

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES APPLIQUÉES

PAR
CHRISTINE CHAMPAGNE

VOLCANOLOGIE PHYSIQUE ET GÉOCHIMIE
DES KOMATIITES DE SPINIFEX RIDGE,
FORMATION DE LA MOTTE-VASSAN, ABITIBI

AVRIL 2004



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

La Formation de La Motte-Vassan (FLV), datée à 2714 ± 2 Ma, représente la base du Groupe de Malartic, un assemblage volcano-sédimentaire de la Zone Volcanique Sud de la ceinture de l'Abitibi. La FLV, d'une épaisseur d'environ 6 km, est composée principalement de laves komatiitiques (95%). L'emphase de cette étude est mise sur la volcanologie physique et la géochimie des coulées komatiitiques de *Spinifex Ridge*, plus spécifiquement une zone affleurante de 60x40 m. L'ensemble des coulées a été affecté d'un métamorphisme régional au faciès des schistes verts et la minéralogie primaire est difficilement reconnaissable.

Les morphologies des coulées observées découlent directement de la faible viscosité des laves komatiitiques. La lave a été mise en place selon deux morphofaciès principaux: les coulées en feuillet et en forme de tube, et probablement un troisième, en coulées massives. Les deux morphofaciès principaux ont des épaisseurs semblables (0,96 m); toutefois, l'extension latérale est beaucoup plus grande pour les coulées en feuillet (> 28 m) par rapport à celle des coulées en forme de tube (4,9 m). Les terminaisons latérales des coulées sont biseautées, ce qui suggère une faible viscosité. Les coulées possèdent les deux zones texturales typiques aux komatiites enveloppées d'une croûte cohérente. Les plus petits tubes démontrent un réseau polygonal de fractures de refroidissement et les plus gros présentent la division A₂ (spinifex en lamelles à distribuaion aléatoire). Certaines coulées en forme de tube ont un centre avec des cavités remplies de quartz, ce qui suggère un écoulement dynamique de la lave. La morphologie et la nature des contacts concordants des morphofaciès principaux suggèrent un écoulement laminaire. La seule coulée massive observée est beaucoup plus épaisse (5 m), n'a pas de croûte et tronque la coulée sous-jacente. Localement, on retrouve des dépôts de tuf turbiditique ultramafique, de 10 à 50 cm d'épaisseur, finement laminés, granoclassés et concordant à la stratigraphie. La chimie des roches est définie par une teneur moyenne en MgO de 26%, par un rapport Al₂O₃/TiO₂ de 21 et par un spectre de terres rares, 0,5 à 7 x chondrites, légèrement appauvri en ÉTRL. Toutes ces caractéristiques sont typiques des komatiites non-appauvries en aluminium.

Il est envisagé que les coulées sous-marines en feuillet et en forme de tube de *Spinifex Ridge* sont respectivement analogues aux coulées subaériennes pahoehoe en feuillet et aux lobes coalescents. Ainsi, lorsque la lave komatiitique est émise à la surface sur des planchers océaniques, elle s'étend latéralement dû à sa faible viscosité. Une mince couche se forme à la surface de la lave, qui devient graduellement une croûte solide issue de l'interaction eau-magma. Le développement d'une croûte cohérente est contrôlé par le type d'écoulement (laminaire ou turbulent). Cette croûte sert d'isolant et permet à la lave de se répandre sur de grandes distances à l'intérieur de tubes par l'inflation (l'injection de lave sous une croûte solidifiée). Par contre, l'absence de croûte peut faciliter le transfert de chaleur d'un médium à l'autre et ainsi favoriser l'érosion thermique.

La variation architecturale verticale, de coulées en feuillet à coulées en forme de tube, indique un changement du comportement de l'écoulement, de lave libre à captive, résultant d'une baisse d'approvisionnement en lave et/ou d'un changement de relief topographique. L'empilement cyclique des morphofaciès et la présence des dépôts de tuf entre les coulées permettent d'avancer l'hypothèse que la mise en place de ces laves était épisodique avec de courtes périodes d'interruption.

ABSTRACT

The “La Motte-Vassan Formation” (FLV), dated at 2714 ± 2 Ma, is found at the base of the Malartic Group, a volcano-sedimentary assemblage in the Southern Volcanic Zone of the Abitibi greenstone belt. The FLV, approximately 6km in thickness, is mainly composed of komatiitic lava flows (95%). Most of these flows were overprinted by regional green schist facies metamorphism that obliterated the original mineralogy. The emphasis of this study is aimed at the physical volcanology and geochemistry of the *Spinifex Ridge* komatiites, more precisely a 60x40m outcrop.

The flow morphologies are directly related to low viscosity and high emplacement temperature of the komatiitic lavas. On *Spinifex Ridge*, two prominent morphofacies were observed, sheet-like flows and tube-shaped flows. Two minor morphofacies, megatubes and a single massive flow, were also observed. The two prominent morphofacies have similar thicknesses (0.96 m) but display different lateral extension. Sheet-like flows have a much greater lateral extension (> 28 m) while the tube-shaped flows have a more limited distribution (4.9 m). The lateral terminations of both types of flows have low angle, sharp and pointy ends reflecting the low viscosity of the flows. Polygonal fracturing, attributed to thermal contraction and subsequent ingestion of seawater, is ubiquitous at flow margins and commonly persists throughout the flow units. Most of the flows display the two classical textural zones (A and B zones), exhibited in variable thicknesses, which reflect a selective cooling and crystallization history. These are bracketed by thin coherent chill margins. The tube-shaped flows display a prominent B zone, have a low-arching roof and contain some quartz filled cavities in the center of the flow suggesting a dynamic flow regime. The sheet-like flows display the classical A₍₁₋₃₎ and B₍₁₋₄₎ zones and divisions and have a flatter roof geometry. The morphology and the nature of the concordant contacts of the flows suggest a laminar flow behavior. The only massive flow observed is much thicker than the other morphofacies (5 m) and it cross-cuts the underlying flow. It does not exhibit any obvious chill margins. Interstratified, ultramafic finely laminated, locally graded, turbiditic tuff deposits, 10 to 50 cm thick, are concordant to the stratigraphy. The chemistry of the rock is defined by an average content of 26% MgO, an Al₂O₃/TiO₂ ratio of 21 and a rare earth pattern slightly depleted in LREE, 0.5 to 7 x chondrites. These characteristics are typical of Al-undepleted komatiites.

It is here proposed that the *Spinifex Ridge* subaqueous sheet-like and tube-shaped flows may be analogues to highly fluid, low to high volume, subaerial pahoehoe sheet flows and coalescent lobes. Once the komatiitic lava emplaced on the Achaean oceanic seafloor, it probably initially propagated laterally because of its low viscosity. Then a thin flexible crust was formed on the lava surface which gradually became a solid crust formed by water-magma interaction. The crust confines the lava and helps it to propagate on greater distance within tubes through inflation (injection of lava under a solid crust). On the

other side, the absence of the crust could facilitate the transfer of heat from one medium to the next and favor thermal erosion.

The vertical architectural alternation of the sheet-like and tube-shaped flows indicates a change from unconfined to confined lava flows, which is consistent with a decrease in lava supply and/or minor topographic relief. The cyclic staking of the various morphofacies and the presence of ultramafic tuff deposits between the flows suggest an episodically setting with short period of hiatus.

TABLE DES MATIÈRES

	Page
Résumé	III
Abstract	V
Table des matières	VII
Liste des figures	X
Liste des tableaux	XII
Liste des planches	XIII
Chapitre 1- Introduction	1
1.1 But de l'étude	1
1.2 Localisation	2
1.3 Méthode de travail	2
1.4 Géologie régionale	6
1.5 Stratigraphie et modèle de la région de Val-d'Or – Malartic	8
1.6 Géologie locale	13
1.7 Travaux antérieurs dans le secteur de Spinifex Ridge	16
Chapitre 2 – Revue de la littérature sur les komatiites	21
2.1 Introduction	21
2.2 Caractères uniques	22
2.2.1 Zone A	23
2.2.2 Zone B	25
2.3 Pétrogenèse	25
2.4 Propriétés physiques	28
Chapitre 3 – Faciès volcaniques	31
3.1 Introduction	31
3.2 Terminologie	32
3.3 Type de morphofaciès sur Spinifex Ridge	33
3.4 Dimension des coulées	35

3.5 Description des morphofaciès	37
3.5.1 Coulées en feuillet	39
3.5.2 Coulées en forme de tube	48
3.5.2.1 Tubes réguliers	48
3.5.2.2 Mégatubes	54
3.5.3 Coulée épaisse	55
3.5.4 Sommaire des morphofaciès	58
3.6 Description pétrographique	61
3.7 Architecture et distribution des morphofaciès	66
3.8 Interprétation des morphofaciès	68
3.9 Phénomènes particuliers	74
3.9.1 Conduits associés à une brèche hydrothermale	74
3.9.1.1 Description	74
3.9.1.2 Interprétation	77
Chapitre 4 – Séimentologie des tufs ultramafiques	78
4.1 Introduction	78
4.2 Terminologie	79
4.3 Description des tufs ultramafiques	82
4.4 Description pétrographique	85
4.4.1 Composantes	86
4.4.2 Structures sédimentaires	89
4.5 Interprétations	93
4.5.1 Échardes de verre	93
4.5.2 Transport	94
Chapitre 5 – Géochimie et altération	97
5.1 Introduction	97
5.2 Méthodes analytiques	98
5.3 Types de komatiites	99
5.4 Caractéristiques chimiques	101
5.5 Altération	108

5.6 Contamination	112
5.7 Interprétation	112
Chapitre 6 – Discussion	114
6.1 Introduction	114
6.2 Analogues modernes aux komatiites	114
6.2.1 Lave pahoehoe	116
6.2.1.1 Coulées en feuillet pahoehoe	118
6.3 Inflation	119
6.4 Épanchement turbulent et érosion thermique	122
6.5 Modèle	124
Chapitre 7 – Conclusion	127
Remerciements	130
Références	131
Annexe A: Dimensions des coulées	145
Annexe B: Dimensions des zones texturales	149
Annexe C: Localisation des échantillons	152
Annexe D: Données géochimiques	155
Carte A: Affleurement Est de la figure 2, secteur Spinifex Ridge. Coulées komatiitiques qui présentent deux types de morphofaciès distincts.	

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 1: Localisation géographique du secteur étudié dans la région de Val-d'Or – Malartic.	3
Figure 2: Localisation des deux zones d'études sur Spinifex Ridge, modifiée de Kretschmar (1975).	4
Figure 3: Géologie de la sous-Province de l'Abitibi. Les cycles volcaniques et sédimentaires ainsi que la zone de faille Destor-Porcupine-Manneville (ZFDPM) séparent l'Abitibi en deux zones: la zone volcanique nord (ZVN) et la zone volcanique sud (ZVS). Le secteur d'étude (figure 6) est situé dans la zone volcanique sud. ZFCLL, zone de faille Cadillac-Larder Lake. Modifiée de Chown et al., (1992) et Dostal et Mueller (1997).	7
Figure 4: Evolution chronologique des différentes interprétations stratigraphiques et structurales du segment Est de la zone volcanique Sud de la sous-Province de l'Abitibi, modifiée de Scott et al., 2002.	10
Figure 5: Modèle géologique de Scott et al., (1999). a) Volcanisme de type fissural à prédominance ultramafique issu d'un plume mantellique, b) Subduction du plancher océanique qui produit un volcanisme explosif et c) Nouveau cycle de volcanisme fissural basaltique.	12
Figure 6: Géologie simplifiée du secteur d'étude dans la région de Val-d'Or – Malartic.	14
Figure 7: Schéma d'une coupe stratigraphique établie à partir d'affleurements situés dans le secteur de Spinifex Ridge démontrant la succession stratigraphique de certaines morphologies et textures, tirée de Gélinas et al., (1976).	18
Figure 8: Schéma I: Coupe stratigraphique typique des komatiites, tirée de Pyke et al., (1973); Schéma IIa, IIb, IIc: Coupes stratigraphiques de différentes sections provenant du secteur de Spinifex Ridge, modifiée de Lajoie et Gélinas (1978).	19
Figure 9: Schéma des divisions et zones pétrographiques observées dans les coulées komatiitiques, modifiée de Pyke et al., (1973).	24
Figure 10: Affleurement Ouest de la figure 2, secteur Spinifex Ridge. Ensemble de coulées qui représente le morphofaciès classique des komatiites.	34

Figure 11:	Diagramme comparant les grands axes et les petits axes des deux types de morphofaciès ainsi que la valeur de leur pente respective.	38
Figure 12:	Localisation et étendue de 32 coulées en feuillet sur l'affleurement Est de Spinifex Ridge.	40
Figure 13:	Étendue latérale des deux types de morphofaciès retrouvés sur Spinifex Ridge. a) Coulée en feuillet et b) Coulée en forme de tube.	49
Figure 14:	Coulées en forme de tube et mégatubes sur l'affleurement Est de Spinifex Ridge.	50
Figure 15:	Schéma d'une coulée komatiitique en feuillet tronquée latéralement, affleurement Est, Spinifex Ridge. La troncature graduelle (site 1 vers site 2) et la dépression (site 3) peuvent être le résultat d'une érosion thermique et/ou mécanique.	59
Figure 16:	Comparaison entre l'architecture interne des "coulées en feuillet" et "des coulées en forme de tube", secteur de Spinifex Ridge.	60
Figure 17:	Empilements répétitifs verticaux des deux types de morphofaciès sur l'affleurement Est de Spinifex Ridge.	67
Figure 18:	a) Diagramme cationique de Jensen (1976) et diagramme de Arndt (1977) montrant la composition chimique des roches ultramafiques de Spinifex Ridge, b) Extrémité du diagramme de Jensen et c) Extrémité du diagramme de Arndt.	102
Figure 19:	Diagrammes discriminant entre les deux types de komatiites, appauvries en Al (KAA) et non-appauvries en Al (KNAA) avec les analyses de Spinifex Ridge. a) TiO ₂ vs Al ₂ O ₃ . b) CaO vs Al ₂ O ₃ .	103
Figure 20:	Diagrammes de variation chimique des éléments majeurs vs MgO.	104
Figure 21:	Diagrammes de variation chimique des éléments traces vs MgO.	105
Figure 22:	Spectre des éléments de terres rares normalisés à la chondrite pour les komatiites de Spinifex Ridge. Les valeurs utilisées pour normaliser sont celles de McDonough et Sun (1995).	107
Figure 23:	Diagrammes des éléments incompatibles Al ₂ O ₃ , Sc, Yb, TiO ₂ , Hf et Sm vs MgO. La ligne pointillée représente l'évolution de la tendance des komatiites non-appauvries en Al ainsi que la composition de l'olivine 47-52% MgO. Cette ligne provient des données des komatiites fraîches d'Alexo en Abitibi de Barnes et al. (1983).	109

LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau 1: Comparaison des dimensions des morphofaciès en mètres.	36
Tableau 2: Épaisseurs et rapport des zones A/B des coulées en feuillet sur Spinifex Ridge.	44
Tableau 3: Comparaison des épaisseurs et du rapport des zones A/B des morphofaciès sur Spinifex Ridge.	54
Tableau 4: Comparaison des caractéristiques des deux types de morphofaciès.	58

LISTE DES PLANCHES

	Page
Planche 1A: Empilement de 4 coulées de lave komatiitique en feuillet de forme tabulaire aplatie sur l'affleurement Est. Une surface d'érosion est observée au sommet de la coulée IV. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le carnet mesure 19 cm.	42
Planche 1B: Textures de refroidissement associées au sommet des coulées en feuillet. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le crayon mesure 15 cm.	42
Planche 1C: Divisions internes A1, A2, A3, B1, B2, B3 et B4 d'une coulée komatiitique classique sur l'affleurement Ouest. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le marteau mesure 32 cm.	42
Planche 1D: Divisions A1, A2, et A3 à l'intérieur de la zone A avec un contact ondulé en forme de balai avec la zone B dans une coulée en feuillet sur l'affleurement Est. La flèche noire indique le sommet stratigraphique. Le crayon mesure 15 cm.	42
Planche 2A: Zone B1 de faible épaisseur démarquant les zones A et B. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le crayon mesure 15 cm.	47
Planche 2B: Laminations de déformation associées à la division B3 et terminaison latérale d'une coulée en forme de tube. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le marteau mesure 32 cm.	47
Planche 2C: 2 blocs résistants qui flottent à l'intérieur de la division B3. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le carnet mesure 19 cm.	47
Planche 2D: Vue rapprochée de la planche 2C, un bloc résistant qui flotte à l'intérieur de la division B3. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le crayon mesure 15 cm.	47
Planche 3A: Morphologie des coulées de lave komatiitique en forme de tube d'aspect lenticulaire. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le crayon mesure 15 cm.	52
Planche 3B: Joints polygonaux constitués d'un enchevêtrement de fractures qui donne un aspect de bréchification <i>in situ</i> à la coulée. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le marteau mesure 32 cm.	52

Planche 3C:	Veines de spinifex retrouvées dans un mégatube. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le marteau mesure 32 cm.	52
Planche 3D:	Tablette de coussin remplie de quartz retrouvée dans le centre supérieur d'une coulée en forme de tube. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le marteau mesure 32 cm.	52
Planche 4A:	Coulée épaisse avec un contact ondulé. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le carnet mesure 19 cm.	57
Planche 4B:	Petits cristaux espacés de spinifex de 1 à 2,5 cm, sans orientation préférentielle, situés dans la partie supérieure de la coulée épaisse. La monnaie mesure 1,8 cm.	57
Planche 4C:	Coulée épaisse qui érode la partie supérieure de la coulée sous-jacente. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le carnet mesure 19 cm.	57
Planche 5A:	Microphotographie de la zone A montrant la texture de spinifex. Lumière naturelle, lame mince CC-98-424.	63
Planche 5B:	Même vue que la planche 4A, lumière polarisée. Les cristaux de spinifex à olivine sont remplacés par de la chlorite tandis que le matériel interstitiel est remplacé par de la trémolite.	63
Planche 5C:	Microphotographie de lattes de spinifex maintenant remplacées par de la chlorite de biréfringence brune (chl) et de la serpentine (serp). Lumière naturelle, lame mince CC-98-443.	63
Planche 5D:	Microphotographie du matériel interstitiel qui contient des bouquets de pseudomorphes de pyroxène en plumes avec des minéraux opaques de forme squelettique (chromite ?). Lumière naturelle, lame mince CC-98-430B.	63
Planche 6A:	Microphotographie de la zone B montrant les phénocristaux d'olivine. Lumière naturelle, lame mince CC-98-429B.	65
Planche 6B:	Même vue que la planche 5A, lumière polarisée. Les phénocristaux sont pseudomorphisés par de la chlorite (chl) de biréfringence brune et baignent dans une matrice remplie de trémolite (trem).	65
Planche 6C:	Microphotographie de porphyroblastes d'olivine (ol) (d'origine métamorphique ?) dans la zone B. Lumière naturelle, lame mince CC-98-429B.	65
Planche 6D:	Même vue que la planche 5C, lumière polarisée. Aspect général de la zone B qui montre une texture feutrée résultant de l'enchevêtrement des aiguilles de trémolite.	65

Planche 7A:	Conduit vertical perpendiculaire à la stratigraphie qui recoupe complètement 3 coulées. Le marteau mesure 32 cm.	76
Planche 7B:	Brèche hydrothermale dans un conduit horizontal. Le crayon mesure 15 cm.	76
Planche 7C:	Brèche constituée de fragments subarrondis à subangulaires de coulées komatiitiques en relief positif dans une matrice schisteuse à texture fluide. Le marteau mesure 32 cm.	76
Planche 8A:	Contact concordant entre un dépôt de tuf ultramafique laminé et des coulées de lave komatiitique. Le marteau mesure 32 cm.	84
Planche 8B:	Dépôt de tuf ultramafique qui a subi une déformation. L'épaisseur du dépôt est la plus grande à la jonction de la terminaison latérale des deux coulées sous-jacentes. Le crayon mesure 15 cm.	84
Planche 8C:	Vue rapprochée des lits planaires avec des lamination parallèles dans un dépôt de tuf ultramafique. Le crayon mesure 15 cm.	84
Planche 8D:	Vue rapprochée de la planche 8A, tuf fin ultramafique contenant des lamination entrecroisées et des lamination parallèle. Le crayon mesure 15 cm.	84
Planche 9A:	Microphotographie d'échardes avec des formes variables: en bâtonnets, en L, en Y, courbées et même amiboïdes, (H) hyaloclastites et (C) cendre. Lumière naturelle, lame mince CC-98-437.	88
Planche 9B:	Microphotographie de cristaux d'olivine (O) et fragments lithiques (L). Lumière naturelle, lame mince CC-98-437.	88
Planche 9C:	Même vue que la planche 9B, lumière polarisée. Microphotographie qui montre des cristaux d'olivine (O), de chlorite (C) et d'amphibole (A) ainsi que des fragments lithiques (L).	88
Planche 9D:	Microphotographie de cendres volcaniques et porphyroblastes de chlorite (C) avec granoclassement. Lumière polarisée, lame mince CC-98-450B.	88
Planche 10A:	Microphotographie d'un lit massif (Ta) riche en cristaux d'olivine et en fragments lithiques avec une orientation préférentielle perpendiculaire au sommet stratigraphique. Lumière polarisée, lame CC-98-437.	92

Planche 10B: Microphotographie d'un lit granoclassé (Tb) riche en cristaux d'olivine et en fragments lithiques surmonté d'un lit riche en hyaloclastites. Lumière polarisée, lame mince CC-98-437.	92
Planche 10C: Microphotographie d'une structure de charge au contact entre un lit riche en hyaloclastites et un lit massif (Ta) riche en cristaux d'olivine et en fragments lithiques. Lumière polarisée, lame mince CC-98-437.	92
Planche 10D: Microphotographie de lits riches en cendres volcaniques subdivisés en deux sous-ensembles (sub-set): lits riches en minéraux opaques et lits pauvres en minéraux opaques. Lumière naturelle, lame mince CC-98-451.	92

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 But de l'étude

Les connaissances acquises sur les komatiites sont principalement basées sur les études géochimiques et les modèles pétrogénétiques. Les caractéristiques physiques inhérentes à la dynamique de coulée des komatiites sont méconnues. Il existe un certain nombre d'études qui portent sur les caractéristiques morphologiques des komatiites à grande échelle (Hill et al., 1995; Thomson, 1989). Cependant, l'étude détaillée des structures et des caractéristiques internes des coulées komatiitiques à l'échelle individuelle demeure énigmatique. Seuls, les travaux récents de Dann (2000, 2001) discutent de la volcanologie physique des komatiites à plus petite échelle.

Cette étude met l'accent sur les caractéristiques physiques et pétrographiques détaillées des komatiites archéennes et des dépôts volcanoclastiques sur l'affleurement de *Spinifex Ridge* en Abitibi. La signature géochimique de cette localité est brièvement décrite et est comparée à certaines localités-types connues.

1.2 Localisation

Le secteur d'étude de *Spinifex Ridge* est situé en Abitibi, dans le canton de La Motte, à environ 20 kilomètres au nord de la ville de Malartic. La route 109, entre Rivière Héva et Amos, constitue la voie d'accès principale à cette région (figure 1). *Spinifex Ridge* (nom informel proposé par Imreh, 1978) représente une grande aire d'affleurements, d'orientation est-ouest, sur laquelle deux zones sont étudiées (figure 2). La première zone (affleurement Ouest) siège sur une crête du côté est de la route 109, tandis que la seconde (affleurement Est) est située sur la même crête un peu plus loin, soit à 60 mètres au nord et 412 mètres à l'est de la route.

1.3 Méthode de travail

Les travaux de cette étude se sont déroulés en plusieurs étapes. À l'été 1998, la région de *Spinifex Ridge* a été sélectionnée pour la quantité d'affleurements de qualité ainsi que pour la diversité des phénomènes volcaniques des komatiites. Sur l'ensemble du secteur, deux zones ont été choisies (figure 2). L'affleurement Ouest présente des textures classiques de spinifex comparables à celles définies par Pyke et al., (1973). L'affleurement Est, la zone principale, présente différents morphofaciès de coulées de lave peu documentés. Une ligne de base, d'orientation est-ouest, avec des espacements de 10 mètres a d'abord été établie recoupant les deux zones d'étude. Un quadrillage a ensuite été réalisé avec des espacements de 2,5 mètres, dans les deux zones d'étude. L'échelle de la cartographie a été établie au 1:50 afin d'observer les différents phénomènes ou interactions au niveau des coulées individuelles. Les contacts inter-coulées ont été initialement démêlés

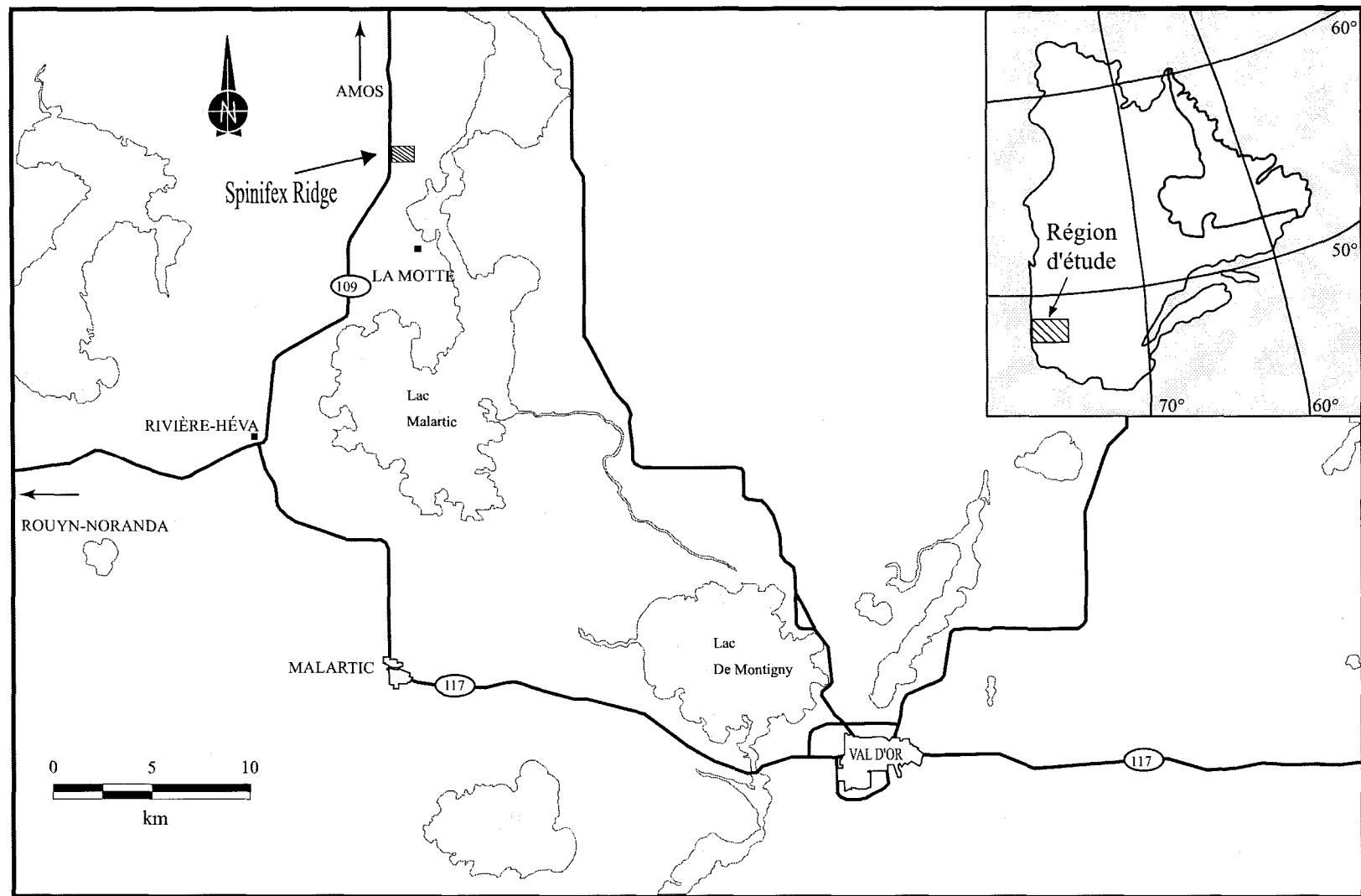


Figure 1: Localisation géographique du secteur étudié dans la région de Val-d'Or - Malartic.

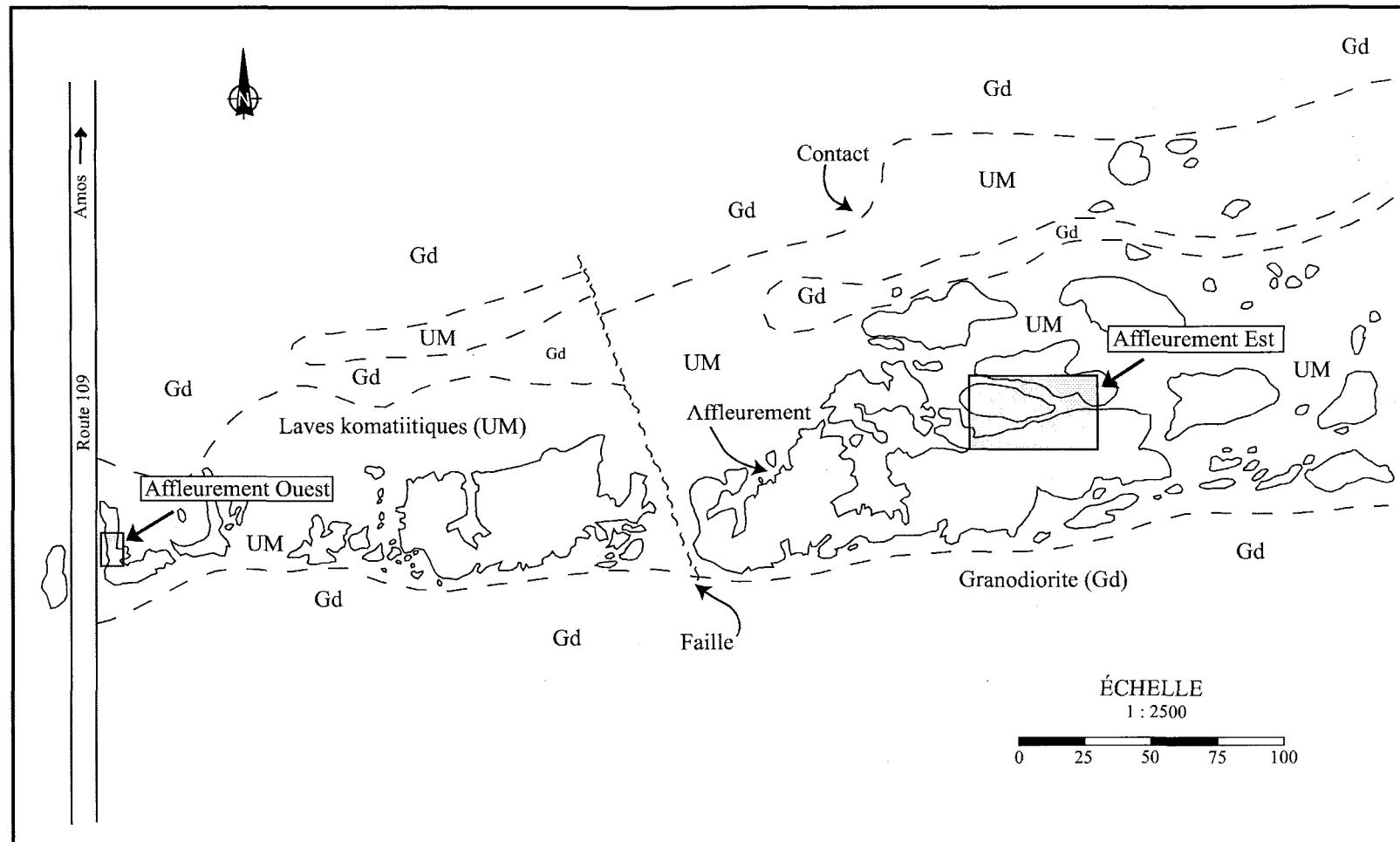


Figure 2: Localisation des deux zones d'études sur Spinifex Ridge, modifiée de Kretschmar (1975).

pour bien apprécier la morphologie des coulées. Les structures et les textures à l'intérieur de chaque coulée ont ensuite été dessinées. De cette façon, trois lits de dépôts volcanoclastiques ont été repérés.

Les deux affleurements ont été échantillonnés de façon à obtenir un éventail des différentes zones pétrographiques des coulées et des dépôts volcanoclastiques. Au total, 61 échantillons ont été prélevés, parmi lesquels 35 ont été sélectionnés pour des analyses géochimiques et 44 ont été sélectionnés pour la confection de lames minces. Les éléments majeurs et les éléments traces ont été analysés au cours de l'automne 1998 par le Centre de Recherche Minérale du Ministère des Ressources naturelles du Québec. Les analyses de terres rares ont été effectuées sur 33 échantillons à l'hiver 1999 au laboratoire du Centre d'Étude en Ressources Minérales (CERM) à l'Université du Québec à Chicoutimi.

Une seconde campagne de terrain à l'été 1999, d'une durée d'une semaine, a été effectuée pour observer à nouveau certains affleurements dégagés à l'été 1998. L'examen des lames minces a été effectué à l'automne 1999 dans le but d'étudier la minéralogie et plus précisément les textures microscopiques associées aux processus de mise en place des komatiites. Suite à ces observations, une courte visite à la microsonde de l'Université McGill à l'hiver 2000 a été nécessaire afin de clarifier la présence d'olivine dans certaines lames minces.

Une partie des observations et des données de cette étude a été exposée lors d'une photo-présentation pour le séminaire annuel du MRNQ en 1999 (Champagne et al., 1999),

pour un guide d'excursion dans le cadre de la réunion de l'IGCP, projet 427, à Rouyn-Noranda (Mueller et al., 1999) et pour un manuscrit brut en 2002 (Champagne et al., 2002).

1.4 Géologie régionale

La sous-province de l'Abitibi, d'une superficie de 300 km par 700 km, est située dans la partie sud de la Province du Supérieur (figure 3). Elle est délimitée au nord par la sous-province d'Opatica; au sud, elle est séparée de la sous-province méta-sédimentaire de Pontiac par la faille de Cadillac-Larder Lake. À l'est, cette sous-province est délimitée par le Front de Grenville et à l'ouest par la zone structurale de Kapuskasing. La sous-province de l'Abitibi est principalement constituée d'un assemblage volcano-sédimentaire d'âge archéen, injecté d'intrusions granitoïdes pré à post-tectoniques, et exhibant communément un métamorphisme régional au faciès des schistes verts (Card, 1990).

L'évolution stratigraphique de la partie sud de la sous-province de l'Abitibi a été décrite par Dimroth et al., (1982) qui la subdivise en deux terrains lithotectoniques propres, d'orientation E-W, soit une zone interne au nord et une zone externe au sud. Cette subdivision est basée sur la distribution asymétrique des unités lithologiques telles que: (1) l'abondance des komatiites dans le sud et (2) la prédominance des plutons, des complexes lités et des filons-couches de composition mafique à ultramafique au nord. Plus tard, Ludden et al., (1984) reprirent en partie le modèle proposé antérieurement par Goodwin et Ridler (1970). Ils invoquèrent un modèle tectonique (une subdivision de la sous-province de l'Abitibi en quatre zones tectoniques), mais reconnaissent toutefois les différences fondamentales observées par Dimroth et al., (1982).

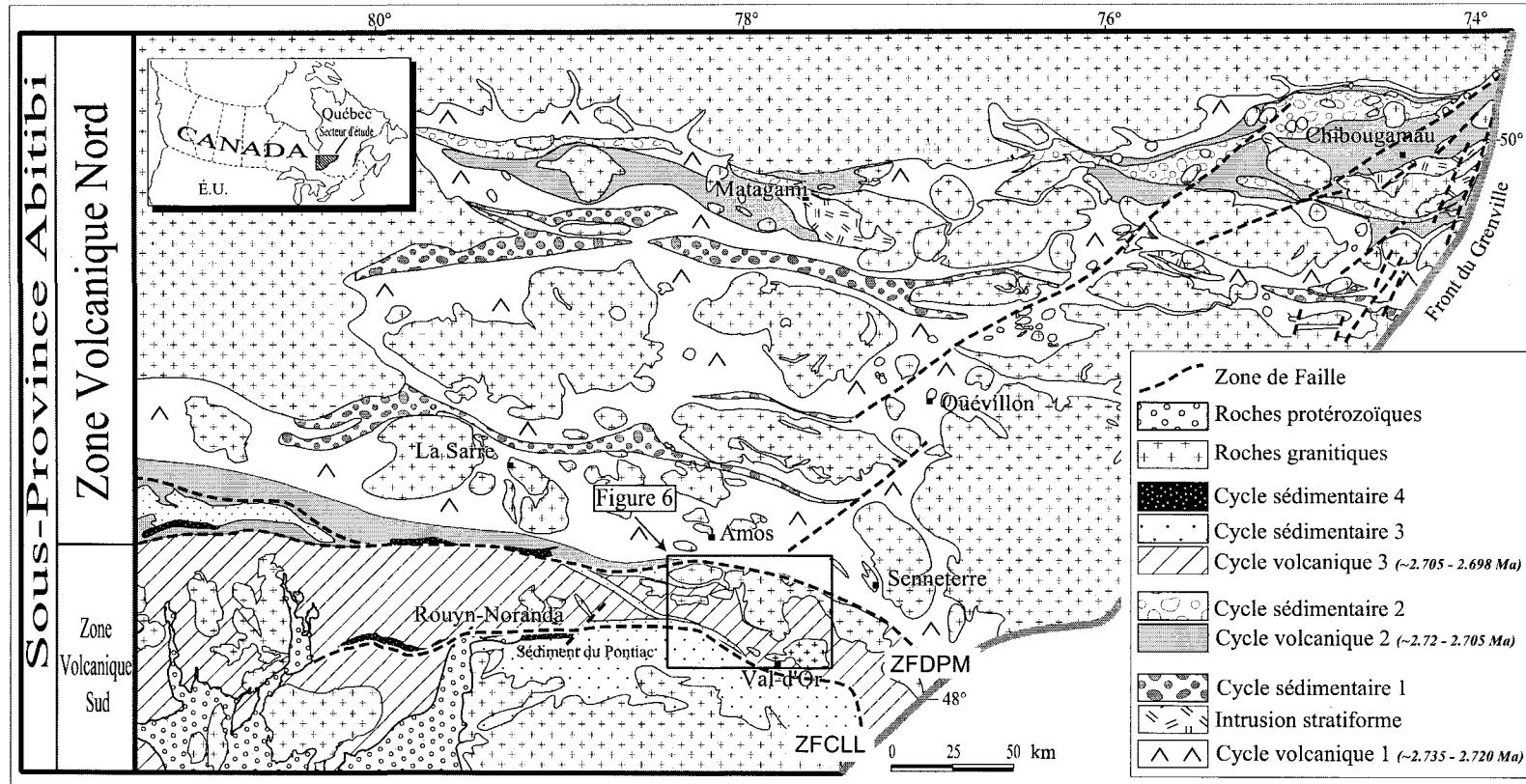


Figure 3: Géologie de la sous-Province de l'Abitibi. Les cycles volcaniques et sédimentaires ainsi que la zone de faille Destor-Porcupine-Manneville (ZFDPM) séparent l'Abitibi en deux zones: la zone volcanique nord (ZVN) et la zone volcanique sud (ZVS). Le secteur d'étude (figure 6) est situé dans la zone volcanique sud. ZFCLL, zone de faille Cadillac-Larder Lake. Modifiée de Chown et al., (1992) et Dostal et Mueller (1997).

Plus tard, Chown et al., (1992) proposèrent une subdivision de la sous-province de l'Abitibi en deux zones séparées par la zone de faille Destor-Porcupine-Manneville (ZFDPM) d'orientation E-W: la zone volcanique nord (ZVN) et la zone volcanique sud (ZVS: figure 3). Les critères pris en compte sont: (1) la cartographie régionale du Ministère des Richesses naturelles entre 1986-1992; (2) les relations stratigraphiques régionales à des endroits particuliers (Dimroth et al., 1982; Mueller et al., 1989); (3) la sédimentologie et la volcanologie physique (Dimroth et al., 1985; Mueller et Donaldson, 1992); (4) les études de levés sismiques de LITHOPROBE (Jackson et al., 1990); (5) la géochimie des roches granitoïdes (Feng et Kerrich, 1992) et des roches volcaniques (Gélinas et al., 1976; Goodwin, 1982; Ludden et al., 1984; Picard et Piboule, 1986a, b); (6) les analyses structurales à l'échelle de l'Abitibi (Daigneault et Archambault, 1990; Daigneault et al., 1992; Daigneault et al., 1990) et (7) la géochronologie des roches volcaniques et plutoniques établie avec le système isotopique U-Pb (Corfu et al., 1991; Corfu et al., 1989; Mortensen, 1993a, b).

La ZVS se compose dans sa partie québécoise de deux ensembles lithostratigraphiques: à l'ouest, le Groupe de Blake River et à l'est, le Groupe de Malartic (Dimroth et al., 1982). Ces deux ensembles sont séparés par un bassin sédimentaire aux bordures faillées, la Formation de Kewagama.

1.5 Stratigraphie et modèle de la région de Val-d'Or - Malartic

Les premiers travaux publiés dans la région de Val-d'Or - Malartic furent effectués par Gunning et Ambrose (1940). Les résultats de leurs travaux fournirent la première

nomenclature lithostratigraphique des roches de la région. Ils divisèrent l'étendue de roches en deux séquences sédimentaires et en deux séquences volcaniques, respectivement: les groupes de Kewagama et de Cadillac ainsi que les groupes de Malartic et de Blake River (Gunning, 1936; Gunning et Ambrose, 1939; Gunning et Ambrose, 1940). La nomenclature fut ensuite modifiée par Latulippe (1976). Il subdivisa le Groupe de Malartic en deux parties, la partie inférieure composée de roches volcaniques ultramafiques à mafiques et la partie supérieure composée de roches volcaniques mafiques à felsiques (figure 4).

En 1984, Imreh (1984) proposa une nouvelle stratigraphie pour la région de Val-d'Or - Malartic. Il assigna les formations de La Motte-Vassan et de Dubuisson au Groupe de Malartic, tandis que les formations de Jacola, de Val-d'Or et d'Héva en furent exclues. D'autres travaux ont ensuite été effectués pour tenter d'expliquer la stratigraphie et les aspects structuraux de diverses parties de la région de Val-d'Or - Malartic (Babineau, 1985; Desrochers et al., 1996).

Plus récemment, le MRNQ a entrepris de réviser la volcanologie et la stratigraphie de la région de Val-d'Or - Malartic (Pilote et al., 1998a, b; Scott et al., 2002). Ces travaux reprennent plusieurs des interprétations d'Imreh (1976, 1984). Pilote et al. (1999) subdivisent cette région en deux ensembles: (1) le Groupe de Malartic qui comprend les formations de La Motte-Vassan, de Dubuisson, de Jacola et (2) le Groupe de Louvicourt qui renferme les formations de Val-d'Or et d'Héva (figure 4). Les bordures de cette région sont soulignées par des unités sédimentaires en contact de failles: au nord, la Formation de Caste et au sud, la Formation de Cadillac.

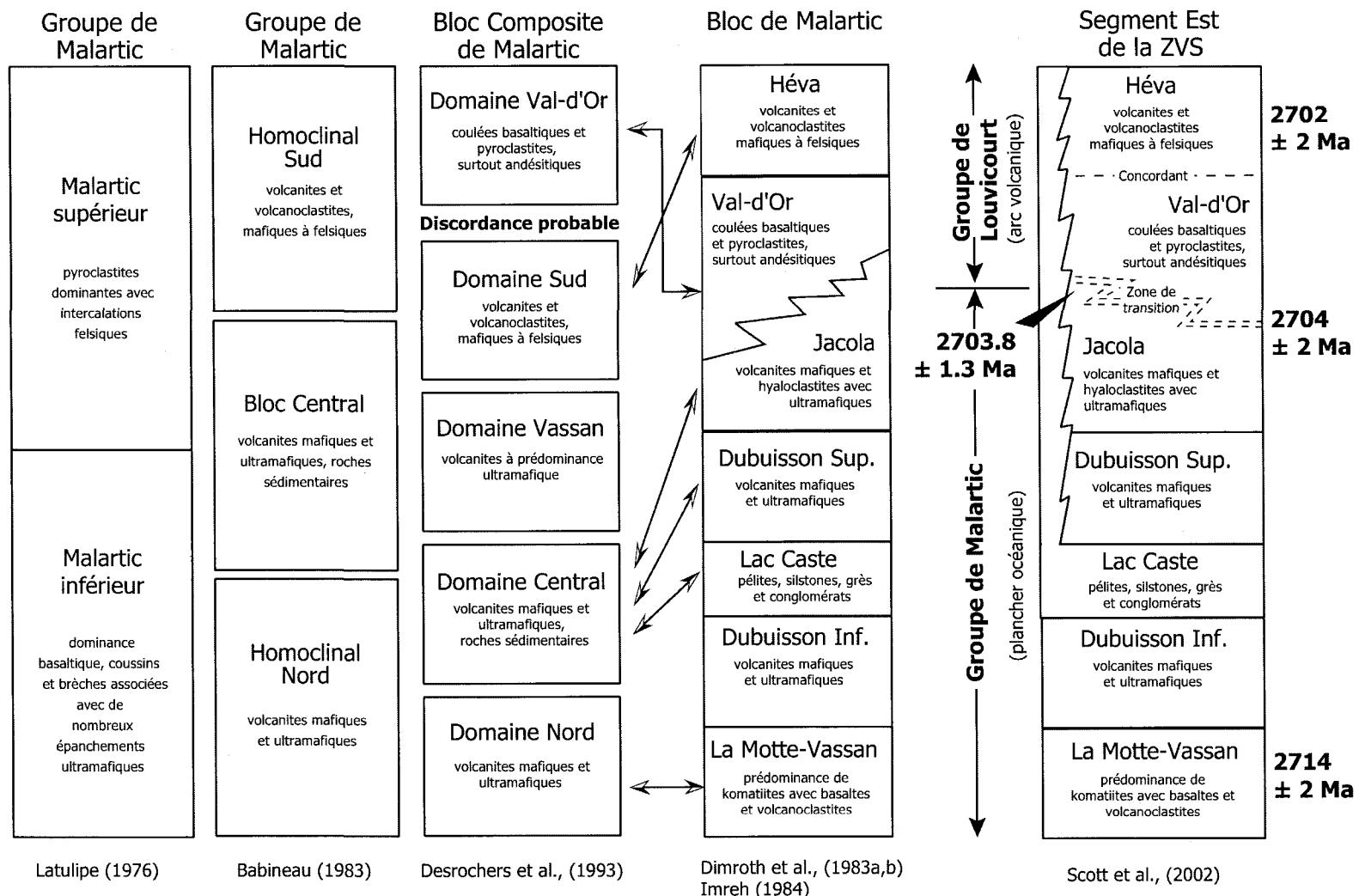


Figure 4: Évolution chronologique des différentes interprétations stratigraphiques et structurales du segment Est de la zone volcanique sud de la sous-Province de l'Abitibi, d'après de Scott et al., (2002).

