70	11,49	11,45	10,39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
Na <sub>2</sub> O		1,36	1,32	1,51	1,31	1,42
K <sub>2</sub> O						
Total	98,18	98,65	99,08	98,43	97,65	97,38
Si	7,22	6,47	6,43	6,75	6,93	7,09
Ti	0,02	0,04	0,04	0,07	0,07	0,07
Al	1,14	2,49	2,48	1,89	1,64	1,37
Fe	2,73	2,58	2,68	2,10	2,04	1,94
Mg	2,09	1,64	1,59	2,40	2,50	2,83
Mn	0,06					
Ca	1,92	1,84	1,87	1,81	1,81	1,64
Cr						
Na		0,39	0,38	0,43	0,37	0,41
K						
No grains	48-29-4b	48-29-4c	48-29-4d	23-29-1a	23-29-1c	23-29-2a
SiO <sub>2</sub>	47,60	47,83	45,76	40,98	45,09	45,33
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,54	0,51	0,49	0,39	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,29	8,54	12,01	15,45	11,75	10,91
FeO	15,65	15,68	15,88	21,26	19,01	19,02
MgO	12,69	12,46	10,79	6,54	9,30	9,80
MnO						
CaO	10,52	10,65	10,80	11,76	11,54	11,63
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
Na <sub>2</sub> O	1,57	1,51	1,84	1,62	1,21	1,40
K <sub>2</sub> O						
Total	96,99	97,20	97,59	98,10	98,28	98,65
Si	7,03	7,05	6,74	6,21	6,70	6,72
Ti	0,08	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06
Al	1,44	1,48	2,08	2,76	2,06	1,91
Fe	1,93	1,93	1,95	2,69	2,36	2,36
Mg	2,79	2,74	2,37	1,48	2,06	2,17
Mn						
Ca	1,67	1,68	1,70	1,91	1,84	1,85
Cr						
Na	0,45	0,43	0,52	0,48	0,35	0,40
K						

Tableau 2.3: Analyses d'amphiboles métamorphiques (7/8) (Cations: 23O)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids) et cations

No grains	23-29-2c	23-29-3a	23-29-3b	23-29-4a	23-29-5a	23-29-5b
SiO <sub>2</sub>	45,42	43,93	43,75	44,18	43,51	43,27
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,25	0,33	0,31	0,47	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,71	13,91	13,40	13,68	13,81	13,80
FeO	18,91	19,28	18,57	18,79	19,08	18,80
MgO	9,53	8,54	8,79	9,21	8,25	8,48
MnO						
CaO	11,38	11,47	11,53	10,90	11,60	11,85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				0,16		
Na <sub>2</sub> O	1,27	1,52	1,43	1,61	1,20	1,59
K <sub>2</sub> O						
Total	98,77	98,90	97,79	98,84	97,91	98,24
Si	6,70	6,50	6,53	6,52	6,50	6,45
Ti	0,06	0,03	0,04	0,03	0,05	0,05
Al	2,04	2,43	2,36	2,38	2,43	2,43
Fe	2,33	2,39	2,32	2,32	2,38	2,34
Mg	2,10	1,88	1,96	2,03	1,84	1,88
Mn						
Ca	1,80	1,82	1,84	1,72	1,86	1,89
Cr				0,02		
Na	0,36	0,43	0,41	0,46	0,35	0,46
K						
No grains	78-29-1a	78-29-1b	78-29-1c	78-29-2a	78-29-2b	78-29-2c
SiO <sub>2</sub>	44,92	45,60	44,91	45,07	45,34	44,22
TiO <sub>2</sub>	0,77	0,73	0,70	0,68	0,75	0,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,78	8,66	9,00	9,46	9,17	9,94
FeO	19,74	19,82	19,89	19,11	19,09	18,62
MgO	10,20	10,46	10,54	10,57	10,26	10,34
MnO						
CaO	11,67	11,52	11,78	11,90	11,54	11,38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
Na <sub>2</sub> O	1,24	1,27	1,49	1,23	1,31	1,40
K <sub>2</sub> O	0,41	0,45	0,55	0,50	0,56	0,52
Total	97,74	98,52	98,86	98,52	98,01	97,09
Si	6,79	6,83	6,73	6,74	6,80	6,70
Ti	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
Al	1,56	1,53	1,59	1,67	1,62	1,77
Fe	2,49	2,48	2,49	2,39	2,40	2,36
Mg	2,30	2,33	2,35	2,35	2,30	2,33
Mn						
Ca	1,89	1,85	1,89	1,90	1,85	1,85
Cr						
Na	0,36	0,37	0,43	0,36	0,38	0,41
K	0,08	0,09	0,10	0,10	0,11	0,10

Tableau 2.3: Analyses d'amphiboles métamorphiques (8/8) (Cations: 23O)  
 Concentration des oxydes majeurs (% poids) et cations

No grains	78-29-3a	78-29-3b	78-29-3c
SiO <sub>2</sub>	44,96	45,02	44,93
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,81	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,07	8,98	9,84
FeO	19,66	19,24	19,40
MgO	10,35	10,43	10,36
MnO			
CaO	11,70	11,66	11,48
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18		
Na <sub>2</sub> O	1,24	1,29	1,37
K <sub>2</sub> O	0,57	0,54	0,55
Total	98,48	97,99	98,68
Si	6,75	6,77	6,71
Ti	0,08	0,09	0,08
Al	1,60	1,59	1,73
Fe	2,47	2,42	2,42
Mg	2,32	2,34	2,31
Mn			
Ca	1,88	1,88	1,84
Cr	0,02		
Na	0,36	0,38	0,40
K	0,11	0,10	0,10

Tableau 2.4: Analyse d'amphiboles métamorphiques (1/15) (13 CNK)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3045H-29-1a	3045H-29-1b	3045H-29-3a	3045H-29-1d	3045H-29-2a	3045H-29-2b
SiO <sub>2</sub>	47,82	47,75	47,33	47,60	47,25	47,81
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,75	0,77	0,76	0,69	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,26	7,19	7,44	7,35	7,17	7,26
FeO	18,19	18,52	18,68	18,50	19,24	18,94
MgO	11,36	11,10	11,15	11,12	11,25	11,23
MnO						
CaO	11,50	11,71	11,56	11,67	11,54	11,62
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
Na <sub>2</sub> O				1,26		1,27
K <sub>2</sub> O						
Total	96,94	97,02	96,94	98,26	97,14	98,84

Calcul des cations par sites, selon la méthode 13 CNK (Robinson et al. 1982)

Site Z (8)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Si	6,97	6,99	6,92	6,96	6,90	6,95
Al (IV)	1,03	1,01	1,08	1,04	1,10	1,05

Site Y (5)	5,05	5,05	5,05	5,03	5,06	5,04
Al (VI)	0,22	0,23	0,20	0,23	0,13	0,19
Ti (+3)	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
Fe (+2)	1,24	1,37	1,25	1,67	1,20	1,60
Fe (+3)	1,03	0,94	1,09	0,63	1,21	0,73
Mg (+2)	2,47	2,42	2,43	2,42	2,45	2,43
Mn						
Cr (+3)						

Site X (2)	1,80	1,84	1,81	0,36	1,80	2,17
Ca	1,80	1,84	1,81	0,36	1,80	1,81
Na						0,36
K						

Al (total)	1,25	1,24	1,28	1,27	1,23	1,24
Na (M4)						0,16
P* (kbar)						2,6

Remarques:

- 1) Le calcul de Na (site M4) a été effectué à l'aide du logiciel PTMAFIC (Soto 1993)
- 2) P\* : Pression estimée à partir de Na (site M4), selon la méthode de Brown (1977)

Tableau 2.4: Analyse d'amphiboles métamorphiques (2/15) (13 CNK)

Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3046P-29-1b	3046P-29-1c	3046P-29-2a	3046P-29-2b	3046P-29-2b	3046P-29-2c
SiO <sub>2</sub>	45,96	46,79	46,66	46,18	46,33	46,31
TiO <sub>2</sub>	1,06	0,99	1,22	0,86	1,01	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,32	7,88	7,83	8,26	8,52	8,06
FeO	18,59	18,23	18,22	19,35	18,54	18,16
MgO	10,88	10,75	11,00	10,85	10,48	11,06
MnO						
CaO	11,44	11,64	11,49	11,40	11,44	11,42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,26	0,19
Na <sub>2</sub> O	1,47	1,57	1,38	1,37		1,31
K <sub>2</sub> O		0,43	0,43	0,49	0,41	
Total	97,72	98,27	98,23	98,76	96,97	97,40

Calcul des cations par sites, selon la méthode 13 CNK (Robinson et al. 1982)

Site Z (8)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Si	6,76	6,90	6,86	6,75	6,81	6,82
Al (IV)	1,24	1,10	1,14	1,25	1,19	1,18

Site Y (5)	5,04	5,02	5,02	5,04	5,05	5,04
Al (VI)	0,21	0,28	0,22	0,18	0,28	0,22
Ti (+3)	0,12	0,11	0,13	0,09	0,11	0,10
Fe (+2)	1,56	1,88	1,70	1,58	1,35	1,51
Fe (+3)	0,77	0,39	0,56	0,83	0,97	0,77
Mg (+2)	2,39	2,36	2,41	2,36	2,30	2,43
Mn						
Cr (+3)					0,03	0,02

Site X (2)	2,22	2,37	2,28	2,26	1,88	2,17
Ca	1,80	1,84	1,81	1,79	1,80	1,80
Na	0,42	0,45	0,39	0,39		0,37
K		0,08	0,08	0,09	0,08	

Al (total)	1,44	1,37	1,36	1,42	1,48	1,40
Na (M4)	0,16	0,14	0,17	0,17		0,16
P* (kbar)	2,6	2,4	2,7	2,7		2,6

Tableau 2.4: Analyse d'amphiboles métamorphiques (3/15) (13 CNK)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3049-10-1f	3049I1-28-1a	3049I1-28-3b	3049I1-28-5b	3049I1-28-5c	3049I1-28-5d
SiO <sub>2</sub>	47,02	46,15	46,27	44,96	44,98	46,16
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,85	0,75	1,01	0,98	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,53	8,61	7,81	8,99	8,47	7,53
FeO	18,13	19,22	19,93	21,13	21,15	21,07
MgO	11,31	10,87	10,27	9,12	9,46	9,59
MnO	0,00					
CaO	10,92	11,63	11,57	11,85	11,67	11,26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00		0,20	0,29	0,25	0,25
Na <sub>2</sub> O	1,71	1,67	1,28	1,22	1,21	1,53
K <sub>2</sub> O	0,00			0,44	0,46	
Total	97,30	99,00	98,09	99,01	98,65	98,30

Calcul des cations par sites, selon la méthode 13 CNK (Robinson et al. 1982)

Site Z (8)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Si	6,91	6,72	6,82	6,66	6,67	6,83
Al (IV)	1,09	1,28	1,18	1,34	1,33	1,17

Site Y (5)	5,04	5,04	5,04	5,04	5,04	5,04
Al (VI)	0,22	0,20	0,18	0,23	0,15	0,15
Ti (+3)	0,08	0,09	0,08	0,11	0,11	0,10
Fe (+2)	1,48	1,60	1,71	1,99	1,88	1,87
Fe (+3)	0,79	0,78	0,79	0,67	0,79	0,78
Mg (+2)	2,48	2,36	2,26	2,01	2,09	2,12
Mn						
Cr (+3)			0,02	0,03	0,03	0,03

Site X (2)	2,21	2,29	2,19	2,31	2,29	2,22
Ca	1,72	1,82	1,83	1,88	1,85	1,79
Na	0,49	0,47	0,37	0,35	0,35	0,44
K				0,08	0,09	

Al (total)	1,30	1,48	1,36	1,57	1,48	1,31
Na (M4)	0,25	0,15	0,13	0,09	0,10	0,17
P* (kbar)	3,5	2,5	2,3	1,9	2,0	2,7



Tableau 2.4: Analyse d'amphiboles métamorphiques (4/15) (13 CNK)

Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3049I1-28-6b	79-10-1a	79-10-2c	79-10-2d	79-10-2e	79-10-3a
SiO <sub>2</sub>	46,38	43,98	41,80	43,43	41,80	41,46
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,33	0,64	0,52	0,45	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,96	12,45	13,49	11,90	13,86	16,01
FeO	22,15	21,12	21,91	21,27	21,42	22,29
MgO	9,56	7,49	6,50	7,24	6,56	5,64
MnO		0,41	0,00	0,00	0,00	0,39
CaO	10,18	11,57	11,47	11,38	11,71	11,72
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,00	0,30	0,32	0,21	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,67	0,00	1,32	0,00	1,34	0,82
K <sub>2</sub> O		0,86	1,22	1,03	0,90	0,68
Total	97,79	98,22	98,65	97,09	98,25	99,01

Calcul des cations par sites, selon la méthode 13 CNK (Robinson et al. 1982)

Site Z (8)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Si	6,85	6,49	6,29	6,51	6,29	6,14
Al (IV)	1,15	1,51	1,71	1,49	1,71	1,86

Site Y (5)	5,07	5,05	5,03	5,05	5,03	5,05
Al (VI)	0,06	0,66	0,68	0,62	0,75	0,94
Ti (+3)	0,08	0,04	0,07	0,06	0,05	0,00
Fe (+2)	1,60	1,71	2,25	1,86	2,24	1,99
Fe (+3)	1,21	0,96	0,54	0,86	0,48	0,83
Mg (+2)	2,10	1,65	1,46	1,62	1,47	1,25
Mn		0,05				0,05
Cr (+3)	0,02		0,04	0,04	0,02	

Site X (2)	2,09	1,99	2,47	2,03	2,45	2,22
Ca	1,61	1,83	1,85	1,83	1,89	1,86
Na	0,48		0,38		0,39	0,24
K		0,16	0,23	0,20	0,17	0,13

Al (total)	1,21	2,17	2,39	2,10	2,46	2,80
Na (M4)			0,13		0,09	0,09
P* (kbar)			2,3		1,9	1,9

Tableau 2.4: Analyse d'amphiboles métamorphiques (5/15) (13 CNK)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	79-29-4	79-29-7	79-29-8	DU1-28-1a	DU1-28-1b	DU1-28-1c
SiO <sub>2</sub>	47,87	42,28	43,66	39,68	41,89	40,79
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,66	0,65	0,60	0,77	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,29	12,46	11,99	16,44	14,05	17,45
FeO	17,94	21,26	20,96	24,21	23,85	23,45
MgO	11,54	7,56	7,97	4,94	5,73	4,63
MnO						
CaO	11,37	11,61	11,54	10,56	11,26	11,07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28					
Na <sub>2</sub> O						
K <sub>2</sub> O		1,39	1,10	1,05	1,21	0,84
Total	97,04	97,22	97,87	97,48	98,76	98,57

