

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOCHIMIQUE DE LA FORMATION
DE CHIBOUGAMAU, QUÉBEC, CANADA

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
GUILLAUME COURTOIS

MAI 2013

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

AVANT-PROPOS

Ce sujet de maîtrise a débuté à l'été 2009 suite à un stage en exploration minière au sein du Groupe Oméga dans le secteur des monts Otish (Québec, Canada). Le président du Groupe Oméga, Serge Genest, montrant un grand intérêt dans le domaine de l'impactologie, a lancé un programme de recherche sur les astroblèmes et les impactites associées. Ces recherches se basent tant sur des aspects économiques, puisqu'il s'avère que l'impact d'objets célestes peut engendrer des gisements de classe mondiale, que sur des aspects fondamentaux par la recherche d'impactites afin de les associer à des astroblèmes connus ou à découvrir. Dans le cadre de ce programme de recherche, Serge Genest m'a proposé un sujet de maîtrise portant sur la Formation de Chibougamau, située aux alentours de la ville de Chibougamau (Québec, Canada), qui est suspectée d'être associée à un impact météoritique d'après une étude préliminaire. Ce choix de maîtrise a été décidé pour mon goût de la recherche fondamentale et pour une compréhension accrue de ces phénomènes catastrophiques, moteur non négligeable du modelage et de l'évolution de notre planète.

Cette maîtrise avait pour principal objectif de déterminer si la Formation de Chibougamau pouvait être en lien avec un événement météoritique, par conséquent si cette formation, ou du moins une partie, constitue un éjecta d'impact.

Suite à une campagne d'échantillonnage étalé sur 5 jours, la première année de maîtrise, amorcée en septembre 2009, a été dédiée dans un premier temps aux recherches bibliographiques dans les domaines d'impactologie et de glaciologie et aux travaux de synthèse des études antérieures portant sur la Formation de Chibougamau. La seconde moitié de cette année a été consacrée à l'étude pétrographique des échantillons sélectionnés. Cette étude s'est déroulée tant dans le laboratoire pétrographique de l'UQAM que dans celui du Groupe Oméga. De plus, ma participation à une excursion géologique portant sur l'astroblème de Sudbury (Ontario, Canada), organisée en mai 2010 par l'UQAM, m'a permis d'observer sur le terrain la Formation d'Onaping, une brèche d'éjecta associée à cet événement d'impact. La fin du mois de mai 2010 a été consacrée à l'analyse géochimique du système isotopique $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, sur les échantillons sélectionnés. Cette analyse isotopique a été entreprise dans les laboratoires du GEOTOP sous la supervision d'André Poirier. Le début de ma seconde année de maîtrise fut dédié à une seconde campagne de terrain étalée

sur 4 jours. Par la suite, les lames minces de 2009 et de 2010 ont à nouveau été l'objet d'une étude pétrographique et les premières ébauches de synthèse bibliographique furent entreprises. En juin 2011, un regain dans le secteur de l'exploration minière et des ressources financières amoindries m'ont convaincu de quitter les bancs de l'école pour un an. Cette expérience n'aura pas été inutile puisque de nombreux rapports internes rédigés pour cette entreprise m'auront permis d'acquérir un bon esprit de synthèse. Mon retour à l'automne 2012 à l'UQAM fut consacré à une étude pétrographique complémentaire et à l'écriture de ce présent travail de maîtrise.

Je voudrais remercier le Groupe Omégalpha qui m'a soutenu financièrement durant la première année de maîtrise ainsi que l'UQAM qui m'a accordé des bourses d'études.

Je tiens à remercier mon directeur de recherche à l'UQAM, Normand Goulet, qui m'a permis de vivre cette expérience ainsi que pour son encadrement, son enthousiasme et pour ces nombreuses discussions géologiques et autres durant les excursions géologiques.

Je remercie également le président du Groupe Omégalpha, Serge Genest, de m'avoir proposé ce sujet de maîtrise et pour la confiance accordée durant l'élaboration de ce projet.

Un grand remerciement à Francine Robert, géologue du Groupe Omégalpha, pour son aide constante et sa disponibilité tout au long de ce travail. Je la remercie tout particulièrement pour la formation qu'elle m'a donnée sur la reconnaissance des indices pétrographiques de métamorphisme de choc.

Merci à André Poirier qui m'a supervisé pour les travaux sur la géochimie de l'osmium.

Merci à Patrick Dubeau pour son aide technique sur le terrain lors de l'extraction des échantillons.

Finalement, une pensée particulière revient à mes proches qui m'ont encouragé à persévérer dans les moments les plus difficiles. À ma mère, qui m'a tant apporté et m'a toujours appuyé à entreprendre ces études au Québec. À mon frère qui a partagé deux ans et demi à mes côtés en terre québécoise et qui a mijoté tous ces bons petits plats. À mes amis avec qui j'ai passé de si mémorables moments : Baptiste, Louise-Josée, les petits boutchous Adrien et Amandine, Amaury, Bastien, Fabien-Paul, Stéphane, Guillaume, Sarah, Rémi, Julie-Anaïs, Pierre-Carl, Brad, le ST Crew et à ceux que j'aurai par mégarde oublié. Enfin, à

toi Laura qui m'a grandement encouragé, aidé et qui a fait preuve d'une grande patience surtout dans les derniers mois de rédaction de ce mémoire.

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS	ii
LISTE DES FIGURES.....	ix
LISTE DES TABLEAUX	xviii
RÉSUMÉ.....	xix
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
CONTEXTE GÉOLOGIQUE	3
1.1 Contexte régional	3
1.2 Contexte local	7
1.3 Résumé du chapitre	9
CHAPITRE II	
NOTIONS DE GLACIOLOGIE.....	10
2.1 Les dépôts glaciogéniques	10
2.2 Les diamictites	11
2.3 Critères d'identification des dépôts glaciogéniques	12
2.3.1 Évidences d'une glaciation terrestre.....	12
2.3.2 Évidences de dépôt glaciomarin et glaciolacustre.....	12
2.3.3 Évidences commune de dépôts terrestres et marins	13
2.4 Distribution temporelle de dépôts glaciogéniques au Précambrien.....	13
2.4.1 Les glaciations à la transition Archéen-Paléoprotérozoïque	13
2.4.2 L'époque non glaciaire Paléoprotérozoïque-Mésoprotérozoïque.....	15
2.4.3 Les glaciations au Néoprotérozoïque.....	16
2.5 Résumé du chapitre	16
CHAPITRE III	
SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS SUR LA FORMATION DE CHIBOUGAMAU ET PROBLÉMATIQUE	18
3.1 Travaux antérieurs.....	18
3.2 Étude stratigraphique et sédimentologique : travaux de Long (1973).....	20

3.2.1 Relations stratigraphiques	20
3.2.2 Structures sédimentaires	23
3.2.3 Description des clastes	25
3.2.4 Caractère structural.....	26
3.2.5 Âge	26
3.3 Nouvelles perspectives	26
3.4 Résumé du chapitre	27
CHAPITRE IV	
NOTIONS D'IMPACTOLOGIE.....	29
4.1 Formation des structures d'impact météoritique.....	29
4.1.1 Contact et compression.....	30
4.1.2 Excavation et emplacement d'éjecta	30
4.1.3 Réajustement	31
4.2 Morphologie des astroblèmes	33
4.3 Les produits d'impact météoritique : les impactites	33
4.4 Métamorphisme de choc.....	35
4.4.1 Déformations macroscopiques : les cônes de percussion	36
4.4.2 Déformations et transformations microscopiques	37
4.5 Géochimie des impactites	43
4.5.1 Généralités	43
4.5.2 Détection d'une composante météoritique.....	43
4.5.3 Limite de la détection géochimique.....	44
4.6 Distribution spatiale des impactites.....	44
4.7 Résumé du chapitre	46
CHAPITRE V	
LES ÉJECTAS D'IMPACT	47
5.1 Généralités	47
5.2 Les éjectas proximaux	48
5.3 Les éjectas distaux.....	49
5.4 Distribution temporelle des éjectas au Précambrien.....	51
5.4.1 Archéen-Paléoprotérozoïque précoce	51
5.4.2 Milieu Paléoprotérozoïque-Néoprotérozoïque	53

5.5 Étude de cas	53
5.5.1 Archéen-Paléoprotérozoïque précoce	53
5.5.2 Milieu Paléoprotérozoïque-Néoprotérozoïque	54
5.6 Résumé du chapitre	57
CHAPITRE VI	
LES DIAMECTITES OU SIMILITUDES ENTRE TILLITES ET ÉJECTAS D'IMPACT . 58	
6.1 Problématique	58
6.2 Les similitudes texturales et structurales	60
6.3 Dépôts associés à un impact généré en domaine marin	63
6.4 Similitudes entre éjectas et tillites	66
6.5 Résumé du chapitre	66
CHAPITRE VII	
OBSERVATIONS DE TERRAIN ET ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE	
7.1 Description des affleurements échantillonnés	68
7.1.1 Canton de Mc Kenzie, secteur du mont du Radar	69
7.1.2 Canton de Richardson, à l'ouest du lac Richardson	73
7.1.3 Canton de Roy, secteur nord du lac Chibougamau	75
7.2 Présentation des résultats	77
7.2.1 Canton de Mc Kenzie, secteur du mont du Radar	77
7.2.2 Canton de Richardson, à l'ouest du lac Richardson	95
7.2.3 Canton de Roy, secteur nord du lac Chibougamau	102
7.3 Résumé du chapitre	104
CHAPITRE VIII	
ANALYSE GÉOCHIMIQUE DE L'OSMIUM	
8.1 La géochimie isotopique de l'osmium dans l'étude des impactites	105
8.2 Méthode expérimentale	106
8.2.1 Principes fondamentaux du TIMS	107
8.2.2 Types d'échantillons	107
8.2.3 Préparation des échantillons	108
8.2.4 La chimie de l'osmium	108
8.2.5 Principe de dilution isotopique	111
8.3 Méthodes de calcul	111

8.3.1 Calcul de la concentration en osmium.....	111
8.3.2 Calcul de la composition isotopique.....	113
8.4 Résultats	114
8.5 Résumé du chapitre	117
CHAPITRE IX	
DISCUSSION.....	118
9.1 La Formation de Chibougamau : dépôts glaciogéniques ?	118
9.2 La Formation de Chibougamau : éjecta d'impact ?.....	120
9.3 La Formation de Chibougamau : un remaniement d'éjecta ?	123
9.3.1 Le mont du Radar	123
9.3.2 Canton de Richardson, à l'ouest du lac Richardson	127
9.3.3 Canton de Roy, au Nord du lac Chibougamau	128
9.4 Indices sur le lieu et l'âge de l'évènement d'impact ?.....	129
9.4.1 Le lieu d'impact	129
9.4.2 Âge de l'impact	131
9.5 À la recherche de l'impact météoritique responsable.....	131
CONCLUSION.....	134
APPENDICE A	
COORDONNÉES GPS DES ÉCHANTILLONS RÉCOLTÉS	136
RÉFÉRENCES	138

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1.1	Carte simplifiée des grandes provinces géologiques du Québec et du Labrador (tiré de Bourque, 2011).....	4
1.2	Géologie de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. L'encadré noir localise la zone d'étude. DPMFZ : Destor-Porcupine-Maneville Fault Zone (tiré Muller et Mortensen, 2002).	5
1.3	Carte géologique du district de Chibougamau (modifié de Daigneault et Allard, 1996).	6
2.1	Distribution des glaciations majeures à travers les temps géologiques (traduit de Eyles et Young, 2003).	14
2.2	Représentation schématique de la succession stratigraphique du Supergroupe Huronien d'âge Paléoprotérozoïque (traduit d'Eyles et Young, 2003).	15
3.1	Géologie du district de Chibougamau. Les zones noirâtres indiquent les secteurs où affleure la Formation de Chibougamau. Les encadrés rouges correspondent aux secteurs étudiés ; 1 : Secteur du mont du Radar ; 2 : Canton de Richardson, Ouest du lac Richardson ; 3 : Canton de Roy, Nord du lac Chibougamau (modifié de Long, 1973).....	22
3.2	Sections mesurées et coupe illustrant la possible reconstruction stratigraphique de la Formation de Chibougamau (tiré de Long, 1974).	23
3.3	Schéma d'une unité de diamictite, au canton d'O'Sullivan, contenant des enclaves de laminites granoclassées comprenant des dropstones (en rayé) et des clastes de grès à grains moyens bien triés (en pointillé) (tiré de Long, 1974).	24

3.4	Photos de lames minces des deux types de litage présents dans les laminites granoclassées. A : « Composite rhythm », on note la présence de fines laminations de silt grossiers et de grès très fins ainsi que de fragments grossiers formant des figures de charge comme des dropstones (noté A en haut de la photo) ; B : « Diatectic rhythm », les laminations varient d'un grès très fin (foncé) à la base à des argiles (clair) au sommet. On observe des laminations entrecroisées dans le silt grossier en bas de la photo (tiré de Long, 1974).	25
4.1	Phase de contact et de compression. Modèle de simulation numérique montré entre 0.025 et 1 seconde après le contact initial entre une dunite d'1 km de diamètre et un granite cible impacté, à une vitesse de 18 km/s (vitesse moyenne des impacts sur Terre) (tiré de Collins et al., 2012).....	31
4.2	Excavation et réajustement de cratères simple et complexe sur Terre. Simulation numérique à différents instants de formation d'un cratère simple (à gauche) par un impacteur de 50 m de diamètre à 12 km/s, et un cratère complexe (à droite) par un impacteur de 500 m de diamètre à vitesse identique (on note la différence d'échelle de temps et de longueur des deux scénarios). La cible et l'impacteur sont caractérisés par un quartzite. (A) : Excavation initiée par expansion d'une onde de choc. Les contours colorés montrent les pics de pressions, qui décroissent avec la distance au point d'impact. Le panache d'impact est montré en marron. (B) : Profondeur maximale de la cavité atteinte. La grille montre la déformation dans la roche cible. Les contours colorés montrent les contraintes plastiques accumulées. (C) : Fin de l'excavation et début du réajustement du cratère transitoire. (D) : Phase de réajustement : le diamètre du cratère continue de grandir par effondrement des bordures. Formation d'un pic central dans le cas du cratère complexe, le cratère simple est stable. (E) : Forme du cratère final. (tiré de Collins et al., 2012).....	32
4.3	Organigramme de classification des impactites (traduit de Stöffler et Grieve, 2007).	35
4.4	Diagramme pression-température montrant les domaines du métamorphisme endogène et du métamorphisme de choc. Présence des champs de stabilité des polymorphes du quartz, le spectre Raman et la courbe de liquidus de ces minéraux (tiré de Reimold et Jourdan, 2012).	36
4.5	Shatter cones affectant des gneiss du socle grenvillien, région de Charlevoix, Québec. Les traits en noirs indiquent les striations. L'échelle est donnée par le stylo (Bouvier, 2012).....	37

4.6	Familles de fractures planaires (PFs), orientées NE-SO, développée dans un quartzite bréchifié provenant du pic central de la structure d'impact Aorunga, au Chad (tiré de French et Koeberl, 2010).....	38
4.7	Grains de quartz présentant 2 familles de PDFs, photos en lumière polarisée analysée. A : claste de quartzite dans une suévite associée à la structure Bosumtwi (Ghana). B : Grain de quartz avec PDFs décoré, substratum rocheux gneissique précambrien au pic central de la structure Carswell (Canada) (tiré de French et Koeberl, 2010).....	39
4.8	A : Fragments de verre diaplectique dévitrifié et altéré en chlorite au sein d'une matrice de grès à quartz/feldspath. B : Particule de verre vésiculaire altéré partiellement en chlorite et contenant d'abondants grains de quartz au sein d'une matrice aphanitique. Photos prises en lumière polarisée analysée (tiré de Cannon et al., 2010).	41
4.9	Photos d'un fragment de granite dans une suévite de la Formation d'Onaping (Ontario, Canada). A : Lumière naturelle, les grains de quartz (gris, haut relief) sont en partie recristallisés en une mosaïque fine de quartz. Les grains de feldspaths (clair, bas relief) sont généralement recristallisés et pratiquement isotropes, bien que des feldspaths originels soient préservés. Comparaison avec la photo B en lumière polarisée analysée (tiré de French, 1998).	42
4.10	Fusion complète d'une roche fortement choquée de l'Astroblème de Sudbury (Ontario, Canada). La matrice montre une texture fluidale typique d'un verre hétérogène. Photo en lumière polarisée non analysée (French, 1998).....	42
4.11	Abondance en Au et en EGP normalisée à la composition d'une chondrite carbonatée (météorite Orgueil). Échantillons : roches fondues (MO-43, MO-48) de l'astroblème Morokweng (Afrique du Sud) ; suévite (CB6-095) de l'astroblème Chesapeake Bay (États-Unis) ; brèche lithique (KR7-1) et suévite (KR7-9) de l'astroblème Bosumtwi (Ghana) ; croûte continentale supérieure (Crust) (tiré de Koeberl, 2007).	44
4.12	Répartition des impactites sur Terre : a) impactites proximales et distales ; b) impactites proximales dans le cas d'une structure complexe (tiré de Stöffler et Grieve, 2007).	45
5.1	Trajectoires balistiques des éjectas. La bordure de l'astroblème final est située à un rayon de cratère égal à 1 (en abscisse). La couche d'éjecta est représentée à différents instants pendant la formation du cratère : T, 1,5T, 2T et 2,5T ; T étant le temps de formation de l'astroblème (tiré de Melosh, 1989).	48

5.2	Microtectites et microkrystites cénozoïques. A : Microtectites australasiennes montrant les différentes morphologies pouvant être adoptées. B : Sphérules de clinopyroxène (microkrystites) du nord-ouest de l'océan Indien (tiré de Glass et Simonson, 2012).....	50
5.3	Localisation des couches d'éjectas et de sphérules précambriennes. Les deux sites d'impacts précambriens postulés sont localisés sur la carte : Sudbury et Acraman. Les couches Hamersley réfèrent aux couches de sphérules Dales Gorge, Bee Gorge, ParaBurdo, Jeerinah et Carawine (tabl. 5.2) (modifié de Glass et Simonson, 2012).....	54
5.4	Carte de localisation des éjectas distaux associés à la structure de Sudbury. Étude d'Addison et al. (2005) : sites Mesabi Range, Gunflint Range et de Thunder Bay. Étude de Cannon et al. (2010) : sites Baraga Basin, Dead River Basin et Gogebic Range. Étude de Jirsa et al. (2008) : site de Magnetic rock. Les cercles concentriques montrent la distance du point d'impact présumé près de Sudbury, en Ontario (tiré de Cannon et al., 2010).....	56
6.1	Modèle actuel de déposition des diamictites et sédiments glaciogéniques associés décrits comme le produit de coulées de débris et de courants de turbidité en domaine subaquatique et schéma de la mise en place des dropstones à partir des radeaux de glace. Localisation à la marge d'une couche active de glace (tiré de Rampino, 1994).....	59
6.2	Éjecta d'impact (brèche Bunte) associé à l'impact du Ries. On note la présence de mégablocs au sein de la matrice à grains fins et la texture chaotique du dépôt (tiré de Oberbeck et al., 1993).....	61
6.3	Échantillons de calcaire Malmien striés provenant de dépôts fluviaux du Miocène à la base de la brèche lithique Bunte (tiré de Rampino, 1994).....	61
6.4	A : Galet d'une ardoise paléozoïque provenant d'un conglomérat allochtone du Paléogène trouvé dans l'astroblème Azuara. Le galet montre des striations et des traces de broutage. B : Galet d'une ardoise de la Formation Pelarda facetté et strié (tiré de Rampino, 1994).....	61
6.5	Schéma des processus volcanoclastiques où l'on observe les coulées de débris pyroclastiques sur la surface terrestre et la retombée de bombes volcaniques et de particules sur la surface ou sur les sédiments non consolidés pouvant ainsi former des dropstones (modifié de Collinson et Thompson, 1989).....	62

6.6	Coupe schématique montrant des dropstones de volcanites choqués et éjectés suite à un impact dans des sédiments non consolidés sur le fond marin. a : grès faiblement trié encaissant les dropstones de volcanites choqués ; b : sable verdâtre provenant des particules en suspension générées lors de l'impact ; c : couche litée de sable plus fins que a et b ; d, e : couche lenticulaire de sable à granulométrie variable et dans e stratification entrecroisée créée par des courants de turbidités post-impact (tiré de Oberbeck et al., 1993).	63
6.7	Séquence hypothétique de phénomènes produits suite à un impact en domaine marin peu profond. Échelle verticale exagérée (tiré de Oberbeck et al., 1993).....	64
6.8	Séquences sédimentaires résultant d'un impact météoritique en domaine marin peu profond. La ligne en pointillé représente la surface originelle ; E : éjecta ; E _h : déposé en domaine marin ; E _a : déposé de façon subaérienne ; E _r : remanié, D : substratum perturbé ; D _a : perturbation par des dropstones ; D _c : perturbation de compression ; D _b : bréchification ; M : matériau mobilisé ; M _t : turbidité ; M _s : slump ; M _b : ressac ; M _r : remaniement ; d : dropstone ; m : mégaclastes ; i : injection du substratum ; l : laminations ; b : slump de blocs ; c : stratification entrecroisée (tiré de Oberbeck et al., 1993).	65
7.1	Interprétation stratigraphique du secteur du mont du Radar.	70
7.2	A : Zone de contact entre une diamictite et une laminite granoclassée du membre moyen du mont du Radar. B : Échantillon scié FC004 provenant de l'horizon de diamictite et montrant le mélange entre une matrice aphanitique et une matrice fragmentaire. Les échelles sont indiquées par le stylo et la règle.	71
7.3	A : Conglomérat de l'unité 1 du membre supérieur du mont du Radar. B : Échantillon scié FC10-03-05B2 montrant les diverses lithologies formant les clastes. Les échelles sont indiquées par le stylo et par la barre noire.	72
7.4	Contact entre le conglomérat de l'unité 2 et la diamictite de l'unité 3, membre supérieur du mont du Radar.	73
7.5	A et B : Décapage à l'ouest du lac Richardson montrant une diamictite. C : Échantillon scié FC10-01-07A. D : Échantillon scié FC10-01-07B. Les photos montrent la diversité lithologique des clastes et le caractère non jointif de ces derniers. Les échelles sont indiquées par la règle et la barre noire.	75

- 7.6 Secteur du nord du lac Chibougamau. A : Photo montrant l'alternance entre les siltites finement litées et les bancs d'arénite rosée et indiquant les relations stratification/schistosité ainsi que la formation de pli en Z. B : lithologie rubanée caractérisée par une alternance de lits centimétriques de niveaux ferrugineux magnétiques et de siltites. C : Conglomérat observé à l'affleurement. D : Échantillon de conglomérat scié FC10-02-07, notez la différence de faciès comparé aux conglomérats observés dans les autres secteurs.76
- 7.7 Feldspath d'un claste de roche quartzofeldspathique affecté par des PDFs et partiellement transformé en maskélynite (FC09-01-01B1). Sur les photos B et D, on observe l'isotropie totale dans toutes les orientations. Les photos C et D montrent l'orientation différente des PDFs et de la macle de Carlsbad. Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée et analysée (B, D).78
- 7.8 Plagioclase (A, B) et quartz (C, D) affectés par des PDFs au sein d'un claste de roche quartzofeldspathique (FC09-01-01B1). On observe que les PDFs et les macles polysynthétiques du plagioclase ne sont pas confondus. Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée et analysée (B, D).....79
- 7.9 Matrice encaissant des grains de feldspaths affectés par des microstructures planaires (FC09-01-01B). A : PFs en lumière naturelle, B : PDFs en lumière polarisée analysée.....80
- 7.10 Verre d'impact non altéré présent au sein d'une matrice fragmentaire. A et B : verre diaplectique à morphologie d'haltère, indiquant un transport en domaine aérien d'un matériel encore fondu. C et D : échardes de verre avec en C inclusion de matériel fin à grossier. E et F : échardes de verre et agglutinement de minéraux fins à grossiers autour du verre. Lumière naturelle (A, C, D, E), lumière polarisée analysée (B, F). FC09-01-01B (A, B, E, F) ; FC004 (C) ; FC005 (D).81
- 7.11 Microbrèches présentes au sein de la matrice, observées en lumière naturelle (FC09-01-01B). Ces microbrèches sont composées de grains fins à grossiers, essentiellement quartz et feldspath, et adoptent des formes aérodynamiques. A : microbrèche fuselée. B : microbrèche en forme de sigmoïde.82
- 7.12 Microbrèches présentes au sein de la matrice, observées en lumière naturelle. Ces microbrèches sont composées de grains fins à grossiers, essentiellement quartz et feldspath, et adoptent toutes des formes arrondies. D : une particularité est notée puisque du verre dévitrifié semble constituer la matrice de cette microbrèche. FC004 (A) ; FC005 (B, C) ; FC006 (D).83

- 7.13 Fragment de roche à texture « armored » montré par l'écorce sombre formée sur leur pourtour (FC005). Cette texture est indicatrice de dépôts hydroclastiques. Photos prises en lumière naturelle. 84
- 7.14 A, B et C : Fragment à texture microcristalline de quartz présentant des amygdales indiquant une fonte de la roche (FC005). Ces amygdales sont remplies par du quartz. D, E et F : Présence de cavités au sein d'un minéral inconnu pouvant représenter une fonte de minéral (FC005). Lumière naturelle (A, B, D, F), lumière polarisée et analysée (C, E)..... 85
- 7.15 Agrégat subarrondi constitué de fragments de quartz, feldspath et carbonate oolithique encaissés dans une matrice de verre partiellement dévitrifiée (FC006). Les oolithes indiquent une provenance sédimentaire du carbonate. Lumière naturelle (A), lumière analysée et polarisée (B, C). 86
- 7.16 Claste de roche quartzofeldspathique contenant des plagioclases affectés par des PDFs (FC09-01-02). Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée analysée (B, D). 87
- 7.17 Claste de roche quartzofeldspathique montrant des textures dites « ballen » (FC002B). Les limites des minéraux de quartz sont lobées et constituées de microcristaux de quartz. Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée analysée (B, D). 88
- 7.18 A et B : Fragment de quartz, au sein de la matrice, partiellement recristallisé, souligné par l'intense mosaïcisme (FC10-03-05B2). A : Le verre diaplectique « vert-émeraude » délimitant les microcristaux de quartz constituerait le produit de fonte originelle. C et D : Fragment de feldspath, au sein de la matrice, partiellement recristallisé, souligné par le mosaïcisme. (FC10-03-05B2). Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée analysée (B, D). 89
- 7.19 Claste de roche quartzofeldspathique à composition intermédiaire montrant un amas de verre diaplectique « vert-émeraude » associé à des minéraux de quartz (FC09-01-03C1). Ces minéraux de quartz laissent apparaître en lumière polarisée analysée (B) un mosaïcisme indiquant une recristallisation du verre d'origine. Lumière naturelle (A)..... 90
- 7.20 Claste de roche quartzofeldspathique à composition intermédiaire montrant un feldspath affecté par de probables vestiges de PDFs (FC09-01-03C1). En bordure, on observe un amas de verre diaplectique « vert-émeraude » présentant les mêmes caractéristiques qu'à la figure 7.19. Lumière naturelle (A), lumière polarisée analysée (B). 91

7.21	A et B : Grain matriciel de quartz subanguleux affecté par des PDFs (FC09-01-03A1). C et D : Grain matriciel de feldspath anguleux affecté par deux familles de PDFs. (FC09-01-03A1). Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée analysée (B, D).	92
7.22	Grains de quartz matriciels anguleux associés à du verre diaplectique « vert-émeraude » (FC09-01-03A1). A et B : bréchification et enrobage par le verre diaplectique. C et D : enrobage du quartz par le verre diaplectique. Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée analysée (B, D).....	93
7.23	Fragment de verre diaplectique « vert-émeraude » au sein de la matrice d'un conglomérat (FC09-01-03C). Lumière naturelle (A), lumière polarisée analysée (B).....	94
7.24	Grains de quartz matriciels affectés par des microstructures planaires (FC09-01-03E). A et B : quartz anguleux à PDFs. C et D : quartz arrondi à PFs. Lumière naturelle (A, B, C), lumière polarisée analysée (D).	95
7.25	Clastes de roches quartzofeldspathiques dont les plagioclases sont affectés par des PDFs. On note que ces PDFs ne sont pas confondus avec les macles polysynthétiques des différents minéraux. A, B, C, D : FC09-03-01B1 ; E, F : FC09-03-01B. Lumière naturelle (A, C, E), lumière polarisée analysée (B, D, F).	96
7.26	Claste de roche quartzofeldspathique montrant un plagioclase affecté par deux familles de PDFs (FC09-03-01B). A : La première famille de PDFs est orientée N-S alors que la deuxième famille est restreinte à la bordure droite du minéral et orientée NE-SO. Lumière naturelle (A), lumière polarisée analysée (B, C).....	97
7.27	Clastes de roches quartzofeldspathiques montrant des grains de quartz affectés par des PDFs. FC09-03-01B (A, B) ; FC09-03-01B1 (C, D). Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée analysée (B, D).	98
7.28	Claste de roche quartzofeldspathique montrant du verre diaplectique « vert-émeraude » affecté par trois familles de PDFs (FC09-03-01B1). Les PDFs laissent apparaître une biréfringence de deuxième ordre en lumière polarisée analysée, constituants des PDFs décorés. Lumière naturelle (A), lumière polarisée analysée (B).....	99
7.29	Claste de roche quartzofeldspathique montrant du verre diaplectique « vert-émeraude » et du quartz affecté par trois familles de PDFs (FC10-01-05A). Le verre diaplectique provient du changement de phase du quartz associée. Lumière naturelle (A), lumière polarisée analysée (B, C).....	100

7.30	Amas de verre diaplectique « vert-émeraude » présent au sein de la matrice (FC09-03-01B). Lumière naturelle (A), lumière polarisée analysée (B).	100
7.31	Microbrèche lithique à matrice de verre partiellement dévitrifié englobant des minéraux de quartz (FC10-01-06). Lumière naturelle (A), lumière polarisée analysée (B).	101
7.32	Fragments de carbonate montrant des minéraux amorphes aux interstices (B) ou formant le cœur du fragment (D) (FC10-01-07B). Cette phase amorphe pourrait constituer du verre diaplectique provenant du changement de phase des carbonates. Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée analysée (B, D).....	102
7.33	Grain de quartz matriciel subarrondi affecté par des PFs (FC10-02-05-2). Photos en lumière naturelle.....	103
7.34	Minéral de quartz affecté par des PFs et présent en inclusion au sein d'un minéral de feldspath à structure disloquée (FC10-02-05-2). Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée analysée (B).	103
8.1	Évolution schématique de la composition isotopique $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ des météorites, de la croûte et du manteau terrestres en fonction du temps (modifié de Faure, 1986). Le point noir indique l'estimation de la composition isotopique lors de la formation du système solaire ($[^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}]_{4.56\text{Ga}} = 0.0965$; Walker et Morgan, 1989).	106
8.2	Spectromètre de masse à ionisation thermique (TIMS) au laboratoire du GEOTOP.....	107
8.3	Schéma montrant la technique de purification finale de l'osmium par microdistillation. (tiré de Birck et al., 1997).....	110
8.4	Schéma simplifié expliquant la démarche de calcul de l'abondance d'un isotope contenu dans un échantillon après l'ajout d'un spike. X1, X2, Z1 et Z2 : voir le texte pour explication.	113
9.1	Interprétation des unités stratigraphiques observées au mont du Radar à la suite des observations en lame mince et de terrain.	127

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1	Stratigraphie de la région de Chibougamau (modifié de Kouassi, 1979 et Leclerc et al., 2008)8
4.1	Critères de classification des impactites (traduit de French, 1998)34
4.2	Orientation cristallographique des micro-fractures planaires dans le quartz selon les plans des indices de Miller en fonction de l'intensité du métamorphisme de choc (traduit de Stöffler et Langenhorst, 1994)...39
5.1	Les éjectas d'impacts distaux et les couches de sphérules au Précambrien (modifié de Glass et Simonson, 2012).....52
7.1	Distribution des lames minces étudiées pour l'analyse pétrographique (cf. fig. 3.1 pour localisation)68
8.1	Quantités de spike et d'échantillon utilisées pour les analyses chimiques de l'osmium.....109
8.2	Résultats des analyses chimiques d'osmium effectuées à l'aide du TIMS114
8.3	Compilation de données des abondances et compositions isotopiques en osmium sur des impactites et des météorites.(tiré de 1 : Shen et al., 1996 ; 2 : Morgan, 1965 ; 3 : Esser et Turekian, 1989 ; 4 : Lichte et al., 1986 ; 5 : Yin, 1995 ; 6 : Koeberl et Shirey, 1993 ; 7 : Koeberl et Shirey, 1996 ; 8 : Koeberl et Shirey, 1997 ; 9 : Palme, 2008)115
A.1	Localisation en coordonnées UTM (Nad 83, Zone 17) des échantillons sélectionnés pour l'étude pétrographique et l'étude géochimique137

RÉSUMÉ

La Formation de Chibougamau, d'âge Paléoprotérozoïque, se situe aux alentours de la ville de Chibougamau (Québec, Canada). Cette formation clastique se compose de conglomérats, de grès, de diamictites et de laminites granoclassées. Les études antérieures ont conclu que cette formation est d'origine glaciaire à paraglaciaire. Cette hypothèse de genèse s'appuie notamment sur la présence de laminites granoclassées encaissant des dropstones qui sont associées à des diamictites, roches pouvant être, entre autres, formées par l'action des glaciers. Cependant, des preuves indubitables d'une origine glaciaire sont absentes : - aucun claste à surface striée et facettée n'est recensé ; - le substratum archéen ne montre aucune abrasion due au passage d'un glacier ; et - aucune séquence d'argilite varvée n'est présente.

Cette absence d'évidences de glaciations et la découverte récente d'indices de métamorphisme de choc au sein de la Formation de Chibougamau, ont contraint à entreprendre des recherches portant sur la genèse de la formation.

Les études pétrographiques ont mis en évidence de nombreux indices de métamorphisme de choc indubitablement associés à un impact météoritique. Ces indices sont : - des figures de déformations planaires affectant des minéraux de quartz et de feldspaths ; - des échardes de verre de haute pression non altérées et du verre diaplectique altéré au sein d'une matrice fragmentaire ; - de la maskélynite ; - des amygales indicatrices d'une fonte ; - des textures en mosaïque ; et - des microbrèches comportant dans certains cas une matrice de verre dévitrifié.

Ces nouvelles découvertes suggèrent une réinterprétation de la genèse de la Formation de Chibougamau par des processus d'impact météoritique. L'hypothèse d'un éjecta d'impact est favorisée par les observations pétrographiques, mais ne pourrait être généralisée à l'ensemble de la formation, puisque les conglomérats et certaines diamictites, porteurs d'indices de métamorphisme de choc, encaissent une grande quantité de clastes arrondis non impactés. Ces unités suggèrent ainsi un remaniement de l'éjecta source. Cette hypothèse semble soutenue par les relations stratigraphiques de la formation. En effet, à la base se trouve un conglomérat non affecté par le métamorphisme de choc qui est recouvert par une unité diamictique, interprétée comme l'éjecta d'impact, le tout surmonté par un conglomérat similaire à l'unité basale mais porteur de quelques indices de métamorphisme de choc dérivant de l'érosion de l'éjecta sous-jacent. Ces relations stratigraphiques suggèrent donc un impact pénécontemporain aux dépôts de grande séquence conglomératique alors que la nature du dépôt d'éjecta suspecté suggère un environnement supra à intertidal.

La présence de clastes de carbonate oolithique et de carbonate, dérivant probablement des roches du Groupe de Mistassini, favorise un âge maximum à 2,2 Ga. De plus, les figures de déformations n'affectant que des clastes de roches quartzofeldspathiques et la présence de fragments de carbonate à cœur de verre diaplectique favorisent un lieu d'impact en domaine continental, probablement dans un bassin intracratonique peu profond. L'absence de sphérules de verre au sein de la formation indique le caractère proximal de l'éjecta et favorise donc un lieu d'impact sur ou proche de la Province du Supérieur.

Mots clés : géologie, éjecta, impactite, métamorphisme de choc, Chibougamau, Abitibi.

INTRODUCTION

La Formation de Chibougamau est exposée aux alentours de la ville de Chibougamau (Québec, Canada), ville située à 480 kilomètres au nord de Montréal. Des études antérieures ont conclu que cette formation, d'âge Paléoprotérozoïque, est une origine glaciaire à paraglaciale (Long, 1973, 1974, 1981). Les seules évidences d'une telle interprétation sont la présence de dropstones au sein de laminites granoclassées et l'intime association de cette lithologie avec des diamictites, unités pouvant être d'origine glaciaire. Cependant, les critères déterminants d'une glaciation sont manquants au sein de ces lithologies, à savoir, des clastes striés et facettés, une striation du substratum rocheux, une fabrique de till, et un manque de continuité latérale des dépôts. De récents travaux indiquent que la Formation de Chibougamau comporte des indices microscopiques d'effets de métamorphisme de choc (Genest et al., 2005). De plus, la présence de cônes de percussion dans la région est recensée au lac Mistassini (Coty et al., 1976 ; Evangelatos et al., 2009) et proche de la ville de Chapais (Higgins et Tait, 1990), cependant les astroblèmes postulés pour ces cônes ne sont pas encore définis avec exactitude (Higgins et Tait, 1990 ; Grieve, 2006 ; Evangelatos et al., 2009).

Ces différents éléments ont ainsi conforté l'idée d'effectuer une nouvelle étude sur la Formation de Chibougamau. Ainsi, ce projet vise à déterminer une potentielle affiliation de cette formation avec un impact météoritique.

Neuf jours de terrain, étalés sur les mois de septembre 2009 et juin 2010, ont été nécessaires pour échantillonner et décrire les différents affleurements visités. Au total, 36 affleurements ont été observés et échantillonnés, les principales cibles étant des conglomérats, des laminites granoclassées et des diamictites. Toutes n'ont pas fait l'objet d'une fabrication de lames minces, et une sélection des échantillons jugés pertinents pour les besoins de cette étude a été effectuée. Au total, 59 lames minces (50 mm x 75 mm) ont été fabriquées par les laboratoires : - Atelier de Pétrographie et du Saguenay Inc., et - Vancouver GeoTech Labs. Trois échantillons ont été utilisés pour des analyses géochimiques du système isotopique $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ dans les laboratoires du GEOTOP à l'UQAM. Cette étude

pétrographique et géochimique est d'autant plus appropriée que les impactites présentent des déformations et transformations minéralogiques uniquement détectables au microscope et que l'analyse géochimique des éléments sidérophiles aide à leur identification.

Après avoir rappelé sommairement le cadre géologique régional et local du district de Chibougamau (chap. 1), des notions de glaciologie nécessaires à la compréhension des discussions ultérieures seront apportées au chapitre 2. Le chapitre 3 traitera des études antérieures effectuées sur la Formation de Chibougamau et des nouvelles perspectives de travail au regard d'observations plus récentes. Ces nouvelles perspectives de travail nécessitent d'aborder des notions d'impactologie utiles à la compréhension des phénomènes catastrophiques que représentent les impacts météoritiques (chap. 4). Dans un cinquième chapitre, nous caractériserons les éjectas d'impacts, impactites associées à la formation des astrolèmes, ce qui aidera grandement le lecteur dans la caractérisation de la Formation de Chibougamau comme une probable impactite. Le chapitre 6 présentera les similitudes texturales et structurales qui existent entre les dépôts d'origine glaciaire et les éjectas d'impact, et qui peuvent engendrer une interprétation erronée de la genèse. Le chapitre 7 sera dédié à la présentation des observations de terrain ainsi qu'à la présentation des résultats pétrographiques, où sera caractérisée la déformation de choc observée au sein de la Formation de Chibougamau. Un huitième chapitre sera dédié à la l'étude géochimique du système isotopique $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. Nous aborderons les généralités, les principes de la méthode expérimentale et de la méthode de calcul et les résultats y seront présentés. Enfin, le neuvième et dernier chapitre portera sur la discussion des résultats pétrographiques et géochimiques obtenus ainsi qu'aux observations de terrain. Nous proposerons ainsi un nouveau modèle de genèse de la Formation de Chibougamau.

CHAPITRE I

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La Formation de Chibougamau, d'âge Paléoprotérozoïque, est localisée aux alentours de la ville de Chibougamau. Le district de Chibougamau se situe à l'extrémité est de la Province du Supérieur, d'âge Archéen, plus précisément dans la Sous-province de l'Abitibi, le long du front de Grenville. Ce chapitre traitera du contexte géologique régional et local du district de Chibougamau puis un avant-propos portant sur la Formation de Chibougamau y sera introduit.

1.1 Contexte régional

Le secteur à l'étude se situe dans la Sous-province de l'Abitibi (fig. 1.1). Celle-ci est bordée au Nord par un accident majeur qui la délimite de la Sous-province d'Opatoca. Cet accident majeur a été interprété comme une ancienne zone de subduction. Les roches archéennes de la ceinture d'Opatoca sont constituées de granitoïdes pré- à syntectoniques métamorphisés au faciès amphibolite à granulite (Calvert et Ludden, 1999).

À l'est de la Sous-province de l'Abitibi se trouve le front de Grenville, structure majeure et complexe orientée NE-SO, représentant la limite entre les roches archéennes de la Province du Supérieur à l'Ouest et les roches archéennes et protérozoïques de la Province de Grenville à l'Est (fig. 1.1). Les roches grenvilliennes sont constituées d'assemblages volcaniques et sédimentaires recoupés par de grands massifs de roches intrusives. Ces lithologies sont hautement déformées et métamorphisées suite à l'orogénie grenvillienne engendrée par une collision continentale datée entre 1200 et 1000 Ma (Hynes et al., 2000).



Figure 1.1 Carte simplifiée des grandes provinces géologiques du Québec et du Labrador (tiré de Bourque, 2011).

En se basant sur des différences lithologiques importantes, Dimroth et al. (1984) subdivisent la Sous-province de l'Abitibi en une Zone Interne au Nord et une Zone Externe au Sud. Une même distinction de ces deux segments est effectuée par Ludden et al. (1986), qu'ils nomment la Zone Volcanique Nord et la Zone Volcanique Sud. Par la suite, Chown et al. (1992) divisent la Sous-province de l'Abitibi en une Zone Volcanique Nord, qui couvre la majeure partie de la Sous-province, et une Zone Volcanique Sud suite à l'analyse sédimentologique, volcanologique, stratigraphique, géochimique et structurale, sur l'analyse des suites plutoniques et sur les âges U-Pb de haute précision. Ces deux zones volcaniques sont séparées par l'accident régional Destor-Porcupine-Manneville (Muller et Mortensen, 2002 ; fig. 1.2). La Zone Volcanique Nord est subdivisée en un segment volcanique monocyclique et un segment volcanique polycyclique situé plus au Nord (Chown et al., 1992). Ce dernier comprend un cycle volcanique, daté à 2722 – 2711 Ma, et une phase sédimentaire associée localement à un volcanisme shoshonitique (Chown et al., 1992).

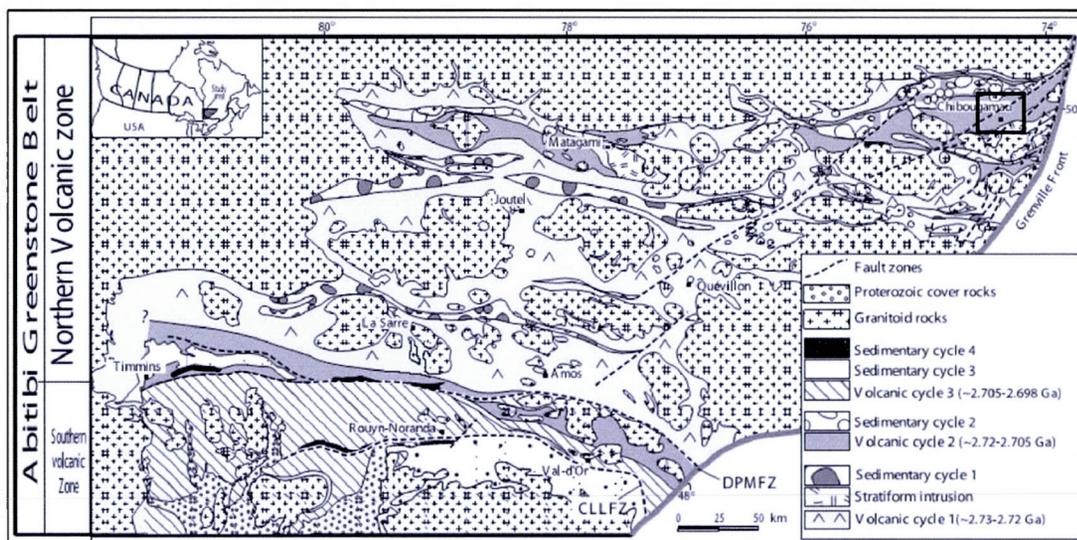


Figure 1.2 Géologie de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. L'encadré noir localise la zone d'étude. DPMFZ : Destor-Porcupine-Maneville Fault Zone (tiré Muller et Mortensen, 2002).

Le secteur à l'étude se situe à l'extrémité orientale de la ceinture de roches vertes Matagami-Chibougamau, elle-même comprise dans le segment volcanique polycyclique de la Zone Volcanique Nord (fig. 1.2). Cette ceinture possède une longueur de 440 kilomètres pour une largeur variant entre 25 et 100 kilomètres. Le substratum rocheux, métamorphisé au faciès schiste vert à amphibolite inférieur, se compose de roches volcaniques et sédimentaires associées à des roches de composition mafique à ultramafique (Doucet, 1993). Ces lithologies sont recoupées par des intrusions granitiques et anorthositiques (Duquette, 1970). L'empilement volcanosédimentaire de la région de Chibougamau a d'abord été plissé sur des axes nord-sud puis replissé dans une direction est-ouest (Allard et Gobeil, 1984). On retrouve ainsi une série de plis synclinaux et anticlinaux orientée est-ouest de part et d'autre de l'anticlinal de Chibougamau (fig. 1.3). Le territoire est recoupé par quatre systèmes de failles majeures, regroupés selon leurs directions préférentielles : N045, N090, N315 et N020. La famille N045 domine la région de Chibougamau-Chapais (Doucet, 1993).

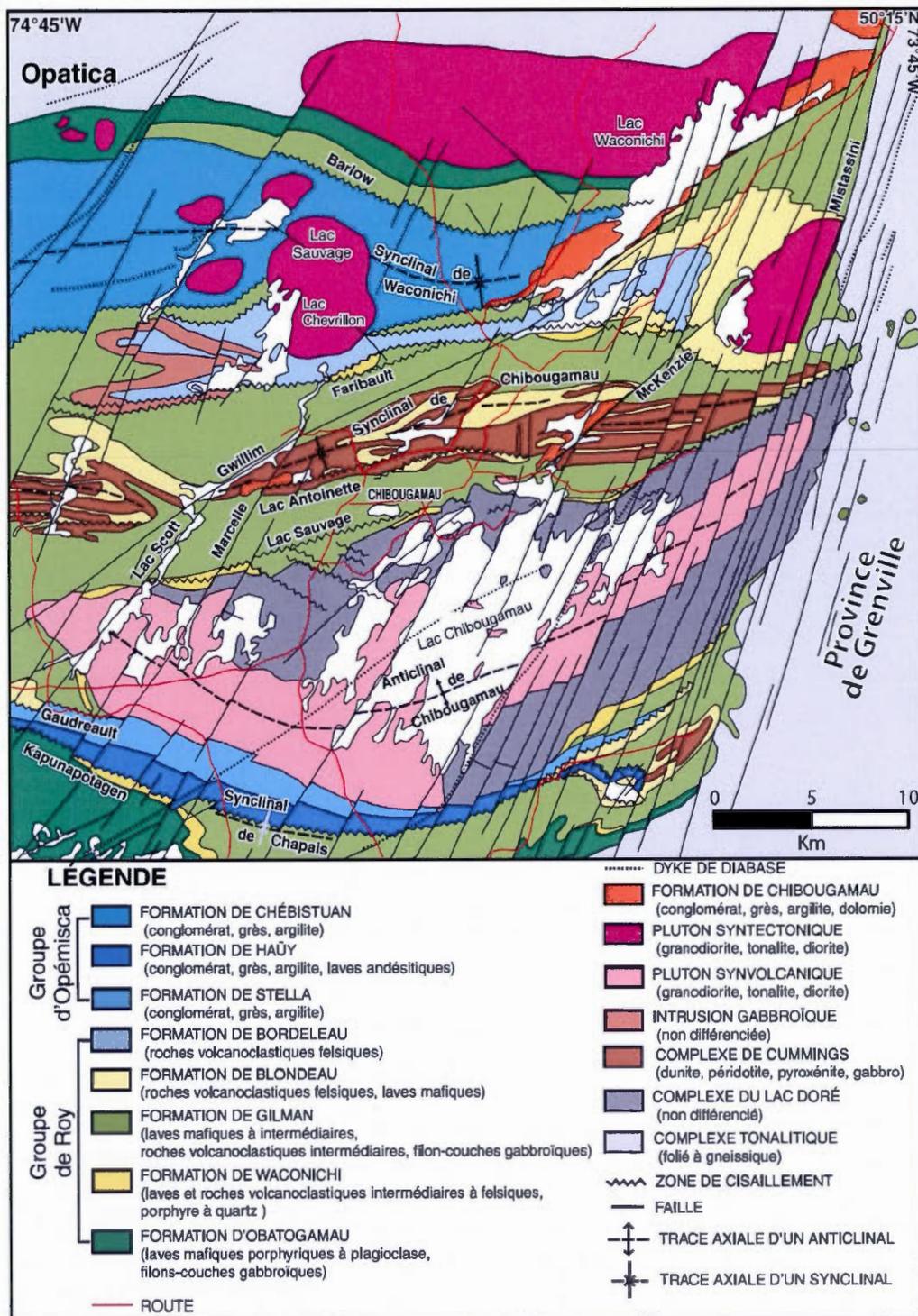


Figure 1.3 Carte géologique du district de Chibougamau (modifié de Daigneault et Allard, 1996).

1.2 Contexte local

La zone à l'étude est localisée sur les feuillets SNRC 32G16 et 32J01 à l'échelle 1/50 000. Ce secteur comprend un assemblage volcanosédimentaire divisé en deux groupes : le Groupe de Roy et le Groupe d'Opémisca.

Le Groupe de Roy (tab. 1.1) est divisé en deux cycles volcanosédimentaires concordants. Le premier cycle est constitué à sa base de la Formation d'Obatogamau, comprenant des laves mafiques (Cimon, 1977), et surmontée par la Formation de Waconichi composée de trois faciès, le faciès de Lemoine, le faciès de Queylus et le faciès de Portage (Daigneault et Allard, 1990). Le deuxième cycle volcanosédimentaire regroupe la Formation de Gilman, dominée par des laves mafiques et des accumulations lenticulaires de roches volcanoclastiques, ainsi que la Formation de Blondeau, essentiellement composée de sédiments clastiques et chimiques. Le complexe de Cummings, constitué de filons-couches différenciés, se situe dans la portion inférieure de la Formation de Gilman et à la base de la Formation de Blondeau (Leclerc et al., 2008).

La Formation de Bordeleau (tab. 1.1), composée de grès dérivés de matériaux volcanoclastiques, montre une affinité avec la Formation de Blondeau sous-jacente et suggère un caractère transitionnel entre les groupes de Roy et d'Opémisca (Leclerc et al., 2008).

Le Groupe d'Opémisca (tab. 1.1) se situe stratigraphiquement au-dessus du Groupe de Roy en contact discordant. Ce groupe comporte trois formations. La plus ancienne, la Formation de Stella, est majoritairement constituée d'un conglomérat basal, de grès feldspathiques et d'argilites. La Formation de Haüy, au-dessus stratigraphiquement, comprend des volcanites andésitiques intercalées avec grès (Leclerc et al., 2008). Au nord du synclinal de Chibougamau (fig. 1.3), ces deux formations sont regroupées dans la Formation de Chebistuan, laquelle se compose de conglomérat, de grès feldspathique et d'argilite similaires à ceux de la Formation de Stella, en plus de contenir des laves andésitiques similaires à celles de la Formation de Haüy (Daigneault et Allard, 1990).

Deux intrusions importantes majeures se situent dans le secteur : - le Complexe du Lac Doré, intrusion stratiforme différenciée, mise en place dans les formations d'Obatogamau et

de Gilman ; et – le Pluton de Chibougamau, intrusion synvolcanique en contact avec l'ensemble du Groupe de Roy (tab. 1.1 ; Leclerc et al., 2008).

La Formation de Chibougamau, d'âge Paléoprotérozoïque, recouvre en discordance les roches archéennes du secteur. Tout d'abord décrite comme une formation possédant une matrice d'origine ignée (Low, 1906), elle a été réinterprétée et actuellement recensée comme une formation glaciogénique, comprenant des conglomérats, des arkoses, des laminites et des diamictites (Long, 1973). Pour les besoins du présent travail, une synthèse détaillée de cette formation est présentée au chapitre 3 puisque des notions de glaciologie sont préalablement nécessaires pour traiter une telle synthèse (chap. 2).

Tableau 1.1

Stratigraphie de la région de Chibougamau (modifié de Kouassi, 1979 et Leclerc et al., 2008)

Âge	Groupe	Formation	Lithologie
Protérozoïque	Mistassini	Témiscamie	Formation de fer
		Albanel	Membre Supérieur : Séquences de dolomie arénacée et stromatolitique
			Membre Inférieur : Séquences de dolomie grise argileuse, stromatolitique, de brèche dolomitique et de shales noirs
		Cheno	Assemblage de grès, de conglomérat et de dolomie
		Papaskwasati	Assemblage de grès et de conglomérat <i>Relation stratigraphique inconnue (?)</i>
Chibougamau	Conglomérat, arkose, laminite granoclassée discordance		
Archéen	Opémisca 2e cycle	Chebistuan	Conglomérat, grès feldspathique, argilite, andésites porphyriques
		Hatty	Grès et andésites porphyriques
		Stella	Conglomérat basal, grès feldspathique, argilite discordance
	Roy 1er cycle	Bordeleau	Grès dérivés de matériaux volcanoclastiques
		Blondeau	Grès, grauwacke volcanogène, argilite, tuf graphitique et brèche, tuf felsique, basalte variolaire, laves rhyolitiques
		Gilman	Laves mafiques massives à coussinées et accumulations lenticulaires de roches volcanoclastiques et de rhyodacites
		Waconichi	Faciès de Lemoine : porphyres et laves rhyolitiques, Faciès de Queylus : roches volcaniques intermédiaires, Faciès de Portage : Formation de fer du lac Sauvage
		Obatogamau	Laves mafiques massives, coussinées et bréchiques

Le Groupe de Mistassini, d'âge Protérozoïque, représente des dépôts sédimentaires d'une épaisseur de 2,5 kilomètres. Ce groupe repose en discordance angulaire sur les roches archéennes de la Province du Supérieur et se situe sur la bordure ouest de la Province de Grenville. À la base, se retrouvent des assemblages de grès, de conglomérats et de dolomies, constituant les formations de Papaskwasati et de Cheno. En couverture se retrouve la Formation d'Albanel, d'une épaisseur de 1 500 mètres, constituée essentiellement de dolomies, de dolomies stromatolitiques. La Formation de Témiscamie, une formation de fer, constitue les derniers dépôts de ce groupe (Héroux et al., 2004). Des études comparatives basées sur le $\delta^{13}\text{C}$ de roches carbonatées (Bekker, 2007), couplées à des corrélations stratigraphiques et structurales préalables (Dimroth, 1970), ont permis de contraindre l'âge maximal de dépôt du Groupe de Mistassini à 2,2 Ga (Bekker, 2007). Fryer (1972) a proposé un âge Rb/Sr sur roche totale de la Formation de Témiscamie à 1787 ± 55 Ma.

