

This document was produced by scanning the original publication.

Ce document est le produit d'une numérisation par balayage de la publication originale.

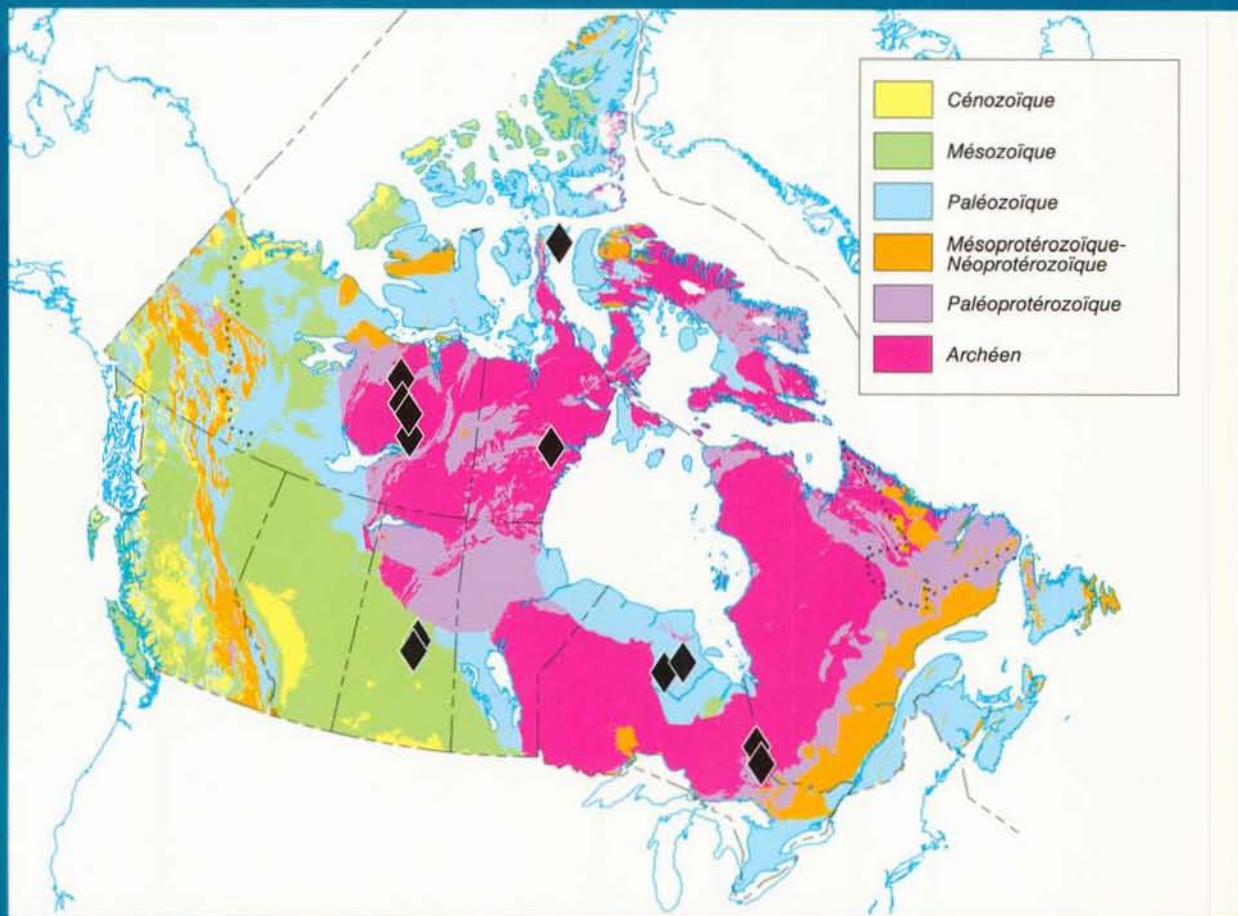


COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA  
DOSSIER PUBLIC 3228

# LA RECHERCHE DE DIAMANTS AU CANADA

Révisé par

A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio, et K.A. Richardson



1996



Ressources naturelles  
Canada

Natural Resources  
Canada

Canada



Contribution to Canada-Alberta Agreement on Mineral Development (1992 - 1995), a subsidiary agreement under the Canada-Alberta Economic Regional Development Agreement.

Contribution à l'Entente Canada - Alberta sur l'exploitation minière (1992-1995), entente auxiliaire négociée en vertu de l'Entente Canada/Alberta de développement économique et régional.

Alberta Canada



CANADA-NORTHWEST TERRITORIES MINERAL INITIATIVES (1991-1996), AN INITIATIVE UNDER THE CANADA-NORTHWEST TERRITORIES ECONOMIC DEVELOPMENT COOPERATION AGREEMENT.

MESURES CANADA - TERRITOIRES DU NORD-OUEST RELATIVES AUX MINÉRAUX (1991-1996), MESURES NÉGOCIÉES EN VERTU DE L'ENTENTE DE COOPÉRATION CANADA/TERRITOIRES DU NORD-OUEST DE DÉVELOPPEMENT ÉCONOMIQUE.

Canada



NODA • EDNO



CANADA  
ONTARIO

Northern Ontario  
Development Agreement

Entente de développement  
du nord de l'Ontario

Minerals • Minéraux

Canada

Contribution to Canada-Ontario Subsidiary Agreement on Northern Ontario Development (1991-1995), a subsidiary agreement under the Economic and Regional Development Agreement.

Contribution à l'Entente auxiliaire Canada/Ontario de développement du nord de l'Ontario (1991-1995), entente auxiliaire négociée en vertu de l'Entente de développement économique et régional.