Imreh (1976, 1984), Dimroth et al., (1982, 1983a, b), Pilote et al (1998a, b; 1999) et Scott et al., (1999, 2002) suggèrent un modèle constitué d'une séquence volcanique autochtone solidaire. Selon eux, la région de Val-d'Or - Malartic représente deux cycles volcaniques en continuité stratigraphique. Le Groupe de Malartic, constitué d'un ensemble de coulées ultramafiques et mafiques, représente le début du volcanisme fissural, issu d'un contexte de plume mantellique sur le plancher océanique (Dimroth et al., 1982; Dimroth et al., 1983a, b; Imreh, 1984). La Formation de La Motte-Vassan est en quasi-totalité composée, à la base, d'épanchements ultramafiques diminuant en volume vers les formations de Dubuisson et de Jacola. La Formation de Jacola représente la position stratigraphique la plus élevée où des volcanites ultramafiques sont retrouvées. Elle peut, en ce sens, correspondre à la fin de l'activité volcanique ultramafique et à la transition vers des contextes lithostratigraphiques caractérisés par un volcanisme de nature explosif et de composition tholéitique (Scott et al., 1999, 2002).

Le Groupe de Louvicourt, au nord, est composé de la Formation de Val-d'Or qui se compose de laves et de volcanoclastiques intermédiaires à felsiques d'affinité transitionnelle à calco-alcaline. Au sud, la Formation de Héva est composée de basaltes tholéitiques et d'andésites. Ainsi, le Groupe de Louvicourt serait engendré par une subduction qui aurait produit plusieurs centres volcaniques isolés, où une extension intra-arc aurait produit un nouveau volcanisme fissural tholéitique (figure 5) (Mueller et al., 1999a; Pilote et al., 1998b; 1999; Scott et al., 1999, 2002).

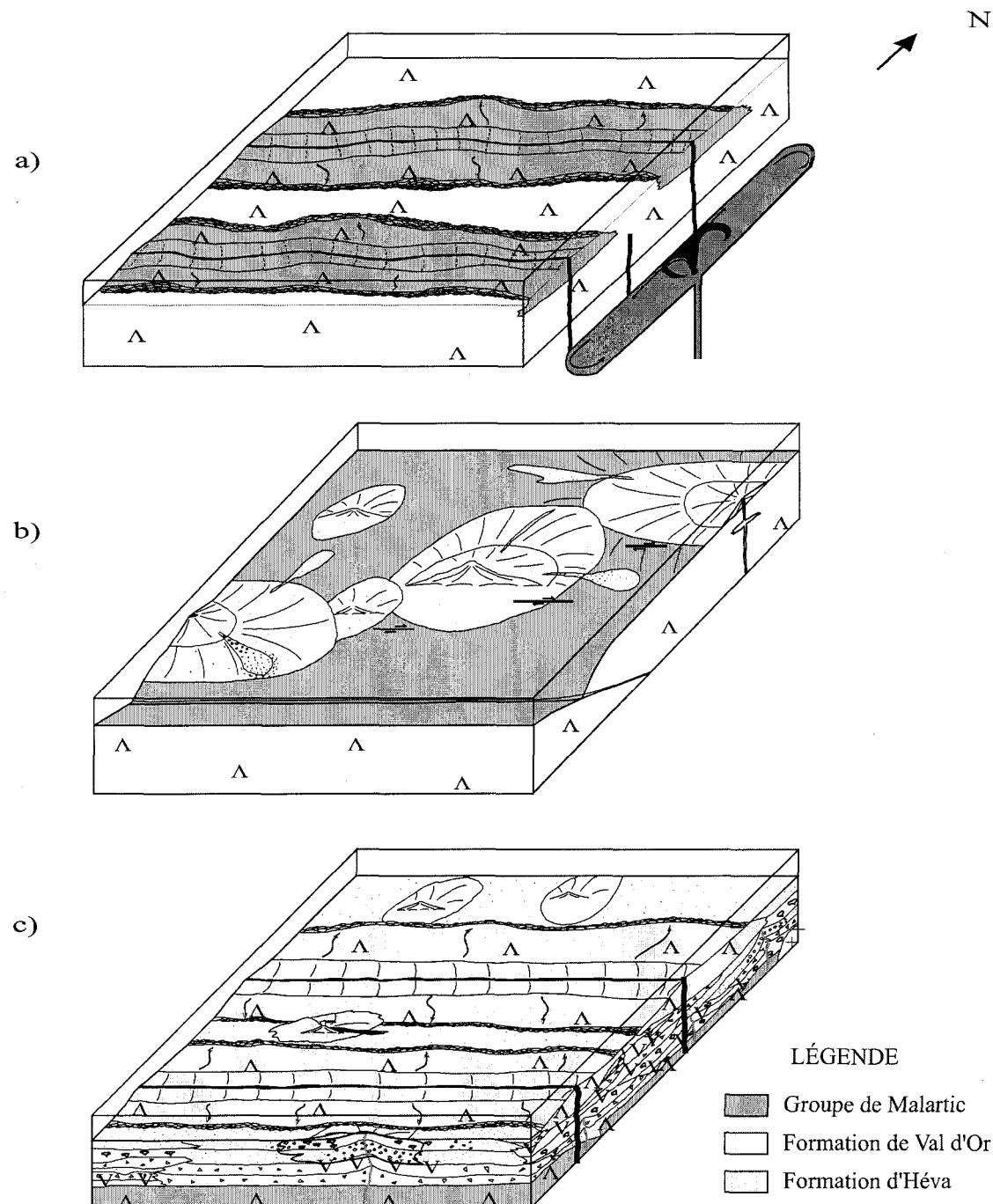


Figure 5: Modèle géologique de Scott et al., (1999). a) Volcanisme de type fissural à prédominance ultramafique issu d'un plume mantellique, b) Subduction du plancher océanique qui produit un volcanisme explosif et c) Nouveau cycle de volcanisme fissural basaltique.

De plus, des datations sur zircon par la méthode U-Pb indiquent un âge de 2714 ± 2 Ma (Pilote et al., 1998a) pour les roches volcaniques de la Formation de La Motte-Vassan et de 2702 ± 1 Ma (Pilote et al., 1999) pour la Formation d'Héva. Ceci implique la mise en place de la région de Val-d'Or - Malartic sur une période d'environ 12 Ma. Ces dates représentent des contraintes importantes pour tout essai de modélisation géotectonique.

1.6 Géologie locale

Le Groupe de Malartic couvre une superficie d'environ 2300 km^2 , allant du nord de la ville de Val-d'Or jusqu'à la zone tectonique de Destor-Porcupine-Manneville (figure 6). La division des formations volcaniques est basée principalement sur la prépondérance, la présence ou l'absence de coulées ultramafiques et de basaltes tholéitiques (Imreh, 1984). Lors de l'orogenèse kénoréenne, les roches de la région ont été érigées en un anticlinal, ce qui affecte la géométrie des unités lithologiques; l'anticlinal de La Motte représente d'ailleurs la structure principale de la région (Imreh, 1984). Il s'agit d'un pli déversé incliné vers le sud dont les deux flancs montrent une asymétrie lithologique.

Toutes les roches du secteur ont été métamorphisées au faciès des schistes verts. Cependant, les secteurs situés en bordure des intrusions tarditectoniques, tels les plutons de La Motte et de La Corne, présentent un métamorphisme plus élevé au faciès des amphibolites, tel qu'observé sur *Spinifex Ridge*. Afin de bien faire ressortir les différences entre chacune des formations comprises dans le Groupe de Malartic, une brève description des caractères lithologiques est établie ci-dessous.

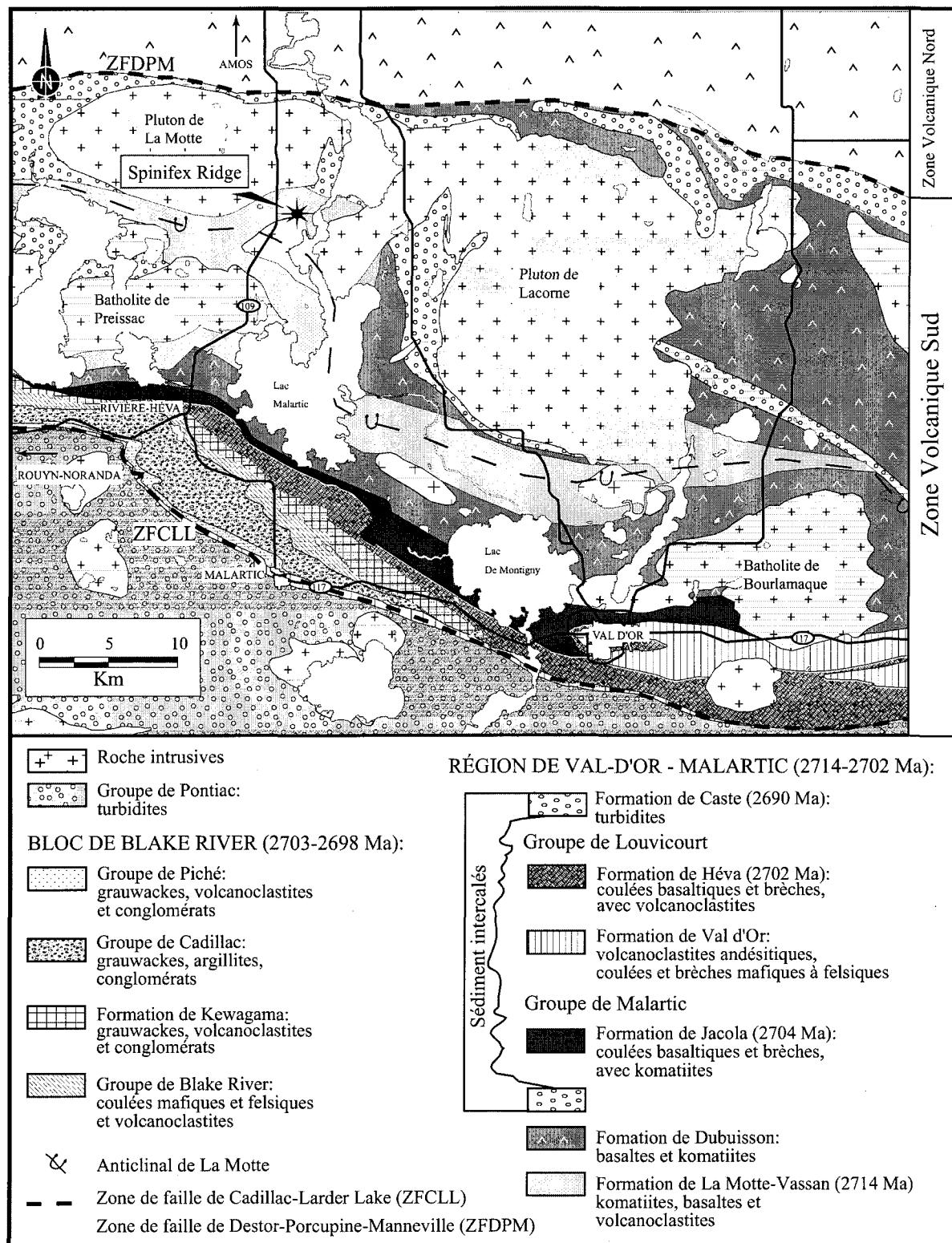


Figure 6: Géologie simplifiée du secteur d'étude dans la région de Val-d'Or - Malartic.

Les roches de la Formation de La Motte-Vassan (FMV) sont exposées le long de l'axe de l'anticlinal de La Motte. Ces roches sont en contact à l'ouest avec les roches sédimentaires de la Formation de Caste et à l'est, elles sont en contact avec les roches de la Formation de Dubuisson. La FMV affleure du côté nord du lac de Montigny et a une épaisseur apparente variable qui peut atteindre un maximum de 6 km. Elle se compose de komatiites, de basaltes tholéitiques et de basaltes magnésiens. La base de la séquence est en majorité constituée de komatiites avec quelques faibles intercalations de basaltes. Toutefois, une diminution de ces dernières est observée vers le sommet de la séquence (Imreh, 1984). Les komatiites sont principalement retrouvées sous deux morphofaciès: des coulées en feuillet classiques avec les textures de spinifex et des coulées en forme de tube ou en mégacoussins. Les coulées basaltiques sont généralement massives ou coussinées, et plus rarement bréchiques (Imreh, 1980).

La Formation de Dubuisson (FD) occupe les deux flancs de l'anticlinal de La Motte. Sur le flanc nord, elle est bordée par la zone tectonique de Destor-Porcupine et sur le flanc sud, elle correspond à la région située dans la partie centrale du lac de Montigny. Cette formation se compose essentiellement de basaltes coussinés et massifs avec des intercalations de puissances variées de coulées komatiitiques (Imreh, 1980). Les faciès de coulées ultramafiques et mafiques retrouvés sont semblables à ceux décrits dans la FMV, mais avec des proportions différentes.

La Formation de Jacola (FJ) se retrouve exclusivement sur le flanc sud de l'anticlinal de La Motte. La FJ est bordée au sud par le Groupe de Louvicourt, dans le secteur de la

ville de Val-d'Or. Elle est constituée d'un assemblage cyclique composé, de la base au sommet, de coulées komatiitiques, de basaltes et de volcanoclastites andésitiques. Les séquences peuvent être complètes ou tronquées. Les laves komatiitiques sont retrouvées sous formes de coulées massives avec, localement, des textures de spinifex. Les coulées basaltiques sont massives, coussinées et présentent parfois de faibles portions de brèches de coulée. Les basaltes magnésiens sont également présents en faible proportion. Ils sont facilement identifiés par leur couleur gris pâle caractéristique.

1.7 Travaux antérieurs dans le secteur de *Spinifex Ridge*

Les laves ultramafiques de la région de Val-d'Or - Malartic furent initialement considérées comme des corps intrusifs par Gunning et Ambrose (1940). Imreh (1974) fut le premier à identifier l'origine volcanique de ces roches dans les environs de Val-d'Or. Cette découverte est à l'origine d'une vaste révision systématique du cadre lithostratigraphique et structural de la région, dirigée par Imreh (1980, 1984) à différentes échelles. Du point de vue de la volcanologie physique et de l'architecture des coulées ultramafiques, des contributions particulièrement significatives consistent en un atlas photographique des coulées ultramafiques (Imreh, 1978) et des descriptions exhaustives des différentes morphologies des coulées ultramafiques (Imreh, 1980).

Suite aux campagnes de terrain d'Imreh, Gélinas et al., (1976) notèrent, dans le secteur de *Spinifex Ridge*, la présence de deux types de volcanoclastites: les types "A" et "B", qui résultent de processus volcaniques et sédimentaires. Selon eux, les volcanoclastites de type "A" seraient formées par l'interaction de composants volatiles provenant du magma

et de l'eau de mer lors de la mise en place des coulées, suggérant une origine hyaloclastique ou pyroclastique. Cette interprétation est basée sur des observations de terrain favorisant la présence de composants volatiles à l'intérieur du magma ultramafique. Le type "B" représenterait un chenal d'érosion créé par l'hydro-explosion de la lave ou une érosion sous-marine, voire une combinaison de ces deux processus. Des coupes stratigraphiques établies par Gélinas et al., (1976) sont représentées à la figure 7.

Par la suite, Lajoie et Gélinas (1978) suggèrent, d'après l'observation de différentes variations morphologiques d'unités ultramafiques dans le secteur de *Spinifex Ridge*, un mécanisme pour expliquer la différentiation des coulées différentes de celui de Pyke et al., (1973). Lajoie et Gélinas (1978) soulignèrent la présence d'un contact d'érosion entre les zones A et B. Ce contact est interprété comme étant l'évidence de l'écoulement continu de la lave. Selon eux, la zone A serait formée par la cristallisation des spinifex, impliquant une diminution du conduit de la lave. L'augmentation de la vitesse et de la turbulence de la lave, due à la diminution du conduit, serait à l'origine des structures et des textures de la zone B. Les coupes stratigraphiques de Lajoie et Gélinas (1978) présentent des textures de granoclassement et des couches parallèles et/ou obliques composées de cristaux d'olivine à l'intérieur de la zone B (figure 8).

Shareck (1983), dans un mémoire de maîtrise portant sur l'étude géochimique des komatiites du secteur de *Spinifex Ridge*, apporta de nouvelles informations sur ces roches. Il nota que les komatiites sont appauvries en terres rares légères $(La:Sm)_N \sim 0,2$ à 0,3, et démontrent un niveau d'enrichissement plat pour les terres rares lourdes de 5 à 7 x

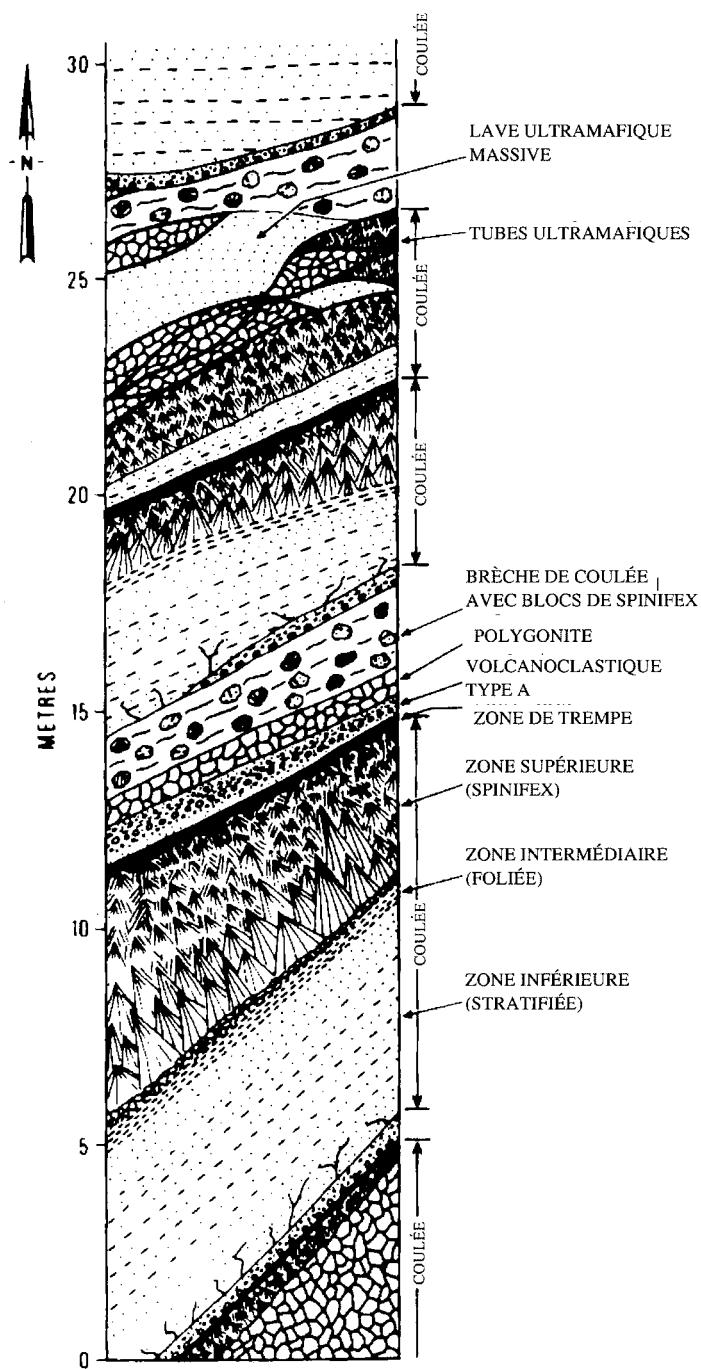


Figure 7: Schéma d'une coupe stratigraphique établie à partir d'affleurements situés dans le secteur de Spinifex Ridge démontrant la succession stratigraphique de certaines morphologies et textures, tirée de Gélinas et al., (1976).

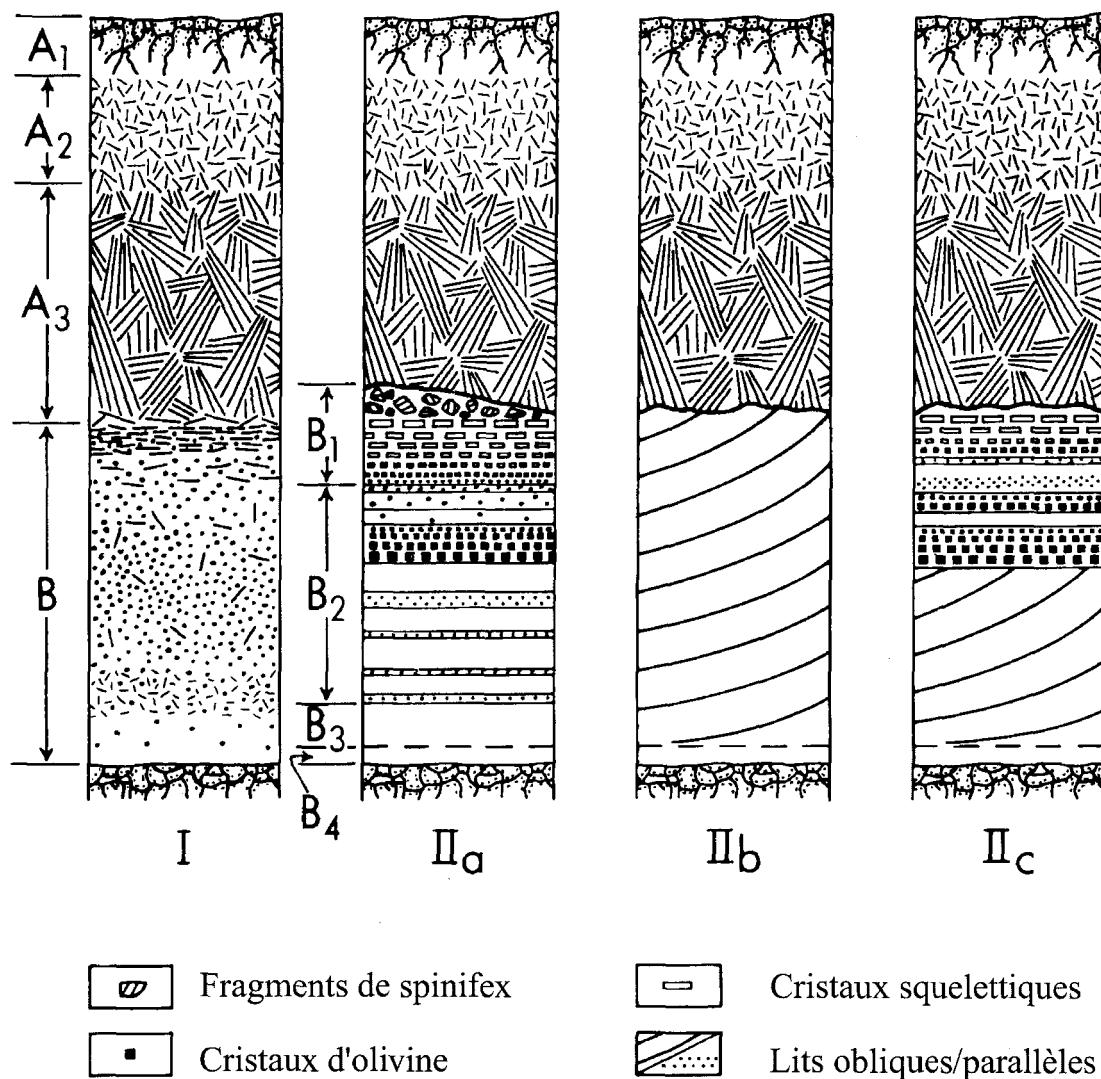


Figure 8: Schéma I: Coupe stratigraphique typique des komatiites, tirée de Pyke et al., (1973); Schéma IIa, IIb, IIc: Coupes stratigraphiques de différentes sections provenant du secteur de Spinifex Ridge, modifiée de Lajoie et Gélinas (1978).

chondrites. Ces profils géochimiques sont semblables à ceux des komatiites du comté de Munro en Ontario (Arndt et al., 1979). Une cyclicité, allant d'une komatiite à un basalte komatiitique, fut également observée sur une faible distance. Ceci fut interprété comme étant le résultat d'un nouvel apport de magma dans la chambre magmatique (Shareck, 1983). Outre ces auteurs, quelques géologues effectuèrent des survols de la région à une plus grande échelle (e.g. Babineau 1982, 1985; Parent 1985).

CHAPITRE 2

REVUE DE LA LITTÉRATURE SUR LES KOMATIITES

2.1 Introduction

Les coulées de laves ultramafiques, nommées komatiites d'après la localité-type en Afrique de Sud (Viljoen et Viljoen, 1969), ont été observées un peu partout à travers le monde dans les ceintures de roches vertes archéennes: au Canada (Pyke et al., 1973; Gélinas et al., 1976; Arndt et al., 1979; Barnes et al., 1983), au Zimbabwe (Bickle et Nisbet, 1993), en Australie (Barnes et al., 1988; Hill et al., 1987), au Brésil (Arndt et al., 1989) et en Finlande (Blais et al., 1986). Les komatiites sont communément associées à des laves tholéitiques et sont principalement retrouvées dans les terrains archéens et protérozoïques à l'exception de celles de l'île de Gorgona en Colombie qui sont d'âge Crétacé (Echeverría, 1982). Ces roches sont de rares témoins des premiers chapitres de la Terre; conséquemment, elles ont le potentiel de donner de l'information sur les conditions thermiques de la Terre au début des temps, sur la composition du manteau archéen et sur les anciens processus volcano-tectoniques (Huppert et Sparks, 1985).

Les komatiites sont des roches volcaniques qui se distinguent par une concentration en MgO supérieure à 18 % poids (anhydre), par la présence de spinifex (Arndt et Nisbet,

1982) ainsi que par une morphologie de coulée distincte. Leur faible viscosité, qui varie de 0,1 à 10 Pa/sec, permet à ces coulées de s'épancher sur des distances kilométriques à déca-kilométriques (Williams et Lesher, 1998). Les basaltes komatiitiques sont définis par une concentration en MgO variant de 9 à 18% poids (anhydre) et doivent présenter des liens génétiques avec les komatiites. Si les liens génétiques sont absents, le terme basalte magnésien est plutôt recommandé.

2.2 Caractères uniques

Les caractères uniques qui distinguent les komatiites des autres roches volcaniques sont: la texture de spinifex et la différentiation interne des coulées (Arndt, 1994). La texture de spinifex est marquée par un enchevêtrement de cristaux d'olivine et/ou de pyroxène, millimétriques à centimétriques, souvent aciculaires de forme dendritique ou squelettique. Elle est généralement retrouvée dans la partie supérieure d'une coulée ou moins couramment dans les marges d'un filon-couche ou dyke (Arndt et Nisbet, 1982). Les spinifex sont le résultat d'un refroidissement et d'une cristallisation rapide d'un liquide ultramafique (Donaldson, 1982). La texture de spinifex n'est pas nécessairement présente dans toutes les komatiites, mais elles sont toujours caractérisées par l'assemblage minéralogique olivine + chromite+ pyroxène.

Selon les descriptions détaillées des coulées komatiitiques de Pyke et al., (1973) et Arndt et al., (1979), une coulée individuelle comprend deux parties: les zones A et B qui indiquent des renseignements spécifiques sur leurs mécanismes de refroidissement et de cristallisation. La zone A se sépare en division A1, A2, A3 et la zone B en division B1, B2,

B3, B4 (figure 9). La zone A est caractérisée par la présence de spinifex tandis que la zone B est formée de phénocristaux d'olivine à texture de cumulats. Il est important de noter que cette classification des zones est généralisée, et que certaines zones peuvent être localement discontinues ou même absentes.

2.2.1 Zone A

La zone A résulte de la cristallisation fractionnée des cristaux d'olivine et représente l'épisode de refroidissement de la coulée. La division A1, composée de microspinifex, occupe la partie supérieure de la zone A. Elle est recouverte, au sommet de la coulée, par une zone de trempe à texture aphanitique. Les microspinifex sont formés de petits cristaux d'olivine en forme de lattes, disposés sans orientation préférentielle. La présence de fractures de refroidissement et de joints polygonaux est commune. Le passage graduel vers la division A2 est soulignée par l'augmentation du nombre et de la longueur des cristaux d'olivine squelettiques enchevêtrés (spinifex), disposés aléatoirement. La division A3 est caractérisée par une augmentation de la taille et de la disposition des cristaux. L'orientation des spinifex est préférentielle selon la direction normale de l'écoulement. L'arrangement des cristaux de spinifex est en forme d'éventail avec la pointe orientée vers le haut (figure 9).

La dimension, l'arrangement et la morphologie des cristaux formant la texture de spinifex varient du sommet vers la base. Une classification des variations morphologiques des spinifex est présentée par Donaldson (1982). Selon cette classification, l'organisation des cristaux d'olivine est décrite comme étant: des microspinifex dans la division A1; des

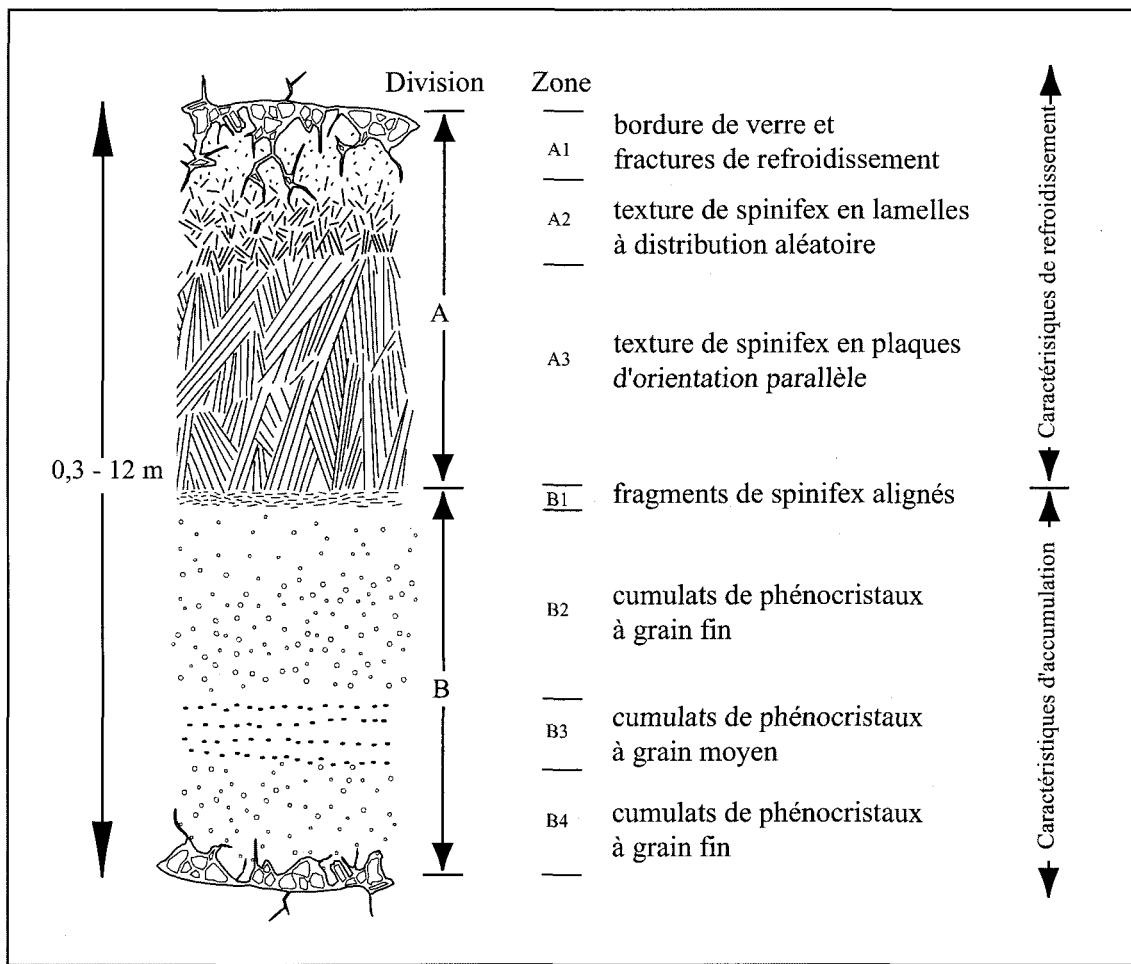


Figure 9: Schéma des divisions et zones pétrographiques observées dans les coulées komatiitiques, modifiées de Pyke et al., (1973).

spinifex en lamelles (“*bladed spinifex*”) ou radiants (“*radiating spinifex*”) dans la division A2 et des spinifex en feuillets (“*platy spinifex*”) dans la division A3. De plus, la matrice de verre renferme parfois des petits cristaux squelettiques de clinopyroxène entre les cristaux d’olivine. Ces cristaux squelettiques ont été décrits par Lofgren (1980) comme étant une texture en chaînettes (“*chain pyroxene*”) et en plumes (“*plumose*”).

2.2.2 Zone B

Le contact entre les zones A et B est franc, accentué par un contraste d’alignement des cristaux. De plus, une variation de la couleur de la roche en surface est fréquemment observée. La division B1 consiste en une mince couche foliée, formée par l’alignement de petits cristaux aciculaires disposés parallèlement à la coulée. Les divisions B2 et B4 sont essentiellement des péridotites d’aspect massif. Elles résultent de l’accumulation de phénocristaux équidimensionnels d’olivine dont la taille augmente vers l’intérieur de la zone. La division centrale, B3, est contrastée par sa distribution irrégulière de cristaux d’olivine à grains plus grossiers. Elle démontre parfois une surface d’érosion rugueuse (“*knobby weathering*”). Finalement, la base de la division B4 est caractérisée par une zone de trempe semblable à celle que l’on retrouve au sommet de la coulée dans A1. Elle est généralement moins bien développée.

2.3 Pétrogenèse

Le recueil des données disponibles sur les komatiites archéennes est un instrument essentiel pour déterminer la température maximale d’éruption à l’Archéen. Nisbet et al.,

(1993) offre une révision des paramètres disponibles pour estimer la température potentielle du manteau archéen d'après les komatiites. Selon eux, les principaux indicateurs qui aident à déterminer la température du manteau archéen sont: 1) la teneur en MgO; 2) le contenu de forstérite dans l'olivine; 3) la partition du nickel ou d'autres éléments traces entre le liquide et les premières phases de cristallisation des phénocristaux. L'un des dénouements importants de cette révision est l'intervention des travaux de Barnes et al., (1983) et Arndt (1986) concluant que la texture de spinifex en lamelles d'orientation aléatoire (A2) est plus représentative de la composition du liquide tandis que la texture à spinifex en feuillets d'orientation préférentielle (A3) est plutôt représentative d'un cumulat. Ces observations ont donc permis d'échantillonner la meilleure partie des coulées komatiitiques afin d'estimer la température du manteau à l'Archéen.

La teneur en MgO d'un liquide est directement reliée à la température de celui-ci lorsqu'il atteint la surface. Ainsi, le recensement des données disponibles sur les komatiites conclut que la composition en olivine de ces roches peut contenir une teneur maximale en MgO de 29 % poids, ce qui correspond à une température d'éruption de 1580°C (Nisbet et al., 1993). La teneur élevée en MgO, les faibles concentrations d'éléments incompatibles et le rapport chondritique suggèrent un taux de fusion partielle élevé pouvant atteindre plus de 40 % (Campbell et al., 1989). Pour produire une température et un taux de fusion aussi élevé et favoriser la formation d'un liquide riche en magnésium, une source profonde dans le manteau est nécessaire. Plusieurs auteurs (Campbell et al., 1989; Takahashi, 1990; Nisbet et al., 1993; Arndt, 1994) favorisent la montée d'un panache mantellique, provoquée par une instabilité thermique, comme véhicule de mise en place des komatiites. Selon

Herzberg (1992), la source des komatiites, à l'Archéen, devait avoir une température de 300 à 400 °C plus élevée que la température ambiante du manteau. Ainsi, la température potentielle du manteau à l'Archéen correspond à 1900 °C (Nisbet et al., 1993).

Une grande quantité de matériau en fusion et capable de flotter est requise à la source du panache avant que celui ne puisse commencer à se déplacer. Une fois la quantité requise atteinte, un conduit ou une queue sert de voie d'accès pour la montée rapide du matériel chaud de faible viscosité (Campbell et al., 1989). L'ascension du panache prend fin lorsqu'il se heurte à la base de la lithosphère où il va s'aplatir et s'étaler latéralement sur plus de 1000 km (Griffiths et Campbell, 1990). Un approvisionnement suffisant de matériel chaud permet, pendant un certain temps, d'alimenter la tête du panache à la lithosphère et peut même permettre au panache de changer de morphologie. Le soulèvement du panache peut également causer l'amincissement et l'extension de la lithosphère sus-jacente (continentale ou océanique). Un épisode d'extension d'une magnitude suffisante combiné à l'affaiblissement de la lithosphère par la chaleur permet au liquide (magma) riche en magnésium de migrer vers la surface par les fractures générées lors de l'extension. La mise en place rapide du grand volume d'un magma peut réduire au minimum les effets de la cristallisation fractionnée et occasionner l'élévation de la croûte étirée produisant une éruption de magma primitif.

Par ailleurs, Campbell et al., (1989) expliquent l'association spatio-temporelle entre les tholéïites et les komatiites selon le positionnement du magma dans le plume mantellique. Ainsi, les komatiites proviendraient de matériel fusionné à haute température,

situé au centre de l'axe de la queue du plume; les basaltes, quant à eux, proviendraient de la fusion du matériel refroidi situé dans la tête du plume.

2.4 Propriétés physiques

L'éruption des komatiites n'ayant jamais été observée, aucune information ou donnée n'est disponible pour préciser la grosseur, le style ou la durée d'éruption des komatiites; les vestiges des caractéristiques volcaniques observées sur le terrain demeurent les seules informations disponibles sur les komatiites. Les paramètres normalement utilisés par les volcanologues pour interpréter le comportement et les propriétés physiques de la lave reposent sur des expériences de laboratoire (Lesher et al., 1984; Huppert et Sparks, 1985; Williams et Lesher, 1998), des modélisations mathématiques (Cas et al., 1999) et des comparaisons avec des laves de type pahoehoe (Hon et al., 1994; Self et al., 1998).

Les propriétés physiques de la lave résultent de la composition des komatiites; riches en magnésium (18-30 % poids) mais faibles en silice et éléments alcalins (Arndt, 1986; Barnes, 1985; Nisbet et al., 1993). Le magma komatiitique typique présente les propriétés suivantes: une viscosité faible (0.01-10 Pa/sec), une densité élevée (2,7-2,8 g/cm³), une température élevée du liquidus (1400-1600 °C), un grand intervalle entre le liquidus et le solidus (jusqu'à 450 °C), et une enthalpie élevée (ca. 200 cal/g) (Lesher et al., 1984; Huppert et Sparks, 1985; Williams et Lesher, 1998). La faible viscosité de la lave a permis aux komatiites de s'étendre sur des centaines de kilomètres, comme les basaltes de plateau (Lesher et al., 1984; Hill et al., 1990, 1995).

La plupart des travaux réalisés sur les komatiites soulignent la nature extrusive des komatiites. Les fractures de refroidissement, les coussins et surtout les textures exotiques des cristaux de spinifex sont perçus comme les principales évidences de terrain associées à l'origine extrusive des komatiites (Arndt et al., 1979; Thomson, 1989; Hill et al., 1990, 1995). De nombreux faciès de coulée sont observés dans les komatiites: des coulées massives, des coussins, des coulées avec ou sans texture de spinifex, des coulées en feuillet, des coulées en chenal et même des lacs de lave (Arndt et al., 1979; Imreh, 1980; Arndt, 1986; Thomson, 1989; Hill et al., 1990, 1995). Les différents faciès sont retrouvés sous une variété d'épaisseur, allant d'une centaine de mètres à une dizaine de centimètres.

Plusieurs tentatives de classification des faciès des komatiites ont été réalisées par Imreh (1980), Thomson (1989) et plus récemment Hill et al., (1995). Ces trois études proposent des classifications différentes basées sur des critères distincts qui parfois se recoupent. La classification des morphofaciès d'Imreh (1980) est établie en fonction des critères (textures volcaniques) observables à la surface et à l'intérieur des coulées. La classification de Thomson (1989) est basée sur des types de coulée en fonction de la présence et de la proportion des divisions A et B. Finalement, la classification de Hill et al., (1995) est fondée sur des lithofaciès en fonction du taux de différentiation interne, de la proportion de cumulat à l'intérieur des coulées et de l'épaisseur des coulées. La terminologie utilisée dans ces différentes classifications peut quelquefois semer la confusion. Pour l'instant, aucune classification concrète n'est acceptée de tous; il est donc absolument nécessaire de bien décrire et justifier toutes les observations faites sur le terrain.

Un intérêt considérable est porté aux komatiites archéennes dont la particularité tient au fait qu'elles sont originaires d'un ancien liquide ultramafique unique. Les komatiites sont très intéressantes parce qu'elles fournissent de l'information sur: 1) le volcanisme au début de la formation de la Terre (Arndt et al., 1979; Hill et al., 1990, 1995), 2) la structure thermique et géochimique du manteau archéen (Herzberg, 1992, 1995; Nisbet et al., 1993) et 3) la genèse magmatique des gisements de sulfures de Ni-Cu-ÉGP (Lesher et al., 1984; Naldrett, 1989).

CHAPITRE 3

FACIÈS VOLCANIQUES

3.1 Introduction

La volcanologie physique permet à l'aide d'évidences macroscopiques et microscopiques d'identifier les processus génétiques liés à l'éruption, au transport et au dépôt des roches ignées. Les textures, structures, et morphologies observées dans les roches volcaniques proviennent des contraintes présentes lors de leur mise en place et peuvent être modifiées par des processus syn- et/ou post-volcaniques (McPhie et al., 1993).

L'objectif de cette section est de qualifier et de quantifier les coulées des zones cartographiées. Une description exhaustive des morphofaciès de coulée sera d'abord présentée. Les termes utilisés pour décrire la morphologie des coulées komatiitiques sont empruntés aux basaltes tholéïitiques en tenant toutefois compte des différentes caractéristiques associées aux komatiites (température, viscosité et composition) qui produisent des textures de coulée reliées à des matériaux surchauffés (Mueller et al., 1999). La terminologie doit être ici utilisée avec prudence; les termes utilisés dans ce texte servent à des fins descriptives et ne font aucune référence au milieu de mise en place des coulées de lave.

3.2 Terminologie

Le faciès volcanique est représenté par l'écoulement de la lave; l'analyse des faciès des roches volcaniques devrait donc être principalement basée sur la distribution des faciès "d'unité d'éruption individuelle" (Dimroth et al., 1985). L'unité d'éruption est définie comme le résultat d'une seule éruption; ses produits peuvent inclure plusieurs jaillissements de lave et présenter différents types de morphologie d'un endroit à l'autre (Macdonald, 1972). Cependant, les terrains précambriens permettent difficilement de reconnaître les unités d'éruption: Dimroth et al. (1985) suggèrent alors d'utiliser la distribution des faciès de coulée. Une coulée de lave est définie par Walker (1971) comme un corps de lave circonscrit résultant d'un ou plusieurs épisodes d'éruption, subdivisé en deux types de coulée: simple et composite. La coulée simple est principalement localisée à la source (près de la fissure) et ne peut être divisée en unités de refroidissement individuelles. La coulée composite est retrouvée au front de l'écoulement et se segmente en une multitude de coulées (lobes) facilement divisibles en plusieurs unités de refroidissement individuelles. Une coulée en ce sens représente soit une partie d'une unité d'éruption ou une unité d'éruption entière (Dimroth et al., 1985).

Initialement, à la source d'une effusion, la forme et la dispersion de la lave ultramafique sont contrôlées par les propriétés propres à l'éruption, telles que le volume, le débit et l'environnement. Une fois à la surface, les propriétés rhéologiques de la lave originale varient et modifient son comportement, ce qui génère différentes morphologies d'unités de refroidissement ou de coulées. La cartographie à petite échelle des komatiites en

terrain précambrien permet d'observer ces morphologies en deux dimensions. Ainsi, la distribution individuelle de ces faciès morphologiques ou morphofaciès facilite l'analyse de leur position dans la stratigraphie.

Le terme morphofaciès, initialement utilisé par Imreh (1980), est défini ici comme une unité de refroidissement qui a des caractéristiques physiques propres, indicatrices des conditions de dépôt et de formation. Chacun des morphofaciès est pourvu d'une organisation interne distincte principalement contrôlée par la viscosité, la composition, la température, la présence de composants volatiles et la distance de la source d'effusion de la lave. La présence des différents morphofaciès, leurs distributions (verticale et horizontale) ainsi que la répartition des structures et textures internes associées, sont les principaux paramètres permettant de caractériser les roches volcaniques.