1.3 Résumé du chapitre

La Formation de Chibougamau se situe au sein du district de Chibougamau à l'extrémité nord-est de la Sous-province de l'Abitibi. Cette Sous-province, d'âge Archéen, est constituée d'assemblages volcanosédimentaires recoupés par de grands massifs intrusifs de diverses compositions. La Formation de Chibougamau, d'âge Paléoproterozoïque, repose en discordance angulaire sur ces roches archéennes. Cette formation est recensée dans la littérature comme une formation glaciogénique.

CHAPITRE II

NOTIONS DE GLACIOLOGIE

Les dépôts glaciaires se forment par l'érosion du substratum rocheux lors de l'écoulement des glaciers le long de la surface terrestre. Ces dépôts possèdent des caractéristiques texturales et structurales permettant leur identification et leur classification. En premier lieu, des nomenclatures et définitions de dépôts glaciogéniques seront apportées, puis une partie portant sur les critères d'identification de dépôts glaciaires en domaine terrestre et marin sera abordée. Une dernière section sera consacrée à la distribution temporelle des glaciations au Précambrien puisque la Formation de Chibougamau est recensée comme un dépôt glaciogénique paléoprotérozoïque.

2.1 Les dépôts glaciogéniques

Quatre principaux types de sédiments glaciogéniques sont distingués : - les sédiments glaciaires regroupant les différents types de tills ; - les sédiments fluvioglaciaires ; - les sédiments glaciolacustres ; et – les sédiments glaciomarins.

Les tills sont directement déposés par les glaciers et constituent un mélange de débris allant de la farine de roche aux blocs. Ces débris, non ou mal triés, sont déposés en vrac sans stratification apparente. Les particules les plus fines, argiles, silts et sables, en constituent la matrice (Occhietti et Landry, 2013). Le till réfère à un dépôt meuble alors qu'une tillite constitue son homologue consolidé par les processus diagénétiques.

Les sédiments fluvioglaciaires sont déposés par les eaux de fonte des glaciers. Ils comprennent les dépôts juxtaglaciaires et proglaciaires. Les dépôts juxtaglaciaires sont

accumulés par les eaux de fonte qui circulent dans, sous ou sur la glace. Des variations subites de régime hydraulique entraînent des changements brusques de tri, de texture et de stratification. De plus, la glace servant de support temporaire lors de la sédimentation entraîne des déformations importantes des couches. La granulométrie de ces sédiments est moyenne à grossière. Les dépôts proglaciaires possèdent des faciès de type fluviaux, la sédimentation se fait souvent dans des chenaux en tresse, et les lits sont à stratifications entrecroisées (Occhietti et Landry, 2013).

Les sédiments glaciolacustres présentent des alternances de lits d'argile, plus sombres, et de lits plus clairs de silt ou de sable fin se répétant sur de grandes épaisseurs. Ces dépôts, communément nommés rythmites ou varves, se déposent en marge d'un glacier qui retient souvent des lacs formant des bassins de sédimentation (Occhietti et Landry, 2013).

Les sédiments glaciomarins sont les témoins d'un front glaciaire en contact avec les eaux marines. Les débris glaciaires se mélangent ainsi aux boues marines pour former les dépôts glaciomarins proximaux s'apparentant à des diamictons à matrice argileuse. Au large du front glaciaire, les icebergs fondent et se délestent de leur débris, sous forme de masse de diamictiques ou de cailloux de toutes tailles qui se retrouvent intercalés dans les couches d'argile marine : ce sont des dépôts glaciomarins distaux (Occhietti et Landry, 2013).

2.2 Les diamictites

Selon Bates et Jackson (1987), le terme diamictite est défini comme «un terme global, de nature non génétique, proposé par Flint et al. (1960a, 1960b) pour des roches sédimentaires terrigènes, faiblement à non triées, non carbonatées, contenant une grande variété de fragments». La taille des fragments varie du grain de sable à celle d'un bloc. Ces fragments anguleux à arrondis, souvent polymictes, sont généralement supportés par une matrice argileuse dont la taille du grain est inférieure à 2 μm (Flint et al., 1960a).

Différents modèles génétiques ont été proposés pour ces diamictites (Flint et al., 1960a ; Rampino, 1994 ; Oberbeck et al., 1993) et de nombreuses controverses quant à la genèse sont parfois remarquées dans la littérature. Ces séquences peuvent ainsi provenir de phénomènes : - volcaniques, lors de la formation de lahars ; - en milieu aquatique, par la formation de coulées massives de débris, de courants de turbidité ; - gravitaires, lors d'un glissement de

terrain ; - glaciaires, par la formation de moraine, de tills, de sédiments comprenant des dropstones. Les dropstones sont des fragments compris dans les icebergs ou dans un front glaciaire flottant sur la surface marine, qui chutent ensuite sur des sédiments stratifiés et non consolidés lors de la fonte de la glace (fig. 6.1) ; et - extraterrestres, lors d'un impact météoritique, par la formation d'éjectas d'impact.

2.3 Critères d'identification des dépôts glaciogéniques

Ces dépôts sont définis comme des séquences détritiques contenant des caractéristiques spécifiques. Des critères d'identification ont été déterminés par Hambrey et Harland (1981) pour définir ces dépôts et se retrouvent dans la littérature (Visser, 2003 ; Von Brunn, 2003).

2.3.1 Évidences d'une glaciation terrestre

Le frottement des glaciers sur le substratum rocheux cause une abrasion illustrée par la formation de striations, de cannelures, de roches moutonnées et de traces de broutage. La combinaison de ces marqueurs glaciaires donne des indications sur la direction du mouvement du glacier.

Les dépôts glaciaires riches en fragments doivent être non triés et la granulométrie doit varier de la taille des argiles à celle de blocs. Ces caractéristiques sont parfois observées dans les coulées de débris. Une fabrique de till doit être observée, et les dépôts doivent posséder une épaisseur irrégulière et remplir les cavités préexistantes du paléorelief. Ils peuvent contenir des structures de « slumping » résultant de la poussée par un glacier avant consolidation d'un dépôt. Une discordance marquée peut apparaître à la base de ces dépôts.

2.3.2 Évidences de dépôt glaciomarin et glaciolacustre

Les dropstones (par. 2.2) peuvent être associés avec des laminites granoclassées qui s'apparentent à des varves. Leur chute engendre une perturbation de la stratification planaire tant sur les lits sous-jacents que sus-jacents (fig. 6.6). La granulométrie est extrêmement variable, mais les plus belles observations sont faites à partir de fragments de taille raisonnable qui entraînent une déformation plus importante du litage.

Des laminites argileuses ou silteuses varvées peuvent être associées à des environnements glaciomarins ou glaciolacustres (Lindsey, 1969). Ces lithologies s'observent dans les séquences turbiditiques (Bouma, 1962). Les dépôts non triés possédant une granulométrie extrêmement variable montrent des extensions latérales et des épaisseurs prononcées. Ces derniers sont caractéristiques d'un environnement glaciomarin.

2.3.3 Évidences commune de dépôts terrestres et marins

Les dépôts glaciogéniques montrent une grande diversité lithologique de fragments. Ce polymictisme est relativement constant au niveau régional. Des fragments arrondis à anguleux, mais plus particulièrement subarrondis à subanguleux, sont caractéristiques de dépôts transportés à la base d'un glacier. Les clastes striés et facettés sont habituellement déterminants d'une origine glaciaire.

2.4 Distribution temporelle de dépôts glaciogéniques au Précambrien

Les tillites constituent un enregistrement sur les glaciations qui se sont produites dans l'histoire géologique de la Terre. Quatre grandes glaciations sont ainsi recensées sur une période d'environ 2,5 Ga (fig. 2.1 ; Chumakov, 1985). Ces grandes périodes sont subdivisées en sous-périodes glaciaires et interglaciaires (fig. 2.1). Les âges des dépôts glaciaires les plus anciens sont très peu contraints et la figure 2.1 sous-estime probablement la fréquence et la durée des glaciations terrestres (Eyles et Young, 2003).

2.4.1 Les glaciations à la transition Archéen-Paléoproterozoïque

Les plus vieux enregistrements de glaciations recensés font référence à l'Archéen. Les informations sur de telles évidences restent néanmoins faibles et fragmentaires (Eyles et Young, 2003). En effet, seul un site localisé en Afrique du Sud, réfère à des sédiments supposés glaciogènes du Supergroupe Pongola, dans le craton du Kaapvaal (Pagé, 1999). Ces sédiments représentent une succession de diamictites datée entre 3,1 et 2,8 Ga (Von Brunn et Gold, 1993). Les roches archéennes du Supergroupe Witwatersrand en Afrique du Sud, déposées entre 3,0 et 2,7 Ga (De Wit et al., 1992), contiennent des diamictites et des lithologies associées interprétées comme glaciogéniques (Harland, 1981). Cependant, Tainton et Meyer (1990) proposent qu'une origine non glaciaire soit possible.

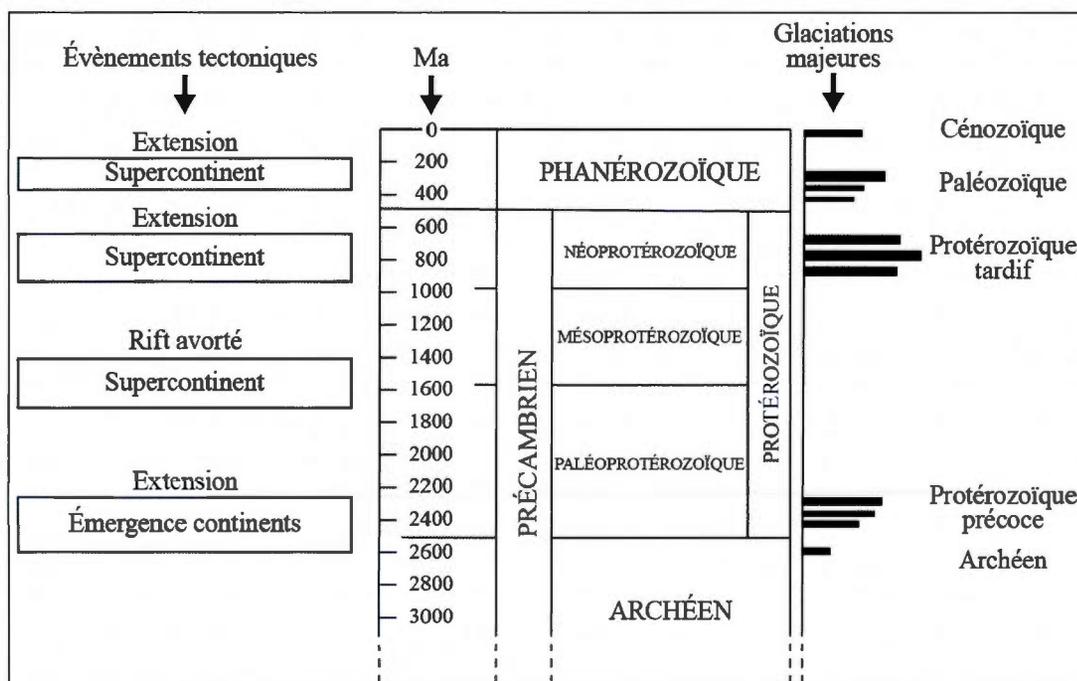


Figure 2.1 Distribution des glaciations majeures à travers les temps géologiques (traduit de Eyles et Young, 2003).

De nombreuses évidences de glaciations paléoprotérozoïques sont recensées en Amérique du Nord, en Scandinavie et possiblement en Afrique du Sud, dans l'Ouest australien ainsi qu'en Inde (Okajangas, 1988). Ces dépôts sont très répandus, mais la plupart d'entre eux manquent d'une datation précise (Eyles et Young, 2003). Pagé (1999) considère qu'entre 2,5 et 2,0 Ga survient la glaciation huronienne qui engendra les dépôts des formations de Gowganda, de Bruce et de Ramsay Lake du Supergroupe Huronien (fig. 2.2). Ces formations, essentiellement composées de diamictites, sont indicatrices de multiples glaciations durant le Paléoprotérozoïque (Eyles et Young, 2003). La Formation de Gowganda est probablement la plus connue et des roches similaires ont été recensées par Young (1970) au Michigan, au Wyoming, à Chibougamau (Québec) et dans les Territoires du Nord-Ouest. Young (1973) a par la suite associé toutes ces formations et les a intégré à son inlandsis.

À la transition Archéen-Paléoprotérozoïque, les glaciations seraient contrôlées par l'émergence de croûtes continentales (fig. 2.1), qui engendrerait un captage de CO_2

atmosphérique suffisamment important pour créer une diminution des températures mondiales jusqu'au point où des glaciations pouvaient se produire (Eyles et Young, 2003).

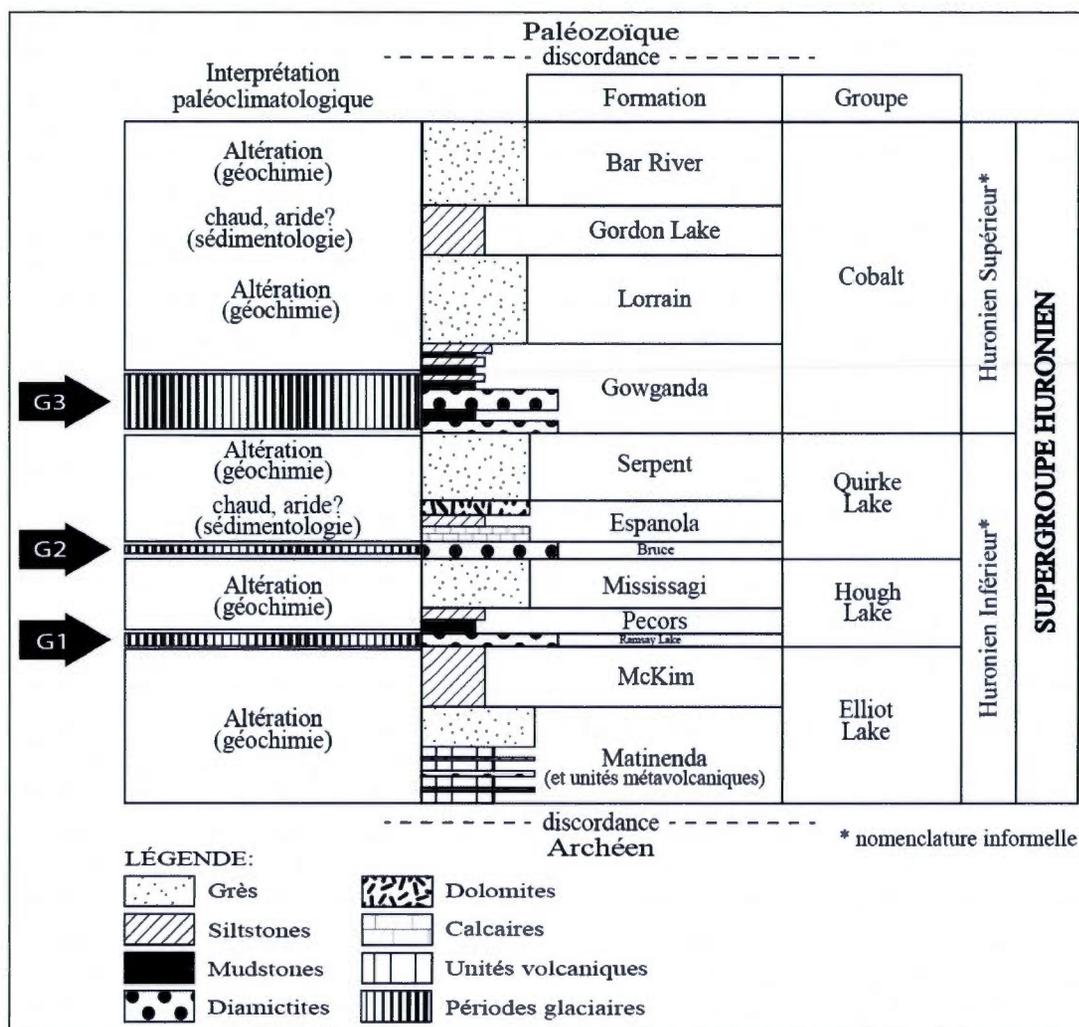


Figure 2.2 Représentation schématique de la succession stratigraphique du Supergroupe Huronien d'âge Paléoprotérozoïque (traduit d'Eyles et Young, 2003).

2.4.2 L'époque non glaciaire Paléoprotérozoïque-Mésoprotérozoïque

De 2,0 à 1,0 Ga une relative stabilité des continents est admise et aucun sédiment glaciogène n'est recensé (fig. 2.1 ; Pagé, 1999). Eyles et Young (2003) relatent de possibles dépôts glaciaires dans l'ancienne Union Soviétique, mais les datations restent incertaines.

Une synthèse tectonique proposée par Hoffman (1989) suggère qu'une croissance et une agrégation de continents s'est produite entre 2,0 et 1,8 Ga. Or, une configuration d'un supercontinent aurait dû engendrer une chute du CO₂ atmosphérique et par conséquent créer une période glaciaire (Eyles et Young, 2003). Cependant, Hoffman (1989) note une activité magmatique importante entre 1,8 et 1,3 Ga, provoquant ainsi un dégazage important de CO₂ et un effet de serre considérable subséquent inhibant la formation de glaciers à cette époque.

2.4.3 Les glaciations au Néoprotérozoïque

Trois épisodes glaciaires surviennent durant le Néoprotérozoïque (fig. 2.1). Cette période glaciaire, la plus longue de l'histoire terrestre, semble être liée au démantèlement du supercontinent Rodinia (Young, 1995). Des tillites, datées à 950 Ma, sont observées en Afrique, en Chine ainsi qu'en Russie et indiquent le premier épisode glaciaire. Le second se produit vers 750 Ma en Australie, Afrique, Chine, Russie et dans la Cordillère depuis le Yukon jusqu'à la Californie. Enfin, une dernière glaciation, datée à 650 Ma, se manifeste en Afrique, Chine, Amérique du Sud, Groenland et en France (Pagé, 1999).

Les données paléomagnétiques semblent toutefois aller à l'encontre de telles glaciations puisque ces tillites se seraient mises en place près du paléoéquateur. L'hypothèse émise serait que les premières glaciations se seraient produites alors que les continents se situaient à des latitudes élevées et que ces derniers se seraient ensuite déplacés vers l'équateur. De plus, les glaciations du Néoprotérozoïque apparaissent lors du démantèlement du supercontinent Rodinia. La création d'orogènes serait donc moins fréquente et le captage de CO₂ atmosphérique serait par conséquent moindre (Pagé, 1999).

2.5 Résumé du chapitre

Les dépôts glaciogéniques, essentiellement composés de tillites et diamictites, présentent des spécificités déterminantes à leur origine. Toutefois, les diamictites peuvent être formées par des phénomènes glaciaires, volcaniques, ou liées à des instabilités gravitaires, à des coulées de débris ou à des impacts météoritiques. Une identification de diamictites glaciaires est suggérée par l'observation de textures spécifiques telles que des striations, des cannelures

et des traces de broutages du substratum pour les dépôts glaciogéniques terrestres. Les dropstones et sédiments laminés sont utilisés pour identifier des dépôts glaciomarins.

L'observation de dépôts glaciogéniques fournit une information essentielle sur l'histoire glaciaire de la Terre. Quatre grandes glaciations ont ainsi été recensées sur une période couvrant la moitié de l'histoire géologique terrestre. Les glaciations au Précambrien restent néanmoins les plus difficiles à démontrer puisque des datations précises sont encore manquantes et que des données paléomagnétiques et paléoclimatologiques sont toujours sujettes à controverses.

CHAPITRE III

SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS SUR LA FORMATION DE CHIBOUGAMAU ET PROBLÉMATIQUE

La Formation de Chibougamau comprend des séquences paléoprotérozoïques déposées en discordance sur le socle archéen. Durant les campagnes d'explorations des régions nordiques, de nombreux auteurs ont observé et décrit cette formation. Une première partie fera référence à ces diverses observations et descriptions, puis une seconde portera sur l'étude stratigraphique et sédimentologique effectuée par Long (1973). Cette étude détaillée de la Formation de Chibougamau permettra de comprendre quels éléments ont favorisé la proposition d'une origine glaciaire à paraglaciale. La dernière partie référera aux nouvelles perspectives de recherches à la suite des observations de terrain et études pétrographiques entreprises par Genest et al. (2005).

3.1 Travaux antérieurs

La première campagne d'exploration a été entreprise par la Commission Géologique du Canada en 1870. Cette expédition, menée par Richardson (1872), avait pour but l'examen de la région inexplorée au nord-ouest du lac Saint-Jean par la reconnaissance des formations géologiques et de leur potentiel économique. Il observa des brèches et des conglomérats au nord-est du lac Chibougamau et nota la présence de conglomérats au mont Waco au nord du lac Waconichi (fig. 3.1). Il a ainsi été le premier à relater la Formation de Chibougamau. De par sa nature non économique, aucun examen supplémentaire n'a été entrepris sur la Formation de Chibougamau avant Low (1906). Ce dernier indique que le secteur du lac

Waconichi contient un conglomérat et une arkose grossière associée possédant une matrice verdâtre basique. Il observe que ces matrices sont essentiellement à totalement composées de chlorite et séricite qui sont certainement causées par de l'hydrothermalisme tardif. Selon Low (1906), la présence de ces minéraux dans la matrice démontre une origine ignée du ciment. Il propose que ces deux unités, alors non consolidées et non cimentées, aient été recouvertes en milieu marin peu profond soit par des cendres d'une éruption volcanique soit, que des clastes de conglomérats et des blocs aient été incorporés à un magma diabasique lors d'une éruption. Il propose une corrélation de ces lithologies, observées au mont Waco, avec des roches de l'Huronien Inférieur. L'environnement de dépôt se situerait, selon lui, dans des eaux peu profondes en marge d'une ancienne mer.

Faribault et al. (1911), reprend les observations faites par Low (1906). Selon ces auteurs, certaines anomalies apparaissent dans les descriptions de leur prédécesseur. Ils avancent que Low (1906) n'a effectué aucune distinction entre les formations du Keewatin, représentant un diabase, et de l'Huronien Inférieur, comprenant les conglomérats et les arkoses. Faribault et al. (1911) ont en effet observé une discordance entre ces formations qu'ils décrivent comme ondulatoire et difficile à détecter à cause de l'altération prononcée et du mamelonnage de la surface. Ils prétendent que ce mamelonnage du socle aurait créé des bassins parallèles où se déposent les conglomérats qui, une fois altérés et déformés, peuvent être considérés comme appartenant à la série de Keewatin. Faribault et al. (1911) admettent que la similarité entre le conglomérat et la série de Keewatin porte à confusion. Ils suggèrent ainsi que le conglomérat et l'arkose de la Formation de Chibougamau soient déposés sur un littoral peu profond, suite aux observations de rides de courant sur des grès au nord du lac Chibougamau (fig. 3.1).

Faribault et al. (1911) ont aussi identifié des roches s'apparentant à l'Huronien Inférieur (fig. 2.2) dans le canton de Mc Kenzie (fig. 3.1), mais ce fut Mawdsley (1928) ainsi que Retty (1930) qui ont décrit et cartographié ces lithologies. Ces derniers ont tous deux proposé une origine glaciaire pour ces formations clastiques et les ont associés aux Séries de Cobalt (de nos jours, « Groupe de Cobalt » ; fig. 2.2) situées au nord de l'Ontario. Mawdsley et Norman (1935) ont aussi approuvé l'hypothèse d'une origine glaciaire. Dès lors, les successeurs ont tous admis une origine glaciaire et seules des divergences de nomenclature apparaissent. Certains proposeront le titre de « Séries de Chibougamau » (Mawdsley et

Norman, 1935), alors que d'autres utiliseront le terme de « Groupe de Chibougamau » (Riley et Kindle, 1958 ; Young, 1970). Young (1970) fut le premier à indiquer la présence de dropstones au sein de la Formation de Chibougamau et proposa à Long (1973) d'effectuer une étude détaillée de la formation.

3.2 Étude stratigraphique et sédimentologique : travaux de Long (1973)

Long (1973) propose la nomenclature actuelle de Formation de Chibougamau car, selon lui, les termes « Série » et « Groupe » ne sont pas appropriés. Ces travaux ont conclu que la Formation de Chibougamau est une séquence clastique d'origine glaciaire à paraglaciale comprenant des diamictites, des laminites granoclassées avec des dropstones, des conglomérats, des grès conglomératiques et des grès massifs.

3.2.1 Relations stratigraphiques

La distribution éparse des affleurements, le changement abrupt de faciès et l'absence d'horizons marqueurs et d'uniformité stratigraphique rendent difficiles les relations stratigraphiques. Toutefois, une tentative de corrélation a été effectuée par Long (1974). Ceci a permis d'unifier sous l'appellation de Formation de Chibougamau toutes les séquences clastiques décrites par ses prédécesseurs (fig. 3.1). Il a ainsi proposé de diviser la formation en trois membres (inférieur, moyen et supérieur), même si la superposition de ces membres n'a pu être observée à l'affleurement. Cette subdivision se base sur les équivalences latérales des séquences de diamictite-laminite. Les membres inférieur et supérieur sont dominés par des conglomérats intercalés avec des grès conglomératiques. Le membre moyen, considéré comme glaciogénique, est dominé par des grès avec une quantité mineure de conglomérats, diamictites, laminites granoclassées contenant des dropstones. Un contact transitionnel concordant a été observé entre le membre moyen et les membres inférieur et supérieur.

Les conglomérats dominant les membres inférieur et supérieur, se caractérisent par une texture massive et des couches parfois très épaisses. La matrice de type arénitique est faiblement triée et englobe des clastes dont le diamètre peut atteindre 2,1 mètres (Long, 1973). Les grès conglomératiques se trouvant en intercalation avec les conglomérats possèdent aussi une texture massive. Les contacts entre les conglomérats et les unités sous-

jaçentes sont généralement francs et planaires. Des contacts inférieurs érosionnels sont aussi indiqués par la présence de clastes intraformationnels dans les parties basales de quelques unités conglomératiques. Ces intraclastes sont pour la majorité des arénites d'origine locale, bien que certains clastes diamictiques aient été observés dans les conglomérats dans le canton de McKenzie. Selon Long (1974), ces unités conglomératiques et ces grès conglomératiques ont été formés sur des cônes d'alluvions dans un environnement paraglaciare comme débris d'écoulement. Il a aussi remarqué que ces conglomérats étaient pétrographiquement similaires avec les conglomérats du membre moyen.

Les relations stratigraphiques du membre moyen sont les plus connues suite à une compilation de données de sept forages et d'études d'affleurements au nord du lac Waconichi (Long, 1973). Ces relations stratigraphiques sont présentées à la figure 3.2. On remarque ainsi une intime association entre les conglomérats et les grès et dans une moindre mesure avec les laminites granoclassées et les diamictites. Les grès à grains moyens et grossiers sont les plus communément rencontrés, mais localement des grès très fins peuvent être observés. Les diamictites se composent d'une matrice de grs argileux à argile sableuse englobant des clastes dont la taille varie d'une granule à un bloc. Dépendant des localités, l'épaisseur des dépôts varie entre quelques centimètres à plusieurs mètres. Les laminites granoclassées sont faiblement triées et sont décrites comme des mudstones sableux conglomératiques. Ces laminites présentent généralement une distribution, des épaisseurs, et une composition de la matrice et des clastes similaires à celles des diamictites. Ces deux lithologies sont trouvées en intime association et semblent donc être génétiquement reliées. Les laminites granoclassées se différencient toutefois des diamictites par la présence d'une fine stratification et par la présence de dropstones. Selon Long (1973) la présence de ces dropstones est indicatrice d'un environnement glaciaire alors que les laminations indiqueraient un environnement lacustre. Les diamictites montrant un lien génétique avec les laminites granoclassées, permettent à Long (1973), de proposer que ces diamictites sont le produit d'un environnement glaciaire.

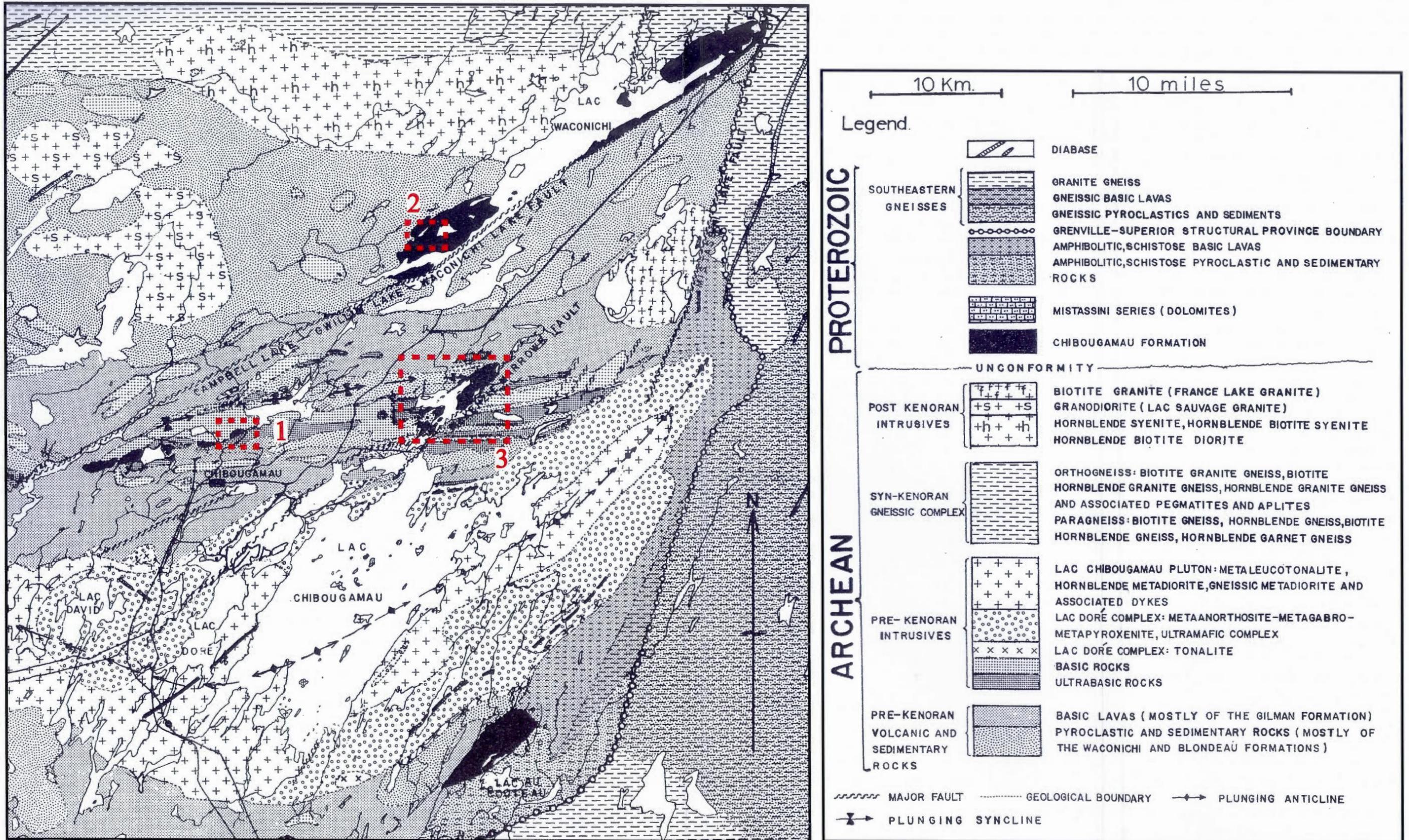


Figure 1.4 Géologie du district de Chibougamau. Les zones noirâtres indiquent les secteurs où affleure la Formation de Chibougamau. Les encadrés rouges correspondent aux secteurs étudiés ; 1: Secteur du mont du Radar ; 2: Canton de Richardson, Ouest du lac Richardson ; 3: Canton de Roy, Nord du lac Chibougamau (modifié de Long, 1973).

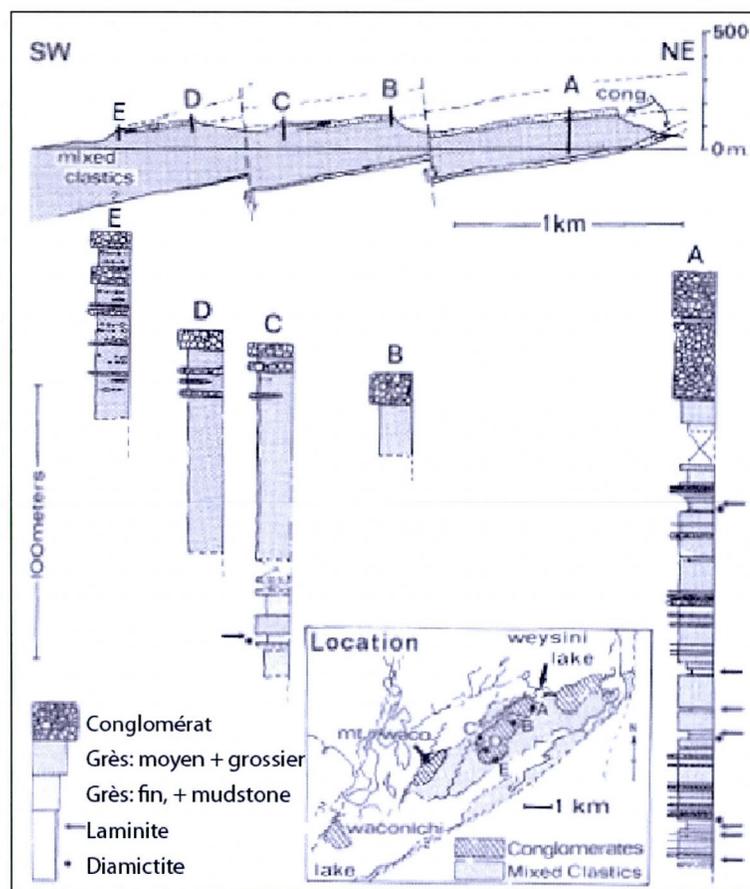


Figure 3.2 Sections mesurées et coupe illustrant la possible reconstruction stratigraphique de la Formation de Chibougamau (tiré de Long, 1974).

3.2.2 Structures sédimentaires

Les grès du membre moyen développent des structures massives à faiblement laminées et des rides de courant sont peu rencontrées. Un granoclassement est souvent rencontré que des structures de stratifications entrecroisées sont rares.

Les diamictites, à structures massives, manquent de structures internes régulières. Une orientation préférentielle des clastes est uniquement observée dans les diamictites possédant des enclaves plurimétriques de laminites granoclassées contenant des dropstones. Ces enclaves sont subparallèles à la stratification et montrent des textures de déformation de sédiments non consolidés (fig. 3.3). De plus, aucune fabrique de till évidente est relatée au

sein des conglomérats (Long, 1974). Des contacts transitionnels et francs sont observés à la base des diamictites. Les contacts francs, planaires et déformés, entre diamictites et laminites granoclassées sont notés et une bréchification entre les faciès laminés et les diamictites sus-jacentes sont rares. Cette bréchification n'excède pas 10 centimètres d'épaisseur et pourrait être une caractéristique de dépôt primaire ou post-dépositionnelle. Les contacts inférieurs de grès recouvrant des diamictites sont francs et subplanaires.

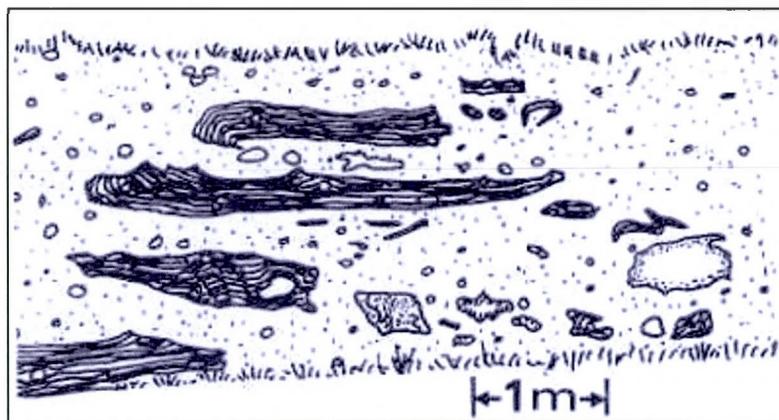


Figure 3.3 Schéma d'une unité de diamictite, au canton d'O'Sullivan, contenant des enclaves de laminites granoclassées comprenant des dropstones (en rayé) et des clastes de grès à grains moyens bien triés (en pointillé) (tiré de Long, 1974).

Deux types de litage sont observés dans les faciès de laminites granoclassées. Le premier comprend de la base au sommet, une gradation normale granulométrique de fines couches de laminites, nommée « diatectic rhythm » (fig. 3.4B). Le second type, nommé « composite rhythm », montre des caractéristiques gradationnelles similaires, à la différence qu'une lamination subsidiaire est rencontrée, tels que les lits à grains plus grossiers peuvent contenir des laminations de matériel plus fins et a contrario les lits à grains fins peuvent contenir une lamination subsidiaire à grains grossiers (fig. 3.4A). Des fractions fines à grossières sont rencontrées dans ces deux types de litage. Les clastes plus larges montrent des évidences de pénétration dans l'encaissant sédimentaire indiquant une mise en place similaire à celle des dropstones. Des séquences d'argilites varvées, mentionné par Lindsey (1969) comme indicateur de faciès glaciaire marin, ne sont toutefois pas observées au sein de la Formation de Chibougamau.

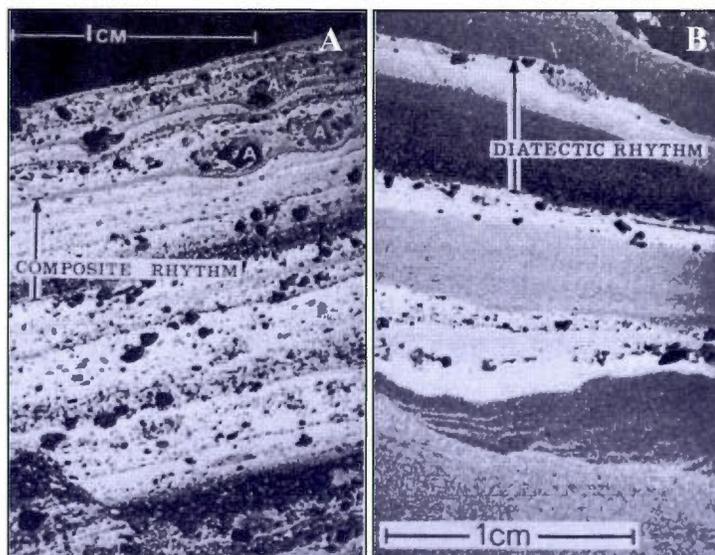


Figure 3.4 Photos de lames minces des deux types de litage présents dans les laminites granoclassées. **A** : « Composite rhythm », on note la présence de fines laminations de silt grossiers et de grès très fins ainsi que de fragments grossiers formant des figures de charge comme des dropstones (noté A en haut de la photo) ; **B** : « Diatectic rhythm », les laminations varient d'un grès très fin (foncé) à la base à des argiles (clair) au sommet. On observe des laminations entrecroisées dans le silt grossier en bas de la photo (tiré de Long, 1974).

Des lits fins et discontinus de grès et de siltstones sont interlités avec les laminites granoclassées. Ces lits fins montrent des structures de stratifications entrecroisées et seraient formées suite au remaniement des séquences laminées par des courants de faible énergie. Ces structures peuvent montrer des signes de déformation tardive similaire aux lits de convolutes observés dans les turbidites (Bouma, 1962). Des structures secondaires dans les laminites incluent des slumps, des figures de charge et des structures mineures synsédimentaires.

3.2.3 Description des clastes

Le degré de triage est plus faible dans les diamictites que dans les conglomérats, même si la forme, la lithologie et le pourcentage de fragments y sont similaires. Les diamictites et les conglomérats contiennent entre 1 et 66 % de fragments et leur taille varie d'un grain à des blocs pouvant atteindre 2 mètres. Les blocs semblent bien arrondis alors que les clastes plus petits sont arrondis à subanguleux. Des clastes gneissiques, de couleur blanchâtre et rosâtre, sont les plus rencontrés dans les diamictites et les laminites granoclassées. Long (1973)

propose ainsi une source dérivant possiblement de roches archéennes situées au nord et au nord-ouest, par conséquent des sous-provinces situées au nord de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Les clastes de roches vertes peuvent être abondants localement, probablement due à l'érosion du substratum rocheux sous-jacent. Les différents clastes ne montrent pas de fabrique de till et leur surface n'est pas striée ou facettée. Long (1973) indique que la dureté du grain des clastes expliquerait les surfaces non striées et facettées et ne signifierait pas une indication de dépôt non-glaciaire.

3.2.4 Caractère structural

La Formation de Chibougamau s'observe le plus généralement en bordure de failles normales subverticales orientées nord-est, qui ont pu jouer un rôle de préservation lors de l'érosion. Un faible faciès métamorphique au schiste vert est noté, cependant un faciès amphibolite est observé aux abords du front de Grenville, dans les cantons de Dollier/Lemoine et d'O'Sullivan. Des unités conglomératiques situées au nord du lac Chibougamau et associées à la Formation de Chibougamau montrent une déformation et une linéation tectonique non observées au sein de la formation dans les autres secteurs.

3.2.5 Âge

L'âge de la Formation de Chibougamau n'est pas déterminé avec exactitude et seule une datation relative est proposée. Long (1973, 1974) avance un âge Paléoprotozoïque pour trois raisons : - les séquences reposent en discordance sur les roches archéennes du socle de la Province du Supérieur datées au minimum à 2500 Ma ; - la formation serait plus ancienne que le Groupe de Mistassini, qui inclut la formation de fer de Temiscamie avec un âge Rb/Sr sur roche totale de 1787 ± 55 Ma (Fryer, 1972), car aucun claste de dolomie n'a été observé dans la matrice ; et - aucune trace d'une couverture clastique semblable à la Formation de Chibougamau n'est recensée dans le Groupe de Mistassini ou au dessus.

3.3 Nouvelles perspectives

De récents travaux sur la Formation de Chibougamau et sur les Monts Otish ont été publiés par Genest et al. (2005, 2011). Ces auteurs émettent une nouvelle hypothèse pour la genèse de ces unités. Elles seraient des impactites en partie associées à une structure d'impact

météoritique. Les éléments confortant une telle étude sont les fabriques peu fréquentes et une interprétation des faciès sédimentaires non évidente. De plus, des dykes clastiques présents dans le substratum rocheux archéen montrent des caractéristiques similaires à la tillite de la Formation de Chibougamau. Les premières études pétrographiques montrent des fragments partiellement fondus, des structures de fluage, la présence de microbrèches entourant des clastes encaissés eux aussi dans une brèche, la présence d'amygdales, et l'observation de fragments de dolomies cuites. Ces observations montrent ainsi des textures et structures inhabituelles au sein de formations glaciogéniques. Cependant, ces études préliminaires n'ont pu démontrer la présence de figures de déformations planaires typiques d'impactites.

3.4 Résumé du chapitre

Selon Long (1973), les roches conglomératiques de la Formation de Chibougamau sont le produit d'un environnement glaciaire à paraglaciaire dans une région à topographie ondulante à la marge d'une couche extensive de glace paléoprotérozoïque. Cette topographie expliquerait ainsi le manque d'extension latérale et ainsi la difficulté d'établir des corrélations stratigraphiques. Les diamictites et les laminites granoclassées contenant des dropstones, du membre moyen, étaient déposés dans un environnement glaciaire et proglaciaire lacustre. Les conglomérats, les grès conglomératiques et les unités de grès massifs des membres inférieur et supérieur étaient formés sur des cônes d'alluvions dans un environnement paraglaciaire comme débris d'écoulement. Selon Long (1973), une corrélation entre la tillite de Gowganda et la Formation de Chibougamau semble cohérente avec les interprétations environnementales de chacune des formations.

Il est à noter que les galets dégagés de la matrice de la formation ne présentent aucune surface striée et facettée. Ce phénomène s'expliquerait par la dureté du grain des galets et non comme une contre-indication de dépôt glaciaire (Long, 1974). Des indicateurs de dépôts glaciomarins, tels que des argilites varvées, ne sont pas présentes au sein de la formation. Cette absence s'expliquerait par le dépôt en milieu lacustre ou en eau douce des laminites granoclassées et des diamictites associées. La présence de dropstones dans les laminites granoclassées et dans les diamictites est expliquée par la chute de fragments, provenant d'iceberg, sur des sédiments non consolidés. La seule évidence de diamictites glaciogéniques

est proposée au regard de l'intime association avec les laminites granoclassées porteurs des dropstones.

Enfin, Low (1906) avançait que la matrice pourrait avoir une origine ignée alors que Genest et al. (2005) proposaient une hypothèse de genèse associée à un évènement d'impact météoritique. Suite à ces observations pétrographiques atypiques de séquences glaciogéniques, et vu le manque d'indicateurs sans équivoques pour étayer une origine glaciaire, une étude pétrographique et géochimique devenait nécessaire pour préciser l'origine de ces dépôts.

CHAPITRE IV

NOTIONS D'IMPACTOLOGIE

L'étude détaillée de Long (1973) propose une origine glaciaire à paraglaciale pour la Formation de Chibougamau. Cependant, des indicateurs caractéristiques de tels dépôts sont parfois manquants pour affirmer une origine glaciogénique. De récentes recherches proposent une nouvelle hypothèse sur l'origine de cette formation, à savoir un impact météoritique (Genest et al., 2005). Des notions d'impactologie sont donc préalablement nécessaires pour comprendre les processus de formation des impactites. Ce chapitre abordera en premier lieu la formation et la morphologie des structures d'impact. Par la suite, une partie montrera que ces événements météoritiques forment des lithologies spécifiques, les impactites, qui présentent des caractéristiques uniques, des effets de métamorphisme de choc et parfois des signatures géochimiques propres. Enfin, une étude sur la distribution spatiale des impactites par rapport au cratère sera apportée.

4.1 Formation des structures d'impact météoritique

Le processus de formation des cratères d'impact, ou astroblèmes, est divisé en trois stades : la phase de contact et compression, la phase d'excavation et la phase de réajustement (fig. 4.1). Ces trois stades ne sont pas distincts, mais chacun est dominé par différents processus physiques et une telle chronologie permet une meilleure compréhension et description de ces phases (Melosh, 1989 ; French, 1998 ; Turtle et al., 2005 ; Collins et al., 2012). Cette partie expose le cas simplifié d'un impact à 90° sur une planète sans atmosphère, sans eau de surface ou d'hétérogénéité des roches puisqu'il constitue la meilleure étude et sert d'exemple utile sur les processus communs à tous les impacts (Collins et al., 2012).

4.1.1 Contact et compression

Lors du contact avec la surface, l'impacteur possédant une grande vitesse comprime et pousse les roches cibles hors de sa trajectoire. Une compression rapide crée des ondes de choc qui se propagent dans les deux corps. À l'interface de ces deux corps se développent des pressions pouvant atteindre 300 gigapascals (GPa) accompagnées de températures excédant 10 000 kelvins (K) (fig. 4.1A ; Collins et al., 2012). Sous ces conditions extrêmes, les liaisons atomiques se brisent facilement et des réarrangements chimiques se produisent. Suite à cette brève compression, l'onde de choc libérée autour de la zone de haute pression se propage vers la queue de l'impacteur (fig. 4.1B) et provoque une réflexion de l'onde de choc selon une géométrie hémisphérique. Ceci entraîne une diminution de la pression/température selon un chemin quasi adiabatique vers une faible pression (fig. 4.1C et 4.1D), même si les températures peuvent rester suffisamment élevées pour que le matériel soit fondu, voire vaporisé (fig. 4.1E ; Melosh, 1989). Un panache commence alors à se développer au-dessus de la zone d'impact et la phase d'excavation s'amorce (fig. 4.1E).

4.1.2 Excavation et emplacement d'éjecta

Alors que l'onde de choc continue de se propager du site d'impact vers la profondeur et latéralement, une atténuation et une dégradation de cette dernière sont notées (Melosh, 1989). La vitesse résiduelle transmise par l'impacteur agit sur l'excavation et le déplacement du matériel cible à une vitesse plus faible que celle de l'onde de choc (fig. 4.2A). Un cratère semi-hémisphérique est alors formé (fig. 4.2B). Au stade final de croissance du cratère, une morphologie hémisphérique est adoptée (fig 4.2C) (Collins et al., 2012).

Alors que le cratère grandit, un volume important de débris est projeté suivant une trajectoire balistique (les éjectas d'impact) et repoussé radialement et en profondeur (fig. 4.2B, 4.2C et 4.2D ; French, 1998). Près des bordures du cratère, l'éjecta est déposé sous forme d'une couche continue (Oberbeck, 1975) alors que l'éjecta plus distal se dépose comme un assortiment dispersé de poussière et de blocs (French, 1998 ; Collins et al., 2012).

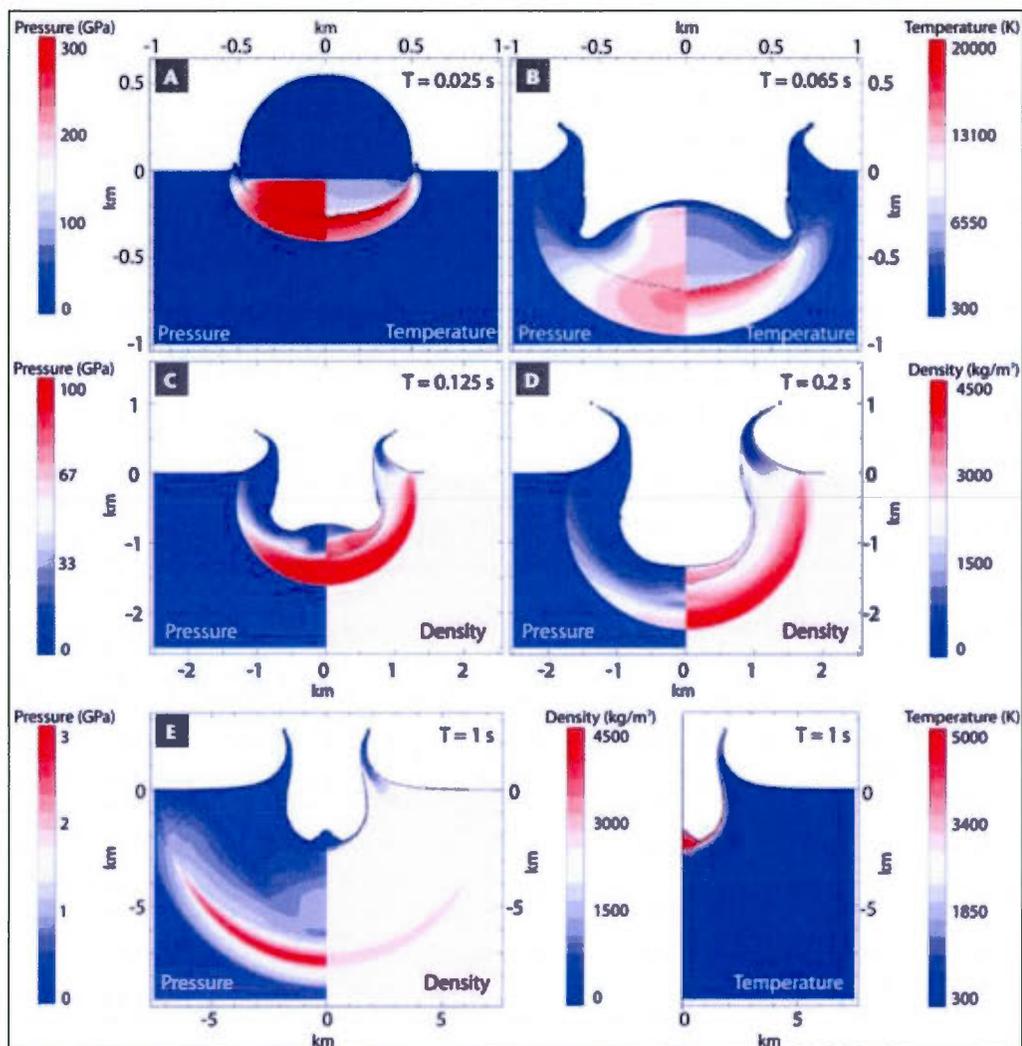


Figure 4.1 Phase de contact et de compression. Modèle de simulation numérique montré entre 0.025 et 1 seconde après le contact initial entre une dunite d'1 km de diamètre et un granite cible impacté, à une vitesse de 18 km/s (vitesse moyenne des impacts sur Terre) (tiré de Collins et al., 2012).

4.1.3 Réajustement

Suite à la phase d'excavation, une cavité profonde hémisphérique est formée, nommée le cratère transitoire, plusieurs fois plus large que l'impacteur (fig. 4.2C). Ce cratère transitoire possède une extension maximale correspondant à un rapport profondeur sur diamètre d'environ 1/3 (Turtle et al., 2005).

Le réajustement du cratère, le stade subséquent et final du processus d'impact, est une modification du cratère transitoire conduite par la gravité menant à un équilibre isostatique (fig. 4.2D). Cette phase de réajustement est principalement contrôlée par les forces de cohésion du matériel impacté et par les forces gravitationnelles (Turtle et al., 2005). Une fois l'équilibre isostatique atteint, on obtient la morphologie du cratère final (fig. 4.2E).

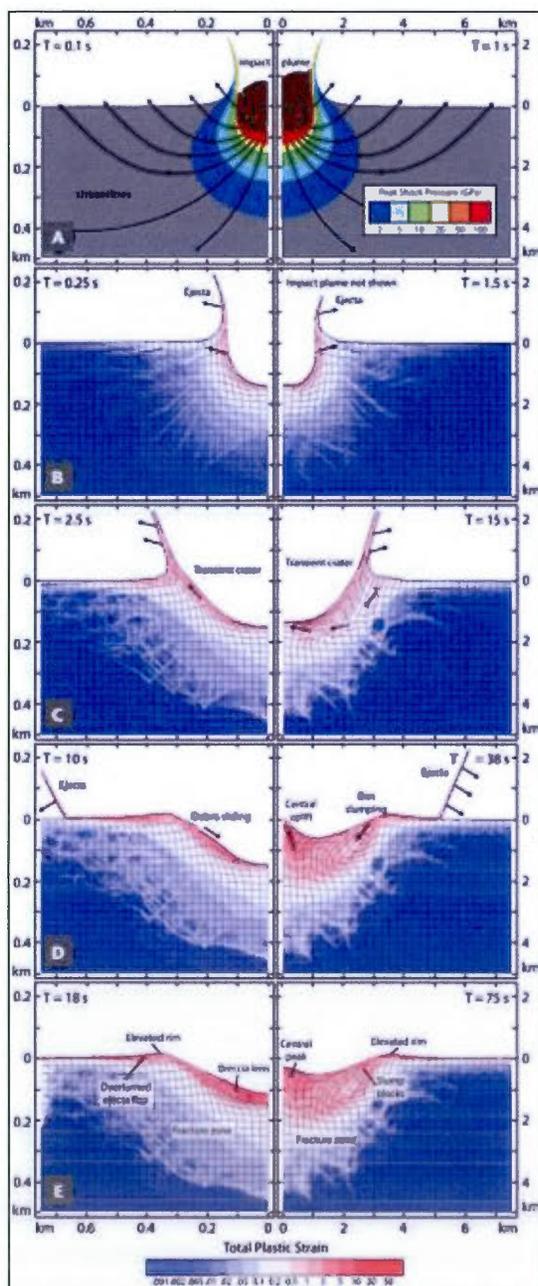


Figure 4.2 Excavation et réajustement de cratères simple et complexe sur Terre. Simulation numérique à différents instants de formation d'un cratère simple (à gauche) par un impacteur de 50 m de diamètre à 12 km/s, et un cratère complexe (à droite) par un impacteur de 500 m de diamètre à vitesse identique (on note la différence d'échelle de temps et de longueur des deux scénarios). La cible et l'impacteur sont caractérisés par un quartzite. (A) : Excavation initiée par expansion d'une onde de choc. Les contours colorés montrent les pics de pressions, qui décroissent avec la distance au point d'impact. Le panache d'impact est montré en marron. (B) : Profondeur maximale de la cavité atteinte. La grille montre la déformation dans la roche cible. Les contours colorés montrent les contraintes plastiques accumulées. (C) : Fin de l'excavation et début du réajustement du cratère transitoire. (D) : Phase de réajustement : le diamètre du cratère continue de grandir par effondrement des bordures. Formation d'un pic central dans le cas du cratère complexe, le cratère simple est stable. (E) : Forme du cratère final. (tiré de Collins et al., 2012).