Calcul des cations par sites, selon la méthode 13 CNK (Robinson et al. 1982)

Site Z (8)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Si	6,96	6,35	6,47	5,92	6,22	6,02
Al (IV)	1,04	1,65	1,53	2,08	1,78	1,98

Site Y (5)	5,05	5,05	5,05	5,10	5,07	5,08
Al (VI)	0,21	0,56	0,57	0,81	0,68	1,05
Ti (+3)	0,08	0,07	0,07	0,07	0,09	0,04
Fe (+2)	1,13	1,80	1,71	1,57	1,93	1,77
Fe (+3)	1,10	0,93	0,94	1,55	1,11	1,20
Mg (+2)	2,50	1,69	1,76	1,10	1,27	1,02
Mn						
Cr (+3)	0,03					

Site X (2)	1,77	2,14	2,04	1,89	2,02	1,91
Ca	1,77	1,87	1,83	1,69	1,79	1,75
Na					0,23	
K		0,27	0,21	0,20		0,16

Al (total)	1,25	2,21	2,09	2,89	2,46	3,03
Na (M4)					0,14	
P* (kbar)					2,4	

Tableau 2.4: Analyse d'amphiboles métamorphiques (6/15) (13 CNK)

Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	DU2-26-7a	DU2-26-13a	DU2-26-13b	DU2-27-20c	DU2-27-20d	DU2-28-2a
SiO <sub>2</sub>	41,38	42,16	41,89	40,73	40,02	41,30
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,67	0,81	0,62	0,69	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,83	13,15	12,65	13,13	12,82	12,76
FeO	20,98	24,19	24,62	25,72	26,07	25,32
MgO	5,48	6,04	6,08	5,16	5,32	5,67
MnO	0,22					
CaO	11,42	10,97	11,28	11,04	10,95	10,77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				0,17		
Na <sub>2</sub> O	1,90			1,26	1,33	1,60
K <sub>2</sub> O	0,87	0,94	0,96	1,03	1,09	1,06
Total	98,83	98,11	98,29	98,84	98,29	98,86

Calcul des cations par sites, selon la méthode 13 CNK (Robinson et al. 1982)

Site Z (8)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Si	6,22	6,27	6,26	6,16	6,09	6,22
Al (IV)	1,78	1,73	1,74	1,84	1,91	1,78

Site Y (5)	4,98	5,09	5,09	5,07	5,01	5,07
Al (VI)	1,02	0,58	0,49	0,50	0,39	0,49
Ti (+3)	0,09	0,07	0,09	0,07	0,01	0,04
Fe (+2)	2,46	1,77	1,89	2,28	2,23	2,22
Fe (+3)	0,19	1,33	1,27	1,04	1,18	1,05
Mg (+2)	1,23	1,34	1,34	1,16	1,21	1,27
Mn						
Cr (+3)				0,02		

Site X (2)	2,56	1,93	1,99	2,35	2,39	2,41
Ca	1,84	1,75	1,81	1,79	1,79	1,74
Na	0,55			0,37	0,39	0,47
K	0,17	0,18	0,18	0,20	0,21	0,20

Al (total)	2,80	2,30	2,23	2,34	2,30	2,27
Na (M4)	0,18			0,14	0,20	0,19
P* (kbar)	2,8			2,4	3	2,9

Tableau 2.4: Analyse d'amphiboles métamorphiques (7/15) (13 CNK)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	DU2-28-2c	DU2-28-4a	DU2-28-4c	DU2-28-4d	DU3-27-30d	DU3-29-2
SiO <sub>2</sub>	40,91	41,53	41,38	41,52	46,49	47,76
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,61	0,58	0,66	0,53	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,05	11,95	12,37	11,87	9,39	7,41
FeO	26,14	26,09	26,06	25,33	16,77	17,51
MgO	5,03	5,48	5,38	5,51	11,27	12,03
MnO						
CaO	10,81	10,83	10,66	10,78	11,76	11,70
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,22	
Na <sub>2</sub> O	1,33			1,36	1,35	
K <sub>2</sub> O	1,08	1,07	1,07	1,13		
Total	98,84	97,55	97,48	98,15	97,79	97,20

Calcul des cations par sites, selon la méthode 13 CNK (Robinson et al. 1982)

Site Z (8)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Si	6,18	6,27	6,24	6,32	6,79	6,92
Al (IV)	1,82	1,73	1,76	1,68	1,21	1,08

Site Y (5)	5,08	5,11	5,11	5,06	5,02	5,05
Al (VI)	0,51	0,40	0,44	0,45	0,41	0,19
Ti (+3)	0,06	0,07	0,07	0,08	0,06	0,09
Fe (+2)	2,29	1,93	1,86	2,35	1,49	1,10
Fe (+3)	1,10	1,48	1,54	0,94	0,59	1,08
Mg (+2)	1,13	1,23	1,21	1,25	2,45	2,60
Mn						
Cr (+3)					0,03	

Site X (2)	2,35	1,96	1,93	2,38	2,22	1,82
Ca	1,75	1,75	1,72	1,76	1,84	1,82
Na	0,39			0,40	0,38	
K	0,21	0,21	0,21	0,22		

Al (total)	2,32	2,13	2,20	2,13	1,62	1,27
Na (M4)	0,17			0,18	0,14	
P* (kbar)	2,7			2,8	2,4	

Tableau 2.4: Analyse d'amphiboles métamorphiques (8/15) (13 CNK)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	50-28-1a	50-28-1c	45-28-1a	45-28-1b	45-28-2a	45-28-3a
SiO <sub>2</sub>	44,91	45,46	46,69	51,47	46,97	51,69
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,51	0,32	0,08	0,26	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,09	10,48	11,05	3,63	10,51	3,57
FeO	17,39	16,51	17,29	17,22	16,90	15,77
MgO	10,85	10,70	10,53	13,63	10,87	13,87
MnO						
CaO	11,51	11,80	11,73	11,79	12,00	12,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,99				
Na <sub>2</sub> O	1,60	1,36	1,44		1,30	
K <sub>2</sub> O						
Total	97,99	97,82	99,05	97,82	98,81	97,06

Calcul des cations par sites, selon la méthode 13 CNK (Robinson et al. 1982)

Site Z (8)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Si	6,55	6,66	6,74	7,39	6,79	7,48
Al (IV)	1,45	1,34	1,26	0,61	1,21	0,52

Site Y (5)	5,04	4,91	5,02	5,03	5,02	5,03
Al (VI)	0,45	0,47	0,62	0,01	0,58	0,09
Ti (+3)	0,07	0,06	0,03	0,00	0,03	0,01
Fe (+2)	1,35	1,50	1,56	1,16	1,58	1,26
Fe (+3)	0,81	0,55	0,55	0,96	0,48	0,68
Mg (+2)	2,36	2,34	2,26	2,92	2,34	2,99
Mn						
Cr (+3)						

Site X (2)	2,25	2,24	2,22	1,81	2,22	1,86
Ca	1,80	1,85	1,81	1,81	1,86	1,86
Na	0,45	0,39	0,40		0,36	
K						

Al (total)	1,91	1,81	1,88	0,61	1,79	0,61
Na (M4)	0,17	0,24	0,17		0,12	
P* (kbar)	2,7	3,4	2,7		2,2	

Tableau 2.4: Analyse d'amphiboles métamorphiques (9/15) (13 CNK)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	45-29-4a	45-29-5a	45-29-6a	67-28-1a	67-28-2a	67-28-2b
SiO <sub>2</sub>	48,46	52,00	44,12	44,89	44,97	45,16
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,09	0,32	0,66	0,82	0,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,10	2,49	12,65	10,57	9,74	9,84
FeO	15,42	17,66	19,01	20,16	20,00	20,12
MgO	12,45	12,83	9,06	9,35	9,64	9,60
MnO						
CaO	11,89	11,91	11,45	11,21	11,06	11,27
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,21			
Na <sub>2</sub> O	1,23		1,35	1,48	1,60	1,40
K <sub>2</sub> O				0,54	0,62	0,52
Total	97,84	96,98	98,18	98,87	98,46	98,67

Calcul des cations par sites, selon la méthode 13 CNK (Robinson et al. 1982)

Site Z (8)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Si	7,02	7,60	6,46	6,58	6,63	6,64
Al (IV)	0,98	0,40	1,54	1,42	1,37	1,36

Site Y (5)	5,02	5,02	5,04	5,04	4,96	5,04
Al (VI)	0,41	0,03	0,64	0,41	0,32	0,34
Ti (+3)	0,03	0,00	0,04	0,07	0,01	0,09
Fe (+2)	1,43	1,58	1,53	1,70	1,72	1,71
Fe (+3)	0,46	0,61	0,84	0,82	0,79	0,81
Mg (+2)	2,69	2,80	1,98	2,04	2,12	2,10
Mn						
Cr (+3)			0,02			

Site X (2)	2,19	1,87	2,18	2,28	2,32	2,27
Ca	1,85	1,87	1,80	1,76	1,75	1,77
Na	0,35		0,38	0,42	0,46	0,40
K				0,10	0,12	0,10

Al (total)	1,38	0,43	2,18	1,83	1,69	1,70
Na (M4)	0,14		0,17	0,20	0,30	0,19
P* (kbar)	2,4		2,7	3	3,9	2,9

Tableau 2.4: Analyse d'amphiboles métamorphiques (10/15) (13 CNK)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	67-28-2c	67-28-3a	67-28-3b	26-29-3a	26-29-3b	26-29-4a
SiO <sub>2</sub>	43,71	44,34	43,85	43,07	44,19	41,79
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,53	0,57	0,38	0,34	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,08	10,55	11,32	14,35	13,01	13,87
FeO	20,39	20,20	20,24	20,47	20,58	22,64
MgO	8,70	9,33	8,97	7,14	7,58	7,49
MnO						
CaO	11,32	11,13	11,03	11,52	11,69	10,74
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18					
Na <sub>2</sub> O	1,60	1,35	1,80	1,43	1,42	1,23
K <sub>2</sub> O	0,52	0,53	0,60			
Total	98,04	97,95	98,39	98,36	98,82	98,08

Calcul des cations par sites, selon la méthode 13 CNK (Robinson et al. 1982)

Site Z (8)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Si	6,51	6,55	6,48	6,36	6,51	6,14
Al (IV)	1,49	1,45	1,52	1,64	1,49	1,86

Site Y (5)	5,04	5,05	5,04	5,03	5,03	5,09
Al (VI)	0,45	0,39	0,46	0,86	0,76	0,54
Ti (+3)	0,06	0,06	0,06	0,04	0,04	0,03
Fe (+2)	1,85	1,62	1,74	1,92	2,01	1,36
Fe (+3)	0,73	0,93	0,81	0,64	0,56	1,52
Mg (+2)	1,93	2,05	1,98	1,57	1,66	1,64
Mn						
Cr (+3)	0,02					

Site X (2)	2,36	2,25	2,38	2,23	2,25	2,04
Ca	1,81	1,76	1,75	1,82	1,84	1,69
Na	0,46	0,39	0,52	0,41	0,41	0,35
K	0,10	0,10	0,11			

Al (total)	1,94	1,84	1,97	2,50	2,26	2,40
Na (M4)	0,16	0,19	0,21	0,15	0,13	
P* (kbar)	2,6	2,9	3,1	2,5	2,3	

Tableau 2.4: Analyse d'amphiboles métamorphiques (11/15) (13 CNK)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	26-29-4b	26-29-5b	26-29-6a	48-29-2a	48-29-2c	48-29-4a
SiO <sub>2</sub>	48,02	43,30	43,05	45,86	46,92	48,28
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,34	0,38	0,66	0,65	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,44	14,12	14,09	10,91	9,43	7,92
FeO	21,76	20,64	21,42	17,06	16,54	15,81
MgO	9,32	7,36	7,13	10,94	11,35	12,93
MnO	0,51					
CaO	11,95	11,53	11,70	11,49	11,45	10,39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
Na <sub>2</sub> O		1,36	1,32	1,51	1,31	1,42
K <sub>2</sub> O						
Total	98,18	98,65	99,08	98,43	97,65	97,38

Calcul des cations par sites, selon la méthode 13 CNK (Robinson et al. 1982)

Site Z (8)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Si	7,07	6,37	6,32	6,64	6,83	6,93
Al (IV)	0,93	1,63	1,68	1,36	1,17	1,07

Site Y (5)	5,05	5,04	5,04	5,03	5,03	5,04
Al (VI)	0,19	0,81	0,77	0,50	0,45	0,27
Ti (+3)	0,02	0,04	0,04	0,07	0,07	0,07
Fe (+2)	1,81	1,85	1,91	1,37	1,41	0,87
Fe (+3)	0,93	0,73	0,77	0,73	0,63	1,08
Mg (+2)	2,05	1,61	1,56	2,36	2,46	2,77
Mn	0,06					
Cr (+3)						

Site X (2)	1,89	2,20	2,22	2,21	2,16	1,99
Ca	1,89	1,82	1,84	1,78	1,79	1,60
Na		0,39	0,38	0,42	0,37	0,40
K						

Al (total)	1,12	2,45	2,44	1,86	1,62	1,34
Na (M4)		0,15	0,12	0,19	0,19	0,36
P* (kbar)		2,5	2,2	2,9	2,9	4,6



Tableau 2.4: Analyse d'amphiboles métamorphiques (12/15) (13 CNK)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	48-29-4b	48-29-4c	48-29-4d	23-29-1a	23-29-1c	23-29-2a
SiO <sub>2</sub>	47,60	47,83	45,76	40,98	45,09	45,33
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,54	0,51	0,49	0,39	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,29	8,54	12,01	15,45	11,75	10,91
FeO	15,65	15,68	15,88	21,26	19,01	19,02
MgO	12,69	12,46	10,79	6,54	9,30	9,80
MnO						
CaO	10,52	10,65	10,80	11,76	11,54	11,63
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
Na <sub>2</sub> O	1,57	1,51	1,84	1,62	1,21	1,40
K <sub>2</sub> O						
Total	96,99	97,20	97,59	98,10	98,28	98,65

Calcul des cations par sites, selon la méthode 13 CNK (Robinson et al. 1982)

Site Z (8)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Si	6,88	6,91	6,63	6,12	6,59	6,61
Al (IV)	1,12	1,09	1,37	1,88	1,41	1,39

Site Y (5)	5,04	5,04	5,03	5,04	5,04	5,04
Al (VI)	0,30	0,36	0,69	0,84	0,61	0,49
Ti (+3)	0,07	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06
Fe (+2)	0,96	1,04	1,26	1,99	1,60	1,61
Fe (+3)	0,97	0,89	0,69	0,71	0,76	0,75
Mg (+2)	2,74	2,68	2,33	1,45	2,02	2,13
Mn						
Cr (+3)						