3.3 Type de morphofaciès sur *Spinifex Ridge*

La cartographie détaillée des affleurements Ouest et Est de Spinifex Ridge (figure 10 et **Carte A**) a révélé deux types de morphofaciès: (1) les coulées en feuillet (*sheet-flows*) et (2) les coulées en forme de tube (*tube-shaped flows*). Il existe cependant une autre morphologie qui ne correspond pas à la classification mentionnée ci-haut, une coulée dite "épaisse". Cette coulée est unique et représente un cas isolé sur l'affleurement. Malheureusement, le manque d'informations, qualitatif et quantitative, rend difficile la classification de cette coulée dans un nouveau type de morphofaciès; ainsi elle ne sera pas discutée en détails dans ce chapitre. Cette étude est principalement consacrée à la dimension, la géométrie, les caractéristiques et la distribution des morphofaciès. Toutefois,

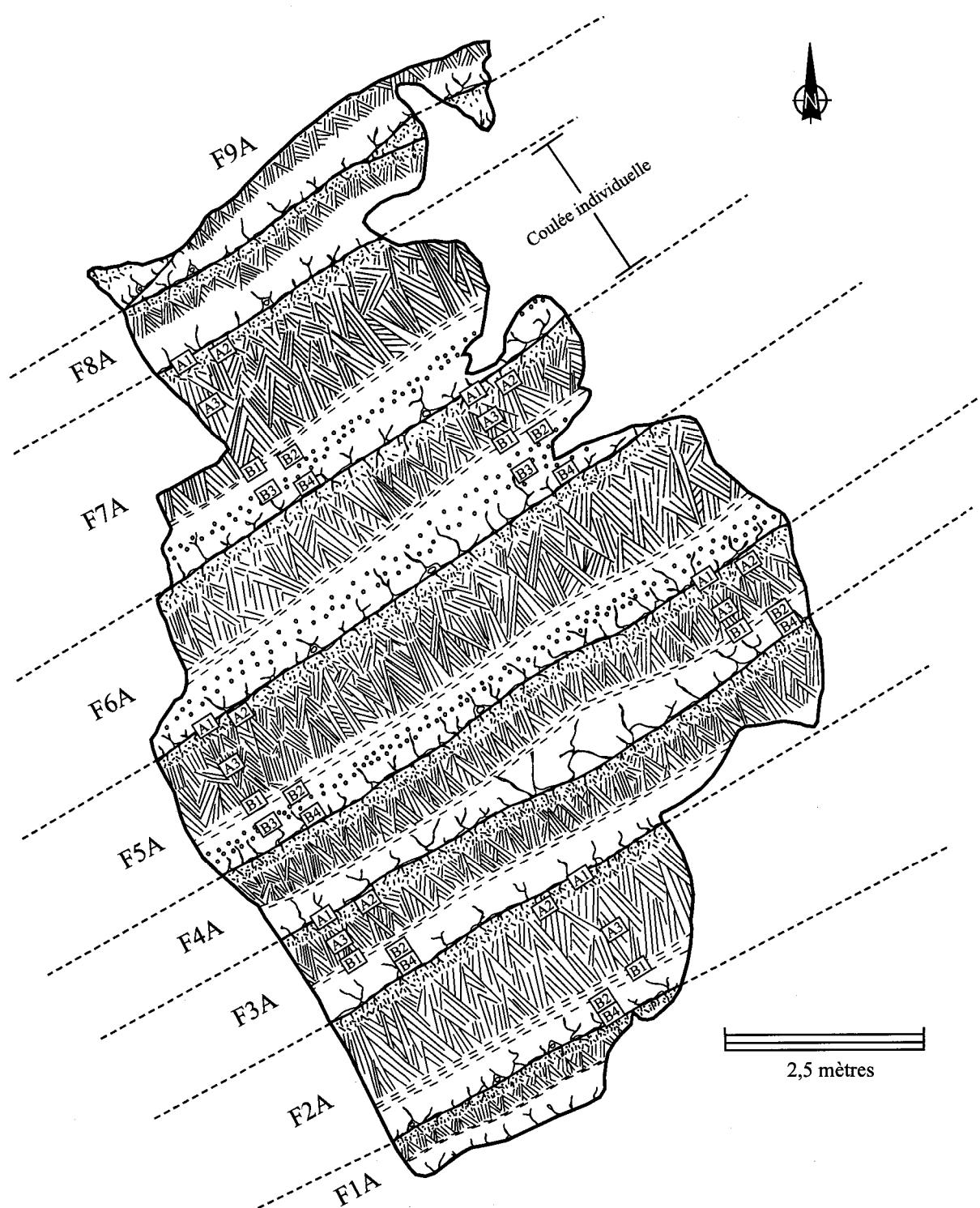


Figure 10: Affleurement Ouest de la figure 2, secteur de Spinifex Ridge. Ensemble de coulées qui représente le morphofaciès classique des komatiites.

les attributs uniques reliés à cette coulée épaisse permettent d'apporter, de façon globale, une meilleure compréhension sur le comportement des laves ultramafiques.

3.4 Dimension des coulées

Avant d'aborder la description détaillée des deux types de morphofaciès, il est intéressant d'examiner les dimensions des coulées individuelles. La présence des différents morphofaciès peut être quantifiée par une étude statistique de la dimension et de la forme des coulées. Les variables utilisées pour diviser les morphofaciès sont les mesures du grand et du petit axe des coulées complètes, à l'exception de certaines coulées qui ont une extension latérale qui dépasse l'aire d'affleurement. Le grand axe représente la largeur d'une coulée et il est plus ou moins parallèle à la stratigraphie. Le petit axe représente quant à lui l'épaisseur maximale de la coulée et il est généralement localisé au centre de la coulée. Finalement, pour comparer les morphofaciès entre-eux, un rapport d'étendue est calculé, soit le grand axe (largeur) divisé par le petit axe (épaisseur).

Il est important de noter que les mesures des coulées en feuillet sont prises selon les proportions apparentes de l'affleurement. La largeur de la plupart des coulées en feuillet étudiées dépasse les dimensions de l'affleurement cartographié (Annexe A). Ainsi une largeur dite "estimée" a été calculée pour les coulées de moins de 10 m d'exposition basée sur l'équation de la pente des coulées en feuillet ayant une largeur plus grande que 10 m arrondie au 5 m près dite largeur "acceptable" (annexe A). Les estimations moyennes de la largeur et du rapport d'étendue mentionné ci-bas sont sans doute beaucoup plus grandes en

réalité. Cependant, la comparaison entre les deux types de morphofaciès de coulée permet de faire des distinctions fondamentales entre ceux-ci.

Les deux aires d'affleurement présentent le morphofaciès de coulée en feuillet; cependant les dimensions sont plus grandes sur l'affleurement Ouest que celles de l'affleurement Est. Les dimensions moyennes des 9 coulées de l'affleurement Ouest (figure 10) sont 1,37 m d'épaisseur (min. 0,75 m et max. 2,24 m), 38,24 m de largeur (min. 8,12 m et max. 81,14 m) avec un rapport d'étendue $> 24,72$. Les dimensions moyennes des 20 coulées de l'affleurement Est (**carte A**) sont de 1,05 m d'épaisseur (min. 0,59 m et max. 1,7 m), 23,25 m de largeur (min. 10,42 m et max. 40 m) avec un rapport d'étendue $> 22,52$. Ainsi, les dimensions moyennes des coulées en feuillet de cette étude sur *Spinifex Ridge* sont 1,15 m d'épaisseur, 27,90 m de largeur avec un rapport d'étendue $> 23,20$ (tableau 1, annexe A).

Tableau 1: Comparaison des dimensions des morphofaciès en mètres.

Morphofaciès	Type de mesure	Minimum	Maximum	Moyenne
Feuillets (n=29)	Largeur (m)	8,12	81,14	27,90
	Épaisseur (m)	0,59	2,24	1,15
	Rapport d'étendue	10,79	36,18	23,20
Tubes réguliers (n=45)	Largeur (m)	1,55	10,20	4,90
	Épaisseur (m)	0,30	1,50	0,78
	Rapport d'étendue	3,48	13,56	6,34
Mégatubes (n=1)	Largeur (m)	27,65	32,14	29,89
	Épaisseur (m)	2,04	2,13	2,09
	Rapport d'étendue	12,98	15,74	14,36

L'exercice de compilation des dimensions du morphofaciès des coulées en forme de tubes a également révélé la présence de deux variétés de tubes: (a) les tubes réguliers et (b) les mégatubes. Les tubes réguliers sont plus communs (45 tubes) et petits tandis que les

mégatubes sont plus rares (2 tubes) et beaucoup plus gros (**carte A**). Les tubes réguliers ont des dimensions moyennes de 0,78 m d'épaisseur (min. 0,30 m et max. 1, 50 m), 4,90 m de largeur (min. 1,55 m et max. 10,20 m) et un rapport d'étendue de 6,34. Les mégatubes ont des dimensions moyennes beaucoup plus grandes avec 2,09 m d'épaisseur, 29,89 m de largeur et un rapport d'étendue de 14,36 (tableau 1, annexe A). Tout comme les coulées en feuillet, les deux mégatubes ont également une largeur qui dépasse les dimensions de l'affleurement Est mais malheureusement aucune donnée n'est disponible pour nous permettent de l'estimer.

La figure 11 est un diagramme qui compare la distribution des mesures des grands et petits axes des coulées. Les deux types de morphofaciès dominant montrent des pentes distinctes lorsqu'une ligne de tendance est tracée à travers le nuage de points. Les coulées en feuillet présentent une pente de 0,02, tandis que les coulées en forme de tube présentent une pente de 0,1. La faible quantité de données sur les mégatubes ne permet pas de tracer une pente à travers le nuage de points.

3.5 Description des morphofaciès

La géométrie, les textures et les structures des coulées sont les principales caractéristiques utilisées pour mieux comprendre et estimer les propriétés rhéologiques ainsi que leurs conditions d'éruption et de mise en place. La description détaillée des différentes caractéristiques associées aux coulées de Spinifex Ridge va permettre d'identifier, de classer et de mieux comprendre les deux types de morphofaciès.

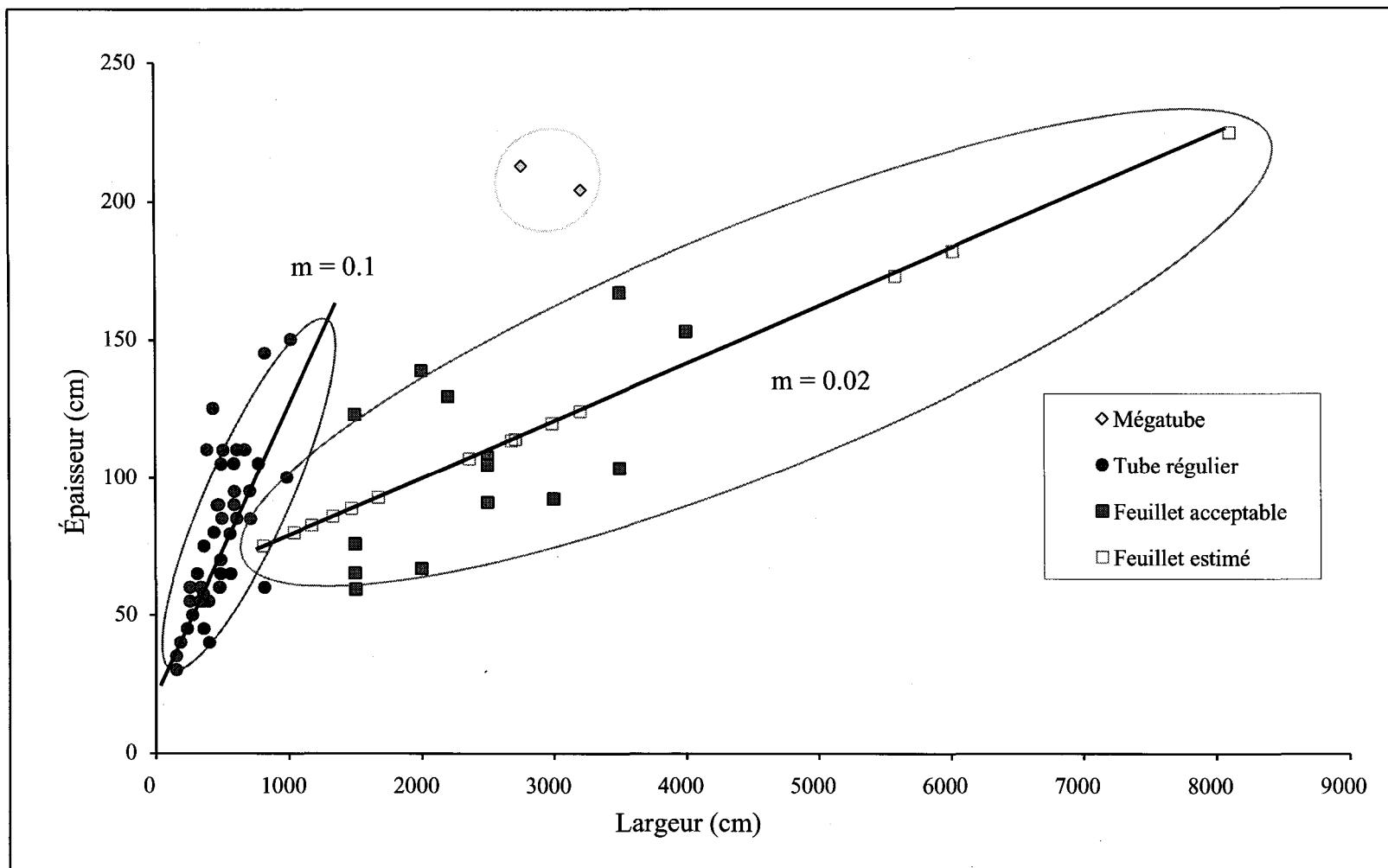


Figure 11: Diagramme comparant les grands axes et les petits axes des deux types de morphofaciès ainsi que la valeur de leur pente respective.

3.5.1 Coulées en feuillet

L'affleurement Ouest est entièrement composé de coulées en feuillet (figure 10) et présente les zones texturales communes aux komatiites; toutefois, il n'expose que 8 m d'extension latérale (largeur de la coulée). L'affleurement Est ([carte A](#)) est constitué de 30% de coulées en feuillet (figure 12) et permet de mieux examiner l'extension latérale des coulées; cependant, aucune extension latérale complète n'a été observée.

Les coulées en feuillet ont une forme tabulaire aplatie (planche 1A) avec des terminaisons latérales biseautées et pointues orientées vers la base de la coulée. Ces coulées sont caractérisées par une extension latérale beaucoup plus grande que leur épaisseur. Une mince zone de trempe est retrouvée sur tout le pourtour de la coulée. Le contact inférieur de la coulée est net mais ondule parfois pour s'ajuster à la topographie des coulées sous-jacentes. Le contact supérieur varie de plat et régulier à rarement ondulant. Les limites de ces contacts sont nettes et les vésicules ou amygdales n'ont pas été observées sur l'affleurement.

La zone de trempe ou croûte supérieure et inférieure prend l'aspect d'une bande brunâtre d'une épaisseur moyenne de 0,5 à 1,1 cm, facilement observable à certains endroits à cause de sa faible résistance à l'altération. En général, à petite échelle, cette bande oscille légèrement avec une amplitude d'environ 5 cm sur une distance de 1 m. La zone de trempe supérieure démontre une variation plus importante à grande échelle. La zone de trempe inférieure s'adapte mieux à la forme de la surface sous-jacente sur laquelle elle s'est répandue.



Figure 12: Localisation et étendue de 32 coulées en feuillet sur l'affleurement Est de Spinifex Ridge.

PLANCHE 1

Coulée en feuillet

Planche 1A: Empilement de 4 coulées de lave komatiitique en feuillet de forme tabulaire aplatie sur l'affleurement Est. Une surface d'érosion est observée au sommet de la coulée IV. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le carnet mesure 19 cm.

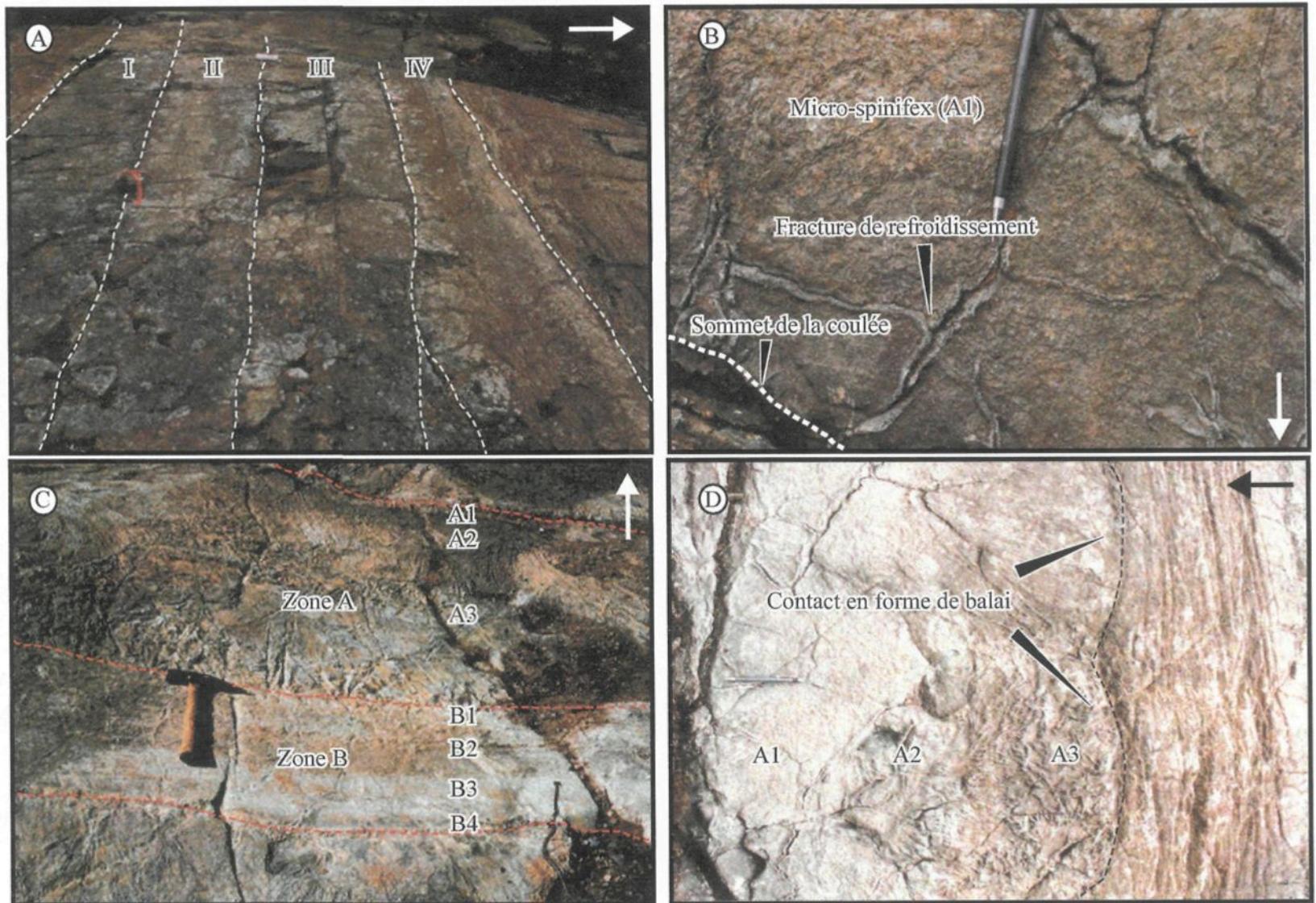
Planche 1B: Textures de refroidissement associées au sommet des coulées en feuillet. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le crayon mesure 15 cm.

Planche 1C: Divisions internes A1, A2, A3, B1, B2, B3 et B4 d'une coulée komatiitique classique sur l'affleurement Ouest. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le marteau mesure 32 cm.

Planche 1D: Divisions A1, A2, et A3 à l'intérieur de la zone A avec un contact ondulé en forme de balai avec la zone B dans une coulée en feuillet sur l'affleurement Est. La flèche noire indique le sommet stratigraphique. Le crayon mesure 15 cm.

Planche 1

* La flèche (→) indique le sommet stratigraphique.



La zone de trempe est reliée aux fractures de refroidissement, qui donnent naissance aux joints polygonaux (planche 1B). Les fractures de refroidissement, en forme de lèvres retroussées, varient de 7 à 42 cm de longueur et elles sont retrouvées en marge des coulées. Elles mesurent environ 1 cm d'épaisseur et se propagent vers l'intérieur de la coulée tout en s'amincissant pour atteindre une épaisseur minimale de 0,2 mm. Les fractures de refroidissement situées au sommet des coulées sont dispersées et pénètrent moins profondément vers l'intérieur (7 à 16 cm). Celles retrouvées à la base des coulées sont beaucoup plus fréquentes et plus longues (jusqu'à 42 cm). Le système de fractures est généralement sub-perpendiculaire aux coulées et il ne se développe pas sur toute l'épaisseur de la coulée.

Ces coulées renferment les zones A et B (planche 1C). Les deux aires d'affleurements présentent les mêmes caractéristiques texturales; cependant, le rapport des zones A/B des coulées en feuillet est plus grand sur l'affleurement Ouest que sur l'affleurement Est. Les 9 coulées de l'affleurement Ouest ont un rapport de 83,92 cm / 52,83 cm pour une valeur de 1,54 tandis que les 20 coulées de l'affleurement Est ont un rapport des zones A/B de 51,11 cm / 53,47 cm pour une valeur de 1,04. Ainsi, le rapport moyen des zones A/B des coulées en feuillet de *Spinifex Ridge* est de 61,30 cm / 53,27 cm pour une valeur de 1,20 (tableau 2, annexe B).

Tableau 2: Épaisseurs et rapport des zones A/B des coulées en feuillet sur Spinifex Ridge.

Affleurement	Mesure	Minimum	Maximum	Moyenne
Ouest (n=9)	Zone A (cm)	37,50	144,20	83,92
	Zone B (cm)	36,85	80,05	52,83
	A/B	0,99	2,54	1,54
Est (n=20)	Zone A (cm)	25,29	89,41	51,11
	Zone B (cm)	23,53	107,05	53,47
	A/B	0,43	1,85	1,04
Ouest + Est (n=29)	Zone A (cm)	25,29	144,20	61,30
	Zone B (cm)	23,53	107,05	53,27
	A/B	0,43	2,54	1,20

La zone A est d'un brun rouille rosâtre en surface et d'un bleu noir très foncé en cassure fraîche avec une épaisseur moyenne de 61,30 cm. L'épaisseur de cette zone, au centre d'une même coulée, varie parfois. Par exemple, dans la coulée F2B (Annexe A), la zone A varie de 52,35 à 12,35 cm sur 5,30 m. La zone A renferme les divisions A1, A2, A3 (planche 1D). La division A1, constituée d'une zone de trempe et de quelques fractures de refroidissement, mesure environ 9 cm d'épaisseur. Le passage vers la division A2, d'une épaisseur de 18 cm, s'effectue graduellement selon la proportion et la dimension des cristaux d'olivine distribués aléatoirement. Le contact entre les divisions A2 et A3 est également graduel et principalement marqué par le changement de l'organisation des cristaux d'olivine, regroupés et alignés sub-parallèlement à la stratigraphie. La division A3 a une épaisseur variant de 20 cm à plus de 144 cm. Les extrémités de la division A3 ont parfois une forme concave répétitive (planche 1D), telle la forme d'un balai, sur environ 30 cm (e.g. F14B; Annexe A).

Le contact entre les zones A et B est franc. Il est accentué par un changement de la patine qui passe d'un brun rosâtre à un brun rougeâtre. La zone B des coulées en feuillet

possède une épaisseur moyenne de 53,27 cm. La division B1 (planche 2A) est constituée de petits cristaux d'olivine, d'une longueur de 2 à 5 mm, allongés parallèlement au sommet de la coulée. Cette division est la seule qui différencie les coulées en feuillet des affleurements Ouest et Est. Sur l'affleurement Ouest, 7 des 9 coulées en feuillet révèlent la présence de la division B1 continue avec une épaisseur variant de 3 à 15 cm. Au contraire sur l'affleurement Est, la division B1 est généralement absente. La division B1 varie de 1 à 3 cm d'épaisseur et est parfois discontinue lorsque présente (e.g. F13B; Annexe A). Cette division B1 est la seule à ne pas s'être retrouvée en tout temps dans les coulées en feuillet. Les divisions B2 et B4, d'une épaisseur moyenne de 16 cm chacune, sont recoupées par la division B3 qui mesure environ 18 cm d'épaisseur. Cette division B3 est facilement observée car elle renferme une concentration élevée de laminations sub-parallèles à la coulée. Ces dernières ont un espacement de 1 à 2,5 cm entre elles, accentué par l'altération de surface (planche 2B). Sur l'affleurement Est, on peut occasionnellement observer des blocs sub-angulaires à sub-arrondis, de 7,6 à 16,8 cm de diamètre, plus résistants que la roche encaissante et qui flottent au centre de la division B3 (planche 2C, 2D).

Dans la zone A, une variation latérale des spinifex, du centre de la coulée vers les extrémités, est observée. La taille, le nombre et l'orientation des spinifex se modifient dès que les contacts supérieur et inférieur d'une coulée commencent à courber pour se rejoindre en forme de pointe. Cette transition latérale est graduelle sur une distance de 1,7 à 2,5 m. La texture de spinifex varie, passant de spinifex en lattes à microspinifex, à des extrémités aphanitiques. Cette transformation est également accompagnée d'une réduction de

PLANCHE 2

Caractéristiques de la zone B

Planche 2A: Zone B1 de faible épaisseur démarquant les zones A et B. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le crayon mesure 15 cm.

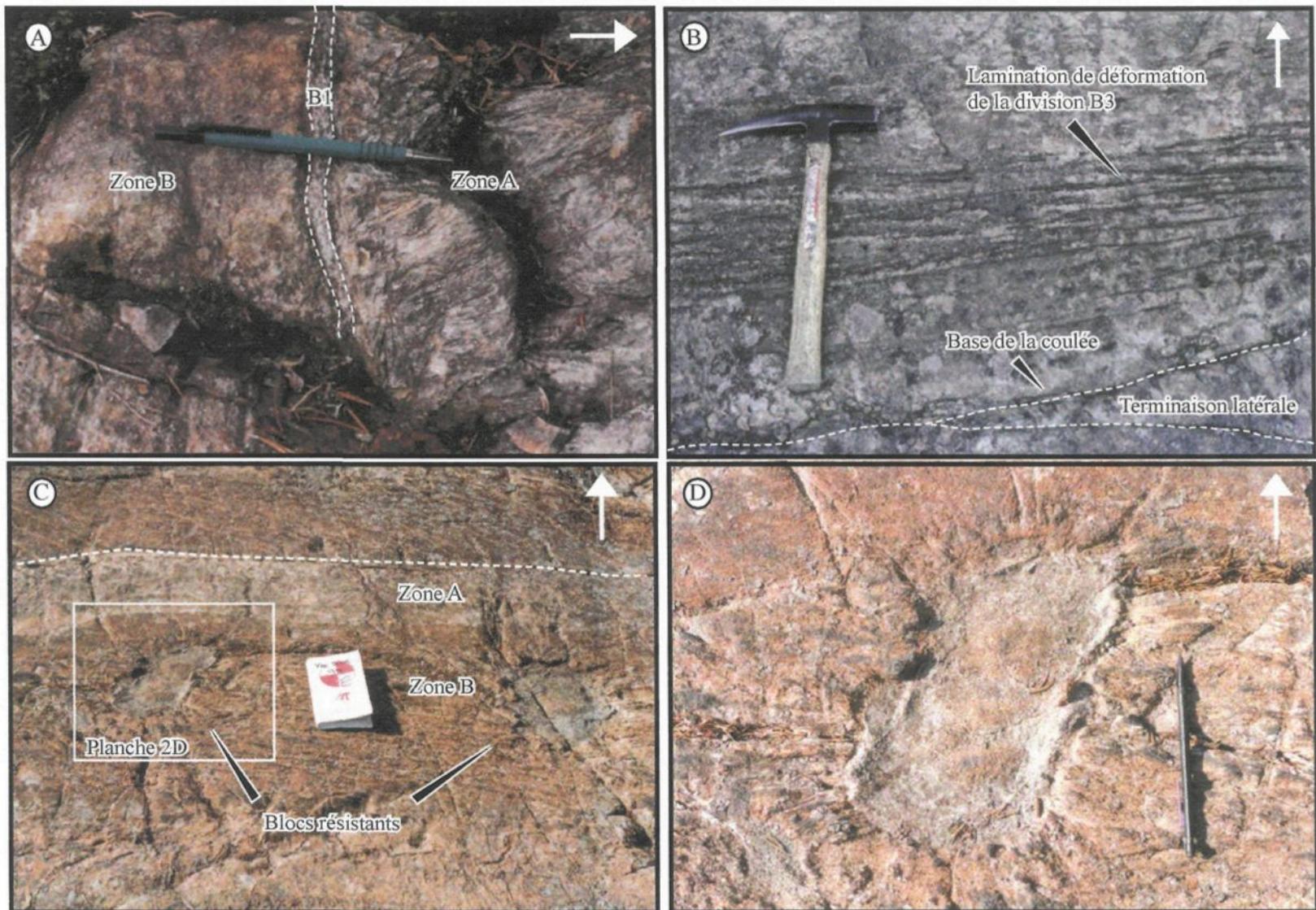
Planche 2B: Laminations de déformation associées à la division B3 et terminaison latérale d'une coulée en forme de tube. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le marteau mesure 32 cm.

Planche 2C: 2 blocs résistants qui flottent à l'intérieur de la division B3. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le carnet mesure 19 cm.

Planche 2D: Vue rapprochée de la planche 2C, un bloc résistant qui flotte à l'intérieur de la division B3. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le crayon mesure 15 cm.

Planche 2

* La flèche (→) indique le sommet stratigraphique.



l'épaisseur de la zone A vers les extrémités. À l'échelle d'une coulée complète, le contact de la zone à spinifex est faiblement concave (figure 13).

3.5.2 Coulées en forme de tube

Le morphofaciès des coulées en forme de tube est absent sur l'affleurement Ouest mais est particulièrement développé sur l'affleurement Est ([carte A](#)) où il constitue environ 70% de la surface cartographiée. Tel que déjà mentionné ci-haut, deux variétés de tube ont été observées sur *Spinifex Ridge*: (a) les tubes réguliers et (b) les mégatubes (figure 14).

3.5.2.1 Tubes réguliers

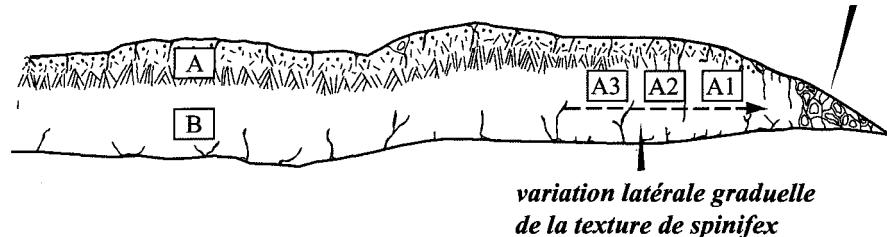
Les tubes sont définis par une forme en lentille d'aspect bombé plus accentué au centre de la coulée (planche 3A) avec des terminaisons latérales qui s'amincissent rapidement pour former des pointes. Contrairement aux coulées en feuillet, les terminaisons en pointe des tubes ont tendance à être continues et symétriques avec l'axe de la largeur de la coulée (figure 13).

Le contact inférieur des tubes change de plat à irrégulier et reflète la nature des coulées sous-jacentes tandis que le contact supérieur est plutôt arqué. En général, les tubes se mourent les uns sur les autres suivant la logique de leur mode de formation et sont séparés par une zone de trempe ou de croûte qui les entoure complètement.

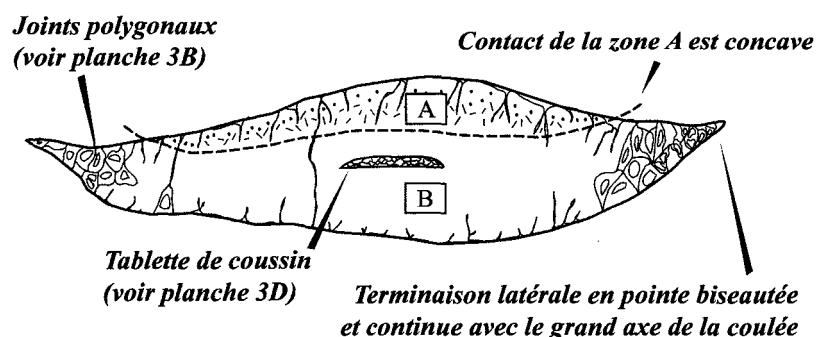
La zone de trempe initiale est semblable à celle décrite dans les coulées en feuillet. Cependant, sa distribution et sa densité des fractures de refroidissement sont beaucoup plus

Coulée en feuillet

Terminaison latérale élancée à faible angle et pointue, orientée vers le bas (voir planche 1A)



Coulée en forme de tube



0 2.5 5

Mètres

Exagération verticale 1.5 X

Figure 13: Étendue latérale des deux types de morphofaciès retrouvés sur Spinifex Ridge. a) Coulée en feuillet et b) Coulée en forme de tube.

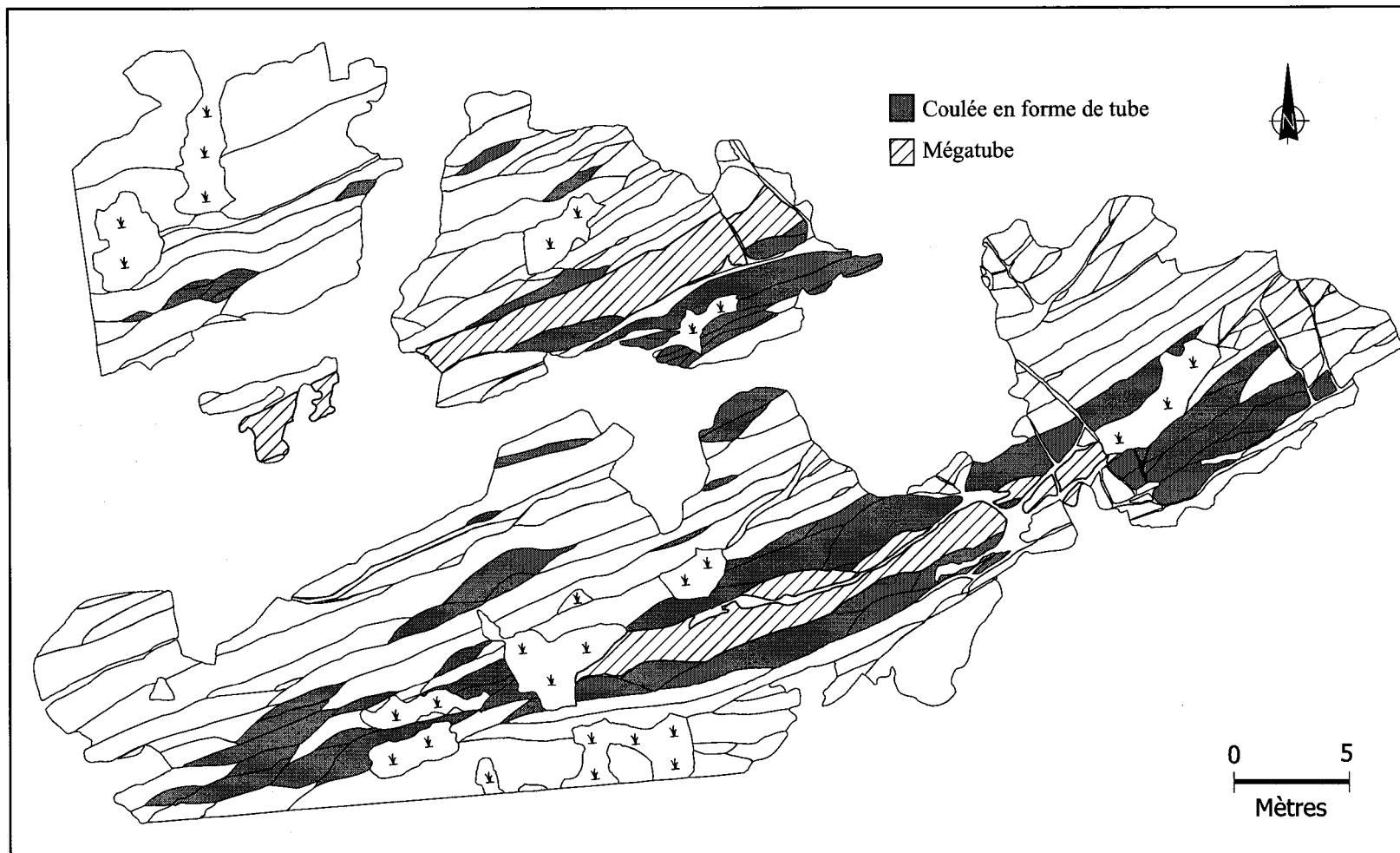


Figure 14: Coulées en forme de tube et mégatubes sur l'affleurement Est de Spinifex Ridge.

PLANCHE 3

Coulée en forme de tube

Planche 3A: Morphologie des coulées de lave komatiitique en forme de tube d'aspect lenticulaire. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le crayon mesure 15 cm.

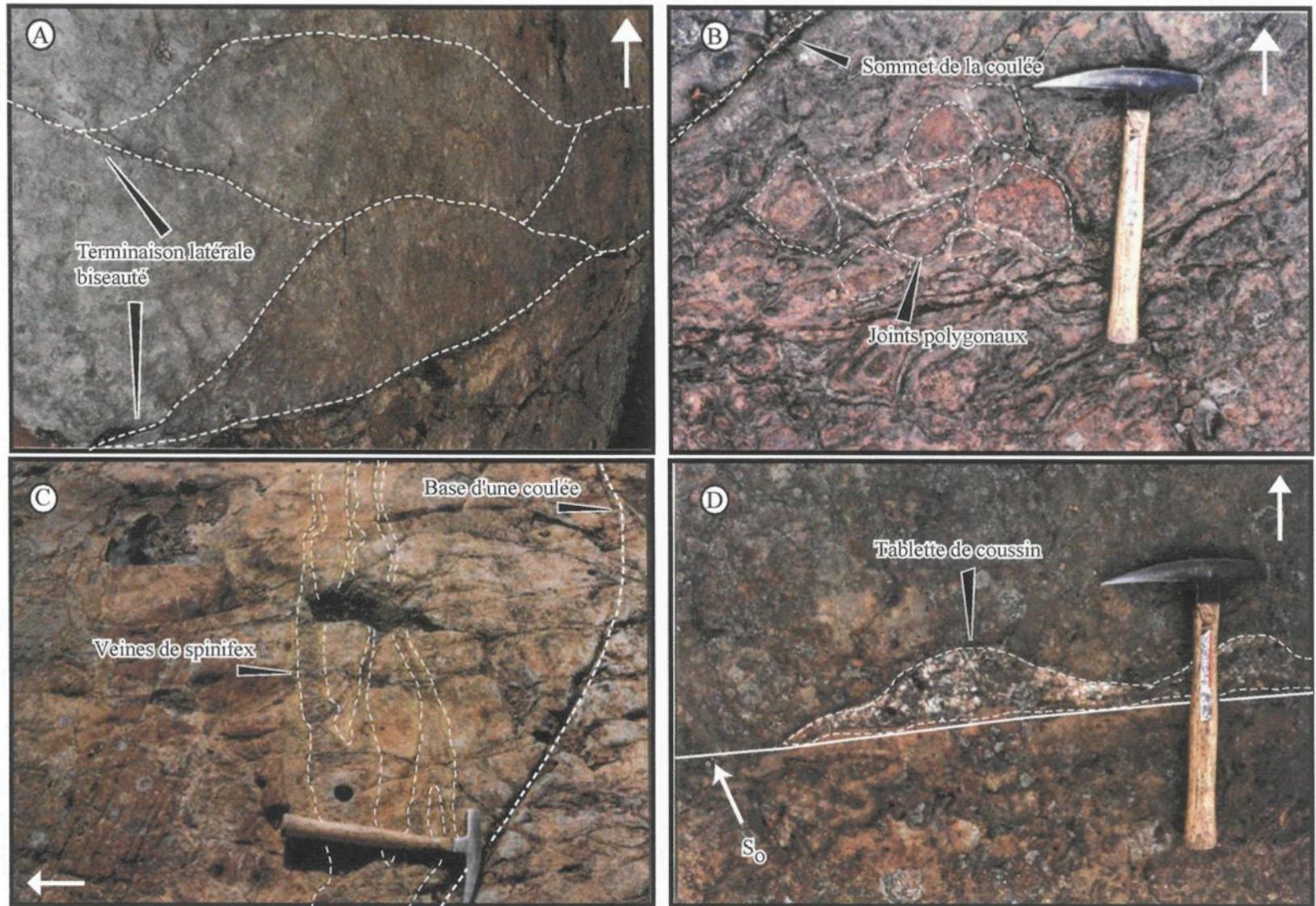
Planche 3B: Joints polygonaux constitués d'un enchevêtrement de fractures qui donne un aspect de bréchification *in situ* à la coulée. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le marteau mesure 32 cm.

Planche 3C: Veines de spinifex retrouvées dans un mégatube. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le marteau mesure 32 cm.

Planche 3D: Tablette de coussin remplie de quartz retrouvée dans le centre supérieur d'une coulée en forme de tube. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le marteau mesure 32 cm.

Planche 3

* La flèche (→) indique le sommet stratigraphique.



grandes que pour les coulées en feuillet. Il est même commun de voir des fractures traverser une coulée au complet. Localement, certains tubes sont constitués de nombreux fragments jointifs formés par ces fractures de refroidissement. Les joints polygonaux sont constitués d'un enchevêtrement des fractures qui donne l'aspect d'une brèche *in situ* à la coulée (planche 3B), ce qui rend parfois difficile la distinction des coulées individuelles. Ces fractures entourent, des "morceaux" de la coulée comme des fragments (e.g. TR39B, TR40B; Annexe A). La taille de ces "morceaux" sub-anguleux varie de quelques centimètres à 13 cm. Ces fractures et polygones se retrouvent majoritairement aux terminaisons latérales, au sommet et moins fréquemment à la base des coulées en forme de tube. Certains tubes présentent un système de fractures beaucoup plus développé que d'autres.

La structure interne des tubes varie; les divisions les plus communes sont A1, B2, B4 et plus rarement A2. Seulement la moitié des tubes réguliers mesurés possèdent une zone A. Il est cependant possible, mais rare, de retrouver des coulées contenant toutes les zones. Lorsque la zone A est présente, elle subit les mêmes changements latéraux que ceux mentionnés pour les coulées en feuillet. Ces tubes ont une épaisseur moyenne de 21,96 cm pour la zone A et de 54,61 cm pour la zone B avec un rapport des zones A/B de 0,44 (annexe B).

Le tableau 3 compare l'épaisseur moyenne des deux zones texturales et le rapport des zones A/B pour les deux types de morphofaciès. L'épaisseur moyenne de la zone B pour les deux types de morphofaciès est presque identique; 53,27 cm pour les feuillets et 54,61

cm pour les tubes réguliers. Par contre, l'épaisseur moyenne de la zone A des feuillets est trois fois plus grande que celle des tubes régulier; soit 61,30 cm et 21,96 cm respectivement. Ainsi le rapport des zones A/B est nettement différent pour chaque morphofaciès avec 1,20 pour les feuillets et 0,44 pour les tubes réguliers.

Tableau 3: Comparaison des épaisseurs et du rapport des zones A/B des morphofaciès sur Spinifex Ridge.

Morphofaciès	Mesure	Minimum	Maximum	Moyenne
Feuillets (n=29)	Zone A	25,29	144,20	61,30
	Zone B	23,53	107,05	53,27
	A/B	0,43	2,54	1,20
Tubes réguliers (n=22)	Zone A	9,41	63,53	21,96
	Zone B	22,65	96,765	54,61
	A/B	0,21	1,37	0,44

Les tubes renferment quelques structures uniques à ceux-ci. Certains tubes (e.g TR8B, TR9B, TR10B; Annexe A), généralement les plus gros tubes réguliers, contiennent des tablettes de coussin remplies de quartz ou de matériel bréchique retrouvé au centre supérieur des coulées (planche 3C). Ces tablettes, d'une dimension moyenne de 64 cm de long sur 7 cm de haut, montrent une surface plate à la base et convexe au sommet ce qui en fait d'excellents marqueurs de polarité.

3.5.2.2 Mégatubes

Les 2 tubes nourriciers répertoriés sont isolés avec des dimensions beaucoup plus grandes que les tubes réguliers. Ils possèdent une zone de trempe incomplète et sont surmontés et/ou entourés par des tubes beaucoup plus petits reliés à eux par des étranglements ou par des croûtes très minces.

La coulée MT2B (Annexe A) contient des veines de spinifex (planche 3D). Ces veines sont difficilement observables en cassure fraîche et plus facilement repérées en surface altérée. Elles sont subparallèles à la surface de la coulée et sont situées au centre de la coulée où leur épaisseur varie de 2 à 10 cm. Le contact entre ces veines et la coulée est net, irrégulier, sinueux et sans zone de trempe. Ces veines présentent localement des ramifications; elles se divisent pour se regrouper plus loin. L'intérieur de ces veines est constitué de spinifex disposés aléatoirement avec des cristaux en forme de latte ayant une longueur maximale de 1,5 cm.