4.2 Morphologie des astroblèmes

Suite aux trois phases de formation du cratère, la structure finale adopte une morphologie circulaire. Les facteurs influençant la forme de l'astroblème dépendent de la taille, de la densité, de l'angle d'incidence et de la vitesse d'impact de la météorite ainsi que de la nature du milieu impacté. Trois types de morphologie sont distingués (French, 1998) : les structures simples, les structures complexes et les structures multiannulaires. Ces différentes structures ne seront pas abordées en détail, mais à titre d'informations supplémentaires des ouvrages tels que Melosh (1989), French (1998) et Grieve (1991, 2001) sont donnés.

4.3 Les produits d'impact météoritique : les impactites

Un impact engendre une augmentation importante de pression et de température à la surface de la Terre (sec. 4.1.1), et ce, de manière quasi instantanée. Un tel événement catastrophique entraîne des modifications importantes du paysage par la formation de cratères, la déformation des lithologies impactées et la formation de nouveaux matériaux.

Le terme impactite regroupe toutes les roches affectées par un impact d'hypervélocité résultant de la collision de corps planétaires (Stöffler et Grieve, 2007). Ces processus d'impact engendrent une bréchification, du métamorphisme de choc ainsi qu'une fonte et la vaporisation d'une portion des roches cibles (Koeberl et al., 2012). Des critères de classification des impactites (French, 1998) ainsi qu'une nomenclature des brèches d'impact (Stöffler et Grieve, 2007) sont respectivement présentés au tableau 4.1 et à la figure 4.3.

Stöffler et Grieve (2007) ont proposé une classification pour des cas d'impacts unique ou multiple. Pour les besoins de cette étude, seul le cas des impactites générées lors d'un unique impact est abordé. Trois groupes principaux sont distingués indépendamment de leur contexte géologique : les roches impactées et déformées, les roches fondues ainsi que les brèches d'impact et les éjectas.

Les roches impactées et déformées sont définies comme des roches non bréchifiées, montrant sans ambiguïté des effets de métamorphisme de choc à l'exception d'une fonte totale de la roche. Elles sont sous-classées selon des stades progressifs de métamorphisme de choc. Les roches fondues sont subdivisées en trois groupes selon le pourcentage de clastes.

Tableau 4.1
Critères de classification des impactites (traduit de French, 1998)

1. Localisation par rapport au cratère (Rc = rayon au cratère)		
Substratum du cratère	Intérieur du cratère	Bordure du cratère et surface extérieure
Roches parautochtones : roches cibles (massives) brèches lithiques	Roches allochtones : Dépôts en remplissage du cratère (= brèches remplissant le cratère ou «lentille bréchique»)	Roches allochtones : Éjectas : proximaux (<5 Rc) distaux (>5 Rc)
Roches allochtones (intrusives) dykes de brèches dykes de roches fondues	brèches lithiques (contenant des éléments fondus) suévites brèches fondues (à matrice de verre) roches fondues	
Pseudotachylite		
2. Sources des matériaux compositionnels		
Roches parautochtones : Approximativement en place (local). Stratigraphie d'origine et structure (largement) préservée.	Roches allochtones : Dérivée d'une source unique ou de sources multiples externes	
3. Caractéristiques des brèches		
a. Caractéristiques des fragments	Brèche lithique Fragments de roches et de minéraux uniquement	Suévite (brèche) Présence de roches fondues ou de verre. Fragments de roches et de minéraux.
b. Nature des fragments	Monomictite (brèche) Un seul type de roche	Polymictite (brèche) Plusieurs types de roche
c. Caractéristiques de la matrice	Matrice clastique (brèche) Fragmentaire	Brèches fondues (= matrice de roche fondue) Fonte importante (vitreuse ou cristalline)
4. Caractéristiques de la roche fondue (termes géologiques standards)		
Holohyaline (vitreuse) Hypocristalline (mélange vitreuse/cristalline) Holocristalline (totalement cristalline)	Pour la taille des grains, la texture, etc., utiliser les termes descriptifs des roches ignées, e.g.: Microcristalline Porphyrique Trachyte , etc	

Ces groupes peuvent être subdivisés en fonction du degré de cristallinité des phases vitreuses, hypocristallines et holocristallines (tab. 4.1). Les deux premières subdivisions comprennent le verre d'impact ainsi que les tectites. Les brèches d'impact sont divisées en trois groupes. Ces derniers sont fonction du degré de mélange des différentes lithologies impactées et de leur contenu en particules fondues (Stöffler et Grieve, 2007). Les brèches lithiques et les suévites, constituant les deux premiers groupes, sont généralement polymictes mais peuvent être monomictes si une seule lithologie est impactée. La matrice des brèches lithiques est clastique, comprenant essentiellement des fragments de roches et de minéraux choqués ou non choqués, alors que celle des suévites contient en plus des particules fondues. La matrice

primaire des suévites peut être altérée par l'hydrothermalisme. Le troisième groupe est caractérisé par des brèches monomictes. Dans la littérature, il est souvent noté que les brèches projetées à l'extérieur de l'astrolème sont nommées des éjectas d'impact, alors que les brèches se trouvant à l'intérieur de la structure sont appelées des brèches de retombées (en anglais « fallback breccias ») (French, 1998 ; French et Koeberl, 2010).

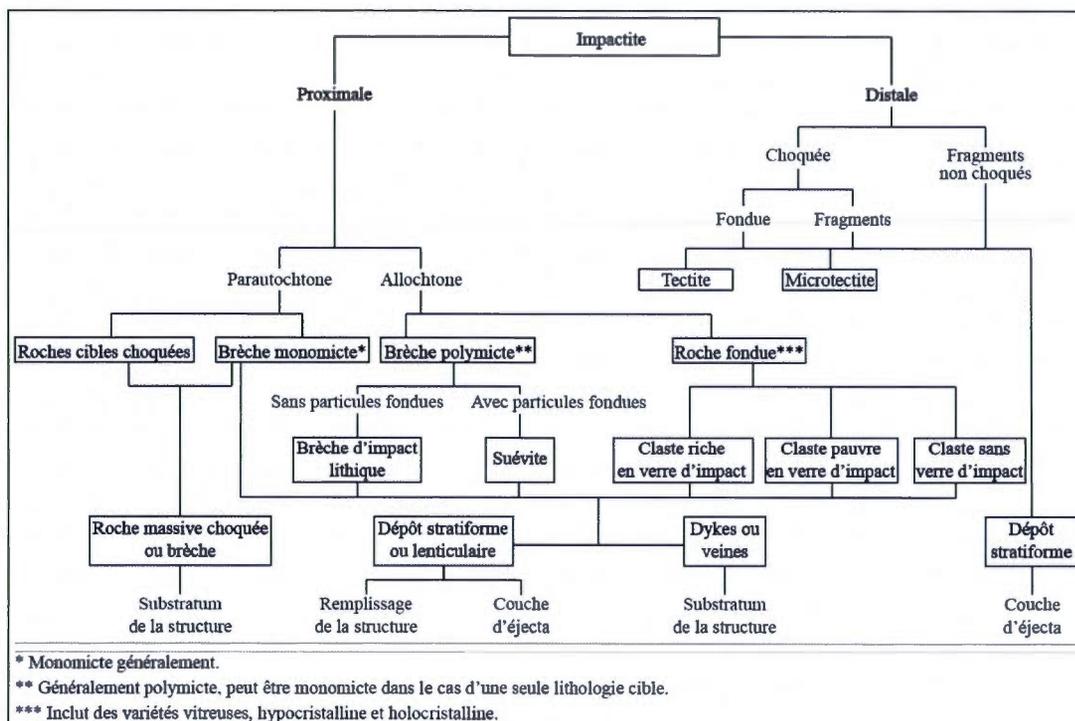


Figure 4.3 Organigramme de classification des impactites (traduit de Stöffler et Grieve, 2007).

4.4 Métamorphisme de choc

Le métamorphisme de choc, typique des impacts météoritiques, concerne les modifications pétrographiques et minéralogiques se produisant dans la zone d'impact. Les pics de pressions, compris entre 2 et 100 GPa près du point d'impact, reflètent les conditions extrêmes qui sont de loin supérieures à tous les phénomènes reliés à la tectonique des plaques et au domaine du métamorphisme endogène (fig. 4.4 ; French, 1998). Les conditions physiques générant ces déformations de choc dans les roches ont été établies par une combinaison d'études théoriques, d'explosions artificielles (chimiques et nucléaires) et par

des expériences en laboratoire munis d'appareils d'ondes de choc (Melosh, 1989 ; Stöffler et Langenhorst, 1994).

L'onde de choc générant une pression extrême et se déplaçant à très grande vitesse dans les roches impactées provoque des changements à l'échelle macroscopique et microscopique, la fonte des minéraux ainsi que la formation de minéraux polymorphes.

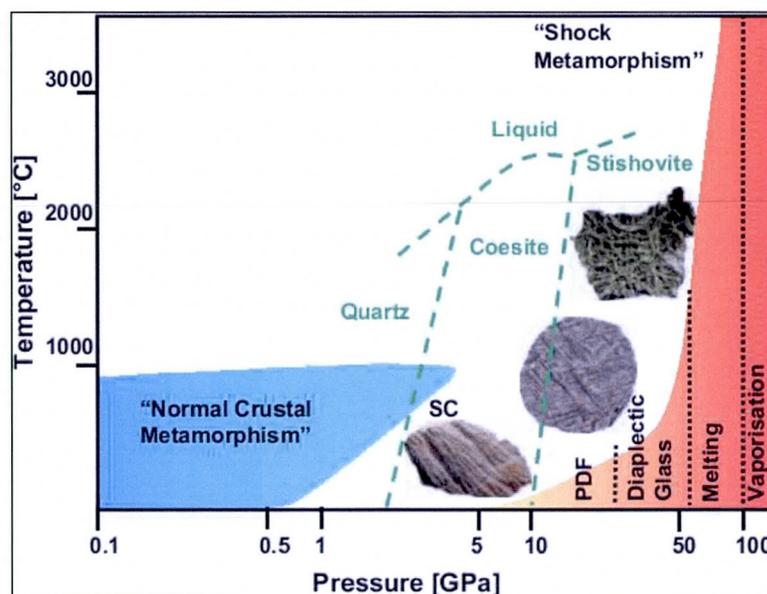


Figure 4.4 Diagramme pression-température montrant les domaines du métamorphisme endogène et du métamorphisme de choc. Présence des champs de stabilité des polymorphes du quartz, le spectre Raman et la courbe de liquidus de ces minéraux (tiré de Reimold et Jourdan, 2012).

4.4.1 Déformations macroscopiques : les cônes de percussion

Les cônes de percussion (en anglais « shatter cones ») sont des fractures ou striations courbées et radiales formant typiquement des cônes partiels ou complets dans des roches à grains fins (fig. 4.5 ; Langenhorst et Deutsch, 2012). Ils sont des marqueurs incontestables puisqu'ils sont les seules déformations de choc, spécifiques à un impact météoritique, se développant à l'échelle macroscopique (French, 1998). Les shatter cones se forment généralement à des pressions comprises entre 2 et 6 Gpa (fig. 4.4). À l'initial, la direction du pointement caractérise le centre de la structure, cependant des mouvements tectoniques post-impacts peuvent créer un changement d'orientation.



Figure 4.5 Shatter cones affectant des gneiss du socle grenvillien, région de Charlevoix, Québec. Les traits en noirs indiquent les striations. L'échelle est donnée par le stylo (Bouvier, 2012).

4.4.2 Déformations et transformations microscopiques

Lors d'un impact, les minéraux s'adaptent brutalement aux conditions extrêmes lors du passage de l'onde de choc. Les minéraux qui composent les roches, tels que le quartz et le feldspath, sont alors comprimés à la moitié de leur volume, à des pressions pouvant atteindre les 100 GPa dans un espace de temps compris entre quelques nanosecondes à quelques secondes (Langenhorst et Deutsch, 2012). L'état à l'équilibre n'est généralement pas atteint lors d'un choc de compression et la réponse des minéraux se caractérise par la formation de déséquilibre spécifique, nommé « effets de métamorphisme de choc ». Le métamorphisme de choc entraîne une déformation des minéraux, les microstructures planaires dont deux types sont distingués : les figures de déformations planaires (ou PDFs de l'anglais « Planar Deformation Features ») et les fractures planaires (ou PFs de l'anglais « Planar Fractures ») (Montanari et Koeberl, 2000 ; French et Koeberl, 2010) ; mais il cause aussi des changements de phases des minéraux jusqu'à la formation de verre diaplectique (produit sans fusion) (French, 1998 ; Reimold et Jourdan, 2012).

4.4.2.1 Microstructures planaires

Les PFs sont des plans parallèles de fracturation microscopiques ou clivages planaires multiples. Ces micro-fractures, apparaissant à des pressions inférieures à 10-20 Gpa, sont typiquement espacées de 20 à 30 μm pour une épaisseur comprise entre 3 et 10 μm (fig. 4.6 ; Langenhorst et Deutsch, 2012). Les PFs ne constituent pas une preuve irréfutable d'impact,

cependant de telles microstructures associées à un grain de quartz en donnent une première évidence puisque le quartz ne possède aucun clivage.

Les PDFs sont les faits les plus déterminants d'effets de déformation de choc (French, 1998 ; French et Koeberl, 2010 ; Langenhorst et Deutsch, 2012), puisqu'ils se trouvent exclusivement associés aux structures d'impact (Reimold et Jourdan, 2012). Les PDFs sont des ensembles de micro-fractures planaires, orientés selon les plans cristallographiques des minéraux affectés (Glass et Simonson, 2012). Dans le quartz, ils se forment à des pressions comprises entre 10-15 et 35 GPa (Langenhorst et Deutsch, 2012). L'épaisseur de ces micro-fractures est inférieure à 2-3 μm pour un espacement compris entre 2 et 10 μm (fig. 4.7 ; Montanari et Koeberl, 2000). Les PDFs se distinguent des lamelles tectoniques (lamelles de Böhm) issues de mécanismes endogéniques, par leurs orientations selon des plans cristallographiques spécifiques (tab. 4.2), et par leur espacement et épaisseur plus restreints (Stöffler et Langenhorst, 1994). L'orientation des PDFs dans les grains de quartz dépend de l'intensité de la pression et peut par conséquent constituer un robuste baromètre de choc. Même si la cuisson suivant le choc ou l'altération convertissent les PDFs en type « décoré » (fig.4.7B), qui résultent de la cristallisation de lamelles amorphes et de précipitation de bulles d'eau, les orientations originales seront conservées (Grieve et al., 1996).

Ces micro-fractures planaires se retrouvent dans les formations impactées, dans les fragments des impactites en place dans l'astroblème et parfois dans les éjectas (chap. 5) projetés à l'extérieur des cratères (French, 1998). Les PDFs produits par le choc ont pu être

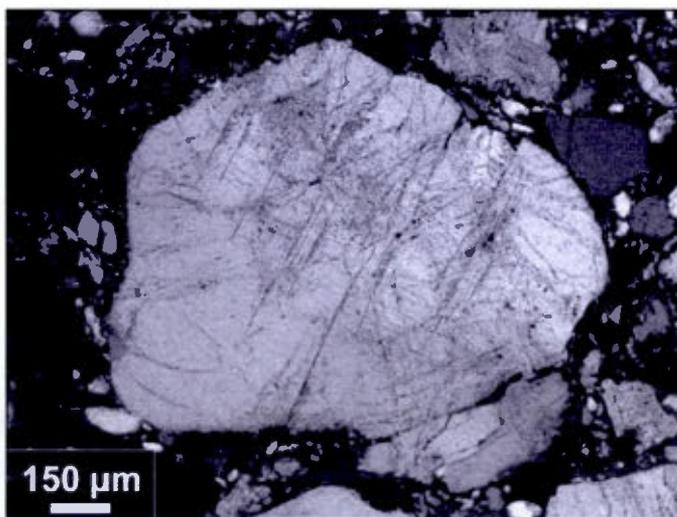


Figure 4.6 Familles de fractures planaires (PFs), orientées NE-SO, développée dans un quartzite bréchifié provenant du pic central de la structure d'impact Aorunga, au Chad (tiré de French et Koeberl, 2010).

observés dans des feldspaths, des biotites, des olivines et des zircons (Montanari et Koeberl, 2000), mais de telles micro-fractures associées aux grains de quartz sont les plus déterminantes d'un impact car le quartz ne possède aucun clivage (French et Koeberl, 2010).

Tableau 4.2

Orientation cristallographique des micro-fractures planaires dans le quartz selon les plans des indices de Miller en fonction de l'intensité du métamorphisme de choc (traduit de Stöffler et Langenhorst, 1994)

Intensité du métamorphisme de choc	Orientation principale	Autres orientations	Propriétés optiques
1- Très faiblement choqué	PFs : {0001}	PFs : rarement {10 $\bar{1}$ 1}	Normale
2- Faiblement choqué	PDFs : {10 $\bar{1}$ 3}	PFs : {10 $\bar{1}$ 1}, {0001} PDFs : rare	Normale
3- Moyennement choqué	PDFs : {10 $\bar{1}$ 3}	PFs : {10 $\bar{1}$ 1}, {0001} rare PDFs : {11 $\bar{2}$ 2}, {11 $\bar{2}$ 1} {0001}, {10 $\bar{1}$ 1} + {11 $\bar{2}$ 1} {10 $\bar{1}$ 1}, {21 $\bar{3}$ 1}, {51 $\bar{6}$ 1}	Normale ou réduction très faible des indices de réfraction
4- Fortement choqué	PDFs : {10 $\bar{1}$ 2} {10 $\bar{1}$ 3}	PFs : rare ou absent PDFs : {11 $\bar{2}$ 2}, {11 $\bar{2}$ 1} {0001}, {10 $\bar{1}$ 1} + {11 $\bar{2}$ 1} {10 $\bar{1}$ 1}, {21 $\bar{3}$ 1}, {51 $\bar{6}$ 1}	Réduction des indices de réfraction 1,546 - 1,48
5- Très fortement choqué	PDFs : {10 $\bar{1}$ 2} {10 $\bar{1}$ 3}	Aucune	Réduction des indices de réfraction (<1,48)

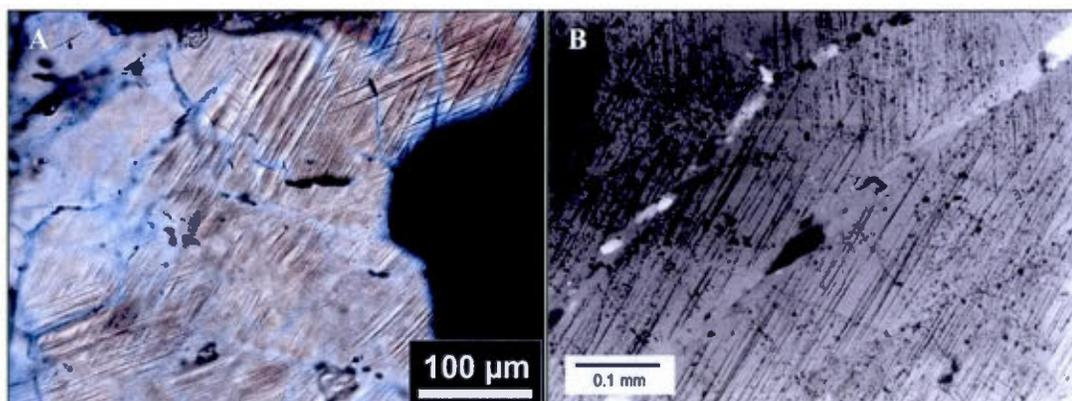


Figure 4.7 Grains de quartz présentant 2 familles de PDFs, photos en lumière polarisée analysée. **A** : claste de quartzite dans une suévite associée à la structure Bosumtwi (Ghana). **B** : Grain de quartz avec PDFs décoré, substratum rocheux gneissique précambrien au pic central de la structure Carswell (Canada) (tiré de French et Koeberl, 2010).

4.4.2.2 Phases minérales de hautes pressions

Les pressions extrêmes atteintes lors d'un impact provoquent des changements de la structure des minéraux impactés. On assiste alors à des changements de phase à l'état solide menant à la formation de minéraux de hautes pressions (Stöffler et Langenhorst, 1994). La présence de ces minéraux néoformés, plus denses et moins compressibles, est énéralement une preuve incontestable de roche impactée puisqu'aucun processus tectonique endogène ne peut former de tels minéraux (Langenhorst et Deutsch, 2012).

Plusieurs minéraux métastables se forment lors de pressions de choc. Les plus connus, la coésite et la stishovite, sont deux variétés denses du quartz. La stishovite est la plus fiable puisqu'elle est formée à des pressions supérieures à 10 GPa (fig. 4.4) et n'a jamais été observée dans des environnements non-impactés (French, 1998). D'autres transformations sont recensées comme la jadéite au profit de la transformation des plagioclases, la majorite découlant des pyroxènes et la ringwoodite émanant du changement de phase de l'olivine.

4.4.2.3 Verres diaplectiques et fusion de minéraux

Des pressions comprises entre 35 et 45 GPa, ne forment plus de PDFs, mais convertissent le cristal entier sous une phase amorphe. Ces hautes pressions entraînent la formation de verre diaplectique qui est une phase intermédiaire entre la phase cristalline et la phase vitreuse « normale » provenant de la fusion de cristal, nommée phase hypocristalline (tab. 4.1 ; fig. 4.8 ; Stöffler et Hornemann, 1972). Le verre diaplectique ne fusionne et ne flue pas, préservant ainsi les textures et structures originelles des cristaux (clivage, macle, parfois les PDFs). De plus, il possède une caractéristique pétrographique puisqu'il ne montre aucune biréfringence en lumière polarisée analysée, et reste donc totalement isotrope (French, 1998).

Les minéraux les plus communs qui se convertissent en verre diaplectique lors du passage de l'onde de choc sont le quartz et le feldspath. Le feldspath forme du verre diaplectique nommé « maskélynite ». Les verres diaplectiques provenant d'autres minéraux ont rarement été observés, et les minéraux mafiques ne semblent pas en former, probablement du fait que les pressions nécessaires à leurs formations sont plus hautes que celles du quartz et du feldspath (French, 1998). Les verres diaplectiques de quartz et de feldspaths sont métastables et ne survivent pas si ils sont exposés à des effets thermiques post-impact ou à du

métamorphisme de faible grade (French, 1998). Ces effets thermiques post-impact ou le métamorphisme endogénique entraînent une dévitrification qui se caractérise par l'apparition d'un mosaïcisme remarqué par le caractère microcristallin du minéral originel. Ce mosaïcisme est détecté en lame mince par des extinctions à des angles différents des microcristaux néoformés (fig. 4.9 ; French, 1998).

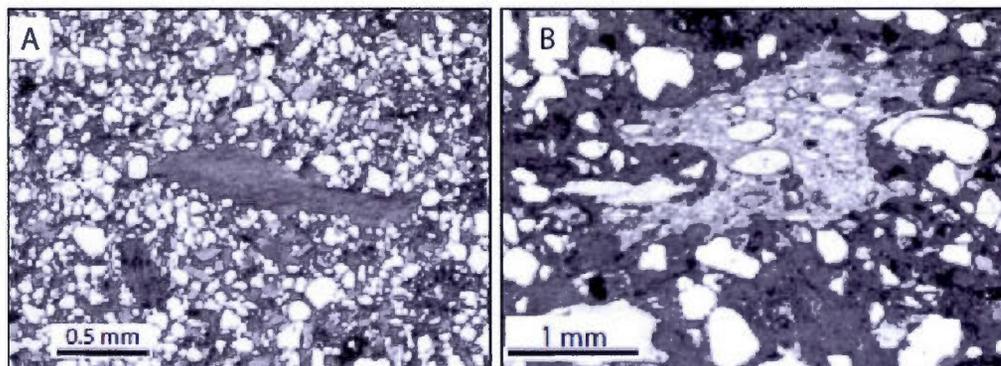


Figure 4.8 **A** : Fragments de verre diaplectique dévitrifié et altéré en chlorite au sein d'une matrice de grès à quartz/feldspath. **B** : Particule de verre vésiculaire altéré partiellement en chlorite et contenant d'abondants grains de quartz au sein d'une matrice aphanitique. Photos prises en lumière polarisée analysée (tiré de Cannon et al., 2010).

À des pressions de choc comprises entre 45 et 60 GPa, les températures post-choc peuvent être supérieures à 1000°C. Ces conditions, supérieures au point de fusion de certains minéraux, entraînent une fusion sélective ou complète, une vitrification et une perte des structures originelles (fig. 4.10). La fonte apparaît tout d'abord en bordure d'un ou plusieurs minéraux et la composition finale reflète un mélange des minéraux mis en jeu (French, 1998).

À des pressions de choc excédant les 60 GPa, les températures augmentent rapidement et la fonte de la roche est complète puisque tous les points de fusion de différents minéraux composant les roches sont atteints. Des textures particulières, des figures de flux, des figures de mélange entre des phases minérales ou des vésicules caractérisent les roches fondues (French, 1998).

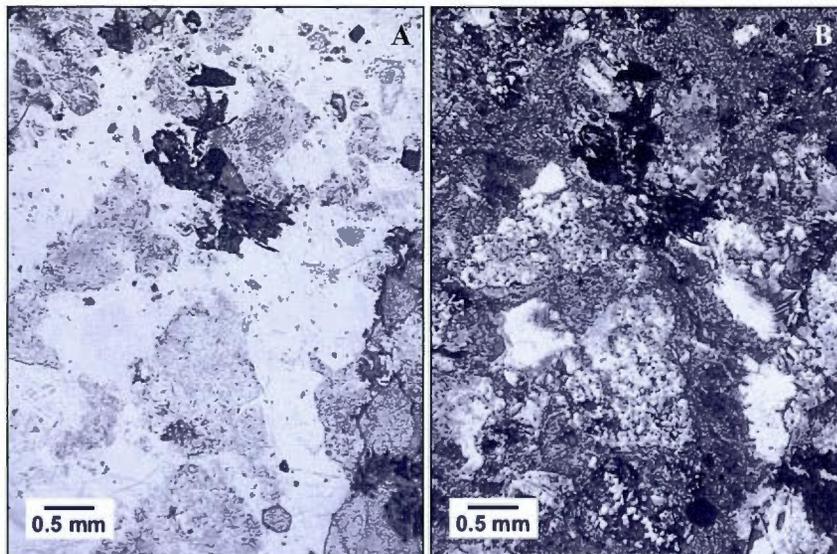


Figure 4.9 Photos d'un fragment de granite dans une suéville de la Formation d'Onaping (Ontario, Canada). **A** : Lumière naturelle, les grains de quartz (gris, haut relief) sont en partie recristallisés en une mosaïque fine de quartz. Les grains de feldspaths (clair, bas relief) sont généralement recristallisés et pratiquement isotropes, bien que des feldspaths originels soient préservés. Comparaison avec la photo **B** en lumière polarisée analysée (tiré de French, 1998).

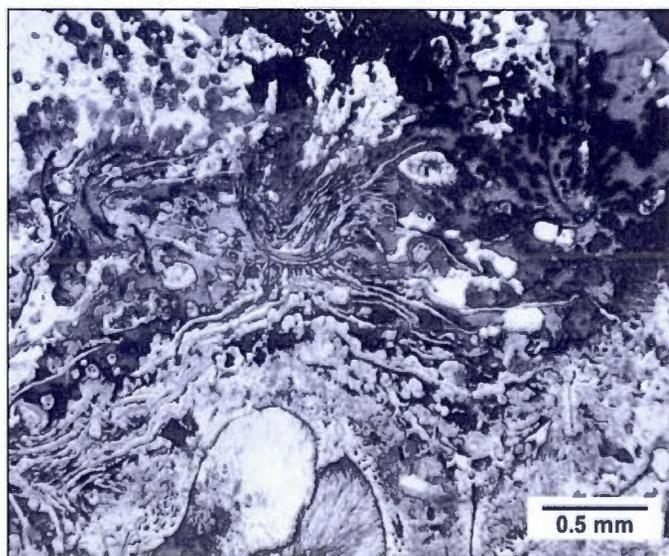


Figure 4.10 Fusion complète d'une roche fortement choquée de l'Astroblème de Sudbury (Ontario, Canada). La matrice montre une texture fluidale typique d'un verre hétérogène. Photo en lumière polarisée non analysée (French, 1998).

4.5 Géochimie des impactites

4.5.1 Généralités

Lors d'un impact météoritique, une infime quantité de matériel météoritique vaporisée (<1 % dans la plupart des cas) est mélangée à une quantité considérable de roches crustales (French et Koeberl, 2010 ; Koeberl et al., 2002). Ce faible taux de contribution météoritique dans la signature chimique des impactites a forcé les chercheurs à trouver un procédé de détection de cette composante extraterrestre. Le choix a été porté sur les éléments sidérophiles, et surtout les éléments du groupe du platine (EGP), qui sont dans la plupart des cas des composants majeurs des météorites (Allègre et Luck, 1980 ; Luck et Turekian, 1983).

La composition chimique et isotopique des impactites fournit une information supplémentaire à une étude pétrographique préalable. Cette composition chimique dépend : - de la composition et de la distribution spatiale des lithologies impactées ; - de l'énergie générée par l'impact qui affecte la taille du cratère, la profondeur du matériel impliquée et le volume de roches vaporisées et fondues ; - de l'emplacement et du refroidissement des impactites ; - de l'incorporation du matériel impactant ; et - des modifications post-impact par des altérations métamorphiques et/ou hydrothermales (Koeberl et al., 2012).

La porosité des brèches d'impact et la sensibilité du verre d'impact à l'altération facilitent les altérations métamorphiques et hydrothermales. Le métamorphisme post-impact engendre une recristallisation qui ne change pas nécessairement la composition des impactites. La chaleur produite lors de l'impact peut produire des systèmes hydrothermaux pouvant modifier de façon significative la composition des impactites (Naumov, 2002).

4.5.2 Détection d'une composante météoritique

Le matériel météoritique dispersé dans les impactites peut être identifié par des signatures chimiques et isotopiques distinctes (fig. 4.11). Les éléments sidérophiles comme Ni, Co, Cr, et les éléments du groupe du platine ou EGP (Pt, Pd, Os, Ru, Rh, Ir, Re) apparaissent à des concentrations nettement supérieures dans les météorites que dans les roches crustales (fig. 4.11) (French et Koeberl, 2010). Les analyses d'Ir sont les plus couramment utilisées pour établir une origine d'impact. Les contaminations en Ir ont permis

de déterminer de nombreuses impactites (Palme et al., 1981 ; Palme, 1982 ; Koeberl, 1998), notamment l'éjecta bien établi de la limite Crétacé-Tertiaire (K-T) (Alvarez et al., 1980). Cependant d'autres systèmes isotopiques sont souvent utilisés et constitue des indicateurs d'impact robuste, c'est notamment le cas des ratios isotopiques de l'Os (Koeberl et Shirey, 1993 ; Lee et al., 2006) et du Cr (Shukolyukov et Lugmair, 1998 ; Koeberl et al., 2007).

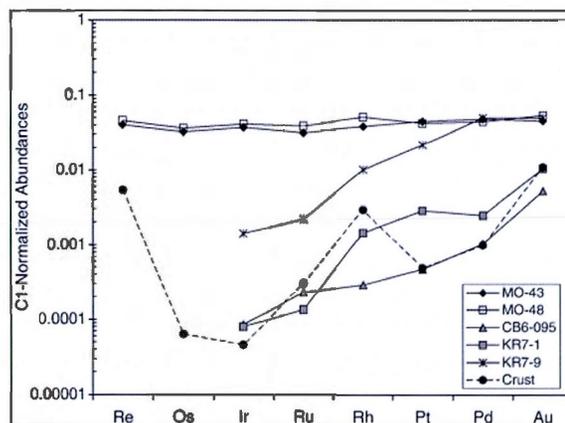


Figure 4.11 Abondance en Au et en EGP normalisée à la composition d'une chondrite carbonatée (météorite Orgueil). Échantillons : roches fondues (MO-43, MO-48) de l'astroblème Morokweng (Afrique du Sud) ; suévite (CB6-095) de l'astroblème Chesapeake Bay (États-Unis) ; brèche lithique (KR7-1) et suévite (KR7-9) de l'astroblème Bosumtwi (Ghana) ; croûte continentale supérieure (Crust) (tiré de Koeberl, 2007).

4.5.3 Limite de la détection géochimique

L'absence d'enrichissements d'éléments sidérophiles dans des impactites suspectées ne va pas forcément à l'encontre d'une origine d'impact météoritique. Les achondrites ne possèdent aucun enrichissement en éléments sidérophiles et l'impact d'un tel projectile n'engendrera aucune contamination sur les impactites résultantes (French et Koeberl, 2010). Une contribution achondritique ne pourra être détectée que par la méthode isotopique du Cr (Koeberl, 2007).

4.6 Distribution spatiale des impactites

Les impactites remplissant un astroblème et les éjectas qui l'entourent ont une distribution spatiale bien établie d'après l'étude de dépôts associés à des structures terrestres (fig. 4.12) (French, 1998 ; Stöffler et Grieve, 2007). Pour les besoins de cette étude, nous

n'aborderons que brièvement cette distribution spatiale, mais une attention particulière sera apportée au sujet des éjectas d'impacts et traitée dans le chapitre 5.

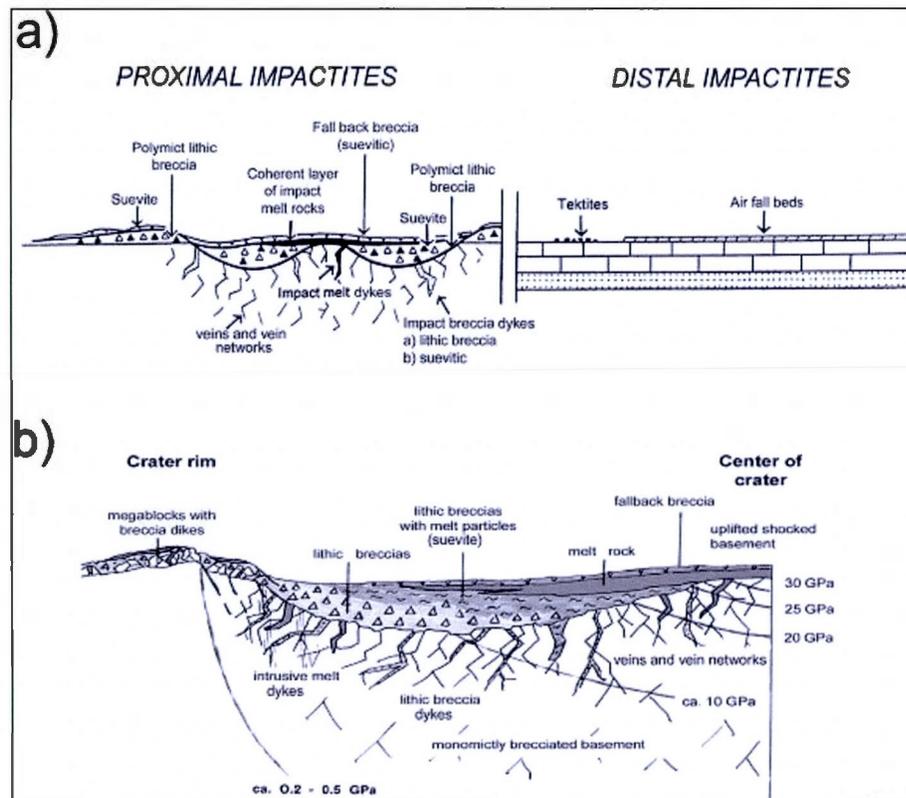


Figure 4.12 Répartition des impactites sur Terre : **a)** impactites proximales et distales ; **b)** impactites proximales dans le cas d'une structure complexe (tiré de Stöffler et Grieve, 2007).

Une classification effectuée par French (1998), propose trois types de domaine qui sont fonctions de la localisation par rapport au cratère. Ainsi on a le domaine du substratum du cratère, de l'intérieur du cratère et de la bordure du cratère et surface extérieure.

Lors de l'impact, le substratum de l'astroblème est fracturé et bréchifié. Cette fracturation permet un remplissage par des brèches lithiques, des suévites ou des brèches de matériaux fondus (French, 1998). Des pseudotachylites peuvent y être observées, cependant ce phénomène provient de la friction extrême entre deux corps rocheux entraînant une fonte.

L'intérieur du cratère entame son remplissage lors de la phase de réajustement. Des matériaux fondus peuvent glisser dans le cratère sous forme de slumps, se disséminer dans les

brèches de retombées remplissant le cratère ou former des niveaux d'impactites riches en verre interlitées avec ces brèches de retombées. On retrouve ainsi des brèches composées de fragments de lithologies impactées, métamorphisées par le choc ou non, mélangés à des fragments ou des lentilles de roches choquées et fondues (Melosh, 1989 ; Koeberl et Anderson, 1996).

Les éjectas d'impacts sont des dépôts se situant à l'extérieur de l'astroblème. Leur distribution est contrôlée par des phénomènes de transport aérien et balistique (fig. 5.1) (Melosh, 1989). Ces phénomènes engendrent un granoclassement décroissant en s'éloignant de la structure. Ces éjectas sont divisés en deux groupes qui sont fonction de la distance au cratère : les éjectas distaux et les éjectas proximaux (French et Koeberl, 2010).

4.7 Résumé du chapitre

Lors d'un impact météoritique, de nombreux processus physiques complexes apparaissent. Une meilleure compréhension de ces phénomènes a entraîné une division de ces processus en trois stades : contact et compression, excavation et emplacement d'éjectas et, le réajustement. Selon la taille, la densité et la vitesse de la météorite, mais aussi selon l'angle d'incidence du bolide et la nature des lithologies impactées plusieurs morphologies sont observées sur Terre, à savoir les structures simples, complexes et multiannulaires.

Ces évènements catastrophiques engendrent la formation de matériel typique des impacts : les impactites. Ces dernières sont regroupées sous trois familles : les roches impactées et déformées, les roches fondues ainsi que les brèches d'impact et éjectas. Ces impactites présentent des caractéristiques de déformation spécifiques aux impacts météoritiques, les effets de métamorphisme de choc. Ce métamorphisme unique est observé tant à l'échelle macroscopique, par la formation de shatter cones, qu'à l'échelle microscopique par la déformation et transformation des minéraux.

Ainsi, les effets de choc considérés déterminants d'un impact météoritique sont la présence de fragments de météorites, une signature chimique et isotopique montrant un apport extraterrestre dans les impactites, les shatter cones, les verres diaplectiques, les transformations minéralogiques vers des phases de hautes pressions, la fonte totale ou partielle de minéraux ou roches et les PFs et PDFs associés à des grains de quartz.

CHAPITRE V

LES ÉJECTAS D'IMPACT

Les éjectas d'impacts sont produits lors de la phase d'excavation et sont projetés à des distances pouvant atteindre des centaines voire des milliers de kilomètres du point d'impact. Lorsque préservées, les couches d'éjectas peuvent fournir la meilleure et la plus accessible évidence d'un impact météoritique, car dans de nombreux cas les astroblèmes ont pu être enfouies ou érodées au cours du temps. Ce chapitre portera tout d'abord sur la caractérisation des deux types d'éjectas rencontrés, proximal et distal, puis une étude sur la distribution temporelle sera apportée. Des études de cas seront aussi traitées dans ce chapitre avec, notamment, un accent sur les éjectas au Précambrien qui concernent plus particulièrement le présent travail.

5.1 Généralités

Les éjectas d'impact sont divisés en deux groupes qui sont fonction de la distance par rapport au cratère : les éjectas proximaux et les éjectas distaux. Les éjectas localisés à des distances inférieures à 2,5 fois le diamètre du cratère à partir du centre de l'astroblème sont nommés des éjectas proximaux, tandis que ceux situés plus loin que cette limite sont nommés des éjectas distaux (French et Koeberl, 2010 ; Glass et Simonson, 2012). Lors de l'impact, la distribution des éjectas est contrôlée par des phénomènes de transport aérien et balistique (fig. 5.1) (Melosh, 1989). Les dépôts les plus distaux correspondent aux éjectas les plus fins et les plus choqués car ils sont éjectés à de plus grandes vitesses, à des altitudes plus grandes (meilleur tri) et ils mettent plus de temps à atteindre leur position finale (Melosh, 1989).

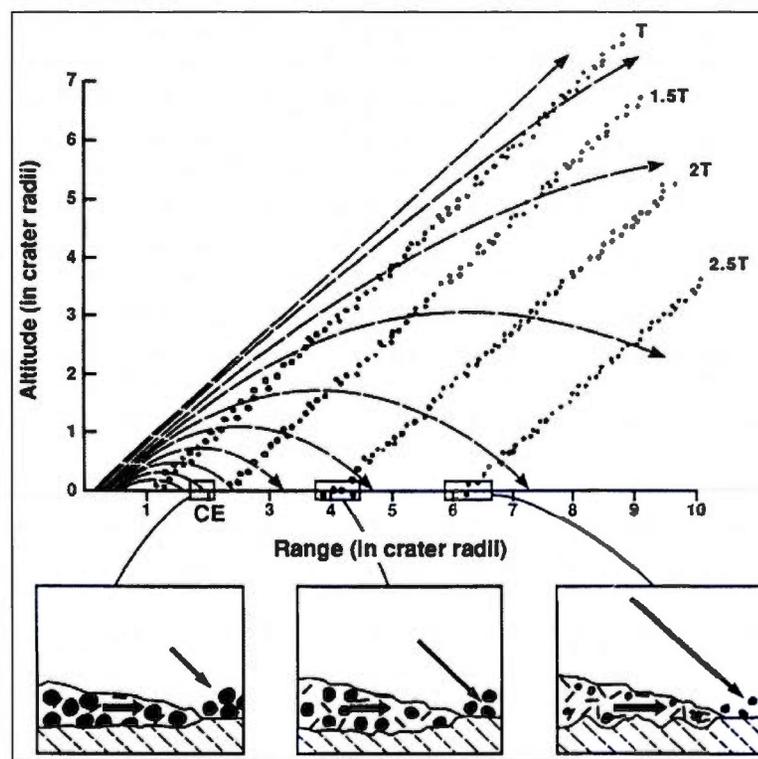


Figure 5.1 Trajectoires balistiques des éjectas. La bordure de l'astroblème final est située à un rayon de cratère égal à 1 (en abscisse). La couche d'éjecta est représentée à différents instants pendant la formation du cratère : T, 1,5T, 2T et 2,5T ; T étant le temps de formation de l'astroblème (tiré de Melosh, 1989).

5.2 Les éjectas proximaux

La zone située aux alentours de la bordure du cratère transitoire est soumise à des pressions de choc faibles (<1-2 GPa) (Kieffer et Simonds, 1980). Ces pressions entraînent une fracturation et une bréchification du substratum rocheux, mais ne sont pas suffisantes pour engendrer des effets de métamorphisme de choc. Les effets dominants sont associés à l'excavation et l'éjection du matériel du cratère (French, 1998).

La plupart du matériel éjecté au-delà des bordures du cratère est déposé proche du cratère (Melosh, 1989). En terme de rayon de cratère (R_c : distance du centre du cratère à sa bordure), environ 90 % du volume projeté est déposé à moins de $5 R_c$ du centre de l'astroblème (French, 1998). Ces éjectas formeront un dépôt continu pouvant atteindre une épaisseur de quelques dizaines à quelques centaines de mètres, en fonction de la taille de

l'astroblème. L'augmentation de la distance au cratère entraîne une diminution de l'épaisseur ainsi qu'une perte croissante de continuité latérale de l'éjecta.

Les éjectas proximaux ne sont pas homogènes et sont constitués d'unités lithologiques distinctes provenant de différentes zones du cratère transitoire. Ils sont ensuite transportés par différents types de mécanismes vers le site de dépôt. Le mélange durant les phases d'éjection et de dépôt n'est pas complet et l'éjecta qui entoure le cratère contient la même diversité de roche que celle trouvée en remplissage au sein de la structure : brèches lithiques, suévites et roches fondues (French, 1998).

Sur Terre, la plupart des éjectas proximaux sont associés à des astroblèmes relativement jeunes car l'érosion les affecte grandement. Pour les structures plus anciennes, Dence (1965, 1968) a déterminé que les roches choquées étaient préservées dans les roches cibles immédiatement sous le cratère et dans les brèches et roches fondues remplissant le cratère. Seuls deux éjectas proximaux ont été complètement décrits : l'éjecta proximal du Ries (von Engelhardt et al., 1995) et la Formation d'Albion de Chicxulub (Pope et al., 1999).

5.3 Les éjectas distaux

Les éjectas distaux se situent dans une zone distante de plus de 5 Rc du centre du cratère (French et Koeberl, 2010). Ces éjectas, représentant environ 10 % du volume projeté (French, 1998), peuvent être observés à l'échelle régionale, voire mondiale, du fait du transport dans la haute atmosphère de fines particules. C'est notamment le cas pour l'éjecta marquant la limite K-T, associé à l'impact majeur de Chicxulub (Mexique) (Alvarez et al., 1980 ; Claeys et al., 2002), et celui associé à la structure de Popigai (Russie) (Whitehead et al., 2000) qui se retrouvent au niveau mondial que ce soit en domaine continental ou marin. Une particularité est observée pour ces éjectas puisque la présence de sphérules de verre diaplectique pure (généralement < 1 millimètre) est remarquée sous forme de gouttelettes solidifiées provenant de la fonte des minéraux ou de vapeur condensée (fig. 5.2) (French, 1998). Ces sphérules, dont les morphologies s'apparentent à des larmes, des haltères ou des sphères, sont communément appelées microtectites ou microkristites (Glass et Simonson, 2012). Ces formes rotationnelles sont produites par rotation rapide de gouttelettes encore fondues lors du transport par des phénomènes aériens et balistiques (Glass et Simonson, 2012).

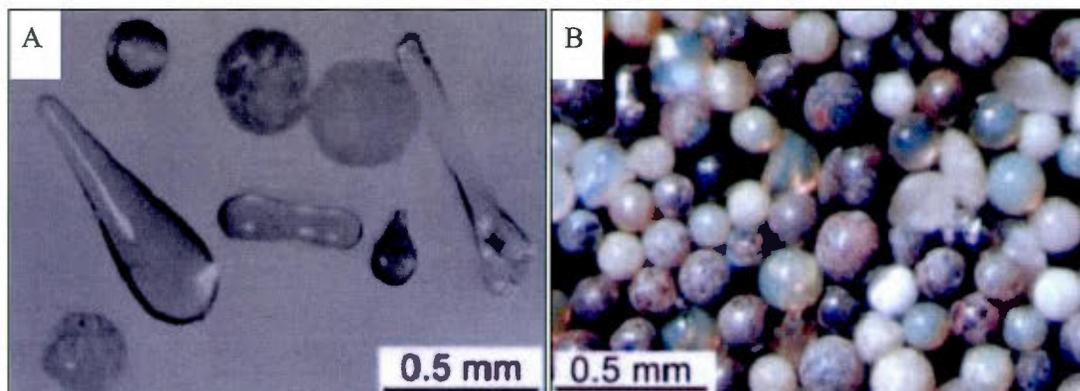


Figure 5.2 Microtectites et microcrystites cénozoïques. **A** : Microtectites australasiennes montrant les différentes morphologies pouvant être adoptées. **B** : Sphérules de clinopyroxène (microcrystites) du nord-ouest de l’océan Indien (tiré de Glass et Simonson, 2012).

Les éjectas distaux, dont l’épaisseur dépasse rarement quelques centimètres, se présentent sous forme de dépôts clairsemés non continus. Ils contiennent, tout comme les éjectas proximaux, des évidences d’impact comme la présence de fragments de roches et de minéraux choqués, du matériel fondu, le tout baignant dans une matrice fragmentaire (French, 1998). Une signature chimique et isotopique en EGP est souvent associée. Cependant, des cas existent où des éjectas distaux ne comportent ni signature chimique extraterrestre, ni minéraux ou roches choqués (par. 5.5). Selon Koeberl et al. (2002), une telle absence proviendrait d’une faible abondance de débris impactés disséminés dans une grande quantité de matrice.

Sur les 180 structures d’impacts connues à ce jour sur Terre, seuls 28 éjectas distaux ont été recensés. Ces derniers se retrouvent à toutes les échelles de temps puisque des datations relatives, ou plus rarement absolues, donnent des âges compris entre 3470 à 0,8 Ma (Glass et Simonson, 2012). Seuls 8 éjectas distaux ont été associés à des astroblèmes connus. Pour les autres, une destruction de l’astroblème par érosion, par des mouvements tectoniques ou un enfouissement de la structure sous des couches sédimentaires sont les hypothèses les plus couramment citées (French, 1998 ; Glass et Simonson, 2012).

5.4 Distribution temporelle des éjectas au Précambrien

La présente étude nécessite une attention particulière des éjectas d'impacts au Précambrien et plus particulièrement au Protérozoïque, date de dépôt de la Formation de Chibougamau.

La période précambrienne englobe 88 % de l'histoire terrestre, mais la plupart des éjectas distaux connus se concentrent dans deux fenêtres temporelles de l'Archéen et du début Paléoprotérozoïque : 3470 à 3230 Ma et 2630 à 2490 Ma (tab. 5.1 ; Lowe et Byerly, 2010 ; Hassler et al., 2011). Trois éjectas distaux sont connus au Protérozoïque entre 1990 et 580 Ma (tab. 5.1) (Cannon et al., 2010 ; Chadwick et al., 2001 ; Williams et Gostin, 2005). Les éjectas distaux précambriens sont des archives importantes sur l'histoire des impacts terrestres et forment de très bons marqueurs stratigraphiques (Montanari et Koeberl, 2000). De plus, ces couches sont particulièrement précieuses dans les successions précambriennes puisque des corrélations biostratigraphiques précises sont rarement possibles (Glass et Simonson, 2012). L'observation d'éjectas proximaux archéens est rare du fait de la rapide érosion et/ou de l'enfouissement des astroblèmes et des impactites proximales associées.

5.4.1 Archéen-Paléoprotérozoïque précoce

De $\sim 3,47$ à $\sim 2,49$ Ga, 16 éjectas distaux sont recensés à ce jour (tab. 5.1), mais aucun cratère source n'a été identifié. Ces couches diffèrent de leurs homologues phanérozoïques par une forte abondance en sphérules et en petites particules non-fondues (Glass et Simonson, 2012). Certaines de ces sphérules semblent être des microkrystites, sans remplissage de vésicules, ayant des formes fluidales, nommées « splash forms » (Hassler et al., 2011) incluant plus rarement des formes d'haltères et de larmes. Ainsi, ces microkrystites ont pu être formées comme des gouttes fondues sous des processus balistiques, leur donnant leur grande taille, la présence de vésicules et leurs formes rotationnelles (Glass et Simonson, 2012). Il est à noter qu'un seul cristal de quartz avec des PDFs associés (Rasmussen et Koeberl, 2004) et 23 grains contenant des phases de haute pression de dioxyde de titane (Smith et al., 2010) ont été observés dans 4 des 16 éjectas distaux Archéen-Paléoprotérozoïque précoce, constituant ainsi les seuls indices de métamorphisme de choc de cette période couvrant 980 Ma.

Tableau 5.1

Les éjectas d'impacts distaux et les couches de sphérules au Précambrien (modifié de Glass et Simonson, 2012)

Couche	Localisation	Épaisseur agrégat ¹ (cm)	Âge (Ma)	Évidences d'impact ²	Cratère d'origine proposé
Acraman	Sud Australie	0,5 – 3,5	~580	MS, Sph, Ir, EGP, Os	Acraman
Sudbury	Région du lac Supérieur, É-U	~25	~1850	MS, Sph, Ir, EGP, Os	Sudbury
Grønnesø	Ouest Groenland	~25	~1990	Sph	Inconnu
Dales Gorge ^{3,7}	Ouest Australie	~6	~2490	Sph(qt,rv), Ir, EGP, Cr	Inconnu
Kuruman ^{3,8}	Afrique du Sud	~0,5	~2490	Sph(qt,rv)	Inconnu
Bee Gorge ⁷	Ouest Australie	~1,3	~2540	MS, Sph(qt,rv), Ir, EGP	Inconnu
Reivilo ^{4,8}	Afrique du Sud	2 – 2,5	~2560	Sph(qt,rv), Ir, EGP	Inconnu
Paraburdoo ^{4,7}	Ouest Australie	2	~2570	Sph(qt,rv), Ir, EGP	Inconnu
Jeerinah ^{5,7}	Ouest Australie	0,4 - 20	~2630	MS, Sph(qt,rv), Ir, EGP, Cr	Inconnu
Carawine ^{5,7}	Ouest Australie	~30	~2630	MS, Sph(qt,rv), Ir, Cr	Inconnu
Monteville ^{5,8}	Afrique du Sud	~6	<~2650 >~2588	MS, Sph(qt,rv), Ir, EGP	Inconnu
S5 (Barbeton)	Afrique du Sud	?	~3230	Sph	Inconnu
S4 (Barbeton)	Afrique du Sud	12	~3243	Sph(qt?,rv), Ir, Cr, EGP	Inconnu
S3 (Barbeton)	Afrique du Sud	~30	~3243	Sph(qt,rv), NiSp, Ir, Cr	Inconnu
S2 (Barbeton)	Afrique du Sud	~10 - 70	~3260	Sph(qt), Ir(?), Cr	Inconnu
S6 (Barbeton)	Afrique du Sud	?	~3330	Sph	Inconnu
S7 (Barbeton)	Afrique du Sud	?	~3410	Sph	Inconnu
S1 ⁶ (Barbeton)	Afrique du Sud	~6	~3470	Sph(qt,rv), Ir(?)	Inconnu
Warrawoona (Apex Basalte) ⁶	Ouest Australie	~5	~3470	Sph(qt)	Inconnu

1 : Les épaisseurs d'agrégats sont estimées à partir de l'épaisseur de la couche et du pourcentage de sphérules.

2 : Cr = donnée isotopes Cr ; Ir = anomalie Ir ; Os = donnée isotopes Os ; NiSp = spinelles riche en Ni ; EGP = éléments du groupe du platine avec des ratios proche de la chondrite ; MS = roches et minéraux choqués ; Sph = sphérules altérées ; Sph(qt) = sphérules altérées avec textures « squelettique » ; Sph(rv) = sphérules altérées avec reliques de vésicules.

3 : Ces deux couches de sphérules peuvent être associées au même impact.

4 : Ces deux couches de sphérules peuvent être associées au même impact.

5 : Ces trois couches de sphérules peuvent être associées au même impact.

6 : Ces deux couches de sphérules peuvent être associées au même impact.

7 : Couche du Bassin Hamersley. Voir figure 5.3.

8 : Couche du Bassin West Grialand. Voir figure 5.3.