Saskatchewan

ENTENTE DE PARTENARIAT SUR  
L'EXPLOITATION MINÉRALE 1990 - 1995

PARTNERSHIP // ASSOCIATION

PARTNERSHIP AGREEMENT ON MINERAL  
DEVELOPMENT 1990 - 1995

Canada

NATMAP  
CARTNAT

Contribution to Canada's Slave Province National Geoscience Mapping Program/ Contribution au projet de la Province des Esclaves du la programme national de cartographie géoscientifique du Canada

#### Description de la couverture :

Les diamants noirs indiquent l'emplacement des roches diamantifères primaires au Canada figurés sur une carte géologique simplifiée du substratum dérivée de la Carte géologique du Canada de Wheeler et al. (sous presse). Les roches diamantifères primaires reposent là où des magmas provenant de profondeurs de plus de 150 km ont remonté à travers l'ancien noyau stable du continent nord-américain. Les occurrences se présentent sous forme de petites intrusions dans des roches archéennes ou paléoproterozoïques du bouclier canadien ou sous forme d'intrusions semblables dans des séquences de couverture adjacentes situées au-dessus du socle archéen ou paléoproterozoïque.

Wheeler, J.O., Hoffman, P.F., Card, K.D., Davidson, A., Okullitch, A.V., Sanford, B.V. et Roest, W. (comp.)  
sous presse: Carte géologique du Canada; Commission géologique du Canada, carte 1860A, échelle 1:5 000 000.

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

DOSSIER PUBLIC 3228

**LA RECHERCHE DE DIAMANTS AU CANADA**

Révisé par

A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson

**1996**



---

# TABLE DES MATIÈRES

---

La recherche de diamants au Canada - Avant-propos A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson.....	1
<b>PARTIE 1: GÉOLOGIE, PÉTROLOGIE ET CONTRÔLES GÉOTECTONIQUES</b>	
Introduction A.N. LeCheminant et B.A. Kjarsgaard.....	5
<i><u>BOUCLIER PRÉCAMBRIEN AU CANADA</u></i>	
Cratons archéens J.A. Percival.....	11
Ceintures orogéniques paléoprotérozoïques M. R. St-Onge et S. B. Lucas.....	17
L'orogène mésoprotérozoïque de Grenville A. Davidson.....	25
<i><u>KIMBERLITES ET MÉTHODES UTILISÉES POUR LEUR ÉTUDE</u></i>	
Les kimberlites B.A. Kjarsgaard.....	29
Détermination des âges isotopiques des kimberlites et de roches associées: méthodes et applications W.J. Davis, R.R. Parrish, J.C. Roddick et L.M. Heaman.....	39
Fossiles provenant de kimberlites diamantifères au lac de Gras, T.N.-O.: âge et paléogéographie W.W. Nassichuk et D.J. McIntyre.....	43
Outils d'analyse: la microsonde électronique et le microscope électronique à balayage J.A.R. Stirling et G.J. Pringle.....	47
Kimberlites de la Province des Esclaves B.A. Kjarsgaard.....	55
Le champ kimberlitique de l'île Somerset District de Franklin, Territoires du Nord-Ouest B.A. Kjarsgaard.....	61
Kimberlites des Prairies B.A. Kjarsgaard.....	67
Kimberlites de la région de Kirkland Lake et du lac Témiscamingue, Ontario et Québec D.J. Schulze.....	73

## LAMPROÏTES ET AUTRES ROCHES ALCALINES

Lamproïtes <b>T.D. Peterson</b> .....	79
Le lien entre les roches diamantifères et les autres roches alcalines <b>K.L. Currie</b> .....	87
Brèches de diatrème dans la Cordillère <b>O.J. Ijewliw et J. Pell</b> .....	91
Roches ultrapotassiques du Supergroupe de Dubawnt, district de Keewatin, T.N.-O. <b>T. D. Peterson et A.N. LeCheminant</b> .....	97
Le dyke lamprophyrique diamantifère d'Akluilâk, région du lac Gibson, T.N.-O. <b>N.D. MacRae, A.E. Armitage, A.R. Miller, J.C. Roddick, A.L. Jones et M.P. Mudry</b> .....	103
Dykes de lamproïte dans le sud-est de l'île de Baffin <b>D. D. Hogarth et T. D. Peterson</b> .....	111
Les minettes de Sweet Grass, Alberta <b>B.A. Kjarsgaard et W.J. Davis</b> .....	113
Lamprophyres de la Province du lac Supérieur <b>R. A. Stern</b> .....	117
Alnoïtes et roches apparentées, province ignée alcaline des collines montérégiennes, Québec <b>J. H. Bédard et A.N. LeCheminant</b> .....	119
Dykes de lamprophyre au Labrador: résumé des occurrences et leur signification pour l'exploration du diamant <b>B. Ryan</b> .....	125

## XÉNOLITES ET XÉNOCRISTAUX

Xénolites et xénocristaux ultramafiques dans la kimberlite et l'alnoïte: fenêtres sur le manteau supérieur <b>D.J. Schulze</b> .....	131
Études géochronologiques et pétrogénétiques des xénolites de croûte inférieure entraînés dans les kimberlites et les roches alcalines <b>W.J. Davis et D. Moser</b> .....	137
Le dyke de minette de Rivard et ses xénolites, témoins de la lithosphère sous-jacente à la province de Grenville à 1.08 Ga et des mécanismes de mise en place des minettes <b>L. Corriveau, D. Morin, M. Tellier, Y. Amelin et O. van Breemen</b> .....	141
Les fossiles comme indicateurs de l'altération thermique associée aux kimberlites <b>A. D. McCracken, D. K. Armstrong et D.C. McGregor</b> .....	145

Données thermique à partir d'une analyse pétrographique des matières organiques dans les cheminées de kimberlite au lac de Gras (T.N.-O.) L.D. Stasiuk et W.W. Nassichuk. ....	149
---	-----

### FACTEURS GÉOTECTONIQUES

Évolution thermique de la lithosphère dans la Province des Esclaves centrale-implications pour la genèse des diamants P.H. Thompson, A.S. Judge et T.J. Lewis.....	153
---	-----

Magmatisme mafique, racines mantelliques et kimberlites dans le craton des Esclaves A.N. LeCheminant, L.M. Heaman, O. van Breemen, R.E. Ernst, W.R.A. Baragar et K.L. Buchan. ....	165
--	-----

### AUTRES ROCHES HÔTES DU DIAMANT

Diamants associés aux complexes ultramafiques et aux placers dérivés A.N. LeCheminant et J. H. Bédard. ....	175
--	-----