3.5.3 Coulée épaisse

La partie extrême nord-ouest de l'affleurement Est de *Spinifex Ridge* (carte A) expose une portion d'une coulée de plus de 5 m d'épaisseur nettement supérieure aux autres coulées (planche 4A). Cette coulée épaisse ne comprend aucune zone de trempe ou fracture de refroidissement. La zone à spinifex, de 25 à 80 cm d'épaisseur, est présente mais n'est pas du tout du type classique (A₁-A₃). Curieusement, les cristaux de spinifex sont petits, 1 à 2,5 cm, très dispersés, plus de 1 cm entre eux, et il ne montrent aucun alignement préférentiel (planche 4B). Le reste de la coulée, de 2,4 à 5,3 m d'épaisseur, est massif et ressemble à la zone B des autres coulées décrites ci-haut. Cette coulée épaisse est oblitérée par un rubanement intensif de fractures, sub-parallèles à l'orientation de la coulée, avec un espacement serré de 1,5 cm accentué par l'altération. Malheureusement, le couvert végétal nous empêche de mesurer l'étendue totale de cette coulée.

PLANCHE 4

Coulée épaisse

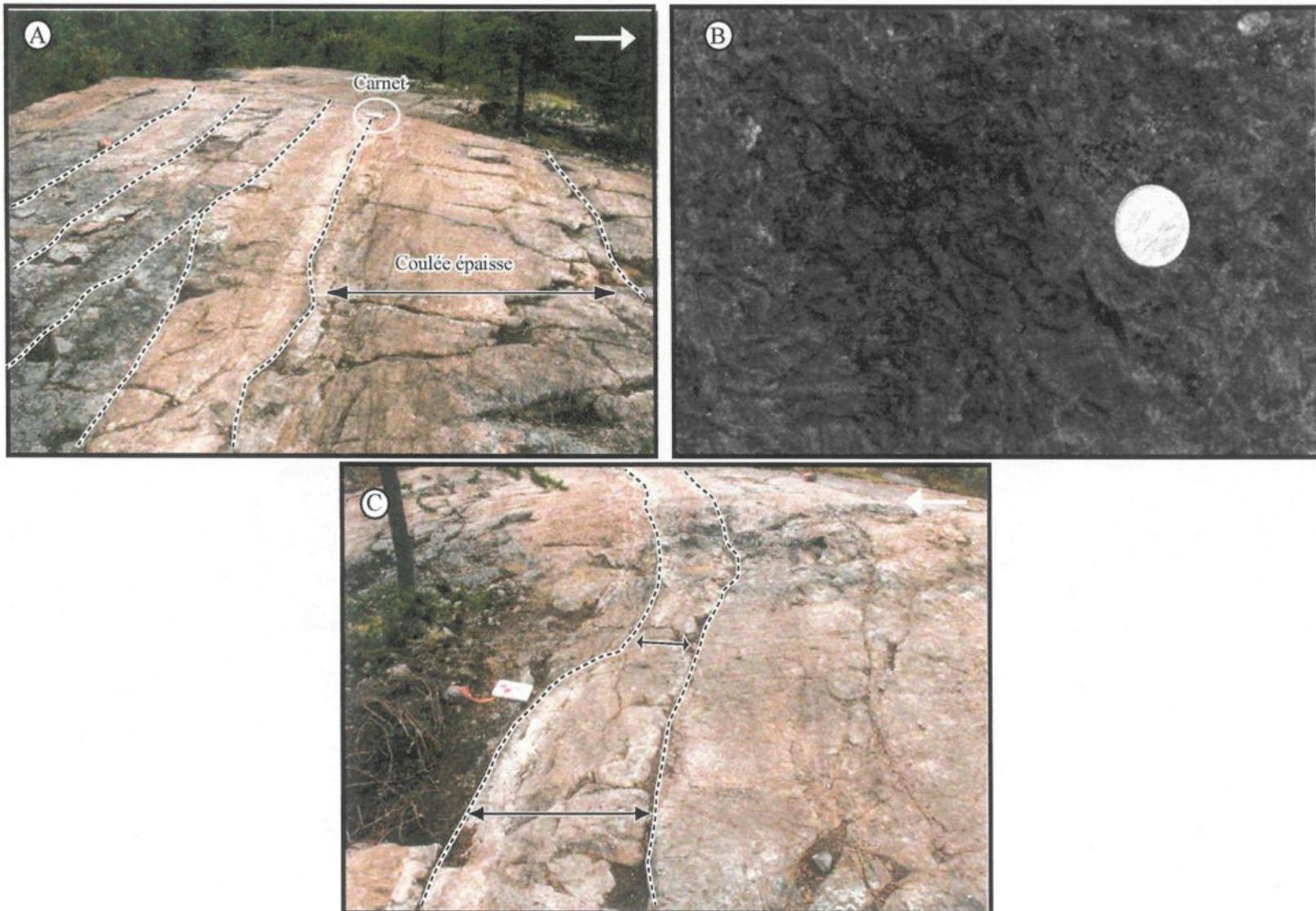
Planche 4A: Coulée épaisse avec un contact ondulé. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le carnet mesure 19 cm.

Planche 4B: Petits cristaux espacés de spinifex de 1 à 2,5 cm, sans orientation préférentielle, situés dans la partie supérieure de la coulée épaisse. La monnaie mesure 1,8 cm.

Planche 4C: Coulée épaisse qui érode la partie supérieure de la coulée sous-jacente. La flèche blanche indique le sommet stratigraphique. Le carnet mesure 19 cm.

Planche 4

* La flèche (→) indique le sommet stratigraphique.



Cette coulée est la seule à ne pas avoir un contact franc et concordant avec les coulées avoisinantes. La partie supérieure de la coulée en feuillet sous-jacente est progressivement tronquée latéralement (planche 4C; figure 15) par la coulée épaisse. La zone de trempe, les fractures de refroidissement et la zone à spinifex sont partiellement et/ou complètement absentes le long du contact supérieur irrégulier de cette coulée épaisse. La coulée en feuillet tronquée varie d'une épaisseur de 21 cm à 163 cm sur une distance de 17 m.

3.5.4 Sommaire des morphofaciès

Les caractéristiques physiques et texturales des deux morphofaciès sont résumées au tableau 4 et à la figure 16. Celles-ci sont basées sur les critères qualitatifs et quantitatifs établis précédemment. Il est important de noter que les données quantitatives présentées ne sont valables que pour la région étudiée.

Tableau 4: Comparaison des caractéristiques des deux types de morphofaciès.

	Feuillet	Tube
Critères qualitatifs		
Forme	Tabulaire aplatie	Lentille arquée au centre
Terminaisons	Élancée pointe vers le plancher	Biseautée, continue et symétrique
Divisions texturales communes	A1, A2, A3, B2, B3, B4	A1, B2, B3, B4
Divisions texturales rares	B1	A2, A3, B1
Joints polygonaux (A1, B4)	Rares	Abondants
Fractures sub-parallèles (B3)	Fréquentes et concentrées	Occasionnelles et dispersées
Autres particularités		Tablette de coussin Mégatube Veines de spinifex
Critères quantitatifs		
Largeur moyenne des coulées	27,90 m	4,90 m
Épaisseur moyenne des coulées	1,15 m	0,78 m
Rapport d'étendue (largeur/épaisseur)	23,20	6,34
Épaisseur moyenne des zones A	61,30 cm	21,96 cm
Épaisseur moyenne des zones B (cm)	53,27 cm	54,61 cm
Rapport des zones A/B	1,20	0,44
% de l'ensemble de la population	30%	70%

site ① partie la plus épaisse de la coulée dépourvue d'une zone de trempe

site ② diminution latérale de l'épaisseur de la division à spinifex

site ③ partie la plus mince de la coulée, absence de la zone de trempe et de la division à spinifex

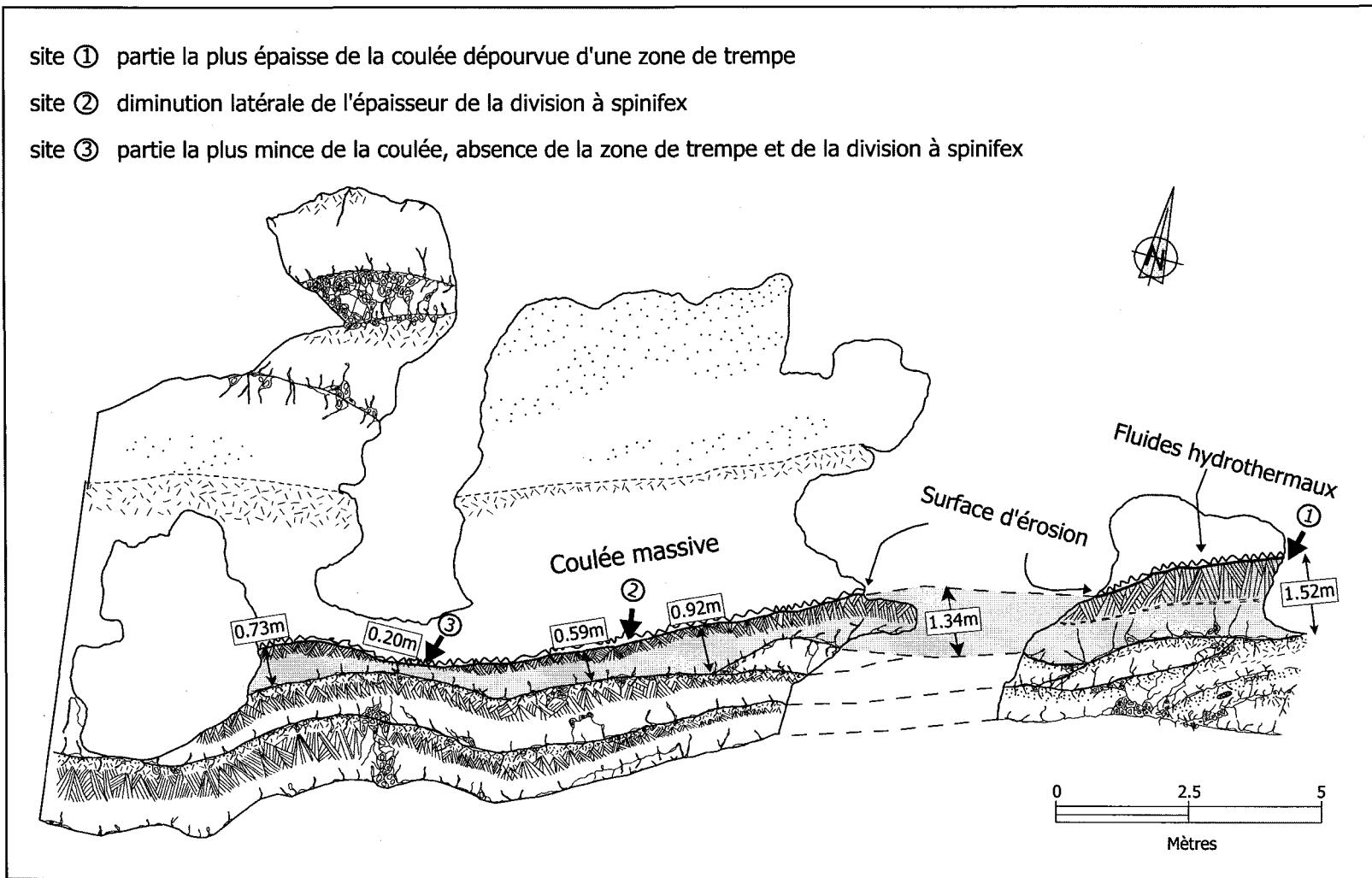


Figure 15: Schéma d'une coulée komatiitique en feuillet tronquée latéralement, affleurement Est, Spinifex Ridge. La troncature graduelle (site 1 vers site 2) et la dépression (site 3) peuvent être le résultat d'une érosion thermique et/ou mécanique.

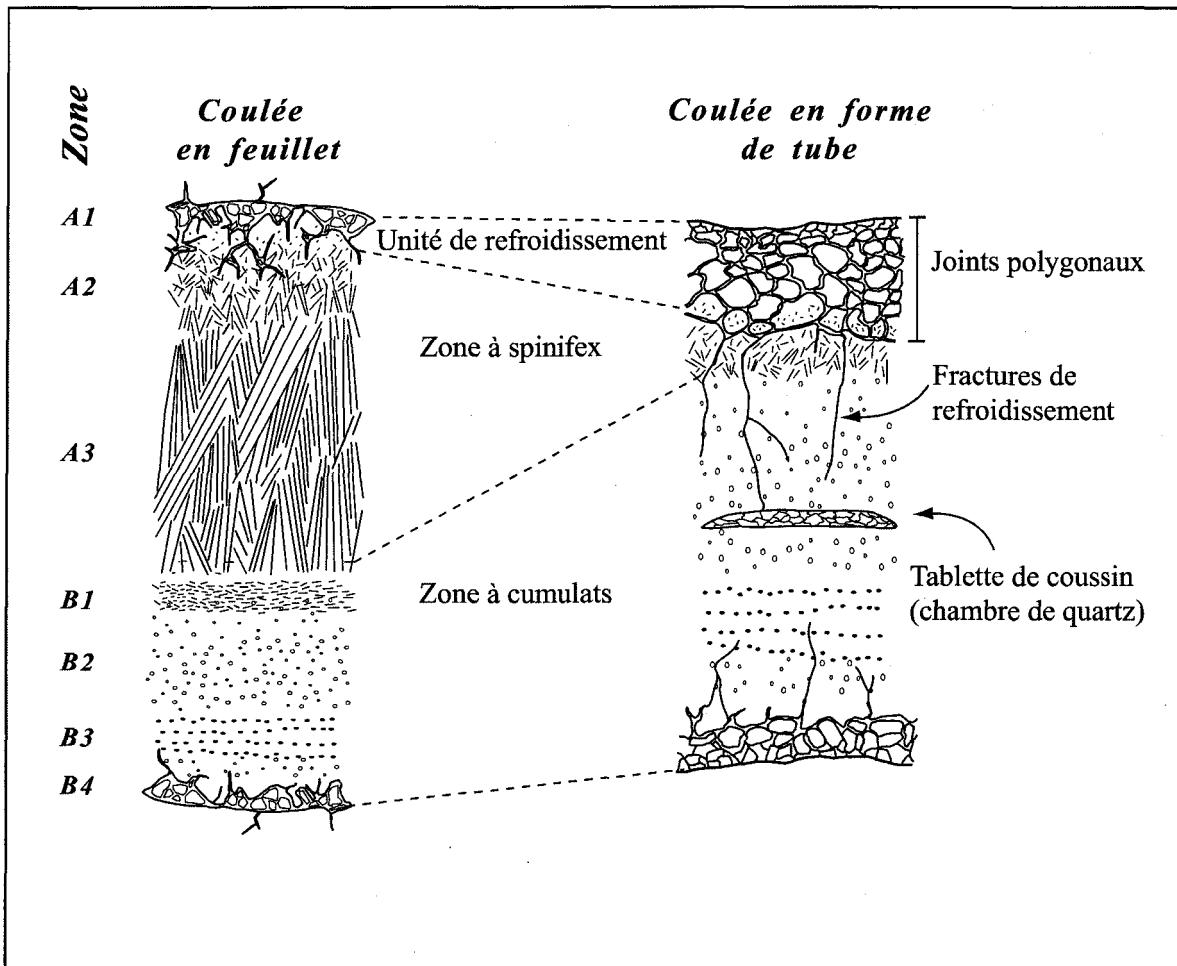


Figure 16: Comparaison entre l'architecture interne des "coulées en feuillets" et "coulées en forme de tube", secteur de Spinifex Ridge.

3.6 Description pétrographique

Toutes ces roches ont été affectées par un métamorphisme au faciès des schistes verts ou de la partie inférieure du faciès amphibolite. Les minéraux primaires, le verre et les textures volcaniques sont partiellement ou totalement oblitérés. Dans la zone A, la texture à spinifex est assez bien conservée. Les lattes d'olivine, d'une épaisseur variant de 0,1 à 0,4 mm, sont complètement remplacées par des agrégats de chlorite polycristalline presque isotrope ou de serpentine. Ces agrégats sont accompagnés par des aiguilles d'amphibole de la série trémolite-actinolite (planche 5A et 5B). Dans certains cas, la chlorite est retrouvée au centre et la serpentine en périphérie du pseudomorphe d'olivine (planche 5C). Les minéraux opaques tapissent les bords de ces lattes et soulignent ainsi la morphologie des cristaux. Le matériel entre les lattes comprend des bouquets de pseudomorphes de pyroxène en plumes. Associés à ceux-ci se retrouvent des minéraux opaques à texture squelettique en forme de V orientés parallèlement aux lattes (planche 5D). Cette texture, d'une dimension variant de 0,05 à 0,2 mm, est diagnostique de la chromite. La matrice est constituée de verre dévitrifié maintenant remplacé par un fin feutrage d'amphiboles.

La zone B montre une texture ignée faiblement préservée (planche 6A) et est identifiée par la présence de magnétite discontinue autour de l'olivine primitive. Cette texture est caractérisée par une concentration de 55 % de phénocristaux et de reliques d'olivine à grains fins, de 0,32 mm de largeur. Certains phénocristaux d'olivine sont maintenant remplacés par de la chlorite ou plus rarement par de la serpentine et des minéraux opaques qui baissent dans une matrice remplie de trémolite (planche 6B). La

PLANCHE 5

Zone A (Spinifex)

Planche 5A: Microphotographie de la zone A montrant la texture de spinifex. Lumière naturelle, lame mince CC-98-424.

Planche 5B: Même vue que la planche 4A, lumière polarisée. Les cristaux de spinifex à olivine sont remplacés par de la chlorite tandis que le matériel interstitiel est remplacé par de la trémolite.

Planche 5C: Microphotographie de lattes de spinifex maintenant remplacées par de la chlorite de biréfringence brune (chl) et de la serpentine (serp). Lumière polarisée, lame mince CC-98-443.

Planche 5D: Microphotographie du matériel interstitiel qui contient des bouquets de pseudomorphes de pyroxène en plumes avec des minéraux opaques de forme squelettique (chromite ?). Lumière naturelle, lame mince CC-98-430B.

Planche 5

* La flèche (→) indique le sommet stratigraphique.

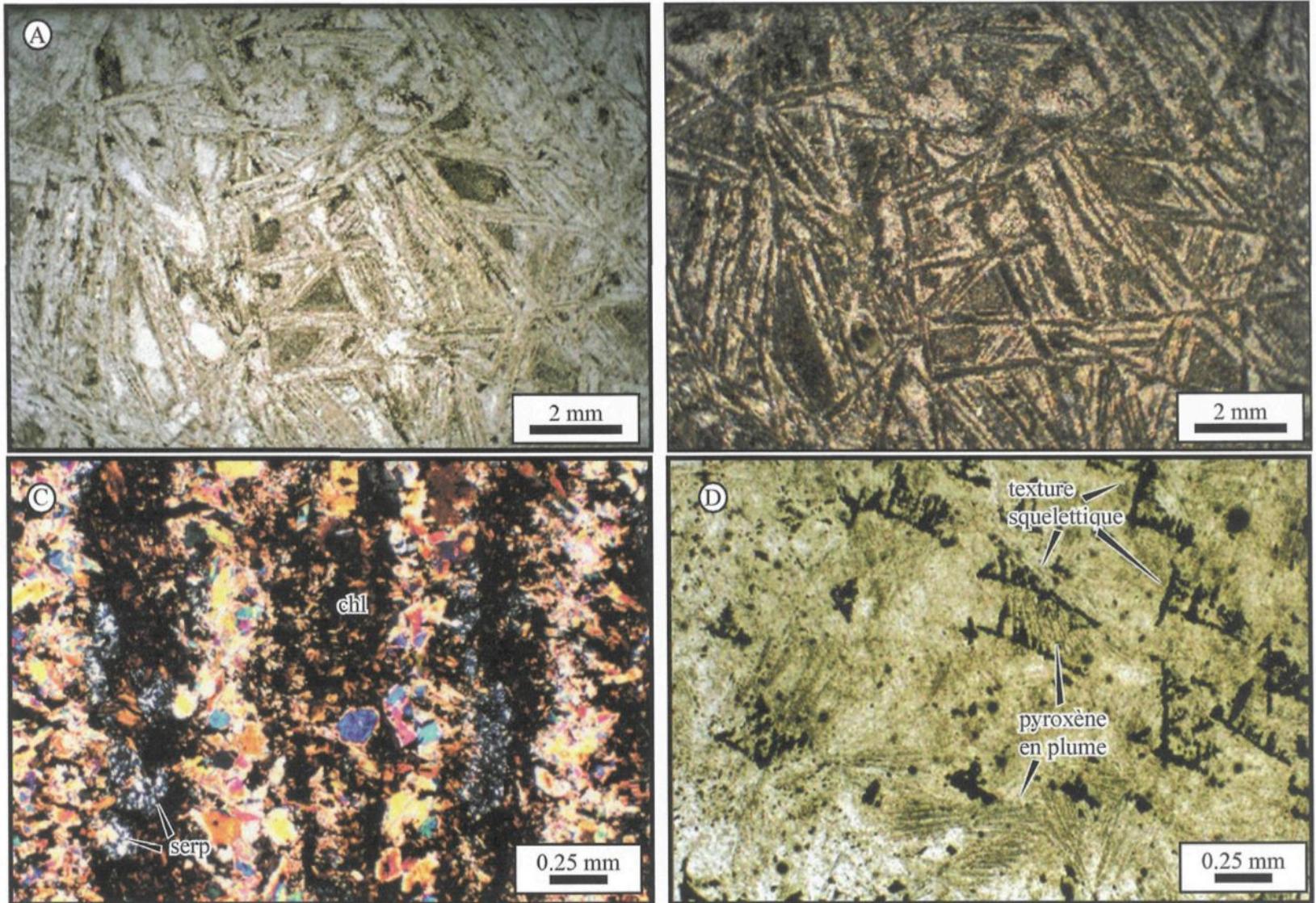


PLANCHE 6

Zone B (Cumulat)

Planche 6A: Microphotographie de la zone B montrant les phénocristaux d'olivine.

Lumière naturelle, lame mince CC-98-429B.

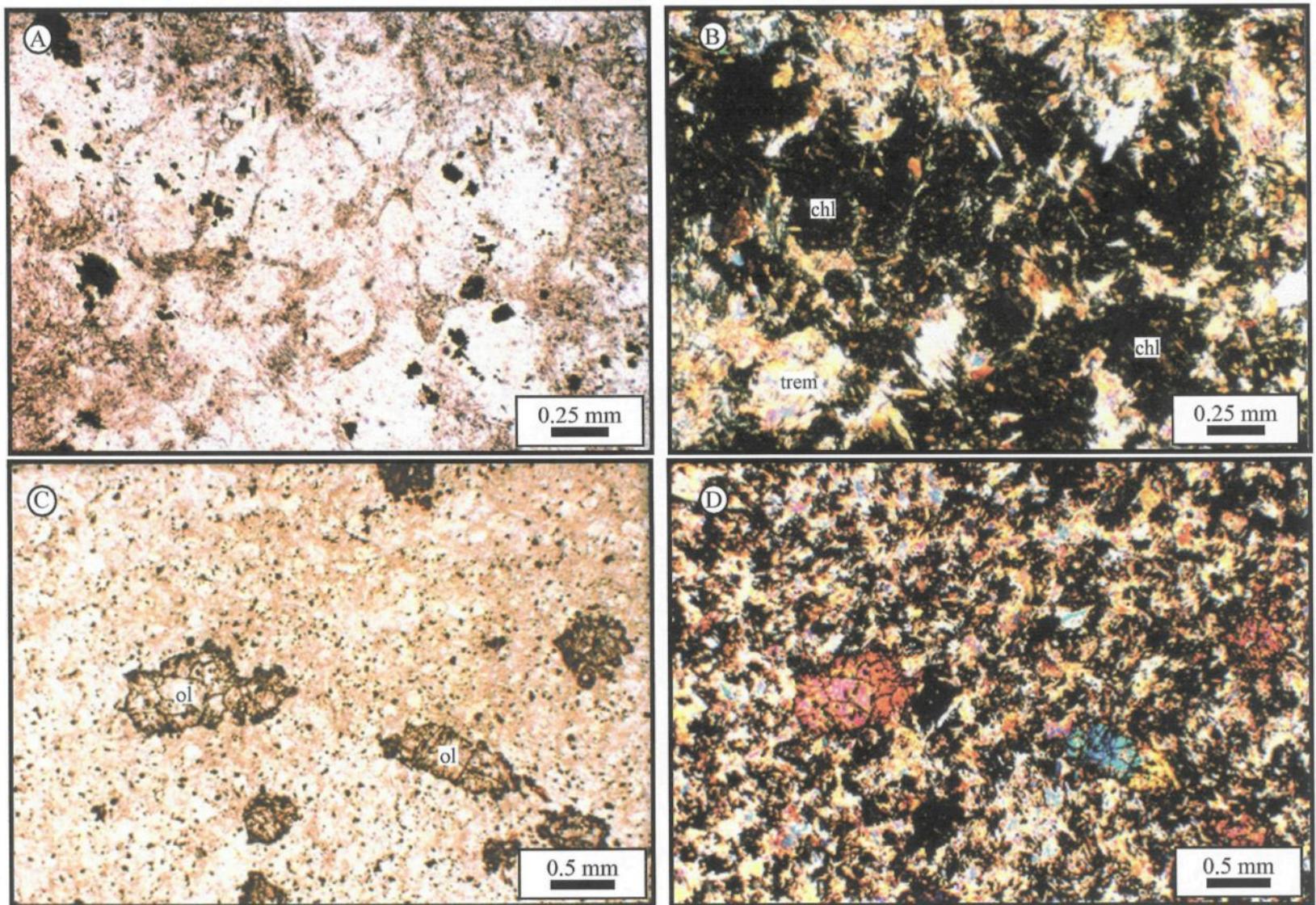
Planche 6B: Même vue que la planche 5A, lumière polarisée. Les phénocristaux sont pseudomorphisés par de la chlorite (chl) de biréfringence brune et baignent dans une matrice remplie de trémolite (trem).

Planche 6C: Microphotographie de porphyroblastes d'olivine (ol) (d'origine métamorphique ?) dans la zone B. Lumière naturelle, lame mince CC-98-429B.

Planche 6D: Même vue que la planche 6C, lumière polarisée. Aspect général de la zone B qui montre une texture feutrée résultant de l'enchevêtrement des aiguilles de trémolite.

Planche 6

* La flèche (\rightarrow) indique le sommet stratigraphique.



matrice est remplie par un enchevêtrement d'aiguilles d'amphibole, donnant l'aspect d'une texture feutrée. Des porphyroblastes d'olivine, de 0,5 à 3 mm de largeur, de forme globulaire, sont retrouvés à travers la zone B (planche 6C et 6D). Ces porphyroblastes sont observés en plus grande densité aux marges des coulées. Ils recoupent même certaines textures de spinifex mais sont principalement retrouvés dans la zone B.

3.7 Architecture et distribution des morphofaciès

La formation d'un édifice volcanique résulte d'empilement de coulées distinctes reliées aux changements cycliques du régime volcanique à travers le temps. L'affleurement Est de *Spinifex Ridge* démontre des changements verticaux répétitifs et quelques cycles d'empilement. L'affleurement Est, d'une dimension de 60 m en longueur et 40 m en largeur, comprend plus de 170 unités de refroidissement où l'on retrouve 2 types d'empilement distincts: a) riches en feuillets et b) riches en tubes (figure 17).

Les empilements riches en feuillets sont composés de 3 à 5 coulées superposées, de 5,1 à 6,3 m d'épaisseur, avec des contacts nets et réguliers. On y retrouve parfois à travers les feuillets 1 à 2 tubes de petites tailles. L'étendue horizontale des coulées ne permet pas de voir de variations stratigraphiques latérales car elles dépassent l'étendue de l'affleurement. Les empilements riches en tubes sont composés de 5 à 8 coulées, de 5,8 à 7,4 m d'épaisseur. Le contact entre les deux types d'empilements est franc et concordant.

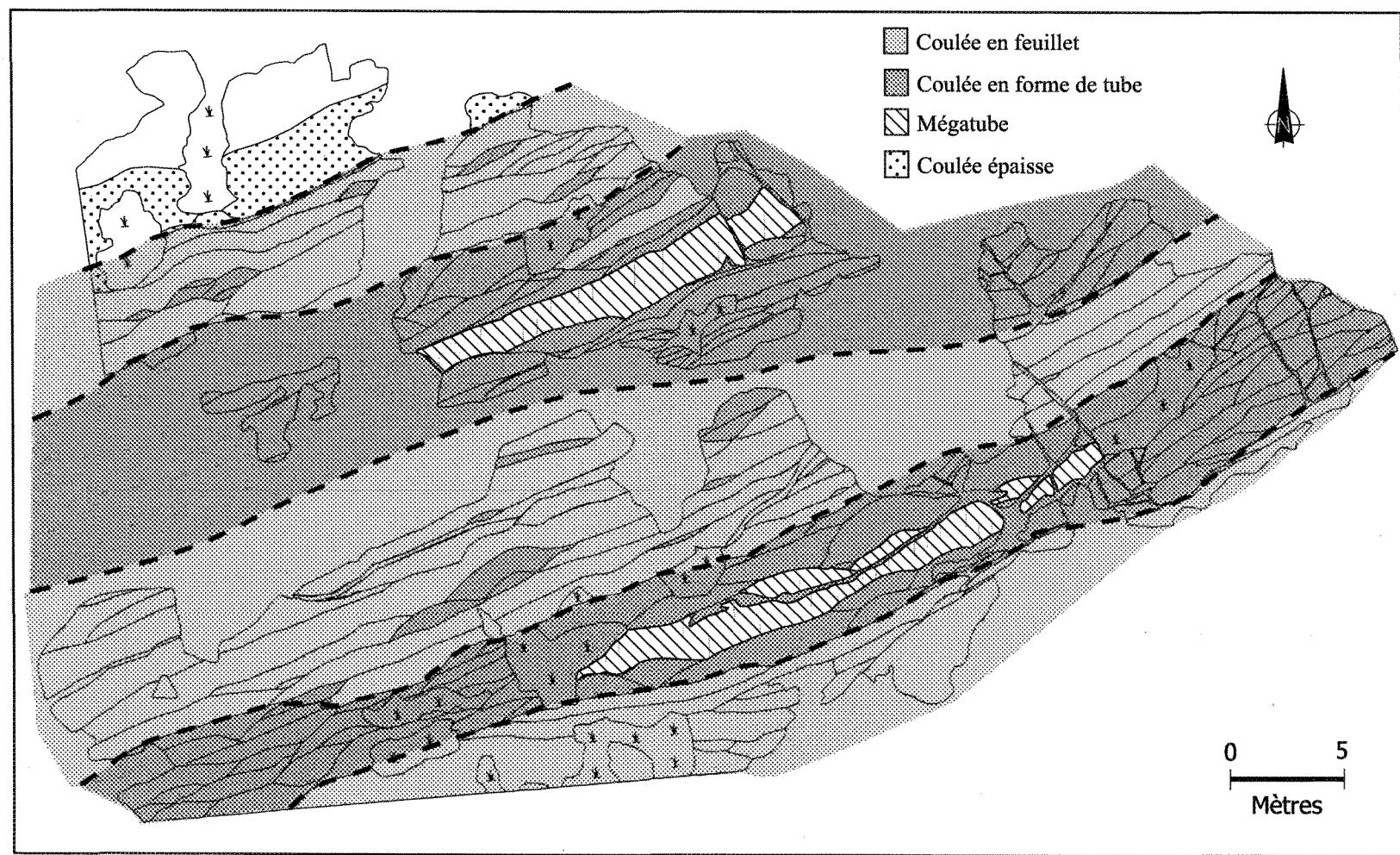


Figure 17: Empilement répétitif vertical des deux types de morphofaciès sur l'affleurement Est de Spinifex Ridge.

Les différents types d'empilement permettent d'observer 2-3 cycles, de 11 à 15 m d'épaisseur chacun. Un cycle est composé d'un empilement de coulées en feuillet à la base surmonté par l'empilement de coulées en forme de tube et parfois par des volcanoclastites.

3.8 Interprétation des morphofaciès

L'observation détaillée de l'ensemble des caractéristiques physiques des komatiites sur *Spinifex Ridge* a permis de faire plusieurs interprétations à différents niveaux. D'après les observations mentionnées ci-dessus, deux types de morphofaciès ont été identifiés: les coulées en feuillet et les coulées en forme de tube. Chaque type de morphofaciès comporte des caractéristiques distinctes tant du point de vue dimensionnel qu'au niveau textural, mais tout en présentant certaines ressemblances.

La comparaison des morphologies de coulée entre les basaltes et les komatiites s'exprime par le rapport d'étendue d'une coulée individuelle ("aspect ratio"), qui est beaucoup plus élevé pour les komatiites. Les basaltes coussinés ont un rapport d'étendue d'environ 1,41 (Sanschagrin, 1982), tandis que les komatiites ont un rapport d'étendue de 6,34 et 23,20 pour les tubes et les feuillets, respectivement. Plus le rapport est élevé, plus la coulée est allongée et aplatie, ce qui est un diagnostique de la faible viscosité des komatiites. La faible viscosité des komatiites, de 0,1 à 10 Pas (Williams et Lesher, 1998), peut influencer la forme des coulées, tel qu'indiqué par les terminaisons latérales biseautées et pointues.

La morphologie des coulées komatiitiques de *Spinifex Ridge* implique une mise en place initiale de minces feuillets de lave fluide plutôt que d'épaisses unités de coulée. Les contacts supérieurs et inférieurs des coulées individuelles sont, à une exception près, francs et concordants avec les coulées avoisinantes. De plus, l'absence de coulée bréchique semble indiquer que les komatiites de *Spinifex Ridge* ont été mises en place sous des conditions d'écoulement laminaire.

La morphologie et les textures des laves komatiitiques de *Spinifex Ridge* permettent également de préciser l'environnement de formation et les processus d'emplacement. Manifestement, cet environnement est sous-marin, comme l'indique la présence des coulées en forme de tube, la croûte, les fractures de refroidissement et les joints polygonaux. Ces textures sont attribuées à une contraction thermique et au contact de l'eau de mer lors de la mise en place sous l'eau d'une lave de haute température (Shore et Fowler, 1999).

La forme de la zone de trempe ou croûte répond aux conditions dynamiques de la coulée à laquelle elle appartient. Les textures de refroidissement sont beaucoup plus prononcées dans les tubes que dans les feuillets. La formation de la croûte initialement élastique au pourtour des coulées agit comme une barrière isolante entre la lave en fusion et le milieu ambiant, c'est-à-dire l'eau. Sur les coulées de *Spinifex Ridge*, les contacts des longues coulées en feillet sont relativement plats et renferment peu de textures de refroidissement. Au contraire, les tubes ont des contacts généralement plus courts, d'aspect plus arqués et montrent de nombreuses textures de refroidissement. La croûte initialement ductile des coulées devient plus fragile avec le temps; les surfaces planes des feuillets ne

favorisent pas la formation de fractures de refroidissement. Cependant, les surfaces plus courbées des tubes facilitent la fracturation de la croûte devenue fragile et permettent à l'eau de s'infiltrer le long de ces fractures formant ainsi des joints polygonaux.

La zone de trempe supérieure et la division A1, ayant refroidi rapidement, représentent le toit des coulées. La texture de spinifex observée dans les divisions A1, A2 et A3 croît de la partie supérieure du sommet de la coulée vers l'intérieur. Elle résulte de la cristallisation fractionnée des cristaux d'olivine et représente, elle aussi, un épisode de refroidissement. Shore et Fowler (1999) décrivent la texture de spinifex comme étant des cristaux enracinés dans la zone de trempe supérieure et se développant par une cristallisation sous contrainte thermique. Cette contrainte est définie comme un processus où les cristaux se développent et se transportent par la chaleur d'un liquide plus chaud vers la zone de trempe. De plus, la présence ou l'absence de la texture de spinifex semble être reliée aux textures de refroidissement; plus il y a de textures de refroidissement moins il y a de spinifex et vice-versa.

La zone B est considérée comme étant le produit de l'accumulation de cristaux à la base de la partie liquide. La division B3 est marquée par un alignement de cristaux plus gros que ceux qui apparaissent dans les divisions B2 et B4. Cette division est considérée comme étant la plus dynamique et la dernière à s'être cristallisée. La division B4 et la zone de trempe inférieure sont interprétées comme étant le plancher rapidement refroidi de la coulée. La base de la coulée donne donc un portrait de la topographie du plancher au moment de son écoulement. Dans quelques coulées, la présence de blocs à l'intérieur de la

division B3 est interprétée comme étant le résultat de l'effondrement partiel de certains sommets de coulée en amont. Les morceaux de sommet de coulée déjà cristallisés auraient été ramassés et transportés plus loin à l'intérieur de la même coulée par la lave en mouvement.

La distribution et l'épaisseur des zones texturales (zone A et B) varient de façon cohérente avec la géométrie des coulées. Les tubes ont une zone B prédominante avec un rapport des zones A/B de 0,44 tandis que les feuillets ont une zone A dominante avec un rapport des zones A/B de 1,20. Ainsi le rapport des zones A/B pourrait être un des critères pour aider à classifier le type de coulée lors d'une exposition incomplète sur l'affleurement. Il faut cependant être vigilant car l'épaisseur de la zone A varie latéralement.

Les coulées komatiitiques ont une zonation texturale asymétrique qui résulte d'une variation du taux de refroidissement et de cristallisation de la lave. La zone A refroidit rapidement car sa surface est directement exposée au milieu ambiant aquatique tandis que la zone B perd sa chaleur plus lentement vers son plancher. Au contraire, une intrusion devrait montrer une zonation texturale symétrique car le taux de refroidissement devrait alors être le même le long des marges de l'intrusion (Cas et Besresford, 2001). La texture de spinifex est moins commune dans les intrusions de grande épaisseur car le gradient thermique est trop faible. Cependant, les intrusions de faible épaisseur, qui s'introduisent dans des roches encaissantes ou dans des sédiments non consolidés, pourraient renfermer parfois des spinifex (Parman et al., 1997). La relation de symétrie ou d'asymétrie des zones texturales peut nous aider à distinguer les coulées des intrusions.

Sur Spinifex Ridge, la zone à spinifex (zone A) s'amincit ou disparaît lorsque l'épaisseur de la coulée diminue. Ce phénomène est généralement observé à deux endroits: 1) lorsque l'épaisseur de la coulée est mince à cause d'une topographie sous-jacente plus élevée et 2) aux extrémités latérales de la coulée. Ce phénomène pourrait, en partie, expliquer l'absence de certaines divisions de spinifex (A1, A2, A3) dans les coulées en forme de tube de faibles dimensions et suggère qu'une largeur minimale puisse être requise pour que toutes les divisionss de la zone A soient présentes. Ainsi, la présence de la fameuse texture à spinifex est non seulement contrôlée par les contraintes thermiques (Shore et Fowler, 1999) mais est également contrôlée, en partie, par le volume de lave présent lors de l'effusion.

En général, la texture à spinifex est observée dans la partie supérieure des coulées; cependant des veines de spinifex ont été observées dans une coulée. Ces veines ont été décrites et interprétées par Arndt (1986b) et Blais et al., (1986), comme étant le résultat d'un remplissage de craquelures produites lors du refroidissement des coulées. Le nouvel apport de magma peut avoir fait bouger le sommet de la coulée formant ainsi des craquelures parallèles au sommet de la coulée. Les fissures se sont remplies avec le liquide qui est subséquemment cristallisé en des textures de spinifex, dû à l'environnement relativement plus froid (Arndt, 1986b).

Les coulées en forme de tube présentent des textures similaires aux coussins basaltiques, soit les zones de trempe et la présence de tablettes de coussin ou chambres de quartz. Les tablettes de coussin, logées au centre de certains tubes, peuvent représenter des

cavités de drainage (*drainage cavity*). Lorsqu'une partie du tube est évidée suite à l'abaissement du niveau de la lave, des tablettes de coussin sont formées (Ballard et Moore, 1977; Moore, 1975). Le vide créé peut par la suite être rempli de quartz secondaire (chambre de quartz). La présence de ces structures indique qu'il s'agit d'un système de tubes actifs. Ces structures peuvent également servir d'indicateurs de polarité, le plancher plat de la tablette représentant une surface sub-horizontale.

L'organisation générale des coulées de *Spinifex Ridge* suggère fortement que les morphofaciès des coulées en feuillet et en forme de tube sont deux parties intégrantes d'une même coulée de lave et qu'elles sont transitionnelles entre elles. Les coulées en feuillet pourraient s'être formées durant une avancée plus tranquille de lave peu visqueuse à haute température, tandis que les coulées en forme de tube pourraient représenter la propagation de la lave au front de la coulée.

L'architecture magmatique des coulées de *Spinifex Ridge* peut être interprétée en terme de changement dans les conditions d'écoulement de la lave, tel que démontré par les différentes observations de terrain mentionnées ci-haut. La transition des coulées en feuillet à des coulées en forme de tube indique une modification des conditions d'écoulement. Elle passe de «lave libre» à «lave captive». Cette transition pourrait correspondre à une baisse d'approvisionnement de lave et/ou à un relief topographique mineur. La variation verticale de l'architecture devrait représenter un changement vers le bas de pente de proximal à distal contrôlé par la topographie (< 1-2 degrés). Chaque cycle représente une pulsation continue de lave et les variations des morphofaciès représente l'intensité des pulsations. Les

variations morphologiques et la cyclicité des coulées komatiitiques permettent de reconnaître leur caractère extrusif. À petite échelle, l'affleurement de *Spinifex Ridge* pourrait représenter une section de coulée de lave à l'intérieur d'un champ de coulées composites.

3.9 Phénomènes particuliers

3.9.1 Conduits associés à une brèche hydrothermale

3.9.1.1 Description

La cartographie de *Spinifex Ridge* décèle deux systèmes de fissures ou fractures; des fissures horizontales parallèles aux coulées et des fissures verticales qui recoupent les coulées, toutes deux remplies par une brèche. La dimension des fissures est variable mais ne dépasse pas 45 m de long et 50 cm de largeur. Les fissures horizontales sont généralement les plus longues et les moins larges. Elles sont situées le long des interfaces des limites des coulées. Les fissures verticales ne recoupent pas plus de six coulées en épaisseur et démontrent un certain mouvement car les coulées de part et d'autre de ces fissures ne correspondent pas (planche 7A). Le contact des fissures avec les coulées avoisinantes est irrégulier mais franc.

Le matériel bréchique qui remplit ces fissures est constitué de fragments sub-arrondis à sub-angulaires de coulées komatiitiques en relief positif dans une matrice schisteuse à texture fluidale (planche 7B et 7C). La proportion des fragments varie de 40 à 65% de la masse totale de la roche. La dimension des fragments varie entre 1 et 15 cm de diamètre. Les fragments sont principalement formés de la zone à cumulat des coulées. Aucune zone

PLANCHE 7

Produits hydrothermaux

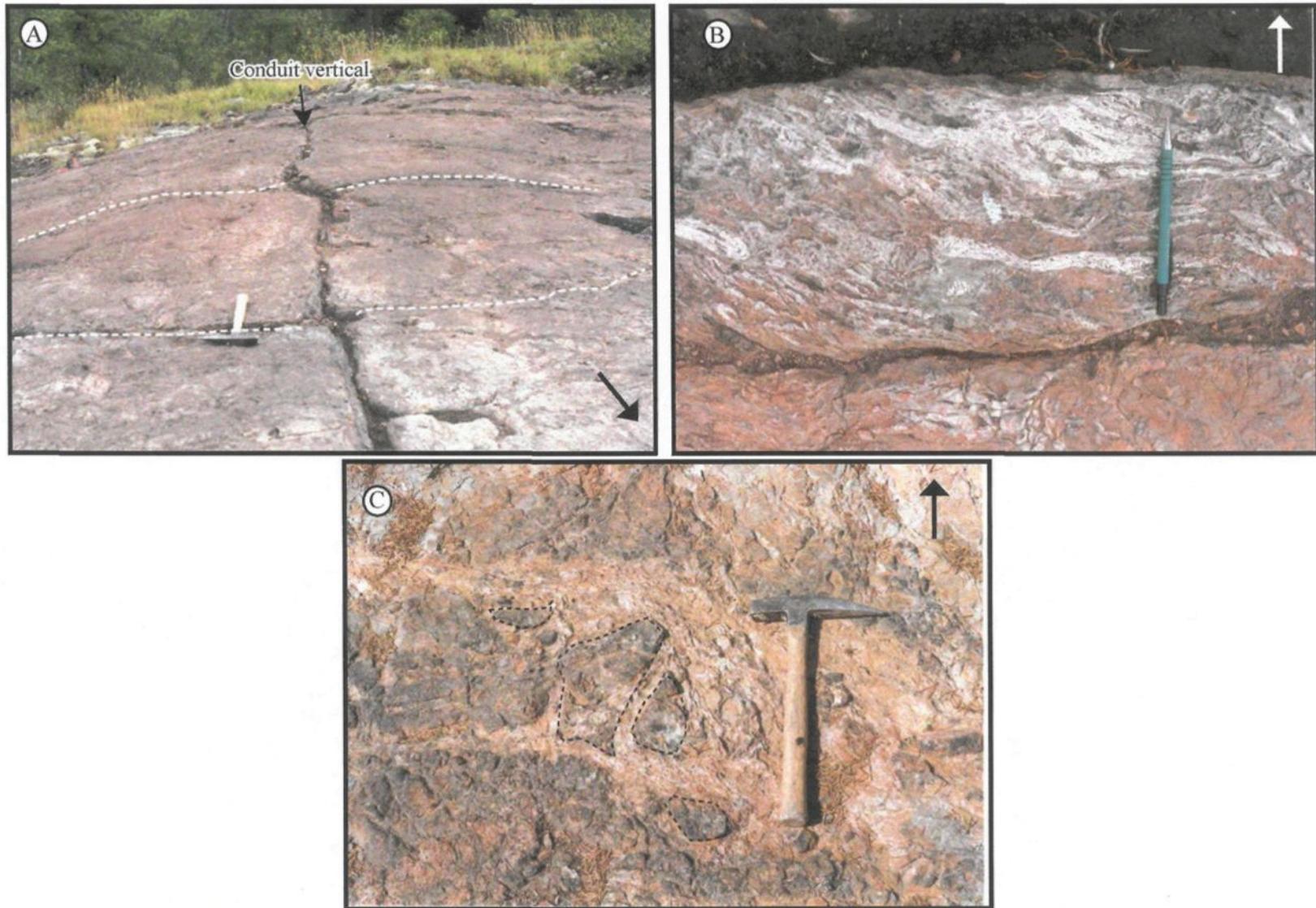
Planche 7A: Conduit vertical perpendiculaire à la stratigraphie qui recoupe complètement 3 coulées. Le marteau mesure 32 cm.