5.4.2 Milieu Paléoprotérozoïque-Néoprotérozoïque

De $\sim 1,99$ à $\sim 0,58$ Ga, trois éjectas distaux sont recensés (tab. 5.1). Deux d'entre eux sont associés à des structures d'impact connues, soit l'astroblème de Sudbury (Canada) daté à 1850 ± 1 Ma (Davis, 2008 ; Cannon et al., 2010) et l'astroblème Acraman (Australie) daté à ~ 580 Ma (Calver et al., 2004 ; Williams et Gostin, 2005). La troisième, la couche Grænsesø au Groenland, datée à ~ 1990 Ma, ne possède pas à ce jour de structure associée, mais des hypothèses telles que les structures de Vredefort (Afrique du Sud, 2025 Ma) ou de Sudbury ont été proposées (Chadwick et al., 2001).

5.5 Étude de cas

5.5.1 Archéen-Paléoprotérozoïque précoce

Deux éjectas distaux datés à ~ 3470 Ma (tab. 5.1), possédant probablement un lien génétique (Byerly et al., 2002), ont été identifiés en Afrique du Sud et en Australie (fig. 5.3 ; Glass et Simonson, 2012). Des sphérules, provenant de la fonte de silicates, sont présentes en forte abondance et sont entièrement remplacées par du quartz, séricite, chlorite et d'autres phases minérales durant la diagenèse et le métamorphisme de faible grade (Lowe et al., 2003). Ces éjectas peuvent atteindre une épaisseur de 3,1 mètres localement et encaisser des horizons pluridécimétriques de sphérules non remaniées formées par retombée directe (Lowe et al., 2003). Les échantillons montrent pour la plupart une forte contamination en Ir extraterrestre (KYTE et al., 2003) mais aucun effet de métamorphisme de choc n'est recensé.

Trois éjectas archéens (Carawine, Jeerinah et Monteville) ont été corrélés sur des bases géochimiques, pétrographiques et stratigraphiques et semblent être reliés à un impact à ~ 2630 Ma (tab. 5.1 ; Glass et Simonson, 2012). Ces horizons possèdent une forte contamination en Ir, Cr et/ou EGP, des sphérules altérées et seul l'éjecta Jeerinah a permis l'observation d'un quartz choqué favorisant un impact en domaine continental. Ce dernier, d'une épaisseur maximale de 5 millimètres, contient des sphérules montrant des textures squelettiques et de dévitrification. Ces sphérules proviennent de la fonte de silicates remplacés par des sulfures, des carbonates et des feldspaths potassiques lors des processus diagénétiques (Rasmussen et Koeberl, 2004). Aucune structure d'impact source n'a été proposée pour ces trois horizons.

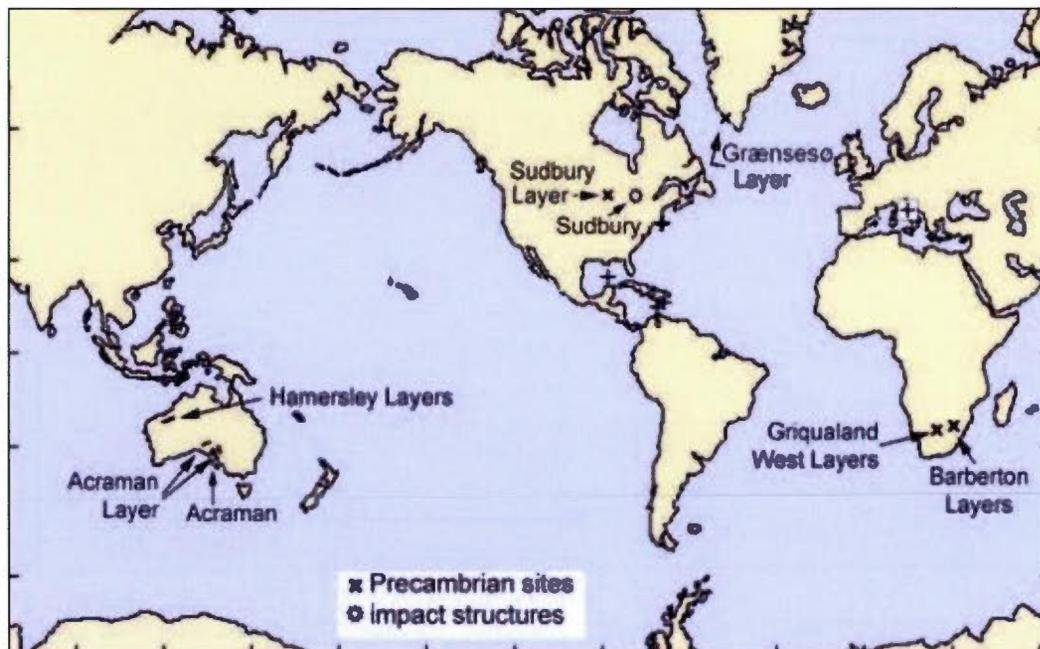


Figure 5.3 Localisation des couches d'éjectas et de sphérules précambriennes. Les deux sites d'impacts précambriens postulés sont localisés sur la carte : Sudbury et Acraman. Les couches Hamersley réfèrent aux couches de sphérules Dales Gorge, Bee Gorge, ParaBuradoo, Jeerinah et Carawine (tabl. 5.2) (modifié de Glass et Simonson, 2012).

5.5.2 Milieu Paléoprotérozoïque-Néoprotérozoïque

Chadwick et al. (2001) ont découvert un éjecta au Groenland, nommé la couche de sphérule Grænsesø (fig. 5.2). Initialement, les sphérules ont été interprétées comme des microfossiles du fait de leur forme sphérique et de la présence d'inclusions carbonatées. Une réinterprétation comme produits d'impact a été proposée suite à l'observation de formes fluidales typique de microtectites, de possibles remplacements de cristaux de spinelles à textures squelettiques et de sphérules dévitrifiées. L'analyse d'un échantillon de sphérule a révélé une faible anomalie en Ir à 0,02 ppb et aucun minéral choqué n'a été détecté en lames minces. Même si ce faible résultat en Ir et l'absence de PDFs ne sont pas déterminants pour prouver une origine météoritique, Chadwick et al. (2001) ne l'infirmant pas non plus, puisque des éjectas phanérozoïques ne possèdent aucun enrichissement en Ir et que seuls deux éjectas précambriens comportent des minéraux choqués. Un remaniement post-dépositionnel par des courants ou des vagues générés par l'impact, a été suggéré par l'observation du mélange de

sphérules avec du matériel épiciastique bien trié et des fragments cherteux. Cette couche pourrait représenter un impact majeur car l'épaisseur métrique accumulée excède celle de l'éjecta distal de la limite K-T (Chadwick et al., 2001).

La structure de Sudbury est un des astroblèmes les plus étudiés au monde vu l'importance économique qu'il représente pour l'extraction du Ni-Cu-EGP (Jébrak et Marcoux, 2008). Une composante importante manquante de l'histoire de Sudbury portait sur le caractère et la distribution des éjectas associés. Addison et al. (2005) ont été les premiers à documenter l'existence de tels éjectas à textures bréchiques et ar la suite, 12 sites supplémentaires ont été découverts (Cannon et al., 2006 ; Cannon et Addison, 2007 ; Pufahl et al., 2007 ; Cannon et al., 2010). Ces dépôts (fig. 5.3) été recensés comme des brèches reliées à des processus volcanique ou de slumping sous-marins sur les cartes géologiques de « U.S. Geological Survey ». Depuis la découverte de reliques de PDFs dans des grains de quartz associés à des sphérules et fragments de verres dévitrifiés altérés ainsi que des lapilli accréionnaires, une réinterprétation par une origine d'impact météoritique a été proposée (Cannon et al., 2010). La plupart des grains de quartz contenant des PDFs sont « décorés » car la présence d'inclusions de fluides est observée le long des micro-fractures (French, 1998). Les grains de quartz sont subarrondis indiquant qu'ils sont dérivés d'un sédiment. Les lapilli accréionnaires, similaires à des lapilli volcaniques (Kring, et al., 2006), ont été associés à une origine d'impact par la présence de quartz choqués (Cannon et al., 2010). De tels lapilli ont été observés dans d'autres éjectas d'impact comme au Ries en Allemagne (Graup, 1981), à Popigai en Russie (Masaitis, 2003), et à Chicxulub au Mexique (Pope et al., 1999). Les sphérules et fragments de verre représentent jusqu'à 50 % de la roche sont tous fortement altérés en chlorite, séricite et carbonate. La présence de fragments cherteux anguleux et de formations de fer sous-jacentes à l'éjecta indique que les éjectas et le site impacté de Sudbury se situaient en milieu tidal à marin profond (Cannon et al., 2010). Les répétitions de lits riches en lapilli, la variation locale d'épaisseur et le mélange avec du matériel sédimentaire local indiquent un remaniement des dépôts riches en lapilli sous des conditions de haute énergie (Cannon et al., 2010). Des datations relatives montrent que ces éjectas sont corrélables à l'impact de Sudbury à 1850 Ma (Schneider et al., 2002).

Seul un éjecta proximal a été recensé au Mésoprotézoïque. Cet horizon, situé en Écosse, a tout d'abord été décrit comme d'origine volcanique (Stewart, 2002). Il s'observe de façon plutôt continue sur une distance de 50 kilomètres et possède une épaisseur maximale de 22,4 mètres (Amor et al., 2008). L'unité est homogène, contenant 50 % de fragments de verres dévitrifiés, des clastes arrondis de mudstones, de grès et de gneiss, le tout baignant dans une matrice faiblement triée. Des quartz et biotites choqués fournissent des évidences de métamorphisme de choc de haute pression, tandis que des valeurs en isotopes du Cr et la teneur élevées en EGP indiquent un apport météoritique. L'hypothèse d'un éjecta proximal est favorisée par l'observation d'une continuité latérale sur 50 kilomètres et d'une reconfiguration soudaine du drainage régional attribué à la formation d'un lac post-impact (Amor et al., 2008). Cette unité peut être décrite comme une suévite, une brèche polymictite à matrice clastique avec des fragments de verre cogénétiques.

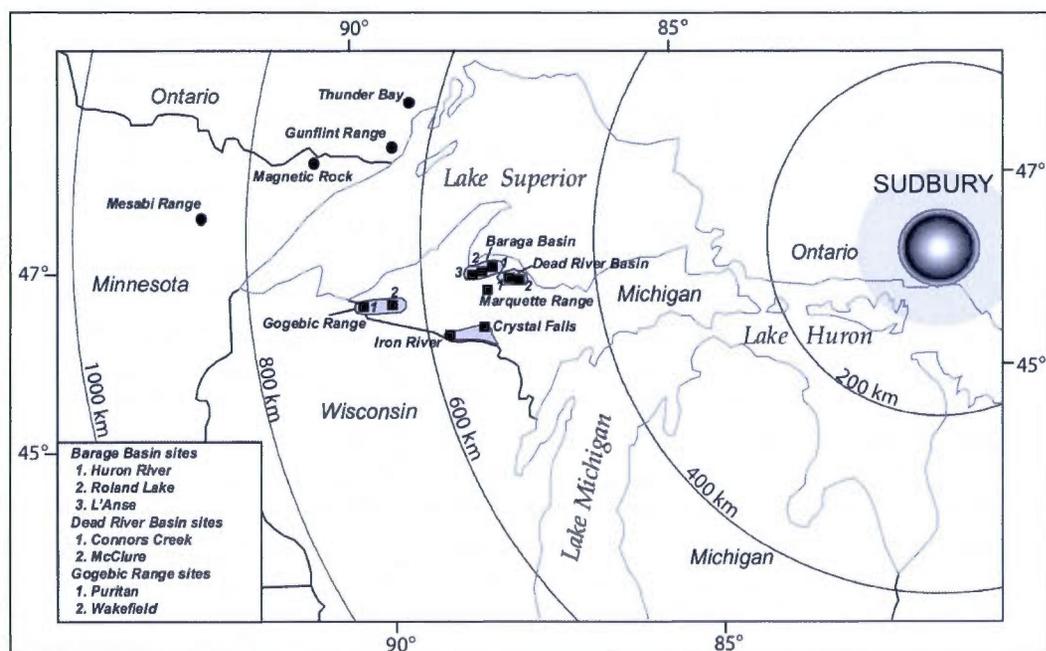


Figure 5.4 Carte de localisation des éjectas distaux associés à la structure de Sudbury. Étude d'Addison et al. (2005) : sites Mesabi Range, Gunflint Range et de Thunder Bay. Étude de Cannon et al. (2010) : sites Baraga Basin, Dead River Basin et Gogebic Range. Étude de Jirsa et al. (2008) : site de Magnetic rock. Les cercles concentriques montrent la distance du point d'impact présumé près de Sudbury, en Ontario (tiré de Cannon et al., 2010).

5.6 Résumé du chapitre

Les éjectas d'impact constituent l'ensemble des dépôts à textures bréchiques projetés lors de la phase d'excavation (par. 4.1). Ils sont divisés en deux groupes, les éjectas proximaux et les éjectas distaux, qui sont fonction de la distance du centre du cratère. Ces deux groupes d'éjectas présentent cependant des caractéristiques communes. Leur distribution est régie par des phénomènes de transport aérien et balistique et ils contiennent, dans la plupart des cas, des indicateurs d'effet de métamorphisme de choc comme des fragments de roches ou de minéraux choqués, des fragments de verres dévitrifiés à différents stades et leur signature chimique et isotopique peut montrer une contamination extraterrestre.

Les éjectas proximaux, représentant 90 % du matériel projeté hors du cratère, se caractérisent par une relative continuité et une épaisseur parfois conséquente des dépôts qui diminuent avec l'éloignement au cratère. La plupart des éjectas proximaux observés sur Terre sont associés à des cratères relativement jeunes car l'érosion les affectent grandement au cours du temps.

Les éjectas distaux, représentant 10 % du matériel projeté hors du cratère, sont caractérisés par une discontinuité latérale des dépôts et une épaisseur de l'ordre du centimètre. Lors d'un impact majeur, ces dépôts peuvent être observés au niveau mondial. Ces éjectas sont souvent caractérisés par une forte abondance en sphérule, provenant de la fonte de minéraux et de leur transport aérien.

Cependant, il est à noter que l'étude d'éjectas précambriens reste difficile, car de nombreux exemples montrent que ces dépôts ne possèdent ni évidences de métamorphisme de choc, ni composantes météoritique. Pour les effets de métamorphisme de choc, une telle absence s'explique par la distribution de ces éléments dans la grande quantité de matériel déposé. L'absence de signal extraterrestre provient de phénomènes d'altérations métamorphiques ou hydrothermaux postérieurs à l'impact engendrant un changement de la composition originelle des impactites. De plus, la détection d'éléments sidérophiles extraterrestres sur des impactites peut être difficile dans le cas où l'impacteur serait une achondrite, puisque cette classe de météorite ne possède pas une abondance significative en éléments sidérophiles.

CHAPITRE VI

LES DIAMICTITES OU SIMILITUDES ENTRE TILLITES ET ÉJECTAS D'IMPACT

Depuis les trois dernières décennies, des études sur les processus d'impact météoritique sur Terre et sur la formation des impactites associées ont permis une meilleure compréhension de ces phénomènes catastrophiques. La preuve la plus frappante en ce sens est que de nombreuses formations géologiques anciennement interprétées comme d'origine glaciaire ou volcanique sont connues aujourd'hui comme étant des impactites. L'observation de certains critères morphologiques semble déterminante pour prouver une origine glaciaire, cependant, au regard de ces critères quelques problèmes persistent à associer ces lithologies à une origine glaciaire. Ce chapitre posera tout d'abord la problématique qui réside entre ces types de dépôts, puis seront abordés les similarités texturales et structurales de ces dépôts. Un modèle d'impact en domaine marin peu profond sera ensuite exposé afin de voir quels sont les structures sédimentaires qui se développent dans un tel cas et les similitudes observées avec la classification des tillites.

6.1 Problématique

La première évidence d'une distribution spatio-temporelle de glaciations pré-cénozoïque est l'apparition de tillites. Ces dernières sont souvent caractérisées par des diamictites et des dépôts associés comme observés dans la formation glaciaire de Gowganda (fig. 2.2 ; Eyles et Young, 2003). Des caractéristiques morphologiques ont été déterminées par Hambrey et Harland (1981) pour décrire ces dépôts glaciogéniques (sec. 2.3). Des dépôts possédant ces caractéristiques ont été décrits à la transition Archéen-Paléoprotozoïque, au Néoprotozoïque, et durant le Paléozoïque et le Cénozoïque (fig. 2.1 ; Eyles et Young, 2003).

Depuis une trentaine d'années, de nombreuses analyses sédimentologiques des diamictites et sédiments associés ont fourni de nouvelles évidences sur les processus de formation. Ces dernières seraient produites, en grande partie, par la sédimentation de coulées de débris et de coulées massives de matériel à grains plus fins souvent associée à des dropstones (Gravenor et al., 1984 ; Visser, 1990 ; Visser et al., 1987). Un modèle conceptuel de formation des diamictites glaciogéniques et sédiments associés est présenté à la figure 6.1. Une réinterprétation de nombreuses diamictites a ainsi été proposée comme des sédiments remaniés par les glaciers, se redéposant sous forme de coulées massives sur des plateformes marines ou en bassins peu profonds avec la mise en place de dropstones provenant de la fonte d'iceberg (Von Brunn et Gravenor, 1983 ; Mustard et Donaldson, 1987).

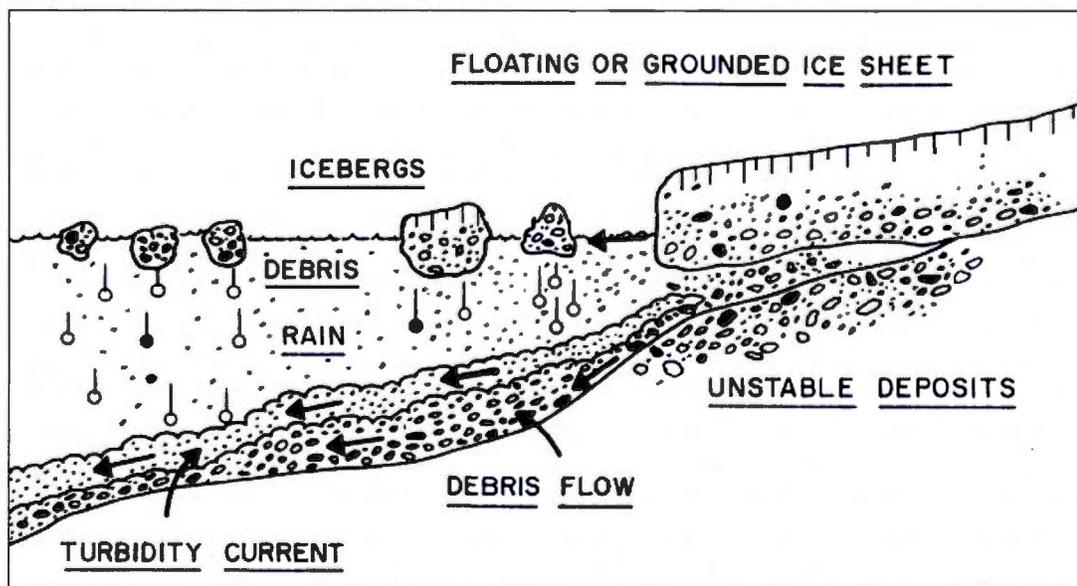


Figure 6.1 Modèle actuel de déposition des diamictites et sédiments glaciogéniques associés décrits comme le produit de coulées de débris et de courants de turbidité en domaine subaquatique et schéma de la mise en place des dropstones à partir des radeaux de glace. Localisation à la marge d'une couche active de glace (tiré de Rampino, 1994).

Un autre procédé pouvant produire des coulées de débris considérables à grande échelle est la retombée d'éjecta d'impact (Oberbeck 1975). Des calculs de production d'éjecta depuis 2,0 Ga, en tenant compte de taux moyens estimés d'impact, ont conduit Marshall et Oberbeck (1992) ainsi qu'Oberbeck et al. (1993) à considérer : - qu'au moins 10 % de la surface de la

Terre pourrait avoir été recouverte par des éjectas d'une puissance supérieure à 10 mètres ; et, - qu'environ 2 % de la surface terrestre aurait été recouverte par des éjecta d'une puissance supérieur à 200 mètres. Cependant, bien qu'il faille tenir compte des processus érosionnels, un tel enregistrement géologique n'est pas recensé. Toutefois, les diamictites présentent un volume et une distribution similaires au calcul d'Oberbeck et al. (1993). Ceci les a amenés à soupçonner que certaines diamictites soient interprétées à tort comme des dépôts glaciogéniques. De plus, des éjectas peuvent présenter des caractéristiques similaires aux dépôts glaciogéniques décrits par Hambrey et Harland (1981) et Gravenor et al. (1984).

6.2 Les similitudes texturales et structurales

La striation des lithologies sous-jacentes, causée parfois par l'écoulement glaciaire (par. 2.3 ; Hambrey et Harland, 1981), peut être causée par une coulée de débris massive qui peut avoir une tout autre origine que glaciaire (Rampino, 1994). Les éjectas d'impact peuvent aussi engendrer des striations du substratum. Hörz et al. (1983) ont observé un décapage et une striation radiale sur les calcaires jurassiques préexistants à l'évènement météoritique du Ries (Allemagne). Cette striation et ce décapage sont dûs au déplacement extrêmement rapide de mégablocs composants la brèche Bunte le long de la surface terrestre suite à l'impact du Ries (fig. 6.2).

L'association de surfaces striées et polies avec des clastes eux aussi striés et facettés n'est pas rare. Certains auteurs ont ainsi directement associé l'observation de ces textures à une origine glaciaire (Hambrey et Harland, 1981). Cependant, ces textures ont été signalées dans des coulées de débris massives dont l'origine glaciaire semble douteuse voire sans rapport avec une action glaciaire (Rampino, 1994). La brèche lithique Bunte (éjecta du Ries), anciennement interprétée comme un till, comporte des fragments striés à la base de cette lithologie (fig. 6.3 ; Hörz et al., 1983). La Formation Pelarda, éjecta prouvé et associé à la structure Azuara (Espagne) possède des caractéristiques similaires à des débris glaciaires puisque des blocs et des galets striés et polis, arrondis à subarrondis, sont présents au sein d'une matrice à grains fins (fig. 6.4 ; Ernston et Claudin, 1990 ; Ernston et Fiebag, 1992).



Figure 6.2 Éjecta d'impact (brèche Bunte) associé à l'impact du Ries. On note la présence de mégablocs au sein de la matrice à grains fins et la texture chaotique du dépôt (tiré de Oberbeck et al., 1993).

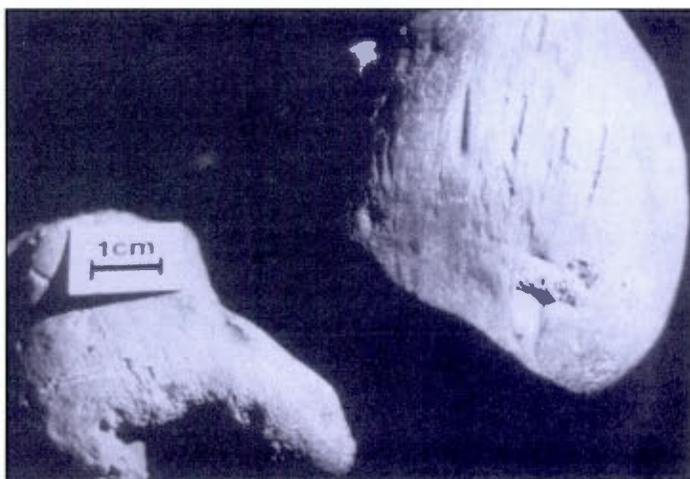


Figure 6.3 Échantillons de calcaire Malmien striés provenant de dépôts fluviatiles du Miocène à la base de la brèche lithique Bunte (tiré de Rampino, 1994).

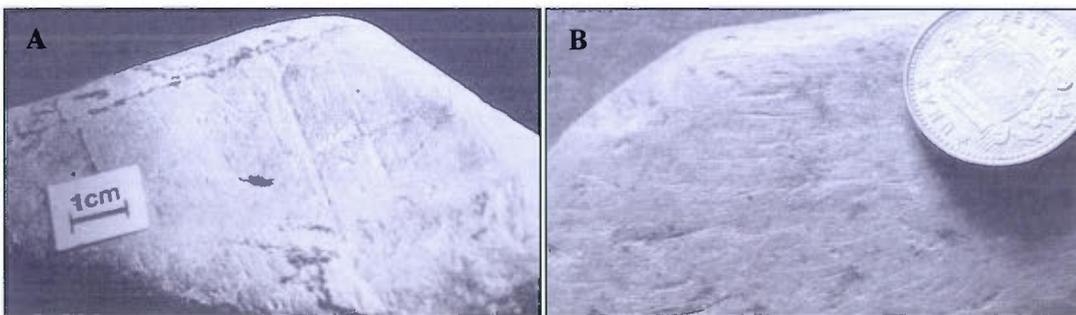


Figure 6.4 **A** : Galet d'une ardoise paléozoïque provenant d'un conglomérat allochtone du Paléogène trouvé dans l'astroblème Azuara. Le galet montre des striations et des traces de brouillage. **B** : Galet d'une ardoise de la Formation Pelarda facetté et strié (tiré de Rampino, 1994).

En plus des textures énumérées précédemment, la présence de dropstones est souvent définie comme une preuve supplémentaire d'une origine glaciaire (fig. 6.1 ; Hambrey et Harland, 1981). Cependant, d'autres phénomènes géologiques peuvent engendrer ce type de morphologie. Lors de l'éruption d'un volcan de type explosif, des fragments pouvant atteindre des tailles plurimétriques sont soudainement éjectés du cratère. Ces derniers, appelés «bombes volcaniques», peuvent être éjectés à des kilomètres à la ronde et former des dropstones dans des séquences sédimentaires non consolidées (fig. 6.5 ; Collinson et Thompson, 1989). Dans certaines séquences d'éjectas d'impact météoritique, l'observation de dropstones n'est pas rare. Cette présence s'explique par la retombée de blocs éjectés dans l'atmosphère, soit sur des coulées de débris associées à l'impact rapidement déposées à la surface, soit sur des sédiments préexistants non consolidés (fig. 6.6 ; Rampino, 1994).

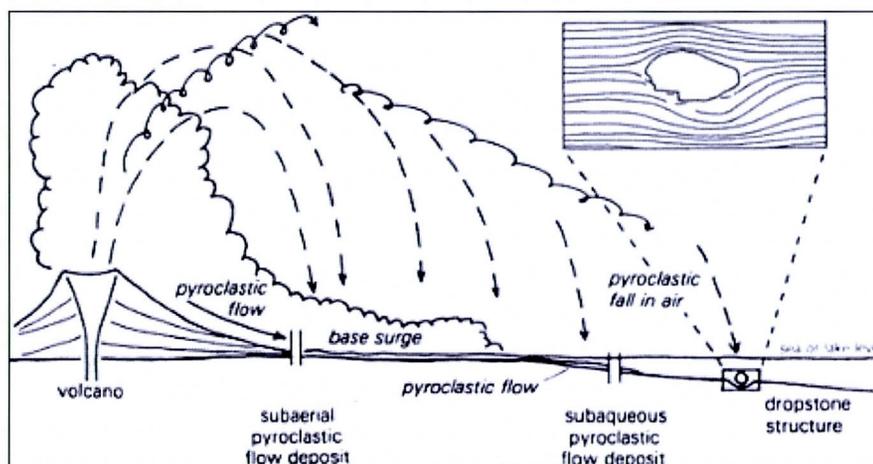


Figure 6.5 Schéma des processus volcanoclastiques où l'on observe les coulées de débris pyroclastiques sur la surface terrestre et la retombée de bombes volcaniques et de particules sur la surface ou sur les sédiments non consolidés pouvant ainsi former des dropstones (modifié de Collinson et Thompson, 1989).

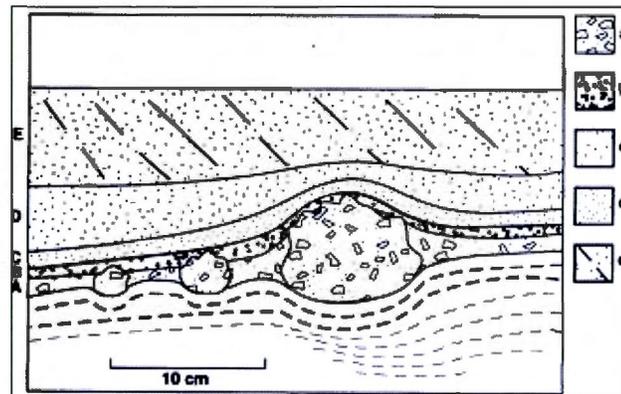


Figure 6.6 Coupe schématique montrant des dropstones de volcanites choqués et éjectés suite à un impact dans des sédiments non consolidés sur le fond marin. **a** : grès faiblement trié encaissant les dropstones de volcanites choqués ; **b** : sable verdâtre provenant des particules en suspension générées lors de l'impact ; **c** : couche litée de sable plus fins que **a** et **b** ; **d, e** : couche lenticulaire de sable à granulométrie variable et dans **e** stratification entrecroisée créée par des courants de turbidités post-impact (tiré de Oberbeck et al., 1993).

6.3 Dépôts associés à un impact généré en domaine marin

McKinnon (1982) suggère que la vitesse de l'onde de choc est plus importante dans la croûte océanique que dans l'eau. Ainsi, les sédiments reposant sur le plancher océanique auraient été mélangés à l'eau marine durant la formation du cratère. Cette formation devrait aussi générer des boues en suspension dans l'eau et, par conséquent, les vagues ou tsunamis résultants seraient un mélange d'eau, de sédiments préexistants et de roches choqués. En 1993, Oberbeck et al. proposent un modèle d'impact météoritique de grande ampleur en domaine marin peu profond. La figure 6.7 montre un schéma explicatif des différentes étapes de ce modèle. La figure 6.7₁ montre l'apparition d'une vague boueuse contenant des fragments de roches impactées lors de la formation du cratère transitoire. Avant le réajustement des bordures du cratère, le rideau d'éjecta se propage à une certaine distance du point d'impact. Cet éjecta a préalablement été trié par des mécanismes aérodynamique et hydrodynamique avant sa déposition sur le fond marin, permettant un classement des dépôts. La figure 6.7₂ montre l'effondrement de la vague boueuse engendrant un tsunami suffisamment érosif sur le fond marin pour remanier les éjectas déposés autant que les sédiments non recouverts par ce dernier. Le réajustement du cratère transitoire entraîne le jaillissement central d'une masse d'eau importante générant à son tour un second tsunami

lors de sa retombée. Plusieurs tsunamis seraient générés avant que la perturbation de la mer ne soit atténuée. Les figures 6.7₃, 4, 5 et 6 montrent les différents tsunamis heurtant une zone deltaïque proximale. Cette zone est directement affectée par des perturbations importantes entraînant des effondrements sédimentaires accompagnés de courant de turbidité. Le ressac du tsunami ayant envahi les terres, ajoute une complication à ces phénomènes puisqu'un remaniement avec des sédiments terrestres est possible.

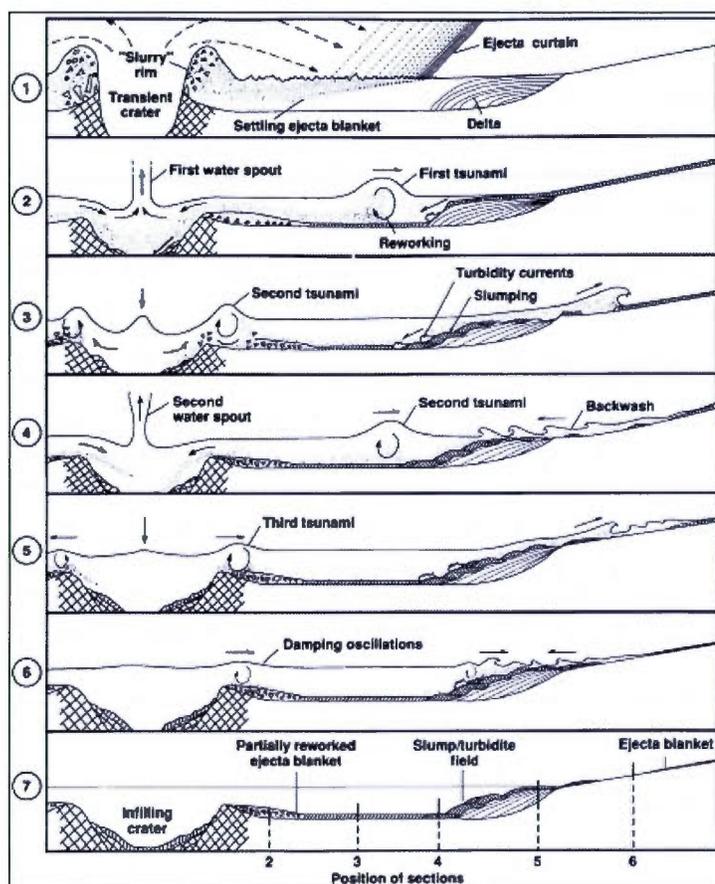


Figure 6.7 Séquence hypothétique de phénomènes produits suite à un impact en domaine marin peu profond. Échelle verticale exagérée (tiré de Oberbeck et al., 1993).

La figure 6.8 montre des séquences sédimentaires générées suite au modèle d'impact proposé par Oberbeck et al. (1993). La coupe 1 montre une région distale du point d'impact où des dropstones affectent des sédiments préexistants non consolidés. L'horizon calcaire sus-jacent est produit par les tsunamis qui l'ont remanié et redistribué sur le fond marin. Les coupes 2 et 3, près de la zone d'impact, montrent des éjectas grossièrement granoclassés avec des lits supérieurs triés par les mécanismes hydrodynamiques. Les couches basales comportent des mégaclastes alors que les couches supérieures sont constituées de matériel

argileux finement laminé produit par des courants de turbidité. Ces derniers pourraient se produire pendant plusieurs années suivant l'impact jusqu'à ce que la pente atteigne son état d'équilibre. La coupe 4 montre un mélange chaotique d'éjectas, de sédiments remaniés, de débris d'effondrement massif et de courants de turbidité érosifs et dépositionnels. La coupe 5 représente des dépôts chaotiques produits par le ressac du tsunami, qui a préalablement emporté des sédiments terrestres. La coupe 6 montre qu'en absence d'une colonne d'eau, l'éjecta démantèle et bréchifie la partie supérieure du substratum rocheux sous le matériel remanié.

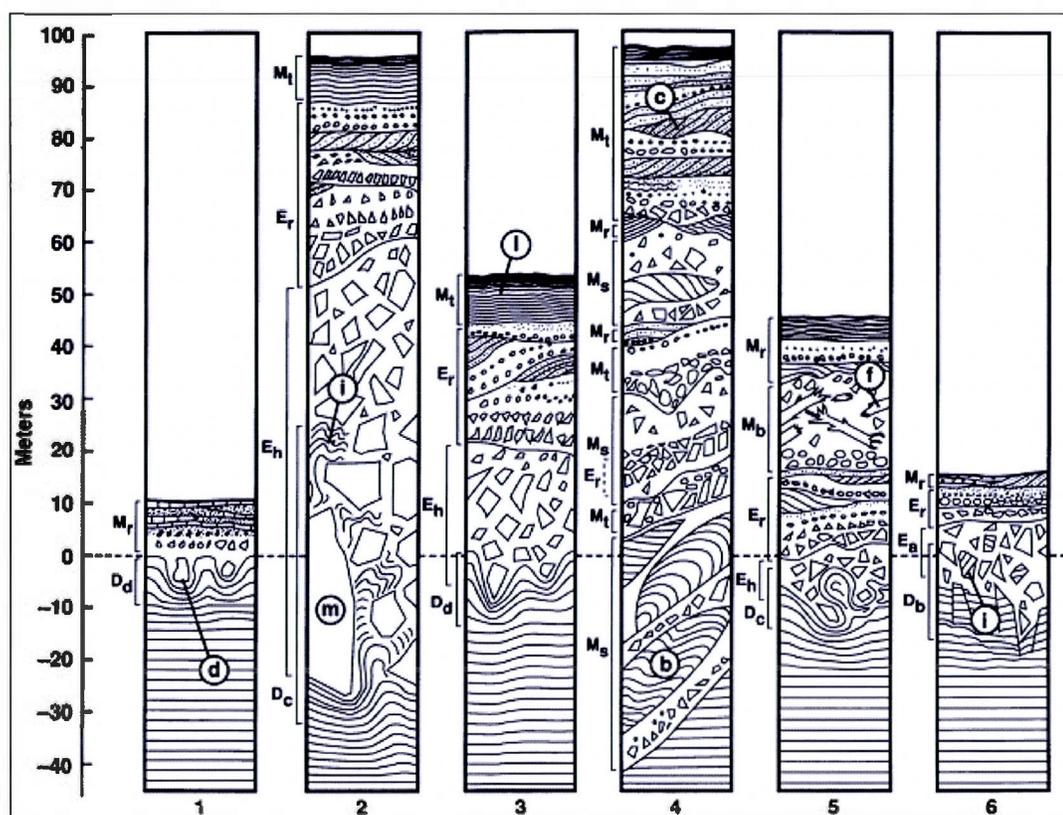


Figure 6.8 Séquences sédimentaires résultant d'un impact météoritique en domaine marin peu profond. La ligne en pointillé représente la surface originelle ; E : éjecta ; E_h : déposé en domaine marin ; E_a : déposé de façon subaérienne ; E_r : remanié, D : substratum perturbé ; D_a : perturbation par des dropstones ; D_c : perturbation de compression ; D_b : bréchification ; M : matériau mobilisé ; M_t : turbidité ; M_s : slump ; M_b : ressac ; M_r : remaniement ; d : dropstone ; m : mégaclastes ; i : injection du substratum ; l : laminations ; b : slump de blocs ; c : stratification entrecroisée (tiré de Oberbeck et al., 1993).

Oberbeck et al. (1993) concluent qu'un impact en domaine marin génère des faciès sédimentaires étendus latéralement et verticalement, très complexes et extrêmement variables d'une localité à une autre. Les fragments choqués ou non sont encaissés dans une matrice à grains fins. Un granoclassement normal est généralement observé. Les dépôts peuvent contenir des couches litées ou massives, triées ou non triées, des blocs erratiques, des dropstones et des structures de litages entrecroisées. Les caractéristiques de ces dépôts sont fonction de leur distance au cratère. Les dépôts les plus épais et pour la plupart à texture massive sont observés au plus proche de la zone d'impact, alors qu'à une distance plus lointaine les dépôts plus fins deviennent plus laminés et mieux triés.

6.4 Similitudes entre éjectas et tillites

Des similarités texturales entre des unités d'éjecta et des séquences de la classification des tillites de Gravenor et al. (1984) ont été constatées par Oberbeck et al. (1993). L'éjecta d'impact du Ries est semblable aux tillites de classe 1 et 2 (Gravenor et al., 1984) du fait qu'il comprend de larges blocs mélangés chaotiquement dans une matrice à grains fins et que les clastes soient striés (fig. 6.3). Les tillites de classe 3 et 4 s'apparentent à l'éjecta d'impact de la limite K-T trouvé à Brazos River (Texas) (Bourgeois et al., 1988). En effet, des textures laminaires, gradationnelles et de slump y sont observées dans les 3 cas. Les dropstones de la classe 4 s'apparentent à ceux observés par Gostin et al. (1986) pour un éjecta précambrien en Australie. Selon Oberbeck et al. (1993), les classes 5 à 7 possèderaient les mêmes caractéristiques que les éjectas de leur modèle d'impact en domaine marin peu profond (par. 6.3), puisque s'y retrouveraient des turbidites et des slumps.

6.5 Résumé du chapitre

Les formations glaciogéniques forment des dépôts qui s'observent à toutes les échelles de temps, depuis l'Archéen. Des analyses sédimentologiques des diamictites et des sédiments associés ont permis une réinterprétation de nombreuses diamictites comme des sédiments remaniés par des glaciers qui par la suite sont déposés comme des coulées de débris massives sur des plateformes ou des bassins peu profonds avec la retombée de dropstones.

L'analyse de certaines diamictites potentiellement glaciogéniques a permis une nouvelle interprétation de ces dernières. Des caractères démontrant une origine glaciaire ont également été observés au sein de lithologies qui sont de nos jours associées à un évènement d'impact météoritiques. La brèche Bunte et la Formation Pelarda en constituent des exemples probants.

Oberbeck et al. (1993) se sont questionnés sur la possible réinterprétation de diamictites glaciogéniques, suite à des calculs démontrant que la surface terrestre devrait contenir un enregistrement plus conséquent des éjectas d'impact. Des modèles d'impact en domaine marin peu profond et des dépôts résultants ont ainsi été proposés (fig. 6.7 et 6.8). Ils ont de plus montré quelques similarités entre la classification des tillites de Gravenor et al. (1984) et des éjectas d'impact reconnus.

Ainsi, à la lumière d'études récentes, certaines diamictites dites glaciogéniques peuvent avoir une toute autre origine. La confusion provient de caractères texturaux et structuraux similaires de ces différents processus sédimentaires. Seules des analyses pétrographiques et géochimiques plus poussées peuvent permettre de préciser leur origine.

CHAPITRE VII

OBSERVATIONS DE TERRAIN ET ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

Une étude pétrographique a été réalisée afin de détecter des évidences d'effets de métamorphisme de choc au sein de la Formation de Chibougamau et de déterminer si cette formation présente les caractéristiques d'un éjecta d'impact. Il est important de rappeler que les seuls indices microscopiques admis en impactologie sont les figures de déformations planaires (PDFs) dans les minéraux, notamment au sein de grains de quartz, le verre diaplectique et certaines phases de haute pression qui ne peuvent être formées par les mécanismes endogéniques. Ainsi, la caractérisation de ce métamorphisme de choc passe par la reconnaissance de ces indices microscopiques, principal objectif de la présente étude. Une première partie traitera de la description des affleurements visités, puis une dernière partie présentera les résultats pétrographiques obtenus suite à l'étude des échantillons récoltés sur ces différents affleurements.

7.1 Description des affleurements échantillonnés

Tableau 7.1

Distribution des lames minces étudiées pour l'analyse pétrographique (cf. fig. 3.1 pour localisation)

Lithologie	Provenance des échantillons	Nombre de lames minces
Conglomérat basal	Canton de McKenzie, Membre inférieur du mont du Radar	4
Diamictite et laminite granoclassée	Canton de McKenzie, Membre moyen du mont du Radar	16
Conglomérat et diamictite	Canton de McKenzie, Membre supérieur du mont du Radar	19
Conglomérat	Canton de Roy, Nord du Lac Chibougamau	5
diamictite	Canton de Richardson, Ouest du lac Richardson	15
Total		59

Un tableau fourni en appendice A présente les coordonnées UTM (Nad 83, Zone 17) des lames minces provenant des échantillons sélectionnés des secteurs étudiés. Le tableau 7.1 présente la distribution des 59 lames minces étudiées par lithologie et secteur.

7.1.1 Canton de Mc Kenzie, secteur du mont du Radar

Au mont du Radar, les roches de la Formation de Chibougamau repose en discordance angulaire sur les unités archéennes à une altitude de 530 mètres et constituent la partie orientale d'une série de cinq collines possédant une orientation OSO-ENE (fig. 3.1). Le cisaillement du lac North, d'orientation similaire à ce chapelet de collines, borde le sud de ce mont. Lors de l'échantillonnage, trois séquences stratigraphiques ont été distinguées. Malgré qu'aucune étude n'a été entreprise par Long (1973) au mont du Radar, due aux interdictions militaires de l'époque, cette superposition de séquences s'apparente à l'interprétation stratigraphique proposée par ce dernier (sec. 3.2.1). Ainsi, une division sous la nomenclature de membre a été effectuée et la figure 7.1 en présente les relations. L'élaboration de ce schéma stratigraphique est permise par l'observation sur le terrain d'un litage dont le pendage a été mesuré à 10° vers le sud.

7.1.1.1 Membre inférieur

Le contact entre les roches archéennes et la Formation de Chibougamau a été observé sur des décapages. À cet endroit, les roches archéennes se caractérisent par des niveaux tuffacés fortement silicifiés recoupés par des veines et veinules de sulfures massifs. Ces roches archéennes montrent une schistosité à pendage subvertical. Un contact franc en discordance angulaire est remarqué et aucune bréchification du substratum n'est observée. Le contact étant ondulatoire, aucune attitude n'a pu être déterminée. Cette séquence discordante protérozoïque comprend des unités conglomératiques encaissant jusqu'à 25 % de clastes subanguleux à arrondis de roches volcaniques, sédimentaires et granitiques. Ces clastes possèdent une taille maximale de 5 centimètres. La matrice gris-verdâtre est composée de grains fins cimentés par un matériel aphanitique. Aucune schistosité pénétrative ou stratification n'est présente. Le contact supérieur n'a pu être observé et l'épaisseur maximale de ce membre est estimée à 15-20 mètres. Les échantillons récoltés à cet endroit sont présentés en appendice A.

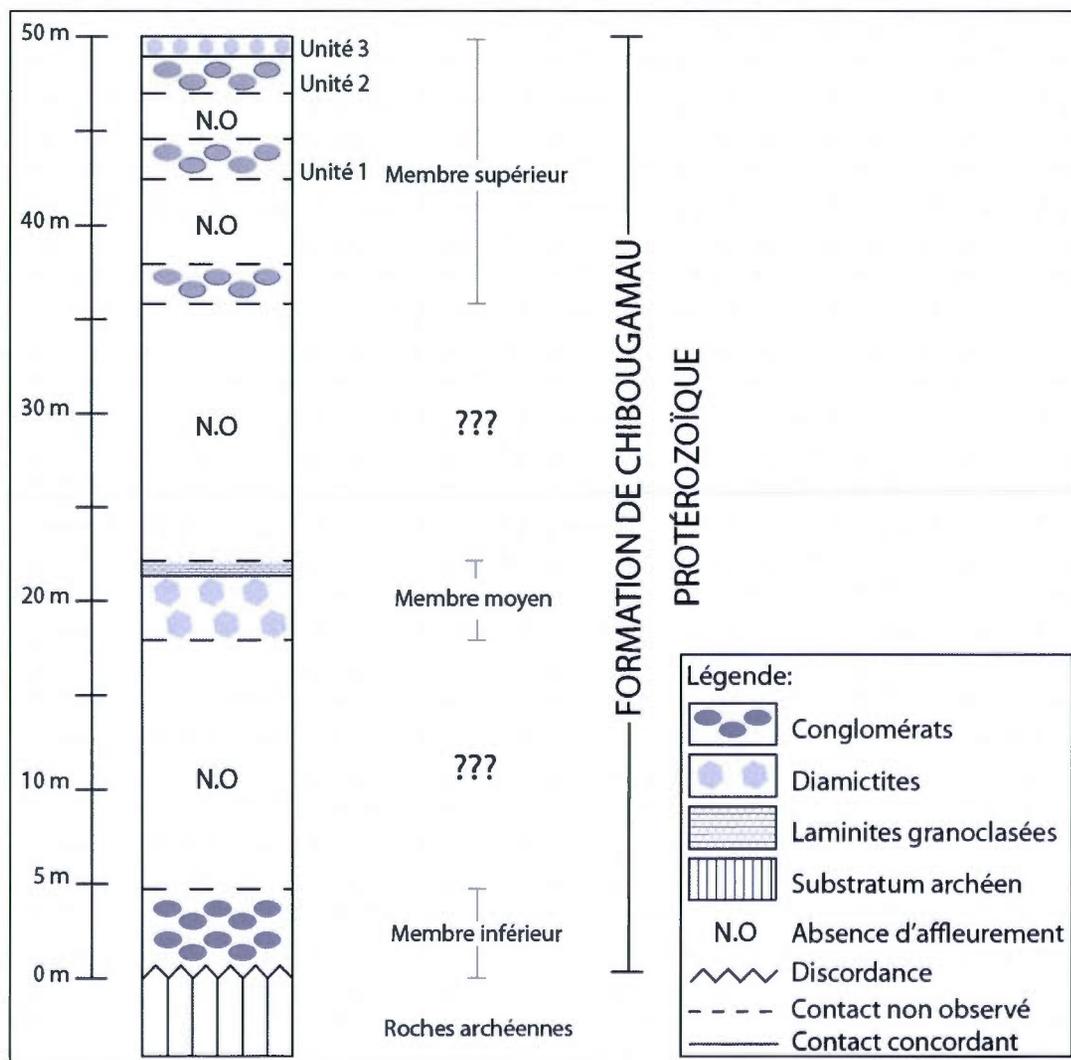


Figure 7.1 Interprétation stratigraphique du secteur du mont du Radar.

7.1.1.2 Membre moyen

Ce membre se compose d'une matrice aphanitique gris-verdâtre englobant jusqu'à 10 % de clastes. Ces clastes, anguleux à subarrondis, sont constitués de 75 % de granitoïdes et de 25 % de roches sédimentaires et volcaniques locales. La taille des clastes varie du centimètre au décimètre. La texture de la roche est généralement massive et non litée, bien qu'un banc pluricentimétrique à litage subhorizontal soit présent en couverture (fig. 7.2A). Qu'elle soit massive ou litée, la roche montre une composition matricielle et des clastes similaires,

soulignant un lien génétique. Au sein de la lithologie massive, des figures de remaniements sont montrées par des imbrications de matrice à grains fins se retrouvant dans une matrice aphanitique et inversement laissant penser à une zone de mélange probablement due à des coulées de débris (fig. 7.2B). Par comparaison aux descriptions de Long (1973, 1974), l'unité massive s'apparenterait aux diamictites, alors que l'unité litée représenterait les laminites granoclassées. Malgré une légère ondulation du contact entre ces unités, une certaine concordance avec le litage subhorizontal des laminites granoclassées est notée. La présence de dropstone dans les laminites granoclassées n'a pu être observée, certainement en raison du petit diamètre des fragments empêchant une perturbation suffisante du litage. Aucune schistosité pénétrative n'a été observée à l'affleurement.

L'épaisseur maximale de ce membre serait de 30 mètres. Aucun contact avec les deux autres membres n'a été observé. Les échantillons récoltés au sein de ce membre sont présentés en appendice A. L'échantillonnage s'est essentiellement concentré sur l'unité diamictique car cette lithologie est souvent sujette à controverse entre une origine glaciaire ou d'impact météoritique (chap. 6). De plus, Long (1973) rapporte que les laminites granoclassées peuvent parfois constituer de larges enclaves encaissées dans ces diamictites (fig. 3.3).



Figure 7.2 A : Zone de contact entre une diamictite et une laminite granoclassée du membre moyen du mont du Radar. B : Echantillon scié FC004 provenant de l'horizon de diamictite et montrant le mélange entre une matrice aphanitique et une matrice fragmentaire. Les échelles sont indiquées par le stylo et la règle.

7.1.1.3 Membre supérieur

Deux affleurements ont été échantillonnés au sein de ce membre et ont permis d'observer différentes unités. L'unité 1 conglomératique (fig. 7.1) comporte 85 % de fragments anguleux à arrondis englobés dans une matrice gris-verdâtre fragmentaire à aphanitique (fig. 7.3A). Les fragments, de tailles centimétriques, sont jointifs et représentés par 70 % de gneiss et de granitoïdes anguleux à arrondis, le reste des fragments étant composé de roches sédimentaires, de roches noirâtres à texture aphanitique et, minoritairement, de roches volcaniques généralement arrondies (fig. 7.3B). Les échantillons FC09-01-02, FC10-03-05A, FC10-03-05B1, FC10-03-05B2, FC10-03-05B3, FC002A et FC002B ont été récoltés au sein de cette unité.

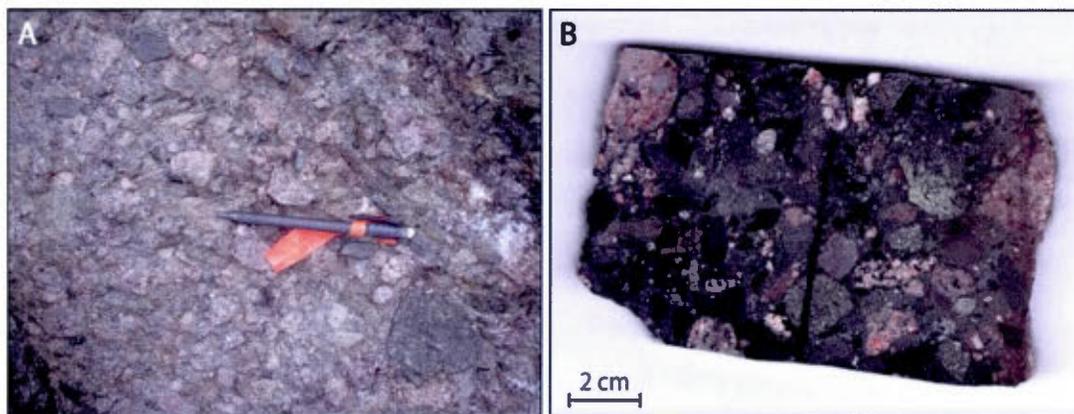


Figure 7.3 A : Conglomérat de l'unité 1 du membre supérieur du mont du Radar. B : Échantillon scié FC10-03-05B2 montrant les diverses lithologies formant les clastes. Les échelles sont indiquées par le stylo et par la barre noire.

Le deuxième affleurement échantillonné comporte deux unités. À la base (unité 2 ; fig. 7.1 et 7.4), on observe une couche de 1.4 mètre d'épaisseur minimum à texture massive. Cette unité conglomératique présente une matrice faiblement triée d'arénite à ciment aphanitique englobant jusqu'à 70 % de clastes plutôt jointifs. Ces clastes, pouvant atteindre 50 centimètres de diamètre, sont généralement subarrondis bien que ceux de tailles centimétriques soient pour la plupart subanguleux. Diverses lithologies les composent, puisque des granitoïdes, pegmatites, cherts, grès verdâtres à grains fins et plus rarement des volcanites sont les clastes les plus rencontrés. Sept échantillons ont été récoltés dans cette

unité à la base de l'affleurement (FC09-01-03A, FC09-01-03-A1, FC09-01-03-B, FC09-01-03-C, FC09-01-03-C1, FC09-01-03-D et FC10-01.14). L'unité 3, en couverture stratigraphique (fig. 7.1 et 7.4), se distingue par une discrète stratification au contact des deux unités. Cette stratification présente un pendage mesuré à 10° vers le sud. L'unité possède une épaisseur minimale de 50 centimètres et présente des clastes de même nature lithologique et une matrice similaire. Cependant, la taille des fragments varie et sont au maximum pluricentimétriques. De plus, les clastes, qui représente 50 % du volume de la roche ne sont pas jointifs et semblent flotter dans la matrice. Ainsi, cette unité constituerait une diamictite provenant d'une coulée de débris, ne présentant aucune analogie avec la diamictite du membre moyen (sec. 7.1.1.2). Deux échantillons ont été récoltés au sein de cette unité (FC09-01-03E et FC09-01-03E1).