Diamants dans les roches métamorphiques à pression ultra-élevée R.G. Berman. ....	183
--	-----

Les diamants d'impact R.A.F. Grieve et V. L. Masaitis. ....	189
--	-----

## **PARTIE 2: EXPLORATION DU DIAMANT DANS LES TERRAINS ENGLACÉS**

Introduction R. N. W. Dilabio. ....	193
--	-----

Minéraux indicateurs de la kimberlite dans les dépôts glaciaires, région du lac de Gras, T.N.-O. B.C. Ward, L.A. Dredge, D.E. Kerr et I.M. Kjarsgaard. ....	197
--	-----

Morphologie des grains de pyrope ayant subi un transport glaciaire et conservation de la kélyphite sur ces grains L.A. Dredge, B.C. Ward et D.E. Kerr. ....	203
--	-----

Minéraux indicateurs de la kimberlite et reconnaissance géochimique du sol dans la région des Prairies canadiennes R.G. Garrett et L. H. Thorleifson. ....	211
---	-----

Géochimie et minéralogie (minéraux indicateurs) des dépôts d'origine glaciaire sus-jacents à des kimberlites à Kirkland Lake (Ontario) M.B. McClenaghan. ....	219
--	-----

Études biogéochimiques des kimberlites C.E. Dunn et M.B. McClenaghan. ....	225
---	-----

### **PARTIE 3: UTILISATION DES LEVÉS GÉOPHYSIQUES ET DES SYSTÈME D'INFORMATION GÉOGRAPHIQUE (SIG)**

Introduction <b>K. A. Richardson</b> .....	231
La base de données aéromagnétiques nationale <b>P. Keating, J. Tod et R. Dumont</b> .....	235
Kimberlites et données aéromagnétiques <b>P. Keating</b> .....	239
Caractéristiques géophysiques des kimberlites canadiennes <b>C.J. Mwenifumbo, J.A.M. Hunter et P.G. Killeen</b> .....	243
Caractéristiques physiques des kimberlites canadiennes <b>T.J. Katsube et B.A. Kjarsgaard</b> .....	247
Mesures géophysiques des paramètres lithosphériques <b>A.G. Jones, D.W. Eaton, D. White, M. Bostock, M. Mareschal et J.F. Cassidy</b> .....	249
Levé par sismique réflexion d'une intrusion kimberlitique dans le district de fort à la corne, en Saskatchewan <b>D. J. Gendzwill et S.D. Matieshin</b> .....	259
Application des images thermiques tirées des données LANDSAT à la localisation de kimberlites région du lac de Gras, district de Mackenzie (T.N.-O.) <b>A.N. Rencz, C. Bowie et B.C. Ward</b> .....	263
Système d'information géographique (SIG) pour la recherche et l'exploration liées au diamant dans la région du lac de Gras, district de Mackenzie (T.N.-O.) <b>C. Bowie, B.A. Kjarsgaard, H.J. Broome et A.N. Rencz</b> .....	267
<b>ANNEXE A: Noms et adresses des auteurs</b> .....	273



# LA RECHERCHE DE DIAMANTS AU CANADA

## Avant-propos

**A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson**

Des diamants ! «La grande ruée canadienne vers les diamants » au nord de Yellowknife (McNellis, 1993) fait revivre par la présente génération l'excitation et les rêves des orpailleurs du Klondike du siècle dernier. Jusqu'à récemment, la plupart des Canadiens ne considéraient les diamants que comme des bijoux exotiques et précieux, qu'on appréciait pour leur rareté et leur éclat, mais de peu d'intérêt économique immédiat pour le Canada. Les régions prometteuses du Bouclier canadien étaient largement inconnues, malgré que les géologues eussent su depuis presque trente ans que les gisements de diamants sont étroitement associés aux vieux noyaux stables des continents (cratons). Les diamants sont formés dans le manteau terrestre à des profondeurs > 150 km et la plupart d'entre eux sont emmagasinés dans des roches mères distinctives qui font partie de la racine mantellique stable sous les cratons archéens (2 500 millions d'années) et protérozoïques (2500 à 570 millions d'années). Les deux plus importants types de roches mères des diamants sont la péridotite et l'éclogite; chacun de ces types de roches renferme une suite caractéristique de minéraux qui sont autant d'indicateurs déterminants pour l'exploration du diamant. Les gisements de diamant primaires se rencontrent là où ont fait irruption des magmas kimberlitiques et lamproïtiques, car ces magmas d'origine profonde renferment des roches mères diamantifères et ont transporté des diamants et des minéraux indicateurs vers la surface. On rencontre des champs diamantifères rentables dans la plupart des cratons archéens du monde, à l'exception notable des cratons archéens du Canada comme ceux des provinces du lac Supérieur, des Esclaves et du Nain. Toutefois, grâce à une intense activité d'exploration menée à l'échelle du pays depuis la fin des années 80, on a découvert de nombreuses kimberlites diamantifères dans la Province des Esclaves près du lac de Gras, au nord de Yellowknife; d'autres kimberlites ont été découvertes en Alberta, en

Saskatchewan, au Manitoba, en Ontario et au Québec.

Chose étonnante, avant les années 1990 les diamants étaient presque entièrement absents du folklore et de l'histoire minérale du Canada. Les hommes de Jacques Cartier ont extrait des « diamants » à l'embouchure de la rivière du Cap-Rouge en 1541, mais leur trésor se révéla n'être que du quartz sans valeur. Cet épisode est à l'origine du toponyme Cap Diamant, de même que du dicton « faux comme des diamants du Canada ». Au début du siècle des agents de la Commission géologique du Canada ont rédigé des rapports faisant état de la découverte de microdiamants dans des lentilles de chromitite du complexe de Tulameen, en Colombie-Britannique (Camsell, 1911) et dans un minerai chromitique à Black Lake, au Québec (Dresser, 1913). Bien qu'on ait démontré par la suite que les « microdiamants » de Tulameen se composaient de périclase synthétique formé par chauffage en laboratoire des échantillons de roches, des travaux récents au Maroc, en Espagne et au Tibet ont établi l'association des diamants et de roches ultramafiques mises en place de manière semblable aux roches canadiennes (Davies et al., 1993; Bai et al., 1993).