Site X (2)	2,07	2,07	2,19	2,35	2,15	2,21
Ca	1,63	1,65	1,68	1,88	1,81	1,82
Na	0,44	0,42	0,52	0,47	0,34	0,40
K						

Al (total)	1,41	1,45	2,05	2,72	2,02	1,88
Na (M4)	0,33	0,32	0,30	0,08	0,16	0,15
P* (kbar)	4,3	4,2	3,9	1,8	2,6	2,5

Tableau 2.4: Analyse d'amphiboles métamorphiques (13/15) (13 CNK)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	23-29-2c	23-29-3a	23-29-3b	23-29-4a	23-29-5a	23-29-5b
SiO <sub>2</sub>	45,42	43,93	43,75	44,18	43,51	43,27
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,25	0,33	0,31	0,47	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,71	13,91	13,40	13,68	13,81	13,80
FeO	18,91	19,28	18,57	18,79	19,08	18,80
MgO	9,53	8,54	8,79	9,21	8,25	8,48
MnO						
CaO	11,38	11,47	11,53	10,90	11,60	11,85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				0,16		
Na <sub>2</sub> O	1,27	1,52	1,43	1,61	1,20	1,59
K <sub>2</sub> O						
Total	98,77	98,90	97,79	98,84	97,91	98,24

Calcul des cations par sites, selon la méthode 13 CNK (Robinson et al. 1982)

Site Z (8)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Si	6,59	6,39	6,43	6,37	6,40	6,38
Al (IV)	1,41	1,61	1,57	1,63	1,60	1,62

Site Y (5)	5,04	5,04	5,03	5,05	5,04	5,03
Al (VI)	0,59	0,78	0,75	0,70	0,79	0,77
Ti (+3)	0,06	0,03	0,04	0,03	0,05	0,05
Fe (+2)	1,52	1,61	1,62	1,30	1,68	1,79
Fe (+3)	0,81	0,78	0,70	1,02	0,71	0,56
Mg (+2)	2,06	1,85	1,93	1,98	1,81	1,86
Mn						
Cr (+3)				0,02		

Site X (2)	2,12	2,22	2,22	2,14	2,17	2,32
Ca	1,77	1,79	1,82	1,69	1,83	1,87
Na	0,36	0,43	0,41	0,45	0,34	0,45
K						

Al (total)	2,00	2,38	2,32	2,33	2,39	2,40
Na (M4)	0,20	0,18	0,15	0,27	0,14	0,11
P* (kbar)	3	2,8	2,5	3,6	2,4	2

Tableau 2.4: Analyse d'amphiboles métamorphiques (14/15) (13 CNK)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	78-29-1a	78-29-1b	78-29-1c	78-29-2a	78-29-2b	78-29-2c
SiO <sub>2</sub>	44,92	45,60	44,91	45,07	45,34	44,22
TiO <sub>2</sub>	0,77	0,73	0,70	0,68	0,75	0,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,78	8,66	9,00	9,46	9,17	9,94
FeO	19,74	19,82	19,89	19,11	19,09	18,62
MgO	10,20	10,46	10,54	10,57	10,26	10,34
MnO						
CaO	11,67	11,52	11,78	11,90	11,54	11,38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
Na <sub>2</sub> O	1,24	1,27	1,49	1,23	1,31	1,40
K <sub>2</sub> O	0,41	0,45	0,55	0,50	0,56	0,52
Total	97,74	98,52	98,86	98,52	98,01	97,09

Calcul des cations par sites, selon la méthode 13 CNK (Robinson et al. 1982)

Site Z (8)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Si	6,67	6,70	6,61	6,62	6,70	6,58
Al (IV)	1,33	1,30	1,39	1,38	1,30	1,42

Site Y (5)	5,04	5,04	5,04	5,04	5,03	5,04
Al (VI)	0,21	0,20	0,17	0,26	0,30	0,32
Ti (+3)	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07
Fe (+2)	1,69	1,61	1,66	1,61	1,70	1,53
Fe (+3)	0,81	0,87	0,83	0,77	0,70	0,83
Mg (+2)	2,26	2,29	2,31	2,31	2,26	2,29
Mn						
Cr (+3)						

Site X (2)	2,29	2,26	2,38	2,32	2,31	2,31
Ca	1,86	1,81	1,86	1,87	1,83	1,81
Na	0,36	0,36	0,42	0,35	0,38	0,40
K	0,08	0,08	0,10	0,09	0,11	0,10

Al (total)	1,54	1,50	1,56	1,64	1,60	1,74
Na (M4)	0,10	0,15	0,10	0,09	0,14	0,15
P* (kbar)	2	2,5	2	1,9	2,4	2,5

Tableau 2.4: Analyse d'amphiboles métamorphiques (15/15) (13 CNK)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	78-29-3a	78-29-3b	78-29-3c
SiO <sub>2</sub>	44,96	45,02	44,93
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,81	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,07	8,98	9,84
FeO	19,66	19,24	19,40
MgO	10,35	10,43	10,36
MnO			
CaO	11,70	11,66	11,48
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18		
Na <sub>2</sub> O	1,24	1,29	1,37
K <sub>2</sub> O	0,57	0,54	0,55
Total	98,48	97,99	98,68

Calcul des cations (Robinson et al. 1982)

Site Z (8)	8,00	8,00	8,00
Si	6,62	6,66	6,58
Al (IV)	1,38	1,34	1,42

Site Y (5)	5,04	4,96	5,04
Al (VI)	0,20	0,23	0,28
Ti (+3)	0,08	0,01	0,08
Fe (+2)	1,64	1,66	1,54
Fe (+3)	0,83	0,76	0,88
Mg (+2)	2,27	2,30	2,26
Mn			
Cr (+3)	0,02		

Site X (2)	2,31	2,32	2,29
Ca	1,85	1,85	1,80
Na	0,35	0,37	0,39
K	0,11	0,10	0,10

Al (total)	1,58	1,57	1,70
Na (M4)	0,11	0,20	0,16
P* (kbar)	2,1	3	2,6

Tableau 2.5: Analyse des grenats (1/8) (Cations: 24O)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	79-09-3a	79-09-3b	79-09-3c	79-09-3d	79-09-3e	79-09-5a
SiO <sub>2</sub>	37,74	37,81	37,68	37,47	37,33	37,32
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,84	21,06	20,99	20,63	20,47	20,38
FeO	24,77	24,67	25,09	23,86	24,60	24,52
MgO	3,61	3,14	4,03	3,66	3,19	3,75
MnO	3,32	3,53	3,41	3,27	3,05	3,67
CaO	10,45	10,57	9,71	9,94	11,07	9,71
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,86	100,78	100,90	98,83	99,70	99,35

Concentration des cations

Si	5,93	5,95	5,92	5,99	5,95	5,96
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	3,86	3,91	3,89	3,88	3,84	3,84
Fe	3,26	3,25	3,30	3,19	3,28	3,27
Mg	0,85	0,74	0,94	0,87	0,76	0,89
Mn	0,44	0,47	0,45	0,44	0,41	0,50
Ca	1,76	1,78	1,63	1,70	1,89	1,66
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Calcul des cations par sites

Si (3)	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	2,97	2,98	2,96	2,99	2,97	2,98
Al (IV)	0,03	0,02	0,04	0,01	0,03	0,02

Site B (2)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al (VI)	1,90	1,93	1,90	1,93	1,90	1,90
Ti (+3)	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr (+3)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe (+3)	0,09	0,07	0,10	0,07	0,10	0,10

Site A (3)	3,06	3,05	3,07	3,04	3,06	3,06
Fe (+2)	1,53	1,55	1,55	1,53	1,54	1,54
Ca	0,88	0,89	0,82	0,85	0,95	0,83
Mg (+2)	0,42	0,37	0,47	0,44	0,38	0,45
Mn	0,22	0,24	0,23	0,22	0,21	0,25

% Grenats

Pyrope	0,14	0,12	0,15	0,14	0,12	0,15
Almandin	0,50	0,51	0,51	0,50	0,50	0,50
Spessartite	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08
Grossulaire	0,26	0,27	0,24	0,26	0,27	0,24
Andradite	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03

Tableau 2.5: Analyse des grenats (2/8) (Cations: 24O)

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	79-09-5b	79-09-5c	79-09-5d	79-09-11b	79-10-1a	79-10-1b
SiO <sub>2</sub>	37,40	37,06	37,24	36,42	37,66	37,51
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,36	20,37	20,38	19,76	21,20	20,84
FeO	24,63	24,84	24,19	25,71	22,14	23,29
MgO	3,72	3,89	3,65	2,15	1,86	2,69
MnO	3,90	3,30	4,18	5,41	8,67	6,84
CaO	9,21	9,66	9,51	8,37	8,86	9,43
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,17
Total	99,31	99,11	99,14	97,97	100,39	100,77

## Concentration des cations

Si	5,97	5,94	5,96	5,98	5,99	5,94
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	3,83	3,84	3,85	3,82	3,97	3,89
Fe	3,29	3,33	3,24	3,53	2,94	3,09
Mg	0,89	0,93	0,87	0,53	0,44	0,63
Mn	0,53	0,45	0,57	0,75	1,17	0,92
Ca	1,58	1,66	1,63	1,47	1,51	1,60
Cr	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02

Si (3)	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	2,99	2,97	2,98	2,99	2,99	2,97
Al (IV)	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03

Site B (2)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al (VI)	1,90	1,89	1,90	1,90	1,98	1,92
Ti (+3)	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr (+3)	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe (+3)	0,09	0,11	0,10	0,09	0,02	0,07

Site A (3)	3,05	3,07	3,06	3,05	3,01	3,05
Fe (+2)	1,55	1,55	1,52	1,68	1,45	1,47
Ca	0,79	0,83	0,82	0,74	0,76	0,80
Mg (+2)	0,44	0,46	0,44	0,26	0,22	0,32
Mn	0,26	0,22	0,28	0,38	0,58	0,46

## % Grenats

Pyrope	0,15	0,15	0,14	0,09	0,07	0,10
Almandin	0,51	0,51	0,50	0,55	0,48	0,48
Spessartite	0,09	0,07	0,09	0,12	0,19	0,15
Grossulaire	0,23	0,23	0,24	0,21	0,24	0,24
Andradite	0,03	0,04	0,03	0,03	0,01	0,02

Tableau 2.5: Analyse des grenats (3/8) (Cations: 24O)

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	79-10--1c	79-10-1d	79-10-1e	DU1-26-1a	DU1-26-1b	DU1-26-1c
SiO <sub>2</sub>	37,15	36,58	37,44	37,41	37,79	37,44
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,00	0,00			0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,59	20,41	20,79	20,74	21,16	21,02
FeO	21,46	21,07	21,71	30,20	31,11	30,82
MgO	1,92	1,92	2,09	2,22	2,10	2,28
MnO	8,81	9,24	8,98	2,27	2,27	2,46
CaO	8,86	8,87	8,72	6,59	6,51	6,80
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00			
Total	98,90	98,10	99,72	99,42	100,95	100,90

## Concentration des cations

Si	6,00	5,97	6,00	6,02	6,01	5,96
Ti	0,01	0,00	0,00			0,01
Al	3,92	3,93	3,92	3,94	3,96	3,94
Fe	2,90	2,88	2,91	4,07	4,13	4,10
Mg	0,46	0,47	0,50	0,53	0,50	0,54
Mn	1,21	1,28	1,22	0,31	0,31	0,33
Ca	1,53	1,55	1,50	1,14	1,11	1,16
Cr	0,00	0,00	0,00			

Si (3)	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00
Si	3,00	2,98	3,00	3,01	3,00	2,98
Al (IV)	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02

Site B (2)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al (VI)	1,96	1,95	1,96	1,97	1,98	1,95
Ti (+3)	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Cr (+3)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe (+3)	0,04	0,05	0,04	0,03	0,02	0,04

Site A (3)	3,01	3,03	3,02	2,99	3,00	3,03
Fe (+2)	1,41	1,39	1,41	2,00	2,05	2,01
Ca	0,77	0,78	0,75	0,57	0,55	0,58
Mg (+2)	0,23	0,23	0,25	0,27	0,25	0,27
Mn	0,60	0,64	0,61	0,16	0,15	0,17

## % Grenats

Pyrope	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,09
Almandin	0,47	0,46	0,47	0,67	0,68	0,66
Spessartite	0,20	0,21	0,20	0,05	0,05	0,05
Grossulaire	0,24	0,24	0,23	0,18	0,18	0,18
Andradite	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01

Tableau 2.5: Analyse des grenats (4/8) (Cations: 240)

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	DU1-26-1d	DU1-26-1e	DU1-26-1f	DU1-26-1g	DU1-26-3a	DU1-26-3b
SiO <sub>2</sub>	37,47	38,01	37,00	37,48	37,43	37,38
TiO <sub>2</sub>		0,12	0,14			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,01	21,21	21,33	21,19	21,12	20,70
FeO	31,15	30,37	30,69	29,94	27,68	28,79
MgO	2,22	2,22	2,06	1,72	1,57	1,50
MnO	2,63	2,61	2,87	3,10	3,81	5,26
CaO	6,54	6,43	6,21	6,44	8,90	7,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
Total	101,02	100,98	100,29	99,86	100,50	99,76

## Concentration des cations

Si	5,97	6,02	5,93	6,02	5,97	6,02
Ti		0,01	0,02			
Al	3,94	3,96	4,03	4,01	3,97	3,93
Fe	4,15	4,02	4,11	4,02	3,69	3,88
Mg	0,53	0,52	0,49	0,41	0,37	0,36
Mn	0,35	0,35	0,39	0,42	0,51	0,58
Ca	1,12	1,09	1,07	1,11	1,52	1,23
Cr						

Si (3)	3,00	3,01	3,00	3,01	3,00	3,01
Si	2,98	3,01	2,97	3,01	2,99	3,01
Al (IV)	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00

Site B (2)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al (VI)	1,96	1,98	1,98	2,00	1,97	1,97
Ti (+3)	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr (+3)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe (+3)	0,04	0,01	0,01	0,00	0,03	0,03

Site A (3)	3,03	2,98	3,02	2,98	3,02	2,99
Fe (+2)	2,03	2,00	2,04	2,01	1,82	1,91
Ca	0,56	0,55	0,53	0,55	0,76	0,62
Mg (+2)	0,26	0,26	0,25	0,21	0,19	0,18
Mn	0,18	0,18	0,19	0,21	0,26	0,29

## % Grenats

Pyrope	0,09	0,09	0,08	0,07	0,06	0,06
Almandin	0,67	0,67	0,68	0,67	0,60	0,64
Spessartite	0,06	0,06	0,06	0,07	0,09	0,10
Grossulaire	0,17	0,18	0,17	0,19	0,24	0,19
Andradite	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01