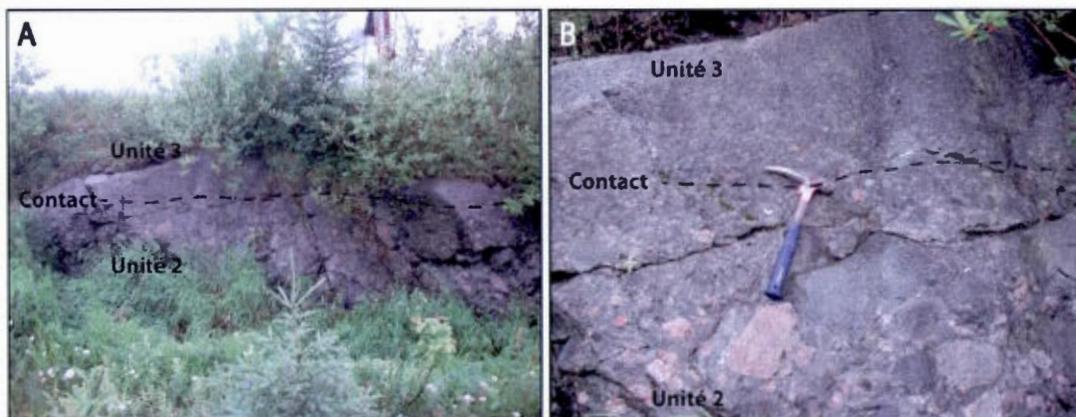


Figure 7.4 Contact entre le conglomérat de l'unité 2 et la diamictite de l'unité 3, membre supérieur du mont du Radar.

7.1.2 Canton de Richardson, à l'ouest du lac Richardson

Le canton de Richardson se situe à 24 kilomètres au nord-est de la ville de Chibougamau. Long (1973) rapporte qu'à cet endroit les roches de la Formation de Chibougamau sont préservées dans un synclinal ouvert plongeant légèrement vers le nord-est sur le bloc affaissé de la faille Waconichi, orientée ESE-ONO (fig. 3.1). Cette faille aurait permis de préserver une partie de cette formation des processus érosionnels.

Un ancien décapage présent à l'ouest du lac Richardson le long d'une route de gravelle, montre une unité diamictique. Cette unité se compose de 30 % de clastes dont le diamètre

varie du centimètre à deux mètres, montrant ainsi le faible triage de la roche. Ces clastes sont constitués d'une grande diversité de lithologies, dont des granites quartzofeldspathiques, des granitoïdes parfois à texture porphyriques, des gneiss, des mylonites, des cherts, des volcanites, des grès à grains fins verdâtres et des fragments noirs à textures aphanitiques. Les blocs sont arrondis à anguleux alors que les clastes d'ordre centimétrique à pluricentimétrique sont anguleux à subanguleux (fig. 7.5A et 7.5B). Cette diversité lithologique des clastes ne semble pas être en lien avec la taille des fragments, puisque les blocs métriques ou les clastes centimétriques peuvent être de la même lithologie. La matrice, constituant jusqu'à 70 % de la roche, est caractérisée par un grain fin à aphanitique indiquant aussi le caractère non trié de la roche (fig. 7.5C et 7.5D). L'analyse des lames minces a permis d'observer que cette matrice est de type fragmentaire. Celle-ci est constituée jusqu'à 80 % de fragments anguleux de l'ordre du dixième de millimètre dans un ciment aphanitique. Ces fragments sont essentiellement constitués de quartz et de feldspaths. La roche est massive, sans stratification ni schistosité.

Selon Long (1973), cette unité diamictique serait comprise dans le membre inférieur de la Formation de Chibougamau, qui est essentiellement constituée d'arénites et de conglomérats. Le contact avec les roches archéennes n'a pu être observé.

Un important échantillonnage a été entrepris sur ce décapage en raison de la grande diversité lithologique des clastes et l'observation de fragments possédant des morphologies de type balistique, questionnable pour une diamictite. Ainsi, de nombreux fragments de diverses natures tout comme la matrice ont été échantillonnés pour l'analyse pétrographique. Les échantillons récoltés sur ce décapage sont présentés en appendice A.

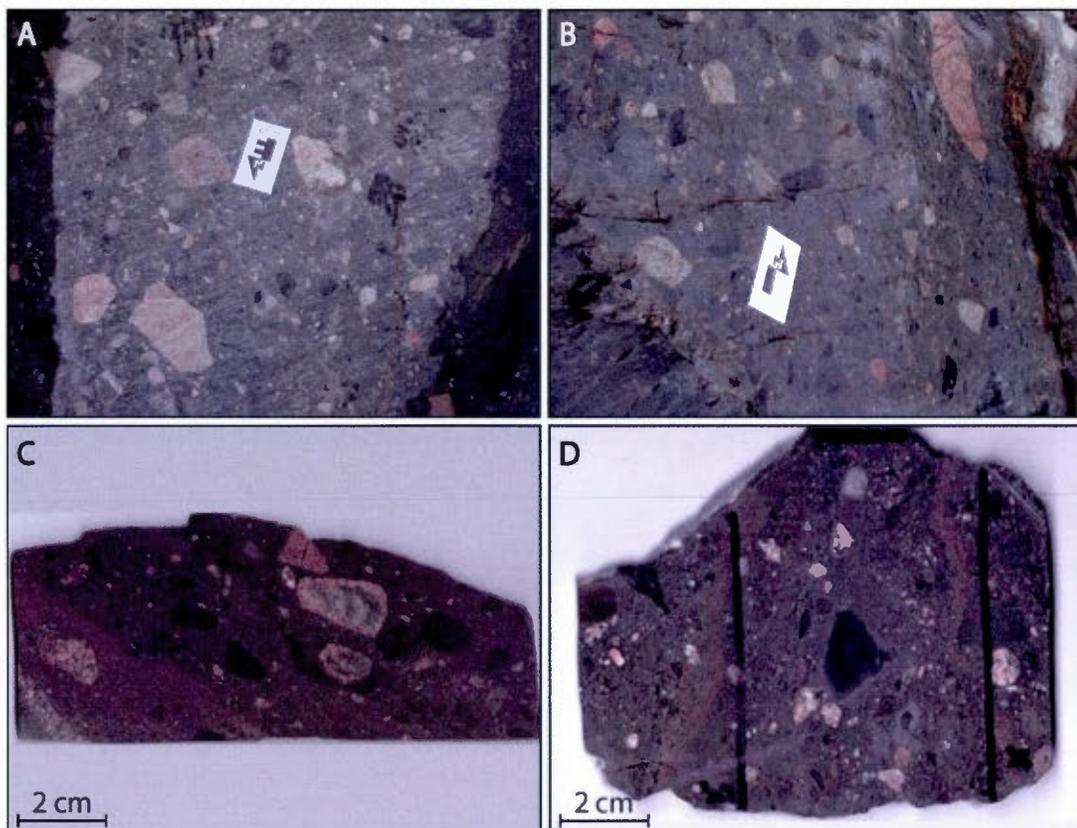


Figure 7.5 A et B : Décapage à l'ouest du lac Richardson montrant une diamectite. C : Échantillon scié FC10-01-07A. D : Échantillon scié FC10-01-07B. Les photos montrent la diversité lithologique des clastes et le caractère non jointif de ces derniers. Les échelles sont indiquées par la règle et la barre noire.

7.1.3 Canton de Roy, secteur nord du lac Chibougamau

La Formation de Chibougamau est recensée dans la partie nord du lac Chibougamau à partir de la baie du Contact (fig. 3.1), à 18 kilomètres à l'est de la ville de Chibougamau. Ces dépôts sont limités à l'Est par le cisaillement McKenzie, structure orientée NE-SO et interprétée par un mouvement dextre. À cet endroit, la Formation de Chibougamau laisse apparaître une schistosité bien développée orientée NE-SO à pendage subvertical. Cette particularité structurale pourrait provenir de l'orogénie grenvilienne et/ou du cisaillement McKenzie.

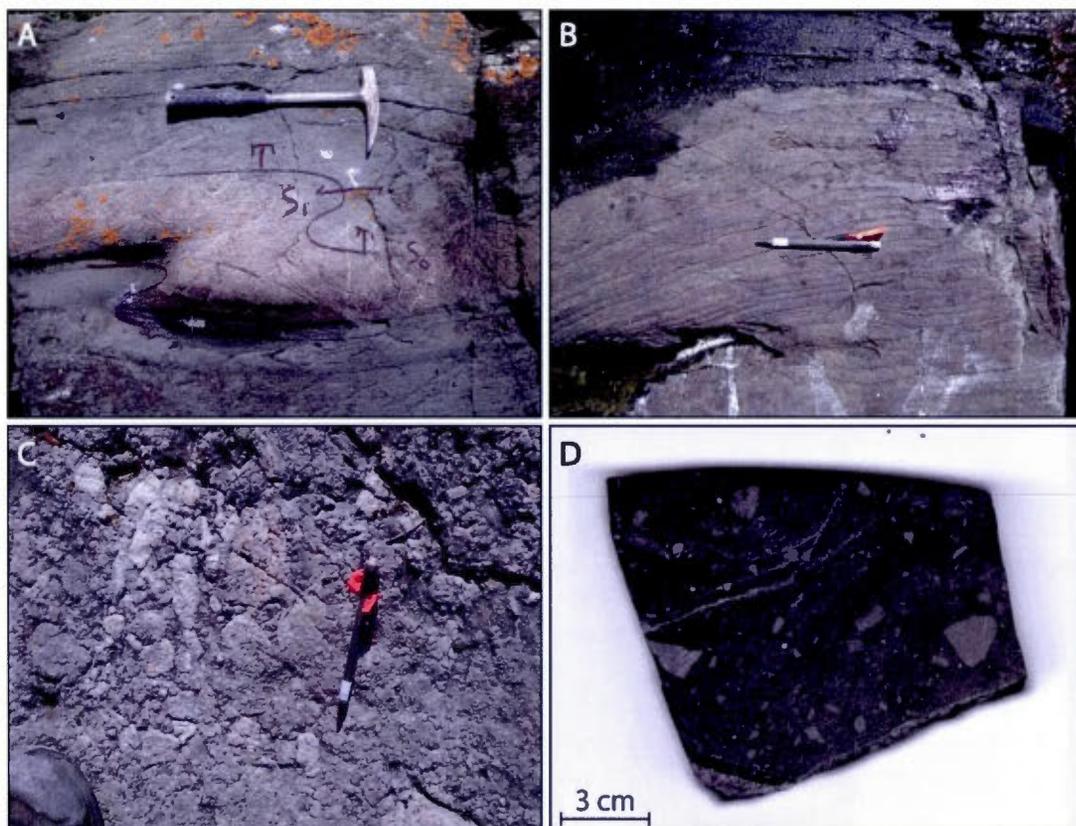


Figure 7.6 Secteur du nord du lac Chibougamau. **A** : Photo montrant l'alternance entre les siltites finement litées et les bancs d'arénite rosée et indiquant les relations stratification/schistosité ainsi que la formation de pli en Z. **B** : lithologie rubanée caractérisée par une alternance de lits centimétriques de niveaux ferrugineux magnétiques et de siltites. **C** : Conglomérat observé à l'affleurement. **D** : Échantillon de conglomérat scié FC10-02-07, notez la différence de faciès comparé aux conglomérats observés dans les autres secteurs.

La majorité des affleurements visités comprennent des conglomérats, des arénites et des siltites. Les conglomérats contiennent jusqu'à 80 % de clastes arrondis à subanguleux de nature lithologique variée (fig. 7.6C). Ces clastes, pouvant atteindre 40 centimètres de diamètre, sont représentés par des granitoïdes, des roches volcaniques et sédimentaires détritiques ou chimiques. Ces conglomérats possèdent une matrice vert-sombre due à une altération à chlorite prononcée (fig. 7.6D). Les cailloux sont légèrement aplatis et possèdent une linéation subparallèles à la linéation régionale archéenne. Les niveaux arénitiques, à texture massive, se composent essentiellement de grains de quartz et de feldspaths dans un ciment sombre à texture aphanitique. Lors de l'échantillonnage de ce secteur, un niveau de

l'eau apparemment très bas du lac Chibougamau a permis l'observation d'un affleurement au milieu du lac. Ce dernier comporte une lithologie rubanée caractérisée par une alternance de lits centimétriques de niveaux ferrugineux magnétiques et de siltites (fig. 7.6B), typique d'une formation de fer. Cette formation de fer fait à cet endroit deux mètres d'épaisseur. La roche encaissante est constituée de siltites finement litées alternant avec des bancs décimétriques d'arénite rosée (fig. 7.6A). Les mesures structurales effectuées sur cet îlot, montrent une schistosité orientée NE à pendage subvertical. Ainsi, la formation de fer semble appartenir à la Formation de Chibougamau puisque la schistosité est identique à celle mesurée sur les conglomérats. De plus, des plis en Z plongeant vers le sud-ouest sont observés sur l'îlot et indiquent une charnière de pli vers le nord-est (fig. 7.6A). Aucun contact n'a pu être observé avec les roches archéennes, mais Mathieu (1966) note dans ce secteur l'observation d'une discordance angulaire avec les roches archéennes. Selon Mathieu (1966), la Formation de Chibougamau forme à cet endroit un synclinal en forme de bassin légèrement déversé vers le nord-ouest. Les échantillons récoltés au sein des unités conglomératiques de la Formation de Chibougamau sont présentés en appendice A.

7.2 Présentation des résultats

7.2.1 Canton de Mc Kenzie, secteur du mont du Radar

7.2.1.1 Membre inférieur

Les 3 trois lames minces provenant du membre inférieur n'ont révélé aucun indice de métamorphisme de choc.

7.2.1.2 Membre moyen

Au sein de l'unité diamictique, deux clastes de roches cristallines quartzofeldspathiques sont affectés par des microstructures planaires. Les minéraux de feldspaths plagioclases et alcalins, composant ces clastes, montrent des micro-fractures parallèles espacées de 3,8 à 7,5 μm (fig. 7.7 et 7.8). Ces micro-fractures ne sont pas confondues avec la macle de Carlsbad (fig. 7.7D) et les macles polysynthétiques (fig. 7.8B) des feldspaths, constituant ainsi, avec

les espacements mesurés, de véritables PDFs. De plus, le minéral de feldspath alcalin présente des zones totalement isotropes en lumière polarisée analysée (LPA) (fig. 7.7B et 7.7D), alors qu'en lumière naturelle (LN) on remarque une disparition des PDFs et de la macle de Carlsbad dans ces zones isotropes (fig. 7.7A et 7.7C). Cette absence de PDFs et de la macle est souvent rencontrée sur des minéraux partiellement transformés en verre, confirmant l'observation de maskélynite (French, 1998). Des PDFs avec espacements de 2 à 11,6 μm ont aussi été observés au sein de minéraux de quartz constitutifs des clastes de roches cristallines (fig. 7.8C et 7.8D).

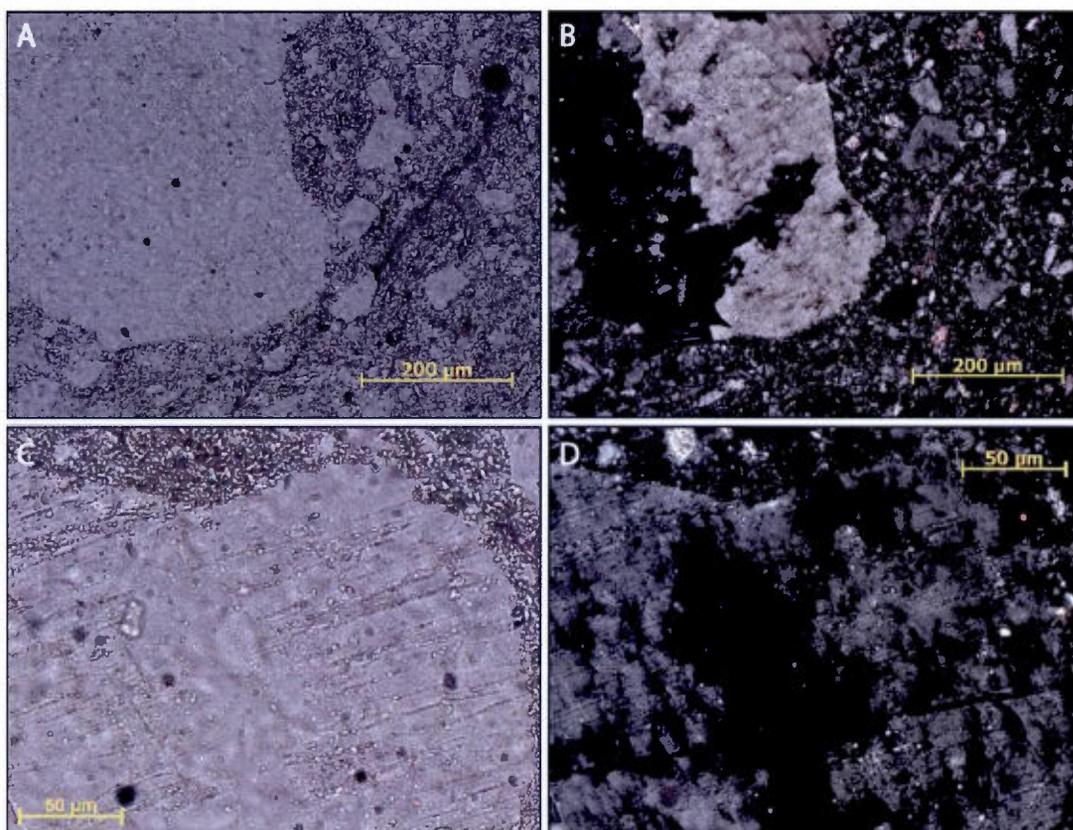


Figure 7.7 Feldspath d'un claste de roche quartzofeldspathique affecté par des PDFs et partiellement transformé en maskélynite (FC09-01-01B1). Sur les photos **B** et **D**, on observe l'isotropie totale dans toutes les orientations. Les photos **C** et **D** montrent l'orientation différente des PDFs et de la macle de Carlsbad. Lumière naturelle (**A**, **C**), lumière polarisée et analysée (**B**, **D**).

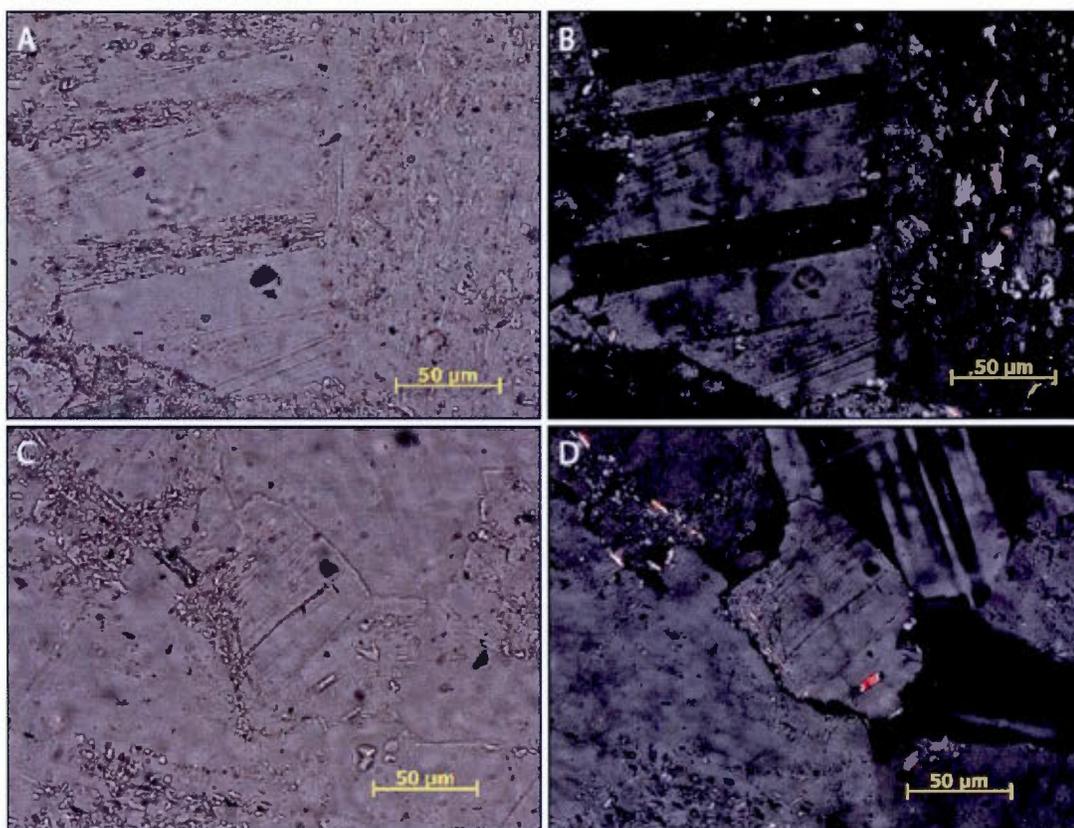


Figure 7.8 Plagioclase (A, B) et quartz (C, D) affectés par des PDFs au sein d'un claste de roche quartzofeldspathique (FC09-01-01B1). On observe que les PDFs et les macles polysynthétiques du plagioclase ne sont pas confondus. Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée et analysée (B, D).

La matrice de la diamictite montre plusieurs grains individuels de feldspaths affectés par des micro-fractures parallèles ne recoupant généralement pas l'entière des minéraux. La figure 7.9A, montre un grain de feldspath à texture brunâtre « toastée » présentant des PFs. Ces micro-fractures, dont les espacements varient de 21 à 28 μm , disparaissent subitement avec la perte de cette texture « toastée ». La figure 7.9B montre un autre grain de feldspath plagioclase recoupé par des micro-fractures parallèles. Ces discrètes micro-fractures, n'affectant qu'une partie du grain, sont subparallèles aux macles polysynthétiques, mais ne présentent aucun changement de biréfringence dans toutes les orientations en LPA. Ces observations couplées avec des espacements de 3,2 à 6,8 μm arguent en faveur des PDFs.

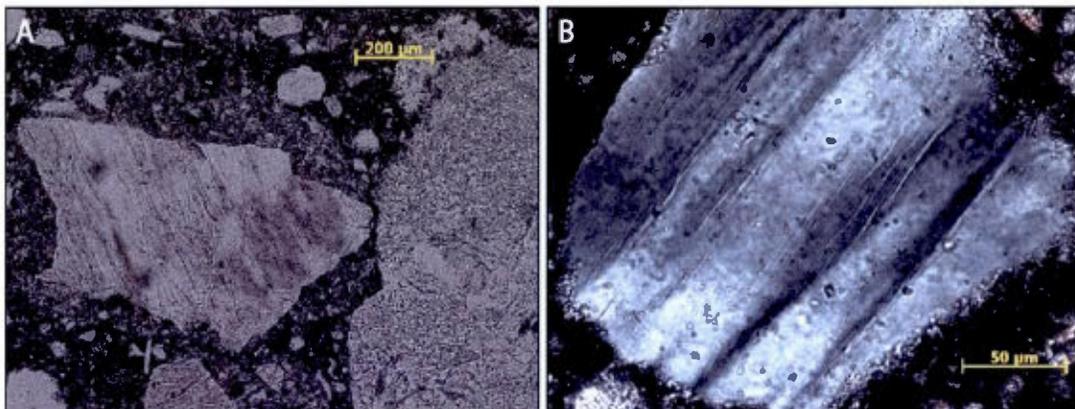


Figure 7.9 Matrice encaissant des grains de feldspaths affectés par des microstructures planaires (FC09-01-01B). **A** : PFs en lumière naturelle, **B** : PDFs en lumière polarisée analysée.

Des minéraux brunâtres, non pléochroïques en LN et totalement isotropes dans toutes les orientations en LPA, constituent < 0.5 % de la matrice. Ces minéraux, ne montrant aucune texture ou structure minéralogique, peuvent adopter des morphologies d'haltères (fig. 7.10A et 7.10B) et d'échardes (fig. 7.10C, 7.10D, 7.10E et 7.10F). Des agglomérats sont présents aux pourtours et en inclusions (fig. 7.10C, 7.10E et 7.10F). Le caractère amorphe de ces minéraux brunâtres est caractéristique d'un minéral de verre alors que les morphologies en haltères sont typiques de minéraux fondus ayant subi un transport aérien (Glass et Simonson, 2012). Ce verre ne montre aucune altération. Les agglomérats de minéraux présents en inclusions et au pourtour des minéraux de verre diaplectique pourraient s'expliquer par l'agglutinement de minéraux autour d'un corps encore chaud lors du transport aérien. Ce verre brun a été observé tant dans la matrice de la diamictite que dans celle de la laminite granoclassée. Buchner et Schneider (2009) indiquent que les fragments de verre diaplectique tout comme les fragments de minéraux choqués résistent difficilement aux phénomènes d'érosion et de transport.

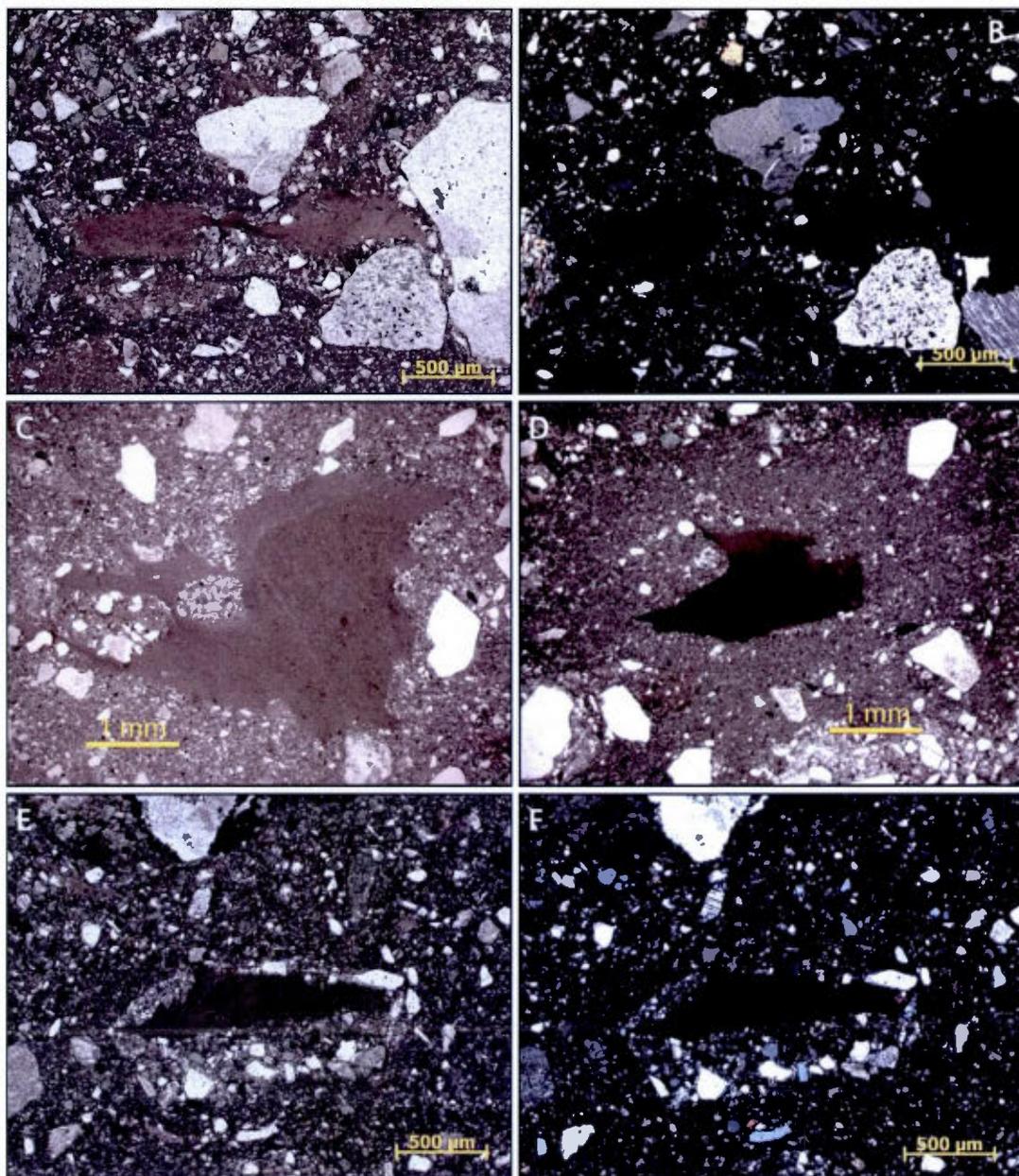


Figure 7.10 Verre d'impact non altéré présent au sein d'une matrice fragmentaire. A et B : verre diaplectique à morphologie d'haltère, indiquant un transport en domaine aérien d'un matériel encore fondu. C et D : échardes de verre avec en C inclusion de matériel fin à grossier. E et F : échardes de verre et agglutinement de minéraux fins à grossiers autour du verre. Lumière naturelle (A, C, D, E), lumière polarisée analysée (B, F). FC09-01-01B (A, B, E, F) ; FC004 (C) ; FC005 (D).

Des agrégats de minéraux de quartz et de feldspaths sont remarqués au sein de la matrice. Ces agrégats, de forme généralement arrondie, montrent dans la plupart des cas un cœur composé d'un ou de plusieurs minéraux grossiers et une diminution de la taille du grain est remarquée vers la périphérie de ces agrégats (fig. 7.11A, 7.12A, 7.12C et 7.12D). Ces agrégats présentent ainsi des structures accréationaires et sont interprétés comme des microbrèches. Sur la figure 7.11, ces agrégats arrondis à structures accréationaires présentent une forme fuselée (fig. 7.11A) ou une forme s'apparentant à des sigmoïdes (fig. 7.11B). Sur la figure 7.12D, l'agrégat possède une matrice présentant en LN les mêmes caractéristiques optiques que le verre brun, mais en LPA l'isotropie est absente. Cet agrégat pourrait constituer un verre diaplectique dévitrifié. La dévitrification serait due à la présence des minéraux grossiers en inclusions qui entrainerait un refroidissement plus rapide de la matrice à leur pourtour (Graup, 1981). La forme fuselée, formant une gouttelette, et la forme de sigmoïde peuvent être interprétées par un transport aérien (Glass et Simonson, 2012).

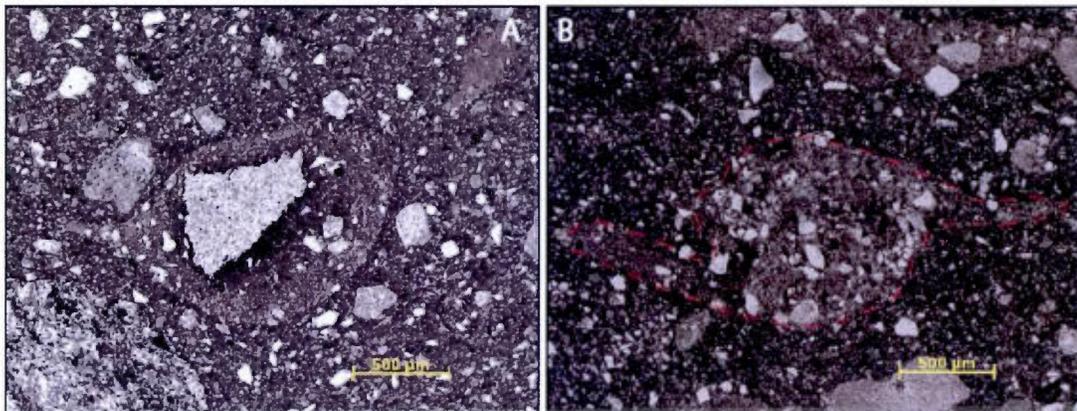


Figure 7.11 Microbrèches présentes au sein de la matrice, observées en lumière naturelle (FC09-01-01B). Ces microbrèches sont composées de grains fins à grossiers, essentiellement quartz et feldspath, et adoptent des formes aérodynamiques. **A** : microbrèche fuselée. **B** : microbrèche en forme de sigmoïde.

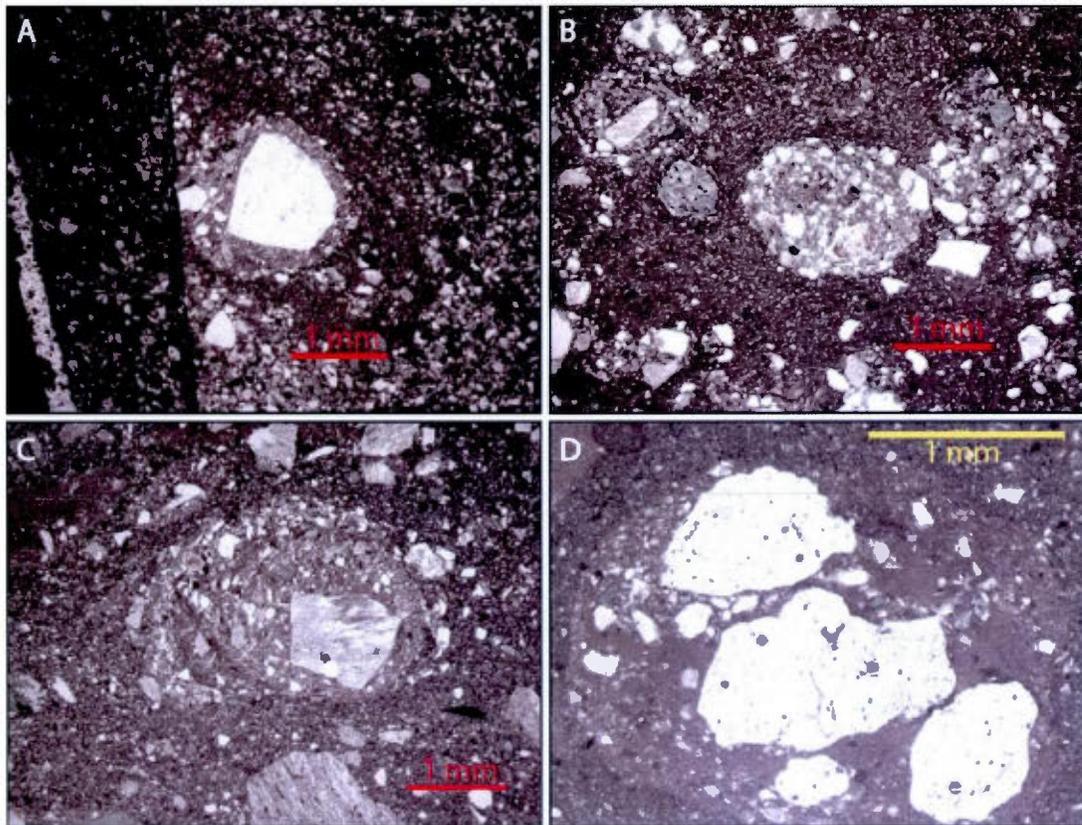


Figure 7.12 Microbrèches présentes au sein de la matrice, observées en lumière naturelle. Ces microbrèches sont composées de grains fins à grossiers, essentiellement quartz et feldspath, et adoptent toutes des formes arrondies. **D** : une particularité est notée puisque du verre dévitrifié semble constituer la matrice de cette microbrèche. FC004 (**A**) ; FC005 (**B**, **C**) ; FC006 (**D**).

Plusieurs fragments de roches sont enrobés par du matériel très fin à grossiers (fig. 7.13). Ces bordures peuvent être uniquement constituées de matériel fin (fig. 7.13B), alors que d'autres peuvent être constituées d'un mélange de matériel fin à grossier (fig. 7.13A). Les bordures des fragments montrent en LN un aspect sombre. Sur la figure 7.11A, le fragment présent au sein de la microbrèche lithique montre le même type de texture en bordure. La figure 7.18C montre un fragment de carbonate présentant ce même type d'enrobage sombre. Ce type de texture s'apparenterait à des textures de lapilli « armored » dont la définition selon Fisher et Schmincke (1984) est la suivante : fragments de roches ou de cristaux au cœur, enrobés par une écorce de matériel fin à grossier. Ces auteurs exposent que ce type de texture,

exclusive à des dépôts hydroclastiques, indique une présence abondante d'eau et/ou de vapeur nécessaire à la formation et à la cohésion d'une écorce humide de matériel fin à grossier autour d'un cœur solide.

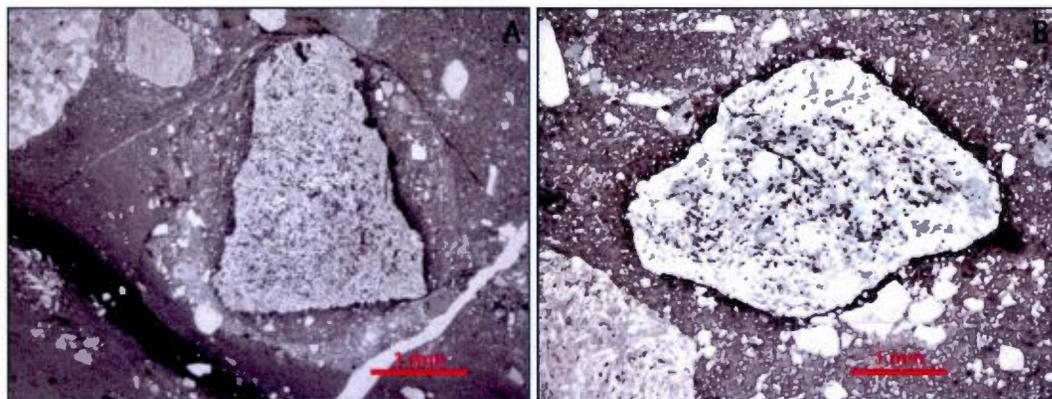


Figure 7.13 Fragment de roche à texture « armored » montré par l'écorce sombre formée sur leur pourtour (FC005). Cette texture est indicatrice de dépôts hydroclastiques. Photos prises en lumière naturelle.

Un fragment à texture microcristalline présente des vésicules en inclusions (fig. 7.14A, 7.14B et 7.14C). Ces microcristaux sont des minéraux de quartz et les vésicules semblent être remplies par le même type de matériel (fig. 7.14C). Ces vésicules s'apparentent aux textures rencontrées dans les roches volcaniques, les amygdales, qui sont produites par formation de bulles de gaz au sein de la roche suivie d'un remplissage par des minéraux secondaires (Bates et Jackson, 1987), ici du quartz. Une telle présence de ces textures au sein d'un fragment constitué uniquement de minéraux de quartz microcristallin suggère donc une source de chaleur suffisamment intense pour fondre partiellement et former ces bulles de gaz. Cette texture microcristalline peut être interprétée comme une dévitrification totale d'un verre diaplectique originel de quartz. Un autre fragment, dont la nature n'a pu être déterminée, présente aussi des cavités (fig. 7.14D, 7.14E et 7.14F). Ces cavités pourraient représenter la fonte d'un minéral, mais aucun détail de ces textures n'a pu être trouvé dans la littérature. Ces fragments sont présents au sein de la laminite granoclassée.

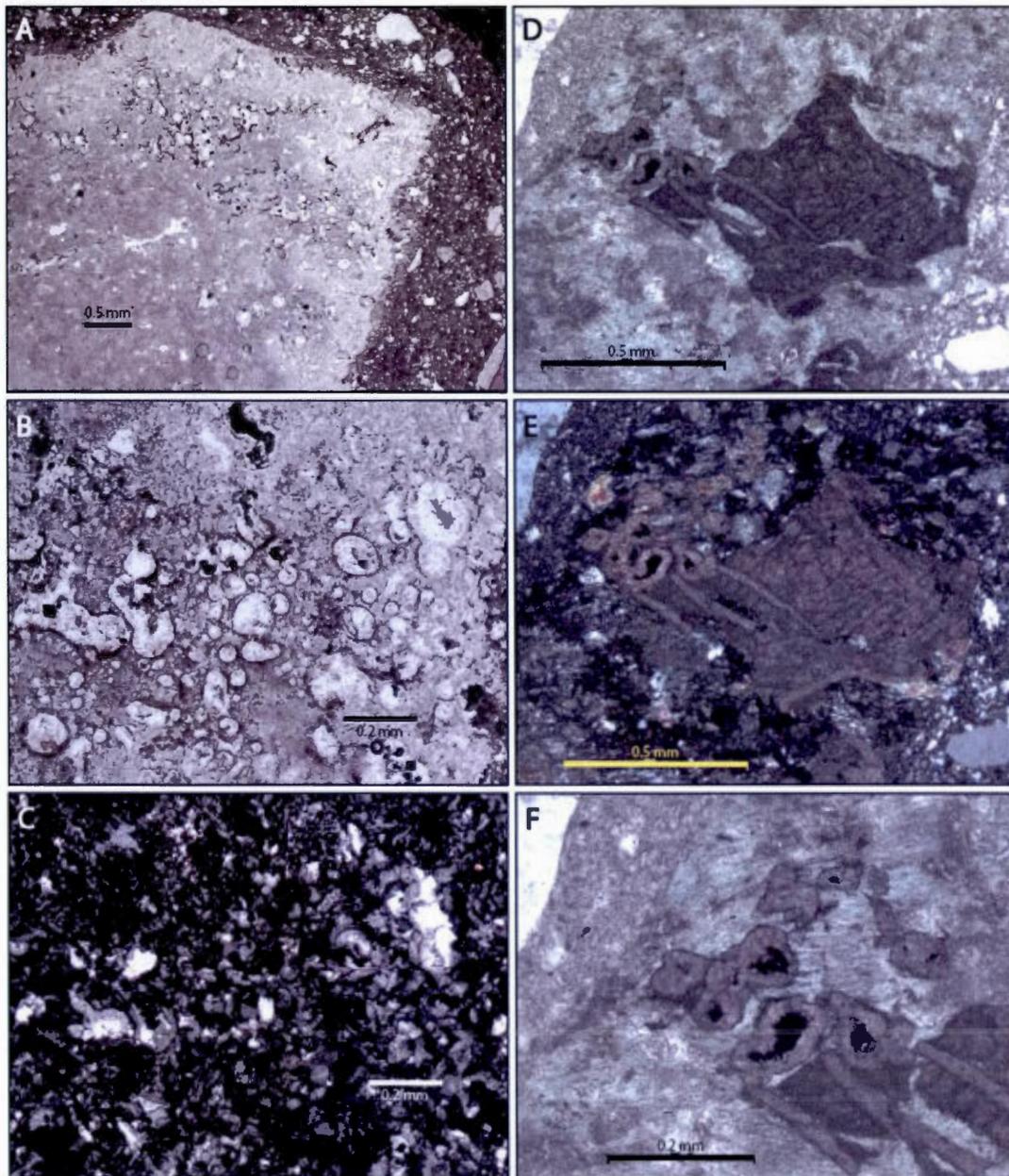


Figure 7.14 A, B et C : Fragment à texture microcristalline de quartz présentant des amygdales indiquant une fonte de la roche (FC005). Ces amygdales sont remplies par du quartz. D, E et F : Présence de cavités au sein d'un minéral inconnu pouvant représenter une fonte de minéral (FC005). Lumière naturelle (A, B, D, F), lumière polarisée et analysée (C, E).

Sur la figure 7.15A, un agrégat de forme subarrondie est observé. Cet agrégat s'apparente aux microbrèches décrites précédemment, puisque des minéraux de toute taille sont englobés dans une matrice aphanitique. Toutefois, l'étude en LPA, permet d'observer que la matrice présente une isotropie partielle dans toutes les orientations, suggérant qu'une partie de la matrice constitue du verre diaplectique (fig. 7.15B). De plus sur cette même figure, on remarque que cet agrégat comprend du carbonate oolithique, que l'on observe à plus fort grossissement sur la figure 7.15C. Ce fragment de carbonate oolithique constitue la première observation d'une telle lithologie au sein de la Formation de Chibougamau. Rappelons que l'absence de fragments de carbonates a été utilisée dans le passé pour donner à cette formation un âge relatif plus vieux que le Groupe de Mistassini, une interprétation qu'il faut vraisemblablement remettre en question suite à cette nouvelle observation.

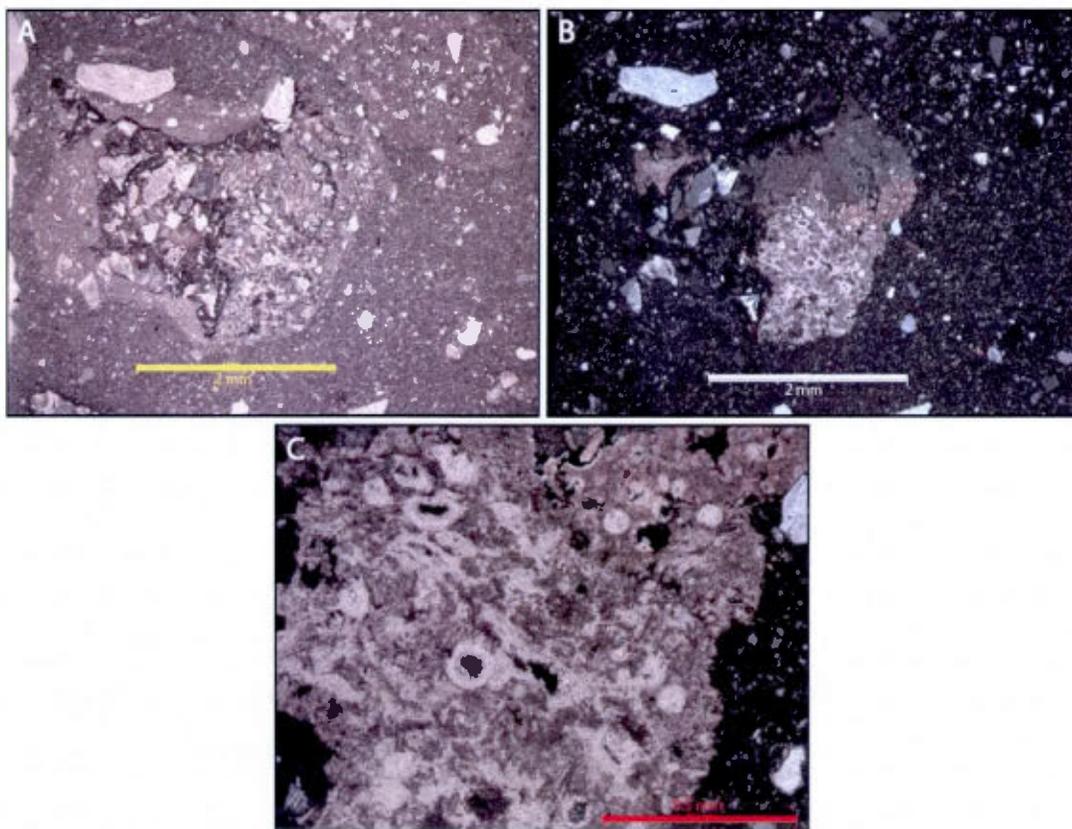


Figure 7.15 Agrégat subarrondi constitué de fragments de quartz, feldspath et carbonate oolithique encaissés dans une matrice de verre partiellement dévitrifiée (FC006). Les oolithes indiquent une provenance sédimentaire du carbonate. Lumière naturelle (A), lumière analysée et polarisée (B, C).

7.2.1.3 Membre supérieur

- *Unité 1*

Un claste quartzofeldspathique montre des minéraux affectés par une déformation planaire. Deux minéraux de feldspaths plagioclases sont affectés par une famille de microfractures parallèles distinctes des macles polysynthétiques (fig. 7.16). Des espacements mesurés de 3 à 8 μm prouvent que ces micro-fractures sont des PDFs. Aucun minéral de quartz n'a permis l'identification de microstructures planaires.

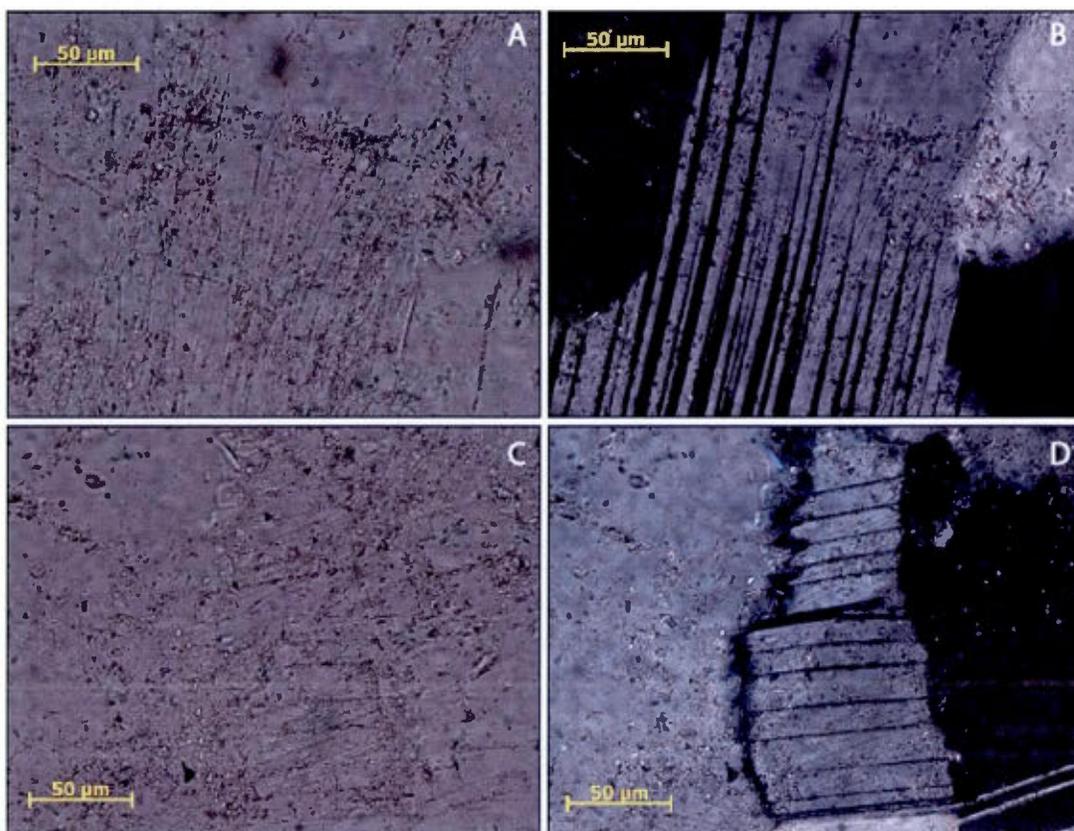


Figure 7.16 Claste de roche quartzofeldspathique contenant des plagioclases affectés par des PDFs (FC09-01-02). Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée analysée (B, D).

Un second claste quartzofeldspathique montre une absence de PDFs au sein des minéraux de quartz et des feldspaths constitutifs. Toutefois, une telle absence ne signifie pas pour autant que ce claste n'est pas ou moins affecté par le métamorphisme de choc, puisque

les grains de quartz sans PDFs possèdent des limites lobées, signe d'une recristallisation (fig. 7.17A et 7.17B). Ces limites lobées constituent des textures dites « ballen », qui pourraient être reliées à la formation de lechatelierite soit du verre diaplectique de quartz (French et Koeberl, 2010). De plus, les limites sont constituées de grains de quartz polycristallins recristallisés laissant apparaître un mosaïcisme par une extinction à des angles différents pour chacun des grains composant ces limites (fig. 7.17C et 7.17D). Ce mosaïcisme est couramment rencontré dans les grains de quartz des roches impactées (Montanari et Koeberl, 2000). La recristallisation de certains cristaux anihile partiellement à totalement les PDFs qu'ils contiennent.

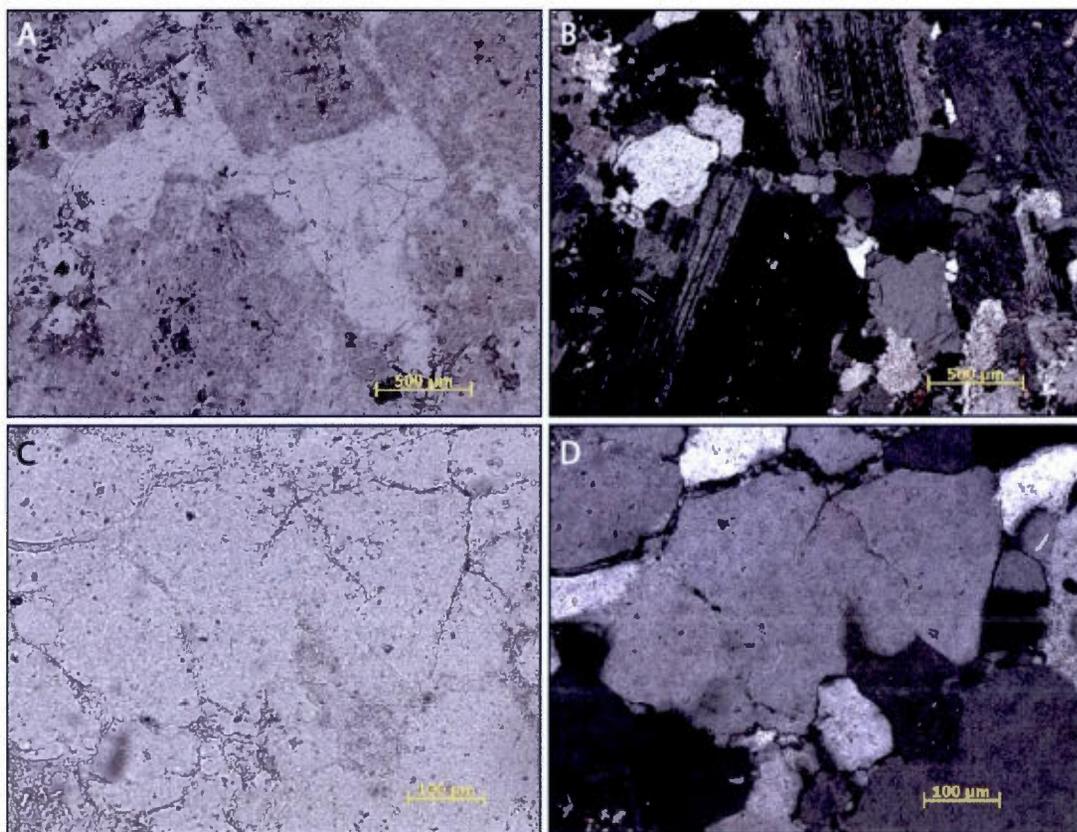


Figure 7.17 Claste de roche quartzofeldspathique montrant des textures dites « ballen » (FC002B). Les limites des minéraux de quartz sont lobées et constituées de microcristaux de quartz. Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée analysée (B, D).

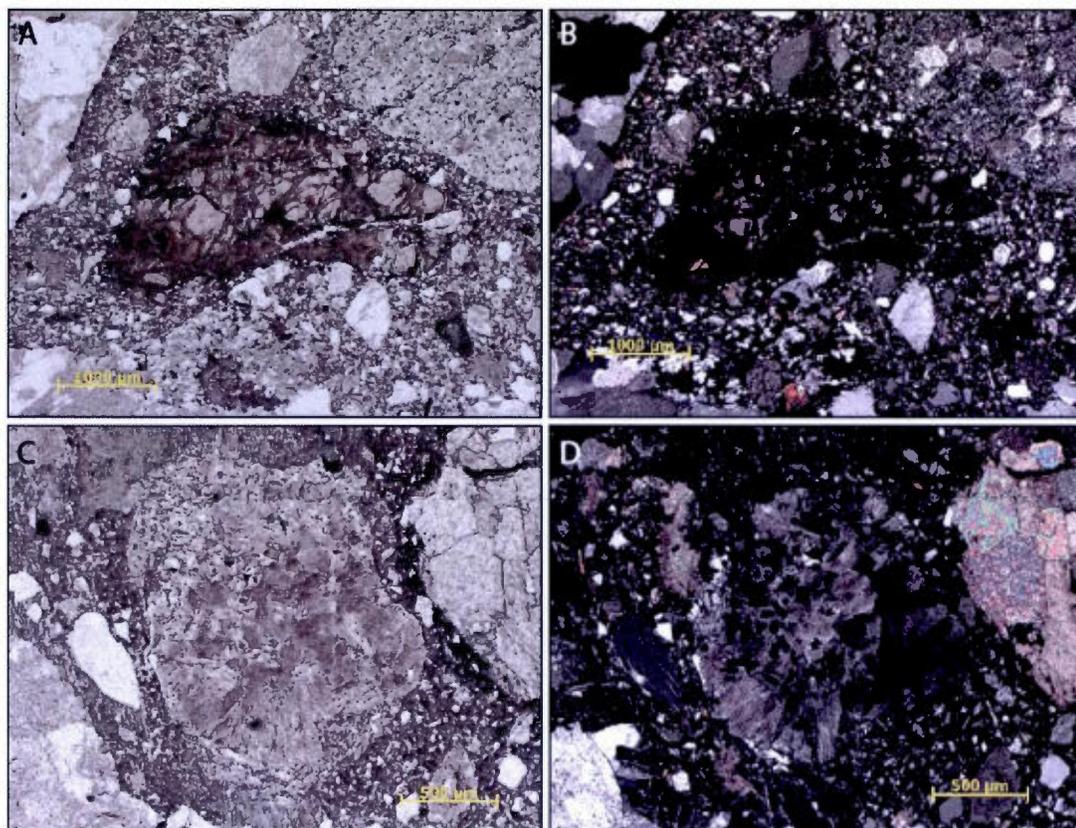


Figure 7.18 A et B : Fragment de quartz, au sein de la matrice, partiellement recristallisé, souligné par l'intense mosaïcisme (FC10-03-05B2). A : Le verre diaplectique « vert-émeraude » délimitant les microcristaux de quartz constituerait le produit de fonte originelle. C et D : Fragment de feldspath, au sein de la matrice, partiellement recristallisé, souligné par le mosaïcisme. (FC10-03-05B2). Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée analysée (B, D).