J.J. Brummer (1978), après avoir recueilli des données éparses disséminées dans des sources disparates, a rédigé un résumé remarquablement complet des débuts de l'histoire des « Diamants au Canada ». Il a noté que W.H. Hobbs (1899) a le premier signalé la possibilité qu'il existe des gîtes diamantifères au Canada, sur la base de la découverte de diamants dans des dépôts d'origine glaciaire au sud des Grands Lacs. Bien qu'un diamant alluvial de 33 carats ait été découvert près de Peterborough, en Ontario, avant 1920 et qu'on ait fait état de certaines découvertes en Saskatchewan et Québec à la fin des années 40 et au début des années 50, l'exploration systématique des diamants du Canada n'a

pas commencé avant les années 60, lorsque des relevés sur les minéraux indicateurs ont été entrepris en Ontario par des sociétés minières, le ministère des Mines de l'Ontario et la Commission géologique du Canada. Satterly (1949) a découvert les premières kimberlites canadiennes dans la municipalité de Michaud, au nord de kimberlites canadiennes dans la municipalité de Michaud, au nord de Kirkland Lake, et à la fin des années 60 plusieurs autres kimberlites et quelques diamants ont à leur tour été découverts. L'histoire des découvertes récentes de diamants au Canada n'a pas encore été écrite, mais on sait que plusieurs des explorateurs les plus enthousiastes des 25 dernières années ont été attirés par les Barrenlands près du lac de Gras, dans l'espoir d'être parmi les premiers à faire entrer les diamants canadiens sur les marchés mondiaux.

La découverte de gisements de diamants de niveau mondial est tributaire d'une exploration minérale soutenue s'appuyant sur une base de données géologiques fiable et complète. Les textes réunis dans le présent volume fournissent un aperçu de l'éventail des informations géoscientifiques disponibles permettant d'orienter l'exploration des diamants au Canada. Des cartes fournissent un accès pratique et direct aux données acquises et interprétées par la Commission géologique du Canada (CGC), les organismes provinciaux et les chercheurs universitaires. Les travaux de cartographie réalisés aujourd'hui par la CGC sont le fruit de la synthèse des traditionnels levés géologiques, géophysiques, géochimiques et de surface et des techniques spécialisées basées sur un système d'information géographique (SIG), dont plusieurs ont d'importantes applications pour l'exploration des diamants. Le présent volume fournit l'arrière-plan de plusieurs des bases de données nationales gérées par la CGC, de même que des résumés sur des aspects spécifiques de la recherche de diamants et de brefs comptes rendus des recherches menées par la CGC relativement à l'exploration des diamants. Les lecteurs désirant des renseignements supplémentaires sont invités à communiquer avec les auteurs, dont les adresses sont fournies à la fin du présent volume. De plus, la CGC a publié un bulletin dans lequel on examine l'utilisation de divers minéraux indicateurs et d'associations minérales comme outil important de l'exploration des diamants au Canada (Fipke et al., 1995).

Les articles contenus dans le présent volume ont été présentés entre décembre 1994 et juin 1995. Ils ont été révisés par le personnel de la CGC, mais leur contenu scientifique n'a pas été analysé en profondeur. Plusieurs personnes ont collaboré à la traduction vers le français du présent dossier public. Ainsi, la qualité de la traduction

peut varier grandement tant à l'intérieur d'un article que d'un article à l'autre. Nous remercions les nombreux scientifiques qui ont rédigé ces articles ainsi que O.J. Ijewliw, R. Lacroix, D. Lemkow, D. Paul, S. Scully, M. Sigouin, K. Venance et T. West, tous de la CGC, pour leur aide dans la production des figures. W.C. Morgan a réalisé la révision technique. Les corrections provisoires, le regroupement et la mise en page sont dus au travail de A. Anand avec l'aide de N. Devine, C. Bélanger, L. O'Neill et C. Plant (tous de la CGC). L'impression a été financée par les divisions des ressources minérales et de la géologie du continent de la CGC.

Malheureusement, deux auteurs du présent volume sont décédés en 1995. Le 23 février, Chris Roddick a perdu la vie dans un accident de ski au Vermont, mettant tragiquement fin à une carrière scientifique sur les isotopes où avaient été mis à contribution son imagination, son enthousiasme et sa curiosité. Son apport au Laboratoire de géochronologie de la CGC est souligné dans l'introduction d'*Âges radiométriques et études isotopiques* (Parrish, 1996). Il laisse un riche héritage, mais aussi, un grand vide. Marianne Mareschal, une scientifique de premier plan participant au projet LITHOPROBE, nous a quittés après une longue et courageuse lutte contre le cancer. Elle faisait partie du comité organisateur de la conférence sur le Précambrien tenue à Montréal en 1995. Une dédicace lui est adressée dans le volume contenant le programme et les résumés de la conférence. Son amabilité et son énergie ont touché tous ceux qui l'ont côtoyée; elle manquera donc à plusieurs d'entre nous. Mais le fait le plus important est que l'orientation et la vision qui ont été siennes durant ses expériences combinant levés sismiques et électromagnétiques pour l'étude des racines cratoniques, son principal domaine de recherche des dernières années, porteront fruit. Une fondation, créée en son nom, servira à offrir une bourse d'études en géophysique à l'École polytechnique de Montréal. Les contributions doivent être envoyées à l'adresse suivante : Fonds Marianne Mareschal, Département de génie minéral, École Polytechnique de Montréal, Montréal, C.P. 6079, Succ. «centre-ville», Montréal (Québec) H3C 3A7 Canada.

## RÉFÉRENCES

- Bai, W.-J., Zhou, M.-F., and Robinson, P.T.  
1993: Possibly diamond-bearing mantle peridotites and podiform chromitites in the Luobusa and Dongqiao ophiolites, Tibet; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 1650-1659.

**Brummer, J.J.**

1978: Diamonds in Canada; Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, October, 1978, p. 64-79.