Tableau 2.5: Analyse des grenats (5/8) (Cations: 24O)

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	DU1-26-3c	DU1-26-3d	DU1-26-3e	DU2-26-7a	DU2-26-8b	DU2-26-8c
SiO <sub>2</sub>	37,49	37,62	37,45	37,78	37,98	38,02
TiO <sub>2</sub>		0,11		0,23		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,25	21,29	20,80	20,78	21,40	21,07
FeO	29,12	28,63	28,88	28,34	29,84	29,30
MgO	1,84	1,55	1,50	1,99	1,86	1,73
MnO	3,75	4,30	4,51	4,09	3,04	3,39
CaO	7,11	7,05	6,65	7,65	7,31	7,30
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				0,11		
Total	100,56	100,56	99,79	100,98	101,43	100,81

## Concentration des cations

Si	5,98	6,00	6,03	6,00	6,00	6,04
Ti		0,01		0,03		
Al	3,99	4,00	3,95	3,89	3,98	3,95
Fe	3,89	3,82	3,89	3,76	3,94	3,89
Mg	0,44	0,37	0,36	0,47	0,44	0,41
Mn	0,51	0,58	0,62	0,55	0,41	0,46
Ca	1,22	1,20	1,15	1,30	1,24	1,24
Cr				0,01		

Si (3)	3,00	3,00	3,02	3,00	3,00	3,02
Si	2,99	3,00	3,02	3,00	3,00	3,02
Al (IV)	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Site B (2)	2,00	2,01	2,00	2,00	1,99	1,97
Al (VI)	1,99	2,00	1,97	1,94	1,99	1,97
Ti (+3)	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr (+3)	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe (+3)	0,01	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00

Site A (3)	3,01	2,99	2,98	3,01	3,01	3,00
Fe (+2)	1,93	1,91	1,92	1,85	1,97	1,95
Ca	0,61	0,60	0,57	0,65	0,62	0,62
Mg (+2)	0,22	0,18	0,18	0,24	0,22	0,20
Mn	0,25	0,29	0,31	0,28	0,20	0,23

## % Grenats

Pyrope	0,07	0,06	0,06	0,08	0,07	0,07
Almandin	0,64	0,64	0,64	0,61	0,65	0,65
Spessartite	0,08	0,10	0,10	0,09	0,07	0,08
Grossulaire	0,20	0,20	0,18	0,21	0,21	0,21
Andradite	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00





Tableau 2.5: Analyse des grenats (8/8) (Cations: 240)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	DU2-26-19c	DU2-26-19d	DU2-26-19e
SiO <sub>2</sub>	36,22	36,44	36,22
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,08	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,84	20,81	20,93
FeO	31,08	30,51	30,90
MgO	2,26	2,35	2,29
MnO	1,80	1,81	1,89
CaO	6,08	6,08	5,85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			
Total	98,35	98,07	98,09

Concentration des cations

Si	5,92	5,96	5,93
Ti	0,01	0,01	
Al	4,01	4,01	4,04
Fe	4,25	4,17	4,23
Mg	0,55	0,57	0,56
Mn	0,25	0,25	0,26
Ca	1,07	1,06	1,03
Cr			

Si (3)	3,00	3,00	3,00
Si	2,96	2,98	2,97
Al (IV)	0,04	0,02	0,03

Site B (2)	1,97	1,99	1,99
Al (VI)	1,97	1,98	1,99
Ti (+3)	0,01	0,00	0,00
Cr (+3)	0,00	0,00	0,00
Fe (+3)	0,00	0,00	0,00

Site A (3)	3,06	3,03	3,04
Fe (+2)	2,12	2,08	2,12
Ca	0,53	0,53	0,51
Mg (+2)	0,28	0,29	0,28
Mn	0,12	0,13	0,13

% Grenats

Pyrope	0,09	0,09	0,09
Almandin	0,70	0,69	0,70
Spessartite	0,04	0,04	0,04
Grossulaire	0,17	0,18	0,17
Andradite	0,00	0,00	0,00

Tableau 2.6: Analyses de plagioclases (1/4) (Cations: 32O)

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	3049-09-1a	3049-09-1b	DU3-27-28c	DU3-27-28e	DU3-27-28eb	DU3-27-28f
SiO <sub>2</sub>	62,37	62,63	56,33	61,95	59,08	64,00
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00				0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,13	23,27	27,62	24,59	25,82	22,45
FeO	0,00	0,00				
MgO	0,00	0,00				
MnO	0,00	0,00				
CaO	5,97	5,78	10,15	6,33	8,14	4,48
Na <sub>2</sub> O	7,84	8,45	5,52	7,69	6,69	8,93
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00				
Total	100,30	100,13	99,61	100,57	99,74	100,04

## Concentration des cations

Si	11,00	11,09	10,14	10,92	10,56	11,29
Ti	0,00	0,00				0,03
Al	5,02	4,85	5,86	5,11	5,44	4,67
Fe	0,00	0,00				
Mg	0,00	0,00				
Mn	0,00	0,00				
Ca	1,13	1,10	1,96	1,20	1,56	0,85
Na	2,68	2,90	1,93	2,63	2,32	3,05
K	0,00	0,00				

## Calcul des cations par sites

W (Na-Ca)	0,95	1,00	0,97	0,96	0,97	0,97
Z (Al-Si)	4,00	3,98	4,00	4,01	4,00	3,99

## %AN

AN (SiO <sub>2</sub> )	24	22	47	25	35	17
AN (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	25	21	46	32	34	18
AN (CaO)	28	27	48	30	38	21
AN (Na <sub>2</sub> O)	31	27	51	33	41	22
% AN (cat.)	30	27	50	31	40	22

## Remarques:

Les pourcentages d'AN ont été calculés à partir des valeurs en éléments SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO -Na<sub>2</sub>O entre celles des valeurs extrêmes pour l'albite et l'anorthite (lignes 1 à 4), ainsi que par le ratio cationique Ca/(Ca+Na+K) (ligne 5).

Tableau 2.6: Analyses de plagioclases (2/4) (Cations: 32O)

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	DU3-27-28g	DU3-27-28h	DU3-27-28i	DU3-27-28j	DU3-27-28k	DU3-27-31a
SiO <sub>2</sub>	54,36	54,63	55,10	55,18	55,77	57,50
TiO <sub>2</sub>	0,07					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,00	28,67	28,50	28,33	28,60	27,01
FeO					0,42	
MgO						
MnO						
CaO	11,81	11,81	11,22	11,17	10,96	9,28
Na <sub>2</sub> O	4,75	4,44	4,92	5,28	5,23	6,13
K <sub>2</sub> O						
Total	100,00	99,55	99,73	99,95	100,98	99,92

## Concentration des cations

Si	9,81	9,88	9,94	9,95	9,96	10,30
Ti	0,01					
Al	6,17	6,11	6,06	6,02	6,02	5,70
Fe					0,06	
Mg						
Mn						
Ca	2,28	2,29	2,17	2,16	2,10	1,78
Na	1,66	1,56	1,72	1,85	1,81	2,13
K						

## Calcul des cations par sites

W (Na-Ca)	0,99	0,96	0,97	1,00	0,98	0,98
Z (Al-Si)	3,99	4,00	4,00	3,99	3,99	4,00

## %AN

AN (SiO <sub>2</sub> )	53	51	52	52	49	42
AN (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	52	51	51	51	51	43
AN (CaO)	56	56	53	53	52	44
AN (Na <sub>2</sub> O)	57	60	56	52	52	46
% AN (cat.)	58	60	56	54	54	46

Tableau 2.6: Analyses de plagioclases (3/4) (Cations: 32O)

## Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	DU3-27-31b	DU3-27-31d	DU3-27-33a	DU3-27-33b	DU3-27-33c	DU3-27-33d
SiO <sub>2</sub>	57,71	63,97	56,45	55,91	56,50	58,06
TiO <sub>2</sub>						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,53	22,93	27,70	27,78	27,59	26,50
FeO						
MgO						
MnO						
CaO	9,15	4,66	10,10	10,71	10,26	9,01
Na <sub>2</sub> O	6,12	8,89	5,56	5,32	5,68	6,10
K <sub>2</sub> O						
Total	99,51	100,45	99,81	99,71	100,04	99,66

## Concentration des cations

Si	10,37	11,24	10,14	10,08	10,14	10,41
Ti						
Al	5,62	4,75	5,87	5,90	5,84	5,60
Fe						
Mg						
Mn						
Ca	1,76	0,88	1,94	2,07	1,97	1,73
Na	2,13	3,03	1,94	1,86	1,98	2,12
K						

## Calcul des cations par sites

W (Na-Ca)	0,97	0,98	0,97	0,98	0,99	0,96
Z (Al-Si)	4,00	4,00	4,00	3,99	3,99	4,00

## %AN

AN (SiO <sub>2</sub> )	41	21	46	48	45	40
AN (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	38	22	46	57	45	39
AN (CaO)	43	22	48	51	49	42
AN (Na <sub>2</sub> O)	46	22	50	52	50	46
% AN (cat.)	45	22	50	53	50	45

Tableau 2.6: Analyses de plagioclases (4/4) (Cations: 32O)  
Concentration des oxydes majeurs (% poids)

No grains	DU3-27-33e
SiO <sub>2</sub>	57,78
TiO <sub>2</sub>	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,60
FeO	
MgO	
MnO	
CaO	8,86
Na <sub>2</sub> O	6,05
K <sub>2</sub> O	
Total	99,29

Concentration des cations

Si	10,39
Ti	
Al	5,64
Fe	
Mg	
Mn	
Ca	1,71
Na	2,11
K	

Calcul des cations par sites

W (Na-Ca)	0,95
Z (Al-Si)	4,01

%AN

AN (SiO <sub>2</sub> )	41
AN (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	40
AN (CaO)	42
AN (Na <sub>2</sub> O)	45
% AN (cat.)	45



## 2.2 Références

- Brown, E.H. 1977. The Crossite Content of Ca-Amphibole as a Guide to Pressure of Metamorphism. *Journal of Petrology*, **18**: 53-72.
- Hammarstrom, J.M. et Zen, E-An 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71**: 1297-1313.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. et Sisson, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, **72**: 231-239.
- Johnson, M.C. et Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**: 837-841.
- Kohn, M.J. et Spear, F.S. 1990. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*, **75**: 89-96.
- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W. et Doolan, B.L. 1982. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. *Dans Amphiboles: Petrology and Experimental Phase Relations. Édité par P.H. Ribbe. Reviews in Mineralogy, Volume 9B, pp 1-228.*
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**: 340-310.
- Soto, J.I. 1993. PTMAFIC: Software for thermobarometry and activity calculations with mafic and ultramafic ssemblages. *American Mineralogist*, **78**: 840-844.

## ANNEXE 3

### ANALYSE DES CONDITIONS DE PRESSION ET DE TEMPÉRATURE DANS LES PLUTONS ET LES AURÉOLES MÉTAMORPHIQUES

Cette section présente le traitement et l'analyse des conditions de pressions et températures estimées à partir des données à la microsonde présentées à l'annexe 2. La détermination de ces conditions visait tout d'abord à comparer les pressions de cristallisation ignée dans les plutons avec celles dans l'auréole métamorphique. Dans un second temps, nous avons tenté de préciser quantitativement les températures maximales atteintes dans cette auréole.

### 3.1 Analyse géobarométrique

#### 3.1.1 Les pressions de cristallisation ignée dans les plutons

Parmi l'ensemble des 110 lames minces effectuées dans les plutons du secteur, seulement cinq lames minces montrent l'assemblage hornblende-biotite-plagioclase-feldspath potassique-quartz-sphène-oxyde de Fe-Ti nécessaire à l'application du géobaromètre de l'aluminium dans la hornblende. Ce géobaromètre a fait l'objet de calibrations empiriques (Hammarstrom et Zen 1986, Hollister et al. 1987) et expérimentales (Johnson et Rutherford 1989, Schmidt 1992), qui indiquent toutes une relation entre le contenu d'Al total dans la hornblende et la profondeur (pression) de cristallisation. L'application de ce géobaromètre suppose que la hornblende a cristallisé en équilibre avec le magma résiduel, à une température relativement constante et qui correspond à celle du solidus (Blundy et Holland 1980). A cause de la composition tonalitique à granodioritique relativement semblable des cinq

échantillons de roches (Lacroix 1995) ayant servis pour les analyses à la microsonde, il est raisonnable d'estimer une température relativement constante (Anderson et Smith 1995, Ague et Brandon 1996) et qui s'apparente au solidus d'un magma tonalitique saturé en eau à une pression de 2 à 3 kbar, soit environ 685°C (Hollister et al. 1987).

Des pressions ont été estimées uniquement pour les plutons du lac Abitibi et de Palmarolle, puisque le pluton de LaReine contient très peu ou pas de hornblende. Les amphiboles dans les plutons du lac Abitibi et de Palmarolle tombent tous dans le champ des hornblendes, sur le diagramme  $Al_{IV}$  vs Na+K (Figure 3.1). Dans le cas de grains de hornblende qui auraient cristallisé initialement dans un conduit ou une chambre magmatique en profondeur, seul le contenu en Al total (plus faible) de la bordure des grains de hornblende peuvent indiquer une pression de cristallisation au site d'emplacement (Hammarstrom et Zen 1986). Toutefois, aucune variation de contenu de l'aluminium total n'a été observée du centre à la bordure des grains de hornblende des plutons du lac Abitibi et de Palmarolle. Ceci suggère que l'ensemble des grains de hornblende a cristallisé à une pression semblable près du site d'emplacement, ou bien a été complètement rééquilibré à cet endroit. Le contenu en Al total de l'ensemble des grains de hornblende a donc été utilisé pour estimer la pression.