Au sein de la matrice, un grain de quartz subanguleux à texture brunâtre « toastée », présente une texture bréchique cimentée par un matériel de couleur vert-émeraude en LN (fig 7.18A). Ce matériel vert-émeraude montre un caractère totalement isotrope en LPA (fig. 7.18B). De plus, en LPA chaque grain de quartz constitutif de ce claste laisse apparaître un mosaïcisme caractéristique de grains de quartz polycristallins recristallisés, typique des roches impactées (Montanari et Koeberl, 2000). Ce mosaïcisme couplé avec la présence de verre diaplectique prouve l'observation d'un claste d'impactite. Un autre claste est constitué de microcristaux de feldspaths (fig. 7.18C et 7.18D). En LPA (fig. 7.18D), ces microcristaux montrent un mosaïcisme, semblable à celui décrit ci-avant, alors que les zones les plus brunes

en LN (fig. 7.18C) présentent une isotropie totale à partielle en LPA. Ces clastes représentent probablement d'anciens fragments de quartz et de feldspath qui ont subi une vitrification, caractérisée par les zones isotropiques, puis une dévitrification ou recristallisation laissant apparaître la texture en mosaïque. Les figures 7.18C et 7.18D montrent sur la droite un claste de carbonate qui présente une texture « armored » comme observée sur la figure 7.13.

- *Unité 2*

Un claste de composition intermédiaire à texture phanéritique comporte des amas de couleur vert-émeraude non pléochroïque en LN et totalement isotrope en LPA dans toutes les orientations (fig. 7.19). Ce minéral amorphe ne présente aucune texture ou structure minéralogique particulière et se trouve en intime association avec des minéraux de quartz présent en périphérie et en enrobage. L'observation en LPA de chaque minéral de quartz laisse apparaître le caractère polycristallin de ces derniers par une extinction à des angles différents, soit une texture en mosaïque. Ainsi, ce quartz recristallisé semble provenir de la dévitrification du verre diaplectique « vert-émeraude » (fig. 7.19B), comme observé sur la figure 7.18A et 7.18B. Les feldspaths de ce claste montrent souvent des micro-fractures parallèles espacées de 4,5 à 7 μm pouvant constituer des vestiges de PDFs (fig. 7.20). Sur la bordure droite de ce feldspath, un amas vert-émeraude, de mêmes propriétés optiques que celui précédemment décrit, se trouve en intime association avec des minéraux de quartz.

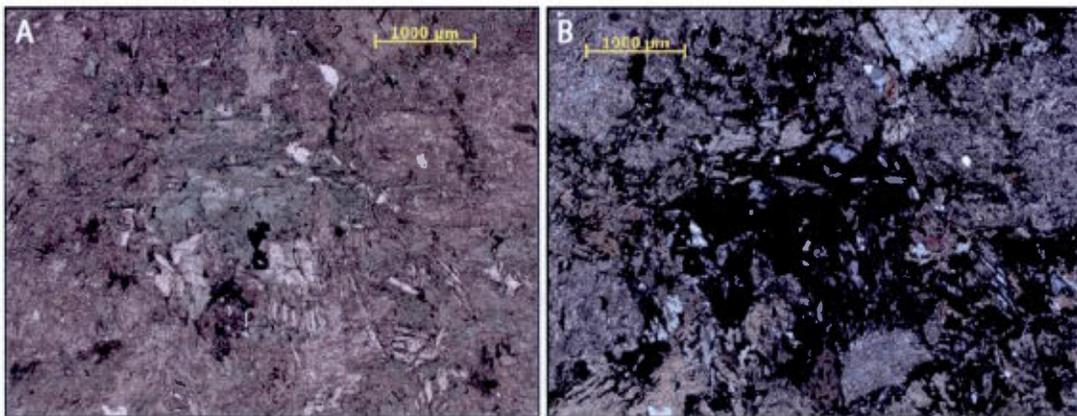


Figure 7.19 Claste de roche quartzofeldspathique à composition intermédiaire montrant un amas de verre diaplectique « vert-émeraude » associé à des minéraux de quartz (FC09-01-03C1). Ces minéraux de quartz laissent apparaître en lumière polarisée analysée (B) un mosaïcisme indiquant une recristallisation du verre d'origine. Lumière naturelle (A).

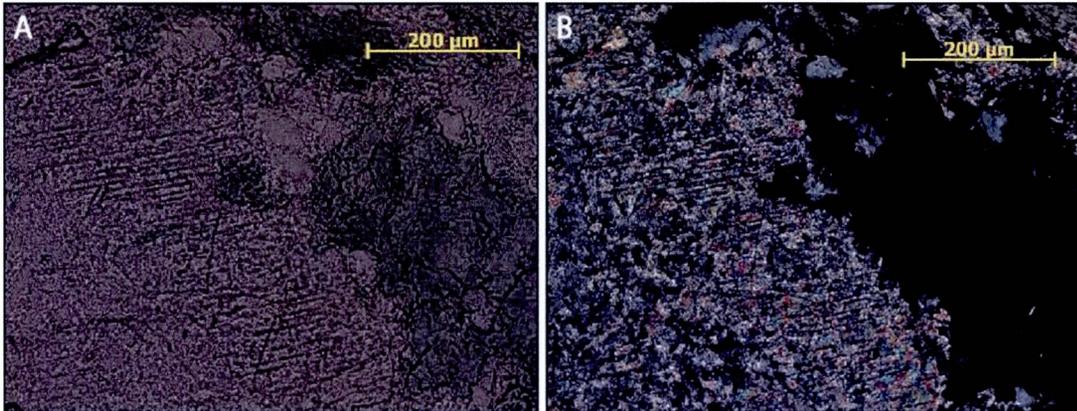


Figure 7.20 Claste de roche quartzfeldspathique à composition intermédiaire montrant un feldspath affecté par de probables vestiges de PDFs (FC09-01-03C1). En bordure, on observe un amas de verre diaplectique « vert-émeraude » présentant les mêmes caractéristiques qu'à la figure 7.19. Lumière naturelle (A), lumière polarisée analysée (B).

La matrice fragmentaire de cette unité a permis l'observation d'un grain de quartz subanguleux montrant des micro-fractures parallèles espacées de 4 à 6,5 μm , constituant ainsi un quartz à PDFs (fig. 7.21A et 7.21B). Un grain de plagioclase anguleux montre deux familles de micro-fractures parallèles dont les espacements sont mesurés de 3,5 à 5,5 μm indiquant la présence de PDFs (fig. 7.21C et 7.21D). Cependant, une de ces familles semble confondue avec les supposées macles polysynthétiques du plagioclase puisqu'une légère variation de la biréfringence est soulignée en LPA (fig. 7.21D).

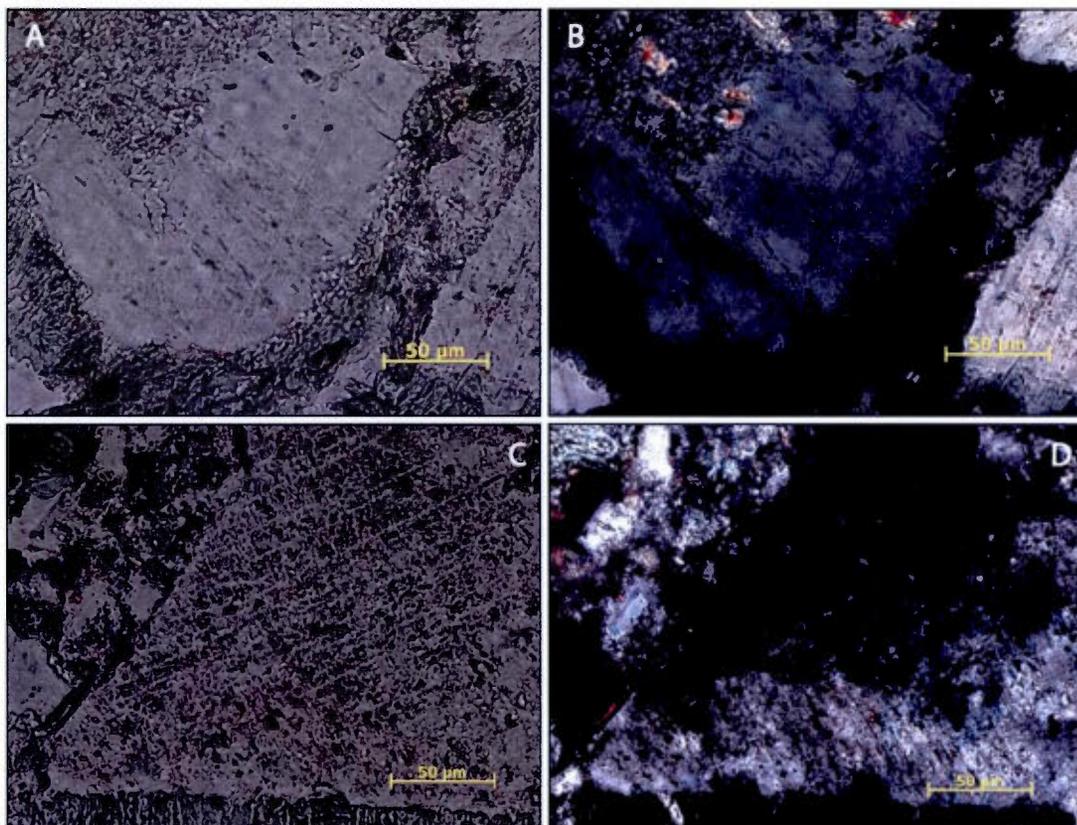


Figure 7.21 A et B : Grain matriciel de quartz subanguleux affecté par des PDFs (FC09-01-03A1). C et D : Grain matriciel de feldspath anguleux affecté par deux familles de PDFs. (FC09-01-03A1). Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée analysée (B, D).

La figure 7.22 montre deux grains de quartz au sein de la matrice fragmentaire. Un de ces grains est bréchifié et enrobé par du matériel totalement isotrope dans toutes les orientations en LPA (fig. 7.22B). Ce matériel de couleur vert-émeraude est non pléochroïque en LN (fig. 7.22A). L'autre grain de quartz est enrobé par un minéral vert-émeraude de mêmes propriétés optiques (fig. 7.22C et 7.22C). L'absence d'une texture en mosaïque montre que les grains de quartz n'ont subi qu'un changement partiel en phase hypocristalline, soit le verre diaplectique « vert-émeraude ». Des fragments de minéraux vert-émeraude, non pléochroïque en LN et totalement isotrope en LPA sont présents en dissémination au sein de la matrice (fig. 7.23). Ces fragments présentent les mêmes caractéristiques optiques que ceux présents en bordure des minéraux de quartz décrits sur la figure 7.22, et aucune texture ou structure minéralogique n'est repérée. Ces éléments laissent suggérer que ces fragments

représentent du verre diaplectique provenant du changement en phase hypocristalline de minéraux de quartz originel.

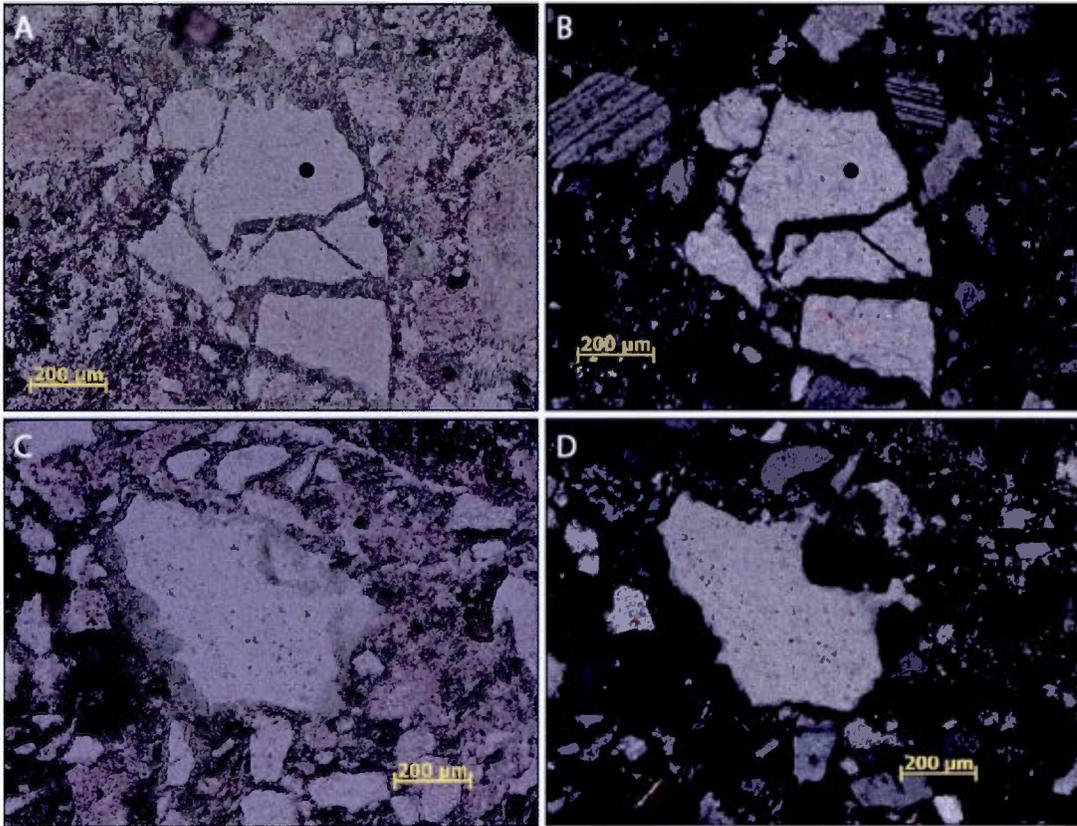


Figure 7.22 Grains de quartz matriciels anguleux associés à du verre diaplectique « vert-émeraude » (FC09-01-03A1). A et B : bréchification et enrobage par le verre diaplectique. C et D : enrobage du quartz par le verre diaplectique. Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée analysée (B, D).

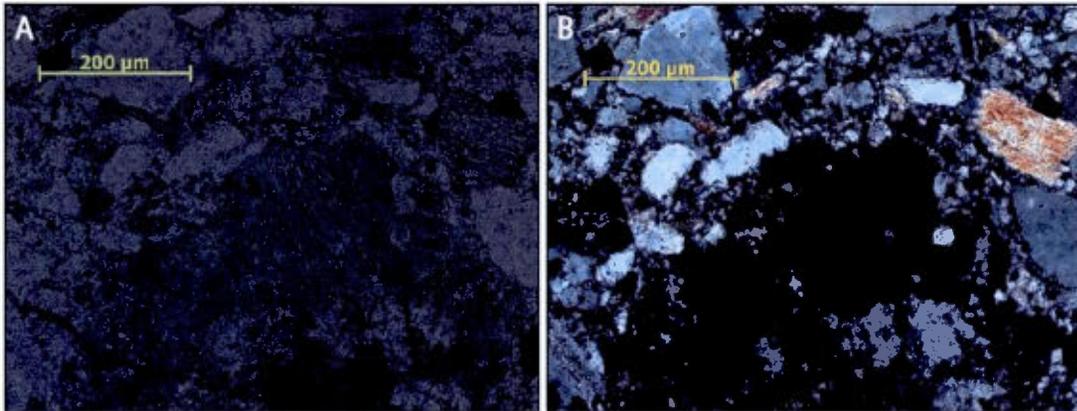


Figure 7.23 Fragment de verre diélectrique « vert-émeraude » au sein de la matrice d'un conglomérat (FC09-01-03C). Lumière naturelle (A), lumière polarisée analysée (B).

- *Unité 3*

Cette unité contient des grains de quartz affectés par des microstructures planaires au sein de la matrice fragmentaire. Un grain de quartz anguleux présente une discrète famille de micro-fractures parallèles, limitée à la bordure supérieure gauche du minéral (fig. 7.24A et 7.24B). Les espacements mesurés sont compris entre 6,3 et 9,8 μm et s'apparentent donc à une famille de PDFs. Un autre grain de quartz, cette fois arrondi, montre des micro-fractures parallèles espacées de 13 à 19 μm affectant une partie du minéral et constituant ainsi une famille de PFs (fig. 7.24C et 7.24D).

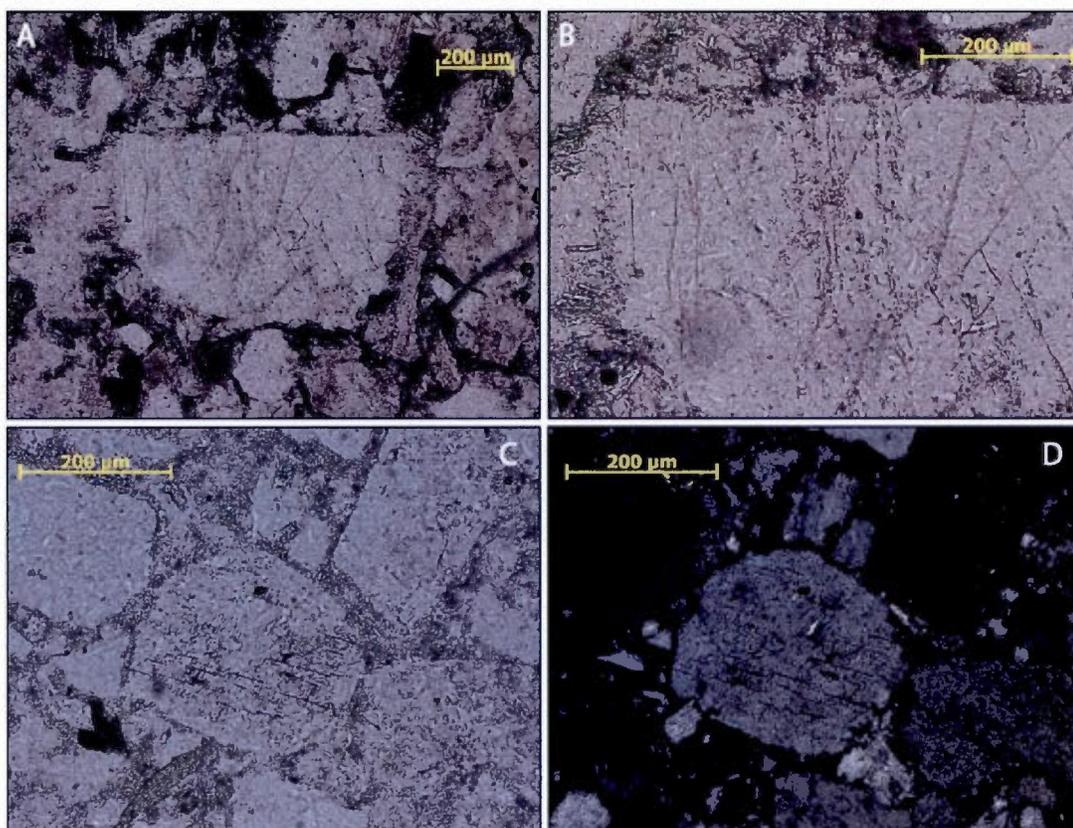


Figure 7.24 Grains de quartz matriciels affectés par des microstructures planaires (FC09-01-03E). **A** et **B** : quartz anguleux à PDFs. **C** et **D** : quartz arrondi à PFs. Lumière naturelle (**A**, **B**, **C**), lumière polarisée analysée (**D**).

7.2.2 Canton de Richardson, à l'ouest du lac Richardson

Quatre clastes de roches quartzofeldspathiques anguleux à subanguleux montrent des feldspaths, alcalins et/ou plagioclases, présentant une famille de PDFs dissociées des macles de Carlsbad ou polysynthétiques de ces minéraux respectifs (fig. 7.25). Un plagioclase d'un de ces clastes présente deux familles de PDFs dissociées des macles polysynthétiques du minéral (fig. 7.26). La première famille, orientée N-S sur la figure 7.26A, se distingue nettement des macles du minéral, alors que la seconde, orientée NE-SO sur la même figure, est restreinte à la bordure inférieure droite du minéral. À fort grossissement (fig. 7.26C), la famille orientée N-S présente des inclusions le long des micro-fractures constituant ainsi des PDFs décorés (sec. 4.4.2.1). Pour l'ensemble de ces minéraux, les espacements mesurés entre

chaque PDFs varient entre 2,5 et 10 μm (fig. 7.25 et 7.26). Deux grains de quartz provenant de deux clastes de roches cristallines montrent des PDFs espacées de 4,5 à 10 μm (fig. 7.27).

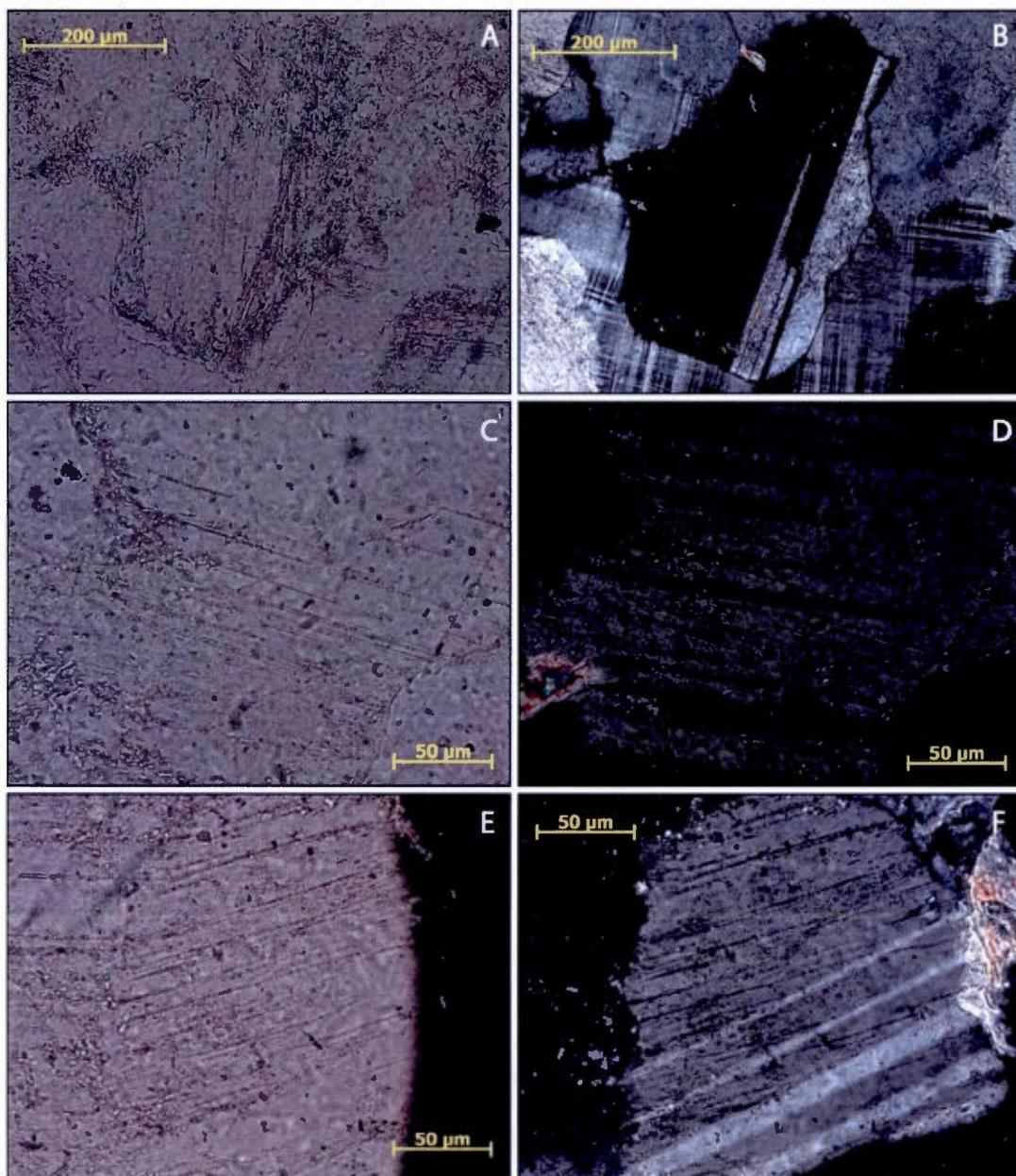


Figure 7.25 Clastes de roches quartzofeldspathiques dont les plagioclases sont affectés par des PDFs. On note que ces PDFs ne sont pas confondus avec les macles polysynthétiques des différents minéraux. **A, B, C, D** : FC09-03-01B1 ; **E, F** : FC09-03-01B. Lumière naturelle (**A, C, E**), lumière polarisée analysée (**B, D, F**).

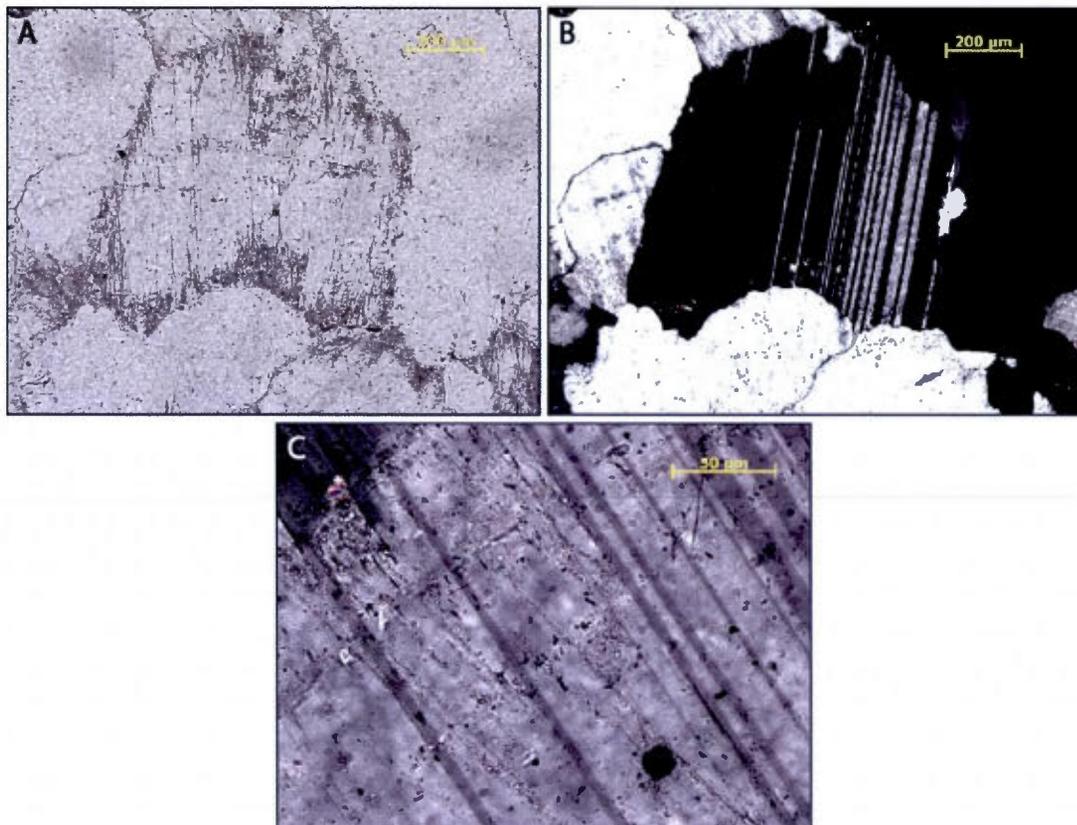


Figure 7.26 Claste de roche quartzofeldspathique montrant un plagioclase affecté par deux familles de PDFs (FC09-03-01B). **A** : La première famille de PDFs est orientée N-S alors que la deuxième famille est restreinte à la bordure droite du minéral et orientée NE-SO. Lumière naturelle (**A**), lumière polarisée analysée (**B**, **C**).

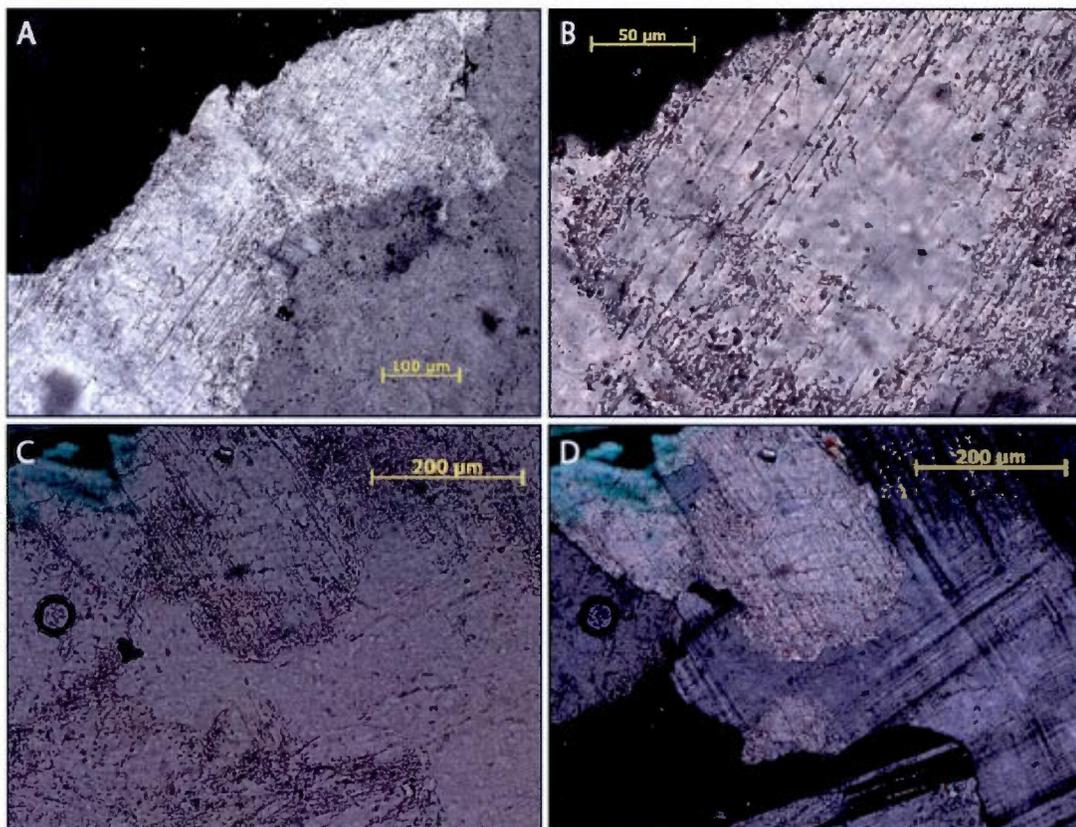


Figure 7.27 Clastes de roches quartzofeldspathiques montrant des grains de quartz affectés par des PDFs. FC09-03-01B (A, B) ; FC09-03-01B1 (C, D). Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée analysée (B, D).

Trois autres clastes de roches quartzofeldspathiques présentent des caractéristiques d'effets de métamorphisme de choc non observées auparavant. Le minéral vert-émeraude, non pléochroïque en LN et isotrope dans toutes les orientations en LPA a de nouveau pu être observé. Ce minéral amorphe montre trois familles de PDFs espacées de 1,5 à 7 μm (fig. 7.28). Ces PDFs sont « décorés » puisqu'ils présentent des inclusions montrées par une biréfringence de deuxième ordre (fig. 7.28). Ce minéral présente des caractéristiques de verre diaplectique puisqu'une isotropie totale est observée et que la formation du verre a préservé les structures originelles du minéral choqué (sec. 4.4.2.3). La figure 7.29 montre cette même phase amorphe affectant partiellement un minéral de quartz. Cette phase amorphe provient du quartz puisqu'aucune limite franche n'est remarquée entre ces deux phases. De plus les PDFs affectant le quartz et sa phase hypocristalline ne montrent aucune perturbation ou

changement d'orientation (fig. 7.29C). On note le caractère isotrope de ce minéral comparé aux biotites chloritisées situé en bordure du minéral de quartz et de sa phase hypocristalline (fig. 7.29A et 7.29C). Ce type de verre diaplectique est présent jusqu'à une teneur de 2 % au sein de ces clastes de roches cristallines.

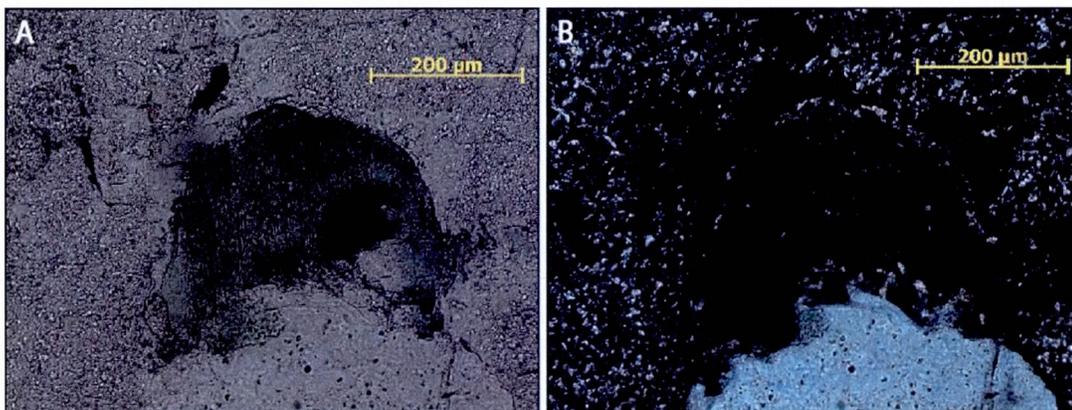


Figure 7.28 Claste de roche quartzofeldspathique montrant du verre diaplectique « vert-émeraude » affecté par trois familles de PDFs (FC09-03-01B1). Les PDFs laissent apparaître une biréfringence de deuxième ordre en lumière polarisée analysée, constituant des PDFs décorés. Lumière naturelle (A), lumière polarisée analysée (B).

La matrice fragmentaire contient 0,5 % de minéraux vert-émeraude, non pléochroïque en LN et totalement isotrope en LPA. Ces minéraux amorphes ne présentent aucune texture ou structure minéralogique ni morphologie particulière (fig. 7.30). Le caractère amorphe du minéral indiquerait la présence de verre diaplectique de même nature que ceux décrits précédemment (fig. 7.19 et 7.23). L'absence de texture et structure minéralogique signifie soit que ce verre provient de la fonte d'un minéral soit qu'il constitue un verre diaplectique provenant de minéraux de quartz, minéral ne possédant aucun clivage.

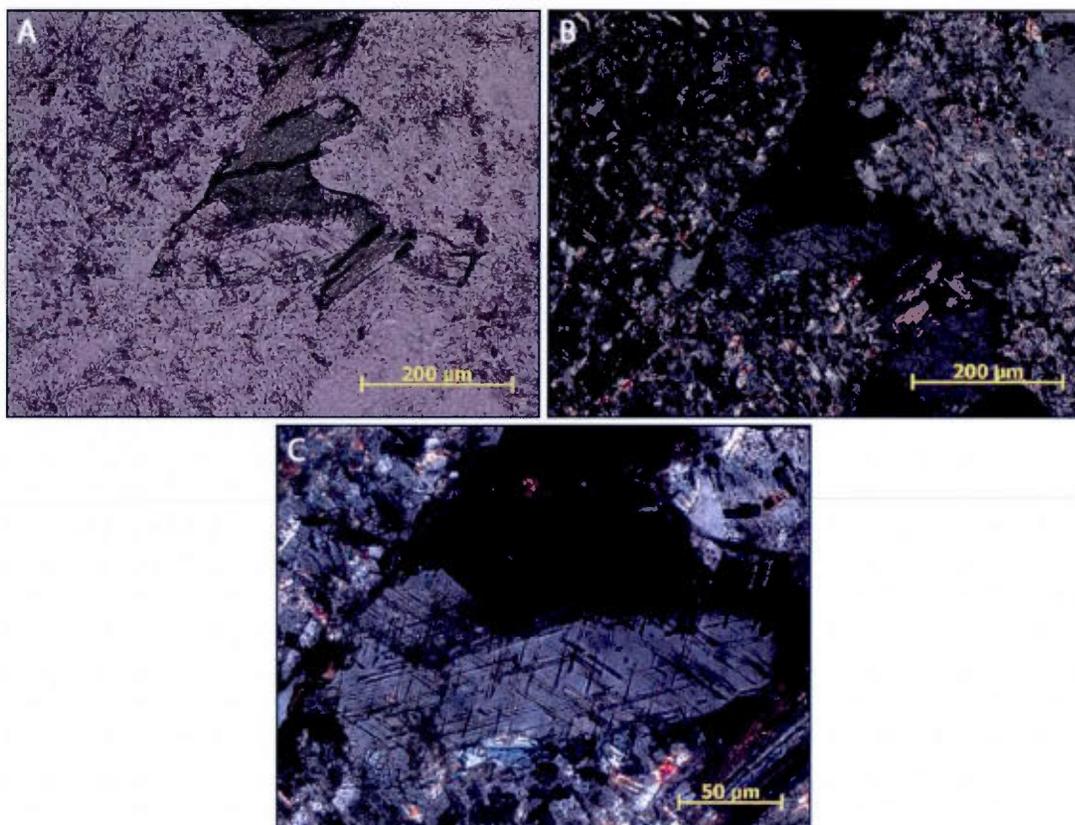


Figure 7.29 Claste de roche quartzofeldspathique montrant du verre diaplectique « vert-émeraude » et du quartz affecté par trois familles de PDFs (FC10-01-05A). Le verre diaplectique provient du changement de phase du quartz associée. Lumière naturelle (A), lumière polarisée analysée (B, C).

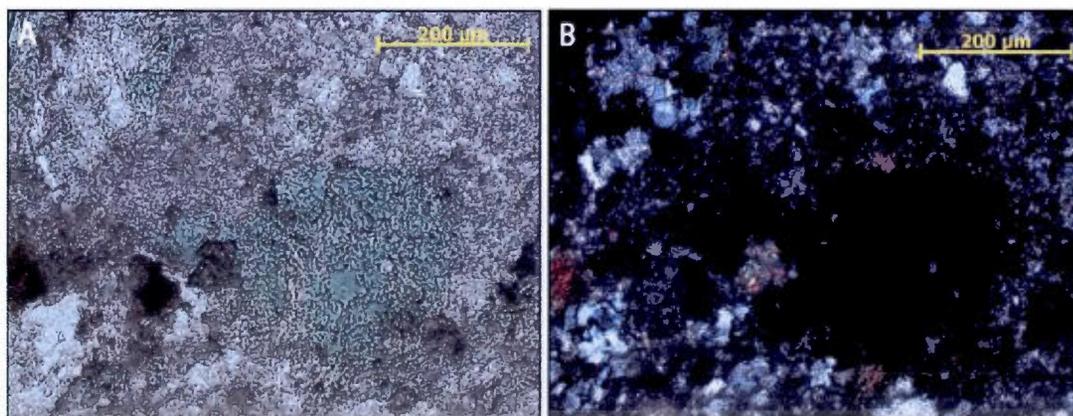


Figure 7.30 Amas de verre diaplectique « vert-émeraude » présent au sein de la matrice (FC09-03-01B). Lumière naturelle (A), lumière polarisée analysée (B).

Au sein de la matrice se retrouve un claste de forme atypique composé majoritairement d'une matrice brun foncé à brun clair, non pléochroïque en LN (fig. 7.31A) englobant des grains de quartz de taille variable. En LPA (fig. 7.31B), la matrice brun foncé est totalement isotrope tandis que la matrice plus claire est partiellement isotrope. Ces observations indiquent la présence d'un verre diaplectique partiellement dévitrifié. La dévitrification serait due à des minéraux en inclusions qui entraineraient un refroidissement plus rapide de la matrice à leur pourtour (Graup, 1981). Ce claste correspond probablement à une microbrèche lithique à matrice de verre diaplectique partiellement dévitrifiée déjà observée dans la suévite associée au cratère du Ries (Graup, 1981).

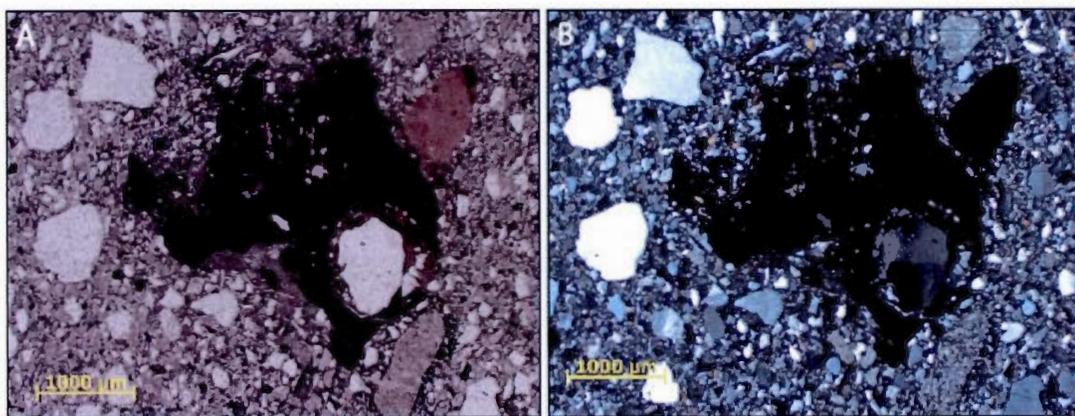


Figure 7.31 Microbrèche lithique à matrice de verre partiellement dévitrifié englobant des minéraux de quartz (FC10-01-06). Lumière naturelle (A), lumière polarisée analysée (B).

Plusieurs fragments de carbonate sont présents dans cette diamictite. Ces fragments, tous subanguleux, peuvent mesurer jusqu'à 8 millimètres pour le long axe. Ces carbonates, présentés sur la figure 7.32, constituent bien des fragments puisqu'ils ne sont associés à aucune veinule de quartz/carbonate. Le claste de carbonate montré sur les figures 7.32A et 7.32B, présente aux interstices des minéraux des zones totalement isotropes en LPA. Le claste des figures 7.32C et 7.32D possède un cœur totalement isotrope dans toutes les orientations en LPA. Le caractère isotrope de ces minéraux pourrait constituer des verres diaplectiques provenant du changement de phases de minéraux de carbonates. Cependant, ces changements de phases de minéraux de carbonates sont très peu documentés dans la littérature. Par conséquent, cette interprétation ne constitue qu'une hypothèse.

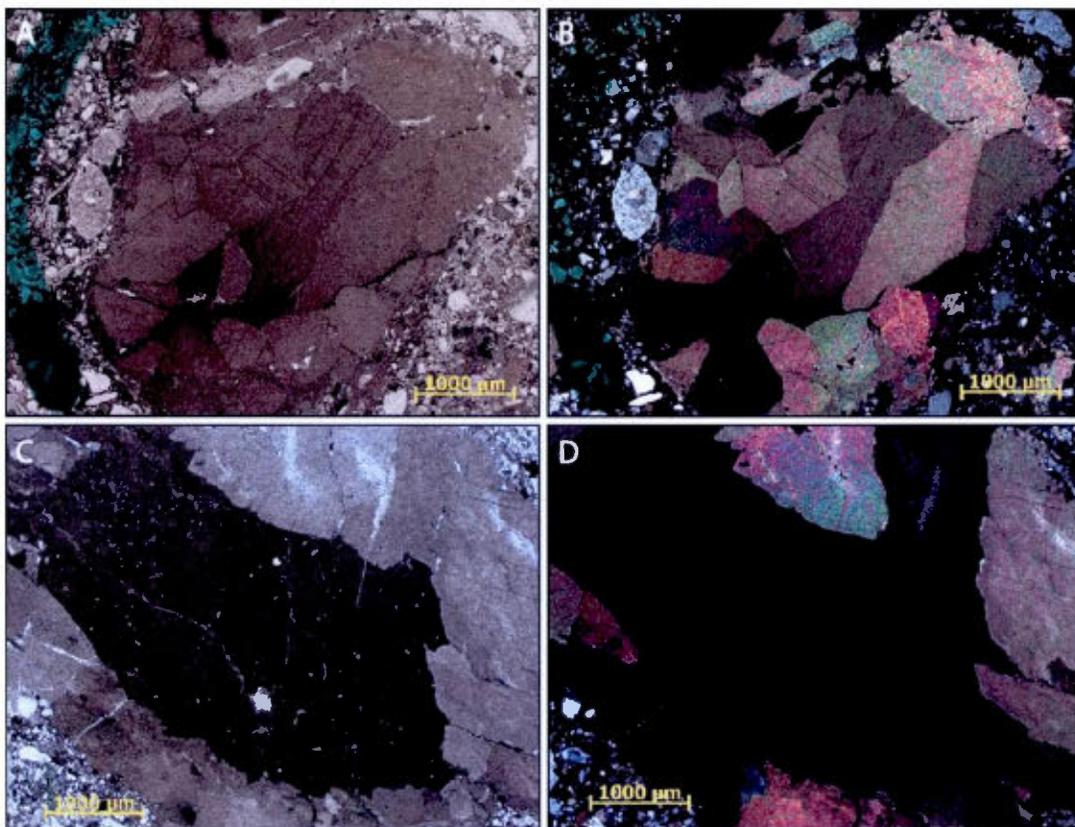


Figure 7.32 Fragments de carbonate montrant des minéraux amorphes aux interstices (**B**) ou formant le cœur du fragment (**D**) (FC10-01-07B). Cette phase amorphe pourrait constituer du verre diaplectique provenant du changement de phase des carbonates. Lumière naturelle (**A**, **C**), lumière polarisée analysée (**B**, **D**).

7.2.3 Canton de Roy, secteur nord du lac Chibougamau

Sur les cinq lames minces observées dans ce secteur, seule une lame a permis l'observation de microstructures planaires. Un grain quartz présente des PFs espacés de 15 à 25 μm (fig. 7.33). Un grain de feldspath contenu dans la matrice présente une inclusion de quartz en son cœur (fig. 7.34). Le minéral de quartz en inclusion présente des PFs espacés de 20 à 25 μm . De plus, la structure originelle du feldspath est totalement détruite puisqu'aucune macle n'apparaît en LPA.

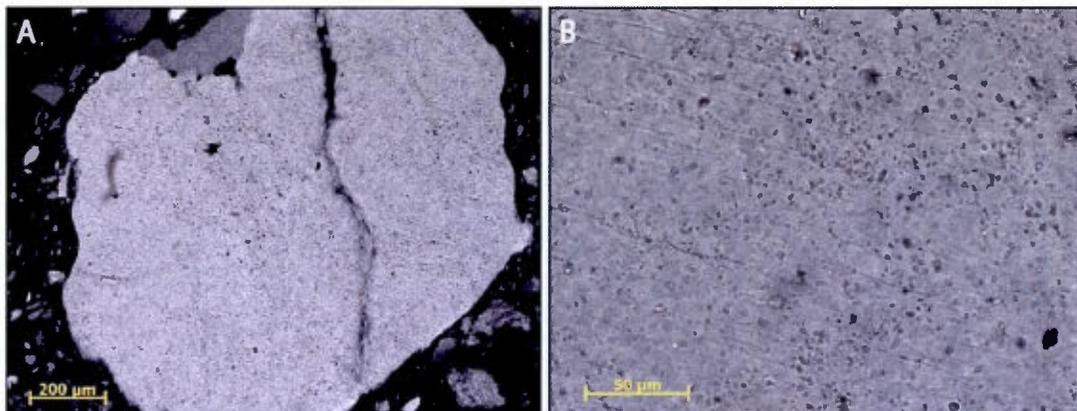


Figure 7.33 Grain de quartz matriciel subarrondi affecté par des PFs (FC10-02-05-2). Photos en lumière naturelle.

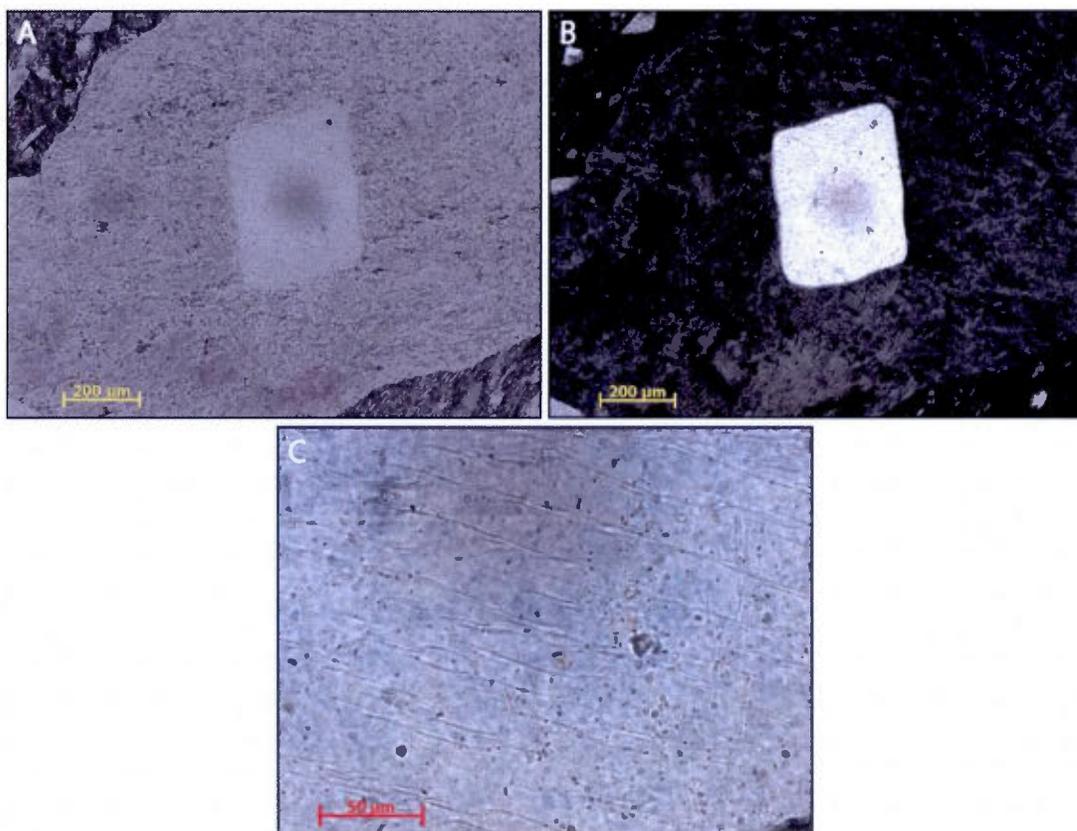


Figure 7.34 Minéral de quartz affecté par des PFs et présent en inclusion au sein d'un minéral de feldspath à structure disloquée (FC10-02-05-2). Lumière naturelle (A, C), lumière polarisée analysée (B).

7.3 Résumé du chapitre

L'étude pétrographique effectuée sur 59 lames minces montre des évidences indubitables d'un métamorphisme de choc. Des PDFs et des PFs affectent des quartz et des feldspaths matriciels ou constitutifs de clastes quartzofeldspathiques felsique à intermédiaire. Ces clastes et ces grains choqués présentent un caractère anguleux parfois prononcé, suggérant un faible transport détritique ou un transport en domaine aérien en réponse à un impact météoritique. Du verre diaplectique non altéré, brun en lumière naturelle, est détecté essentiellement dans l'unité diamictique du membre moyen du mont du Radar, bien qu'une exception soit repérée au sein de la diamictite du canton de Richardson. De la maskélynite a été détectée au sein d'un claste de roche quartzofeldspathique dans le membre moyen du mont du Radar. Du verre diaplectique altéré, vert-émeraude en lumière naturelle, est détecté dans les séquences conglomératiques et diamictiques du membre supérieur du mont du Radar ainsi qu'au sein de la diamictite du canton de Richardson. Cette hypothèse d'altération en chlorite du verre diaplectique est proposée du fait d'une similarité optique de ce verre avec des exemples cités dans la littérature (sec. 5.5 ; Pope et al., 1999 ; Cannon et al., 2010).

Les lames minces provenant du mont du Radar et du canton de Richardson montrent des caractéristiques similaires à la définition d'un éjecta d'impact (par. 4.3 ; Stöffler et Grieve, 2007). En effet, des PDFs affectent des minéraux de quartz et de feldspaths, de la maskélynite est observée, des particules de verre diaplectique altéré ou non altéré sont incluses dans la matrice de la formation ou au sein de clastes de roches quartzofeldspathiques. De plus, la matrice est généralement de nature fragmentaire, mais une exception est tout de même constatée au sein du membre moyen du mont du Radar où une matrice fragmentaire est mélangée avec une matrice aphanitique.

Les affleurements observés au canton de Roy restent énigmatiques puisqu'une schistosité pénétrative est remarquée et surtout du fait de l'observation d'une formation de fer clairement encaissée dans la Formation de Chibougamau. Cette unité ferrifère pourrait s'apparenter à celle du lac Savage d'âge Archéen et située dans le secteur. De plus, seuls deux grains de quartz ont permis l'observation de PFs et aucune particule de verre diaplectique n'a pu être identifiée. La rareté d'effet de métamorphisme de choc pourrait provenir du métamorphisme qu'a subi la roche lors de la phase de plissement.

CHAPITRE VIII

ANALYSE GÉOCHIMIQUE DE L'OSMIUM

Ce chapitre portera sur l'analyse des compositions isotopiques de l'osmium et sur les concentrations de l'osmium mesurées à partir d'un spectromètre de masse (TIMS). Cette méthode a prouvé son efficacité pour l'identification d'impactites. Les travaux ont été réalisés à l'UQAM dans les laboratoires du GEOTOP. Ainsi des tests préliminaires ont été effectués afin d'observer si une composante météoritique est présente au sein d'échantillons de la Formation de Chibougamau. Ces échantillons proviennent tous du membre moyen du mont du Radar. Ce chapitre traitera tout d'abord de l'utilité d'une telle méthode dans la détection de contamination météoritique dans l'étude des impactites. Par la suite, seront abordés la méthode expérimentale et les méthodes de calculs utilisées. La présentation des résultats sera ensuite exposée et une interprétation de ces données sera effectuée.