**Camsell, C.**

1911: A new diamond locality in the Tulameen district, British Columbia; Economic Geology, v. 6, p. 604-611.

**Davies, G.R., Nixon, P.H., Pearson, D.G., and Obata, M.**

1993: Tectonic implications of graphitized diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain; Geology, v. 21, p. 471-474.

**Dresser, J.A.**

1913: Preliminary report on the serpentine and associated rock of southern Quebec; Canadian Department of Mines, Memoir 22, p. 82-84.

**Fipke, C.E., Gurney, J.J., and Moore, R.O.**

1995: Diamond exploration techniques emphasising indicator mineral geochemistry and Canadian examples; Geological Survey of Canada, Bulletin 423, 86 p.

**Hobbs, W.H.**

1899: The diamonds fields of the Great Lakes; Journal of Geology, v.7, p. 375-388.

**McNellis, M.**

1993: The Great Canadian Diamond Rush; The Financial Post Magazine, October 1993, p. 18-36.

**Parrish, R.R.**

1996: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 9 - Introduction; in Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 9; Geological Survey of Canada, Current Research 1995-F, p. v-vi.

**Satterly, J.**

1949: Geology of the Michaud Township; Ontario Department of Mines, Annual Report, v. LVII, part IV, 1948.



# PARTIE 1. GÉOLOGIE, PÉTROLOGIE ET CONTRÔLES GÉOTECTONIQUES

## Introduction

A.N. LeCheminant et B.A. Kjarsgaard

*LeCheminant, A.N. et Kjarsgaard, B.A., 1996 : Partie 1 : Géologie, pétrologie et contrôles géotechniques - Introduction; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 5-9.*

---

Les diamants, quoique extrêmement rares, ont une vaste distribution. On en a découvert dans les milieux suivants : sédiments non consolidés et consolidés, roches ignées diverses provenant du manteau supérieur, xénolites mantelliques, ophiolites, roches métamorphiques de très haute pression, météorites et structures d'impact. Mais seules les kimberlites et lamproïtes diamantifères et leurs gisements placériens et paléoplacériens associés se sont révélées rentables. Avant 1960, > 80 % de l'ensemble des diamants extraits provenaient de gisements secondaires; conséquence de l'accroissement de la production diamantifère provenant de pipes kimberlitiques et lamproïtiques, cette proportion avait diminué à 25 % en 1990 (Levinson et al., 1992). Presque les deux tiers de la production mondiale actuelle en poids sont fournis par seulement cinq pipes situés en Australie, au Botswana, en Russie et en Afrique du Sud (Boucher, 1995).

Les kimberlites se rencontrent dans les boucliers continentaux, les kimberlites rentables étant associées aux parties stables des cratons archéens (> 2,5 Ga). En revanche, les lamproïtes font généralement intrusion dans les cratons archéens remobilisés ou les ceintures orogéniques protérozoïques. Ainsi, le gisement d'Argyle, en Australie, qui constitue la mine de diamant la plus productive du monde, est situé dans un pipe lamproïtique au sein de la ceinture mobile protérozoïque de Halls Creek. On trouvera à la figure 1 la localisation des roches diamantifères au Canada, de même que celle de nombreuses kimberlites et lamproïtes d'importance économique. Cette figure illustre également la répartition mondiale des cratons archéens et protérozoïques, sur la base d'une carte géologique généralisée du monde maintenant disponible sous forme numérique (Kirkham et al., 1994, 1995).

Au Canada, les provinces structurales archéennes et protérozoïques sont bien connues; les cartes géologiques fournissent un cadre rigoureux permettant l'étude de la répartition des kimberlites et la mise à l'essai de modèles sur la formation des diamants. Les roches

précambriennes du craton de l'Amérique du Nord ont été subdivisées en de nombreux domaines crustaux se distinguant par leur âge, leurs directions structurales et leurs caractéristiques géophysiques (Stockwell, 1961; Hoffman, 1989). Les cratons archéens, qui sont sous-jacents à une bonne partie du Bouclier canadien exposé, ont été soudés ensemble par des orogènes protérozoïques, dont plusieurs se prolongent dans la subsurface au-dessous d'une couverture sédimentaire protérozoïque adjacente (p. ex. l'orogène trans-hudsonien; figure 1; Percival, 1996). Le contraste entre les boucliers archéens exposés et les orogènes protérozoïques contigus enfouis sous une mince couverture constitue un indice des différences importantes entre processus archéens et protérozoïques de formation et de conservation de la lithosphère (Durrheim et Mooney, 1994). La lithosphère continentale, composée de l'écorce et d'une partie du manteau supérieur, est une couche persistante et rigide relativement à l'asthénosphère convectrice sous-jacente. Les études sismologiques indiquent que la lithosphère est plus épaisse sous les cratons archéens et qu'elle contient des régions de manteau lithosphérique froid dans le champ de stabilité du diamant (c.-à-d. à des profondeurs > 150 km; Durrheim et Mooney, 1994; Grand, 1994; Polet et Anderson, 1995). Les trois premiers chapitres de ce volume donnent un bref résumé de l'histoire complexe de bordure au Canada et fournissent des références choisies à des cartes et des rapports sur la géologie précambrienne du Canada.

Dans le présent volume, la géologie des kimberlites et des lamproïtes est décrite dans des chapitres de résumé, accompagnés de courts textes sur les méthodes analytiques et les champs de kimberlite spécifiques du Canada. Le lecteur trouvera des résumés complets de la pétrologie des kimberlites, des lamproïtes et des lamprophyres dans les ouvrages de Mitchell (1986; 1995), Mitchell et Bergman (1991) et Rock (1991). On trouvera des renseignements supplémentaires abondants dans les Volumes des actes des cinq Conférences



Figure 1. Localisation des kimberlites diamantifères au Canada et localisation dans le monde des amas de kimberlites et des producteurs actuels et passés de diamants primaires. La répartition des roches archéennes et protérozoïques est tirée d'une carte géologique numérique du monde compilée par Kirkham et al. (1994, 1995).

internationales sur les kimberlites publiées jusqu'à 1994 et dans le Volume des résumés de la Sixième conférence internationale sur les kimberlites (\*Volumes des actes, 1979-1994; Volume des résumés, 1995).