Les pressions estimées à l'aide de quatre différentes calibrations (P1-P2-P3-P4) ont été indiquées respectivement pour ces deux plutons au bas du tableau 2.2. Les trois calibrations de Hammarstrom et Zen (1986), Hollister et al. (1987) et Johnson et Rutherford (1989) ont

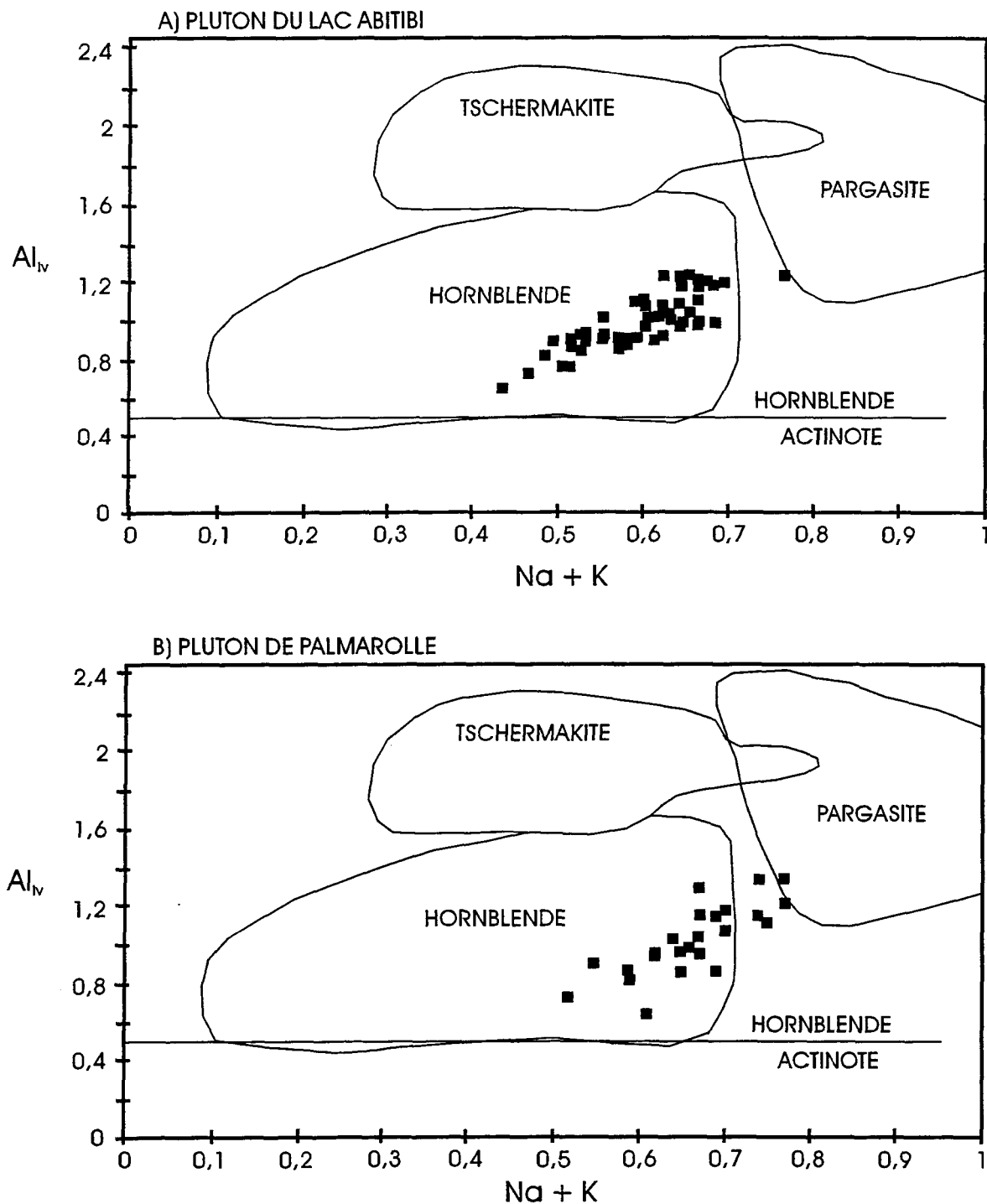


FIGURE 3.1. Composition des amphiboles ignées dans les plutons du lac Abitibi et de Palmarolle (diagramme tiré de Deer, Howie and Zussman 1966).

donné des pressions plus faibles, dont certaines sont clairement impossibles (négatives) ou peu crédibles ( $< 1$  kbar). Pour cette raison, nous avons préféré utiliser les pressions légèrement supérieures qui ont été estimés avec la plus récente calibration expérimentale de Schmidt (1992), dont la justesse des résultats a été récemment corroboré par d'autres travaux (Anderson et Smith 1995, Ague et Brandon 1996).

Les pressions estimées à l'aide de la calibration retenue (P4) sont présentées au Tableau 3.1. Nous avons choisi d'éliminer de façon subjective certaines valeurs clairement extrêmes de pression estimées, qui sont indiquées par un motif en gris aux tableaux 2.2 et 3.1, et de ne conserver que les autres valeurs pour lesquelles le nombre, la moyenne, les valeurs minimum et maximum et l'écart-type sont indiquées au bas du Tableau 3.1. Sur la base d'une précision d'environ 0,10 cation pour les analyses de l'aluminium, l'erreur sur la pression déterminée par la calibration P4 est estimée approximativement à 0,48 kbar (soit  $0,10 \times 4,76$  Al), ce qui est similaire à celle de 0,6 kbar mentionnée par Schmidt (1992). Les écart-types des pressions aux sites 1 à 4 sont semblables (0,2 à 0,5), alors que l'écart-type des pressions au site 5 (0,7) correspond à près du double des autres écart-types. La discussion des résultats obtenues et de leur distribution géographique sont respectivement présentées au Chapitre III et à la Figure 22.



### 3.1.2 Les pressions métamorphiques dans les amphibolites encaissantes

Plusieurs analyses des amphiboles, grenats et plagioclases calciques ont été effectuées dans l'auréole métamorphique encaissant les différents plutons (Tableaux 2.3 à 2.6). Cet assemblage indicatif du faciès amphibolite montre en lames minces de nombreuses évidences de métamorphisme rétrograde au faciès schiste vert (albite-actinote-épidote-chlorite+-biotite+-quartz+-carbonates). Des amphiboles porphyroblastiques bien préservées ont été analysées sur environ une douzaine d'affleurements du secteur. La composition de celles-ci tombent près de la limite entre les champs de la hornblende et de la tschermakite sur le diagramme  $Al_{IV}$  vs Na+K, alors qu'elles varient entre la composition des ferro-tschermakites et celle des hornblendes riches en Mg sur le diagramme  $Mg/Mg+Fe^{+2}$  vs Si (Figure 3.2).

Des grenats ont été observés sur deux affleurements (79 et DUVAN), situés directement à l'est de la granodiorite du lac Abitibi. Ceux-ci correspondent principalement à des almandins puisqu'ils sont nettement dominés par leur enrichissement en fer ( $alm_{0,46-0,70}$ ), alors que leurs variations dans les autres fractions moléculaires sont les suivantes:  $pyrope_{0,06-0,15}$ ,  $spessartite_{0,04-0,21}$ ,  $grossulaire_{0,17-0,27}$  et  $andradite_{<0,04}$ . Les grenats de l'affleurement DUVAN ( $pyr_{0,06-0,10}$ ,  $alm_{0,60-0,70}$ ,  $spess_{0,04-0,10}$ ,  $gross_{0,17-0,24}$ ,  $andr_{0,00-0,01}$ ) sont nettement plus riches en fer (almandin) que ceux de l'affleurement 79, qui compensent par leurs pourcentages relativement plus élevés en Mg (pyrope) et Ca (grossulaire). Des plagioclases de composition oligoclase ou oligoclase à labradorite ont été analysés sur les



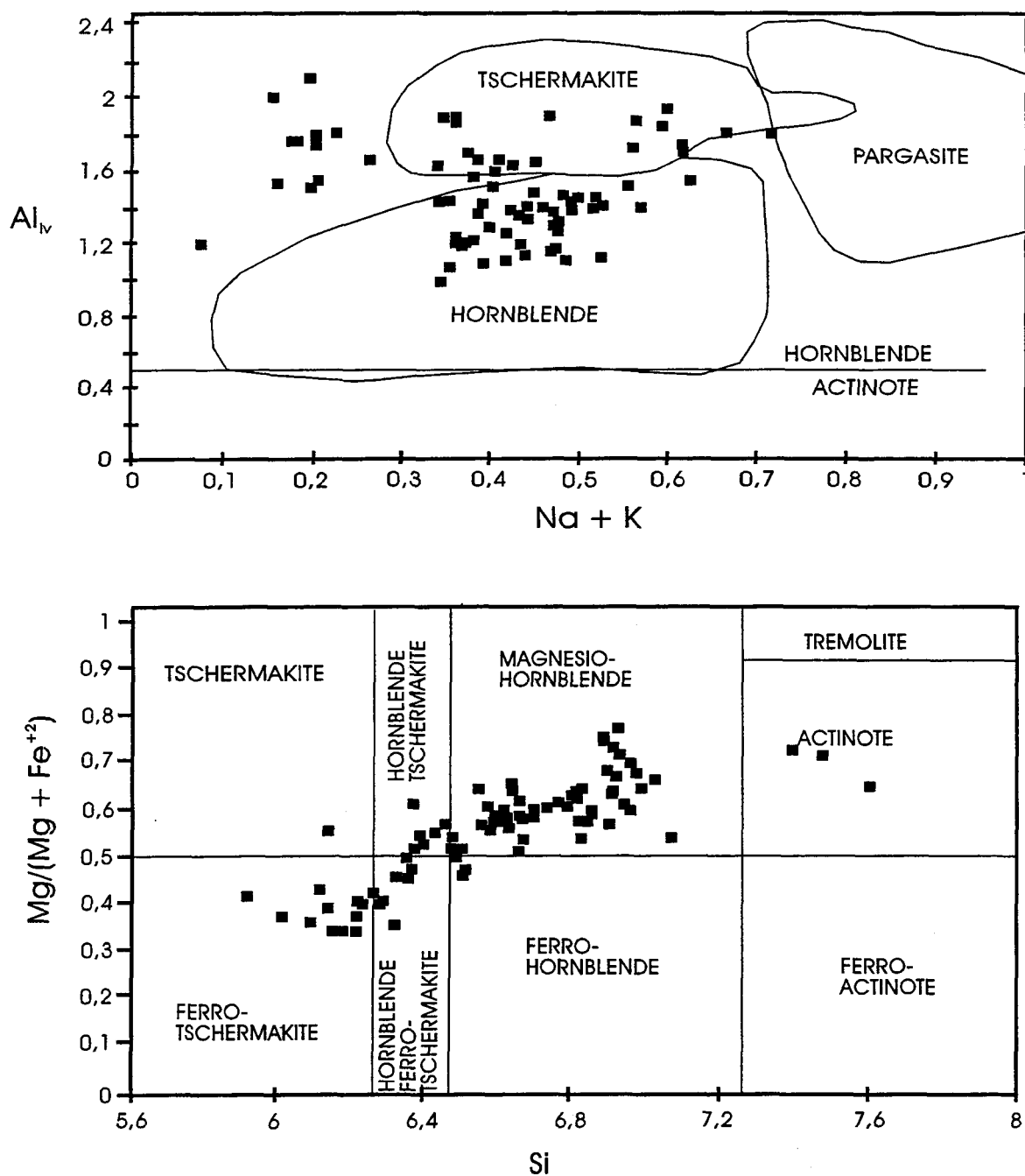


FIGURE 3.2. Composition des amphiboles métamorphiques dans les roches encaissantes des plutons syntectoniques (diagramme tiré de Leake 1978).

affleurements 3049 ( $An_{0,27-0,30}$ ) et DUVAN ( $An_{0,22-0,60}$ ). La plupart des autres plagioclases analysés se composent d'albite ( $An_{<0,10}$ ), mais ont été omis dans l'annexe car ils montraient une fermeture différente de 100% ou de fortes variations par rapport aux sites cationiques idéaux.

La figure 3.3 illustre que les amphiboles de l'auréole métamorphique tombent essentiellement dans le champ des amphiboles de faible pression. De plus, les valeurs relativement constantes du Na et du ratio Na/Ca font en sorte que ces amphiboles adoptent une distribution subhorizontale sur ces deux diagrammes, ce qui est généralement interprété comme une augmentation de température sans variation de pression (Laird et Albee 1981). Nous avons utilisée le géobaromètre basé sur le contenu en Na sur le site cationique M4 (Brown 1977) des amphiboles calciques analysées (recalculées par la méthode 13 CNK), afin d'estimer quantitativement les pressions. Le tableau 3.2 présente la liste des résultats de pression estimées à l'aide de cette méthode, ainsi que le nombre, la moyenne, les valeurs minimum et maximum et l'écart-type des pressions estimées. Les écart-types calculés varient entre 0,10 et 0,67.

Le géothermobaromètre expérimental basé sur le ratio Ca:Na des plagioclases et le contenu en Al des amphiboles (Figure 3.4) n'a pu être correctement utilisé que sur un seul affleurement (DUVAN) alors que la lame DU-3 est la seule qui montre des plagioclases peu ou pas rétrogradés en albite, la présence d'épidote et dont les analyses d'amphibole (13 CNK)

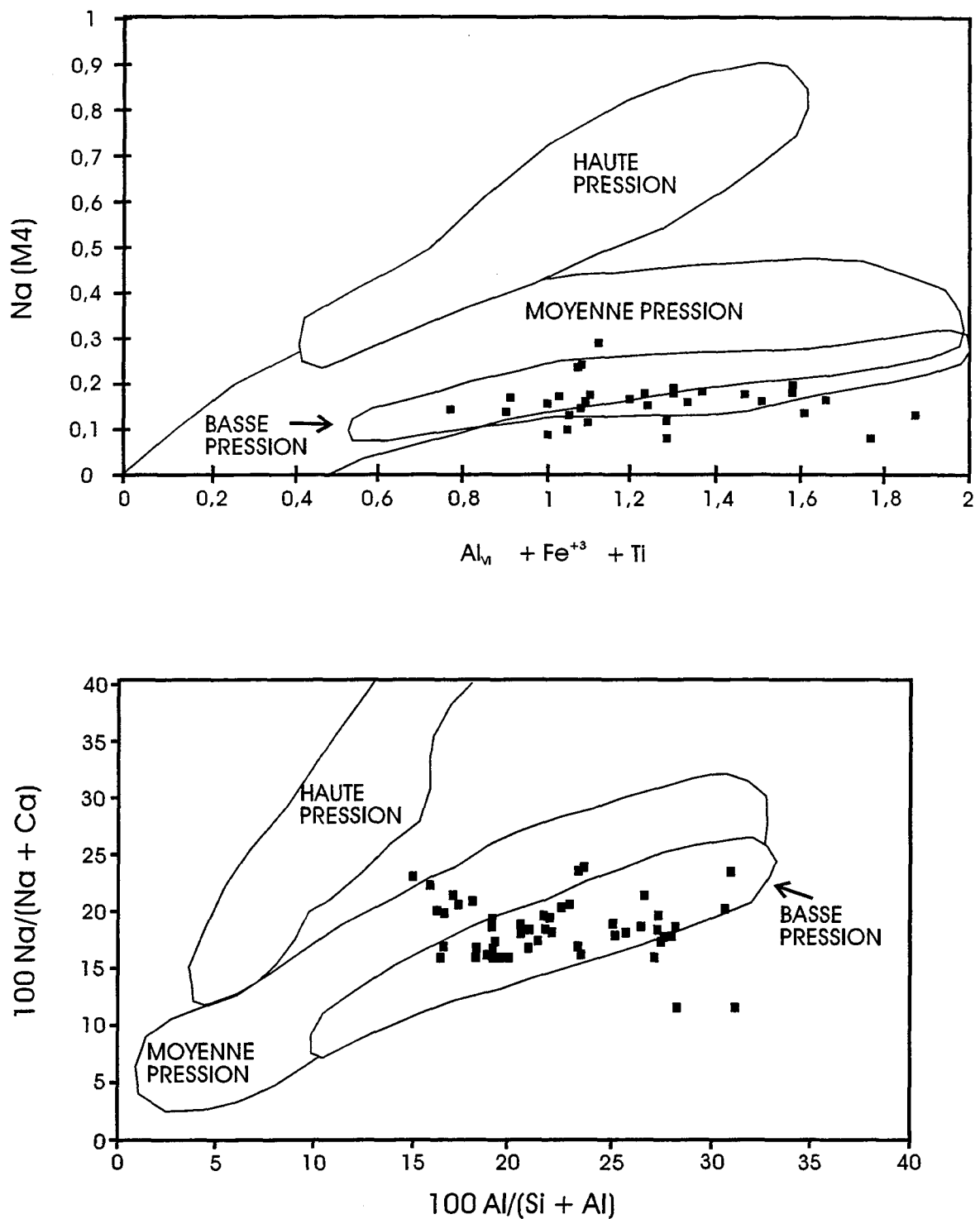


FIGURE 3.3. Comparaison de la composition des amphiboles métamorphiques avec celles de basse, moyenne et haute pressions des schistes du Vermont (diagramme tiré de Laird and Albee 1981).