Planche 7B: Brèche hydrothermale dans un conduit horizontal. Le crayon mesure 15 cm.

Planche 7C: Brèche constituée de fragments subarrondis à subangulaires de coulées komatiitiques en relief positif dans une matrice schisteuse à texture fluidale.
Le marteau mesure 32 cm.

Planche 7

* La flèche (→) indique le sommet stratigraphique.



de trempe n'a été observée sur les faces des fragments. Les fragments démontrent une orientation préférentielle mal développée est-ouest, semblable à la stratigraphie. Aucun granoclassemement n'est observé. La mauvaise qualité de l'affleurement de la zone de brèches ne permet pas de toujours bien distinguer les fragments.

3.9.1.2 Interprétation

Les fissures sont interprétées comme étant des conduits; l'ensemble de ces conduits horizontaux et verticaux ressemble à un système de tuyauterie dans lequel d'abondantes vapeurs d'eau et des fluides hydrothermaux ont été transportés. Ces conduits seraient générés par l'accumulation de la pression lithostatique ou de tension dans les zones de faiblesse naturelle, les marges des coulées. Localement elle est assez forte pour recouper certaines coulées individuelles. Ces conduits pourraient représenter des cheminées de dégazage nécessaires pour éliminer la pression des gaz lors du refroidissement de l'empilement volcanique. Ces cheminées seraient des structures secondaires issues de leur environnement de mise en place, l'eau de mer, synchrones ou postérieures à la mise en place des coulées de laves.

Une fois la surpression diminuée, ces conduits ont permis à l'eau de circuler. Lors de l'infiltration des eaux hydrothermales, les fragments, provenant des murs des conduits, s'accumulent dans ces espaces ouverts propices à les accueillir. Ces brèches, considérées comme alloclastiques, sont le produit de l'accumulation de la pression dans l'empilement volcanique engendrant des conduits où les fragments ont été subséquemment transportés par l'eau dû à un phénomène de remplissage.

CHAPITRE 4

SÉDIMENTOLOGIE DES TUFS ULTRAMAFIQUES

4.1 Introduction

On retrouve fréquemment des hyaloclastites associées aux coulées de lave dans les environnements sous-marins. Le terme hyaloclastite a subi plusieurs modifications depuis sa définition initiale donnée par Rittman (1962). Il était alors décrit comme des débris ou morceaux de verre provenant des coussins basaltiques. Nous utilisons le terme hyaloclastite comme étant un dépôt de volcanoclastite dans lequel on retrouve des fragments de verre ou échardes volcaniques provenant d'une fragmentation, explosive ou non-explosive, au contact de l'eau et du magma lors de l'écoulement de laves sous-marines (Staudigel et Schmincke, 1984; Fisher et Schmincke, 1984). Ces dépôts sont généralement associés aux coulées de laves mafiques effusives sous-marines plus particulièrement sur les flancs des monts de mer (*seamounts*) de faible pente (20-30°) (Londsdale et Batiza, 1980; Smith et Batiza 1989, Fouquet et al., 1998; Clague et al., 2000; Maicher et al., 2000). Ils se manifestent à des profondeurs variant entre 1135 et 2600 m sous le niveau de la mer (Heikinian et al., 1993).

Les divers processus responsables pour la fragmentation sont: i) l'exsolution de gaz magmatique (*magmatic explosivity*), ii) l'expansion et l'effondrement du mince film de vapeur qui s'est formé à l'interface de l'eau et du magma (*contact-surface steam explosivity*), iii) l'explosion du film de vapeur résultant de l'incorporation de l'eau dans le magma ou de l'eau piégée près du magma (*bulk interaction steam explosivity*), iv) la granulation thermique résultant de la diminution du volume lors du refroidissement et du stress thermodynamique de la zone de trempe du magma (*cooling-contraction granulation or quenching*) ou v) une combinaison quelconque de ces processus (Wohletz, 1983; Kokelaar, 1986; Wohletz, 1996; Cas, 1992).

4.2 Terminologie

Une volcanoclastite est une roche clastique qui contient principalement du matériel volcanique, peu importe l'environnement de formation ou le processus de fragmentation (Bates et Jackson, 1987). D'une façon générale, on l'emploie pour indiquer que la roche renferme en majorité des composantes d'origine volcanique. Les principales composantes des dépôts volcanoclastiques sont: les échardes de verre, les morceaux de ponce friables, les cristaux idiomorphes ou cassés et les fragments lithiques vésiculaires à non-vésiculaires (Fisher et Schmincke, 1984). Il existe plusieurs types de dépôts volcanoclastiques: pyroclastique, autoclastique, épiclastique et hydroclastique, mais les différencier est problématique surtout dans les roches anciennes.

La classification des volcanoclastites est un sujet fort controversé où deux écoles de pensée s'affrontent. La classification peut être basée en fonction: (i) de la taille des grains et

des composantes d'origine volcanique (Fisher, 1961, 1966) et (ii) des processus volcaniques primaires en fonction du mécanisme d'éruption ou de fragmentation, aussi bien que du véhicule de transport (Cas et Wright, 1987; McPhie et al., 1993). Selon les différents écoles de pensée, des particules pyroclastiques, non-consolidées mais remobilisées, peuvent être considérées soit épiclastiques soit pyroclastiques. C'est ici que se retrouve le principal point de conflit; le problème de la nomenclature est particulièrement prononcé dans les dépôts pyroclastiques d'environnement sous-marin. Les processus de fragmentation des roches pyroclastiques, hydroclastiques, autoclastiques, alloclastiques et épiclastiques produisent des particules de toutes les tailles. Les agents de transport, tels que le vent et l'eau, ne peuvent transformer la nature initiale de la particule de pyroclastique à épiclastique (Fisher et Schmincke, 1984). En conséquence, la re-mobilisation de particules pyroclastiques non-consolidées, transportées en aval par l'intermédiaire d'un processus de transport de masse, de débit ou de gravité, peut se produire dans un environnement sous-marin avec des composantes pyroclastiques préservées qui seront ainsi qualifiées comme d'origine pyroclastique.

Les débris pyroclastiques dans les roches modernes et anciennes ont été intensivement déformés et altérés. L'identification de ces roches est difficile car les textures sensibles, volcaniques et sédimentaires, sont détruites. La présence ou l'absence des différentes composantes volcanoclastiques est diagnostique de certains types d'éruption. Par exemple, les autoclastites peuvent avoir les mêmes composantes que les dépôts pyroclastiques et leurs équivalents retravaillés, de sorte que l'association spatiale des lithofaciès est importante lors de l'évaluation finale des dépôts. Le pyroclaste est maintenant défini

comme un fragment "produit par le résultat d'une action volcanique directe" plutôt que "généré par la désintégration lors d'une éruption volcanique" (Schmind, 1981). Le changement de la définition a des implications de grande envergure: des pyroclastes peuvent également être formés par une granulation thermique non-explosive. Les fragments hydroclastiques sont dérivés soit par des hydroexplosions (Fisher et Schmincke, 1984) soit par des éruptions hydro-volcaniques (Wohletz, 1983). Ils sont considérés comme une variété de pyroclastes formés 1) par l'explosion de vapeur à l'interface eau-magma, et 2) par le refroidissement rapide et la granulation mécanique de la lave qui entre en contact avec l'eau ou des dépôts saturés en eau (Fisher et Schmincke, 1984). Le terme hyaloclastite devient alors ambigu car des fragments vitreux peuvent également être produits par l'auto-bréchification ou par la granulation thermique due à l'interaction de la lave avec l'eau. Les fragments qui sont produits par des processus de granulation thermique et qui génèrent des dépôts de hyaloclastite représentent un autre type de pyroclaste selon la définition de Schmind (1981). Les explosions phréatiques, phréatomagmatiques, sous-marines et littorales sont quatre catégories distinctes d'éruptions hydroclastiques (Fisher et Schmincke, 1984) qui produisent des pyroclastes.

La classification terminologique granulométrique standard de Fisher (1961, 1966) permet de décrire plus facilement les roches pyroclastiques associées aux processus de fragmentation explosive et non-explosive. Cette classification est plus couramment utilisée dans les études reliées aux roches clastiques anciennes et déformées car elle permet de décrire la roche sans y attribuer un lien génétique: tuf ($\phi < 2$ mm), lapilli ($2 < \phi < 64$ mm)

et bloc ou brèche ($\phi > 64$ mm). De plus, il est possible de raffiner la classification en y ajoutant des adjectifs qualificatifs, tels que tuf fin ($\phi < 1$ mm), tuf grossier ($1 < \phi < 2$ mm), lapilli fin ($2 < \phi < 32$ mm) et lapilli grossier ($32 < \phi < 64$ mm). Lorsque l'origine est évidente et/ou que l'on discerne sur le terrain les relations de contact entre les coulées de lave cohérentes et leurs contre-parties bréchiformes, une terminologie génétique peut alors être utilisée. On ajoute alors un terme génétique au qualificatif de granulométrie, comme par exemple: une brèche de coussin, une coulée de brèche ou une brèche hyaloclastite pour préciser le processus de fragmentation autoclastique.

4.3 Description des tufs ultramafiques

La cartographie de détail de l'affleurement Est de *Spinifex Ridge* a permis d'identifier 3 dépôts de roches volcanoclastiques ou tufs hyaloclastiques ultramafiques intercalés entre des coulées komatiitiques (carte A). Ces dépôts forment des unités lenticulaires de 10 à 90 cm d'épaisseur (moyenne de 38 cm). Leur extension latérale continue varie entre 15 et 25 m. Les contacts entre les dépôts et les coulées sont nets et non-érosifs à la base et localement érosifs au sommet des dépôts de tufs (planche 8A). Les dépôts suivent la topographie locale des coulées komatiitiques. Leur épaisseur maximum se trouve à la rencontre de deux terminaisons latérales de coulées et leur épaisseur minimum au toit des coulées. Ainsi, la distribution des coulées sous-jacentes fait varier l'épaisseur des dépôts volcanoclastiques, comme par exemple passer de 87 cm à 14 cm sur une distance de 4 m. Localement, il existe des déformations synsédimentaires ou synvolcaniques qui sont situées à l'intersection de deux coulées (planche 8B).

PLANCHE 8

Dépôts de tufs ultramafiques en affleurement

Planche 8A: Contact concordant entre un dépôt de tuf ultramafique laminé et des coulées de lave komatiitique. Le marteau mesure 32 cm.

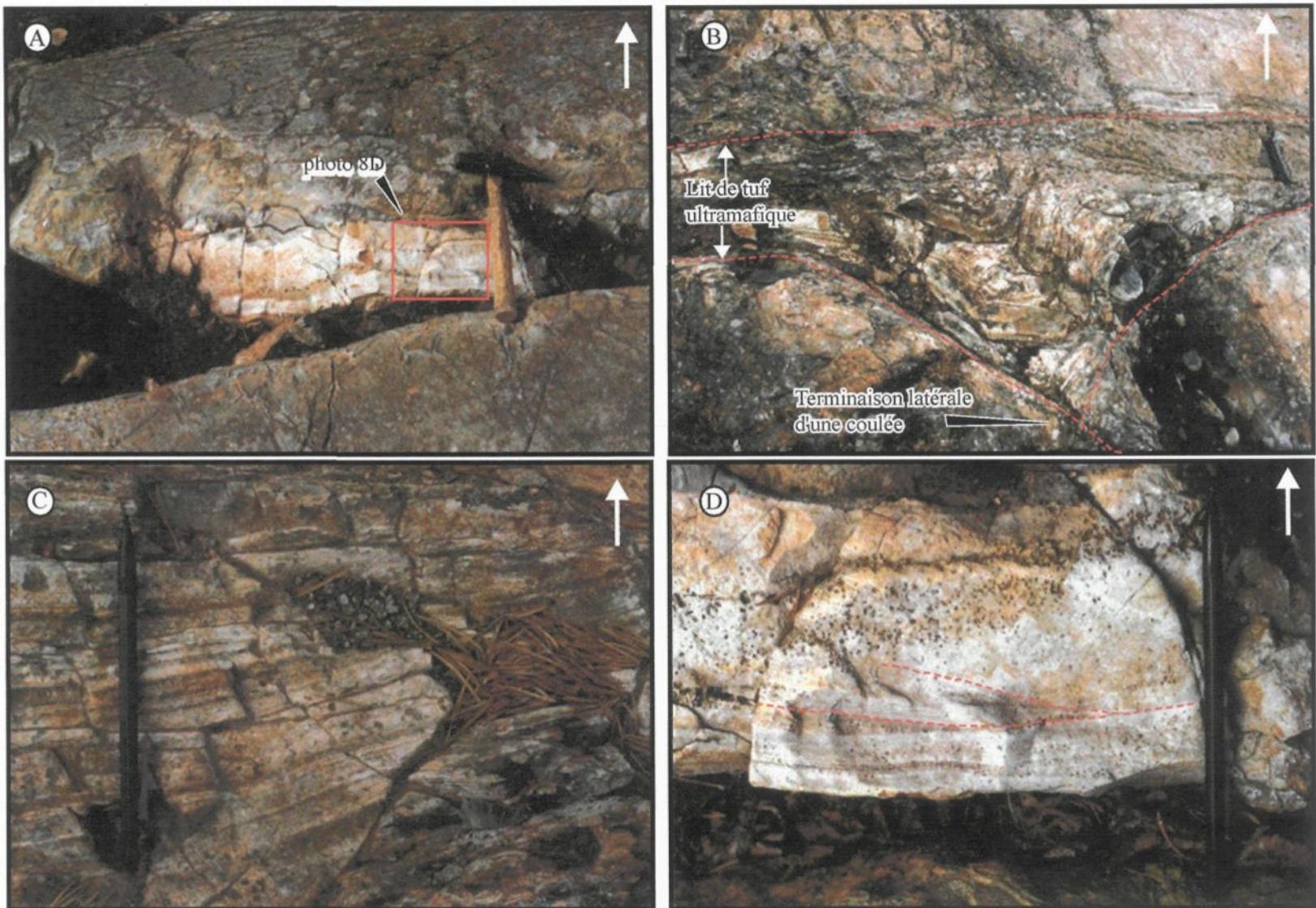
Planche 8B: Dépôt de tuf ultramafique qui a subi une déformation. L'épaisseur du dépôt est la plus grande à la jonction de la terminaison latérale des deux coulées sous-jacentes. Le crayon mesure 15 cm.

Planche 8C: Vue rapprochée des lits planaires avec des lamination parallèles dans un dépôt de tuf ultramafique. Le crayon mesure 15 cm.

Planche 8D: Vue rapprochée de la planche 8A, tuf fin ultramafique contenant des lamination entrecroisées et des lamination parallèles. Le crayon mesure 15 cm.

Planche 8

* La flèche (→) indique le sommet stratigraphique.



En surface altérée, les dépôts sont composés d'un empilement de lits planaires, de 0,3 à 5 cm d'épaisseur. L'alternance de lits de différentes couleurs (brune et blanchâtre) est produite par la variation des proportions et par la granulométrie des divers composants (planche 8C). Les lits bruns sont des tufs à grain grossier, généralement d'épaisseur plus mince 0,3 à 1,75 cm. Ils sont massifs et démontrent parfois un granoclasement normal faiblement développé. Le tri des composants est pauvre à moyen. Les lits blanchâtres à grain fin, de 0,3 à 5 cm d'épaisseur, sont lités avec un granoclasement normal localement surmonté par des laminations parallèles. On observe localement une structure de lits entrecroisés qui est recoupée subséquemment par une coulée de lave sus-jacente (planche 8D). L'épaisseur des lits varie à travers les dépôts pour devenir parfois des lamines parallèles d'épaisseur millimétrique. La nature du contact entre les lits est généralement nette, rarement graduelle à indistincte.

4.4 Description pétrographique

Les dépôts volcanoclastiques renferment différentes composantes d'origine volcanique qui sont pratiquement toutes inférieures à 2 mm de diamètre. L'altération hydrothermale et le métamorphisme subséquemment surimposé empêchent l'identification précise des minéraux primaires, mais les textures volcaniques délicates, telles que l'angularité des hyaloclastites et des cristaux, ainsi que les structures sédimentaires sont très bien conservées.

4.4.1 Composantes

Le premier type de fragment (E) est composé de verre volcanique ultramafique sub-angulaire à angulaire, de 0,1 à 0,8 mm de diamètre. Il est non-vésiculaire avec des formes variables: en bâtonnet, en L ou Y, courbée (*cuspate*) et même amiboïde (planche 9A). Les bordures originales des échardes sont bien préservées. En lumière polarisée, le verre est dévitrifié et recristallisé en agrégats de chlorite. Nous interprétons ces fragments comme des échardes de verre qui représentent des fragments juvéniles. Deux populations d'échardes semblent être présentes: le premier type (65-75 %) est de formes variées, angulaires avec des bordures droites et/ou des surfaces de fractures conchoïdales concaves et il est généralement petit, moins de 0,3 mm de diamètre. Le deuxième type (35-25 %) a plutôt une forme amiboïde faiblement courbée ou plissée et sa taille varie entre 0,3 et 0,6 mm de diamètre.

Des fragments de roches volcaniques ultramafiques (L) de 0,2 à 2 mm de diamètre sont aussi observés dans les dépôts. Ils sont sub-arrodis à sub-angulaires et leur forme est ovoïde (planches 9B et 9C). La minéralogie est composée d'agrégats de serpentine avec des minéraux opaques. Ces fragments ultramafiques sont considérés comme des fragments lithiques accessoires érodés des flancs du volcan de magmas similaires d'éruptions antérieures.

Des cristaux d'olivine (O), de taille inférieure à 1,8 mm, sont idiomorphes à hypidiomorphes avec une forme tabulaire. Ils sont fracturés et les fractures sont remplies de serpentine (planches 9B et 9C). Ces cristaux sont interprétés comme des fragments

PLANCHE 9

Composantes volcanoclastiques en microphotographie

Planche 9A: Microphotographie d'échardes avec des formes variables: en bâtonnet, en L, en Y, courbée et même amiboïde, (H) hyaloclastites et (C) cendre. Lumière naturelle, lame mince CC-98-437.

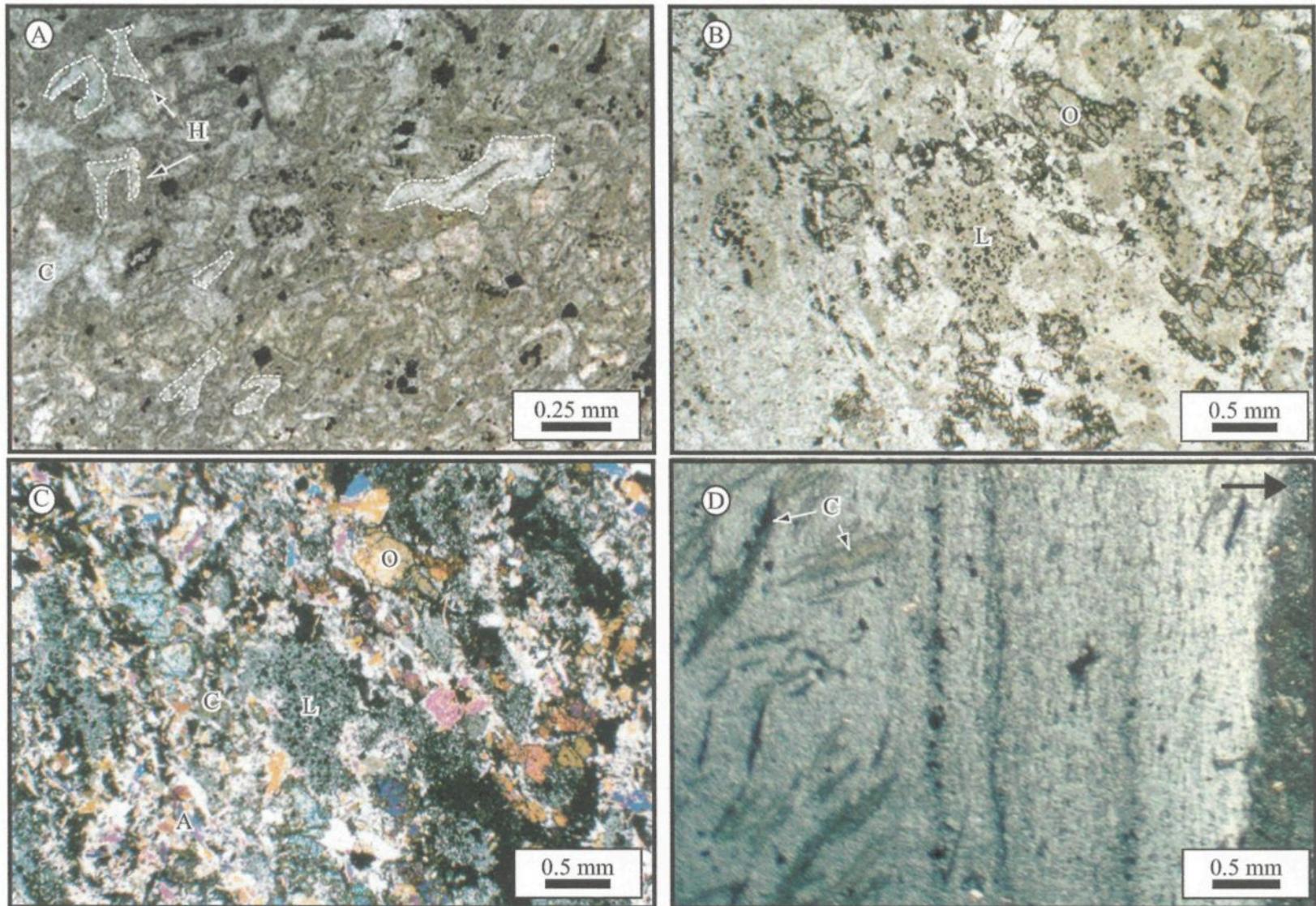
Planche 9B: Microphotographie de cristaux d'olivine (O) et fragments lithiques (L). Lumière naturelle, lame mince CC-98-437.

Planche 9C: Même vue que la planche 9B, lumière polarisée. Microphotographie qui montre des cristaux d'olivine (O), de chlorite (C) et d'amphibole (A) ainsi que des fragments lithiques (L).

Planche 9D: Microphotographie de cendres volcaniques et porphyroblastes de chlorite (C) avec granoclassement. Lumière polarisée, lame mince CC-98-450B.

Planche 9

* La flèche (→) indique le sommet stratigraphique.



juvéniles. La minéralogie actuelle est le résultat de l'altération et du métamorphisme. Des porphyroblastes d'amphibole (A) (planche 9C) et de chlorite (C), de 0,01 à 0,4 cm de diamètre, allongés et prismatiques sont également retrouvés à travers les différents lits. Localement les minéraux métamorphiques se superposent sur les textures primaires.

Toutes ces composantes sont généralement accompagnées ou retrouvées dans une matrice à grain très fin, anciennement composée de verre volcanique, complètement recristallisé en chlorite-trémolite et/ou en serpentine avec des quantités variables de minéraux opaques (planche 9D). Les minéraux opaques sont de forme globulaire, de 0,05 mm de diamètre, en agrégats de 0,25 mm de diamètre.

4.4.2 Structures sédimentaires

Sur l'affleurement Ouest, 2 types de lits macroscopiques ont été observés; cependant au microscope, 3 types de lits distincts sont reconnus. Ainsi, les lits bruns à grains grossiers renferment des lits microscopiques: i) riches en cristaux et en fragments lithiques et ii) riches en échardes de verre. Les lits blanchâtres à grains fins renferment des lits microscopiques: iii) riches en cendres volcaniques. En général, les contacts à la base et au sommet des différents types de lit sont nets et réguliers à onduleux.

Le premier type de lit (I) est caractérisé par des cristaux d'olivine (40-75%), des fragments lithiques (< 10%) et des minéraux opaques (< 5%) dans une matrice à grain fin. Ces lits riches en cristaux varient en épaisseur de 0,5 à plus de 2,8 cm. Ils montrent un aspect massif avec un granoclassement normal plus ou moins bien développé. Les cristaux

sont généralement concentrés à la base des séquences des lits (planche 10A, 10B et 10C).

Ces lit granoclassés sont analogues à la division T_a des turbidites.

Le deuxième type de lit (II) est pauvre en matrice et composé d'échardes de verre (70-85%), d'amphibole (< 5%) et de minéraux opaques (< 2%). Ces lits, riches en échardes de verre, sont en moyenne de 0,3 à 1,3 cm d'épaisseur à l'exception d'un lit dont l'épaisseur atteint plus de 4 cm. Une faible stratification interne est observée avec une distribution plutôt homogène (planche 9B et 9C). Localement des empreintes de charge sont observées à la base d'un lit. Ces lits sont équivalents à la division T_b des turbidites.

Le dernier type de lit (III) est principalement composé d'un matériel volcanique à grain fin à très fin (70-85 %), constitué de minéraux opaques (10-25 %) et de porphyroblastes de chlorite (5-10 %). Ce type de lit est le plus épais (0,4 à 6 cm d'épaisseur) et le plus fréquent. On y observe un granoclassemement normal et des laminations parallèles. Lorsque les lits sont laminés, ils peuvent être subdivisés en deux sous-ensembles (*sub-set*): 1) lamines riches en minéraux opaques et 2) lamines pauvres en minéraux opaques. Ces deux sous-types de lits sont répétitifs et toujours présents. L'épaisseur de ces sous-types de lits varie entre 0,03 et 1 cm. Les lits riches en minéraux opaques sont généralement minces et discontinus (planche 9D), avec une texture d'affouillement (*scouring*). Ces lits renferment principalement des laminations parallèles. Ils sont équivalents à la division T_d des turbidites.

PLANCHE 10

Structure sédimentaire des volcanoclastiques

Planche 10A: Microphotographie d'un lit massif (Ta) riche en cristaux d'olivine et en fragments lithiques avec une orientation préférentielle perpendiculaire au sommet stratigraphique. Lumière polarisée, lame CC-98-437.

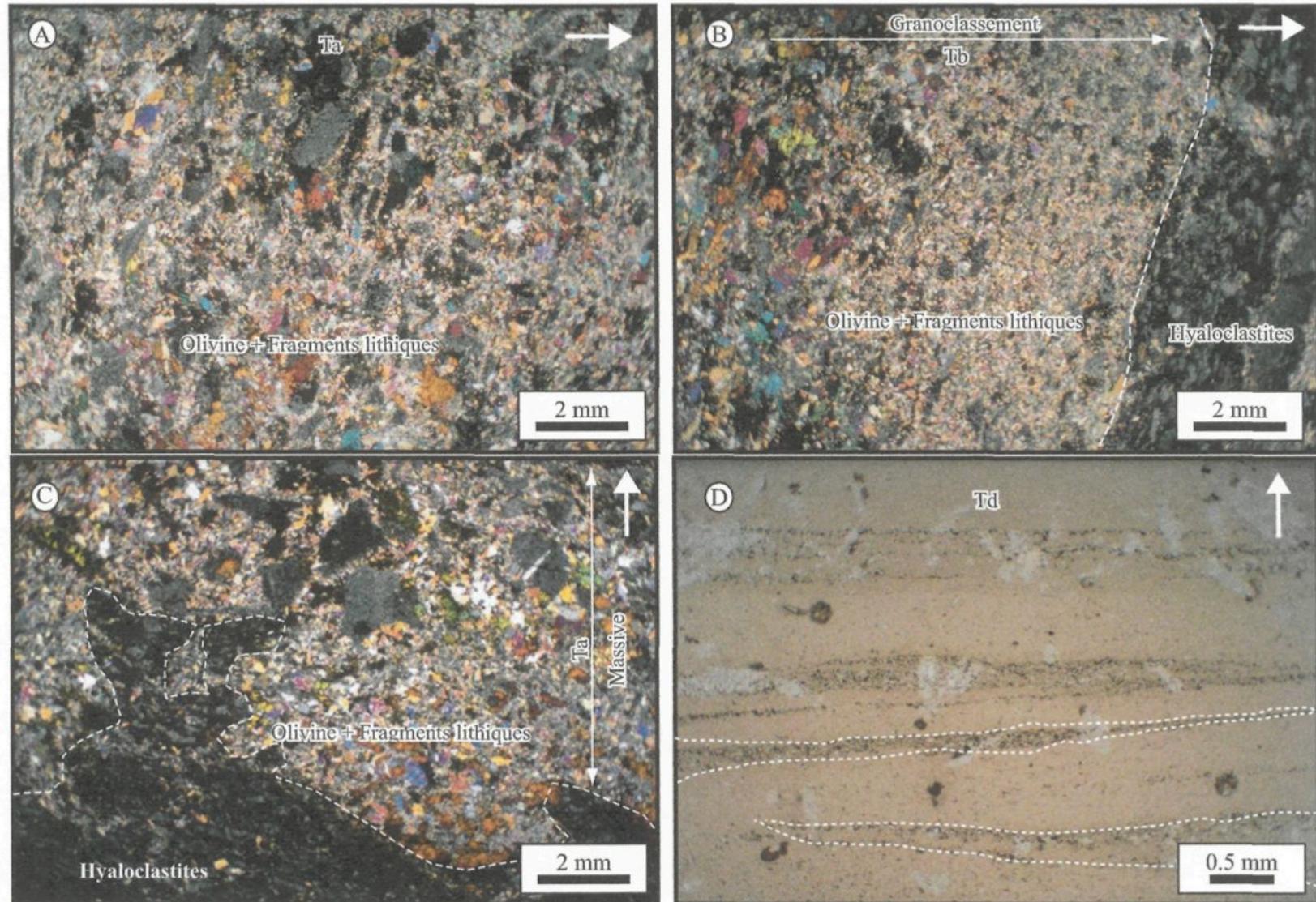
Planche 10B: Microphotographie d'un lit granoclassé (Tb) riche en cristaux d'olivine et en fragments lithiques surmonté d'un lit riche en hyaloclastites. Lumière polarisée, lame mince CC-98-437.

Planche 10C: Microphotographie d'une structure de charge au contact entre un lit riche en hyaloclastites et un lit massif (Ta) riche en cristaux d'olivine et en fragments lithiques. Lumière polarisée, lame mince CC-98-437.

Planche 10D: Microphotographie de lits riches en cendres volcaniques subdivisés en deux sous-ensembles (sub-set): lits riches en minéraux opaques et lits pauvres en minéraux opaques. Lumière naturelle, lame mince CC-98-451.

Planche 10

* La flèche (→) indique le sommet stratigraphique.



4.5 Interprétation

4.5.1 Échardes de verres

La présence d'échardes de verres et de cristaux d'olivine suggèrent un mécanisme de fragmentation résultant de l'interaction eau-magma, explosive ou non explosive, possiblement causé par l'implosion de la zone de trempe à la surface des coulées de lave. Selon Maicher et al. (2000), la formation des échardes peut arriver de plus d'une manière mais le processus prédominant implique une fragmentation au front de la coulée et le long des côtés de la coulée de lave. Les deux populations d'échardes observées en lame mince résultent de deux processus de fragmentation différents. Les échardes de forme angulaires représentent une fragmentation de granulation thermique (Maicher et al., 2000) qui peut s'être produite à n'importe quelle profondeur (Kokelaar, 1986). Les échardes de forme amiboïdes sont nommées des échardes avec des murs en bulle (*bubble-wall*) (Clague et al., 2000; Fouquet et al., 1998) ou de *limu* (Maicher et al., 2000). Ces échardes de *limu* représentent des fragments provenant d'une partie de bulle de magma éclatée ou brisée, incluant des fragments plastiques plissés et/ou remodelés (Maicher et al., 2000; Clague et al., 2000). Les principales conditions nécessaires pour former ce type d'écharde sont les suivantes (Maicher et al., 2000): i) un mince film de vapeur à l'interface magma-eau, considéré comme indispensable pour empêcher un transfert de chaleur rapide et l'éclatement des bulles de magma, ii) l'expansion de la vapeur indispensable et peu probable à une profondeur plus grande que 3km, car, à plus grande profondeur, aucune

phase vapeur ne peut se former (Bischoff et Rosenbauer, 1988) et iii) un contact et un mélange vigoureux de la lave avec l'eau, sont essentiels pour piéger ou confiner l'eau à l'intérieur de la lave.

Le processus de formation (fragmentation) des échardes est directement associé aux conditions de mise en place de la lave (Maicher et al., 2000). Sur *Spinifex Ridge*, les échardes angulaires sont prédominantes, ce qui concorde avec les observations de Maicher et al. (2000) et Kokelaar (1986). Les deux populations d'échardes de *Spinifex Ridge* sont interprétées comme s'étant formées dans des conditions distinctes. Les échardes de *limu* se seraient développées à la tête de la coulée près du centre d'effusion, là où le magma est le plus turbulent et le plus chaud, tandis que les échardes angulaires se seraient produites aux marges de la coulée.

4.5.2 Transport

Les lits de tufs ultramafiques de *Spinifex Ridge*, à grain fin à grain grossier, montrent des caractéristiques typiques d'un courant turbiditique classique de faible densité (Lowe, 1982). Les dépôts formés par des courants turbiditiques sont généralement caractérisés par leur texture à support de fragments, des stratifications mal définies et /ou un granoclassement normal ou inverse (Lowe, 1982). Les structures et la concentration des composantes des dépôts de *Spinifex Ridge* suggèrent un écoulement à très faible turbulence avec peu de chocs entre les particules, favorisant la préservation de fragments délicats tels que les échardes et limitant l'abrasion des cristaux. Ainsi, les sédiments se sont accumulés sur les flancs de l'empilement des coulées d'un centre effusif. L'accumulation et la

concentration de sédiments à un endroit donné dans un courant peut avoir provoqué une instabilité des sédiments qui se seraient déployés le long d'une pente sous l'action de la gravité. Le mélange de l'eau avec les sédiments donne un comportement fluide à l'écoulement.

La formation de ces dépôts a eu lieu lors de la décélération de coulées de masses sous-marines de débris volcanoclastiques. Le dépôt initial se fait par une sédimentation directe par suspension de matériel le plus grossier, suivi par un gel de la coulée laminaire réduisant tout mouvement par traction ultérieure et favorisant le développement de dépôts massifs mal triés. Les lits qui démontrent un granoclassement normal peu développé de la base au sommet font référence à la division T_a de Bouma (1962) ou son équivalent S_3 de Lowe (1982). Cette division représente une sédimentation rapide de particules tombant de la charge en suspension. L'absence de granoclassement inverse suggère une turbulence limitée et une réduction en densité de l'écoulement lors de la chute des particules en suspension. La granulométrie plus fine fait référence aux divisions T_b et T_d (Bouma, 1962). La division T_b est formée à partir d'un tapis de traction, tandis que la division T_d est formée à partir d'un mélange de tapis de traction et de suspension (Lowe, 1982). La présence d'empreintes de charge à la base des lits signifie une sédimentation rapide de matériel dense sur du matériel peu consolidé et moins dense. La disposition des sous-ensembles des lits riches en cendres et la texture d'affouillement peuvent être interprétées en fonction des variations dans l'intensité du courant.

En général, la présence et la préservation des textures volcaniques délicates et des structures sédimentaires indiquent qu'il y a eu relativement peu sinon aucune déformation ou compaction majeure. Le seul dépôt dont les lits sont plissés et perturbés pourrait avoir enregistré une activité séismique, une éruption ou une déformation syn-volcanique provoquée par le passage des coulées de lave sus-jacentes.

Les dépôts de tufs ultramafiques intercalés avec les coulées de lave indiquent une mise en place syn-volcanique de matériaux provenant d'une éruption volcanique sous-marine. Les tufs représentent des sédiments remobilisés par un courant turbiditique. La présence des tufs intercalés avec les coulées de lave démarque des frontières entre les différents événements d'écoulement, indiquant des hiatus volcaniques. La rareté de dépôts de tufs entre les coulées indique que les éruptions ou les pulsations de laves étaient fréquentes et que peu de temps s'écoulait entre chaque éruption ou pulsation.

CHAPITRE 5

GÉOCHIMIE ET ALTÉRATION

5.1 Introduction

Les komatiites sont des laves ultramafiques qui ont comme principale caractéristique géochimique une teneur en magnésium supérieure à 18% (Arndt et Nisbet, 1982). Les komatiites sont généralement associées aux boucliers archéens et sont exceptionnelles dans les terrains protérozoïques. Les komatiites ont subi une altération hydrothermale vigoureuse, combinée à un métamorphisme au faciès schistes verts ou au faciès amphibolites. Exceptionnellement, certaines komatiites fraîches sont préservées dans la ceinture de roches vertes de Belingwe au Zimbabwe (Nisbet et al., 1987) et dans de la ceinture d'Abitibi au Canada (Barnes, 1985; Shore, 1996). L'altération hydrothermale entraîne la mobilité de certains éléments majeurs et traces. Il est donc important de comprendre les effets de l'altération sur la composition chimique des komatiites avant de tenter d'employer ces données pour évaluer leur pétrogenèse.

Les effets de l'altération hydrothermale sur les komatiites archéennes ont été abordés par Barnes (1985) et Arndt (1994). Selon eux, la mobilité des éléments varie selon les échantillons en relation directe avec l'ampleur de l'altération locale. Il est donc

habituellement possible de faire une distinction entre les éléments peu mobiles et ceux qui ont été plus fortement influencés. Les éléments les plus fréquemment affectés par l'altération sont les métaux alcalins et alcalino-terreux (CaO , Na_2O et K_2O) ainsi que les éléments lithophiles à grand rayon ionique (ÉLGRI) (Sr , Ba , Rb , Cs) (Barnes, 1985; Ludden et Gélinas, 1982). Par ailleurs, les éléments immobiles sont les plus incompatibles. Il s'agit des éléments de terres rares (ÉTR) et des éléments à fort potentiel ionique (ÉFPI) tels que Sc , Y , Th , Zr , Hf , Ti , Nb et Ta .

5.2 Méthodes analytiques

La géochimie va permettre de déterminer la nature du magma et la composition des roches ultramafiques de *Spinifex Ridge* dans la Formation de La Motte-Vassan. En tout, 35 échantillons ont été choisis pour les analyses géochimiques. Les oxydes et certains éléments traces ont été analysés au Centre de recherche minérale du Québec (CRMQ) selon les procédures expliquées dans le guide de tarification du CRMQ (avril 1997) pour les codes d'analyses A01, A09, A10 et A19. Les échantillons ont été broyés dans une meule en céramique d'alumine. À partir des poudres de roche du CRMQ, les échantillons ont également été analysés pour les éléments de terres rares (ÉTR) et pour certains autres éléments par activation neutronique instrumentale (AANI) au laboratoire de l'Université du Québec à Chicoutimi. Cette méthode a été utilisée à deux reprises, premièrement pour 24 échantillons de la série OO analysés en avril 1999 et deuxièmement pour 9 échantillons de la série BE analysés en octobre 1999. La précision des analyses varie selon les éléments analysés. Les standards AX90 sont présentés et comparés entre eux à l'annexe D, afin de

déterminer la précision de nos résultats d'analyse. Toutes les analyses ont été recalculées sur une base anhydre à 100%. Les échantillons collectés pour effectuer les analyses géochimiques ont été choisis spécifiquement avec le moins d'altération possible afin de limiter les effets de celle-ci sur les résultats.

Cette étude porte avant tout sur les coulées komatiitiques en feuillet et les coulées en forme de tube; par conséquent, 27 des 35 analyses effectuées proviennent de ces roches. Cependant, nous avons tenu à échantillonner tous les faciès observés en affleurement. Trois analyses proviennent donc des dépôts volcanoclastiques, 3 autres analyses proviennent de la coulée épaisse et finalement 2 analyses proviennent des brèches hydrothermales. Les résultats de toutes ces analyses chimiques sont présentés à l'annexe D.

5.3 Types de komatiites

D'après la littérature, on discerne deux types de komatiite d'après leur composition chimique: les komatiites non-appauvries en Al (KNA) et les komatiites appauvries en AL (KAA) (Nesbitt et al., 1979; Arndt et Nisbet, 1982; Barnes et Often, 1990; Fan et Kerrich, 1997). Les plus communes sont les KNA également connues sous l'appellation komatiites de type Munro. Elles sont principalement retrouvées dans les ceintures de roches vertes archéennes de 2,7 Ma, en Abitibi au Canada, à Belingwe au Zimbabwe et à Norseman-Wiluna en Australie. Ce type de komatiite est caractérisé par les rapports des éléments suivants: $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \approx 20$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 1$, $\text{Gd/Yb}_N \approx 1$, Ti/Zr qui varie entre 139 et 169 et par un faible appauvrissement en éléments des terres rares légères (ÉTRL) (Nesbitt et al., 1979; Arndt, 1994; Fan et Kerrich, 1997). Le deuxième type de komatiites, les KAA, sont

également appelées komatiites de type Barberton. Elles sont plus fréquentes dans les ceintures de roches vertes archéennes de plus de 3,4 Ma, comme à Barberton en Afrique du Sud et à Pilbara en Australie. Ce type de komatiites est caractérisé par les rapports des éléments suivants: $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \approx 10$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1,5$, $\text{Gd/Yb}_N > 1$, Ti/Zr qui varie entre 105 et 120 ainsi que par un appauvrissement en Y, V, Sc et en éléments des terres rares lourdes (ÉTRLD) (Nesbitt et al., 1979; Arndt, 1994; Fan et Kerrich, 1997).

La variation de signature géochimique des komatiites est reliée à divers degrés de fusion partielle localisée dans les différentes parties du plume à diverses profondeurs (Herzberg et O'Hara, 1998). D'après des travaux expérimentaux, les magmas komatiitiques sont générés par la fusion de péridotite dans le manteau à des pressions variant entre 3 et 15 GPa (Takahashi, 1986, 1990; Wei et al., 1990; Herzberg, 1992, 1995). Selon Herzberg (1992; 1995), le comportement de la cristallisation du grenat dans le manteau démontre que la teneur en Al_2O_3 ainsi que les rapports $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ et Gd/Yb_N du magma de source mantellique sont le reflet d'une variation séculaire de la pression moyenne du processus de fusion des komatiites. En effet, le grenat est une phase cristalline qui devient progressivement de plus en plus stable à un degré de fusion plus élevé avec l'augmentation de la pression (Herzberg, 1992; 1995). La règle générale propose que le magma komatiistique archéen de 3500 Ma (KAA) fut généré à pression élevée (> 9 GPa), tandis que le magma komatiistique archéen de 2700 Ma (KNA) témoigne d'une pression plus faible (< 7 GPa). Ces travaux avancent même que le magma komatiistique crétacé de Gorgona aurait été généré à une pression d'environ 4 GPa (Takahashi, 1990; Arndt et Lesher, 1992; Herzberg, 1992, 1995).

5.4 Caractéristiques chimiques

Tous les échantillons de *Spinifex Ridge* se regroupent parfaitement dans le champ de la suite des komatiites péricotitiques lorsqu'ils sont reportés sur les diagrammes ternaires AFM et CaO-Al₂O₃-MgO (Figure 18). De ce fait, leur teneur en magnésium (MgO > 26 % poids) satisfait amplement à la définition des komatiites (Arndt et Nisbet, 1982). De plus, les komatiites de *Spinifex Ridge* sont des komatiites non-appauvries en Al (KNAA) d'après les rapports Al₂O₃/TiO₂ (21,3) et CaO/Al₂O₃ (0,93). Les diagrammes de la figure 19 illustrent les rapports Al₂O₃/TiO₂ et CaO/Al₂O₃, considérés comme les paramètres discriminants entre les deux types de komatiites. Les lignes de tendance des KAA et KNAA y sont tracées. La distribution des analyses du rapport CaO/Al₂O₃ est linéaire tout comme Al₂O₃/TiO₂, mais de façon beaucoup plus dispersée. Selon Barnes (1985), le CaO est mobile lors de l'altération des komatiites.

Les variations chimiques à l'intérieur des komatiites sont mises en évidence au moyen de diagrammes de variation (Figure 20 et 21). Le MgO est l'élément choisi en abscisse car il constitue l'élément majeur ayant le plus grand indice de différenciation dans un magma komatiitique. En général, les seuls éléments qui montrent un caractère compatible sont le Ni et Co. Les oxydes Al₂O₃, TiO₂, les ÉTR ainsi que Hf, Sc, Y, Cr et V ont un caractère plutôt incompatible. Certains éléments ne montrent aucune corrélation avec le MgO, tel que le SiO₂, FeO, Sr, et Cu. Les autres éléments, Ba, Nb, Rb, Ta, Th et Zr, sont présents en très faible quantité ou à la limite du seuil de détection; c'est pourquoi nous ne les utilisons pas.