Les kimberlites ressemblent et peuvent être associées à d'autres roches alcalines, dont certaines prennent naissance à des profondeurs > 150 km et sont donc potentiellement diamantifères. On a fait état de découvertes de diamants dans des brèches de diatrèmes de lamprophyre dans la Cordillère canadienne, dans des dykes et des diatrèmes de lamprophyre au sud du lac Baker, dans les T.N.-O., et dans la brèche de diatrème de l'île Bizard au Québec. Ces roches diamantifères et de nombreuses autres intrusions alcalines au Canada sont décrites dans une série de courts textes.

Les kimberlites, les lamproïtes et les autres magmas alcalins apparaissent sous forme de masses liquides peu volumineuses d'origine profonde. Le mécanisme déclencheur à l'origine des kimberlites est inconnu, aussi la corrélation entre, d'une part, le magmatisme kimberlitique et, d'autre part, les panaches mantelliques, les flexures de la lithosphère ou des processus spécifiques de tectonique des plaques n'a-t-elle pas été établie de manière satisfaisante à l'échelle globale (Mitchell, 1986; Haggerty, 1994). En outre, aucune théorie n'a permis de prédire avec précision la localisation des champs de kimberlite au sein d'un craton, bien que l'orientation privilégiée de nombreux champs porte à croire que des contrôles structuraux pré-existants jouent un rôle important. Les lamproïtes et les lamprophyres sont issus de sources moins profondes que les kimberlites; leurs magmas dérivent de la fusion partielle de composantes du manteau lithosphérique subcontinental dont l'histoire métasomatique est longue et complexe (Mitchell et Bergman, 1991). Les signatures chimiques et isotopiques des kimberlites incitent à penser qu'elles proviennent de sources asthénosphériques, même si les magmas peuvent être modifiés par interaction avec des zones métasomatisées de la lithosphère continentale sus-jacente (Haggerty, 1994; Ringwood et al., 1992; Tainton et McKenzie, 1994).

Nos connaissances sur la croûte profonde et le manteau supérieur sont dans une large mesure déduites indirectement de méthodes géophysiques. Les xénolites et xénocristaux mantelliques et crustaux transportés jusqu'à la surface par des magmas d'origine profonde constituent d'authentiques échantillons du manteau et de l'écorce profonde; on peut donc les utiliser pour tester les modèles géophysiques et étudier la lithosphère du sous-sol canadien. Des études pilotes offrent un aperçu du riche potentiel fourni par les suites xénolitiques des

kimberlites et des roches associées, qui ont été découvertes grâce aux succès continus de l'exploration des diamants à travers le Canada. Les datations des inclusions dans les diamants et des minéraux primaires contenus dans les kimberlites diamantifères indiquent que les diamants forment des xénocristaux dans le magma kimberlitique. Les kimberlites n'agissent que comme vecteurs entraînant les diamants et les xénolites mantelliques à partir du domaine de stabilité des diamants jusqu'à la surface. En général les diamants sont disséminés dans la roche encaissante kimberlitique, mais des xénolites de roches mères diamantifères telles que l'éclogite et de rares péridotites ont également été observés.

Sont d'intérêt tout particulier dans certaines kimberlites les blocs affaissés de roches encaissantes. Les processus de mise en place jouant dans la formation des diatrèmes et des cratères de subsurface ont engendré des kimberlites renfermant de nombreux fragments des roches encaissantes, dont certains constituent les seuls vestiges actuels d'unités stratigraphiques qui ont été depuis lors enlevées par l'érosion. Les chapitres sur les xénolites fossilifères extraits des kimberlites du lac de Gras renferment des informations inédites et surprenantes de nature chronologique et géologique sur la formation des pipes.

Les épisodes magmatiques mafiques engendrés par les panaches mantelliques et les stades de distension peuvent avoir une influence destructrice sur les racines diamantifères froides de la lithosphère continentale (Helmstaedt et Gurney, 1994). Les essais étendus de dykes mafiques constituent des vestiges superficiels de ces événements thermiques, c'est pourquoi leur âge, leur origine et leur répartition fournissent des indications sur la destruction ou la préservation sélectives possibles des racines mantelliques diamantifères.

Théoriquement, la formation et la préservation des diamants sont associées à des zones de lithosphère continentale épaisse et froide s'étendant jusqu'au champ de stabilité du diamant dans le manteau profondeurs > 150 km). Toutefois, des diamants apparemment non liés à d'anciens noyaux cratoniques ont été découverts en association avec des orogènes par collision phanérozoïques, par exemple en Nouvelle-Galles du Sud, en Australie orientale (Barron et al., 1994), de même que dans d'autres milieux non cratoniques. Des diamants ont été découverts dans des sources alluviales voisines de massifs ultramafiques d'origine tectonique dans des orogènes par collision, et des microdiamants ont été découverts in situ dans des massifs ultramétamorphiques de très haute pression limités par des failles. De plus, des

diamants microscopiques apparaissent dans les roches carbonées de sites d'impact du monde entier, mais à ce jour aucune recherche systématique n'a été entreprise dans les vingt-six structures d'impact connues du Canada. On trouvera dans trois des textes du présent volume un résumé sur ces associations et un aperçu du cadre canadien. Malgré qu'aucune de ces occurrences diamantifères inusitées dans le monde ne se soit avérée de grande importance économique, elles suscitent de l'intérêt parce que des roches issues d'ophiolites comme le massif ultramafique de Beni Bousera, contenaient initialement, selon les interprétations, jusqu'à 15 % de diamants (Nixon et al., 1991).