8.1 La géochimie isotopique de l'osmium dans l'étude des impactites

L'utilisation du système isotopique d'osmium est basée sur la formation du ^{187}Os (un des sept isotopes stables de l'osmium) par désintégration radioactive β du rhénium de masse 187. Les météorites, tout comme la partie mantellique terrestre, possèdent des teneurs en osmium, ainsi qu'en éléments du groupe du platine (EGP), de 102 à 105 fois supérieures comparées aux roches de la croûte terrestre (Koeberl et al., 2002). L'abondance du ^{187}Os radiogénique est normalisée à l'abondance du ^{188}Os non radiogénique. L'utilisation de la méthode est basée sur le fait que les compositions isotopiques $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, pour les météorites et les roches de la croûte terrestre, sont significativement différentes. Les roches crustales possèdent de fortes concentrations en rhénium et de faibles concentrations en osmium, ainsi leurs compositions isotopiques $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ décroissent rapidement avec le temps (moyenne $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ roche

crustale : 1 à 1,2). A contrario, les météorites ont des compositions isotopiques $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ relativement faibles (moyenne : 0,11 à 0,18) (Koeberl et al., 2012). De plus, l'osmium est beaucoup plus abondant que le rhénium dans les météorites, ainsi seuls de petits changements du ratio $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ apparaissent avec le temps (fig. 8.1) (Koeberl, 1998).

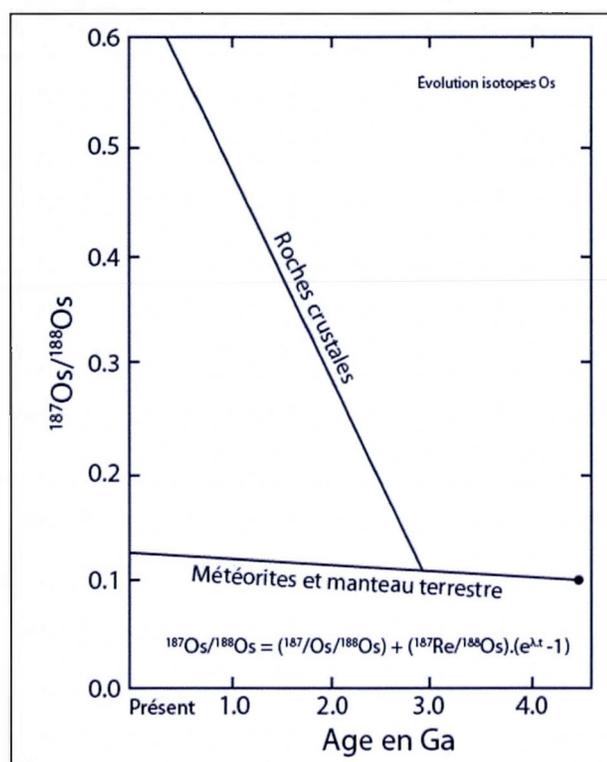


Figure 8.1 Évolution schématique de la composition isotopique $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ des météorites, de la croûte et du manteau terrestres en fonction du temps (modifié de Faure, 1986). Le point noir indique l'estimation de la composition isotopique lors de la formation du système solaire ($[^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}]_{4.56\text{Ga}} = 0.0965$; Walker et Morgan, 1989).

8.2 Méthode expérimentale

Un spectromètre de masse à ionisation thermique (TIMS) a été utilisé afin de déterminer les compositions isotopiques d'osmium des échantillons. Cette expérience a été réalisée au GEOTOP, laboratoire muni d'une salle blanche pour la préparation des échantillons et l'extraction de l'osmium contenu dans ces derniers ainsi que d'un TIMS (fig. 8.2).



Figure 8.2 Spectromètre de masse à ionisation thermique (TIMS) au laboratoire du GEOTOP.

8.2.1 Principes fondamentaux du TIMS

Le TIMS est un appareil capable de prendre des mesures très précises des rapports isotopiques de certains éléments par ionisation thermique. Son fonctionnement est basé sur la séparation en phase gazeuse de molécules chargées en fonction de leur rapport masse/charge (m/z). Le spectromètre de masse comporte une source d'ionisation suivie d'un ou plusieurs analyseurs qui séparent les ions produits selon leur rapport m/z , d'un détecteur Daly qui compte les ions et amplifie le signal, et d'un système informatique pour traiter le signal. Un jeu de lentilles électrostatiques est utilisé pour extraire et diriger les ions accélérés à une tension d'environ 10 kV. Le résultat obtenu est un spectre de masse représentant les rapports m/z des ions détectés selon l'axe des abscisses et l'abondance relative de ces ions selon l'axe des ordonnées. Pour ces raisons, une séparation du rhénium et de l'osmium est nécessaire puisque des deux éléments possèdent des isotopes de masse 187, qui interféreraient et donc fausseraient la mesure (Muller et Vervoort, 2011).

8.2.2 Types d'échantillons

L'appendice A présente les localisations GPS des échantillons. À la section 7.1.1.2 se trouve une description détaillée de l'unité échantillonnée pour ces analyses géochimiques.

Les échantillons FC09-01-01A et FC09-01-01A1 proviennent de la diamectite du membre moyen du mont du Radar (fig. 7.1 et 7.2). Ces deux échantillons sont caractérisés par

une roche à matrice fragmentaire à aphanitique gris-verdâtre comportant 10 % de clastes, essentiellement des gneiss et granitoïdes. L'échantillon FC09-01-01B, provenant du même endroit, est composé d'une matrice fragmentaire à aphanitique gris-verdâtre comportant 15 % de clastes polymictes. Ces clastes comprennent des granitoïdes, qui en constituent 70 %, des roches gneissiques et des roches volcanosédimentaires.

8.2.3 Préparation des échantillons

Les trois échantillons ont été broyés grossièrement afin de séparer et de retirer les quelques clastes de la matrice à l'aide d'une loupe binoculaire. Seule la matrice de ces unités a été analysée car les clastes de silicates influent et diminuent la mesure du signal en osmium, alors que les particules ultramafiques augmentent les valeurs d'osmium mesurées. Par la suite, la poudre grossière, triée de ces clastes, a été introduite dans un broyeur « shatterbox » en céramique afin de la réduire en une poudre fine et d'éviter une contamination par des alliages métalliques pouvant contenir de l'osmium. Avant nettoyage à l'alcool, un premier broyage à la silice a été entrepris, puis une précontamination pour chaque échantillon a été effectuée avant de broyer les échantillons. Une fois l'obtention d'une poudre fine, les échantillons sont prêts pour le processus de digestion afin d'y extraire l'osmium contenu. Cette étape d'extraction de l'osmium a été réalisée dans une salle blanche pour éviter une contamination par des éléments extérieurs.

8.2.4 La chimie de l'osmium

La procédure d'extraction a été suivie selon les méthodes décrites par Birck et al. (1997) et Meisel et al. (2003). Une quantité donnée d'échantillon ainsi qu'un mélange ^{185}Re - ^{190}Os de solution spike sont introduits dans des tubes de quartz (tab. 8.1). Un spike est une solution contenant une concentration connue d'un élément dont un de ces isotopes mineurs est artificiellement enrichi. De l'eau régale inverse a également été ajoutée pour la dissolution. Cette eau régale inverse est composée d'acide chlorhydrique à 6N et d'acide nitrique à 16N, tous deux de qualité suprapure. Sa formule brute se présente sous la forme : $2 \text{HCl} + 3 \text{HNO}_3$.

Les tubes de quartz sont alors fermés hermétiquement et chauffés par un HPA-S à 300°C sous une pression de confinement de 120 Bars durant 3 heures. Cette étape de digestion

détruit les systèmes cristallins afin de capter les inclusions d'osmium contenus dans les minéraux matriciels (Meisel et al., 2003). L'osmium capté sera transformé sous la forme de tétraoxyde volatil, qui est l'état d'oxydation le plus élevé de l'osmium (8+). Ainsi l'osmium contenu dans l'échantillon et dans le spike sera de même nature chimique et à l'équilibre.

Tableau 8.1

Quantités de spike et d'échantillon utilisées pour les analyses chimiques de l'osmium

Échantillon	Spike (g)	Echantillon (g)
01-Blanc	0,0049	X
02-Blanc HCl	0,0049	3,6072
FC09-01-01A1	0,0079	1,2506
FC09-01-01A	0,0074	1,5559
FC09-01-01B	0,0111	1,4068

Après refroidissement de la solution et ouverture rapide des tubes de quartz, 1 ml de Br₂ liquide est ajouté à la solution. Les tubes sont ensuite fermés et placés durant 3 heures sur une plaque chauffante à 80°C. La température d'ébullition du Br₂ étant de 59°C et sa densité de 3 g/cm³, le brome effectue un cycle d'ébullition-condensation sur les parois du récipient, captant ainsi l'OsO₄ qui est soluble dans le brome liquide. Durant cette étape, le rhénium contenu dans l'échantillon restera dans la phase aqueuse, permettant ainsi de ne pas interférer la mesure de l'osmium lors du passage au spectromètre de masse puisque ces deux éléments possèdent des isotopes de même masse atomique, le ¹⁸⁷Re et le ¹⁸⁷Os. Le Br₂ liquide contenant l'osmium oxydé et la phase aqueuse contenant le rhénium sont non miscibles. Par la suite, on refroidit le récipient au congélateur à une température proche de -7°C, qui est la température de congélation du Br₂, afin de diminuer la pression de vapeur.

Le Br₂ liquide non miscible avec la phase aqueuse contenant l'osmium oxydé est ensuite transvasé, à l'aide d'une pipette, dans un nouveau bécher de 10 ml contenant 1-2 ml d'eau froide Milli-Q. Cette étape permet de réduire l'évaporation du brome liquide et de piéger une goutte de la phase aqueuse qui aurait été introduite par mégarde dans la pipette. On ajoute de nouveau 1 ml de Br₂ à l'échantillon avant de refermer le bécher, puis on le place sur une plaque chauffante à 80°C pour au moins 1 heure. Après refroidissement du bécher, on pipette

le brome liquide et on le transvase au bécher de 10 ml contenant le brome et l'eau froide Milli-Q. L'eau froide Milli-Q est ensuite pipetée et jetée afin de retirer le rhénium piégé, puis on ajoute 0,5 ml de HBr concentré au brome réduisant ainsi OsO_4 en OsBr_6^{2-} . Cette étape permet, par le changement de structure moléculaire, de rendre l'osmium non volatil avant évaporation. Le tout est par la suite évaporé en une petite goutte.

Une dernière étape de purification de l'osmium contenu dans la goutte de HBr est nécessaire afin d'éliminer le rhénium qui aurait pu rester dans cette dernière. On transfère la goutte de HBr dans le capuchon d'un bécher conique Savillex 3 ml à l'aide d'une pipette. On évapore cette goutte afin d'obtenir du sel d'osmium, puis on la recouvre d'une goutte de solution Cr^{VI} en acide sulfurique 12N. Une petite goutte de HBr concentré est déposée dans la pointe conique du bécher Savillex 3 ml. Ce concentré restera fixé aux parois de la pointe du bécher par capillarité. Le bécher Savillex 3 ml est ensuite fermé à l'envers et emballé dans du papier aluminium, seule la pointe conique restera à l'air libre (fig. 8.3). Ce bécher est placé sur une plaque chauffante à 110°C. La goutte de Cr transformera le bromate d'osmium en l'oxydant sous la forme OsO_4 qui se volatiliserà vu la température de la plaque.

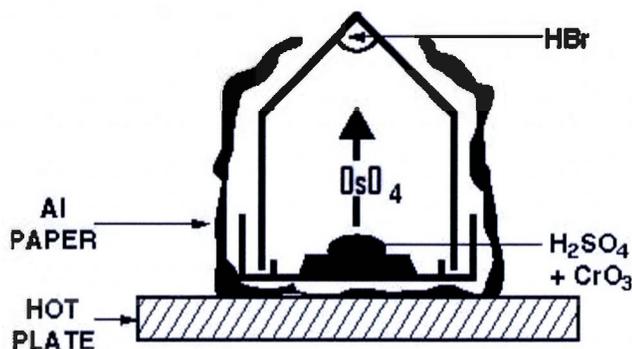


Figure 8.3 Schéma montrant la technique de purification finale de l'osmium par microdistillation. (tiré de Birck et al., 1997).

L'osmium est de nouveau réduit sous la forme OsBr_6^{2-} au contact de la goutte de HBr contenue dans la pointe du bécher. Cette dernière est ensuite refroidie à l'air ambiant et le bécher est ouvert et remis à l'endroit pour évaporation du HBr. Cette étape de distillation qui dure au moins 3 heures permet d'avoir un taux de récupération de l'osmium de 95 %.

8.2.5 Principe de dilution isotopique

La technique de dilution isotopique est une méthode qui implique l'ajout d'une quantité connue d'isotopes ou spike à un échantillon. Le spike utilisé ici est un mélange ^{185}Re - ^{190}Os . Toutefois, ce mélange n'est pas parfaitement pur. Les laboratoires créant ces spikes donnent une valeur approximative des abondances relatives du ou des métaux contenus dans le spike. C'est pourquoi une mise en solution et un calibrage du spike sont nécessaires pour déterminer avec la meilleure précision les quantités ajoutées à l'échantillon.

L'osmium possède 7 isotopes naturels dont deux d'entre eux sont radiogéniques : le ^{187}Os qui est le produit de la désintégration du ^{187}Re par émission d'une particule β^- (demi-vie : $42,3 \text{ Ga} \pm 1,3 \text{ Ga}$) (Lindner et al., 1989) ; le ^{186}Os , l'isotope fils de la désintégration de type α du ^{190}Pt (demi-vie : $449,4 \text{ Ga}$). Les isotopes d'osmium de masse 188, 189, 190 et 192 sont stables, c'est-à-dire que leurs abondances ne varient jamais sur Terre au cours du temps. Les isotopes d'osmium de masse 184 et 186 sont radioactifs puisque lors de leurs désintégrations de type α , ils produiront les isotopes de tungstène de masse 180 et 182 respectivement. Dans notre cas, l'abondance relative d'isotopes d'osmium contenus dans le spike est d'environ 97 % pour le ^{190}Os . Ainsi, on remarque un net enrichissement en ^{190}Os de la solution spike puisque dans la nature l'abondance relative en ^{190}Os est d'environ 26,369 % (Faure 1986). Le rhénium possède 2 isotopes dont les masses sont de 185 et 187. Comme décrit ci-dessus le rhénium de masse 187 est un élément radioactif qui produit le ^{187}Os . Le spike est enrichie à 97,4 % en ^{185}Re alors que son abondance relative naturelle est de 37,4 % (Lindner et al., 1989).

8.3 Méthodes de calcul

8.3.1 Calcul de la concentration en osmium

Le cheminement entrepris pour calculer la concentration d'osmium contenu dans les échantillons est décrit dans cette partie, avec pour exemple l'échantillon FC09-01-01A1.

On ajoute 0,0079 g de spike à 1,2506 g d'échantillon broyé (tab. 8.1). Ce spike contient $8,2017 \times 10^{-12} \text{ mol/g}$ d'isotope d'osmium de masse 190. Ce mélange ainsi obtenu est mesuré au spectromètre de masse qui détermine la composition isotopique en $^{192}\text{Os}/^{190}\text{Os}$ à 0,577709.

Le rapport isotopique naturel $^{192}\text{Os}/^{190}\text{Os}$ est de 1,553981096, tandis que celle de la solution spike est de 0,0174658912 (Poirier, communication personnelle).

À l'aide de ces données et de l'équation décrite en détail par Albarède (1996), on peut calculer la concentration en osmium contenus dans l'échantillon par la relation suivante :

$$\frac{^{190}\text{N}_{\text{éech}}}{^{190}\text{N}_{\text{sp}}} = \frac{R_{\text{mél}} - R_{\text{Sp}}}{R_{\text{éech}} - R_{\text{mél}}}$$

où N_{sp} et $\text{N}_{\text{éech}}$ sont les nombres d'atomes de ^{190}Os contenus respectivement dans le spike et l'échantillon, $R_{\text{éech}}$, R_{sp} et $R_{\text{mél}}$ sont les rapports $^{192}\text{Os}/^{190}\text{Os}$ de l'échantillon, du spike et du mélange échantillon-spike mesurés.

On trouve ainsi :

$$\frac{^{190}\text{N}_{\text{éech}}}{^{190}\text{N}_{\text{sp}}} = \frac{(0,57709) - (0,0174658912)}{(1,553981096) - (0,57709)}$$

$$\frac{^{190}\text{N}_{\text{éech}}}{^{190}\text{N}_{\text{sp}}} = 0,5728623294$$

La quantité de ^{190}Os provenant de la solution spike est de :

$$0,0079 \text{ g} \times 8,2017 \cdot 10^{-12} \frac{\text{mol}}{\text{g}} = 6,479343 \cdot 10^{-14} \text{ mol } ^{190}\text{Os}$$

Par conséquent, la quantité de ^{190}Os contenus dans l'échantillon est de :

$$^{190}\text{N}_{\text{éech}} = 0,5728623294 \times 6,479343 \cdot 10^{-14} = 3,71177152 \cdot 10^{-14} \text{ mol}$$

Connaissant la proportion isotopique naturelle du ^{190}Os ainsi que la masse molaire de l'osmium à 188,975 g/mol, la quantité d'osmium totale de l'échantillon peut être déterminée :

$$3,71177152 \cdot 10^{-14} \text{ mol} \times \frac{100 \%}{16,21 \%} = 2,28980353 \cdot 10^{-13} \text{ mol Os}$$

$$2,28980353 \cdot 10^{-13} \text{ mol} \times 188,975 \frac{\text{g}}{\text{mol}} = 43,2715622 \cdot 10^{-12} \text{ g Os total}$$

En connaissant la quantité précise d'échantillon introduit pour l'analyse, on détermine ainsi la concentration :

$$[\text{Os total}]_{\text{éch}} = \frac{43,2715622 \cdot 10^{-12} \text{ g}}{1,2506 \text{ g}} = 34,6006414 \text{ ppt}$$

On obtient ainsi une concentration d'osmium total pour l'échantillon FC09-01-01A1 de 34,6 ppt. De plus, on remarque que la méthode de dilution isotopique est efficace dans la détection d'infime concentration, puisqu'ici cette dernière atteint l'ordre de la partie par trillion (ppt).

8.3.2 Calcul de la composition isotopique

Connaissant les quantités en mol de ^{190}Os contenus dans le spike (X1) et dans l'échantillon (X2) ainsi que les abondances relatives de chaque isotope d'osmium dans le spike on peut déterminer la quantité Z1 en mol de chacun des isotopes d'osmium introduit (fig. 8.4).

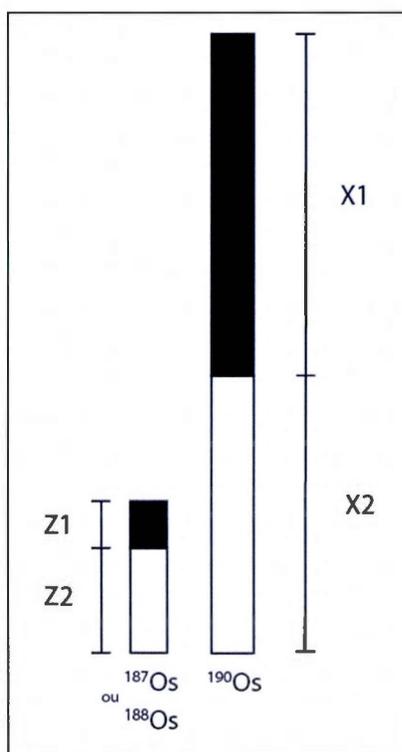


Figure 8.4 Schéma simplifié expliquant la démarche de calcul de l'abondance d'un isotope contenu dans un échantillon après l'ajout d'un spike. X1, X2, Z1 et Z2 : voir le texte pour explication.

De ce fait, l'équation présentée ci-dessous ne possèdera qu'une seule inconnue ($Z2$), qui représente la quantité en mol de l'isotope de masse 187 ou 188, puisque les compositions isotopiques en $^{187}\text{Os}/^{190}\text{Os}$ et $^{188}\text{Os}/^{190}\text{Os}$ du mélange sont déterminées par le spectromètre de masse.

$$\frac{^{187}\text{Os}_{\text{mél}}}{^{190}\text{Os}_{\text{mél}}} = \frac{Z1 + Z2}{X1 + X2}$$

Les compositions isotopiques en $^{187}\text{Os}/^{190}\text{Os}$ et $^{188}\text{Os}/^{190}\text{Os}$ de l'échantillon étant déterminées, on peut calculer celle du $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ par la relation suivante :

$$\frac{^{187}\text{Os}_{\text{éch}}}{^{190}\text{Os}_{\text{éch}}} \times \frac{^{190}\text{Os}_{\text{éch}}}{^{188}\text{Os}_{\text{éch}}} = \frac{^{187}\text{Os}_{\text{éch}}}{^{188}\text{Os}_{\text{éch}}}$$

La normalisation en isotope d'osmium de masse 188 est préférée, car c'est celui qui est le plus souvent utilisé dans la littérature (Koeberl et Shirey, 1997). Ainsi, par le même procédé de calcul on pourra déterminer n'importe quelle composition isotopique désirée.

8.4 Résultats

Les concentrations en osmium obtenues à l'aide du TIMS ainsi que les compositions isotopiques déduites sont représentées dans le tableau 8.2 ci-dessous :

Tableau 8.2

Résultats des analyses chimiques d'osmium effectuées à l'aide du TIMS

Échantillons	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$\pm 2 \sigma$	[Os] (ppb)
FC09-01-01A	4,35	0,03	0,0430086106
FC09-01-01A1	4,91	0,06	0,0341029782
FC09-01-01B	1,912	0,003	0,101253518

Les résultats obtenus pour la concentration et la composition isotopique en osmium, pour les échantillons FC09-01-01A et FC09-01-01A1, sont relativement constants. Cette constance réside dans le fait qu'ils proviennent du même échantillon de roche, ce qui permet ainsi de valider la méthode de mesure isotopique. On observe ainsi pour ces derniers, de faibles concentrations d'osmium et de hautes valeurs en $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$.

Tableau 8.3

Compilation de données des abondances et compositions isotopiques en osmium sur des impactites et des météorites. (tiré de 1 : Shen et al., 1996 ; 2 : Morgan, 1965 ; 3 : Esser et Turekian, 1989 ; 4 : Lichte et al., 1986 ; 5 : Yin, 1995 ; 6 : Koeberl et Shirey, 1993 ; 7 : Koeberl et Shirey, 1996 ; 8 : Koeberl et Shirey, 1997 ; 9 : Palme, 2008)

Echantillon	[Os] (ppb)	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ($\pm 2\sigma$)
Groupe IIAB ¹		
Negrillos	66620	0,12326 \pm 2
Coahuila	10440	0,14132 \pm 3
Groupe IVA ¹		
Yanhuitlan	3880	0,12977 \pm 4
Duchesne	256	0,14830 \pm 7
Groupe IVB ¹		
Tlacotepec	47920	0,12089 \pm 2
Tawallah Valley	17180	0,12657 \pm 4
Groupe IIIAB ¹		
Cape York	2411	0,13312 \pm 8
Groupe IAB ¹		
Canyon Diablo	1982	0,13561 \pm 4
Odessa	2428	0,13168 \pm 3
Achondrite ²		
Nuevo Lerado	0,20–18,6	
Limite K-T		
Starkville South, Co, USA ³	21,2	0,148 \pm 2
Woodside Creek, Nouvelle-Zélande ⁴	60	0,135
Stevens Klint, Danmark ⁵	110	0,1668 \pm 3
cratère Bosumtwi (Ghana) ⁶		
IVC 8902 (tectite)	0,0889	0,2087 \pm 30
IVC 2069 (tectite)	0,129	0,1528 \pm 24
BI 9201 (verre d'impact, cratère)	0,125	0,9009 \pm 49
J 492 (roche cible, graywacke)	0,327	2,338 \pm 38
J 494 (roche cible, microgranite)	0,0969	3,983 \pm 67
cratère Manson, (USA) ⁷		
M-8/277.8 (brèche de retombée)	0,016	1,537 \pm 5
M-10/389.2 (brèche de retombée)	0,022	2,384 \pm 64
moyenne		
roches du manteau	2 ⁹	0,13 ⁸
météorites	2000 ⁹	0,11-0,18 ⁸
croûte continentale ⁸	0,02	0,67-1,61

Les résultats obtenus pour l'échantillon FC09-01-01B sont nettement différents, on remarque une diminution significative dans la mesure de la composition isotopique $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, et une concentration en osmium 2 à 3 fois supérieure par rapport aux échantillons FC09-01-01A et FC09-01-01A1.

Le tableau 8.3 présente une compilation de résultats d'étude portant sur des météorites ferreuses, des cratères d'impact, des brèches de retombée ou des éjectas d'impact ainsi que sur les roches cibles non contaminées par l'impacteur, et ce à travers le monde. On observe que les météorites ferreuses (groupes IIAB, IVA, IVB, IIAB et IAB ; Shen et al., 1996) sont caractérisées par une concentration très élevée en osmium et une composition isotopique $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ dont la moyenne est d'environ 0,13. Il est remarqué que les météorites achondritiques ne montrent pas d'enrichissement significatif en osmium et que les météorites ferreuses ont une concentration plus élevée de trois à quatre ordres de grandeurs comparée aux achondrites (Morgan, 1965). Les brèches de retombées M-8/277.8 et M-10/389.2 (Koeberl et Shirey, 1996) ne montrent pas de contamination par un matériel chondritique puisque ces deux échantillons possèdent une signature en osmium typique d'une roche de croûte continentale (Koeberl et Shirey, 1997). Cependant, ces brèches de retombées contiennent des minéraux métamorphiques et des minéraux choqués indiquant clairement une origine météoritique (Koeberl et Shirey, 1996).

En comparant les résultats d'analyses des échantillons FC09-01-01A et FC09-01-01A1 de la Formation de Chibougamau (tab. 8.2) avec les brèches de retombées M-8/277.8 et M-10/389.2 (tab. 8.3), on remarque que les concentrations en Os sont similaires alors que les ratios $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ sont deux à trois fois plus élevés pour les échantillons de la Formation de Chibougamau. Ainsi, les échantillons FC09-01-01A et FC09-01-01A1 possèdent des concentrations et des ratios $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ typique de roches de la croûte continentale ce qui implique donc une absence de contamination par un matériel chondritique.

L'échantillon FC09-01-01B (tab. 8.2) contient une concentration en osmium et une composition isotopique $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ similaires au verre d'impact BI 9201 et à la roche cible J494 provenant du cratère Bosumtwi (tab 8.3 ; Koeberl et Shirey, 1993). Ainsi, l'échantillon FC09-01-01B montre une légère contamination en osmium mais ne démontre pas une contamination significative par un matériel chondritique puisque la contraction en osmium est

moins importante que celles des échantillons de la limite K-T (tab. 8.3 ; Esser et Turekian, 1989 ; Lichte et al., 1986 ; Yin, 1995).

Ces données montrent que la méthode de détection d'une composante météoritique par les isotopes d'osmium n'est pas déterminante d'un impact. Koeberl et Shirey (1996) prétendent que la détection d'une composante météoritique sur des impactites n'est pas simple surtout si l'impacteur est achondritique puisqu'il ne possède pas d'abondance significative en éléments sidérophiles (tab. 8.3). Le problème de détection est d'autant plus grand si un possible fractionnement des éléments sidérophiles se produit lors de l'impact, ce qui aurait des conséquences sur les concentrations en osmium (Koeberl et Shirey, 1993). De plus, selon Koeberl et al. (2002), une absence de signal extraterrestre pourrait provenir dans le cas des éjectas d'une faible abondance de débris impactés disséminés dans une grande quantité de matrice.

8.5 Résumé du chapitre

Les analyses effectuées sur les échantillons de la Formation de Chibougamau ne montrent pas un net enrichissement en osmium. Au contraire, les échantillons FC09-01-01A et FC09-01-01A1 indiquent une signature typique d'une croûte continentale, alors que l'échantillon FC09-01-01B possède une signature en osmium comparable avec certaines impactites mais qui n'est toutefois pas significative pour prouver une contamination par du matériel chondritique. Cependant, certains auteurs (Koeberl et Shirey, 1993, 1996, 2002) indiquent que la méthode de détection d'une composante météoritique sur les impactites par le système Re-Os est indicatrice, mais que des facteurs tels que la nature de l'impacteur, le possible fractionnement des éléments sidérophiles lors de l'impact et la faible abondance de débris impactés disséminés dans une grande quantité de matrice peuvent grandement influencer sur la signature des impactites résultantes.

Toutefois, les observations pétrographiques effectuées sur le membre moyen du mont du Radar ont permis de détecter la présence de PDFs (fig. 7.7, 7.8 et 7.9) ainsi qu'une proportion de verre dévitrifiée constituant <0.5 % de la matrice (fig. 7.10). Ces éléments sont tout aussi utiles puisque le verre et les PDFs constituent des preuves robustes d'un métamorphisme de choc (French et Koeberl, 2010).

CHAPITRE IX

DISCUSSION

Ce chapitre résume les faits saillants abordés précédemment dans le présent mémoire. Le but de ce chapitre est de montrer quel modèle de genèse serait le plus approprié pour la Formation de Chibougamau au regard des observations de terrain, des résultats pétrographiques et géochimiques combinés aux travaux historiques. Cette partie portera tout d'abord sur la comparaison des modèles de genèse de la Formation de Chibougamau par des phénomènes glaciogénique, météoritique, ou météoritique associée à des remaniements pénécotemporains et/ou postérieurs. Au regard de nombreux minéraux affectés par un métamorphisme de choc, indubitable d'un impact, une tentative de contrainte du lieu et de l'âge de l'impact sera par la suite apportée. Enfin, un examen sur une possible corrélation avec des astrolèmes connus à ce jour sera présenté pour clore ce chapitre.

9.1 La Formation de Chibougamau : dépôts glaciogéniques ?

La Formation de Chibougamau est actuellement recensée comme une formation d'origine glaciaire à paraglaciale d'âge Paléoproterozoïque (Long, 1973, 1974, 1981). Cette conclusion sur la genèse provient de l'observation de dropstones au sein de laminites granoclassées, qui constitue selon Long (1973) une évidence d'un environnement glaciolacustre (sec. 2.4.2 ; Hambrey et Harland, 1981). L'intime association de ces laminites granoclassées contenant des dropstones avec des unités diamictiques a entraîné Long (1973) à proposer que les diamictites sont d'origine glaciaire, soit des tillites (par. 2.1 ; Occhietti et Landry, 2013). De ce fait, Long (1973) propose que les conglomérats et les grès soient d'origine paraglaciale, due au recul d'un glacier lors de périodes interglaciaires. Ces derniers

constitueraient ainsi des sédiments fluvioglaciaires déposés par les eaux de fonte des glaciers (par. 2.1 ; Occhietti et Landry, 2013).

Cependant, la présence de dropstones au sein d'une lithologie ne constitue pas une preuve irréfutable d'une origine glaciaire. En effet, les dropstones peuvent être générés par la retombée de bombes volcaniques lors d'une éruption (fig. 6.5 ; Collinson et Thompson, 1989) ou par expulsion et retombée de fragments lors d'un impact météoritique sur des sédiments non consolidés (fig. 6.6 ; Oberbeck et al., 1993 ; Rampino, 1994). De plus, le terme diamictite ne réfère pas à une origine uniquement glaciaire (Flint et al., 1960a, 1960b) puisque cette lithologie est retrouvée dans différents environnements géologiques (par. 2.2).

En suivant l'hypothèse d'une diamictite glaciaire des évidences d'une glaciation terrestre devrait être détectées au sein de ces unités dites glaciogéniques (par. 2.4.1 ; Hambrey et Harland, 1981). Or, ces diamictites ne présentent ni clastes striés et facettés ni fabrique de till (Long, 1973). De plus, aucune marque d'abrasion, indicatrice de glaciation terrestre (Hambrey et Harland, 1981), n'est recensée sur le substratum rocheux (Long, 1973). Des évidences de conditions glaciaires marines sont aussi manquantes, puisque qu'aucune argilite varvée, jugée indicatrice de telles conditions (Lindsey, 1969) n'est relatées par Long (1973).

Long (1973, 1974, 1981) énonce que la Formation de Chibougamau ne comporte aucun fragment de carbonate et qu'aucune couverture clastique, semblable à celle-ci, n'est recensée sur les sédiments chimiques et détritiques du Groupe Mistassini. Ce dernier propose ainsi de limiter l'âge de formation entre 2500 Ma, âge des roches supracrustales, et 1787 Ma, âge Rb/Sr sur roche totale de la formation de fer de Témiscamie (Fryer, 1972) comprise dans le Groupe Mistassini (fig. 1.1). La détermination de cet âge relatif lui permet d'effectuer une corrélation entre les formations de Chibougamau et de Gowganda (fig. 2.2), dont l'âge est estimé à 2,3 Ga (Legault et Rabeau, 2006).

L'étude pétrographique (par. 7.2) a permis de mettre en évidence des fragments de carbonates (fig. 7.15 et 7.32). Ces carbonates sont bel et bien des fragments et ne semblent pas être liés à une altération hydrothermale postérieure au dépôt des sédiments. En effet, aucune veinule ou veine de quartz/carbonate n'y est associée et surtout un claste de carbonate comporte des oolithes (fig. 7.15) indiquant une sédimentation en milieu marin. Ces indices suggèrent que ces clastes de carbonates proviendraient du Groupe de Mistassini, source la

plus probable de ces fragments. Cette hypothèse implique que l'âge de déposition de la Formation de Chibougamau est contemporain ou postérieur aux sédiments du Groupe de Mistassini. Des études stratigraphiques et structurales montrent une possible corrélation de ce groupe avec des sédiments de la Fosse du Labrador, des Monts Otish et du Groupe Belcher, au sud-est de la Baie d'Hudson (Dimroth, 1970 ; Bekker, 2007). Bekker (2007) a effectué une étude du $\delta^{13}\text{C}$ sur différents sédiments carbonatés de ces régions. Son étude montre que les successions sédimentaires des bassins de Mistassini et d'Otish sont corrélables avec le bassin de la Fosse du Labrador et que ces derniers sont probablement plus récents et non corrélables avec la formation des sédiments du bassin Huronien daté au minimum à 2,22 Ga. Cet âge constitue par conséquent l'âge maximum de déposition de la Formation de Chibougamau et indique donc une contraction avec une possible corrélation de cette dernière avec la Formation Gowganda, datée à 2,3 Ga (Legault et Rabeau, 2006). Il est de plus important de rappeler que les glaciologues ne relèvent aucune évidence mondiale de glaciations entre 2,0 et 1,0 Ga (Eyles et Young, 2003), période dans laquelle la Formation de Chibougamau aurait pu se déposer. Suivant cette dernière hypothèse, une inconsistance avec une origine glaciaire serait de nouveau soulignée.

Une origine glaciaire ne peut qu'être prouvée par l'observation de nombreux critères caractéristiques de glaciations terrestres et/ou marines. Or, les caractéristiques les plus utilisées (Hambrey et Harland, 1981), à savoir, l'abrasion du substratum rocheux, une fabrique de till et des clastes striés et facetés, sont manquants au sein de la formation. De plus, la présence de clastes de carbonate suggère un âge maximum de déposition de la Formation de Chibougamau à 2,22 Ga (Bekker, 2007). Cet âge maximum proposé suggère donc qu'un lien entre les formations de Chibougamau et de Gowganda n'est pas viable, et donc inconsistant avec une genèse de la Formation de Chibougamau par une ou plusieurs glaciations paléoprotérozoïques.

9.2 La Formation de Chibougamau : éjecta d'impact ?

L'étude pétrographique (par. 7.2) effectuée sur les 59 lames minces a permis de mettre en évidence des indices montrant que certains clastes et particules de cette formation ont été affectés par un métamorphisme de choc.

Rappelons tout d'abord que les brèches d'impact sont divisées en trois groupes, les brèches lithiques, les suévites et les brèches monomictes. Ces derniers sont fonction du degré de mélange des différentes lithologies impactées et de leurs contenus en particules fondues (par. 4.3 ; fig. 4.3 ; Stöffler et Grieve, 2007).

Dans la partie 7.2, il est fait état que tous les affleurements comportent une grande diversité lithologique des fragments, soulignant le caractère polymictes. De nombreux fragments de roches et minéraux matriciels ne sont pas choqués. Seuls certains clastes de roches quartzofeldspathiques et quelques grains de quartz et de feldspaths matriciels présentent des indices de déformation planaire. Ces indices, notamment des PDFs, constituent des déformations du réseau cristallin caractéristiques d'un impact météoritique (French, 1998 ; French et Koeberl, 2010). La matrice de ces lithologies est de type fragmentaire, bien qu'une particularité soit dégagée pour la diamictite du membre moyen du mont du Radar où des figures de remaniements sont notées au sein de la matrice (fig. 7.2). En effet, cette dernière montre des imbrications de matrice à grains fins au sein d'une matrice aphanitique et inversement, laissant penser à une zone de mélange probablement due à une coulée de débris. Il est aussi remarqué que les membres moyen et supérieur du mont du Radar, tout comme la diamictite du canton de Richardson, contiennent du verre d'impact au sein de la matrice et au sein de clastes de roches cristallines quartzofeldspathiques.

Une particularité ressort de cette étude pétrographique. La diamictite du membre moyen du mont du Radar (sec. 7.2.1.2), contient uniquement du verre d'impact brun non altéré (fig. 7.10). Ces particules constituent bel et bien une phase holohyaline puisque l'isotropie est totale en lumière polarisée analysée, soulignant ainsi le caractère amorphe du minéral (French, 1998). De plus, aucune texture ou structure minéralogique particulière n'est remarquée, alors que des textures de fluage sont présentes, ce qui dénote selon French (1998) une fonte du ou des minéraux originels. Ceci suggère donc un verre d'impact formé à des pressions extrêmes comprises entre 45 et 60 GPa (sec. 4.4.2.3). De plus, une particule de verre adopte une morphologie en « haltère » (fig. 7.10A), alors que des microbrèches montrent des formes de gouttelettes et de sigmoïdes (fig. 7.11), dénotant selon Glass et Simonson (2012) une rotation rapide d'un corps encore fondu qui impliquerait donc un transport en domaine aérien.

Les verres diaplectiques détectés en lame mince au sein du membre supérieur du mont du Radar (sec. 7.2.1.3) et au sein de la diamictite du canton de Richardson (sec. 7.2.2) présentent d'autres caractéristiques optiques. Ils sont caractérisés par une couleur vert-émeraude non pléochroïque en lumière naturelle, alors qu'en lumière polarisée analysée l'isotropie est totale. Ces verres diaplectiques « vert-émeraude » montrent parfois des textures de dévitrification partielle caractérisées par un mosaïcisme (fig. 7.18A, 7.18B et 7.19). Cette texture en mosaïque indique une recristallisation d'un verre diaplectique vers sa phase cristalline originelle (French, 1998) et se rencontre couramment dans les grains de roches impactés (Montanari et Koeberl, 2000). Sur les figures 7.18A et 7.18B, on observe que ce mosaïcisme apparaît sous forme de microcristaux de quartz avec des extinctions à des angles différents. De plus, la figure 7.29, montre un verre « vert-émeraude » associé à un grain de quartz où l'on observe que les PDFs, affectant les phases holocristalline et hypocristalline, ne subissent aucun changement d'orientation ou de perturbation à leur interface. Ceci suggérerait donc que ce verre diaplectique se soit formé à partir du grain de quartz adjacent, et ce, peu après la formation des PDFs. Les PDFs étant conservés au sein du verre diaplectique, on en conclue que ce verre ne provient pas d'une fonte de minéral et donc qu'il s'est formé à des pressions comprises entre 35 et 45 GPa (sec. 4.4.2.3 ; French, 1998).

Ainsi, ces différentes observations couplées à des caractéristiques optiques toujours similaires permettent d'émettre l'hypothèse que le verre diaplectique « vert-émeraude » représente la phase hypocristalline d'un minéral de quartz originel que ce soit au sein de la matrice fragmentaire ou en inclusions dans les fragments de roches. Ceci expliquerait par conséquent, le manque de texture et de structure minéralogique du verre diaplectique, puisque le quartz est un minéral ne possédant aucun clivage. La couleur atypique de ce verre a tout de même attiré notre attention. Seuls deux exemples ont pu être trouvés dans la littérature pour des verres montrant des caractéristiques optiques jugées similaires (par. 5.5). Ces exemples concernent un éjecta d'impact associé à la structure de Chicxulub au Mexique (Pope et al., 1999) et un éjecta d'impact associé à la structure de Sudbury au Canada (Cannon et al., 2010). Ces deux cas indiquent que des fragments de verre diaplectique sont altérés en chlorite par des phénomènes d'hydrothermalisme postimpact ou par une altération plus tardive sans lien avec l'impact.

Par conséquent, les observations pétrographiques et de terrain suggèrent des caractéristiques similaires à une suévide dont la définition selon Stöffler et Grieve (2007) est la suivante : roches généralement polymictes, parfois monomictes possédant une matrice clastique, comprenant essentiellement des fragments de roches et de minéraux choqués ou non choqués ainsi que des particules fondues.

Cependant, nommer l'entière de la Formation de Chibougamau sous le terme suévide ne semble pas approprié et quelques points doivent être abordés pour expliquer les différences observées sur le terrain et par l'étude pétrographique.

9.3 La Formation de Chibougamau : un remaniement d'éjecta ?

9.3.1 Le mont du Radar

Le mont du Radar est le seul endroit où des unités stratigraphiques ont pu être observées à partir du contact avec les roches archéennes. Le mont du Radar constitue ainsi l'endroit le plus approprié pour tenter de déterminer des relations entre les différentes unités.

Les 3 lames minces, fabriquées à partir d'échantillons du membre inférieur, ne montrent pas d'indice de métamorphisme de choc (sec. 7.2.1.1). De plus, on observe des clastes de diverses natures lithologiques, généralement arrondis pour les roches cristallines et anguleux pour les roches archéennes locales, volcanites et sédiments. Le caractère arrondi des roches cristallines non choqués dénote un transport important de ces clastes par des processus détritiques fluviaux.

Les 16 lames minces, fabriquées à partir d'échantillons du membre moyen, présentent de nombreux indices de métamorphisme de choc : - du verre diaplectique brun non altéré (fig. 7.10) ; - des PDFs (fig. 7.7, 7.8 et 7.9B) ; - de la maskélynite (fig. 7.7) ; - des microbrèches généralement arrondies (fig. 7.12) et parfois à morphologie ballistique (fig. 7.11) ; et, - des fragments de roches fondues (fig. 7.14). Les clastes, représentant 10 % du volume de la roche, sont essentiellement des roches cristallines quartzofeldspathiques anguleuses à subarrondies. Qu'elle soit laminée ou massive les deux lithologies comprennent des clastes de nature et de granulométrie identiques (fig. 7.2A). La matrice de la diamictite présente des indications de mélange entre différents matériaux puisqu'une matrice aphanitique se mélange

à une matrice fragmentaire et inversement (sec. 7.1.1.2 ; fig. 7.2B). Cette matrice aphanitique irait donc à l'encontre d'une suéвите qui devrait posséder une matrice clastique.

Les 19 lames minces fabriquées à partir d'échantillons du membre supérieur montrent de nombreux indices de métamorphisme de choc : - du verre diaplectique « vert émeraude » altéré en chlorite (fig. 7.19, 7.20, 7.22 et 7.23) ; - des PDFs (fig. 7.16, 7.20, 7.21, 7.24A et 7.24B) ; - des textures « ballen » pouvant être reliées à de la lechatelierite (fig. 7.17) ; et - des textures en mosaïque couramment rencontrées dans les grains de roches impactées (fig. 7.18). Les roches sont représentées par des conglomérats massifs à clastes jointifs et d'une unité diamictique à clastes non jointifs (fig. 7.1, 7.3 et 7.4). Ces unités montrent toutes des indices de métamorphisme de choc. Les clastes non impactés sont arrondis pour les roches cristallines et anguleux pour les roches volcanosédimentaires. Quant aux clastes ou aux grains choqués, ils présentent un caractère anguleux moyen à prononcé. Ainsi, la morphologie de ces différents clastes suggère un mélange de matériaux non impactés ayant subi un transport détritique important avec des matériaux impactés ayant subi très peu de transport. Le verre diaplectique « vert-émeraude » semble montrer qu'une altération à chlorite postimpact ou plus tardive ait affecté ces particules de verre (Pope et al., 1999 ; Amor et al., 2008). Selon Buchner et Schneider (2009), des éjectas d'impact remaniés par des processus fluviaux ou glaciaires sont très peu mentionnés dans la littérature, soulignant donc selon ces auteurs que les grains de minéraux choqués tout comme les verres d'impact sont instables et survivent difficilement aux phénomènes d'érosion et de transport. De plus, les éjectas d'impact remaniés et déposés par des tsunamis ou des courants de turbidité contiennent des minéraux choqués anguleux à subanguleux et occasionnellement du verre d'impact non altéré (Smit, 1999), alors que ceux remaniés par des processus fluviaux sont susceptibles de contenir des particules de verre non altérées (Buchner et Schneider, 2009). Par conséquent, la présence de ce verre diaplectique « vert-émeraude » suspecté comme altéré couplée à la forte abondance de clastes arrondis non-impactés semble être en faveur d'une remobilisation d'un éjecta source par des processus fluviaux.

9.3.1.1 L'absence de signal géochimique : implication ?

Les analyses effectuées sur les échantillons FC09-01-01A et FC09-01-01A1 du membre moyen ne montrent aucun enrichissement en osmium extraterrestre (tab. 8.2). Au contraire,

ces résultats indiquent que ces derniers possèdent une signature typique d'une croûte continentale (tab. 8.3). Seul l'échantillon FC09-01-01B montre une concentration en osmium plus élevée et un ratio $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ moins important (tab. 8.2). De plus, ces résultats d'analyses sont similaires à des impactites du cratère Bosumtwi (Ghana ; tab. 8.3), mais sont significativement différents de ceux des éjectas de la limite K-T (tab. 8.3). Ainsi, les résultats obtenus pour l'échantillon FC09-01-01B ne permettent pas d'avérer une contamination par un matériel chondritique.

Cependant, de nombreux auteurs (Koeberl et Shirey, 1993, 1996) indiquent que la méthode de détection d'une composante météoritique sur les impactites par le système Re-Os est utile et indicatrice. Toutefois, des facteurs tels que la nature de l'impacteur et le possible fractionnement des éléments sidérophiles lors de l'impact peuvent grandement influencer sur la signature des impactites résultantes (French, 1998). Certaines météorites, comme les achondrites, ne sont pas enrichies en éléments sidérophiles et de tels projectiles ne produiront pas d'anomalie en éléments sidérophiles dans les impactites résultantes (French et Koeberl, 2010). Selon Koeberl et al. (2002), une telle absence de signal extraterrestre proviendrait d'une faible abondance de débris impactés disséminés dans une grande quantité de matrice. L'absence d'un signal extraterrestre ne réfute pas pour autant l'hypothèse d'un éjecta d'impact, d'autant plus que des évidences pétrographiques robustes ont été observées. Il est d'ailleurs à noter que de nombreux éjectas d'impact prouvés ne présentent aucune signature extraterrestre, c'est notamment le cas de la couche de sphérule Grænsesø, au sud du Groenland (Chadwick et al., 2001).

9.3.1.2 Hypothèse de genèse des unités du mont du Radar

L'hypothèse d'une genèse par des phénomènes de tsunami et de remaniements fluviaux postérieurs semble favorable à la formation de ces unités. Cette genèse pourrait expliquer la grande diversité de lithologie non choquée au sein des conglomérats, les nombreux PDFs affectant des minéraux de quartz et de feldspaths et la présence de verre altéré dans les conglomérats et non altéré au sein de la diamectite du membre moyen.

Le modèle d'impact en domaine marin peu profond proposé par Oberbeck et al. (1993) (par. 6.3 ; fig. 6.7) semble le plus approprié. Ce modèle est favorisé pour deux raisons : - des

fragments à texture « armored » ont été remarqués (fig. 7.13 et 7.18C) ; et, - la présence au membre moyen d'une matrice composé d'un mélange de matériel aphanitique et fragmentaire typique de coulée de débris. Fisher et Schmincke (1984) notent que la présence de clastes à texture « armored » est indicatrice de dépôts hydroclastiques puisqu'une présence abondante d'eau et/ou de vapeur est nécessaire à leur formation.

Ainsi, à la suite de la phase d'excavation (sec. 4.1.2), l'éjecta néoformé se mélangerait avec une grande quantité de boues provenant du fond marin (par. 6.3). Ce mélange se déposerait sur le fond ou en bordure d'un bassin ainsi que sur des sédiments non consolidés préexistants, dans ce cas le conglomérat du membre inférieur qui ne montre aucun effet de métamorphisme de choc. Un ou plusieurs tsunamis engendrés par l'impact météoritique, remanieraient une partie voire la totalité de ce mélange éjecta/boue, permettant ainsi un triage grossier et la formation d'une stratification des laminites granoclassées sus-jacentes à la diamicrite (fig. 7.1). Par la suite, des phénomènes fluviaux post-déposition éroderaient une partie de la couche d'éjecta néoformée permettant ainsi le mélange de fragments choqués et de particules de verre avec une grande quantité de fragments non choqués pour former des masses conglomératiques et diamicritiques sus-jacentes (fig. 9.1).

La préservation du verre diaplectique au sein de la diamicrite du membre moyen proviendrait de la faible porosité de cette roche de texture aphanitique à fragmentaire comparé aux conglomérats et à la diamicrite du membre supérieur. Ainsi, des fluides hydrothermaux tardifs circuleraient préférentiellement dans ces horizons à matrice fragmentaire plus poreux, et permettraient l'altération du verre diaplectique de ces séquences.

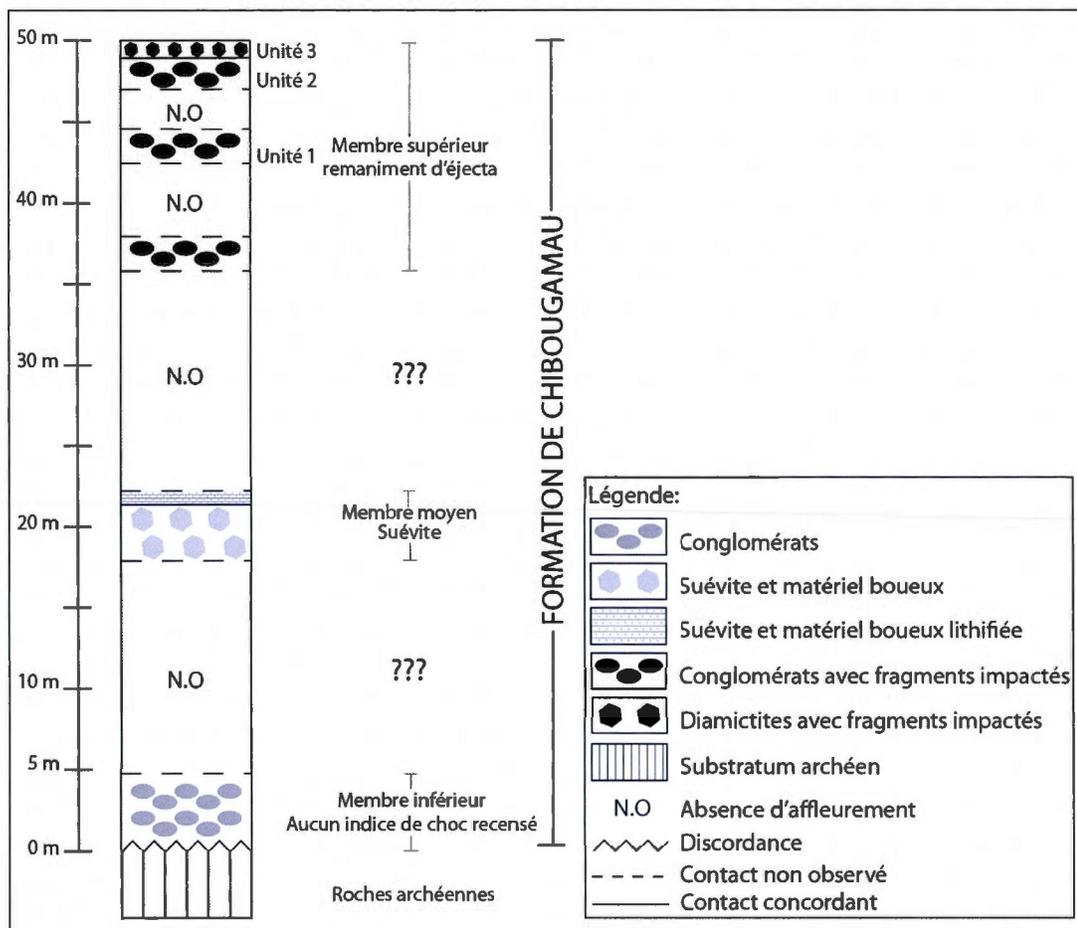


Figure 9.1 Interprétation des unités stratigraphiques observées au mont du Radar à la suite des observations en lame mince et de terrain.

9.3.2 Canton de Richardson, à l'ouest du lac Richardson

Le décapage étudié comprend une diamictite massive, non litée et non schistosée. Cette diamictite comporte des caractéristiques d'une coulée de débris de forte énergie puisque les clastes sont mal triés, de toutes tailles, de diverses morphologies et non jointifs et qu'aucune stratification n'est présente (sec. 7.1.2).

L'étude pétrographique a de nouveau révélé que les clastes porteurs de PDFs sont uniquement des fragments de roches quartzofeldspathiques anguleux à subanguleux (fig. 7.25, 7.26 et 7.27). Du verre diaplectique « vert-émeraude » est aussi observé au sein de la matrice (fig. 7.30) et au sein de certains clastes de roches quartzofeldspathiques (fig. 7.28 et

7.29). Il est à noter qu'une microbrèche lithique à matrice de verre « brun » partiellement dévitrifié est présente au sein de la matrice (fig. 7.31).

La diversité lithologique des clastes non choqués, pouvant adopter une forme arrondie, la présence de PDFs au sein de fragments quartzofeldspathiques anguleux et la présence de verre diaplectique « vert-émeraude » possiblement altéré en chlorite, permet de constater des similitudes avec les unités du membre supérieur du mont du Radar. Ainsi, suivant l'interprétation de genèse proposée à la section 9.3.1.2, il s'avèrerait que cette unité est le produit d'une remobilisation par une coulée de débris d'un éjecta source, et de lithologie non consolidée de type conglomératique. La présence de la microbrèche à matrice de verre n'est pas inconsistante avec cette hypothèse puisque Smit (1999) énumère que les éjectas d'impact remaniés et déposés par des courants de turbidité contiennent des minéraux choqués anguleux à subanguleux et occasionnellement du verre d'impact non altéré. Cependant, Long (1973) indique que cette unité serait comprise dans l'unité inférieure de la Formation de Chibougamau, ce qui viendrait à l'encontre du modèle proposé précédemment. Un échantillonnage conséquent de différentes unités du secteur, comme effectué au mont du Radar, permettrait de préciser les relations stratigraphiques et aussi de les comparer avec celles du mont du Radar.

9.3.3 Canton de Roy, au Nord du lac Chibougamau

Les affleurements observés à l'extrême Nord du lac Chibougamau, dans le canton de Roy, restent énigmatiques. Ces affleurements présentent une schistosité pénétrative non observée dans les autres secteurs. Cette schistosité subverticale, orientée NE-SO, est liée à la présence d'un synclinal en forme de bassin légèrement déversé vers le nord (Mathieu, 1966). Cette schistosité diffère de la schistosité régionale archéenne qui est généralement orientée est-ouest. Ainsi, ce pli pourrait être la conséquence de mouvements tectoniques associés à la faille cisailante Mc Kenzie et/ou à l'orogénie grenvillienne. Un îlot a permis l'observation d'une unité sujette à questionnement. Cette unité se compose d'une alternance de lits centimétriques de formation de fer et de siltites (fig. 7.6B). Cette dernière est encaissée dans une séquence de siltites métrique alternée avec des bancs décimétriques de grès arkosiques rosé (fig. 7.6A). Cette formation de fer possède une schistosité similaire à celle observée au sein des conglomérats du secteur, ce qui semble indiquer un lien génétique. Or, cette

formation de fer devrait constituer un horizon marqueur utile pour préciser les relations stratigraphiques. Cependant, cette dernière n'a été observée nulle part ailleurs. Sur les cinq lames minces fabriquées à partir d'échantillons sélectionnés, seuls deux grains de quartz montrent des fractures planaires. Aucun claste de roches quartzofelspathiques ne montre de microstructures planaires et une absence de verre diaplectique est remarquée.