Tableau 3.2. Pressions métamorphiques estimées avec le géobaromètre de Brown (1977)

Lames	78	79	DUVAN	67	23	26	3045-46	3049	45	48	50
Sites	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	2	2,3	2,4	3	1,8	2,5	2,6	3,5	2,7	2,9	2,7
	2,5	1,9	2,8	3,9	2,6	2,3	2,4	2,5	2,2	2,9	3,4
	2	1,9	2,4	2,9	2,5	2,5	2,7	2,3	2,4	4,6	
	1,9		3	2,6	3	2,2	2,7	1,9	2,7	4,3	
	2,4		2,9	2,9	2,8		2,6	2		4,2	
	2,5		2,7	3,1	2,5		2,6	2,7		3,9	
	2,1		2,8		3,6						
	3		2,4		2,4						
	2,6				2						
Nombre	9	3	8	6	9	4	6	6	4	6	2
Moyenne	2,3	2,0	2,7	3,1	2,6	2,4	2,6	2,5	2,5	3,8	3,1
Minimum	1,9	1,9	2,4	2,6	1,8	2,2	2,4	1,9	2,2	2,9	2,7
Maximum	3	2,3	3	3,9	3,6	2,5	2,7	3,5	2,7	4,6	3,4
Ecart-type	0,3	0,2	0,2	0,4	0,5	0,1	0,1	0,5	0,2	0,7	0,4

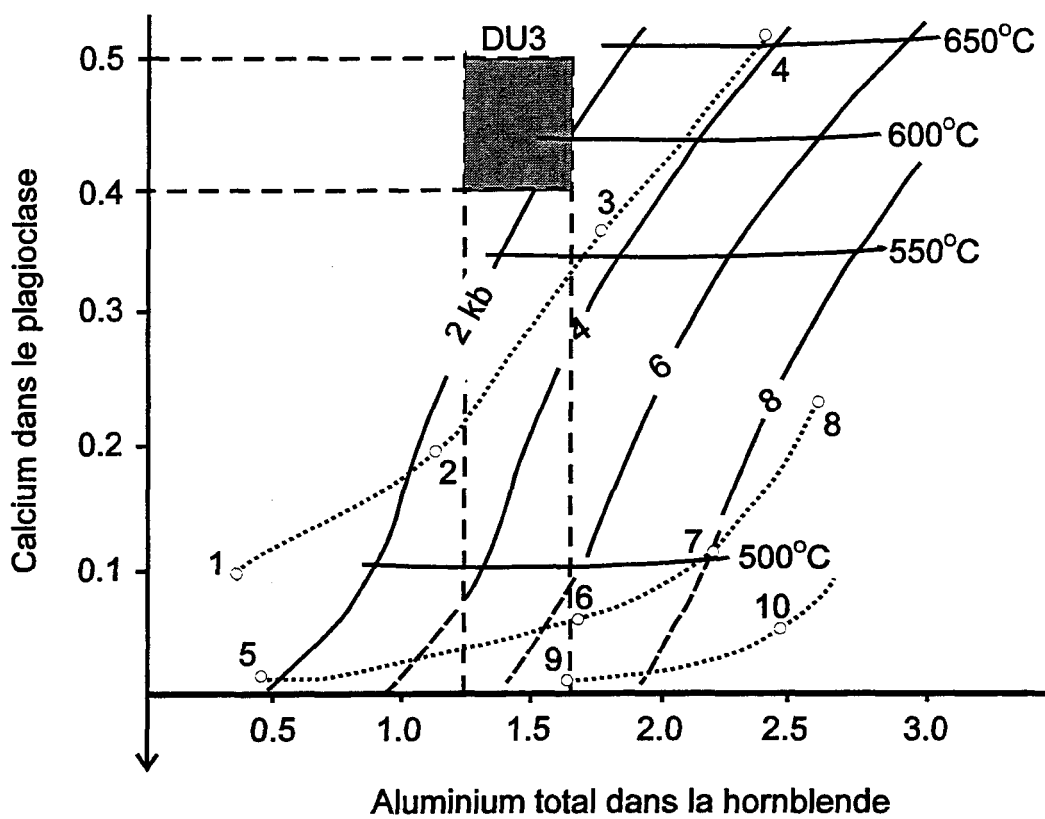


Figure 3.4. Géothermomètre expérimental plagioclase-hornblende (tiré de Plyusnina 1982). Les cercles et lignes pointillées représentent la zonation documentée dans les schistes mafiques des Appalaches du Vermont (Laird 1980). Le carré gris correspond aux conditions estimées pour la lame DU3.

indiquent plus de 1.5 cations de Ca et moins de 1 cation de Na, tel qu'indiqué par Plyusnina (1982). Le pourcentage d'anorthite (%AN) des plagioclases de la lame DU-3 varie entre 0,4 et 0,5, ce qui indique une température variant entre 575 et 650°C, alors que le contenu en  $Al_{TOT}$  qui varie entre 1,266 et 1,617 suggère une pression maximum de 2,5 kbar. Selon Plyusnina (1982), une cristallisation plagioclase-amphibole à l'équilibre sans la présence d'épidote ou avant sa cristallisation peut causer de faibles valeurs en Al total dans la hornblende, ce qui peut occasionner une estimation plus faible de la pression.

Les pressions moyennes estimées à partir des différents sites (#6 à 16) varient entre 2 et 3,8 kbar, mais la moyenne des pressions moyennes pondérées selon leur nombre correspond à une valeur de 2,7 kbar. En prenant pour acquis un gradient géothermique de l'ordre de 35° C/km et 3,3 km/kbar (Powell 1994), cette pression (2,7 kbar) suggérerait alors une profondeur approximative de 8,9 km. Les résultats obtenus sont similaires à ceux obtenus par les travaux de reconnaissance réalisés par Feng et Kerrich (1990), qui avaient noté des pressions de cristallisation de 2,3 à 3,5 kbar et de 2,5 à 2,8 kbar, respectivement dans les plutons du lac Abitibi et de Colombourg, et de 2 à 3 kbar pour les schistes à hornblende-sphène encaissants.

Compte tenu de la variabilité intrinsèque des géobaromètres utilisés (+/- 0,5 à 1 kbar), les résultats obtenus suggèrent l'absence d'une variation significative de pression dans la région étudiée (Figure 22) ce qui est également corroboré par la Figure 3.3.

Dans l'ensemble, les pressions obtenues dans les amphibolites de l'auréole métamorphique sont semblables à celles obtenues dans les plutons du lac Abitibi et de Palmarolle ce qui supporte un modèle où l'auréole métamorphique est la conséquence d'un métamorphisme de contact occasionné par l'emplacement des plutons avoisinants. Il est à noter que les pressions métamorphiques estimées à l'est de la phase granodioritique ne semblent pas significativement plus élevées que dans le reste du secteur, ce qui suggère que la pression légèrement plus élevée (3,5 kbar) estimée dans cette phase du pluton est non significative ou bien représente une pression du magma équilibrée à une plus grande profondeur que celle de l'emplacement du pluton. La plus grande variabilité de pression estimée pour cette lame (77) suggère une rééquilibration partielle de l'amphibole au site d'emplacement, qui supporte cette hypothèse.

### 3.2 Analyse géothermométrique (de l'auréole métamorphique)

L'intense métamorphisme rétrograde qui a affecté l'auréole métamorphique a rendu impossible la réalisation de profils pour illustrer des variations de température en fonction de la distance par rapport aux plutons. L'objectif de l'étude géothermométrique a donc plutôt consisté en la recherche des températures maximales atteintes à l'intérieur de cette auréole.

Sur le terrain, les températures les plus élevées semblaient présentes immédiatement au dessus de la partie sud-est du pluton du lac Abitibi (domaine Kenosha). A cet endroit, des

structures "migmatitiques" ont été observées, quoiqu'il était difficile de déterminer s'il s'agissait de migmatite de type subsolidus (solidus de la tonalite saturée en eau à une pression de 2-3 kbar: environ 685°C, Hollister et al. 1987) ou d'anatexie (solidus du basalte saturé en eau à une pression de 2-3 kbar: environ 850-900°C, Rushmer 1991). Les observations de terrain indiquent donc que les températures ont varié entre un intervalle délimité par l'apparition du faciès amphibolite (475-550°C, Liou et al. 1974) et celles maximales indiquées préalablement. Les résultats de températures estimées à partir de chacun des différents géothermomètres sont détaillés aux tableaux 3.3 à 3.7, alors que le tableau 3.8 brosse un portrait comparatif de l'ensemble des résultats.

Le contenu en Ti des amphiboles coexistant avec des phases riches en Ti (titanite, ilménite, rutile) peut être utilisé comme un indicateur approximatif de température aux faciès amphibolite et granulite depuis la calibration empirique de Raase (1974). Cette relation a ensuite été confirmée par les calibrations expérimentales de Spear (1981), qui a montré les variations de températures en fonction du Ti à des pressions de 1 et 3 kbar. Nous nous sommes servi des valeurs en Ti des différentes hornblendes analysées précisément par longueur d'onde dispersive pour estimer les températures sur plusieurs lames et affleurements du secteur (Tableau 2.4), en se servant des calibrations de Spear (1981) à 3 kbar (>630°C) et à 1 kbar (<630°C) reportée par Schumacher et al. (1990-Fig. 10.9) qui a confirmé empiriquement et étendu entre 540 et 850°C les calibrations antérieures. Les valeurs en Ti obtenus varient entre 0,0098 et 0,1144; seules les valeurs au dessus de 0,038 Ti (>540°C) ont



Tableau 3.3. Températures estimées avec le contenu en Ti  
dans la hornblende (1/2)

No lame	Ti (cat.)	Temp.(C)	No lame	Ti (cat.)	Temp.(C)
3045H-1a	0,091	663	DU3-1	0,092	663
3045H-1b	0,085	652	DU3-2	0,089	656
3045H-1c	0,087	657	DU3-3	0,095	670
3045H-1d	0,085	652	DU2-1a	0,076	636
3045H-2a	0,078	640	DU2-2a	0,046	565
3045H-2b	0,078	640	DU2-2b	0,054	590
3045H-2c	0,078	640	DU2-2c	0,057	596
3046AP-1a	0,115	698	DU2-3a	0,046	565
3046AP-1b	0,120	705	DU2-4a	0,072	627
3046AP-1c	0,111	692	DU2-4b	0,071	626
3046AP-1d	0,056	595	DU2-4c	0,068	617
3046AP-2a	0,137	727	DU2-4d	0,077	638
3046AP-2b1	0,096	672	DU2-4e	0,074	633
3046AP-2b2	0,114	695	DU1-1a	0,070	625
3046AP-2c	0,101	680	DU1-1b	0,088	656
3049-1a	0,080	636	DU1-1c	0,038	543
3049-1b	0,104	685	DU1-1d	0,074	633
3049-1c	0,104	685	DU1-2a	0,058	600
3049-2a	0,066	615	DU1-2b	0,059	604
3049-3a	0,096	672	78-1a	0,088	653
3049-3b	0,093	666	78-1b	0,083	646
3049-3c	0,092	665	78-1c	0,079	640
3049-3d	0,092	665	78-2a	0,076	635
3049-4a	0,114	696	78-2b	0,085	650
3049-4b	0,094	666	78-2c	0,077	635
3049-4c	0,092	665	78-3a	0,084	648
3049+I1-1a	0,095	667	78-3b	0,092	665
3049+I1-1b	0,094	666	78-3c	0,084	646
3049+I1-1c	0,084	647	67-1a	0,074	633
3049+I1-2a	0,099	676	67-1b	0,069	622
3049+I1-2b	0,105	684	67-1c	0,059	603
3049+I1-2c	0,078	640	67-2a	0,093	666
3049+I1-3a	0,093	666	67-2b	0,086	653
3049+I1-3b	0,085	650	67-2c	0,061	606
3049+I1-3c	0,088	657	67-3a	0,060	605
3049+I1-5a	0,077	637	67-3b	0,065	613
3049+I1-5b	0,114	697	67-4a	0,036	<540
3049+I1-5c	0,102	683			
3049+I1-6b	0,083	646			

Valeurs de température rejetées

Tableau 3.3. Températures estimées avec le contenu en Ti  
dans la hornblende (2/2)