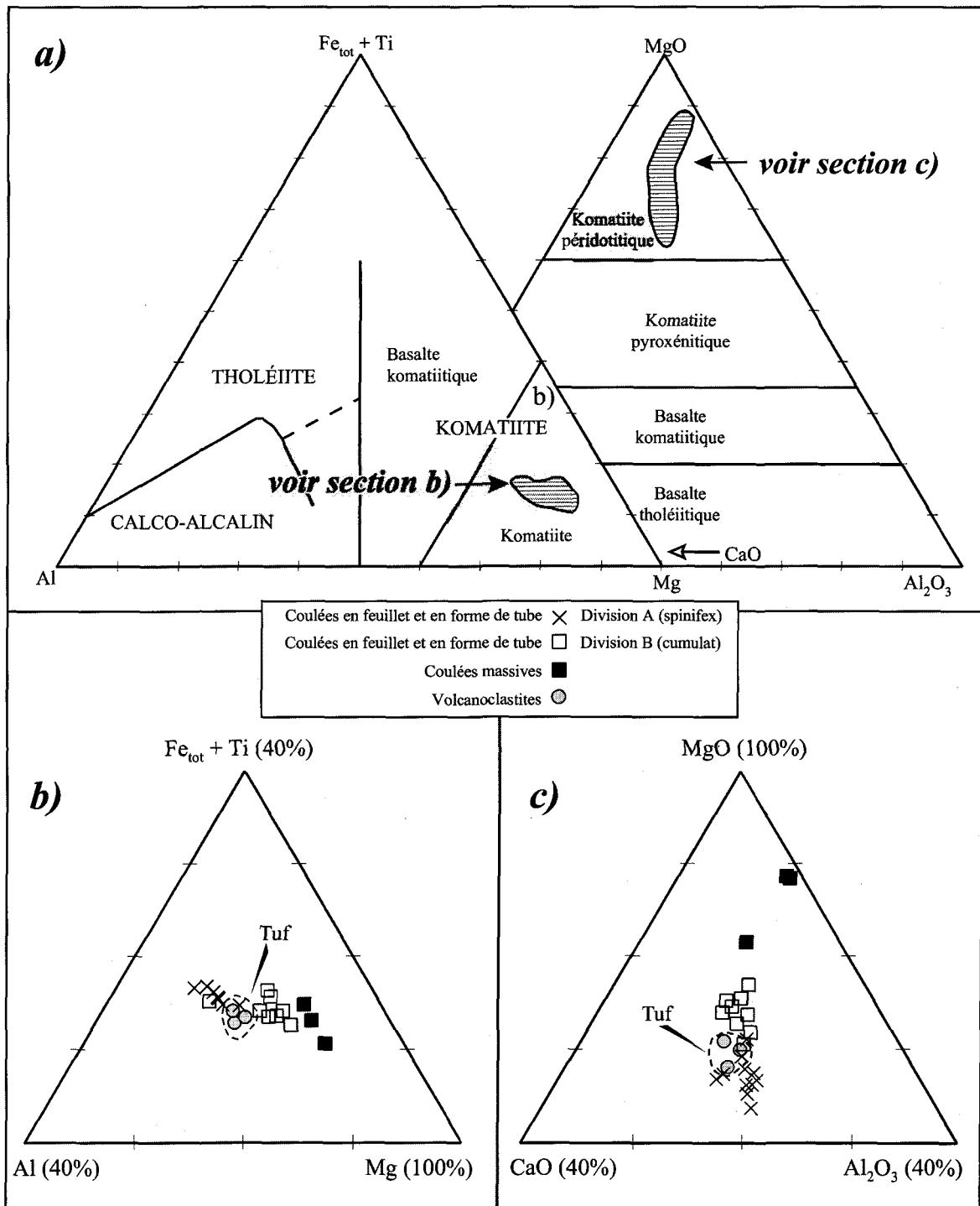


Figure 18: a) Diagramme cationique de Jensen (1976) et diagramme de Arndt (1977) montrant la composition chimique des roches ultramafiques de Spinifex Ridge, b) Extrémité du diagramme de Jensen et c) Extrémité du diagramme de Arndt.

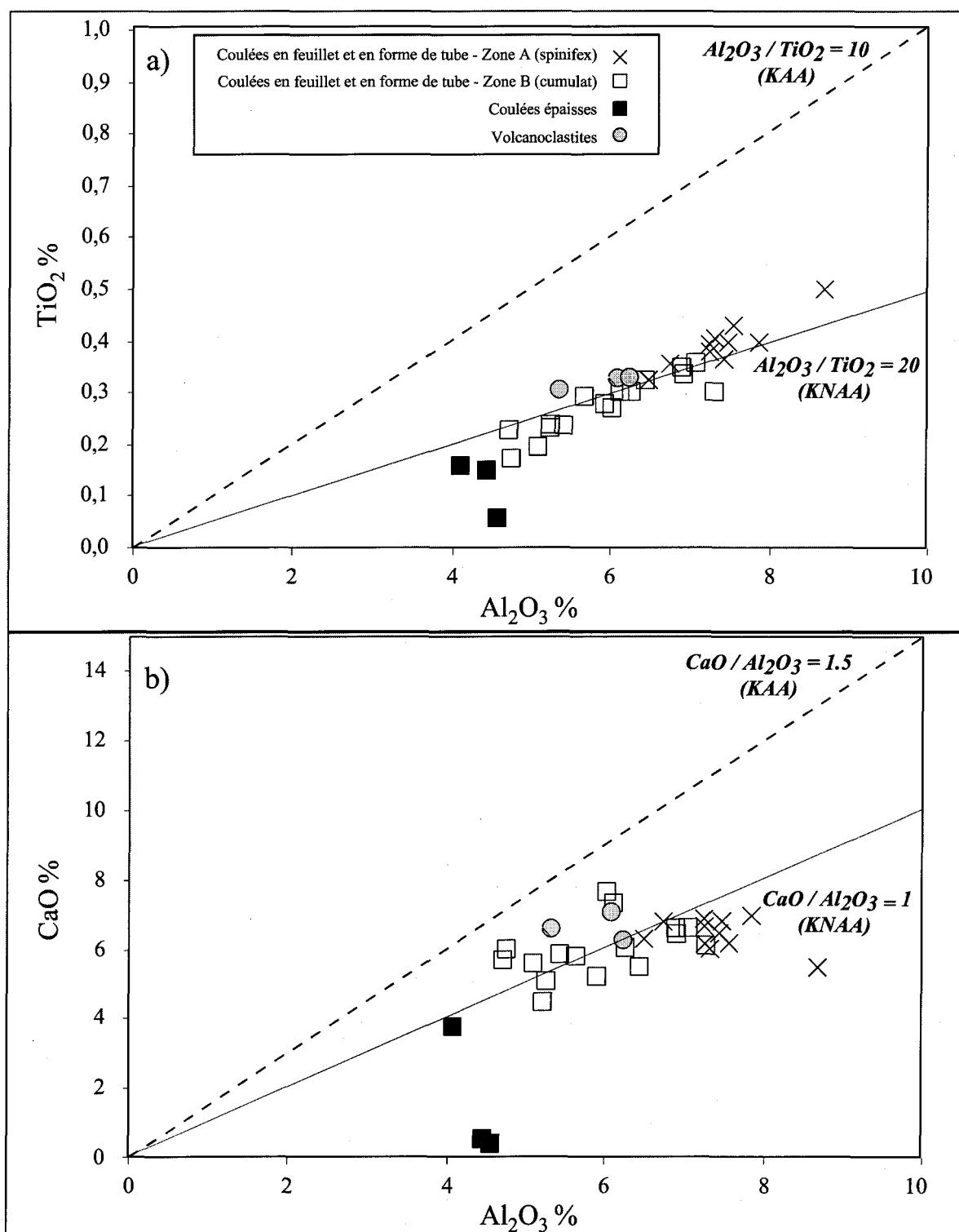


Figure 19: Diagrammes discriminants entre les deux types de komatiites, appauvries Al (KAA) et non-appauvries en Al (KNAA) avec les analyses de Spinifex Ridge: a) TiO_2 vs Al_2O_3 . b) CaO vs Al_2O_3 .

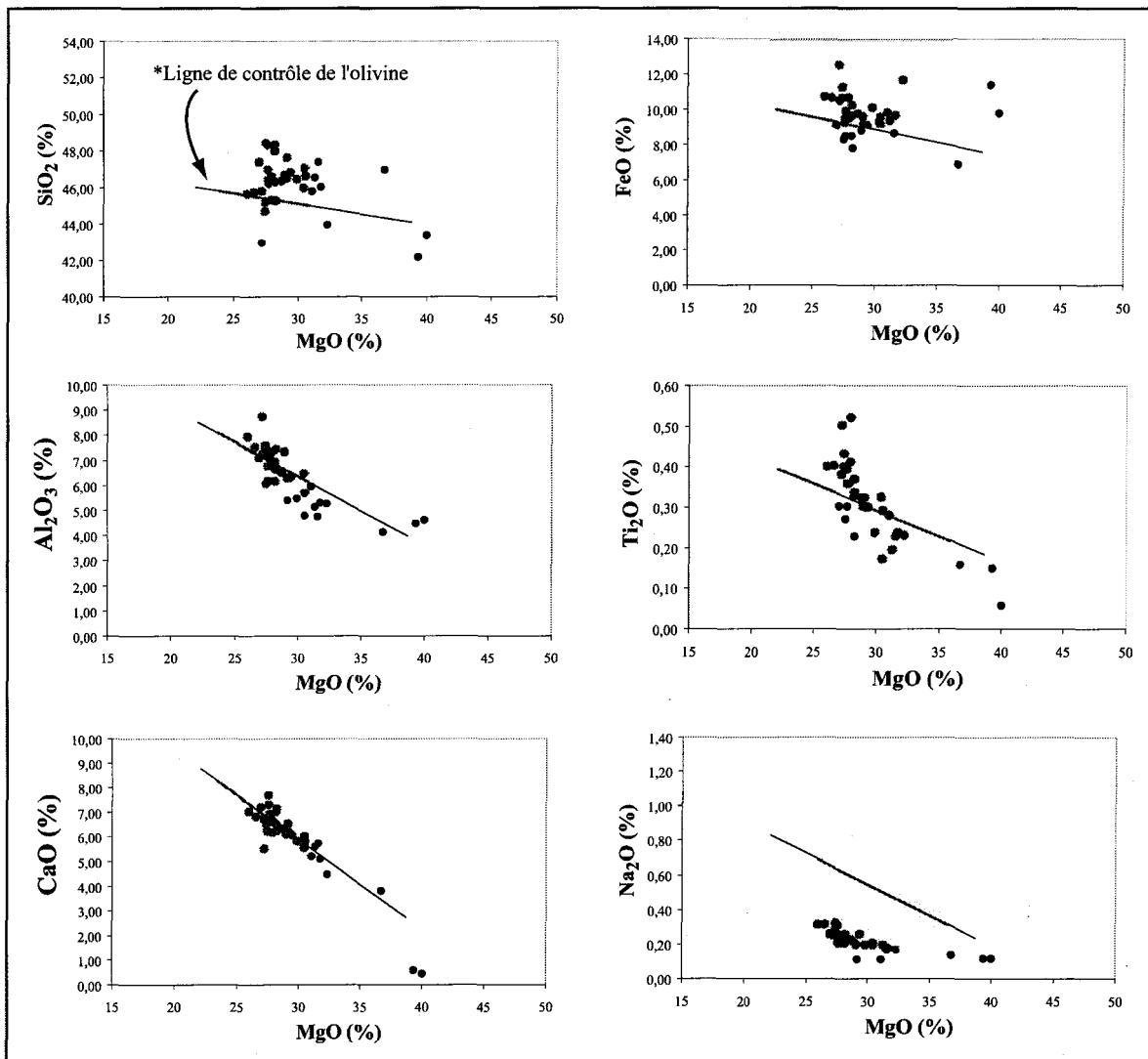


Figure 20: Diagrammes de variation chimique pour les éléments majeurs vs MgO.

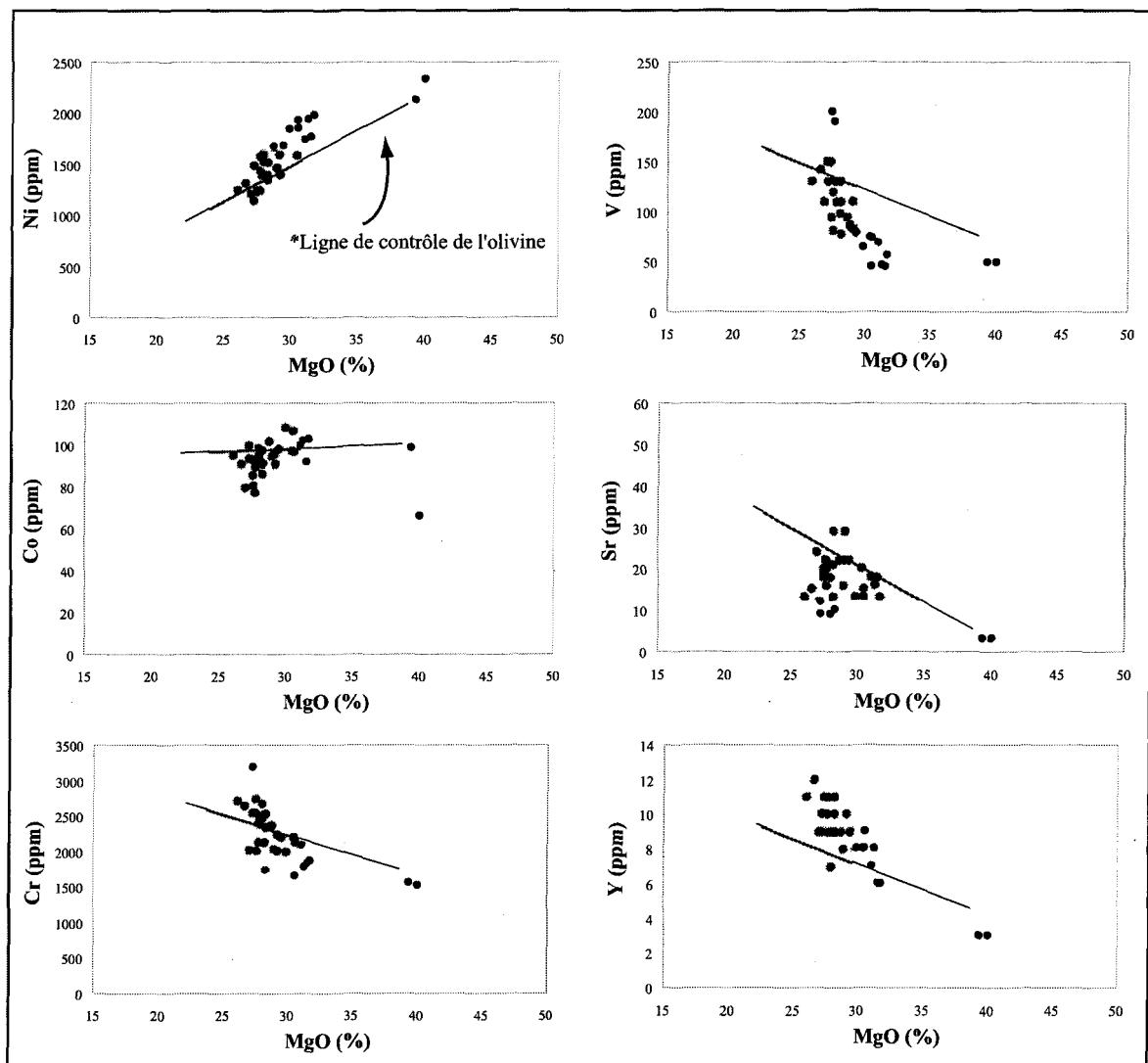
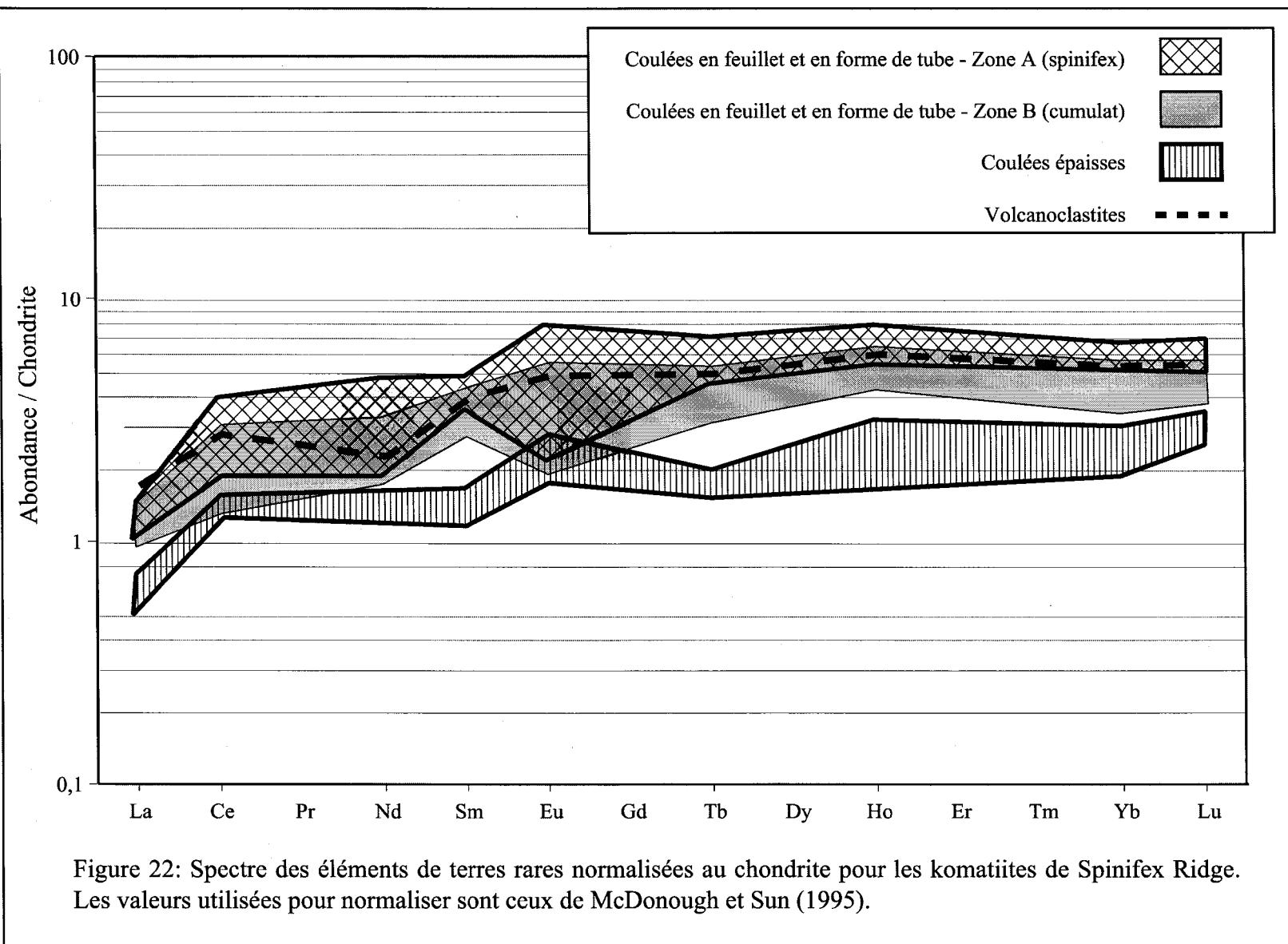


Figure 21: Diagrammes de variation chimique pour les éléments traces vs MgO.

Les études antérieures sur les komatiites démontrent que les minéraux compatibles sont retenus préférentiellement dans les résidus solides de fusion et qu'ils sont extraits rapidement du liquide au cours du processus de cristallisation fractionnée. Les principaux minéraux retrouvés dans les komatiites sont donc en majorité l'olivine et parfois la chromite et/ou le pyroxène (Barnes, 1985; Arndt et Lesher, 1992; Arndt, 1994; Renner et al., 1994). De plus, l'évolution de la concentration en éléments compatibles permet de les utiliser comme traceur du fractionnement de ces minéraux en prenant pour acquis que le Ni et le Co tendent à remplacer Mg dans l'olivine et que le Cr cristallise dans la chromite.

Les analyses de *Spinifex Ridge* montrent l'évolution des magmas en cours de cristallisation; la chute en Ni et Co versus le MgO indique le fractionnement de l'olivine tandis que l'augmentation du Cr versus le MgO indique que la chromite n'a pas cristallisée. Cette interprétation de la chimie corrobore nos observations pétrographiques.

La figure 22 montre les profils des terres rares normalisées aux chondrites de McDonough et Sun (1995). Les komatiites de *Spinifex Ridge* indiquent aussi un appauvrissement en ÉTR légères (ÉTRL) [$(\text{La/Yb})_n \sim 0,23$] et des concentrations de 0,5 à 7 fois chondrites, typiques de ce groupe de komatiites. L'appauvrissement en ÉTRL est généralement interprété comme étant une caractéristique de la source des komatiites, qui aurait subi un épisode antérieur de fusion partielle (Nesbitt et al., 1979). La forme des profils ÉTR est un indice du degré de fractionnement. Ainsi, les analyses de la coulée épaisse sont 0,5 à 3 fois chondrites. Un magma plus riche en MgO produira des roches dont les profils seront moins fractionnés.



5.5 Altération

La composition des komatiites en éléments traces, plus particulièrement en ÉTR et ÉFPI, fournit de l'information sur la composition de la source du manteau et les processus de fusion. Même s'il existe des évidences que les ÉTR et ÉFPI sont immobiles dans la plupart des komatiites (Sun et Nesbitt, 1978; Sun, 1987), des études au Brésil (Arndt et al., 1989) et en Finlande (Tourpin et al., 1991) ont démontré que certains échantillons n'ont pas préservé la signature chimique et isotopique originale du magma.

L'olivine étant la seule phase majeure à cristalliser, dans la plupart des komatiites, toute variation des éléments traces incompatibles avec l'olivine peut être attribuée à la mobilité de ces éléments, en relation avec un événement postérieur à la cristallisation comme l'altération ou le métamorphisme (Lahaye et al., 1995).

La ligne de contrôle de l'olivine (figure 23) est la tendance graphique des analyses géochimiques résultant de la fractionnament et de l'accumulation de l'olivine dans les komatiites. Selon Barnes (1985) et Arndt (1994), cette caractéristique des komatiites peut être utilisée pour cerner l'effet de l'altération et de la mobilité de certains éléments. La distribution des résultats d'analyse et la pente de la ligne de tendance magmatique aident à déterminer si un élément est mobile ou non. À l'aide de diagramme de variation avec le MgO en abscisse, un élément immobile va tracer une tendance serrée suivant la ligne de contrôle de l'olivine recouvrant l'axe du MgO entre 47 et 53 %. Au contraire, un élément mobile tracera une tendance plus dispersée et/ou avec une pente de tendance différente de

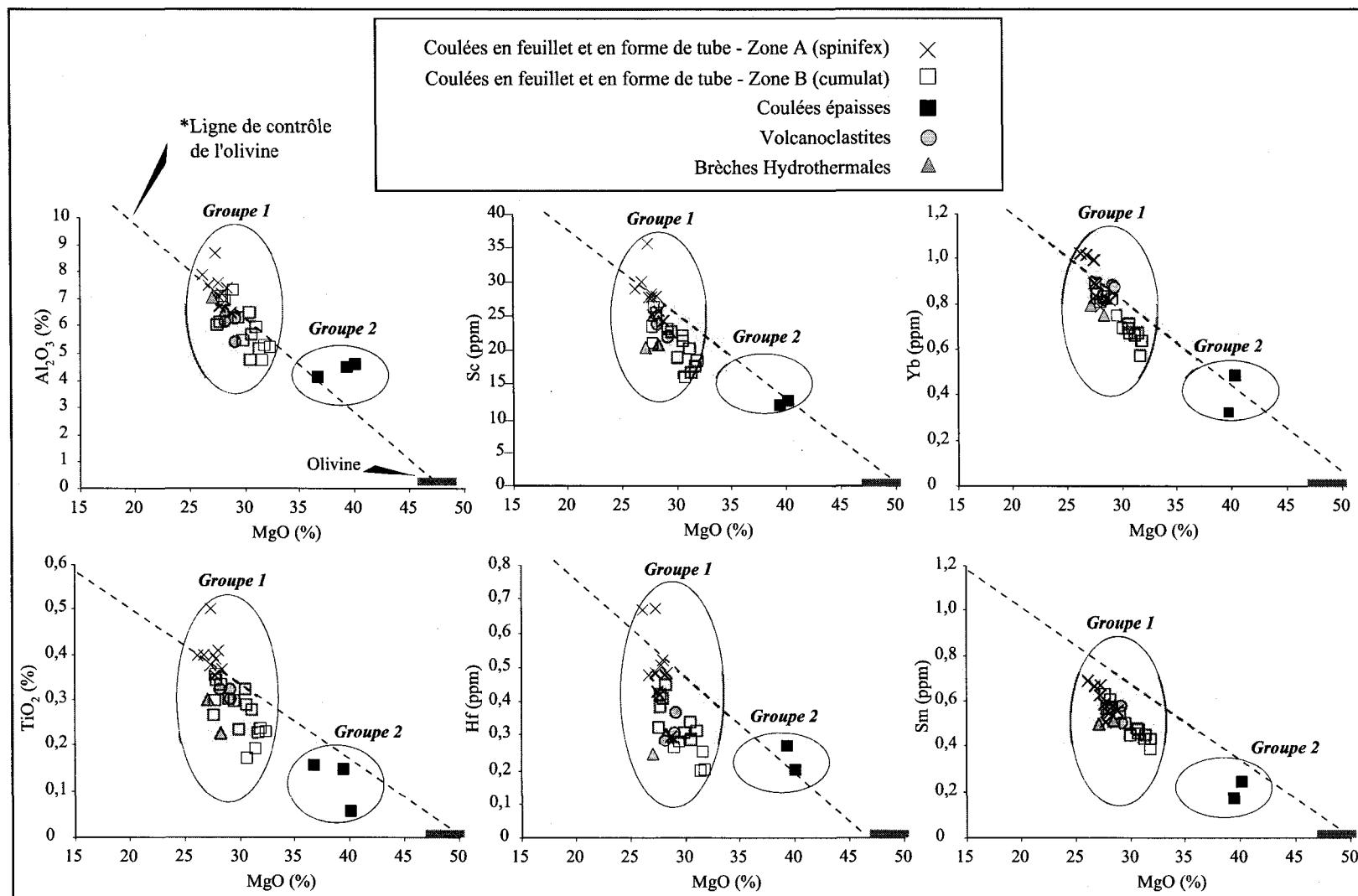


Figure 23. Diagrammes des éléments incompatibles Al_2O_3 , Sc , Yb , TiO_2 , Hf et Sm versus le MgO . * La ligne pointillée représente l'évolution de la tendance des komatiites non-appauvries en Al ainsi que la composition de l'olivine 47-52% MgO . Cette ligne provient des données des komatiites fraîches d'Alexo en Abitibi de Barnes et al. (1983).

celle de l'olivine. Il est ainsi possible de vérifier la mobilité sous-entendue des éléments incompatibles qui sont utilisés lors de la modélisation de la pétrogenèse.

Les diagrammes de la figure 23 présentent certains éléments considérés comme incompatibles (Al_2O_3 , TiO_2 , Sc, Hf, Sm, Yb), qui permettent de diviser nos échantillons de *Spinifex Ridge* en deux groupes. Les échantillons des coulées en feillet et en forme de tube, ceux des volcanoclastiques ainsi que ceux des brèches hydrothermales sont regroupés (groupe 1) et distincts de ceux de la coulée épaisse (groupe 2). Les échantillons du groupe 1 représentent 32 des 35 échantillons analysés. Ils contiennent des teneurs en MgO variant entre 26,1 et 32,3 %. Les échantillons du groupe 2 proviennent d'une seule coulée. Ils contiennent des teneurs élevées en MgO (36,8 à 40,1 %) et en PAF (9,73 à 11,3 %). Le nombre et la qualité des analyses du groupe 2 rendent difficile la comparaison entre les deux groupes d'échantillons. Nous discutons les résultats obtenus en les comparant avec des komatiites d'une autre localisation connue. Les komatiites d'Alexo en Abitibi ont fait l'objet de plusieurs études et sont bien documentées (Arndt, 1977; Barnes et al., 1983; Barnes, 1985; Lahaye et Arndt, 1996). Ces KNAA ont conservé leurs textures ignées originales et sont considérées comme non-altérées à l'exception du Na_2O , K_2O , CaO , Rb et Sr.

La distribution des échantillons du groupe 1 à la figure 23 définit une corrélation linéaire faiblement dispersée illustrant une ligne de tendance d'évolution magmatique. La répartition des échantillons sur cette ligne de tendance résulte de la fractionnament et de l'accumulation de l'olivine et correspond bien aux observations pétrographiques. Les

échantillons les plus fractionnés, qui proviennent de la division A3, sont situés au-dessus de la ligne de tendance et les échantillons avec la plus grande accumulation d'olivine, qui proviennent de la division B3, sont situés au-dessous de la ligne de tendance. Les échantillons provenant des dépôts volcanoclastiques sont situés à la jonction de ces deux divisions. Normalement, cette position est attribuée à l'estimation du magma primaire lors de sa mise en place. Étrangement les échantillons provenant des brèches hydrothermales suivent bien la ligne de tendance. Les échantillons du groupe 2 sont à gauche de la ligne de tendance du groupe 1 et ils représentent une roche ayant subi une plus grande accumulation d'olivine que le groupe 1.

La figure 23 illustre bien la différence entre la pente de la ligne d'évolution des komatiites de *Spinifex Ridge* et celle d'Alexo. La ligne de tendance des échantillons d'Alexo (Barnes et al., 1983) intercepte l'axe du MgO à 50%, ce qui concorde bien avec la composition de l'olivine. On peut donc affirmer qu'elle correspond à la ligne de contrôle de l'olivine. L'extrapolation de la ligne de tendance des échantillons de *Spinifex Ridge* du groupe 1 intercepte systématiquement l'axe du MgO de 34 à 37 %, à l'exception du Sm qui intercepte l'axe à 42%. Les échantillons de *Spinifex Ridge*, étant systématiquement en-dessous de la ligne de contrôle de l'olivine, sont considérés appauvris en éléments incompatibles, à l'exception de 2 ou 3 échantillons qui proviennent de la zone à spinifex.

En général, les échantillons du groupe 2 tombent beaucoup plus près ou même sur la ligne de contrôle de l'olivine. Aucune ligne de tendance ne peut être établie pour le groupe 2 considérant la faible quantité d'échantillons.

5.6 Contamination

La contamination s'effectue soit par l'assimilation ou par le mélange de magmas. L'assimilation de la croûte continentale par un magma ultramafique affecte les teneurs en éléments fortement enrichis dans la croûte continentale soit: SiO₂, ÉLGR, Th et ÉTRL. Ces éléments sont en très faible quantité dans les magmas komatiitiques non contaminés. La contamination d'un magma komatiistique par la croûte continentale aurait comme effet de produire une signature géochimique enrichie en éléments de la croûte continentale. Or, les profils des komatiites sont très plats et leurs teneurs en éléments incompatibles sont très faibles, même souvent sous le seuil de détection. Il est donc raisonnable de suggérer que les komatiites de *Spinifex Ridge* n'ont pas été contaminées par la croûte continentale.

5.7 Interprétation

Les komatiites de *Spinifex Ridge* sont définies par une teneur moyenne de 26 % en MgO, par un rapport Al₂O₃/TiO₂ d'environ 21 et par un patron de terres rares légèrement appauvri en éléments ÉTRL, 0,5 à 7 x chondrites, caractéristique des komatiites non-appauvries en Al.

Les trois échantillons de tufs intercalés entre les coulées de lave komatiistique ont une signature géochimique identique aux coulées, ce qui démontre que les tufs proviennent du même magma que les coulées. Ces tufs représenteraient donc des dépôts volcanoclastiques primaires ou des dépôts secondaires rapidement remobilisés par des courants turbiditiques. Cette observation supporte une mise en place syn-volcanique des dépôts de tufs. La nature

particulière de l'enrichissement en MgO de la zone B de la seule coulée épaisse pourrait provenir de l'accumulation de la sédimentation continue d'olivine due à l'écoulement soutenu de magma. Cependant, la forte altération des roches a causé la remobilisation des éléments incompatibles.

Plus récemment, il a été démontré qu'une mobilité importante peut être attribuée aux éléments incompatibles (ÉTR et ÉFPI) lors de l'interaction entre lave et fluides d'altération (Layahe et al., 1995). La concentration en éléments traces est plus basse dans les komatiites que dans les basaltes ce qui les rend plus susceptibles à l'altération. L'évaluation du degré d'altération des coulées komatiitiques de *Spinifex Ridge* permet de démontrer que les éléments incompatibles ont été modifiés. Ainsi, il est donc impossible d'utiliser les échantillons de *Spinifex Ridge* pour en déduire la composition originale du magma et pour tirer des conclusions robustes sur la pétrogenèse de ces roches.

Cependant, la similarité de la composition avec les komatiites non-appauvries en aluminium suggère que les komatiites de *Spinifex Ridge* ont subi un processus magmatique semblable, c'est-à-dire un taux de fusion partielle élevé dans un manteau appauvri en éléments très incompatibles, sans contamination crustale et avec une cristallisation fractionnée dominée par l'olivine.

CHAPITRE 6

DISCUSSION

6.1 Introduction

L'interprétation des données présentées a démontré que l'analyse détaillée des caractéristiques physiques des komatiites de *Spinifex Ridge* a permis de reconnaître des coulées individuelles et des dépôts de tufs ultramafiques. Afin de mieux comprendre et interpréter ces roches, trois sujets seront abordés dans ce chapitre. Dans un premier temps, il sera question de comparer les komatiites à leurs analogues modernes. Ainsi, certains phénomènes physiques associés à ceux-ci pourront nous permettre de les extrapoler aux komatiites, tel le phénomène de l'inflation. Deuxièmement, nous tenterons d'apporter de nouvelles explications sur le débat à propos du comportement de la lave komatiitique (écoulement laminaire ou turbulent) lors de sa mise en place à la surface. Finalement, nous discuterons de l'environnement dans lequel ces roches ont pu se former et nous proposerons un modèle de formation et de mise en place.

6.2 Analogues modernes aux komatiites

Les coulées de lave basaltique hawaïenne ont fait l'objet de plusieurs études volcanologiques (Peterson et Swanson, 1974; Peterson et Tilling, 1980; Wood 1981;

Rowland et Walker, 1990; Peterson et al., 1994; Self et al., 1998). Il en existe deux types principaux, les coulées pahoehoe et aa (Peterson et Tilling, 1980). Les différences entre les coulées pahoehoe et aa ne résultent pas de la chimie de la roche ou de la température d'éruption. Elles sont plutôt reliées aux processus dynamiques de l'épanchement des coulées à la surface. La plupart des coulées hawaïennes sont de type pahoehoe. Parfois, certaines coulées se transforment pour prendre l'aspect du type aa lors de l'épanchement et du refroidissement de la lave (Peterson et Tilling, 1980). Rowland et Walker (1990) suggèrent que les principaux paramètres qui définissent l'aspect d'une coulée individuelle sont la viscosité, le taux de cisaillement (*shear rate*), le taux volumétrique d'épanchement et les changements qui accompagnent le dégazage de la lave. Ainsi, si la lave s'épanche tranquillement, se refroidit et s'arrête à cause de l'augmentation concomitante de la viscosité, elle aura un aspect pahoehoe. Au contraire, si la lave est forcée de continuer à s'épancher après avoir atteint une viscosité trop élevée pour former un type pahoehoe, elle se modifiera en type aa. Cette situation peut survenir lors d'un changement de pente, d'une augmentation du volume de la lave et/ou de l'apparition d'une contrainte de cisaillement (Peterson et Tiling, 1980). Un troisième type de coulée, plus rare, est également possible, le type *toothpaste*. Le type *toothpaste* est intermédiaire entre les coulées pahoehoe et aa. Lorsque la lave a atteint une viscosité appropriée pour former un aspect aa mais que le taux d'épanchement volumétrique est faible, la coulée peut prendre l'aspect *toothpaste* (Rowland et Walker, 1988).

6.2.1 Lave pahoehoe

Les laves pahoehoe ont une viscosité faible (500-1500 Pa/sec; Rowland et Walker, 1988) et une température du liquidus élevée (1100-1300 °C). L'épanchement de lave pahoehoe est considéré comme étant relativement mince à l'évent, de quelques centimètres à moins d'un mètre d'épaisseur, et il peut s'étendre latéralement sur plus de 50 km de distance (Self et al., 1998). Les coulées pahoehoe résultent d'éruptions soutenues avec des taux d'épanchement faibles de moins de 5-10 m³/s provenant de conduits volcaniques stables (Rowland et Walker, 1990). Ces éruptions engendrent des dizaines ou centaines d'unités de coulées pahoehoe (Walker, 1971) qui se déplacent simultanément en formant des champs de coulées composites (Self et al., 1998). Les coulées de laves basaltiques sous-marines sont considérées comme étant étroitement reliées aux laves pahoehoe par leur morphologie et leur style de mise en place (Macdonald, 1953; Williams et McBirney, 1979).

La lave fluide pahoehoe se caractérise par une surface lisse, ondulée ou cordée (Macdonald, 1953). La surface de la lave en refroidissement devient progressivement plus visqueuse pour devenir éventuellement une croûte élastique (1-2 mm d'épaisseur) avec une apparence lobée, appelé surface cordée. L'apparence plissée en surface provient de l'écoulement plus rapide de la lave sous cette croûte. Une fois la croûte complètement solide (2-5 cm d'épaisseur), la lave est confinée et isolée ce qui réduit sa perte de chaleur tout en maintenant son écoulement continu (Hon et al., 1994). Plusieurs coulées de lave peuvent être en activité à travers le front d'une coulée. La lave s'écoule selon une pente qui

alimente la zone frontale en aval et maintient la pression de l'écoulement. Quand l'éruption s'arrête ou que l'évent est abandonné, la lave peut ainsi continuer à s'écouler (Peterson et al., 1994).

La mise en place initiale des laves pahoehoe peut développer deux différents types de coulée: i) des coulées en feuillet ou coulées d'inondation et ii) des tubes nourriciers ou chenaux (Hon et al., 1994; Peterson et al., 1994; Self et al., 1998). Le type de coulée est principalement basé sur le volume de lave et sur la durée de l'écoulement. Un taux d'émission de grand volume ($10\text{-}1000 \text{ km}^3$) de magma s'épanchera initialement sous forme de lave en feuillet et n'impliquera aucune chenalisation des coulées (Swanson et al., 1975; Macdonald et al., 1989; Hon et al., 1994). Au contraire, un taux d'émission faible à moyen ($0.1\text{-}10 \text{ km}^3$) s'épanchera sous forme de tubes et sera soutenu par un système de chenalisation (Swanson, 1973; Peterson et Swanson, 1974; Peterson et al., 1994). Le confinement de la lave dans un tube, lui permet de garder sa chaleur et sa fluidité, car la croûte est un excellent isolant. Les tubes nourriciers de lave sont reconnus comme étant le mode de transport le plus efficace pour disperser la lave de la source vers le front de la coulée (Peterson et Swanson, 1974; Greeley, 1987, Peterson et al., 1994). De plus, Peterson et al. (1994) soutiennent que même avec un taux d'émission plus faible, les tubes nourriciers peuvent atteindre des distances semblables à celles des coulées de laves en feuillet qui résultent d'un taux d'émission plus élevé mais probablement pas aussi rapidement. Les coulées pahoehoe en feuillet de Kilauea avancent avec une vitesse moyenne de 0,01 à 0,05 km/h et lorsque confinées dans des tubes de 3 à 6 km/h (Hon et al., 1994).

6.2.1.1 Coulées en feuillet pahoehoe

Les coulées en feuillet pahoehoe sont caractérisées par de minces couches de lave fluide de 10-50 cm d'épaisseur (Hon et al., 1994) et forment des lobes aux fronts et aux marge des coulées. La formation d'une croûte élastique en surface agit comme un ballon qui retient la lave incidente, formant des lobes au front de la coulée. La croûte élastique se déforme en fonction de la pression interne, permettant aux lobes de gonfler avant de se rompre pour former un autre lobe. Les lobes pahoehoe qui se forment sur de faibles pentes ont une vitesse latérale semblable à leur vitesse frontale, ce qui permet aux lobes de se mouler les uns sur les autres. Ce processus entraîne la coalescence des lobes (Hon et al., 1994).

Plusieurs caractéristiques volcaniques observées dans les komatiites sont analogues aux champs des coulées pahoehoe (Cas et al., 1999; Dann, 2000, 2001; Cas et Beresford, 2001). Nous envisagons, dans un même ordre d'idée, que les coulées en feuillet et en forme de tube sous-marin de *Spinifex Ridge* soient analogues respectivement aux coulées subaériennes pahoehoe en feuillet et aux lobes coalescents (Rowland et Walker, 1990; Hon et al., 1994). La forme lenticulaire et l'épaisseur de moins d'un 1,5 m des coulées sont similaires dans les deux cas. Cependant, la différence de forme des terminaisons, plus pointues et biseautées pour les komatiites et plus arrondies pour les pahoehoe, peut-être expliquée par une viscosité de 3 à 10 fois plus faible pour les komatiites. La lave komatiitique pourrait donc représenter des coulées de faible à fort volume, très fluides qui se propagent de manière similaire aux coulées pahoehoe. Toutefois, si les coulées

komatiitiques sont comparables aux coulées pahoehoe, leur mode de propagation devrait être soit comparable ou plus grand considérant leur faible viscosité et la haute température de liquidus.

6.3 Inflation

L'une des propriétés les plus récemment attribuée aux coulées de lave pahoehoe est l'inflation, telle que discutée par Hon et al., (1994) et Self et al., (1998). L'inflation est décrite comme étant le soulèvement de la croûte solide supérieure par l'injection de lave supplémentaire dans le centre de la coulée encore liquide (Hon et al., 1994). Ces études (Hon et al., 1994; Self et al., 1998) démontrent que l'inflation est commune dans les champs de coulées composites pour des coulées basaltiques fluides mises en place sur de faibles pentes et/ou à plat et que cette propriété est un mécanisme important dans la formation de vastes coulées de lave en feuillet.

Le processus d'inflation peut convertir une coulée de lave de 20 à 50 cm d'épaisseur en une coulée de plus de 4 mètres d'épaisseur. Selon Hon et al., (1994), l'épaisseur finale d'une coulée donnée dépend des propriétés physiques et du taux d'approvisionnement de la lave. Les coulées de lave pahoehoe, qui ont subi de l'inflation, ont été initialement mises en place sous forme de lave fluide plutôt qu'en unités de coulées épaisses (Hon et al., 1994). Avec un taux d'approvisionnement de lave constant, les coulées en feuillet passent progressivement de minces feuillets à des coulées plus épaisses et ballonnées, qui sont mises en place et interprétées comme des champs de coulées composites de lobes. Au début, les coulées en feuillet lobées s'épandent rapidement loin de l'évent, mais

éventuellement elles ralentissent à cause de leur étendue radiale et à cause de l'appauprissement de la lave emmagasinée à la source.

Le processus d'inflation est également envisagé pour expliquer la propagation d'autres types de coulée de lave de plus grande étendue, tel que: (i) les basaltes de plateau de la rivière Colombia, (ii) les basaltes de dorsale océanique (Self et al., 1998) et (iii) plus récemment, les komatiites (Cas et al., 1999; Dann, 2000; Dann 2001; Cas et al., 2001). Ces coulées ont été originellement considérées comme s'étant mises en place à des taux d'émission élevés. Aujourd'hui, elles sont plutôt interprétées comme un énorme volume de lave avec un épanchement calme à des taux d'émission faibles à modérés.

Selon Dann (2000, 2001), certaines observations de terrain, faites dans les komatiites de la Formation de Komati, à Barberton, en Afrique du Sud, pourraient être expliquées par le phénomène de l'inflation. Des komatiites dites "vésiculaires" ont été découvertes. Ces komatiites contiennent des structures synvolcaniques et des perturbations magmatiques dans la partie supérieure des coulées. Ces caractéristiques découleraient d'une phase tardive lors du processus de mise en place. Selon Dann (2000, 2001), ces structures correspondent à certaines caractéristiques reliées à l'inflation décrite dans les coulées pahoehoe (Hon et al., 1994; Self et al., 1998). De plus, la présence de vésicules dans la partie supérieure des coulées implique une perte en composants volatiles lors de l'écoulement et de la mise en place des coulées komatiitiques.

Les komatiites enregistrent, principalement dans la partie supérieure des coulées, différents stades de développement qui résultent des processus de refroidissement et de

cristallisation de la lave. Dans le cas des komatiites de la Formation de Komati, 4 stades ont été observés: i) la formation de la zone de trempe avec des fractures de refroidissement ou une brèche au sommet de la coulée formée lors du phénomène de trempe à la surface de la coulée, ii) la présence d'une fabrique sub-horizontale sous la zone de trempe qui représente la stabilisation d'une croûte cohérente, iii) l'accroissement de la zone à vésicules ou de la zone à vésicules et spinifex représentant une croissance continue ou épisodique de la partie supérieure de la coulée et iv) la perturbation de la partie supérieure de la coulée par la rotation de blocs et par l'intrusion à l'intérieur de la coulée, ce qui représente des signes d'inflation (Dann, 2001).

À la lumière de ces nouvelles études, les komatiites de *Spinifex Ridge* sont évaluées en vue de savoir si elles renferment des évidences d'inflation. Le chevauchement et l'entassement étroits des coulées en forme de tube de *Spinifex Ridge* permettent de les comparer aux lobes coalescents pahoehoe. La présence de cavité de drainage au centre de certaines de ces coulées suggère que les tubes ont transporté plusieurs pulsations de lave lors de drainages subséquents. De plus, les coulées en forme de tube ont des toits faiblement arqués et elles montrent aussi plusieurs fractures de refroidissement perpendiculaires à la surface. Ces caractéristiques peuvent être attribuées à l'inflation ou à l'augmentation de la viscosité de la lave. Les fractures de refroidissement pourraient s'être développées lors de l'étirement de la croûte semi-plastique à cassante, résultant de la courbure du toit, lors de nouvelles pulsations de lave. Ainsi, l'inflation pourrait avoir facilité la courbure du toit et l'épaississement des coulées. De plus, la présence de veines de spinifex à l'intérieur d'un mégatube pourrait également être attribuée à l'inflation.