## RÉFÉRENCES

- Barron, L.M., Lishmund, S.R., Oakes, G.M., and Barron, B.J.**  
1994: Subduction diamonds in New South Wales: implications for exploration in eastern Australia; Geological Survey of New South Wales, Quarterly Notes, v. 94, p. 1-23.
- Boucher, M.A.**  
1995: Diamonds; in 1994 Canadian Minerals Yearbook, Chapter 20, p. 20.1-20.12.
- Durrheim, R.J. and Mooney, W.D.**  
1994: Evolution of the Precambrian lithosphere: seismological and geochemical constraints; Journal of Geophysical Research, v. 99, p. 15359-15374.
- Grand, S.P.**  
1994: Mantle shear structure beneath the Americas and surrounding oceans; Journal of Geophysical Research, v. 99, p. 11591-11621.
- Haggerty, S.E.**  
1994: Superkimberlites: a geodynamic diamond window to the Earth's core; Earth and Planetary Science Letters, v. 122, p. 57-69.
- Helmstaedt, H.H. and Gurney, J.J.**  
1994: Geotectonic controls on the formation of diamonds and their kimberlitic and lamproitic host rocks: Applications to diamond exploration; in Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference, Diamonds: Characterization, Genesis and Exploration, H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos (ed.), v. 2, p. 236-250.
- Hoffman, P.F.**  
1989: Precambrian geology and tectonic history of North America; in The Geology of North America - an overview, A. W. Bally and A. R. Palmer (ed.); Geological Society of America, The Geology of North America, v. A, p. 447 - 511.
- Kirkham, R.V., Chorlton, L.B., and Carriere, J.J.**  
1994: Generalized geology of the World (1:35 000 000); Geological Survey of Canada, Open File 2915a (paper map).  
1995: Generalized geology of the World and linked databases; Geological Survey of Canada, Open File 2915d (CD-ROM).
- Levinson, A.A., Gurney, J.J., and Kirkley, M.B.**  
1992: Diamond sources and production: past, present, and future; Gems and Gemology, v. 28, p. 234-254.
- Mitchell, R.H.**  
1986: Kimberlites - Mineralogy, Geochemistry, and Petrology; Plenum Press, New York, 442 p.  
1995: Kimberlites, Orangeites and Related Rocks; Plenum Press, New York, 410p.
- Mitchell, R.H. and Bergman, S.C.**  
1991: Petrology of Lamproites; Plenum Press, New York, 447 p.
- Nixon, P.H., Pearson, D.G., and Davies, G.R.**  
1991: Diamonds: the oceanic lithosphere connection with special reference to Beni Bousera, North Morocco; in Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere, T.J. Peters, A. Nicolas and R.G. Coleman (ed.); Kluwer Academic Publishers, p. 275-289.
- Percival, J.A.**  
1996: Cratons archéens; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 11-16.
- Polet, J. and Anderson, D.L.**  
1995: Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies; Geology, v. 23, p. 205-208.
- Ringwood, A.E., Kesson, S.E., Hibberson, W., and Ware, N.**  
1992: Origin of kimberlites and related magmas; Earth and Planetary Science Letters, v. 113, p. 521-538.
- Rock, N.M.S.**  
1991: Lamprophyres; Van Nostrand Reinhold, New York, 285 p.
- Stockwell, C.H.**  
1961: Structural provinces, orogenies, and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield; in Age Determinations by the Geological Survey of Canada, J.A. Lowden (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 61-17, p. 108-118.



**Tainton, K.M. and McKenzie, D.**

1994: The generation of kimberlites, lamproites, and their source rocks; *Journal of Petrology*, v. 35, p. 787-817.

**\* Proceedings Volumes for the first five international Kimberlite Conferences and Abstracts Volume for the Sixth International Kimberlite Conference:**

Proceedings of the First International Kimberlite Conference. Physics and Chemistry of the Earth, v. 9.

Proceedings of the Second International Kimberlite Conference, v. 1. Kimberlites, Diatremes and Diamonds: Their Geology, Petrology and Geochemistry, H.O.A. Meyer and F.R. Boyd (ed.); American Geophysical Union, Washington D.C., 1979

Proceedings of the Second International Kimberlite Conference, v. 2. The Mantle Sample: Inclusions in Kimberlites and Other Volcanics, H.O.A. Meyer and F.R. Boyd (ed.); American Geophysical Union, Washington D.C., 1979

Proceedings of the Third International Kimberlite Conference, v. 1. Kimberlites I: Kimberlites and Related Rocks, J. Kornprobst (ed.); *Developments in Petrology 11A*, Elsevier, Amsterdam, 1984.

Proceedings of the Third International Kimberlite Conference, v. 2. Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships, J. Kornprobst (ed.); *Developments in Petrology 11A*, Elsevier, Amsterdam, 1984.

Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, v. 1. Kimberlites and Related Rocks: Their Composition, Occurrence, Origin and Emplacement, J. Ross (ed.); *Geological Society of Australia Special Publication 14*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 1989.

Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, v. 2. Kimberlites and Related Rocks: Their Mantle/Crust Setting, Diamonds and Diamond Exploration, J. Ross (ed.); *Geological Society of Australia Special Publication 14*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 1989.

Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference, v. 1. Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths, H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos (ed.); *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais -Special Publication 1/A Jan/94*, Brasilia 1994.

Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference, v. 2. Diamonds: Characterization, Genesis and Exploration, H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos (ed.); *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais -Special Publication 1/B Jan/94*, Brasilia 1994.

Extended Abstracts Volume-Sixth International Kimberlite Conference, Novosibirsk, Russia August 1995, 707p.



# Cratons archéens

J.A. Percival

*Percival, J.A., 1996 : Cratons archéens; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 11-16.*

Les cratons sont des blocs de croûte continentale qui ont été considérablement remaniés depuis leur formation. Dans le Bouclier canadien, trois cratons principaux d'âge archéen, les cratons du lac Supérieur, des Esclaves et de Nain, forment des nucléus sur lesquels les provinces précambriennes plus récentes se sont ajoutées durant le Protérozoïque (fig. 1). De plus, des parties des provinces structurales de Rae et de Hearne se composent de roches cratoniques archéennes qui ont été remaniées inégalement durant le Paléoprotérozoïque.