No lame	Ti (cat.)	Temp.(C)	No lame	Ti (cat.)	Temp.(C)
45-1a	0,035	<540	23-1a	0,056	594
45-1b	0,009	<540	23-1b	0,049	575
45-1c	0,029	<540	23-1c	0,044	557
45-1d	0,014	<540	23-2a	0,063	610
45-4a	0,033	<540	23-2b	0,065	613
45-4b	0,008	<540	23-2c	0,062	612
45-5a	0,010	<540	23-3a	0,028	<540
45-5b	0,030	<540	23-3b	0,037	<540
45-6a	0,036	<540	23-4a	0,035	<540
45-6b	0,005	<540	23-5a	0,053	587
48-1a	0,071	626	23-5b	0,050	580
48-1b	0,063	610	26-1a	0,006	<540
48-1c	0,077	635	26-2a	0,007	<540
48-2a	0,073	630	26-3a	0,043	557
48-2b	0,067	613	26-3b	0,039	545
48-2c	0,072	627	26-3c	0,033	<540
48-3a	0,053	587	26-4a	0,036	<540
48-4a	0,069	623	26-4b	0,020	<540
48-4b	0,075	633	26-5a	0,041	547
48-4c	0,060	605	26-5b	0,038	540
48-4d	0,057	597	26-6a	0,042	555
50-1a	0,071	624	079-4	0,084	646
50-1b	0,035	<540	079-5	0,084	645
50-1c	0,057	595	079--6	0,081	642
50-2a	0,018	<540	079-7	0,076	636
50-2b	0,013	<540	079-8	0,074	633
50-3a	0,033	<540			
50-4a	0,002	<540			

Tableau 3.4. Bilan des températures estimées avec le Ti dans la hornblende

Sites	6	7	8	8	8	9	10	11	12	12	13	13	14	15	16
Lames	78	79	DU1	DU2	DU3	67	23	26	3046P	3045H	3049	3049I1	45	48	50
	653	646	625	636	663	633	594	557	698	663	636	667	<540	626	624
	646	645	656	590	656	622	575	545	705	652	685	666	<540	610	595
	640	642	633	596	670	603	610	547	692	657	685	647	<540	635	
	635	636	600	627		666	613	540	727	652	672	676	<540	630	
	650	633	604	626		653	612	555	672	640	666	684	<540	613	
	635			617		606	587		695	640	665	640	<540	627	
	648			638		605	580		680	640	665	666	<540	587	
	665			633		613					696	650	<540	623	
	646										666	657	<540	633	
											665	637	<540	605	
												697		597	
												683			
												646			
Nombre	9	5	5	8	3	8	7	5	7	7	10	13	10	11	2
Moyenne	646	640	624	620	663	625	596	549	696	649	670	663	<540	617	610
Minimum	635	633	600	590	656	603	575	540	672	640	636	637	<540	587	595
Maximum	665	646	656	638	670	666	613	557	727	663	696	697	<540	635	624
Écart-type	9	5	20	17	6	22	15	6	16	9	15	18	0	15	15

Tableau 3.5. Températures estimées avec le géothermomètre  
plagioclase-amphibole (Holland et Blundy 1994) (1/3)

Nos lames		3045H-29-1d	3045H-29-2b
AN=0,55	Ta	764	773
AN=0,55	Tb	759	776
AN=0,3-0,5	Ta	774	783
AN=0,3-0,5	Tb	739	775

Nos lames		3046P-29-1b	3046P-29-1c	3046P-29-2a	3046P-29-2b	3046P-29-2c
AN=0,55	Ta	813	758	775	799	786
AN=0,55	Tb	795	758	780	805	776
AN=0,3-0,5	Ta	823	770	786	810	797
AN=0,3-0,5	Tb	795	758	780	805	776

Nos lames		3049-10-1f	3049I1-28-1a	3049I1-28-3b	3049I1-28-5b	3049I1-28-5c
AN=0,55	Ta	772	828	800	809	823
AN=0,55	Tb	791	804	783	773	801
AN=0,3-0,5	Ta	784	841	812	821	834
AN=0,3-0,5	Tb	791	803	784	773	802

Nos lames		3049I1-28-5d	3049I1-28-6b
AN=0,55	Ta	809	803
AN=0,55	Tb	804	842
AN=0,3-0,5	Ta	820	815
AN=0,3-0,5	Tb	804	842

Nos lames		DU2-26-7a	DU2-27-20c	DU2-27-20d	DU2-28-2a	DU2-28-2c
AN=0,55	Ta	518	778	836	785	769
AN=0,55	Tb	552	762	808	774	765
AN=0,3-0,5	Ta	528	792	849	798	782
AN=0,3-0,5	Tb	552	763	808	774	766

Nos lames		DU2-28-4d	DU3-27-30d
AN=0,55	Ta	769	743
AN=0,55	Tb	769	715
AN=0,3-0,5	Ta	781	754
AN=0,3-0,5	Tb	768	712

■ Résultats de la calibration retenue

Tableau 3.5. Températures estimées avec le géothermomètre  
plagioclase-amphibole (Holland et Blundy 1994) (2/3)

Nos lames		78-29-1a	78-29-1b	78-29-1c	78-29-2a	78-29-2b
AN=0,55	Ta	817	804	852	809	776
AN=0,55	Tb	791	799	817	776	766
AN=0,3-0,5	Ta	828	816	864	820	788
AN=0,3-0,5	Tb	791	798	817	775	765
Nos lames		78-29-3a	78-29-3b	78-29-3c	78-29-2c	
AN=0,55	Ta	814	809	802	797	
AN=0,55	Tb	793	788	788	777	
AN=0,3-0,5	Ta	825	821	813	810	
AN=0,3-0,5	Tb	794	788	788	777	

Nos lames		79-10-2c	79-10-2e	79-10-3a
AN=0,55	Ta	705	705	617
AN=0,55	Tb	685	701	601
AN=0,3-0,5	Ta	718	718	629
AN=0,3-0,5	Tb	685	701	601

Nos lames		50-28-1a	50-28-1c
AN=0,55	Ta	780	734
AN=0,55	Tb	745	706
AN=0,3-0,5	Ta	793	745
AN=0,3-0,5	Tb	745	706

Nos lames		45-28-1a	45-28-2a	45-29-4a	45-29-6a
AN=0,55	Ta	697	700	704	724
AN=0,55	Tb	668	660	692	684
AN=0,3-0,5	Ta	708	710	714	737
AN=0,3-0,5	Tb	667	660	693	684

Tableau 3.5. Températures estimées avec le géothermomètre  
plagioclase-amphibole (Holland et Blundy 1994) (3/3)

Nos lames		67-28-1a	67-28-2a	67-28-2b	67-28-2c	67-28-3a
AN=0,55	Ta	758	776	769	766	763
AN=0,55	Tb	753	780	766	744	759
AN=0,3-0,5	Ta	769	789	781	779	774
AN=0,3-0,5	Tb	752	780	766	744	760
Nos lames		67-28-3b				
AN=0,55	Ta	766				
AN=0,55	Tb	760				
AN=0,3-0,5	Ta	779				
AN=0,3-0,5	Tb	760				

Nos lames		26-29-3a	26-29-3b	26-29-4a	26-29-5b	26-29-6a
AN=0,55	Ta	684	694	778	695	720
AN=0,55	Tb	636	644	742	646	663
AN=0,3-0,5	Ta	697	705	790	708	732
AN=0,3-0,5	Tb	636	644	742	646	663

Nos lames		48-29-2a	48-29-2c	48-29-4a	48-29-4b	48-29-4c
AN=0,55	Ta	743	718	714	732	709
AN=0,55	Tb	717	707	751	764	738
AN=0,3-0,5	Ta	755	728	724	742	720
AN=0,3-0,5	Tb	717	708	751	764	738
Nos lames		48-29-4d				
AN=0,55	Ta	687				
AN=0,55	Tb	685				
AN=0,3-0,5	Ta	298				
AN=0,3-0,5	Tb	685				

Nos lames		23-29-1a	23-29-1c	23-29-2a	23-29-2c	23-29-3a
AN=0,55	Ta	741	712	756	713	701
AN=0,55	Tb	672	679	719	689	660
AN=0,3-0,5	Ta	753	723	768	724	713
AN=0,3-0,5	Tb	672	679	719	689	660
Nos lames		23-29-4a	23-29-5a	23-29-5b	23-29-3b	
AN=0,55	Ta	708	692	715	705	
AN=0,55	Tb	685	643	659	659	
AN=0,3-0,5	Ta	720	703	728	717	
AN=0,3-0,5	Tb	685	643	659	659	

Tableau 3.6. Températures estimées avec le géothermomètre plagioclase-amphibole (Blundy and Holland 1990)

Amphibole	Plagioclase	P utilisée (Brown 77)	Température (C)
DU3-27-30d	DU3-27-28c	2,7 kb	838
DU3-27-30d	DU3-27-28k	2,7 kb	832
DU3-27-30d	DU3-27-31a	2,7 kb	783
DU3-27-30d	DU3-27-31b	2,7 kb	782
DU3-27-30d	DU3-27-33a	2,7 kb	838
DU3-27-30d	DU3-27-33e	2,7 kb	780
DU3-29-2	DU3-27-28c	2,7 kb	805
DU3-29-2	DU3-27-28k	2,7 kb	800
DU3-29-2	DU3-27-31a	2,7 kb	753
DU3-29-2	DU3-27-31b	2,7 kb	782
DU3-29-2	DU3-27-33a	2,7 kb	806
DU3-29-2	DU3-27-33e	2,7 kb	750

Amphibole	Plagioclase	P utilisée (Brown 77)	Température (C)
3049-10-1f	3049-09-1a	2,5 kb	709
3049-28-1a	3049-09-1a	2,5 kb	749
3049-28-3b	3049-09-1a	2,5 kb	728
3049-28-5b	3049-09-1a	2,5 kb	763
3049-28-5c	3049-09-1a	2,5 kb	760
3049-28-5d	3049-09-1a	2,5 kb	726
3049-28-6b	3049-09-1a	2,5 kb	722
3049-10-1f	3049-09-1b	2,5 kb	704
3049-28-1a	3049-09-1b	2,5 kb	743
3049-28-3b	3049-09-1b	2,5 kb	723
3049-28-5b	3049-09-1b	2,5 kb	757
3049-28-5c	3049-09-1b	2,5 kb	755
3049-28-5d	3049-09-1b	2,5 kb	720
3049-28-6b	3049-09-1b	2,5 kb	717
3049-10-1f	3049-10-4b	2,5 kb	735
3049-28-1a	3049-10-4b	2,5 kb	777
3049-28-3b	3049-10-4b	2,5 kb	755
3049-28-5b	3049-10-4b	2,5 kb	792
3049-28-5c	3049-10-4b	2,5 kb	789
3049-28-5d	3049-10-4b	2,5 kb	753
3049-28-6b	3049-10-4b	2,5 kb	749

Tableau 3.7. Températures estimées avec le géothermomètre grenat-amphibole (Graham and Powell 1984)

Grenat	Amphibole	Graham-Powell 84	Perchuk 85	
79-09-3a	79-10-2c	970	843	
79-09-3a	79-10-2e	957	831	
79-09-3a	79-10-3a	1038	906	
79-09-3c	79-10-2c	987	881	
79-09-3c	79-10-2e	973	868	
79-09-3c	79-10-3a	1058	948	
79-09-3e	79-10-2c	947	802	
79-09-3e	79-10-2e	935	791	
79-09-3e	79-10-3a	1011	861	
79-09-5c	79-10-2c	983	874	
79-09-5c	79-10-2e	970	861	
79-09-5c	79-10-3a	1054	940	
DU1-26-1f	DU1-28-1b	663	651	Remarque:
DU1-26-1f	DU2-27-20d	706	695	
DU2-26-19a	DU1-28-1b	688	677	Résultats
DU2-26-19a	DU2-27-20d	733	724	rejetés
DU2-26-19b	DU1-28-1b	706	700	
DU2-26-19b	DU2-27-20d	753	748	
DU2-26-19d	DU1-28-1b	697	687	
DU2-26-19d	DU2-27-20d	744	734	
DU2-26-19e	DU1-28-1b	680	676	
DU2-26-19e	DU2-27-20d	725	722	
DU1-26-1a	DU1-28-1b	1042	912	
DU1-26-1a	DU2-27-20d	1120	985	
DU1-26-1b	DU1-28-1b	1008	883	
DU1-26-1b	DU2-27-20d	1082	953	
DU1-26-1c	DU1-28-1b	1048	917	
DU1-26-1c	DU2-27-20d	1127	990	
DU1-26-1d	DU1-28-1b	1023	903	
DU1-26-1d	DU2-27-20d	1099	975	
DU1-26-1e	DU1-28-1b	1024	907	
DU1-26-1e	DU2-27-20d	1101	979	
DU2-26-17a	DU1-28-1b	1008	901	
DU2-26-17a	DU2-27-20d	1083	972	
DU2-26-17b	DU1-28-1b	1034	934	
DU2-26-17b	DU2-27-20d	1113	1009	
DU2-26-17c	DU1-28-1b	1014	910	
DU2-26-17c	DU2-27-20d	1090	982	
DU2-26-19c	DU1-28-1b	1009	901	
DU2-26-19c	DU2-27-20d	1084	972	



Tableau 3.8. Bilan des températures estimées avec les différents géothermomètres

Méthode	TI/HORNBLLENDE		AMPHIBOLE-PLAGIOCLASE				GRENAT-AMPHIBOLE				
Source	Schumacher et al. 90		Blundy-Holland 90		Holland-Blundy 94		Plyusnina 82	Graham-Powell 84		Perchuk 85	
Lames	Ecart	Moy.-Ét (N)	Ecart	Moy. (N)	Ecart	Moy. (N)	Ecart	Ecart	Moy. (N)	Ecart	Moy. (N)
3045H	640-663	649-9 (7)			739-775	757 (2)					
3046AP	672-727	696-16 (7)			758-805	783 (5)					
3049 (&I1)			704-792	744 (21)							
3049	636-695	670-15 (10)				791 (1)					
3049I1	637-697	663-18 (13)			802-842	823 (2)					
DUVAN					715-808	766 (6)		663-753	710 (10)	651-748	701 (10)
DU3	656-670	663-6 (3)	750-838	796 (12)			575-650				
DU2	590-638	620-17 (8)									
DU1	600-656	624-20 (6)									
78	635-665	646-9 (9)			766-817	788 (9)					
79	633-646	640-5 (6)			601-701	662 (3)					
67	603-666	625-22 (8)			744-780	760 (6)					
48	587-635	617-15 (11)			685-764	727 (6)					
50	595-624	610-15 (2)			706-745	726 (2)					
23	575-613	596-15 (7)			643-719	674 (9)					
26	540-557	549-6 (5)			636-742	666 (5)					
45	<540	<540 (10)			660-693	676 (4)					

été utilisées pour estimer de façon graphique des températures (Fig. 3.5). Quelques valeurs significativement plus faibles de température (Tableaux 3.3 et 3.4) n'ont pas été retenues car elles témoignent probablement d'une rétrogression partielle des grains d'amphiboles. Les valeurs du Ti dans la hornblende ont été analysées à l'aide d'un détecteur à longueur d'onde dispersive, ce qui explique les trois décimales indiquées au Tableau 3.3. Sur la base d'une précision d'environ 0,010 cation pour les analyses du Ti, l'erreur sur la température déterminée à l'aide de la Figure 3.5 est estimée approximativement à 20°C.