Les observations apportées par Dann (2001), en Afrique du Sud, permettraient, dans le futur, de ré-examiner l'affleurement de *Spinifex Ridge* sous un nouvel œil. La partie située à l'extrême sud de l'affleurement où la coulée est décrite comme une brèche hydrothermale, renferme des fragments dans une matrice serpentinisée. Cette partie de l'affleurement pourrait représenter une coulée perturbée découlant d'une phase tardive lors de l'inflation, mais un examen plus détaillé serait nécessaire pour en arriver à une telle conclusion.

6.4 Épanchement turbulent et érosion thermique

Le comportement de la lave komatiitique lors de sa mise en place à la surface est encore aujourd'hui l'objet d'un débat. En effet, les propriétés uniques de la lave pourraient donner naissance à des phénomènes physiques exclusifs aux komatiites. L'observation de creux (*embayment*) concaves dans le socle sous-jacent aux coulées komatiitiques associées aux gisements de Ni-Cu-(ÉGP) suscite l'intérêt de plusieurs scientifiques. L'interprétation la plus populaire pour expliquer cette structure est l'existence d'un chenal d'érosion thermique. D'après Huppert et Sparks (1985), une lave ayant un comportement turbulent newtonien, comme les komatiites, pourrait transférer sa chaleur par convection à son environnement et par le fait même causer l'érosion thermique du socle sous-jacent.

L'érosion thermique est définie comme le résultat de la fragmentation et de l'extraction d'un substrat par un écoulement de lave chaude. Ce processus inclut deux mécanismes d'érosion: 1) la fusion du substrat par la chaleur de la lave et 2) l'érosion physique du matériel non-consolidé et fondu, causé par le cisaillement de la lave en

mouvement (Williams et Lesher, 1998). L'intérêt économique des gisements de Ni-Cu-(ÉGP) reliés aux komatiites explique l'attention particulière portée à ce phénomène (Lesher et al., 1984; Perring et al., 1995; Williams et Lesher, 1998). Il manque cependant des évidences concrètes pour appuyer ou confirmer le comportement newtonien de la lave komatiitique.

La majorité des coulées de *Spinifex Ridge* sont interprétées comme étant des coulées de lave cohérentes, confinées et mises en place dans des conditions d'épanchement laminaire. Par contre, les caractéristiques physiques observées sur la seule coulée épaisse affleurante pourraient indiquer un épanchement turbulent. La coulée épaisse est différente des autres coulées par ses caractéristiques physiques et par sa chimie. Premièrement, elle mesure plus de 5 m d'épaisseur comparée à 0,92 m et elle a des teneurs en MgO très élevées de 38 % comparée à 29%. De plus, la division interne de la coulée n'est pas habituelle. Les textures de refroidissement (la croûte et les fractures) sont complètement absentes; la zone B, à cumulat, est très épaisse comparée à une zone A, à spinifex, très mince (52 cm). L'absence de texture de refroidissement peut faciliter le transfert de chaleur d'un médium à l'autre et ainsi inciter l'interaction avec le substrat sous-jacent pouvant expliquer la présence d'une structure d'érosion. La structure d'érosion est observée dans la partie supérieure de la coulée en feuillet sous-jacente à la coulée épaisse qui est progressivement tronquée latéralement (section 3.4.3). La partie supérieure de la coulée sous-jacente (la zone de trempe, les fractures de refroidissement et la zone à spinifex) est partiellement et/ou complètement absente le long du contact inférieur ondulé avec la coulée épaisse. La coulée tronquée varie d'une épaisseur de 21 à 163 cm sur une distance de 17 m.

La coulée épaisse de *Spinifex Ridge* pourrait représenter un épanchement de lave ayant subi un changement topographique soudain et/ou une augmentation du taux d'émission ayant modifié le comportement de l'épanchement, qui serait passé de laminaire à turbulent. Ce changement de comportement pourrait justifier l'absence de zone de trempe et la présence d'une structure d'érosion. La coulée épaisse à cause de sa chaleur et de son épaisseur aurait alors provoqué l'érosion partielle de la coulée sous-jacente. Ainsi, la présence de cette coulée peut être une évidence appuyant l'existence du mécanisme d'érosion thermique découlant d'un comportement turbulent d'une lave komatiitique (Williams et Lesher, 1998).

6.5 Modèle

Les laves komatiitiques de *Spinifex Ridge* ont été mises en place dans un environnement sous-marin. Les komatiites ont fait éruption à partir d'une fissure sur un plancher océanique de faible pente. La qualité des contacts et l'empilement explicite des deux morphofaciès de *Spinifex Ridge* suggèrent un écoulement laminaire. Cet écoulement laminaire continu de la lave a permis de construire une succession de coulées simples, lesquelles constituent globalement une coulée composite. La variation de la séquence verticale des coulées de *Spinifex Ridge* peut également interprétée en termes de changements dans les conditions d'écoulement de la lave. Le processus de mise en place des coulées en feuillet témoigne d'une concentration plus élevée de lave, près de l'évent, tandis que les coulées en forme de tube représentent des avancés en lobes, au front de cette même coulée. La succession des morphofaciès montre un cycle relié à un événement

magmatique. Au total, l'empilement des coulées de *Spinifex Ridge* représente deux à trois cycles. La répétition de ces cycles résulte de la variation du volume de magma contrôlé principalement par l'approvisionnement de lave et/ou par un changement topographique. La présence des tufs intercalés entre les coulées de lave marque les frontières entre différents événements éruptifs, représentant des hiatus volcaniques.

La lave très chaude et peu visqueuse s'est étendue initialement latéralement à la manière d'une crêpe, formant une plaine de lave, telles les laves pahoehoe, mais probablement encore plus minces à cause de la faible viscosité du magma komatiitique. Lorsque la lave s'est écoulée et qu'elle s'est refroidie, les changements thermiques et rhéologiques ont influencé le comportement, le taux d'écoulement et le transfert de chaleur de la lave. Ces dernières propriétés ainsi que la topographie et le taux de refroidissement sont les principaux facteurs qui contrôlent le comportement des volcanites. La lave s'est initialement propagée sous forme de mince feuillet fluide, tandis qu'au front de la coulée, elle s'est propagée par rupture de lave formant des lobes.

L'apport de lave, en contact avec l'eau de mer, a engendré initialement la formation d'une croûte élastique qui a entouré complètement la coulée. Cette croûte, qui est devenue progressivement solide, est restée stationnaire tandis que la lave sous-jacente a continué de s'écouler jusqu'au front de la coulée, où elle s'est nourrie de nouveaux lobes. L'isolation et la rétention de chaleur ont permis à de grandes quantités de lave de se répandre sur de plus grande distance que si elles n'avaient pas été recouvertes d'une croûte.

Lorsque de nouveaux apports de lave sont transportés à travers ce tube isolant, la croûte est légèrement surélevée et l'unité de coulée est progressivement gonflée. Le refroidissement rapide, l'inflation et les variations d'approvisionnement de la lave peuvent contribuer à fissurer et à fragmenter la croûte des coulées. Après une certaine période de temps, un réseau de tubes nourriciers se forme sous des coulées en feuillet ayant subi de l'inflation, là où la lave s'est propagée selon des sentiers préférentiels.

La présence inédite de la coulée épaisse et l'évidence d'érosion thermique ainsi que les coulées de brèche hydrothermale, sur *Spinifex Ridge*, pourraient être déclenchées par des processus reliés à l'inflation des coulées komatiitiques et non à un écoulement de lave turbulent.

CHAPITRE 7

CONCLUSION

Cette étude a permis une meilleure définition de l'empilement volcanique ultramafique qui affleure au cœur de l'anticlinal du Groupe de la Motte-Vassan. Ce mémoire apporte entre autres une contribution à l'étude de la morphologie et de l'organisation des coulées ultramafiques ainsi que de leurs textures spécifiques. La cartographie détaillée de *Spinifex Ridge* permet de tirer les conclusions suivantes:

1. Les coulées de lave komatiitique de *Spinifex Ridge* se sont mises en place sur un plancher océanique de faible pente à un niveau intermédiaire à l'intérieur d'un champ de coulées composites de plaine sous-marine.
2. Les observations et les caractéristiques de terrain des komatiites de *Spinifex Ridge* illustrent la présence de 2 morphofaciès (coulées en feuillet et en forme de tube) et des dépôts de tufs ultramafiques.
3. La présence d'une coulée épaisse inédite sous laquelle une coulée en feuillet est partiellement dépourvue de sa zone de trempe et de sa zone à spinifex pourrait représenter une évidence appuyant l'existence du mécanisme d'érosion thermique.

4. La forme et la morphologie des coulées en feuillet et en forme de tube sont directement reliées à la faible viscosité des komatiites, responsable de la forme allongée et aplatie des coulées avec des terminaisons latérales biseautées et pointues. Le rapport d'étendue d'une coulée individuelle pour les komatiites est beaucoup plus élevé (> 7) que pour les basaltes archéens (1,41).
5. Le taux de développement des divisions internes des coulées komatiitiques (zones A et B) semble être relié à l'épaisseur de la coulée. Ainsi, la présence de la fameuse texture de spinifex est non seulement contrôlée par les contraintes thermiques mais également, en partie, par le volume de lave présente lors de l'effusion.
6. Les lits de tufs ultramafiques à grain fin à grossier de *Spinifex Ridge* montrent des caractéristiques typiques de courants turbiditiques classiques de faible densité. La présence d'échardes de verre et de cristaux d'olivine suggère un mécanisme de fragmentation résultant de l'interaction eau-magma, explosive ou non explosive, possiblement due à l'implosion de la zone de trempe à la surface des coulées de lave.
7. La chimie des roches est définie par une teneur moyenne de 26 % en MgO, par un rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ d'environ 21 et par un spectre de terres rares légèrement appauvries en éléments ÉTRL, 0,5 à 7 x chondrites. Ces caractéristiques sont typiques des komatiites non-appauvries en aluminium (KNAA). Les laves komatiitiques ont subi une altération intense. La géochimie des laves komatiites a subi une altération intense qui ne permet pas d'évaluer la pétrogenèse de ces roches.

8. L'interaction entre les coulées en feuillet et les coulées en forme de tube évoque une affinité entre elles. Les coulées en feuillet pourraient être formées durant une avancée rapide de lave peu visqueuse à haute température, tandis que les coulées en forme de tube pourraient représenter la propagation de la lave au front de la coulée. Nous suggérons que les coulées en feuillet et en forme de tube sous-marin de *Spinifex Ridge* sont respectivement analogues aux coulées subaériennes pahoehoe en feuillet et aux lobes coalescents.
9. Les évidences d'écoulement laminaire pour les coulées en feuillet et les coulées en forme de tube sont la forme et la morphologie des coulées, la nature des contacts francs et concordants entre les coulées et la présence d'une croûte qui entoure chaque coulée. Cependant, la dimension, l'absence de croûte, la chimie et la nature des contacts ondulés et érosifs de la coulée épaisse suggèrent un écoulement turbulent ou un processus relié à l'inflation des coulées.
10. L'architecture verticale des coulées en feuillet passant à des coulées en forme de tube indique un changement d'écoulement de lave libre à captive compatible avec une diminution de l'approvisionnement en lave et/ou un changement topographique. L'empilement cyclique des morphofaciès et la présence des tufs entre les coulées de lave indique que la mise en place de la lave était épisodique avec de courtes périodes d'interruption.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier mon directeur de thèse Wulf Mueller pour sa disponibilité et son encadrement, ainsi que les membres de mon comité Jacques Carignan et Réal Daigneault pour leurs corrections et précieux conseils.

Je voudrais également remercier Robert Marquis et Pierre Pilote du Ministère des Ressources naturelles du Québec (MRNQ) pour leur support et leurs contributions continus à ce projet. Le MRNQ a entièrement financé la cartographie du terrain et m'a fourni trois assistants (Christian Boucher, Luc Pigeon et Guy Scherrer), au cours de l'été 1998, qui ont fait un travail minutieux.

Je voudrais également remercier mes amis et compagnons de travail, tout particulièrement Craig Scott, Sébastien Lavoie et Clarence Pickett, pour leur l'esprit de camaraderie et leur assistance technique tout au long de mes études à l'Université du Québec à Chicoutimi. Enfin, une reconnaissance toute particulière à mes parents (Paul Champagne et Lucie Chagnon) et mon conjoint Jean-François Tremblay pour leur soutien et leur patience.

RÉFÉRENCES

- Arndt, N.T., 1994 - Archean Komatiites, *Dans Archean Crustal Evolution*, Éditeur Condie, K.C., Armsterdam, Lausanne, New York, Oxford, Shannon, Tokyo, Elsevier, p. 11-44.
- Arndt, N.T., 1986a - Differentiation of Komatiite Flows. *Journal of Petrology*, volume 27, p. 279-301.
- Arndt, N.T., 1986b - Spinifex and Swirling Olivines in Komatiite Lava Lake, Munro Township, Canada. *Precambrian Research*, volume 34, p. 139-155.
- Arndt, N.T., 1977 - Ultrabasic Magmas and High-Degree Melting of the Mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, volume 64, p. 205-221.
- Arndt, N.T., et Lesher, C.M., 1992 - Fractionation of REEs by olivine and the origin of Kambalda komatiites, Western Australia. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, volume 56, p. 4191-4204.
- Arndt, N.T., et Nisbet, E.G., 1982 – Komatiites. London, George Allen and Unwin, 526 p.
- Arndt, N.T., Teixeira, N.A., et White, W.M., 1989 - Bizarre geochemistry of komatiites from Crixas greenstone belt, Brazil. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, volume 101, p. 187-197.
- Arndt, N.T., Francis, D., et Hynes, A.J., 1979 - The field characteristics and petrology of Archean and Proterozoic Komatiites. *Canadian Mineralogist*, volume 17, p. 147-163.
- Babineau, J., 1985 - Géologie de la région de La Motte, Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 84-03, 17 p.
- Babineau, J., 1982 - Évolution géochimique et pétrologique des séries volcaniques de la région de Cadillac-Malartic, Abitibi, Mémoire de M.Sc., non-publié, Université de Montréal, 112 p.
- Ballard, R.D., et Moore, J.G., 1977 - Photographic atlas of the Mid-Atlantic Ridge rift valley. New York, Springer-Verlag, 114 p.
- Barnes, S.-J., 1985 - The petrography and geochemistry of komatiite flows from the Abitibi Greenstone Belt and a model for their formation. *Lithos*, volume 18, p. 241-270.

- Barnes, S.-J., et Often, M., 1990 - Ti-rich komatiites from northern Norway. Contributions to Mineralogy and Petrology, volume 105, p. 42-54.
- Barnes, S.J., Hill, R.E.T., et Gole, M.J., 1988 - The Perserverance Ultramafic Complex, Western Australia: The Product of Komatiite Lava River Journal of Petrology, volume 29, p. 305-331.
- Barnes, S.-J., Gorton, M.P., et Naldrett, A.J., 1983 - A Comparative Study of Olivine and Clinopyroxene Spinifex Flows From Alexo, Abitibi Greenstones Belt, Ontario, Canada. Contribution to Mineral Petrography, volume 83, p. 293-308.
- Bates, R.L., et Jackson, J.A., 1987 - Glossary of Geology. Alexendria, VA, American Geological Institute, 788 p.
- Bickle, M.J., et Nisbet, E.G., 1993 - The Geology of the Belingwe Greenstone Belt, Zimbabwe; A study of the evolution of Archean continental crust. Geological Society of Zimbabwe, Special Publication 2, 238 p.
- Bischoff, J., et Rosenbauer, R., 1988 - Liquid-vapour relations in the critical region of the system NaCl-H₂O from 380-415° C: a refined determination of the critical point and two-phase boundary of seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta, volume 52, p. 2121-2126.
- Blais, S., Auvray, B., Jahn, B., et Taipale, K., 1986 - Processus de fractionnement dans les coulées komatiitiques archéennes : cas de laves à spinifex de la ceinture de roches vertes de Tipasjärvi (Finlande oriental). Journal canadien des sciences de la terre, volume 24, p. 953-966.
- Bouma, A.H., 1962 - Sedimentology of some Flysch Deposits. Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- Campbell, I.H., Griffiths, R.W., et Hill, R.I., 1989 - Melting in an Archean mantle plume: heads it's basalts, tails it's komatiites. Nature, volume 339, p. 697-699.
- Card, K.D., 1990 - A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. Precambrian Research, volume 48, p. 99-156.
- Cas, R.A.F., 1992 - Submarine Volcanism: Eruption Styles, Products, and Relevance to Understanding the Host-Rock Successions to Volcanic-Hosted Massive Sulfides Deposits. Economic Geology, volume 87, p. 511-541.
- Cas, R.A.F., and Beresford, S.W., 2001 - Field characteristics and erosional processes associated with komatiitic lavas: Implications for flow behavior: The Canadian Mineralogist, volume 39, p. 505-524.

- Cas, R.A.F., Self, S. et Beresford, S., 1999 - The behavior of the fronts of komatiite lavas in medial to distal setting. *Earth and Planetary Science Letters*, volume 172, p. 127-139.
- Cas, R.A.F., et Wright, J.V., 1987 - Volcanic successions - Modern and Ancient. A geological approach to processes, products and successions. London, Allen and Unwin, 529 p.
- Champagne, C., Pilote, P., et Mueller, W.U., 2002 – Volcanologie physique et géochimie des komatiites archéennes: Groupe de Malartic, Abitibi, Québec. Ministère des Ressources naturelles. MB 2002-04, 69 p.
- Champagne, C., Pilote, P., Mueller, W.U., et Barnes, S.-J., 1999 - Caractérisation du volcanisme effusif mafique-ultramafique des formations de La Motte-Vassan et de Jacola, Groupe de Malartic, Abitibi, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Explorer au Québec: Le défi de la connaissance, Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programmes et résumés, DV 99-03, p. 54.
- Chown, E.H., Daigneault, R., Mueller, W.U., et Mortensen, J.K., 1992 - Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Science*, volume 29, p. 2211-2225.
- Clague, D.A., Davis, A.S., Bischoff, J.L., Dixon, J.E., et Geyer, R., 2000 - Lava bubble-wall fragments formed by submarine hydrovolcanic explosion on Lo'ihi Seamount and Kilauea Volcano. *Bulletin of Volcanology*, volume 61, p. 437-449.
- Corfu, F., Jackson, S.L., et Sutcliffe, R.H., 1991 - U-Pb ages and tectonic significance of late alkalic magmatism and nonmarine sedimentation: Timiskaming Group, southern Abitibi belt, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 28, p. 489-503.
- Corfu, F., Krogh, T.E., Kwok, Y.Y., et Jensen, L.S., 1989 - U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 26, p. 1747-1763.
- Daigneault, R., et Archambault, G., 1990 - Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi, *Dans La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois*, Éditeur Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G., et Simard, A., Volume Spécial 43, L'Institut canadien des Mines et de la Métallurgie, p. 43-64.
- Daigneault, R., Chown, E.H., et Mueller, W., 1992 - Tectonic boundary between the Northern and the Southern Volcanic Zones, Abitibi Subprovince, Québec. *Lithoprobe, Abitibi-Grenville Project, Report 33*, p. 7-10.

- Daigneault, R., St-Julien, P., et Allard, G.O., 1990 - Tectonic evolution of the northeastern portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 27, p. 1714-1736.
- Dann, J.C., 2001 - Vesicular komatiites, 3.5-Ga Komati Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa: inflation of submarine lavas and origin of spinifex zones. Bulletin of Volcanology, volume 63, p. 462-481.
- Dann, J.C., 2000 - The 3.5 Ga Komati Formation, Barbeton Greenstone Belt, South Africa, Part I: New maps and magmatic architecture. South Africa Journal of Geology, volume 103, p. 47-68.
- Desrochers, J.-P., Hubert, C., et Pilote, P., 1996 - Géologie de la région de Val-d'Or-Malartic, (Abitibi-Est). Ministère des Ressources naturelles, Québec, ET 96-01, 123 p.
- Desrochers, J-P., Hubert, C., et Pilote P., 1993 – Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt, Canada. Geology, volume 21, p. 451-454.
- Dimroth, E., Imreh, L., Cousineau, P., Leduc, M., et Sanschagrin, Y., 1985 - Paleogeographic analysis of mafic submarine flows and its use in the exploration for massive sulfide deposits, *Dans Evolution of Archean Supracrustal Sequences*, Éditeur Ayres, L.D., Thurston, P.C., Card, K.D., et Weber, W., Geological Association of Canada, Special Paper 28, p. 203-222.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., et Goulet, N., 1983a - Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part II: Tectonic evolution and geochemical model. Canadian Journal of Earth Science, volume 20, p. 1355-1373.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., et Goulet, N., 1983b - Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model. Canadian Journal of Earth Science, volume 20, p. 1374-1388.
- Dimroth, E., Imreh, L., Rocheleau, M., et Goulet, N., 1982 - Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model. Canadian Journal of Earth Science, volume 19, p. 1729-1758.
- Dimroth, E., Cousineau, P., Leduc, M., et Sanschagrin, Y., 1978 - Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Science, volume 15, p. 902-918.

- Donaldson, C.H., 1982 - Spinifex-textured komatiites: a review of textures, composition and layering. *Dans Komatiites*, Éditeur Arndt, N.T., et Nisbet, E.G., London, George Allen & Unwin, p. 213-244.
- Dostal, J. and Mueller, W., 1997 - Komatiite-flooding of a rifted rhyolitic arc complex: geochemical signature and tectonic implications, Stoughton-Roquemaure Group, Abitibi greenstone belt, Canada. *Jour. Geol.*, volume 105, p. 545-563.
- Echeverría, L.M., 1982 - Komatiites from Gorgona Island, Columbia. *Dans Komatiites*, Éditeur Arndt, N.T., et Nisbet, E.G., George Allen and Unwin, p. 199-210.
- Fan, J., et Kerrich, R., 1997 - Geochemical characteristics of aluminum depleted and undepleted komatiites and HREE-enriched low-Ti tholeiites, western Abitibi greenstone belt: A heterogeneous mantle plume-convergent margin environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, volume 61, p. 4723-4744.
- Feng, R., et 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. *Chemical Geology*, volume 98, p. 23-70.
- Fisher, R.V., 1966 - Rocks composed of volcanic fragments. *Earth and Science Review*, volume 1, p. 287-298.
- Fisher, R.V., 1961 - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of American Bulletin*, volume 72, p. 1409-1414.
- Fisher, R.V., et Schmincke, H.-U., 1984 - Pyroclastic Rocks. New York, Berlin Heidelberg, 472 p.
- Fouquet, Y., Barriga, F., Charlou, J.L., Elderfield, H., German, C.R., Ondréas, H., Parson, L., Radford-Knoery, J., Relvas, J., Ribeiro, A., Schultz, A., Apprioual, R., Cambon, P., Costa, I., Donval, J.P., Douveille, E., Landuré, J.Y., Nromand, A., Pélle, H., Ponsevera, E., Riches, S., Santana, H., et Stephan, M., 1998 - FLORES diving cruise with the Nautile near the Azores - First dives on the Rainbow field: hydrothermal seawater/mantle interaction. *Int. Ridge-Crest News* 7, p. 24-28.
- Gélinas, L., Lajoie, J., et Brooks, C., 1976 - Origin and significance of Archean ultramafic volcaniclastics from Spinifex Ridge, La Motte Township, Québec, Ministère des Richesses naturelles, Québec, DPV-428, 17 p.
- Goodwin, A.M., 1982 - Archean volcanos in southwestern Abitibi belt, Ontario and Quebec: Form, composition, and development. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 19, p. 1140-1155.

- Goodwin, A.M., et Riddler, R.H., 1970 - The Abitibi orogenic belt. *Dans* Precambrian basins and geosynclines of the Canadian Shield, *Éditeur Baer, A.J.*, Volume Étude 70-40, Commission Géologique du Canada, p. 1-30.
- Greeley, R., 1987 - The role of lava tubes in Hawaiian volcanoes. *Dans* Volcanism in Hawaii, *Éditeur Decker, R.W., Wright, T.L., et Stauffer, P.H.*, Volume 1350, US Geological Survey, p. 1589-1602.
- Greeley, R., 1972 - Additional observations of actively forming lava tubes and associated structures, Hawaii. *Modern Geology*, volume 3, p. 157-160.
- Greeley, R., 1971 - Observations of actively forming lava tubes and associated structures, Hawaii. *Modern Geology*, volume 2, p. 207-223.
- Gregg, T.K.P., et Fink, J.H., 1995 - Quantification of submarine lava-flow morphology through analog experiments. *Geology*, volume 23, p. 73-76.
- Griffiths, R.W., et Campbell, I.H., 1990 - Stirring and structure in mantle starting plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, volume 99, p. 66-78.
- Gunning, H.C., 1936 - Malartic area, Abitibi County, Quebec. Geological Survey of Canada, Carte préliminaire 36-6.
- Gunning, H.C., et Ambrose, J.W., 1940 - Malartic area, Quebec, Geological Survey of Canada, Mémoire 222, 142 p.
- Gunning, H.C., et Ambrose, J.W., 1939 - The Timiskaming-Keewatin problem in the Rouyn-Harricanaw region, north-western Quebec. *Transactions of the Royal Society of Canada*, volume 33, p. 19-49.
- Heikinian, R., Hoffert, M., Larqué, P., Cheminé, J.L., Stoffers, P., et Bideau, D., 1993 - Hydrothermal Fe and Si oxyhydroxide deposits from the south Pacific intraplate volcanoes and East Pacific Rise axial and off-axial regions. *Economic Geology*, volume 88, p. 2099-2121.
- Herzberg, C., 1995 - Generation of plume magma through time: an experimental perspective. *Chemical Geology*, volume 126, p. 1-16.
- Herzberg, C., 1992 - Depth and Degree Melting of Komatiites. *Journal of Geophysical Research*, volume 97, p. 4521-4540.
- Herzberg, C., et O'Hara, M.J., 1998 - Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites and komatiites. *Earth-Science Reviews*, volume 44, p. 39-79.

- Hill, R.E.T., Barnes, S.J., Gole, M.J., et Dowling, S.E., 1995 - The volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia. *Lithos*, volume 34, p. 159-188.
- Hill, R.E.T., Barnes, S.J., Gole, M.J., et Dowling, S.E., 1990 - The physical volcanology of komatiites in the Norseman-Wiluna belt, Western Australia, Geological Society of Australia, 100 p.
- Hill, R.E.T., Gole, M.J., et Barnes, S.J., 1987 - Physical Volcanology of Komatiites, Geological Society of Australia, 74 p.
- Hon, K., Kauahikaua, J., Denlinger, R., et Mackay, K., 1994 - Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, volume 106, p. 351-370.
- Huppert, H.E., et Sparks, R.S.J., 1985 - Komatiites I: Eruption and Flow. *Journal of Petrology*, volume 26, p. 694-725.
- Imreh, L., 1984 - Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional: Synthèse volcanologique lithostratigraphique et gîtologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM 82-04, 70 p.
- Imreh, L., 1980 - Variation morphologique des coulées métá-ultramafiques du sillon archéen de La Motte-Vassan. *Precambrian Research*, volume 12, p. 3-30.
- Imreh, L., 1978 - Album photographique de coulées métá-ultramafiques sous-marines archéennes dans le sillon de la Motte-Vassan. Ministères des richesses naturelles, Québec, V-6, 131p.
- Imreh, L., 1976 - Nouvelle lithostratigraphie à l'ouest de Val-d'Or et son incidence gîtologique. Québec, Ministère des Richesses naturelles, Québec, DP-349, 73 p.
- Imreh, L., 1974 - Le sillon serpentinitique de La Motte, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec, DP-215, 12 p.
- Jackson, S.L., Sutcliffe, R.H., Ludden, J.N., Hubert, C., Green, A.G., Milkerite, B., Mayrand, L., West, G.F., et Verpaelst, P., 1990 - Southern Abitibi greenstone belt: Archean structure from seismic-reflection profiles. *Geology*, volume 18, p. 1086-1090.
- Jensen, L. S., 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines. Miscellaneous Publication 66, 22p.

- Kokelaar, B.P., 1986 - Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bulletin of Volcanology*, volume 48, p. 275-289.
- Kretschmar, D.K., (1975) – Geological report: Rock geochemical and geophysical surveys and diamond drilling completed in 1974. Cominco Limited. Ministère des Richesses naturelles du Québec, GM-30636, 44 p.
- Lahaye, Y., et Arndt, N., 1996 - Alteration of a Komatiite Flow from Alexo, Ontario, Canada. *Journal of Petrology*, volume 37, p. 1261-1284.
- Lahaye, Y., Arndt, N., Byerly, G., Chauvel, C., Fourcade, S., et Gruau, G., 1995 - The influence of alteration on the trace-element and Nd isotopic composition of komatiites. *Chemical Geology*, volume 126, p. 43-64.
- Lajoie, J., et Gélinas, L., 1978 - Emplacement of Achean peridotitic komatiites in La Motte Township, Quebec. *Canadian Journal of Earth Science*, volume 15, p. 672-677.
- Latulippe, M., 1976 - Val-d'Or – Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Excursion géologique, DP-367, 124 p.
- Lesher, C.M., Arndt, N.T., et Groves, D.I., 1984 - Genesis of komatiite-associated nickel sulphide deposits at Kambalda, Western Australia: a distal volcanic model. *Dans Sulphide Deposits in Mafic and Ultramafic rocks*, Éditeur Buchanan, D.L., et Jones, M.J., London, Inst. Min. Metall., p. 70-80.
- Lofgren, G., 1980 - Experimental Studies on the Dynamic Crystallization of Silicate Melts. *Dans Physics of Magmatic Processes*, Éditeur Hargraves, R.B., Princeton University Press, p. 487-551.
- Lonsdale, P., et Batiza, R., 1980 - Hyaloclastite and lava flows on young seamounts examined with a submersible. *Geological Society of America Bulletin*, volume 91, p. 545-554.
- Lowe, D.R., 1982 - Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, volume 52, p. 279-297.
- Ludden, J.N., et Gélinas, L., 1982 - Trace element characteristics of komatiites and komatiitic basalts from the Abitibi metavolcanic of Quebec. *Dans Komatiites*, Éditeur Arndt, N.T., et Nisbet, E.G., London, Allen, p. 331-346.
- Ludden, J., Francis, D.M., et Allard, G., 1984 - The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt. *Dans Chibougamau, stratigraphy and mineralization*, Éditeur Guha, J., et Chown, E.H., Special Volume 34, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, p. 20-34.

- Macdonald, G.A., 1972 - Volcanoes: New Jersey, Englewood Cliffs, 510 p.
- Macdonald, G.A., 1953 - Pahoehoe, aa, and block lava. American Journal of Sciences, volume 251, p. 169-191.
- Macdonald, K.C., Haymon, R., and Shor, A., 1989 - A 220 km² recently erupted lava field on the East Pacific Rise neat lat 8°S. Geology, volume 17, p. 212-216.
- Maicher, D., White, J.D.L., et Batiza, R., 2000 - Sheet hyaloclastite: density-current deposits of quench and bubble-burst fragments from thin, glassy sheet lava flows, Seamount Six, Eastern Pacific Ocean. Marine Geology, volume 171, p. 75-94.
- Malin, M.C., 1980 - Lengths of Hawaiian lava flows. Geology, volume 8, p. 306-308.
- McDonough, W.F., et Sun, S.-S., 1995 - The composition of the Earth. Chemical Geology, volume 120, p. 223-253.
- McPhie, J., Doyle, M., et R. Allen, 1993 - Volcanic Textures: Hobart, University of Tasmania, 198 p.
- Moore, A.G., Cas, R.A.F., Beresford, S.W., et Stone, M., 2000 - Geology of an Archean metakomatiite succession, Tramways, Kambalda Ni province, W.A.: assessing the extent to which volcanic facies architecture and flow emplacement mechanisms can be reconstructed. Australian Journal of Earth Sciences, volume 47, p. 659-673.
- Moore, J.G., 1975 - Mechanism of formation of pillow lava. American Scientist, volume 63, p. 269-277.
- Mortensen, J.K., 1993a - U-Pb Geochronology of the eastern Abitibi Subprovince: Part 1: Chibaugamau-Matagami-Joutel. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 30, p. 11-28.
- Mortensen, J.K., 1993b - U-Pb Geochronology of the eastern Abitibi Subprovince: Part 2: Noranda-Kirkland Lake area. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 30, p. 29-41.
- Mueller, W., et Donaldson, J.A., 1992 - Development of sedimentary basins in the Abitibi belt: and overview. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 29, p. 2249-2265.
- Mueller, W., Pilote, P., et Daigneault, R., 1999a - Évolution et contexte géodynamique du bloc de Malartic, zone volcanique sud, sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Explorer au Québec: Le défi de la connaissance, Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programmes et résumés; DV 99-03: Québec, p. 20.

- Mueller, W.U., Champagne, C., Barnes, S.-J., et Pilote, P., 1999b - Physical volcanology of komatiite flows at Spinifex Ridge, La Motte-Vassan Formation, Malartic Bloc, Quebec Portion, Abitibi Greenstone Belt. *Dans* Classic Komatiite Localities and Magmatic Fe-Ni-Cu (PGE) Sulphide Deposits of the Abitibi Greenstone Belt, Ontario-Québec, *Éditeur* Davis, P.C., Mineral Exploration Research Centre, Laurentian University, p. 45-53.
- Mueller, W., Chown, E.H., Sharma, K.N.M., Tait, L., et Rocheleau, M., 1989 - Paleogeographic evolution of a basement-controlled Archean supracrustal sequence, Chibougamau-Caopatina, Québec. *Journal of Geology*, volume 97, p. 399-420.
- Naldrett, A.J., 1989 - Classification of mafic and ultramafic rocks and related magmatic sulfide deposits. *Dans* Magmatic Sulfide Deposits, *Éditeur* Naldrett, A.J., New York, Oxford, Clarendon Press, Oxford University Press, p. 1-16.
- Nesbitt, R.W., Sun, S.-S., et Purvis, A.C., 1979 - Komatiites: Geochemistry and Genesis. *Canadian Mineralogist*, volume 17, p. 165-186.
- Nisbet, E.G., Cheadle, M.J., Arndt, N.T., et Bickle, M.J., 1993 - Constraining the potential temperature of the Archean mantle: A review of the evidence from komatiites. *Lithos*, volume 30, p. 291-307.
- Nisbet, E.G., Arndt, N.T., Bickle, M.J., Cameron, W.E., Chauvel, C., Cheadle, M., Martin, A., Hegner, W., Kyser, K., Renner, R., et Roedder, E., 1987 - Uniquely fresh 2.7 Ga komatiites from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. *Geology*, volume 15, p. 1147-1150.
- Parent, G., 1985 - Géochimie du groupe volcanique de Malartic, d'âge Archéen, région de l'Abitibi. Mémoire de M.Sc., non-publié, Université de Montréal, 104 p.
- Parman, S.W., Dann, J.C., Grove, T.L., and deWit, M.J., 1997 - Emplacement conditions of komatiite magmas from the 3.49 Ga Komati Formation Greenstone Belt. South Africa: *Earth and Planetary Science Letters*, volume 150, p. 303-323.
- Perring, C.S., Barnes, S.J., et Hill, R.E.T., 1995 - The physical volcanology of Archean komatiite sequence from Forrestania, Southern Cross Province, Western Australia. *Lithos*, volume 34, p. 189-207.
- Peterson, D.W., et Swanson, D.A., 1974 - Observed formation of lava tubes during 1970-1971 at Kilauea volcano, Hawaii. *Studies in Speleology*, volume 2, p. 209-222.
- Peterson, D.W., et Tilling, R.I., 1980 - Transition of basaltic lava from pahoehoe to a'a, Kilauea Volcano, Hawaii: field observations and key factors. *Journal of Volcanology and Geothermal Resources*, volume 7, p. 271-293.

- Peterson, D.W., Holcomb, R.T., Tilling, R.I., et Christiansen, R.L., 1994 - Development of lava tubes in the light of observations at Mauna Ulu, Kilauea Volcano, Hawaii. *Bulletin of Volcanology*, volume 56, p. 343-360.
- Picard, C., et Piboule, M., 1986a - Pétrologie des roches volcaniques du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau à l'ouest de Chapais (Abitibi est, Québec). Le Groupe basale de Roy. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 23, p. 561-578.
- Picard, C., et Piboule, M., 1986b - Pétrologie des roches volcaniques du sillon de roches vertes archéennes de Matagami-Chibougamau à l'ouest de Chapais (Abitibi est, Québec). Le Groupe hautement potassique d'Opémisca. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 23, p. 1169-1189.
- Pilote, P., Scott, S., Mueller, W., Lavoie, S., et Riopel, P., 1999 - Géologie des formations Val-d'Or, Héva et Jacola - nouvelle interprétation du bloc de Malartic. Ministère des Ressources naturelles, Explorer au Québec: Le défi de la connaissance, Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programmes et résumés, DV 99-03, p. 19.
- Pilote, P., Moorhead, J., et Mueller, W., 1998a - Développement d'un arc volcanique, la région de Val-d'Or: Ceinture de l'Abitibi -Volcanologie physique et évolution métallogénique. Association géologique du Canada - Association minéralogique du Canada, Réunion annuelle, Québec 1998, Guide d'excursion A2, 85 p.
- Pilote, P., Mueller, W., Scott, C., Champagne, C., Lavoie, S., et Moorhead, J., 1998b - Volcanologie de la Formation de Val-d'Or et du Groupe de la Formation de Marlatic, sous-Province de l'Abitibi: contraintes géochimiques et géochronologiques. Ministère des Ressources naturelles, Le nord et ses ressources, Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programmes et résumés, DV 98-05, p. 48.
- Pyke, D.R., Naldrett, A.J., et Eckstrand, O.R., 1973 - Archean Ultramafic Flows in Munro Township, Ontario. *Geological Society of America Bulletin*, volume 84, p. 955-978.
- Renner, R., Nisbet, E.G., Cheadle, M.J., Arndt, N.T., Bickle, M.J., et Cameron, W.E., 1994 - Komatiite Flows from the Reliance Formation, Belingwe Belt, Zimbabwe: I. Petrography and Mineralogy. *Journal of Petrology*, volume 35, p. 361-400.
- Rittman, A., 1962 - Volcanoes and their activity. New York, Wiley, 305 p.
- Rowland, S.K., et Walker, G.P.L., 1990 - Pahoehoe and aa in Hawaii: volumetric flow rate controls the lava structure. *Bulletin of Volcanology*, volume 52, p. 615-628.

- Rowland, S.K., et Walker, G.P.L., 1988 – Toothpaste lava: Characteristics and origin of a lava structural type transitional between pahoehoe and aa. *Bulletin of Volcanology*, volume 49, p. 631-641.
- Sanschagrin, Y., 1982 - Étude des variations latérales et verticales de facies dans des coulées de basalte tholeiitiques du Groupe de Kinojevis, Canton d'Aiguebelle, Abitibi. Mémoire de M.Sc., non-publié, Université du Québec à Chicoutimi, 114 p.
- Schmind, R., 1981 - Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, volume 9, p. 41-43.
- Scott, C.R., Mueller, W., et Pilote, P., 2002 – Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val d'Or, Canada. *Precambrian Research*, volume 115 p. 223-260.
- Scott, C.R., Mueller, W., et Pilote, P., 1999 - Stratigraphie et paléogéographie de la partie sud du bloc de Malartic, région de Val-d'Or, sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Explorer au Québec: Le défi de la connaissance, Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programmes et résumés, DV 99-03, p. 18.
- Self, S., Keszthelyi, L., et Thordarson, T., 1998 - The importance of Pahoehoe. *Annual Review of Earth Planetary Science*, volume 26, p. 81-110.
- Shareck, A., 1983 - Étude géochimique des komatiites de Spinifex Ridge Comté de La Motte, Québec. Mémoire de MSc., non-publié, Université du Québec à Montréal, 95 p.
- Shaw, H.R., 1969 - Rheology of basalt in the melting range. *Journal of Petrology*, volume 10, p. 511-535.
- Shore, M., 1996 - Cooling and Crystallization of Komatiite Flows. Thèse de Ph.D., non-publié, Université d'Ottawa, 211p.
- Shore, M., et Fowler, A.D., 1999 - The origin of spinifex texture in komatiites. *Nature*, volume 397, p. 691-693.
- Smith, T.L., et Batiza, R., 1989 - New field and laboratory evidence for the origin of hydroclastite flows on seamounts summits. *Bulletin of Volcanology*, volume 51, p. 96-114.

- Stamatelopoulou-Seymour, K., et Francis, D.M., 1980 - An Archean ultramafic turbidite from Lac Guyer, James Bay Area, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 17, p. 1576-1582.
- Staudigel, H., et Schmincke, H.-U., 1984 - The Pliocene seamont series La Palma/Canary Island. Journal of Geophysical Research, volume 89, p. 11195-11215.
- Sun, S.-S., 1987 - Chemical composition of Archean komatiites: Implication for early history of the Earth and mantle evolution. Journal of Volcanology and Geothermal Research, volume 32, p. 67-82.
- Sun, S.-S., et Nesbitt, R.W., 1978 - Petrogenesis of Achaean ultrabasic and basic volcanics: Evidence from rare earth elements. Contributions to Mineralogy and Petrology, volume 65, p. 301-325.
- Swanson, D.A., 1973 - Pahoehoe flows from the 1969-1971 Mauna Ulu eruption, Kilauea Volcano, Hawaii. Geological Society of American Bulletin, volume 84, p. 615-626.
- Swanson, D.A., Wright, T.L., and Helz, R.T., 1975 - Linear vent systems and estimated rates of magma production and eruption for the Yakima basalt on the Columbia River Plateau. American Journal of Science, volume 275, p. 877-905.
- Takahashi, E., 1990 - Speculation on the Archean Mantle: Missing Link Between Komatiites and Depleted Garnet Peridotite. Journal of Geophysical Research, volume 95, p. 15,941-15,954.
- Takahashi, E., 1986 - Melting of dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implications on the origin of peridotitic upper mantle. Journal of Geophysical Research, volume 91, p. 9367-9382.
- Thomson, B., 1989 - Petrology and stratigraphy of some texturally well preserved thin komatiites from Kamabula, Western Australia. Geological Magazine, volume 126, p. 249-261.
- Tourpin, S., Gruau, G., Blais, S., et Fourcade, S., 1991 - Resetting of REE and Nd and Sr isotopes during carbonatization of a komatiite flow from Finland. Chemical Geology, volume 90, p. 15-29.
- Viljoen, M.J., et Viljoen, R.P., 1969 - The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Overwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. Special Publication of the Geological Society of South Africa, volume 2, p. 55-85.