Cette pauvreté d'éléments ne permet donc pas d'affirmer la présence d'un éjecta d'impact pour cette unité. La différence structurale, l'absence de verre d'impact au sein de la matrice et surtout la présence d'une formation de fer au sein de ces unités du nord du lac Chibougamau sont sujettes à un questionnement sur la possible relation génétique entre les unités de ce secteur, et les unités constitutives du reste de la Formation de Chibougamau. À première vue, ces unités du nord du lac Chibougamau ne montrent pas de fortes évidences de roches archéennes, puisque la schistosité pénétrative semble différer de la schistosité régionale et que l'observation d'une discordance angulaire est rapportée par Mathieu (1966). Toutefois, il serait possible que ces sédiments soient reliés aux sédiments de type Témiscamingue, qui représentent des sédiments archéens en discordance sur les roches supracrustales et pouvant contenir des formations de fer. De plus, il est important de mentionner qu'une formation de fer est présente dans la région, il s'agit de la formation de fer du lac Sauvage compris dans la Formation de Waconichi (tab. 1.1). Dans cette hypothèse, la présence de grains de quartz choqués serait énigmatique. Seul, un travail structural et stratigraphique détaillé permettrait de répondre à ce questionnement.

9.4 Indices sur le lieu et l'âge de l'évènement d'impact ?

Suite à la démonstration d'un lien probable de la Formation de Chibougamau avec un évènement météoritique, deux questions restent en suspens. Quel serait le lieu d'impact ? Et, Quel serait l'âge de cet évènement ?

9.4.1 Le lieu d'impact

Il est important de rappeler qu'une différence est faite entre les éjectas proximaux et distaux (par. 5.3). Cette distinction est fonction de la distance, dont la limite est fixée à 5Rc du centre du cratère (French, 1998 ; French et Koeberl, 2010). Ces deux types d'éjectas

présentent des caractéristiques texturales et morphologiques qui diffèrent. Les exemples, les plus étudiés concernent les astéoblèmes de Sudbury (Ontario, Canada) (Cannon et al., 2010 ; Grieve et al., 2010) et de Chicxulub (Mexique) (Pope et al., 1999 ; Claeys et al., 2002). Ainsi, il est reconnu que les éjectas distaux contiennent, dans la majorité des cas, des sphérules de verre diaplectique parfois présentes en grande concentration (fig. 5.2 ; French et Koeberl, 2010 ; Glass et Simonson, 2012). Or, les observations pétrographiques n'ont pu dégager la présence de telles sphérules de verre, puisque seul du verre sous forme d'écharde ou d'haltere a été remarqué. French (1998) mentionne que les éjectas proximaux représentent 90 % du matériel éjecté et que les éjectas proximaux forment des dépôts continus d'une épaisseur variant de quelques dizaines à quelques centaines de mètres, dépendant de la taille de l'astéoblème. L'épaisseur de l'horizon suspecté d'origine météoritique, le membre moyen du mont du Radar, est estimée entre 3 et 30 mètres du fait qu'aucun contact n'a pu être observé. De plus, la présence de nombreux indices de métamorphisme de choc au sein des lithologies conglomératiques indiquerait qu'une grande quantité de matériel d'éjecta devrait être présente, puisque ces dépôts représentent au mont du Radar une épaisseur conséquente (fig. 9.1). Ainsi, l'épaisseur du dépôt de diamictite d'origine météoritique du mont du Radar et surtout l'absence d'observation de sphérules au sein des différentes unités, suggèrent que l'éjecta source soit de type proximal.

Selon, Rasmussen et Koeberl (2004), la présence de grains de quartz choqués au sein d'un éjecta favorise un impact en domaine continental. Or, en plus d'observer des grains de quartz choqués (fig. 7.8C, 7.8D, 7.21A et 7.21B), on remarque que des clastes de roches quartzofeldspathiques felsique à intermédiaire sont affectés par les PDFs (fig. 7.7, 7.8, 7.16, 7.25, 7.26 et 7.27), suggérant ainsi un impact en domaine continental. Toutefois, deux fragments de carbonate sont suspectés de contenir du verre d'impact au cœur ou aux interstices (fig. 7.32). De plus, un fragment de carbonate oolithique, soulignant le caractère sédimentaire, a été détecté en association à une microbrèche à matrice de verre diaplectique partiellement dévitrifié (fig. 7.15). Cette association de verre diaplectique avec des fragments de carbonate suggère donc un impact météoritique affectant une plateforme carbonatée.

Ces observations suggèrent donc le dépôt d'un éjecta d'impact de type proximal, suite à l'impact d'un objet céleste en domaine continental où serait présente une plateforme

carbonatée. Le bassin de Mistassini, dont la limite proximale est située au minimum à 40 kilomètres au nord-est des affleurements échantillonnés, se compose d'une succession de roche carbonatée et d'argilite (Héroux et al., 2004). De plus, les roches de ce bassin se situent en discordance sur les roches archéennes de la Sous-province d'Opatoca. Il est conséquemment postulé ici que le Groupe de Mistassini est la source des fragments impactés observés dans la Formation de Chibougamau. Il importe de mentionner que ce bassin pouvait couvrir une superficie couvrant la Province de Québec actuelle au moment de l'impact. En effet, Dimroth et al. (1970) montrent une possible corrélation entre les lithologies de la Fosse du Labrador, du Groupe Mistassini ainsi que du Groupe de Belcher, au sud-est de la Baie d'Hudson. Cette corrélation a aussi été démontrée par Bekker (2007) suite à une étude du $\delta^{13}\text{C}$ sur roches carbonatées de ces différents bassins paléoprotérozoïques.

9.4.2 Âge de l'impact

Suivant l'hypothèse d'un éjecta d'impact proximal, comme la majorité des fragments impactés est représentée par des roches cristallines quartzofeldspathiques felsique à intermédiaire, la source la plus probable demeure les granitoïdes archéens au Nord de ou de la Sous-province de l'Abitibi. Ces éléments suggèrent donc un âge d'impact maximum à 2,5 Ga. Des fragments de carbonate affectés par l'évènement d'impact (fig. 7.32) indiquent que l'impact est contemporain ou postérieur au dépôt des carbonates. La source la plus probable proposée étant le Groupe de Mistassini, l'âge de l'impact serait contemporain ou postérieur au dépôt de ce groupe. Suite à une étude $\delta^{13}\text{C}$ sur des sédiments carbonatés et à des corrélations stratigraphiques et structurales préalables (Dimroth, 1970), Bekker (2007) propose que l'âge de déposition des roches du Groupe de Mistassini soit au maximum de 2,22 Ga. C'est pourquoi il est proposé que l'âge de l'impact ayant généré les dépôts d'éjecta et d'éjecta remanié de la Formation de Chibougamau soit au maximum à 2,22 Ga.

9.5 À la recherche de l'impact météoritique responsable

Grieve (2006) a recensé les astroblèmes connus au Canada. Compte tenu des distances en cause et de la taille de ces astroblèmes, et en raison des incertitudes de dimensionnement, trois candidats pourraient être la source de la couche d'impact de Chibougamau, à savoir, les astroblèmes de Subdury, du lac de la Presqu'île et de l'île Rouleau.

L'astroblème de Sudbury (Ontario, Canada), situé à environ 600 kilomètres au sud-ouest du mont du Radar, est une structure dont le diamètre est estimé à 250 kilomètres (Grieve, 2006). L'impact de Sudbury est daté à 1850 Ma (Canon et al., 2010). Les roches impactées sont représentées par des roches vertes et des intrusions granitiques de la Province du Supérieur. Lors de l'impact, ces derniers étaient recouverts par des métasédiments protérozoïques d'une épaisseur estimée à 5-10 kilomètres (Grieve, 2006). Des études sur les éjectas associés à la structure de Sudbury révèlent une anomalie en éléments sidérophiles d'origine extraterrestre (Grieve et al., 2010). Cette signature devrait être repérée dans la suévite suspectée au mont du Radar. Or, les analyses géochimiques de l'osmium n'ont révélé aucune contamination extraterrestre. Ainsi, la structure de Sudbury ne semble pas être la source de nos dépôts.

L'astroblème du lac de la Presqu'île (Québec, Canada), situé à 45 kilomètres au sud-ouest du mont du Radar, est une structure dont le diamètre originel est estimé entre 12 et 24 kilomètres (Higgins et Tait, 1990). Les roches cibles font partie de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi et sont caractérisées par des métavolcanites et par une intrusion tonalitique (Grieve, 2006). L'âge étant difficile à établir, cet astroblème est daté entre 2,7 Ga, âge post-métamorphisme régional, et l'époque pré-glaciation Wisconsin (Higgins et Tait, 1990). L'étude pétrographique a montré que les roches impactées sont caractérisées par des roches cristallines quartzofeldspathiques felsiques à intermédiaires et qu'aucune roche volcanique ne montre de métamorphisme de choc. Cet astroblème est fondé sur la découverte de shatter cones mais le diamètre proposé est purement spéculatif. Des études plus approfondies sont donc nécessaires pour établir une relation génétique entre ces indices d'impact météoritique et la Formation de Chibougamau.

L'astroblème de l'Île Rouleau (Québec, Canada), situé à 85 kilomètres au nord du mont du Radar, est une structure dont le diamètre est estimé à 4 kilomètres (Evangelatos et al., 2009). Le diamètre originel pourrait cependant être plus important, du fait d'un manque de signal géophysique clair et que des phénomènes glaciaires peuvent avoir érodé une majeure partie de l'astroblème (Grieve, 2006). Les roches cibles sont les sédiments du Groupe de Mistassini. L'âge de la structure est inconnu, mais est estimé entre ~1,8 Ga et l'âge des

dépôts glaciaires du Wisconsin (Coty et al., 1976 ; Grieve, 2006). Cette structure pourrait donc être reliée génétiquement à la Formation de Chibougamau.

Toutefois, une structure d'impact non connue à ce jour pourrait être la cause des dépôts d'impact météoritique observés au sein de la Formation de Chibougamau. Genest et al. (2011) et Goulet et al. (2012) ont notamment postulé une structure d'impact météoritique, nommée Mistassini-Otish, suite à la découverte de PDFs dans les grès du bassin d'Otish et dans les enclaves contenues à la base du gabbro d'Otish. Cet astroblème postulé est toujours en voie de démonstration.

CONCLUSION

L'étude pétrographique effectuée sur des échantillons de la Formation de Chibougamau a permis de dégager de nombreux indices caractéristiques d'impacts météoritiques, à savoir :

- des figures de déformations planaires (PDFs) affectant des minéraux de quartz et de feldspath ;
- du verre d'impact de haute pression (45 à 60 GPa) ;
- de la maskélynite ou verre diaplectique de feldspath ;
- de probables verres diaplectiques altérés en chlorite (35 à 45 Gpa) ;
- des amygdales au sein de fragments indicateurs d'une fonte ;
- des microbrèches à matrice de verre dévitrifié ; et,
- des lapilli à texture « armored ».

L'étude isotopique du système $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ entreprise sur 3 échantillons n'a pu démontrer de signature indicatrice d'une contamination météoritique. Cette absence de signal ne va pas à l'encontre d'une origine météoritique, mais peut signifier principalement deux choses :

- Soit que la chaleur de l'impact peut produire des systèmes hydrothermaux pouvant modifier de façon significative la composition des impactites ;
- Soit que la météorite responsable de la genèse de la Formation de Chibougamau était une achondrite, qui ne possède aucun enrichissement en éléments sidérophiles, et que l'impact d'un tel projectile n'engendrerait aucune contamination sur les impactites résultantes.

La dernière étude en date entreprise sur la Formation de Chibougamau émettait l'hypothèse d'une formation glaciaire à paraglaciale. Toutefois, les éléments texturaux et structuraux de formations glaciaires sont manquants, à savoir : - des surfaces de clastes striées et facettées ; - un substratum rocheux présentant des abrasions ; - une orientation préférentielle de fragments ou fabrique de till ; et, - une relative continuité latérale. La seule évidence provient de la présence de dropstones au sein des laminites granoclassées et l'intime association de diamictites avec ces laminites granoclassées.

Ces éléments de comparaison appuient le lien génétique entre la Formation de Chibougamau et un évènement d'impact météoritique et l'étude pétrographique montre des

similitudes avec une suévide. Cependant, étendre cette définition à toute la formation ne serait pas exacte, puisque certaines séquences de conglomérats et de diamictites présentent une grande quantité de clastes arrondis non choqués, indiquant un environnement sédimentaire fluviatile préalablement à l'impact.

Ainsi, il est proposé que le lieu d'impact soit en domaine marin peu profond et que l'éjecta source soit de type proximal en l'absence de sphérules de verre. Cet impact aurait généré des tsunamis et remanié des sédiments préexistants argileux avec l'éjecta d'impact. Ce mélange de matériel serait représenté par la diamictite observée au mont du Radar. L'environnement de dépôt se situerait dans des eaux peu profondes en marge d'une ancienne mer.

Recommandations futures

Des analyses géochimiques portant sur le chrome devraient être effectuées en premier lieu sur la diamictite du mont du Radar, puisque cet élément est souvent utilisé pour détecter une composante achondritique. Si ces analyses révèlent une contamination extraterrestre, des analyses systématiques devraient être effectuées pour établir des relations stratigraphiques claires afin d'affiner le modèle proposé.

Des travaux stratigraphiques détaillés devraient être effectués au mont du Radar pour affiner cette interprétation, et au canton de Richardson. Les affleurements de la Formation de Chibougamau au nord du lac Chibougamau montrent la présence d'une formation de fer et d'une schistosité subverticale atypique au reste de la formation. Ainsi, un réexamen de ce secteur est proposé afin de déterminer si une affiliation entre la Formation de Chibougamau et ces roches détritiques est valable.

Enfin, la Formation de Chibougamau ne pourrait constituer la seule évidence régionale d'un impact. Ainsi, les bassins protérozoïques d'Otish et de Mistassini, pourraient contenir des séquences conglomératiques et gréseuses s'apparentant à ceux de la Formation de Chibougamau. Ceci nécessiterait une étude pétrographique et une étude géochimique dans l'éventualité où les analyses du chrome soient indicatrices d'une signature météoritique.

APPENDICE A

COORDONNÉES GPS DES ÉCHANTILLONS RÉCOLTÉS

Tableau A1
Localisation en coordonnées UTM (Nad 83, Zone 17) des échantillons sélectionnés
pour l'étude pétrographique et l'étude géochimique

Numéros échantillons	Secteur d'échantillonnage	Estant UTM Nad83, Zone 17	Nordant UTM Nad83, Zone 17
FC09-03-01A, FC09-03-01B, FC09-03-01B1, FC09-03-01E, FC10-01-02(1), FC10-01-02(2), FC10-01-03, FC10-01-05A, FC10-01-05B, FC10-01-06, FC10-01-07B, FC10-01-08(1), FC10-01-08(2), FC10-01-10, FC10-01-11	Canton de Richardson, Ouest du lac Richardson	560381	5547485
FC10-03-01(1), FC10-03-01(2), FC10-03-02	Membre inférieur, mont du radar	546938	5533282
FC10-03-04		546918	5533291
FC09-01-01A, FC09-01-01A1, FC09-01-01B, FC09-01-01B1, FC09-01-01B2, FC10-01-15(1), FC10-01-15(2), FC10-01-17, FC003C, FC004B, FC005B, FC005C, FC005D, FC005E, FC006	Membre moyen, mont du Radar	546839	5533215
FC10-03-07B		546849	5533220
FC09-01-02	Membre supérieur, mont du Radar	547050	5533156
FC10-03-05A, FC10-03-05B1, FC10-03-05B2, FC10-03-05B3, FC002A, FC002B	Membre supérieur, mont du Radar	547059	5533155
FC09-01-03A, FC09-01-03A1, FC09-01-03B, FC09-01-03C, FC09-01-03C1, FC09-01-03D, FC09-01-03E, FC09-01-03E1, FC10-01-14		547156	5533045
FC10-03-08		546956	5533057
FC10-03-09		546852	5533121
FC001B		546991	5533093
FC10-02-01		561676	5533818
FC10-02-03		562946	5535333
FC10-02-05(1), FC10-02-05(2)	Canton de Roy, Nord du lac Chibougamau	561944	5535572
FC10-02-07		561144	5534935

RÉFÉRENCES

- Addison, W. D., G. R. Brumpton, D. A. Vallini, N. J. McNaughton, D. W. Davis, S. A. Kissin, P. W. Fralick et A. L. Hammond. 2005. «Discovery of distal ejecta from the 1850 Ma Sudbury impact event». *Geology*, vol. 33, no 3 (mars), p. 193-196.
- Albarède, F. 1996. «Mass balance, mixing, and fractionation». In *Introduction to geochemical modeling*, p. 14-15. Cambridge (Angleterre): Cambridge University Press, 543 p.
- Allard, G. O., et A. Gobeil. 1984. «General geology of the Chibougamau region». In *Chibougamau - stratigraphy and mineralization*, volume spécial no 34, sous la dir. de J. Guha et E. H. Chown, p. 5-19. Montréal (Québec): Institut canadien des Mines et de la Métallurgie, 79 p.
- Allègre, C. J., et J. M. Luck. 1980. «Osmium isotopes as petrogenetic and geological tracers». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 48, no 1, (juin), p. 148-154.
- Alvarez, L. W., W. Alvarez, F. Asaro et H. V. Michel. 1980. «Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction». *Science*, vol. 208, no 4448 (juin), p. 1095-1108.
- Amor, K., S. P. Hesselbo, D. Porcelli, S. Thackrey et J. Parnell. 2008. «A Precambrian proximal ejecta blanket from Scotland». *Geology*, vol. 36, no 4 (avril), p. 303-306.
- Bates, R. L., et J. A. Jackson. 1987. *Glossary of geology*, p. 23, 180. Amsterdam (Pays-Bas): Elsevier Science, 754 p.
- Bekker, A., R. H. Rainbird et J. A. Kahru. 2007. «Linking the Mistassini and Otish Basins with the Paleoproterozoic evolution of the Superior Craton». In *Annual Meeting of GAC-MAC* (Yellowknife, Canada, 23-25 mai 2007), vol. 32, p. 7-8. St John's (Terre-Neuve): Geological Association of Canada.
- Birck, J. L., M. Roy Barman et F. Capmas. 1997. «Re-Os Isotopic Measurements at the Femtomole Level in Natural Samples». *The Journal of Geostandards and Geoanalysis*, vol. 21, no 1 (juin), p. 19-27.
- Bouma, A. H. 1962. «Sedimentology of some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation». *Sedimentology*, vol. 2, no 2 (juin), p. 122-129.

- Bourgeois, J., T. A. Hansen, P. L. Wiberg et E. G. Kauffman. 1988. «A tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Texas». *Science*, vol. 241, no 4865 (juillet), p. 567-570.
- Bourque, P. A. (Page consultée le 11 novembre 2011). *La Carte géologique du Québec*. [En ligne]. Ville de Québec, Québec, Université de Laval. Adresse URL : http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete_terre.html
- Bouvier, L. 2012. «Mise en évidence de la réactivation des failles bordières du Rift du Saint-Laurent par thermochronologie (U-Th-Sm)/He sur apatite». Thèse de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, en cours de rédaction.
- Buchner, E., et M. Schneider. 2009. «Multiple fluvial reworking of impact ejecta-A case study from the Ries crater, southern Germany». *Meteoritics & Planetary Science*, vol. 44, no 7 (juillet), p. 1051-1060.
- Byerly, G. R., D. R. Lowe, J. L. Wooden, X. Xie. 2002. «An Archean impact layer from the Pilbara and Kaapvaal cratons». *Science*, vol. 297, no 5585 (août), p. 1325-1327.
- Calver, C. R., L. P. Black, J. L. Everard et D. B. Seymour. 2004. «U– Pb zircon age constraints on late Neoproterozoic glaciation in Tasmania». *Geology*, vol. 32, no 10 (octobre), p. 893-896.
- Calvert, A. J., et J. N. Ludden. 1999. «Archean continental assembly in the southeastern Superior Province of Canada». *Tectonics*, vol. 18, no 3 (janvier), p. 412-429.
- Cannon, W. F., J. W. Horton Jr et D. A. Kring. 2006. «Discovery of the Sudbury impact layer in Michigan and its potential significance». In *Philadelphia Annual Meeting* (Philadelphie, 22-25 octobre 2006), vol. 38, no 7, p. 58. Boulder (Colorado): Geological Society of America.
- Cannon, W. F., et W. A. Addison. 2007. «Distal ejecta from the 1850 Ma Sudbury impact in the Lake Superior iron ranges». In *Denver Annual Meeting* : (Denver, 28-31 octobre 2007), vol. 39, no 6, p. 220. Boulder (Colorado): Geological Society of America.
- Cannon, W. F., K. J. Schulz, J. W. Horton Jr. et D. A. Kring. 2010. «The Sudbury impact layer in the Paleoproterozoic iron ranges of northern Michigan, USA». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 122, no 1-2 (janvier), p. 50-75.
- Caty, J-L., E. H. Chown et D. W. Roy. 1976. «A new astrobleme : Ile Rouleau structure, Lake Mistassini, Quebec». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 13, no 6 (juin), p. 824-831.
- Chadwick, B., P. Claeys et B. Simonson. 2001. «New evidence for a large Paleoproterozoic impact : spherules in a dolomite layer the Ketilidian orogeny, South Greenland». *Journal of the Geological Society*, vol. 158, no 2 (mars), p. 331-340.

- Chown, E. H., R. Daigneault, W. Mueller et J. K. Mortensen. 1992. «Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 29, no 10 (octobre), p. 2211-2225.
- Chumakov, N. M. 1985. «Glacial events of the past and their geological significance». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 51, no 1-4 (octobre), p. 319-346.
- Cimon, J. 1977. *Quart sud-est du canton de Queylus*. Rapport préliminaire DPV-448. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, 33 p.
- Claeys, P., W. Kiessling et W. Alvarez. 2002. «Distribution of Chicxulub ejecta at the Cretaceous-Tertiary boundary». In *Catastrophic events and mass extinctions : impacts and beyond*, Geological Society of America Special Papers, no 356, sous la dir. de C. Koeberl et de K. G. MacLeod, p. 55-68. Boulder (Colorado): The Geological Society of America, 746 p.
- Collins, G. S., H. J. Melosh et G. R. Osinski. 2012. «The impact-cratering process». *Elements*, vol. 8, no 1 (février), p. 25-30.
- Collinson, J. D. et D. B. Thompson. 1989. «Depositional structures in gravels, conglomerates and breccias». In *Sedimentary Structures*, p. 127. Winchester (Virginie) : Academic Division of Unwin Hyman Ltd, 207 p.
- Daigneault, R., et G. O. Allard. 1990. *Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique*. Rapport MM 89-03. Ministère de l'Énergie et des Ressources, 275 p.
- Daigneault, R., et G. O. Allard. 1996. *Géologie de la région de Chibougamau*. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, PRO 87-05, 1 carte, échelle 1/300 000, modifiée en 1996.
- Davis, D. D. 2008. «Sub-million-year age resolution of Precambrian igneous events by thermal extraction-thermal ionization mass spectrometer Pb dating of zircon : Application to crystallization of the Sudbury impact melt sheet». *Geology*, vol. 36, no 5, (mai), p. 383-386.
- Dence, M. R. 1965. «The extraterrestrial origin of Canadian craters». *Annals of the New York Academy of Sciences*, vol. 123, no 2 (juillet), p. 941-969.
- Dence, M. R. 1968. «Shock zoning at Canadian craters : petrography and structural implications». In *Shock metamorphism of natural materials proceedings*, sous la dir. de B. M. French, N. M. Short, p. 169-184. Baltimore (Maryland): Mono Book Coop, 644 p.

- De Wit, M. J., C. E. J. De Ronde, M. Tredoux, C. Rodering, R. J. Hart, R. A. Armstrong, R. W. E. Green, E. Peberdy et R. A. Hart. 1992. «Formation of an Archean continent». *Nature*, vol. 357, no 6379 (juin), p. 553-556.
- Dimroth, E. 1970. «Evolution of the Labrador Geosyncline». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 81, no 9 (septembre), p. 2717-2742.
- Dimroth, E., M. Rocheleau et W. Mueller. 1984. Paleogeography isostasy, and crustal evolution of the Archean Abitibi belt : a comparison between the Rouyn-Noranda and Chibougamau-Chapais areas. In ». In *Chibougamau - stratigraphy and mineralization*, volume spécial no 34, sous la dir. de J. Guha et E. H. Chown, p. 73-91. Montréal (Québec): Institut canadien des Mines et de la Métallurgie, 79 p.
- Doucet, P. 1993. *Caractérisation de l'environnement volcanique du gisement de Coniagas, Desmaraisville*. Rapport M93-46. Ministère de l'Énergie et des Ressources, 42 p.
- Duquette, G. 1970. *Stratigraphie de l'archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau*, Étude spéciale 8, Ministère des Richesses naturelles du Québec.
- Ernstson, K., et F. Claudin. 1990. «Pelarda Formation (Eastern Iberian Chains, NE Spain): ejecta of the Azuara impact structure». *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie Monatshefte*, vol. 10, p. 581-599.
- Ernstson, K. et J. Fiebag. 1992. «The Azuara impact structure (Spain): new insights from geophysical and geological investigations». *Geologische Rundschau*, vol. 81, no 2 (juin), p. 403-427.
- Esser, B. K., et K. K. Turekian. 1989. «Osmium isotopic composition of the Raton Basin Cretaceous-Tertiary boundary interval». In *American Geophysical Union Spring Meeting* (Baltimore, Maryland, 8-12 mai 1989), vol. 70, no 29, p. 717-721, résumé U41C-01. EOS, Transactions American Geophysical Union.
- Evangelatos, J., K. E. Butler et J. G. Spray. 2009. «A marine magnetic study of a carbonate-hosted impact structure : Ile Rouleau, Canada». *Geophysical Journal International*, vol. 179, no 1 (octobre), p. 171-181.
- Eyles, N., et G. M. Young. 2003. «Geodynamic controls on glaciation in Earth history». In *Earth's Glacial Record*, sous la dir. de M. Deynoux, J. M. G. Miller, E. W. Domack, N. Eyles, I. J. Fairchild et G. M. Young, p. 1-22. Cambridge (Angleterre): Cambridge University Press, 271 p.
- Faribault, E. R., Gwillin, J. C. et A. E. Barlow. 1911. «General Geology». In *Report on the geology and mineral resources of the Chibougamau Region, Quebec*, p. 118-180. Quebec : Government Printing Bureau, 215 p.

- Faure, G. 1986. «The Re-Os method of dating». In *Principles of Isotope Geology*, p. 268. New York (New York): John Wiley & Sons, 589 p.
- Fisher, R.V., et H. U. Schmincke. 1984. «Pyroclastic Rocks». *Geological Journal*, vol. 20, no 3 (juillet), p. 295-296.
- Flint, R. F., J. E. Sanders et J. Rodgers. 1960a. «Symmictite : A name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particle sizes». *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 71, no 4 (avril), p. 507-510.
- Flint, R. F., J. E. Sanders et J. Rodgers. 1960b. «Diamictite, a substitute term for symmictite». *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 71, no 12 (décembre), p. 1809-1810.
- French, B. M. 1998. *Traces of Catastrophe : A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structure*. Houston (Texas): Lunar and Planetary Institute, 120 p.
- French, B. M., et C. Koeberl. 2010. «The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: What works, what doesn't, and why». *Earth-Science Reviews*, vol. 98, no 1-2 (janvier), p. 123-170.
- Fryer, B. J. 1972. «Age determinations in the Circum-Ungava Geosyncline and the evolution of Precambrian iron formations». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 9, no 6 (juin), p. 652-663.
- Genest, S., F. Robert et N. Goulet. 2011. «Otish Basin : Discovery of nearly 2,1Ga shocked rocks potentially owing to a D>500 KMS impact structure, Québec, Canada». In *74th Annual Meteoritical Society Meeting* (London, UK, 8-12 Août 2011), p. 5435, Meteoritics and Planetary Science.
- Genest, S., I. Duhamel et F. Robert. 2005. «Reappraisal of the Chibougamau Tillite, Québec, Canada: Towards a new impact structure (?)». In *68th Annual Meteoritical Society Meeting*, (Galtinburg, Tennessee, 12-16 mars 2005), p. 5124. Meteoritics and Planetary Science.
- Glass, B. P., et B. M. Simonson. 2012. «Distal Impact Ejecta Layers: Spherules and More». *Elements*, vol. 8, no 1 (février), p. 43-48.
- Gostin, V. A., P. W. Haines, R. J. F. Jenkins, W. Compston et I. S. Williams. 1986. «Impact ejecta horizon within late Precambrian shales, Adelaide Geosyncline, South Australia». *Science*, vol. 233, no 4760 (juillet), p. 198-200.
- Goulet, N., S. Genest et F. Robert. 2012. «Deformation and uranium mineralisation of the Otish Basin : A 2,1 Ga shocked rocks potentially owing to a D>500 KMS impact

- structure, Québec, Canada». In *75th Annual Meteoritical Society Meeting* (Cairns, Australie, 12-17 Août 2012), p. 5370. Meteoritics and Planetary Science.
- Gravenor, C. P., V. Von Brunn et A. Dreimanis. 1984. «Nature et classification of waterlain glacial sediments, exemplified by Pleistocene, late Paleozoic and late Precambrian deposits». *Earth Science Reviews*, vol. 20, no 2 (mars), p. 105-166.
- Graup, G. 1981. «Terrestrial chondrules, glass spherules and accretionary lapilli from the suevite, Ries crater, Germany». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 55, no 3 (novembre), p. 407-418.
- Grieve, R. A. F. 1991. «Terrestrial impact: The record in the rocks». *Meteoritics*, vol. 26, no 3 (septembre), p. 175-194.
- Grieve, R. A. F., F. Langenhorst et D. Stöffler. 1996. «Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: II. Significance in geoscience». *Meteoritics & Planetary Science*, vol. 31, no 1 (janvier), p. 6-35.
- Grieve, R. A. F. 2001. «The terrestrial cratering record». In *Accretion of extraterrestrial matter throughout earth's history*, sous la dir. de B. Peucker-Ehrenbrink et B. Schmitz, p. 379-402. New York (New-York): Kluwer Academic/Plenum Publishers, 492 p.
- Grieve, R. A. F. 2006. *Impact structures in Canada*. St John's (Terre-Neuve): Association Géologique du Canada, 210 p.
- Grieve, R. A. F., W. U. Reimold, J. Morgan, U. Riller et M. Pilkington. 2008. «Observations and interpretations at Vredefort, Sudbury and Chicxulub: Toward an empirical model of terrestrial impact basin formation». *Meteoritics & Planetary Science*, vol. 43, no 5 (mai), p. 855-882.
- Grieve, R. A. F., D. E. Ames, J. V. Morgan et N. Artemevia. 2010. «The evolution of the Onaping Formation at the Sudbury impact structure». *Meteoritics & Planetary Science*, vol. 45, no 5 (mai), p. 759-782.
- Hambrey, M. J., et W. B. Harland. 1981. «Criteria for the identification of glacial deposits». *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*, p. 14-21. Cambridge (Angleterre): Cambridge University Press, 1022 p.
- Harland, W. B. 1981. «The Late Archean (?) Witwatersrand conglomerate, South Africa». In *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*, sous la dir. de M. J. Hambrey et W. B. Harland, p. 185-187. Cambridge (Angleterre): Cambridge University Press, 1022 p.
- Hassler, S. W., B. M. Simonson, D. Y. Sumner et L. Bodin. 2011. «Paraburdoo spherule layer (Hamersley Basin, Western Australia): Distal ejecta from a fourth large impact near the Archean-Proterozoic boundary». *Geology*, vol. 39, no 4 (avril), p. 307-310.

- Héroux, Y., B. Diagona, A. Chagnon, M. R. Laflèche, R. Moar et P. Houle. 2004. *Potentiel minéral du Bassin de Mistassini : une réévaluation basée sur des outils empruntés de l'exploration pétrolière*. Rapport final du sous projet SC1. DIVEX, 16 p.
- Higgins, M., et L. Tait. 1990. «A possible new impact structure near Lac de la Presqu'île, Québec, Canada». *Meteoritics*, vol. 25, no 3 (septembre), p.235-236.
- Hoffman, P. F. 1989. «Speculations on Laurentia's first gigayer (2.0 to 1.0 Ga)». *Geology*, vol. 17, no 2 (février), p. 135-138.
- Hörz, F., R. Ostertag, et D. A. Rainey. 1983. «Bunte breccia of the Ries: Continuous deposits of large impact craters». *Reviews of Geophysics and Space Physics*, vol. 21, no 8 (janvier), p. 1667-1725.
- Hynes, A., A. Indares, T. Rivers et A. Gobeil. 2000. «Lithoprobe line 55: Integration of out-of-plane seismic results with surface structure, metamorphism, and geochronology, and the tectonic evolution of the eastern Grenville Province». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 27, no 2-3 (février), p. 341-358.
- Jébrak, M., et E. Marcoux. 2008. «Ressources minérales du plutonisme». In *Géologie des ressources minérales*, p. 140-161. Québec (Canada) : Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, 667 p.
- Jirsa, M. A., P. W. Weiblen, T. Vislova et P. L. McSwiggen. 2008. «Sudbury impactite layer near Gunflint Lake, NE Minnesota». In *Institute on Lake Superior Geology, 54th Annual Meeting* (Marquette, Michigan, 6-10 Mai 2008), vol. 54, p. 42-43. Institute on Lake Superior Geology.
- Kieffer, S. W., et C. H. Simonds. 1980. «The role of volatiles and lithology in the impact cratering process». *Reviews of Geophysics and Space Physics*, vol. 18, no 1 (février), p. 143-181.
- Koeberl, C. 1998. «Identification of meteoritical components in impactites». In *Meteorites: Flux with time and impact effects*, Geological Society, London, Special Publication, vol. 140, sous la dir. de M. M. Grady, R. Hutchison, G. J. H. McCall et D. A. Rothery, p.133-152. Londres (Angleterre): Geological Society of London, 278 p.
- Koeberl, C. 2007. «The geochemistry and cosmochemistry of impacts». In *Treatise on Geochemistry*, sous la dir. de A. M. Davis, vol. 1, Meteorites, Comets and Planets, 1.28, p. 1-52. Online Edition, Elsevier Science.
- Koeberl, C., et R. R. Anderson. 1996. «Manson and company : Impact structures in the United States». *The Manson impact structure, Iowa ; anatomy of an impact crater*, Geological Society of America Special Papers, no 302, sous la dir. de C. Koeberl et R. R. Anderson, R.R, p. 1-29. Boulder (Colorado): The Geological Society of America, 484 p.

- Koeberl, C., P. Clayes, L. Hecht et I. McDonald. 2012. «Geochemistry of Impactites». *Elements*, vol. 8, no 1 (février), p. 37-42.
- Koeberl, C., B. Peucker-Ehrenbrink, W. U. Reimold, A. Shukolyukov et G. W. Lugmair. 2002. «Comparison of the osmium and chromium isotopic methods for the detection of meteoritic components in impactites: Examples from the Morokweng and Vredefort impact structures, South Africa». In *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and beyond*, Geological Society of America Special Paper, no 356, sous la dir. de C. Koeberl et K. G. MacLeod, p. 607-617. Boulder (Colorado): The Geological Society of America, 746 p.
- Koeberl, C., et S. B. Shirey. 1993. «Osmium isotopes in Ivory Coast tektites: Confirmation of a meteoritic component and rhenium fractionation». In *24th Lunar and Planetary Science Conference*, (The Woodlands, Texas, 15-19 mars 1993), no 1406, p. 809-810. Houston, Texas: Lunar and Planetary Institute.
- Koeberl, C., S. B. Shirey. 1996. «Re-Os isotope study of rocks from the Manson impact structure». In *The Manson Impact Structure, Iowa: Anatomy of an Impact Crater*, Geological Society of America Special Papers, no 302, sous la dir. de C. Koeberl et R. R. Anderson, R.R, p. 311-339. Boulder (Colorado): The Geological Society of America, 484 p.
- Koeberl, C., et S. B. Shirey. 1997. «Re-Os isotope systematics as a diagnostic tool for the study of impact craters and distal ejecta». *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, vol. 132, no 1-4 (août), p. 25-46.
- Koeberl, C., A. Shukolyukov et G. W. Lugmair. 2007. «Chromium isotopic studies of terrestrial impact craters: Identification of meteoritic components at Bosumtwi, Clearwater East, Lappajärvi, and Rochechouart». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 256, no 3-4 (avril), p. 534-546.
- Kouassi, F. 1979. « Étude stratigraphique et analyse de la dispersion des elements traces dans le member inférieur de la Formation d'Albanel du Groupe de Mistassini, region du lac Mistassini, Québec, Canada » Thèse de maîtrise, Chicoutimi, Université du Québec à Chicoutimi, 112 p.
- Kring, D. A., J. W. Horton Jr. et W. F. Cannon. 2006. «Discovery of the Sudbury impact layer in Michigan, USA» In *69th Annual Meeting of the Meteoritical Society* (Zurich, Suisse, 6-11 août 2006), vol. 41, no S8 (août), p. A100, résumé no 5341. *Meteoritics and Planetary Science*.
- Kyte, F. T., A. Shukolyukov, G. W. Lugmair, D. R. Lowe et G. R. Byerly. 2003. «Early Archean spherule beds: Chromium isotopes confirm origin through multiple impacts of projectiles of carbonaceous chondrite type». *Geology*, vol. 31, no 3 (mars), p. 283-286.

- Langenhorst, F., et A. Deutsch. 2012. «Shock metamorphism of minerals». *Elements*, vol. 8, no 1 (février), p. 31-36.
- Leclerc, F., J. H. Bédard, L. B. Harris, N. Goulet, P. Houle et P. Roy. 2008. Nouvelles subdivisions de la Formation de Gilman, Groupe de Roy, région de Chibougamau, Sous-province de l'Abitibi, Québec : résultats préliminaires ; Commission géologique du Canada, Recherches en cours 2008-7, 20 p.
- Lee, S. R., J. W. Horton Jr et R. J. Walker. 2006. «Confirmation of a meteorite component in impact-melt rocks of the Chesapeake Bay impact structure, Virginia, USA - evidence from osmium isotopic and PGE systematics». *Meteoritics and Planetary Science*, vol. 41, no 6 (juin), p. 819-833.
- Legault, M., et O. Rabeau. 2006. *Etude métallogénique et modélisation 3D de la faille Cadillac dans le secteur de Rouyn-Noranda*. Rapport 2007-01. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec, 8 p.
- Lichte, F.E., S. M. Wilson, R. R. Brooks, R. D. Reeves, J. Holzbecher, D. E. Ryan. 1986. «New method for measurement of osmium isotopes applied to a New Zealand Cretaceous/Tertiary boundary shale». *Nature*, vol. 322, no 6082 (août), p. 816-817.
- Lindner, M., D. A. Leich, G. P. Russ, J. M. Bazan et R. J. Borg. 1989. «Direct determination of the half-life of ^{187}Re ». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 53, no 7 (juillet), p. 1597-1606.
- Lindsey, D. A. 1969. «Glacial sedimentology of the Precambrian Gowganda Formation, Ontario, Canada». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 80, no 9 (Septembre), p. 1685-1702.
- Long, D. G. F. 1973. «The stratigraphy and sedimentology of the Chibougamau Formation». Thèse de maîtrise, London, University of Western Ontario, 305 p.
- Long, D. G. F. 1974. «Glacial and Paraglacial Genesis of Conglomeratic Rocks of the Chibougamau Formation (Aphebian), Chibougamau, Quebec». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 11, no 9 (septembre), p. 1236-1252.
- Long, D. G. F. 1981. «Glacigenic rocks in the Early Proterozoic Chibougamau Formation of northern Quebec». In *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*, sous la dir. de M. J. Hambrey et W. B. Harland, p. 817-820. Cambridge (Angleterre) : Cambridge University Press, 1022p.
- Low, A. P. 1906. *Report on the Chibougamau mining region in the northern part of the province of Quebec*, publication 923, Geological Survey of Canada.

- Lowe, D. R., G. R. Byerly, F.T. Kyte, A. Shukolyukov, F. Asaro et A. Krull. 2003. «Spherule beds 3.47-3.24 billion years old in the Barberton Greenstone Belt, South Africa: A record of large meteorite impacts and their influence on early crustal and biological evolution». *Astrobiology*, vol. 3, no 1 (juillet), p. 7-48.
- Lowe, D. R., et G. R. Byerly. 2010. «Did LHB end not with a bang but a whimper? The geologic evidence». In 41st Lunar and Planetary Science Conference (The Woodlands, Texas, 1-5 mars 2010), no 1533, p. 2563. Houston, Texas: Lunar and Planetary Institute.
- Luck, J. M., et K. K. Turekian. 1983. «Osmium-187/Osmium-186 in manganese nodules and the Cretaceous-Tertiary boundary». *Science*, vol. 222, no 4624 (novembre), p. 613-615.
- Ludden, J., C. Hubert et C. Gariépy. 1986. «The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada». *Geological Magazine*, vol. 123, no 2 (mars), p. 153-166.
- Marshall, J. R., et V R. Oberbeck. 1992. «Textures of impact deposits and the origin of tillites». In *American Geophysical Union Fall Meeting* (San Francisco, Californie, 7-11 décembre 1992), vol. 73, no 43, p. 464, résumé P31-B04. EOS, Transactions American Geophysical Union.
- Masaitis, V. L. 2003. «Obscure-bedded ejecta facies from the Popigai impact structure, Siberia: Lithological features and mode of origin». In *Impact Markers in the Stratigraphic Record*, sous la dir. de C. Koeberl et F. Martinez-Ruiz, p. 137-162. Berlin (Allemagne): Springer Verlag, 348 p.
- Mathieu, A. 1966. *Northeast quarter of Roy township, Quebec*. Rapport préliminaire 553. Ministère des Ressources naturelle du Québec, 23 p.
- Mawdsley, J. B. 1928. *Lake David area, Chibougamau district, Quebec*. Publication no 2171, p. 1-22. Geological Survey of Canada.
- Mawdsley, J. B., et G. W. H. Norman. 1935. *Chibougamau Sheet (East half) Abitibi territory, Quebec*. Map 397 A. Geological Survey of Canada.
- McKinnon, W. B. 1982. «Impact into the Earth's ocean floor: preliminary experiments, a planetary model, and possibilities for detection». In *Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth*, Geological Society of America Special Papers, no 190, sous la dir. de L. T. Silver et P. H. Schultz, p. 129-142. Boulder (Colorado): The Geological Society of America.
- Meisel, T., L. Reisberg, J. Moser, J. Carignan, F. Melcher et G. Brüggemann. 2003. «Re-Os systematics of UB-N, a serpentinized peridotite reference material». *Chemical Geology*, vol. 201, no 1-2 (novembre), p. 161-179.

- Melosh, H. J. 1989. *Impact Cratering: A Geologic Process*, p.46-87. New York (New York): Oxford University Press, 245 p.
- Montanari, A. M., et C. Koeberl. 2000. «Impact stratigraphy: the italian record». *Lecture Notes in Earth Sciences*, vol. 93. Berlin (Allemagne): Springer Verlag, 364 p.
- Morgan, J. W., et J. F. Lovering. 1965. «Uranium and Thorium in the Nuevo Laredo Achondrite». *Journal of Geophysical Research*, vol. 70, no 8 (janvier), p. 2002.
- Morgan, J. W., et J. F. Lovering. 1964. «Uranium and thorium abundances in stony meteorites: 2. The achondritic meteorites». *Journal of Geophysical Research*, vol. 69, no 10 (janvier), p. 1989-1994.
- Muller, P., et J. Vervoort (Page consultée le 10 Février 2011). *Geochemical Instrumentation and Analysis*. [En ligne] Northfield, Minnesota, The Science Education Resource Center (SERC), Carleton Collège. Adresse URL: http://serc.carleton.edu/research_education/geochemsheets/techniques/TIMS.html.
- Muller, W. U., et J. K. Mortensen. 2002. «Age constraints and characteristics of subaqueous volcanic construction, the Archean Hunter Mine Group, Abitibi greenstone belt». *Precambrian Research*, vol. 15, no 1-4 (mai), p. 119-152.
- Mustard, P. S., et J. A. Donaldson. 1987. «Early Proterozoic ice-proximal glaciomarine deposition: the lower Gowganda Formation at Cobalt, Ontario, Canada». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 98, no 4 (Avril), p. 373-387.
- Naumov, M. V. 2002. «Impact-generated hydrothermal systems : Data from Popigai, Kara, et Puchezh-Katunki impact structures». In *Impacts in Precambrian Shields (Impact studies)*, sous la dir. de J. Plado et L. J. Pesonen, p. 117-171. Berlin (Allemagne): Springer Verlag, 336 p.
- Oberbeck, V. R. 1975. «The role of ballistic erosion and sedimentation in lunar stratigraphy». *Review of Geophysics*, vol.13, no 2 (mai), p. 337-362.
- Oberbeck, V. R., J. R. Marshall et H. Aggarwal. 1993. «Impacts, Tillites, and the Breakup of Gondwanaland». *The Journal of Geology*, vol. 101, no 1 (janvier), p. 1-19.
- Occhietti, S., et B. Landry. 2013. «L'héritage du quaternaire». In *Notions de géologie*, sous la dir. de B. Landry, J. Beaulieu, M. Gauthier, M. Lucotte, M. Moingt, S. Occhietti, D. L. Pinti et M. Quirion, p. 401-405. Québec (Canada) : Groupe Modulo, 640 p.
- Okajangas, R. W. 1988. «Glaciation: An uncommon "mega-event" as a key to intracontinental and intercontinental correlation of Early Proterozoic basin fill, North American and Baltic Cratons». In *New Perspective in Basin Analysis*, sous la dir. de K. L. Kleinspehn et C. Paola, p. 431-434. New York (New-York): Springer Verlag, 453 p.

- Pagé, N. P. 1999. «Les causes et le registre des glaciations dans l'échelle stratigraphique». In *Les grandes glaciations*, p. 40-46. Montréal (Québec): Guérin éditeur ltée, 492 p.
- Palme, H., R. A. F. Grieve et R. Wolf. 1981. «Identification of the projectile at the Brent crater, and further considerations of projectile types at terrestrial craters». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 45, no 12 (décembre), p. 2417-2424.
- Palme, H. 1982. «Identification of projectiles of large terrestrial impact craters and some implications for the interpretation of Ir-rich Cretaceous/Tertiary boundary layers». In *Geological Implications of Impacts of Large Asteroids and Comets on the Earth*, Geological Society of America Special Papers, no 190, sous la dir. de L. T. Silver et P. H. Schultz, p. 223-233. Boulder (Colorado): The Geological Society of America.
- Palme, H. 2008. «Platinum-group elements in cosmochemistry». *Elements*, vol. 4, no 4 (août), p. 233-238.
- Pope, K. O., A. C. Ocampo, A. G. Fischer, W. Alvarez, B. W. Fouke, C. L. Webster, F. J. Vega, J. Smit, A. E. Fritsche et P. Claeys. 1999. «Chicxulub impact ejecta from Albion Island, Belize». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 170, no 4 (juillet), p. 351-364.
- Pufahl, P. K., E. E. Hiatt, C. R. Stanley, J. R. Morrow, G. J. Nelson et C. T. Edwards. 2007. «Physical and chemical evidence of the 1850 Ma Sudbury impact event in the Baraga Group, Michigan». *Geology*, vol. 35, no 9 (septembre), p. 827-830.
- Rampino, M. R. 1994. «Tillites, diamictites, and ballistic ejecta of large impacts». *The Journal of Geology*, vol. 102, no 4 (juillet), p. 439-456.
- Rasmussen, B., et C. Koeberl. 2004. «Iridium anomalies and shocked quartz in a Late Archean spherule layer from the Pilbara craton: New evidence for a major asteroid impact at 2.63 Ga». *Geology*, vol. 32, no 12 (décembre), p. 1029-1032.
- Reimold, W. U., et F. Jourdan. 2012. «Impact! Bolides, craters, and catastrophes». *Elements*, vol. 8, no 1 (février), p. 19-27.
- Retty, J. A. 1930. *Township of McKenzie, Chibougamau region, Québec*. Rapport annuel, partie D, p. 41-72. Services des Mines du Québec.
- Richardson, J. 1872. *Report on the country north of lake St. John*. p. 283-308. Geological Survey of Canada.
- Riley, G. C., et E. D. Kindle. 1958. *Brock River, Abitibi and Mistassini territories and Abitibi County, Quebec*. Map 1060A. Geological Survey of Canada.
- Schneider, D. A., M. E. Bickford, W. F. Cannon, K. J. Schulz et M. A. Hamilton. 2002. «Age of volcanic rocks and syndepositional iron formations, Marquette Range Supergroup:

- Implications for the tectonic setting of Paleoproterozoic iron formations of the Lake Superior region». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 39, no 6 (juin), p. 999-1012.
- Shen, J. J., D. A. Papanastassiou et G. J. Wasserburg. 1996. «Precise Re-Os determinations and systematics of iron meteorites». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 60, no 15 (août), p. 2887-2900.
- Shukolyukov, A., G. W. Lugmair. 1998. «Isotopic evidence for the Cretaceous-Tertiary impactor and its type». *Science*, vol. 282, no 5390 (octobre), p. 927-929.
- Smit, J. 1999. «The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 27 (mai), p. 73-113.
- Smith, F. C., J. B. Zullo, B. P. Glass et B. M. Simonson. 2010. «Discovery of a shock-induced polymorph of rutile with α -PbO₂ structure (TiO₂II) in four Neoproterozoic spherule layers from Western Australia and South Africa». In *73rd Annual Meeting of the Meteoritical Society* (New York, New York, 26-30 juin 2010), vol. 45, supplement (juillet), p. A192, résumé no 5420. Meteoritics & Planetary Science.
- Stewart, A. D. 2002. «Stoer Group». In *The later Proterozoic Torridonian rocks of Scotland: their sedimentology, geochemistry and origin*, p. 5-21. Londres (Angleterre): The Geological Society London, 130 p.
- Stöffler, D., et U. Hornemann. 1972. «Quartz et feldspar glasses produced by natural and experimental shock». *Meteoritics*, vol. 7, no 3 (septembre), p. 371-394.
- Stöffler, D., et F. Langenhorst. 1994. «Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: I. Basic observation and theory». *Meteoritics*, vol. 29, no 2 (mars)p. 155-181.
- Stöffler, D., et R. A. F. Grieve. 2007. «Impactites». In *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*, sous la dir. de D. Fettes et J. Desmons, p. 82-92. Cambridge (Angleterre): Cambridge University Press.
- Tainton, S., et F. M. Meyer. 1990. «The stratigraphy and sedimentology of the Promise Formation of the Witwatersrand Supergroup in the western Transvaal». *South African Journal of Geology*, vol. 93, no 1 (février), p.103-117.
- Turtle, E. P., E. Pierazzo, G. S. Collins, G. R. Osinski, H. J. Melosh, J. V. Morgan et W. U. Reimold. 2005. «Impact structures: what does crater diameter mean?». In *Large meteorite impacts III*, Geological Society of America Special Paper, no 384, sous la dir. de T. Kenkmann, F. Hörz et A. Deutsch, p. 1-24. Boulder (Colorado): The Geological Society of America, 476 p.

- Visser, J. N. J., J. C. Loock et W. O. Colliston. 1987. «Subaqueous outwash fan and esker sandstones in the Permo-Carboniferous Dwyka Formation of South Africa». *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 57, no 3 (mai), p. 467-478.
- Visser, J. N. J. 1990. «The age of the late Paleozoic glaciogene deposits in southern Africa». *South African Journal of Geology*, vol. 93, no 2 (avril), p. 366-375.
- Visser, J. N. J. 2004. «The interpretation of massive rain-out and debris-flow diamictites from the glacial marine environment». In *Earth's Glacial Record*, sous la dir. de M. Deynoux, J. M. G. Miller, E. W. Domack, N. Eyles, I. J. Fairchild et G. M. Young, p. 83-94. Cambridge (Angleterre): Cambridge University Press, 271 p.
- Von Brunn, V., et C. P. Gravenor. 1983. «A model for late Dwyka glaciomarine sedimentation in the eastern Karoo Basin». *Transactions of the Geological Society of South Africa*, vol. 86, no 3, p. 199-209.
- Von Brunn, V. 2003. «Glaciogenic deposits of the Permo-Carboniferous Dwyka Group in the eastern region of the Karoo Basin, South Africa». In *Earth's Glacial Record*, sous la dir. de M. Deynoux, J. M. G. Miller, E. W. Domack, N. Eyles, I. J. Fairchild et G. M. Young, p. 60-68. Cambridge (Angleterre): Cambridge University Press, 271 p.
- Von Brunn, V., et D. J. C. Gold. 1993. «Diamictite in the Archean Pongola Sequence of southern Africa». *Journal of African Earth Sciences*, vol. 16, no 3 (avril), p. 367-374.
- von Engelhardt, W. 1990. «Distribution, petrography and shock metamorphism of the ejecta of the Ries crater in Germany». *Tectonophysics*, vol. 171, no 1-4 (janvier), p. 259-273.
- von Engelhardt, W., J. Arndt, B. Fecker et H. G. Pankau. 1995. «Suevite breccia from the Ries crater, Germany: Origin, cooling history, and devitrification of impact glasses». *Meteoritics*, vol. 30, no 3 (mai), p. 279-293.
- Walker, R. J., et Morgan, J. W. 1989. «Rhenium-osmium isotope systematics of carbonaceous chondrites». *Science*, vol. 243, no 4890 (janvier), p. 519-522.
- Whitehead, J., D. A. Papanastassiou, J. G. Spray, R. A. F. Grieve et G. J. Wasserburg. 2000. «Late Eocene impact ejecta: geochemical and isotopic connections with the Popigai impact structure». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 181, no 30 (septembre), p. 473-487.
- Williams, G. E., et V. A. Gostin. 2005. «Acraman-Bunyeroo impact event (Ediacaran), South Australia, and environmental consequences: twenty-five years on». *Australian Journal of Earth Sciences Sciences: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia*, vol. 52, no 4-5, p. 607-620.

- Yin, O., 1995. «N-TIMS technique for the Os-Re and Ru isotopic systems and its application to selected geochemical and cosmochemical problems». Thèse de doctorat, Mainz, Université. Mainz/Max-Planck-Inst. Chemie, 187 p.
- Young, G. M. 1970. «An extensive Early Proterozoic glaciations in North America». *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, vol. 7, no 2 (avril), p. 85-101.
- Young, G. M. 1973. «Tillites and aluminous quartzites as possible time markers for middle Precambrian (Aphebian) rocks of North America». In *Huronian stratigraphy and sedimentation*, sous la dir. de G. M. Young, p. 97-127. Montréal (Canada): Geological Association of Canada special paper, no 12, 271 p.
- Von Brunn, V. 2003. «Glaciogenic deposits of the Permo-Carboniferous Dwyka Group in the eastern region of the Karoo Basin, South Africa». In *Earth's Glacial Record*, sous la dir. de M. Deynoux, J. M. G. Miller, E. W. Domack, N. Eyles, I. J. Fairchild et G. M. Young, p. 60-68. Cambridge (Angleterre): Cambridge University Press, 271 p.
- Young, G. M. 1995. «Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents?» *Geology*, vol. 23, no 2 (février), p. 153-156.