La récente calibration pour les amphiboles calciques du géothermomètre amphibole-plagioclase a nécessité une recalculation du contenu en  $\text{Fe}^{+2}$  et  $\text{Fe}^{+3}$  et une relocalisation des cations par sites, selon la procédure décrite à l'appendice B de Holland et Blundy (1994). Les minéraux utilisés respectaient les normes exigées: Na (site A) > 0,02 cations,  $\text{Al}^{\text{VI}} < 1,8$  cations et  $6,0 < \text{Si} < 7,7$  cations pour les amphiboles et  $\text{AN}_{<0,9}$  pour les plagioclases. Les températures ont été estimées à partir de deux géothermomètres (Ta et Tb) en considérant des plagioclases avec  $\text{An}_{0,55}$  et  $\text{An}_{<0,50(0,3-0,5)}$ . Le tableau 3.5 montre que les températures estimées avec ces différents paramètres varient relativement peu (<50°C). Toutefois, les températures estimées avec le géothermomètre Tb ont été retenues à cause des assemblages avec peu ou pas de quartz observés dans la plupart des lames minces. De plus, les températures estimées avec les plagioclases moins calciques que  $\text{AN}_{0,50}$  ont été préférées pour toutes les lames minces, à l'exception du secteur des lames 78-79-DUVAN où des plagioclases plus calciques que  $\text{AN}_{0,50}$  ont été analysés. Quelques températures ont aussi été estimées à l'aide de la calibration

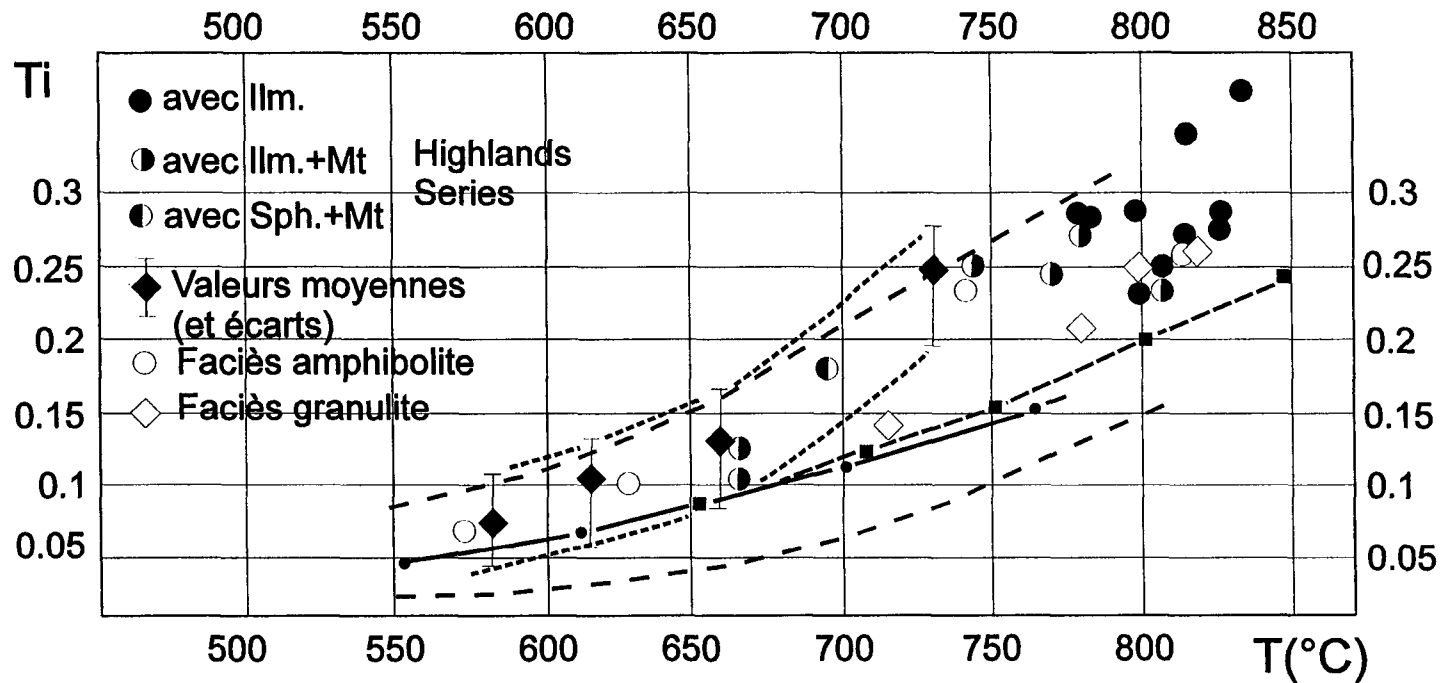


Figure 3.5. Diagramme du contenu en Ti dans la hornblende (formule de cations par 23 O) par rapport à la température (tiré de Schumacher et al. 1990).. Les lignes pleine (avec ronds) et pointillée (avec carrés) représentent respectivement les données expérimentales de Spear (1981) pour 1 et 3 kbars. Les lignes pointillées avec les longs traits espacés correspondent aux contenus minimum et maximum en Ti de Raase (1974).

antérieure de Blundy et Holland (1990) pour différentes combinaisons de composition des plagioclases et amphiboles sur les lames DUVAN et 3049 (Tableau 3.6), à l'aide du logiciel PTMAFIC (Soto 1993).

Le géothermomètre basé sur l'échange Fe-Mg entre les phases amphibole-grenat (Graham et Powell 1984) a été utilisé sur les deux seules lames possédant cet assemblage, soit DUVAN et 79. A l'aide du logiciel PTMAFIC, des températures ont été estimées à l'aide des calibrations de Blundy et Holland (1990) et Perchuk et al. (85) pour différentes combinaisons de composition des amphiboles et grenats sur ces deux sites (Tableau 3.7). Ce géothermomètre nécessite des grenats faibles en Mn, ce qui a été une condition aisée à remplir puisque tous contiennent moins de 0,1 fraction cationique de spessartite dans le secteur. Bien que les valeurs cationiques calculées sur la base de 23 O pour la hornblende ont été utilisées pour cette méthode, la recalculation à l'aide de la méthode 13 CNK a permis la sélection des amphiboles avec plus de 0,09 cations sur le site M4 tel que requis par cette méthode. De plus, ce géothermomètre suppose que tout le fer consiste en  $Fe^{+2}$ , et les analyses trop riches en  $Fe^{+3}$  donnent généralement des températures trop élevées. Etant conscient de ce fait, nous avons utilisé les amphiboles les plus faibles possibles en  $Fe^{+3}$  (soit <0,55 cations).

Le contenu en Ti dans la hornblende et la paire métamorphique amphibole-plagioclase (calibration de Holland et Blundy 1994) ont été les géothermomètres les plus utiles parce qu'ils ont permis d'estimer des températures pour une douzaine d'affleurements du secteur

(Tableau 3.8). Les températures moyennes estimées avec le contenu en Ti dans la hornblende varient entre 540 et 696°C, alors que celles basées sur la paire métamorphique amphibole-plagioclase (Holland et Blundy 1994) des mêmes lames minces varient entre 662 et 823°C. Cette dernière méthode a donc donné des températures supérieures de 80 à 160°C à la première méthode, mais les températures estimées par ces deux méthodes montrent la même variation décroissante de température du contact NE de la partie SE du pluton du lac Abitibi (3045-3046-3049), vers le contact est de la granodiorite du pluton du lac Abitibi (DUVAN-78-79-67), puis du contact SE (48-50) au contact nord (23-26) du pluton de LaReine. Ceci suggère que les deux méthodes ont donné des estimations relatives valables entre les différents affleurements évalués, même si les valeurs absolues des températures estimées diffèrent. La variabilité (écart entre valeurs minimum et maximum) des températures obtenues avec le Ti dans la hornblende (60° C ou +30°C) est inférieure à celles estimées avec la paire amphibole-plagioclase (environ 100°C ou +50°C).

Les températures maximales ont été estimées au contact susjacent du pluton du lac Abitibi, où les structures migmatitiques ont été observées. A cet endroit, des températures de 650 à 696°C et de 757 à 823°C ont été estimées, respectivement avec le contenu du Ti dans la hornblende et l'assemblage plagioclase-amphibole (Holland et Blundy 1994). Puis, des températures de l'ordre de 610° et 665°C (Ti/amphibole) et 725 et 790°C (amphibole-plagioclase) ont été estimées pour les affleurements situés à l'est de la granodiorite du lac Abitibi (DUVAN, 78-79-67) et ceux situés au sud-est du pluton de LaReine (48-50).

Finalement, des températures inférieures à 620°C (Ti/hornblende) et à 680°C (amphibole-plagioclase) ont été estimées sur les autres affleurements (23-26-45). Il est à noter qu'une température moyenne semblable (640 et 662°C) a été obtenue par ces deux méthodes pour l'affleurement 79. Une rétrogression plus importante de la hornblende en actinote semble présente dans les lames 23-26-50, en se basant sur les nombreuses températures inférieures à 540°C obtenues avec le géothermomètre du Ti. Dans l'ensemble, le contenu du Ti dans la hornblende a donné des températures plus raisonnables, c'est-à-dire similaires à celle du solidus d'une tonalite saturée en eau (685°C) à une pression entre 2 et 3 kbar telle que mentionnée par Hollister et al. (1987).

Les températures estimées avec la calibration initiale (Blundy et Holland 1990) du géothermomètre amphibole-plagioclase (Tableau 3.8) sont supérieures d'environ 30 à 50° à celles de la plus récente calibration (Holland et Blundy 1994), en ce qui concerne les lames 3049 et DU3 en utilisant les pressions estimées préalablement avec le Na sur le site M4 (Brown 1977). Ceci semble supporter le fait que les températures estimées à l'aide de cette première calibration sont moins exactes que celles de la dernière calibration, surtout pour les amphibolites à grenat et amphiboles calciques tel que mentionné par Holland et Blundy (1994). D'autre part, les températures estimées avec la calibration expérimentale de Plyusnina (1982) sur la lame DU3 (575 à 650°C) est semblable aux températures maximales obtenues avec le Ti dans la hornblende, ce qui semble privilégier l'exactitude des températures absolues estimées avec cette dernière méthode par rapport à celles estimées avec l'assemblage

amphibole-plagioclase (Tableau 3.8).

Les températures estimées avec le géothermomètre amphibole-grenat de la lame 79 varient entre 935-1058°C (calibration de Graham et Powell 1984) et 791-948°C (Perchuk et al. 1985), ce qui témoigne de températures nettement exagérées probablement causée par la présence trop importante de Fe<sup>+3</sup> dans la hornblende. D'autre part, les températures de l'affleurement DUVAN semblent indiquer une distribution bimodale (651 à 753°C & 883 à 1127°C, similaires pour les deux calibrations), qui est clairement contrôlée par la composition des grenats mais qui n'ont pas été expliquées. Seul l'écart de température inférieur (651 à 753°C, moyenne de 701° C) représente des valeurs vraisemblables, situées entre celles estimées avec les deux premiers géothermomètres (Tableaux 3.3 et 3.5).

En résumé, les amphibolites encaissantes des plutons syntectoniques ont probablement été formées à des températures maximales variant entre 600 à 700°C. Les plus hautes températures estimées (650 à 700°C) ont été obtenues au contact susjacent de la partie sud-est du pluton du lac Abitibi, où les structures "migmatitiques" se sont probablement formées à des températures près du solidus de la tonalite sousjacent (i.e. migmatite subsolidus). Les résultats obtenus confirment aussi l'important métamorphisme rétrograde vers le faciès schiste vert, qui est associé avec la température minimale d'application du géothermomètre Ti dans la hornblende (<540°C) et l'albitisation progressive des plagioclases.

### 3.3 Références

- Ague, J.J. et Brandon, M.T. 1996. Regional tilt of the Mount Stuart batholith, Washington, determined using aluminium-in-hornblende barometry: Implications for northward translation of Baja British Columbia. *Geological Society of America Bulletin*, **108**: 471-488.
- Anderson, J.L. et Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and oxygen fugacity on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, **80**: 549-559.
- Blundy, J.D. et Holland, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**: 208-224.
- Brown, E.H. 1977. The Crossite Content of Ca-Amphibole as a Guide to Pressure of Metamorphism. *Journal of Petrology*, **18**: 53-72.
- Feng, R. et Kerrich R. 1990. Geobarometry, differential block movements and crustal structure of the southwestern Abitibi greenstone belt, Canada. *Geology*, **18**: 870-873.
- Graham, C.M. et Powell, R. 1984. A garnet-hornblende geothermometer: Calibration, testing and application to the Pelona Schist, southern California. *Journal of Metamorphic Geology*, **2**: 13-31.
- Hammarstrom, J.M. et Zen, E-An 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71**: 1297-1313.
- Holland, T. et Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**: 433-447.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. et Sisson, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, **72**: 231-239.
- Johnson, M.C. et Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**: 837-841.
- Lacroix, S. 1995. Synthèse structurale et des plutons du secteur à l'ouest de LaSarre. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, MB 95-39.



- Laird, J. et Albee, A.L. 1981. Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *American Journal of Science*, **281**: 127-175.
- Liou, J.G., Kuniyoshi, S. et Ito, K. 1974. Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *American Journal of Science*, **274**: 613-632.
- Perchuk, L.L., Aranovich, L.Y., Podlesskii, K.K., Lavrant'eva, I.V., Gerasimov, V.Y., Fed'kin, V.Y., Kitsul, V.I., Karsakov, L.P., et Berdnikov, N.V. 1985. Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. *Journal of Metamorphic Geology*, **3**: 265-310.
- Powell, W.G. 1994. A petrological and geochronological study of the metamorphic history of the Rouyn-Noranda area, Quebec. Thèse de Doctorat, Université Queen's, Kinston.
- Plyusnina, L.P. 1982. Geothermometry and Barometry of Plagioclase-Hornblende Bearing Assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **80**: 140-146.
- Raase, P. 1974. Al and Ti Contents of Hornblende, Indicators of Pressure and Temperature of Regional Metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **45**: 231-236.
- Rushmer, T. 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **107**: 41-59.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**: 340-310.
- Schumacher, R., Schenk, V., Raase, P. et Vitanage, P.W. 1990. Granulite facies metamorphism of metabasic and intermediate rocks in the Highland Series of Sri Lanka. *Dans High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis. Édité par J.R. Ashworth et M. Brown.* Unwin Hyman Ltd Publishers, London, pp.235-271.
- Soto, J.I. 1993. PTMAFIC: Software for thermobarometry and activity calculations with mafic and ultramafic assemblages. *American Mineralogist*, **78**: 840-844.
- Spear, F.S. 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *American Journal of Science*, **281**: 697-734.