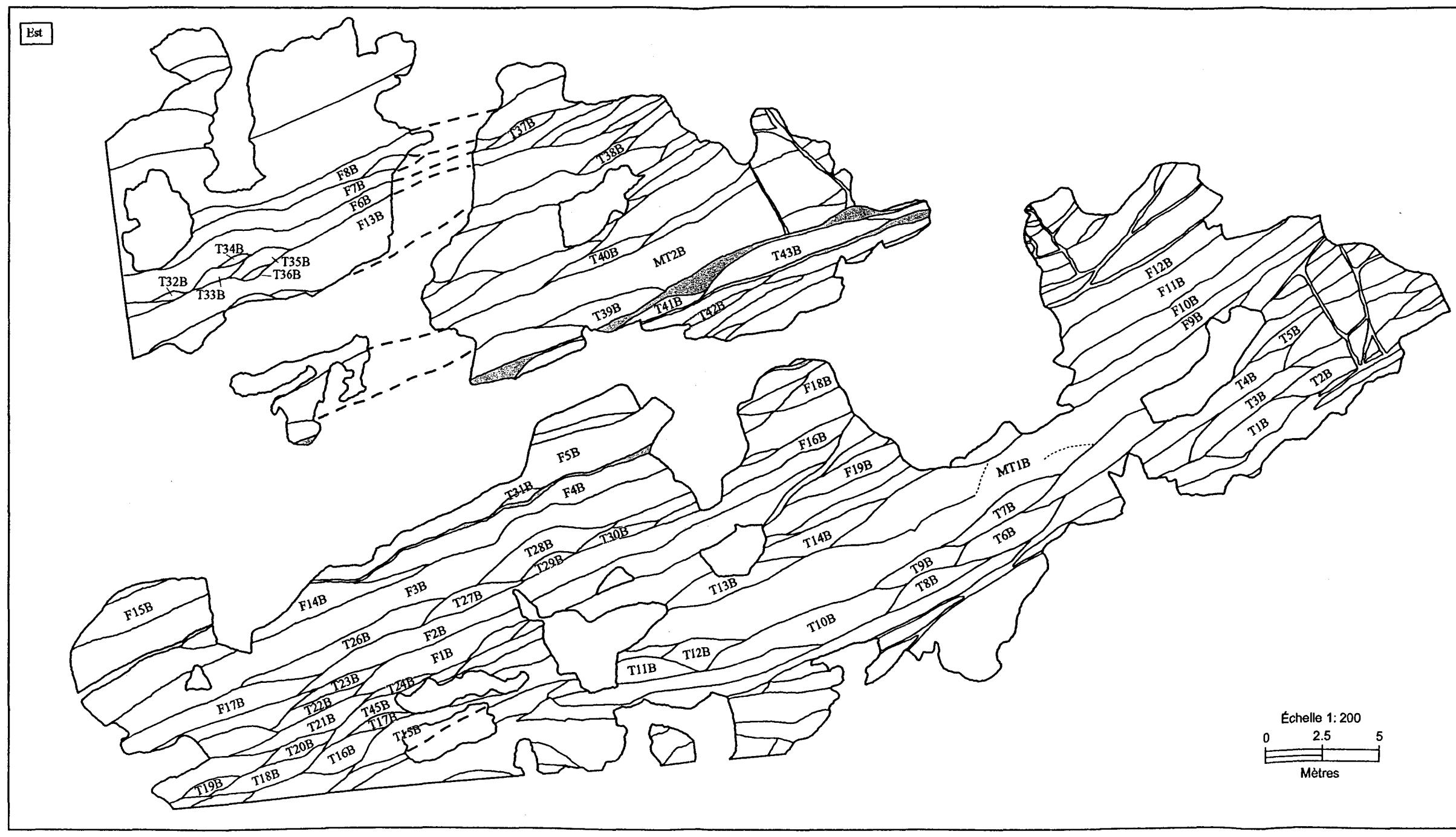
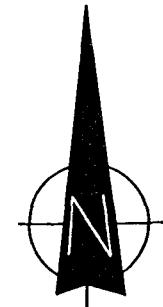
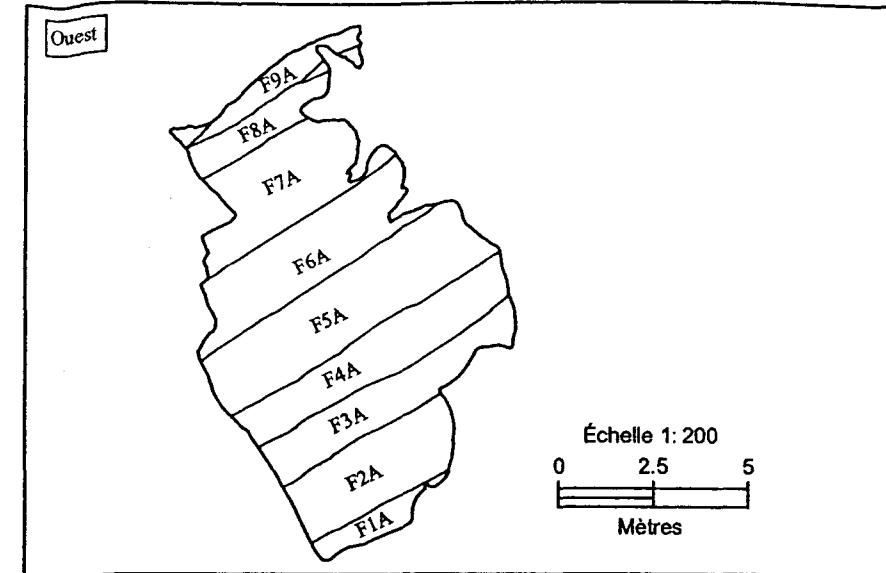
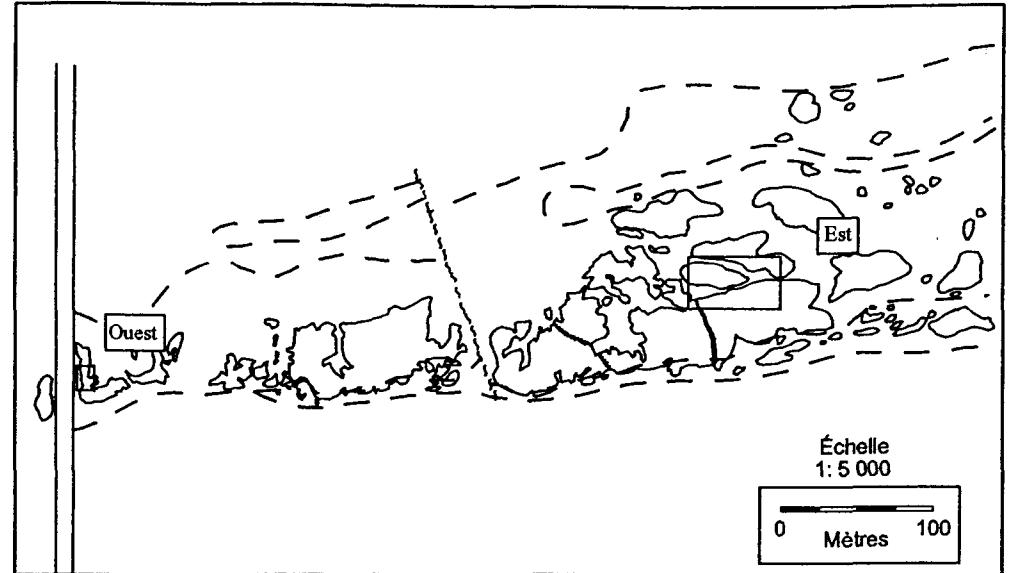
- Walker, G.P.L., 1973 - Lengths of lava flows. Royal Society of London Philosophy Transactions, volume 274, p. 107-118.
- Walker, G.P.L., 1971 - Compound and simple lava flows and flood basalts. Bulletin of Volcanology, volume 35, p. 579-590.
- Wei, K., Tronnes, R.G., et Scarfe, C.M., 1990 - Phase relations of aluminum-undepleted and aluminum-depleted komatiites at pressures of 4-12 Gpa. Journal of Geophysical Research, volume 95, p. 15817-15828.
- Williams, D.A., et Lesher, C.M., 1998 - Emplacement and Erosion by Archean komatiite lava flows at Kambalda. Journal of Geophysical Research, volume 103, 27,533-27,549.
- Williams, H., et McBirney, A.R., 1979 – Volcanology. San Francisco, Freeman Cooper, 397 p.
- Wohletz, K.H., 1986 - Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion mechanism, and field studies. Bulletin of Volcanology, volume 48, p. 245-264.
- Wohletz, K.H., 1983 - Mechanism of hydrovolcanic pyroclast formation, grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. Journal of Volcanology Geothermal, volume 17, p. 31-63.
- Wood, C., 1981 - Exploration and geology of some lava tube caves on the Hawaiian volcanoes. Transactions of British Cave Resources Association, volume 8, p. 111-129.

ANNEXE A

DIMENSIONS DES COULÉES

# Coulée	Affleurement	Morphofacies	Largeur (cm)	Épaisseur (cm)	Rapport étendue (L/E)
F1A	Ouest	Feuillet	404.43	75.30	5.37
F2A	Ouest	Feuillet	484.81	181.65	2.67
F3A	Ouest	Feuillet	766.84	119.75	6.40
F4A	Ouest	Feuillet	823.24	106.95	7.70
F5A	Ouest	Feuillet	831.10	181.55	4.58
F6A	Ouest	Feuillet	748.99	172.65	4.34
F7A	Ouest	Feuillet	596.9	224.25	2.66
F8A	Ouest	Feuillet	329.15	82.70	3.98
F9A	Ouest	Feuillet	530.50	85.95	6.17
F1B	Est	Feuillet	2317.51	107.64	21.53
F2B	Est	Feuillet	2648.66	92.35	28.68
F3B	Est	Feuillet	3565.67	103.52	34.44
F4B	Est	Feuillet	2002.82	91.17	21.97
F5B	Est	Feuillet	3666.84	152.93	23.98
F6B	Est	Feuillet	2351.62	104.70	22.46
F7B	Est	Feuillet	1748.13	67.05	26.07
F8B	Est	Feuillet	2165.16	129.40	16.73
F9B	Est	Feuillet	1431.09	65.29	21.92
F10B	Est	Feuillet	1204.63	75.88	15.88
F11B	Est	Feuillet	1105.23	122.93	8.99
F12B	Est	Feuillet	845.83	92.94	9.10
F13B	Est	Feuillet	2463.38	167.05	14.75
F14B	Est	Feuillet	1674.61	138.82	12.06
F15B	Est	Feuillet	658.20	124.11	5.30
F16B	Est	Feuillet	1188.75	59.41	20.01
F17B	Est	Feuillet	967.00	88.82	10.89
F18B	Est	Feuillet	311.75	113.52	2.75
F19B	Est	Feuillet	559.38	80.00	6.99
F20B	Est	Feuillet	493.50	114.11	4.32
TR1B	Est	Tube régulier	509.97	109.99	4.64
TR2B	Est	Tube régulier	464.97	89.99	5.17
TR3B	Est	Tube régulier	714.96	84.99	8.41
TR4B	Est	Tube régulier	594.96	94.99	6.26
TR5B	Est	Tube régulier	439.97	80.00	5.50
TR6B	Est	Tube régulier	494.97	104.99	4.71
TR7B	Est	Tube régulier	589.96	105.14	5.61
TR8B	Est	Tube régulier	474.97	90.12	5.27
TR9B	Est	Tube régulier	489.97	70.09	6.99
TR10B	Est	Tube régulier	1019.94	150.20	6.79
TR11B	Est	Tube régulier	609.96	85.11	7.17

# Coulée	Affleurement	Morphofacies	Largeur (cm)	Épaisseur (cm)	Rapport étendue (L/E)
TR12B	Est	Tube régulier	389.98	110.14	3.54
TR13B	Est	Tube régulier	669.96	110.14	6.08
TR14B	Est	Tube régulier	774.95	105.14	7.37
TR15B	Est	Tube régulier	824.95	145.19	5.68
TR16B	Est	Tube régulier	434.97	125.16	3.48
TR17B	Est	Tube régulier	339.98	60.08	5.66
TR18B	Est	Tube régulier	589.96	90.12	6.55
TR19B	Est	Tube régulier	254.98	55.07	4.63
TR20B	Est	Tube régulier	364.98	75.10	4.86
TR21B	Est	Tube régulier	709.96	95.12	7.46
TR22B	Est	Tube régulier	474.97	60.08	7.91
TR23B	Est	Tube régulier	489.97	65.08	7.53
TR24B	Est	Tube régulier	359.98	45.06	7.99
TR25B	Est	Tube régulier	334.98	60.08	5.58
TR26B	Est	Tube régulier	989.94	100.13	9.89
TR27B	Est	Tube régulier	499.97	85.11	5.87
TR28B	Est	Tube régulier	674.96	110.14	6.13
TR29B	Est	Tube régulier	274.98	50.07	5.49
TR30B	Est	Tube régulier	394.98	55.07	7.17
TR31B	Est	Tube régulier	234.99	45.06	5.22
TR32B	Est	Tube régulier	184.99	40.05	4.62
TR33B	Est	Tube régulier	254.98	60.08	4.24
TR34B	Est	Tube régulier	154.99	30.04	5.16
TR35B	Est	Tube régulier	314.98	65.08	4.84
TR36B	Est	Tube régulier	154.99	35.05	4.42
TR37B	Est	Tube régulier	354.98	55.07	6.45
TR38B	Est	Tube régulier	329.98	55.07	5.99
TR39B	Est	Tube régulier	614.96	110.14	5.58
TR40B	Est	Tube régulier	564.97	65.08	8.68
TR41B	Est	Tube régulier	479.97	60.08	7.99
TR42B	Est	Tube régulier	399.98	40.05	9.99
TR43B	Est	Tube régulier	814.95	60.08	13.56
TR44B	Est	Tube régulier	355.27	57.72	6.15
TR45B	Est	Tube régulier	560.55	79.52	7.05
MT1B	Est	Mégatube	3213.53	204.12	15.74
MT2B	Est	Mégatube	2764.71	212.94	12.98



ANNEXE B

DIMENSIONS DES ZONES TEXTURALES

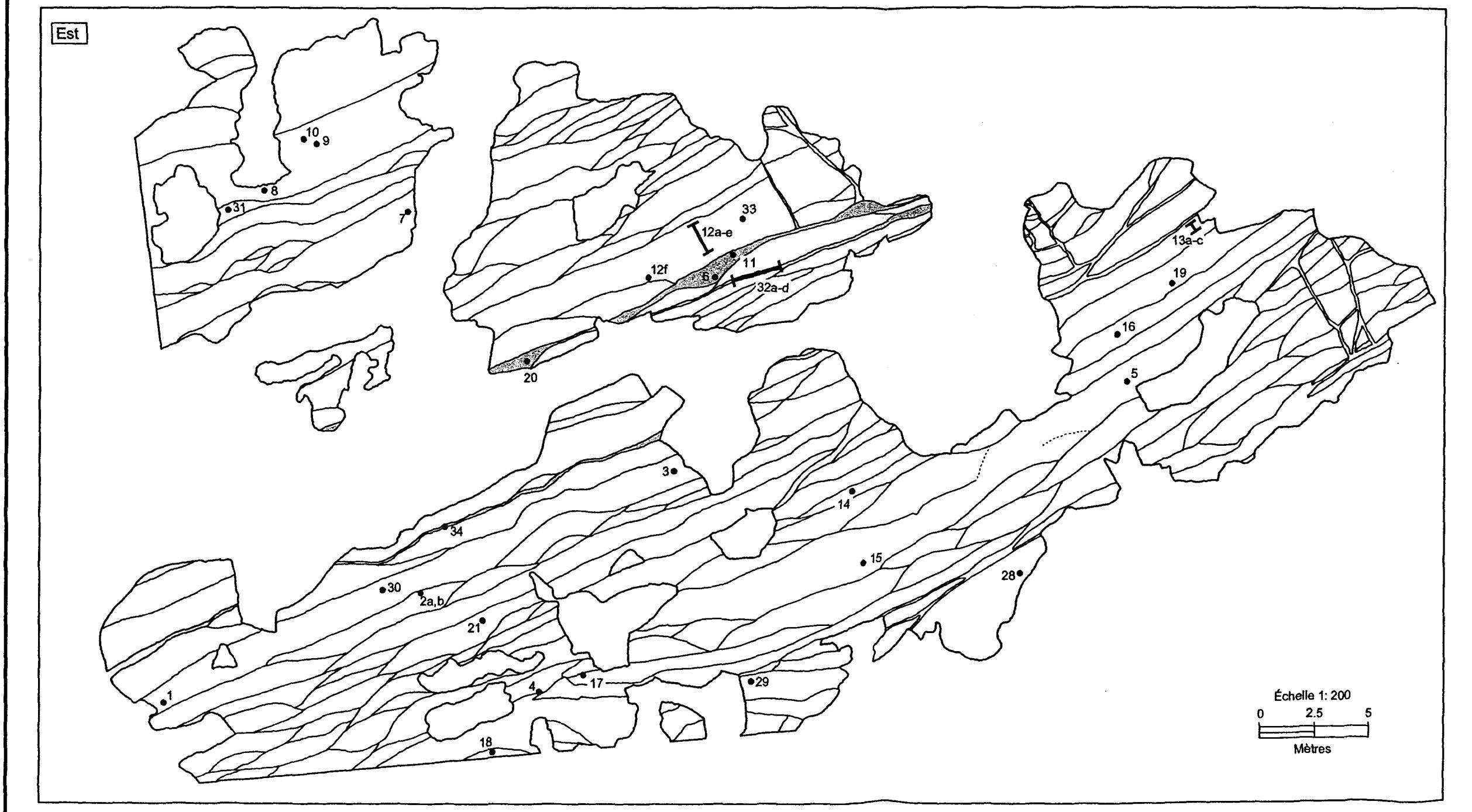
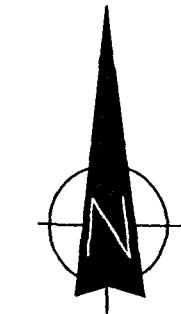
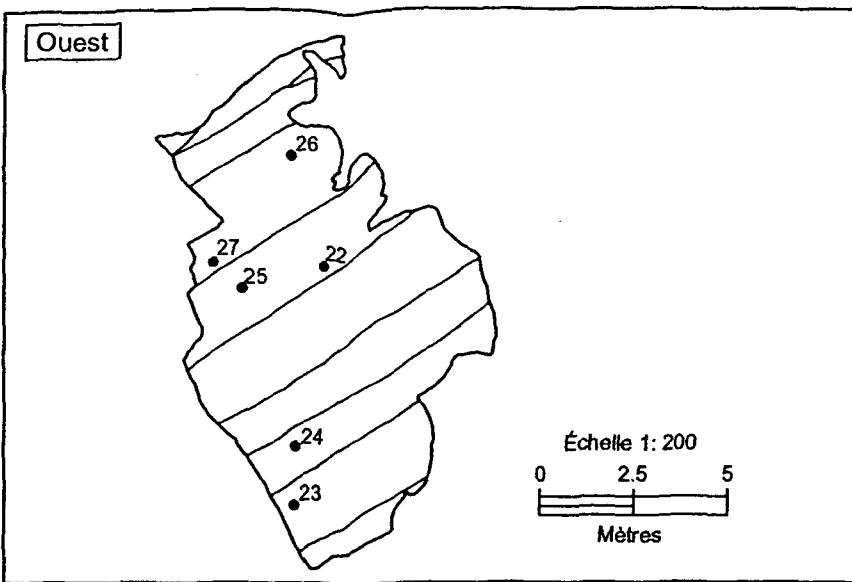
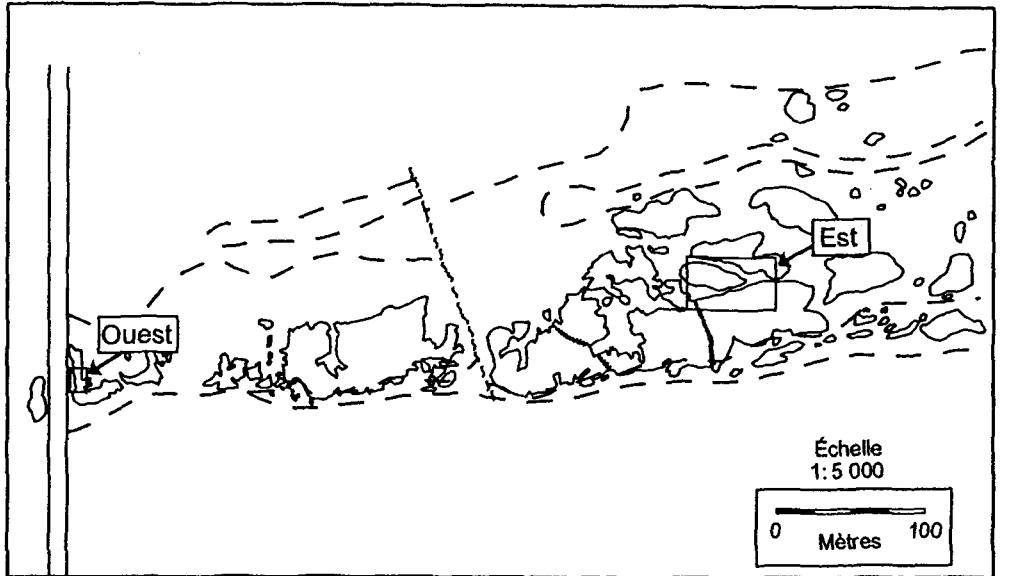
# Coulée	Affleurement	Morphofacies	Zone A (cm)	Zone B (cm)	Zone A/B
F1A	Ouest	Feuillet	37.5	37.8	0.99
F2A	Ouest	Feuillet	130.4	51.25	2.54
F3A	Ouest	Feuillet	67.9	51.85	1.31
F4A	Ouest	Feuillet	65.9	41.05	1.61
F5A	Ouest	Feuillet	118.25	63.3	1.87
F6A	Ouest	Feuillet	98.8	73.85	1.34
F7A	Ouest	Feuillet	144.2	80.05	1.80
F8A	Ouest	Feuillet	43.25	39.45	1.10
F9A	Ouest	Feuillet	49.1	36.85	1.33
F1B	Est	Feuillet	42.94	64.70	0.66
F2B	Est	Feuillet	52.35	40.00	1.31
F3B	Est	Feuillet	62.94	40.59	1.55
F4B	Est	Feuillet	48.82	42.35	1.15
F5B	Est	Feuillet	45.88	107.05	0.43
F6B	Est	Feuillet	61.76	42.94	1.44
F7B	Est	Feuillet	43.53	23.53	1.85
F8B	Est	Feuillet	65.29	64.11	1.02
F9B	Est	Feuillet	25.29	40.00	0.63
F10B	Est	Feuillet	31.76	44.12	0.72
F11B	Est	Feuillet	45.88	77.05	0.60
F12B	Est	Feuillet	38.82	54.11	0.72
F13B	Est	Feuillet	82.94	84.11	0.99
F14B	Est	Feuillet	89.41	49.41	1.81
F15B	Est	Feuillet	57.64	66.47	0.87
F16B	Est	Feuillet	31.17	28.23	1.10
F17B	Est	Feuillet	31.17	57.64	0.54
F18B	Est	Feuillet	59.41	54.11	1.10
F19B	Est	Feuillet	40.00	40.00	1.00
F20B	Est	Feuillet	65.29	48.82	1.34
TR1B	Est	Tube régulier	18.82	91.17	0.21
TR3B	Est	Tube régulier	16.47	68.53	0.24
TR4B	Est	Tube régulier	20.00	75.00	0.27
TR7B	Est	Tube régulier	18.23	86.76	0.21
TR11B	Est	Tube régulier	19.41	65.58	0.30
TR14B	Est	Tube régulier	30.00	75.00	0.40
TR16B	Est	Tube régulier	28.23	96.76	0.29
TR22B	Est	Tube régulier	17.06	42.94	0.40
TR26B	Est	Tube régulier	30.00	70.00	0.43
TR27B	Est	Tube régulier	27.65	57.35	0.48
TR28B	Est	Tube régulier	63.53	46.47	1.37
TR29B	Est	Tube régulier	12.94	37.06	0.35
TR30B	Est	Tube régulier	14.12	40.88	0.35

# Coulée	Affleurement	Morphofacies	Zone A (cm)	Zone B (cm)	Zone A/B
TR35B	Est	Tube régulier	24.70	40.29	0.61
TR36B	Est	Tube régulier	12.35	22.65	0.55
TR37B	Est	Tube régulier	18.23	36.76	0.50
TR38B	Est	Tube régulier	10.00	45.00	0.22
TR40B	Est	Tube régulier	18.23	46.76	0.39
TR41B	Est	Tube régulier	24.70	35.29	0.70
TR42B	Est	Tube régulier	9.41	30.59	0.31
TR43B	Est	Tube régulier	18.82	41.17	0.46
TR45B	Est	Tube régulier	30.00	49.41	0.61
MT1B	Est	Mégatube	37.06	167.06	0.22

ANNEXE C

LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS

No.	Échantillon	Morphofaciès	Description
1	CC-98-418	Feuillet	Cumulat (B3)
2	CC-98-419A	Feuillet	Bordure (A1)
	CC-98-419B	Feuillet	Spinifex (A2-A3)
3	CC-98-420	Feuillet	Cumulat (B3)
4	CC-98-421	Brèche	Brèche hydrothermale
5	CC-98-422	Brèche	Brèche hydrothermale
6	CC-98-423	Volcanoclastite	Tuf ultramafique
7	CC-98-424	Feuillet	Spinifex
8	CC-98-425	Coulée épaisse	Cumulat (B2-B3)
9	CC-98-426	Coulée épaisse	Cumulat (B3)
10	CC-98-427	Coulée épaisse	Cumulat (B3)
11	CC-98-428	Volcanoclastite	Tuf ultramafique
12	CC-98-429A	Mégatube	Bordure (A1)
	CC-98-429B	Mégatube	Bordure (A1-A2)
	CC-98-429C	Mégatube	Cumulat (B2)
	CC-98-429D	Mégatube	Cumulat (B2-B3)
	CC-98-429E	Mégatube	Cumulat (B3)
	CC-98-429F	Mégatube	Bordure (B4)
13	CC-98-430A	Feuillet	Bordure et spinifex (A1)
	CC-98-430B	Feuillet	Spinifex (A2)
	CC-98-430C	Feuillet	Spinifex (A3)
14	CC-98-431	Tube	Cumulat
15	CC-98-432	Mégatube	Cumulat
16	CC-98-433	Feuillet	Cumulat (B3)
17	CC-98-434	Feuillet	Spinifex (A2)
18	CC-98-435	Tube	Cumulat
19	CC-98-436	Feuillet	Cumulat (B3)
20	CC-98-437	Volcanoclastite	Tuf ultramafique
21	CC-98-438	Feuillet	Spinifex (A2-A3)
22	CC-98-439	Feuillet	Cumulat (B2)
23	CC-98-440	Feuillet	Spinifex (A3)
24	CC-98-441	Feuillet	Spinifex (A3)
25	CC-98-442	Brèche	Brèche hydrothermale
26	CC-98-443	Feuillet	Spinifex (A3)
27	CC-98-444	Feuillet	Cumulat (B2-B3)
28	CC-98-445	Feuillet	Spinifex (A3)
29	CC-98-446	Tube	Spinifex (A2)
30	CC-98-447	Feuillet	Spinifex (A3)
31	CC-98-448	Feuillet	Spinifex (A3)
32	CC-99-450A	Volcanoclastite	Tuf ultramafique
	CC-99-450B	Volcanoclastite	Tuf ultramafique
	CC-99-450C	Volcanoclastite	Tuf ultramafique
	CC-99-450D	Volcanoclastite	Tuf ultramafique
33	CC-99-454	Mégatube	Veine de spinifex et Cumulat (B3)
34	CC-99-455	Volcanoclastite	Tuf ultramafique



ANNEXE D

DONNÉES GÉOCHIMIQUES

Échantillon	CC-98-418	CC-98-419A	CC-98-419B	CC-98-420	CC-98-421
SiO₂	43,33	45,89	44,11	46,89	46,88
Al₂O₃	5,17	7,16	7,45	4,69	7,02
Fe₂O₃	7,05	4,28	6,23	3,93	4,22
FeO	5,44	5,60	6,00	5,22	5,56
Fe₂O₃T	14,23	11,31	13,71	10,51	11,06
MgO	31,93	27,47	27,21	31,33	26,79
CaO	4,39	6,82	6,12	5,63	7,10
Na₂O	0,16	0,30	0,28	0,16	0,26
K₂O	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05
TiO₂	0,23	0,39	0,43	0,23	0,30
MnO	0,20	0,13	0,14	0,17	0,17
Cr₂O₃	0,30	0,43	0,45	0,31	0,35
P₂O₅	0,02	0,04	0,05	0,02	0,02
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	7,62	6,22	6,48	6,88	6,05
CO₂	0,37	0,11	0,11	0,07	0,06
S	0,03	0,01	0,01	0,04	0,01
Y	4	10	11	6	9
Zr	15	22	22	14	16
Ba	50	15	14	16	11
Cu	20	41	20	10	55
Li	4	2	1	3	3
Co		78	86	92	80
Ni	1600	1244	1234	1788	1218
Cr	1900	2501	2734	1829	2025
Sc	18	28	28	18	20
V	52	190	200	45	110
Zn	58	49	54	44	52
Ga	6	8	9	5	7
Nb	2	2	2	2	2
Rb	6	2,7	4,1	1,8	2,8
Sr	12	20	19	18	24
Sb		0,058	0,043	0,037	0,047
W	2	1,2	0,8067	0,5967	0,65
U	0,5	0,1486	0,14	0,13	0,097
Th	0,2	0,071	0,13	0,055	0,054
Cs	3	0,8067	0,9762	1,5469	0,523
Hf	0,5	0,5103	0,4122	0,2988	0,3006
Au		0,0023	0,0028	0,0016	0,0015
As		1,4	0,88	0,59	0,54
Ag	2	0,55	0,54	0,25	0,3
La		0,2169	0,3103	0,2032	0,205
Ce		0,737	0,9854	1,2073	1,7396
Nd		1,6121	1,9533	0,5973	1,077
Sm		0,5521	0,583	0,3824	0,5043
Eu		0,2205	0,1669	0,3003	0,265
Tb		0,9081	0,409	0,2604	0,3657
Ho		0,179	0,2046	0,1357	0,1414
Yb		0,811	0,8377	0,5678	0,7906
Lu		0,1242	0,1273	0,0943	0,1216
Al₂O₃/TiO₂	22,67	18,47	17,53	20,67	23,57
CaO/Al₂O₃	0,85	0,95	0,82	1,20	1,01
LaN		0,57	0,82	0,54	0,54
YbN		3,26	3,36	2,28	3,18
(La/Yb)N		0,18	0,24	0,24	0,17

Échantillon	CC-98-422	CC-98-423	CC-98-424	CC-98-425	CC-98-426
SiO₂	47,89	47,13	44,60	42,90	41,60
Al₂O₃	6,56	5,31	7,37	4,53	4,41
Fe₂O₃	3,15	3,53	6,18	6,81	8,24
FeO	5,14	6,27	5,42	3,41	3,65
Fe₂O₃T	9,49	11,17	13,02	11,90	13,83
MgO	28,07	28,94	27,21	39,65	38,90
CaO	7,05	6,44	6,43	0,43	0,55
Na₂O	0,20	0,11	0,32	0,11	0,11
K₂O	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03
TiO₂	0,22	0,30	0,39	0,06	0,15
MnO	0,14	0,20	0,13	0,09	0,11
Cr₂O₃	0,31	0,34	0,44	0,27	0,28
P₂O₅	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	6,25	6,24	6,37	11,3	11,1
CO₂	0,07	0,08	0,05	0,1	0,06
S	0,04	0,05	0,04	0,08	0,01
Y	10	10	11	3	3
Zr	15	18	27	10	13
Ba	16	12	13	10	9,8
Cu	57	18	23	2	1
Li	2	3	2	2	2
Co	91	92	94	66	99
Ni	1366	1405	1238	2355	2136
Cr	1741	2018	2531	1509	1559
Sc	21	22	28	12	12
V	78	83	150	49	49
Zn	60	56	52	41	42
Ga	6	6	8	5	5
Nb	2	2	2	2	2
Rb	1,9	2,6	3,6	1,8	1,9309
Sr	13	22	18	3	3
Sb	0,047	0,031	0,028	0,044	0,018
W	0,6163	0,69	0,23	0,2	0,0975
U	0,099	0,089	0,066	0,069	0,094
Th	0,06	0,093	0,07	0,057	0,05
Cs	0,7392	3,5716	1,1376	2,3678	2,2271
Hf	0,3	0,3506	0,5018	0,1612	0,2445
Au	0,0018	0,0023	0,0013	0,002	0,0015
As	0,7	0,61	0,23	0,22	0,23
Ag	0,28	0,34	0,45	0,26	0,28
La	0,2073	0,3971	0,3034	0,3415	0,1424
Ce	1,1846	2,5678	2,2947	0,6658	0,8872
Nd	0,9445	1,2259	1,4282	0,7798	0,59
Sm	0,5205	0,505	0,5758	0,2465	0,1756
Eu	0,1894	0,3503	0,358	0,1552	0,1711
Tb	0,2171	0,1943	0,3052	0,1953	1044
Ho	0,1877	0,1909	0,1758	0,0895	0,0291
Yb	0,7469	0,8745	0,8874	0,4927	0,3446
Lu	0,1158	0,1459	0,1412	0,0906	0,0661
Al₂O₃/TiO₂	29,14	17,82	18,68	80,60	30,15
CaO/Al₂O₃	1,08	1,21	0,87	0,09	0,13
LaN	0,55	1,05	0,80	0,90	0,38
YbN	3,00	3,51	3,56	1,98	1,38
(La/Yb)N	0,18	0,30	0,23	0,46	0,27

Échantillon	CC-98-427	CC-98-428	CC-98-429A	CC-98-429B	CC-98-429C
SiO₂	46,57	45,95	45,81	45,78	45,69
Al₂O₃	4,07	6,19	6,41	6,85	6,99
Fe₂O₃	4,48	4,13	4,37	4,19	4,67
FeO	2,76	6,18	6,15	6,22	5,97
Fe₂O₃T	8,37	11,73	11,90	11,82	12,06
MgO	36,48	28,89	28,49	28,00	27,54
CaO	3,74	6,09	6,22	6,37	6,50
Na₂O	0,13	0,19	0,22	0,23	0,25
K₂O	0,03	0,06	0,04	0,04	0,05
TiO₂	0,16	0,32	0,32	0,33	0,35
MnO	0,12	0,17	0,19	0,16	0,14
Cr₂O₃	0,30	0,36	0,37	0,38	0,39
P₂O₅	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	9,73	6,43	6	6,24	6,3
CO₂	0,21	0,16	0,11	0,09	0,1
S	0,01	0,06	0,08	0,07	0,05
Y	6	10	9	9	11
Zr	13	17	17	18	17
Ba		9,1	9,1	8,7	9,9
Cu	1	44	40	39	35
Li	2	3	3	2	2
Co		95	102	97	92
Ni	1900	1593	1668	1517	1384
Cr	1700	2247	2369	2339	2449
Sc		22	24	24	26
V	51	110	95	110	130
Zn	46	56	54	52	53
Ga	4	7	6	7	7
Nb	2	2	2	2	2
Rb		0,61	0,55	0,9	0,7254
Sr	18	29	22	21	21
Sb		0,014	0,013	0,0093	0,012
W	1	0,15	0,14	0,1381	0,11
U		0,064	0,048	0,034	0,036
Th		0,041	0,0442	0,035	0,045
Cs	3,9	2,9499	1,5374	1,8651	2,2816
Hf	0,5	0,3053	0,302	0,4476	0,4207
Au		0,0004	0,0006	0,0004	0,0007
As		0,14	0,13	0,13	0,0889
Ag		0,34	0,44	0,45	0,36
La		0,4514	0,2691	0,264	0,328
Ce		1,6366	1,4352	1,2246	1,0608
Nd		1,0457	1,0645	1,2878	0,6343
Sm		0,5778	0,5593	0,5768	0,5761
Eu		0,3392	0,2676	0,2646	0,287
Tb		0,1897	0,1796	0,1799	0,1763
Ho		0,3049	0,299	0,3295	0,3582
Yb		0,8816	0,8175	0,8364	0,8236
Lu		0,1389	0,1238	0,1257	0,133
Al₂O₃/TiO₂	26,21	19,37	20,10	20,74	19,85
CaO/Al₂O₃	0,92	0,98	0,97	0,93	0,93
LaN		1,19	0,71	0,70	0,87
YbN		3,54	3,28	3,36	3,31
(La/Yb)N		0,34	0,22	0,21	0,26

Échantillon	CC-98-429D	CC-98-429E	CC-98-429F	CC-98-430A	CC-98-430B
SiO₂	46,34	45,24	45,48	44,73	45,21
Al₂O₃	6,21	5,85	6,38	7,20	7,16
Fe₂O₃	3,38	3,23	3,03	5,45	5,49
FeO	6,41	7,26	6,81	6,07	5,86
Fe₂O₃T	11,11	12,00	11,34	12,99	12,80
MgO	29,20	30,80	30,18	27,69	26,98
CaO	5,99	5,12	5,46	6,09	6,60
Na₂O	0,25	0,11	0,20	0,20	0,25
K₂O	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04
TiO₂	0,30	0,28	0,32	0,40	0,37
MnO	0,18	0,21	0,19	0,15	0,14
Cr₂O₃	0,36	0,35	0,36	0,45	0,42
P₂O₅	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	5,95	6,02	6,37	6,59	6,26
CO₂	0,07	0,11	0,11	0,11	0,08
S	0,09	0,08	0,06	0,11	0,1
Y	9	7	8	7	9
Zr	17	17	17	21	20
Ba	8,6	12	11	9,4	12,0275
Cu	46	37	37	46	42
Li	4	5	4	2	1
Co	98	99	97	98	93
Ni	1676	1738	1582	1596	1478
Cr	2210	2087	2202	2669	2544
Sc	23	20	22	28	28
V	79	69	74	130	130
Zn	52	59	53	50	47
Ga	8	7	6	8	8
Nb	2	2	2	2	2
Rb	0,91	0,83	1,1	0,78	0,93
Sr	22	18	20	9	9
Sb	0,0094	0,0097	0,015	0,021	0,0084
W	0,0941	0,1387	0,15	0,17	0,11
U	0,03	0,042	0,0308	0,0321	0,034
Th	0,062	0,043	0,022	0,025	0,025
Cs	1,8119	1,9219	1,8032	1,8863	1,6784
Hf	0,2823	0,3162	0,3391	0,5221	0,4844
Au	0,0006	0,0005	0,0008	0,0008	0,0009
As	0,1556	0,12	0,0645	0,0456	0,098
Ag	0,34	0,47	0,3	0,42	0,54
La	0,2895	0,2706	0,2603	0,2872	0,2464
Ce	0,8128	1,3533	1,8169	1,3895	1,2787
Nd	0,9331	0,8101	1,2471	1,0965	0,9627
Sm	0,5041	0,4328	0,4857	0,5561	0,6226
Eu	0,2444	0,1092	0,1614	0,1915	0,2341
Tb	0,1454	0,113	0,1404	0,1561	0,2092
Ho	0,2762	0,2659	0,2388	0,3293	0,3562
Yb	0,7467	0,6682	0,6948	0,7877	0,8961
Lu	0,1179	0,1096	0,1155	0,1293	0,1403
Al₂O₃/TiO₂	20,96	21,19	19,87	17,79	19,17
CaO/Al₂O₃	0,96	0,87	0,86	0,85	0,92
LaN	0,77	0,72	0,69	0,76	0,65
YbN	3,00	2,68	2,79	3,16	3,60
(La/Yb)N	0,26	0,27	0,25	0,24	0,18

Échantillon	CC-98-430C	CC-98-430D	CC-98-430E	CC-98-430F	CC-98-430G
SiO₂	44,71	47,94	46,52	46,00	46,15
Al₂O₃	7,33	5,97	4,71	5,06	5,60
Fe₂O₃	5,01	3,74	3,82	6,70	3,23
FeO	6,02	5,19	6,37	6,08	6,54
Fe₂O₃T	12,51	10,09	11,66	11,42	11,17
MgO	28,02	27,37	30,27	31,06	30,31
CaO	6,16	7,58	5,91	5,52	5,70
Na₂O	0,25	0,24	0,20	0,19	0,19
K₂O	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03
TiO₂	0,36	0,27	0,17	0,19	0,29
MnO	0,14	0,14	0,22	0,21	0,19
Cr₂O₃	0,42	0,32	0,28	0,29	0,35
P₂O₅	0,05	0,04	0,02	0,02	0,02
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	6,61	5,71	5,78	6,39	5,84
CO₂	0,11	0,06	0,08	0,08	0,11
S	0,12	0,1	0,18	0,16	0,14
Y	11	10	9	8	8
Zr	21	19	13	12	17
Ba	9,4	9,7	8,7	8,5	16
Cu	42	33	59	53	47
Li	2	2	4	4	4
Co	91	80	107	102	97
Ni	1341	1243	1927	1934	1850
Cr	2530	2004	1653	1776	2134
Sc	26	23	16	17	21
V	130	95	45	46	73
Zn	46	41	47	49	49
Ga	8	6	5	5	6
Nb	2	2	2	2	2
Rb	0,84	0,72	1,1	0,98	0,81
Sr	10	20	15	16	13
Sb	0,011	0,0097	0,0091	0,0098	0,011
W	0,2042	0,14	0,13	0,11	0,1128
U	0,045	0,031	0,032	0,034	0,048
Th	0,049	0,033	0,028	0,0271	0,039
Cs	1,9586	1,709	1,7496	1,7791	1,4427
Hf	0,4857	0,3217	0,2858	0,1972	0,2964
Au	0,0008	0,0013	0,0005	0,0007	0,0004
As	0,1243	0,099	0,0902	0,1761	0,1357
Ag	0,49	0,44	0,38	0,41	0,45
La	0,2674	0,3137	0,2637	0,2474	0,2415
Ce	1,1035	1,2436	1,0082	1,1642	0,7556
Nd	0,8484	1,4888	1,0768	0,5952	0,5544
Sm	0,5315	0,6275	0,4699	0,4529	0,4633
Eu	0,267	0,2482	0,1843	0,1165	0,3023
Tb	0,1748	0,1873	0,1539	0,158	0,1493
Ho	0,3172	0,3612	0,2613	0,2615	0,2768
Yb	0,8195	0,8976	0,7186	0,6731	0,6784
Lu	0,1317	0,1375	0,1207	0,1055	0,1064
Al₂O₃/TiO₂	20,15	22,52	27,50	26,33	19,52
CaO/Al₂O₃	0,84	1,27	1,26	1,09	1,02
LaN	0,71	0,83	0,70	0,65	0,64
YbN	3,29	3,60	2,89	2,70	2,72
(La/Yb)N	0,21	0,23	0,24	0,24	0,23

Échantillon	CC-98-431	CC-98-432A	CC-98-432B	CC-98-432C	CC-98-433
SiO₂	45,51	46,46	46,08	47,86	45,87
Al₂O₃	5,23	6,66	6,83	6,06	5,37
Fe₂O₃	4,57	4,25	4,34	3,46	4,04
FeO	5,79	5,89	5,90	5,63	6,80
Fe₂O₃T	11,78	11,53	11,63	10,31	12,32
MgO	31,48	27,45	27,74	27,48	29,63
CaO	5,02	6,71	6,53	7,21	5,74
Na₂O	0,17	0,20	0,20	0,20	0,19
K₂O	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
TiO₂	0,24	0,35	0,34	0,30	0,23
MnO	0,19	0,17	0,17	0,17	0,25
Cr₂O₃	0,31	0,38	0,39	0,35	0,32
P₂O₅	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	6,73	6,34	6,52	6,08	5,96
CO₂	0,06	0,12	0,1	0,07	0,11
S	0,09	0,05	0,05	0,08	0,07
Y	6	9	9	10	8
Zr	14	18	18	18	15
Ba	7	14	6,3	5,3	7,3
Cu	48	40	28	68	40
Li	5	1	1	1	4
Co	103	89	94	93	108
Ni	1800	1400	1400	1500	1600
Cr	1860	2391	2471	2133	2002
Sc	18	25	25	21	18
V	56	120	110	81	64
Zn	53	53	47	47	50
Ga	6	7	8	7	7
Nb	2	2	2	2	2
Rb	1	0,69	1,3	1,1	0,91
Sr	13	16	18	22	13
Sb	0,0068	0,0089	0,0075	0,013	0,0051
W	0,085	0,08	0,0705	0,11	0,1874
U	0,034	0,03	0,041	0,048	0,028
Th	0,038	0,044	0,05	0,066	0,032
Cs	2,438	1,3356	1,6308	1,2836	1,665
Hf	0,1983	0,4199	0,4083	0,3826	0,3092
Au	0,0004	0,0004	0,0004	0,0003	0,0002
As	0,1311	0,1385	0,0752	0,1518	0,2268
Ag	0,43	0,52	1	0,72	0,61
La	0,2484	0,3369	0,2912	0,2731	0,2313
Ce	1,5322	1,9125	2,5325	1,1723	0,8744
Nd	0,6465	1,1259	0,7115	1,0301	0,4339
Sm	0,4354	0,5088	0,6004	0,5727	0,4489
Eu	0,1753	0,1621	0,2864	0,2228	0,1529
Tb	0,1249	0,1604	0,2198	0,1669	0,1328
Ho	0,2453	0,2626	0,3519	0,3349	0,24
Yb	0,6408	0,8106	0,8147	0,8476	0,695
Lu	0,1066	0,1192	0,1255	0,1295	0,1153
Al₂O₃/TiO₂	22,18	18,91	20,00	20,39	23,00
CaO/Al₂O₃	0,96	1,01	0,96	1,19	1,07
LaN	0,66	0,89	0,77	0,72	0,61
YbN	2,57	3,26	3,27	3,40	2,79
(La/Yb)N	0,26	0,27	0,24	0,21	0,22

Échantillon	CC-98-434	CC-98-435	CC-98-437	CC-98-445	CC-98-449
SiO₂	42,35	46,21	47,50	45,05	45,15
Al₂O₃	8,57	7,24	6,06	7,77	7,39
Fe₂O₃	6,51	3,74	3,27	4,62	4,24
FeO	6,92	5,63	5,79	6,91	6,26
Fe₂O₃T	15,22	10,72	10,33	13,07	13,02
MgO	26,91	28,73	28,01	25,82	26,37
CaO	5,43	6,03	6,93	6,90	6,69
Na₂O	0,25	0,21	0,26	0,31	0,31
K₂O	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04
TiO₂	0,49	0,30	0,32	0,39	0,39
MnO	0,17	0,15	0,17	0,17	0,16
Cr₂O₃	0,51	0,33	0,35	0,43	0,43
P₂O₅	0,04	0,03	0,02	0,04	0,04
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	6,81	6,98	6	5,96	6,1
CO₂	0,1	0,11	0,07	0,08	0,08
S	0,01	0,03	0,04	0,01	0,01
Y	10	8	9	11	12
Zr	25	14	13	22	24
Ba	19	15	17	11	14
Cu	1	46	21	38	6
Li	1	2	2	2	1
Co	100	95	86	95	91
Ni	820	1300	1300	940	946
Cr	3182	2038	2131	2713	2640
Sc	36	23	24	29	30
V	150	87	98	130	142
Zn	54	50	50	56	50
Ga	10	8	6	8	8
Nb	2	2	2	2	2
Rb	1,2	1,5	0,91	1	5,279
Sr	12	16	29	13	15
Sb	0,013	0,0124	0,0197	0,012	0,0155
W	0,12	0,0578	0,12	0,2532	0,775
U	0,038	0,0428	0,037	0,04	0,0367
Th	0,044	0,06	0,071	0,058	0,052
Cs	1,491	1,3844	2,4726	2,8352	1,4821
Hf	0,672	0,2653	0,2835	0,6712	0,4809
Au	0,0006	0,0007	0,0008	0,0008	0,0008
As	0,1	0,1147	0,0851	0,058	0,077
Ag	1,2	1	0,83	0,91	0,97
La	0,2828	0,3124	0,3744	0,666	0,319
Ce	1,2151	0,9406	1,7163	1,5492	1,7393
Nd	0,8253	0,7364	1,0406	1,2473	1,8366
Sm	0,6749	0,5507	0,5728	0,687	0,6652
Eu	0,1379	0,142	0,2186	0,4186	0,3923
Tb	0,2334	0,219	0,1739	0,243	0,2165
Ho	0,4169	0,3318	0,3242	0,3907	0,3685
Yb	0,9971	0,8261	0,8137	1,0288	1,0208
Lu	0,1552	0,1282	0,1261	0,1608	0,1588
Al₂O₃/TiO₂	17,37	24,11	18,97	19,76	18,70
CaO/Al₂O₃	0,63	0,83	1,14	0,89	0,91
LaN	0,75	0,83	0,99	1,76	0,84
YbN	4,00	3,32	3,27	4,13	4,10
(La/Yb)N	0,19	0,25	0,30	0,43	0,21