La Province de Nain dans le nord du Labrador central et le sud du Groenland contient des indices d'histoire archéenne complexe entre 3,9 et 2,5 Ga. Les composantes gneissiques et plutoniques supracrustales de l'Archéen précoce (3,9-3,6 Ga) ont été interfoliées par des phénomènes structuraux à des terranes archéens plus récents entre 2,78 et 2,5 Ga (Nutaman et al., 1989) pour former un craton composite. Un métamorphisme intense a affecté des parties de la Province de Nain à 3,6, 2,8 et 2,7 Ga avant le remaniement thermotectonique marginal durant l'orogène paléoprotérozoïque (Hoffman, 1989).

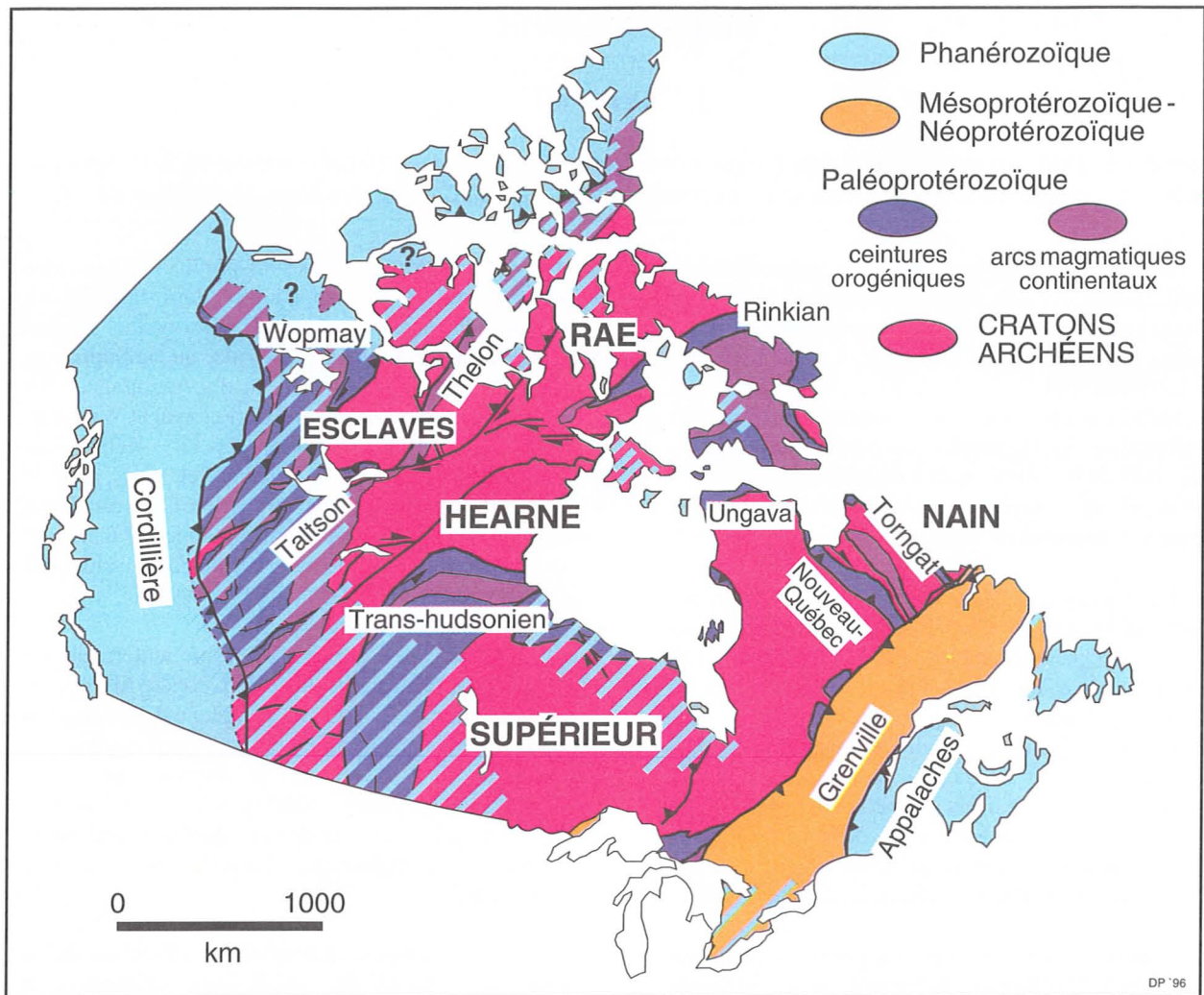
Surtout caractérisée par des unités lithologiques âgées entre 2,75 et 2,68 Ga, la Province du lac Supérieur contient également des composantes plus anciennes (3,5-2,8 Ga) dans le nord-ouest et le sud-ouest. Le craton se compose de plusieurs sous-provinces lithotectoniques distinctes: granite-roches vertes, gneiss métasédimentaires, gneiss de fort métamorphisme et des complexes plutoniques (Card, 1990). Dans le nord-ouest, les zones de roches vertes à direction WNW de ~3,0 Ga reposent sous des roches de ~2,7 Ga et les injectent. Le bloc le plus ancien a servi de nucleus sur lequel les ceintures à direction est (fig. 2) se sont accrétées entre 2,73 et 2,70 Ga tels des arcs magmatiques de type andéen formés sur ses marges (Williams et al., 1992). Selon les interprétations récentes (Card, 1990; Williams et al., 1992), les ceintures de roches vertes de la Province du lac Supérieur seraient des collages de dépôts océaniques juvéniles incluant des matériaux de plaine abyssale, d'arc insulaire et de plateau océanique, tandis que les ceintures métasédimentaires représenteraient des cônes de turbidites déformés évacués de hautes terres tectoniquement actives. Les roches komatiitiques sont

présentes dans la plupart des sous-provinces de granite-roches vertes et sont abondantes dans la ceinture d'Abitibi. Plusieurs épisodes de déformation se sont déroulés dans presque toute la Province du lac Supérieur, en association avec des événements d'accrétion multiples et une transpression dextre tardive (Percival et Williams, 1989; Card, 1990; Williams et al., 1992). Les lamprophyres archéens se sont mis en place dans le régime de transpression (Stern, 1996). L'anisotropie sismique dans la lithosphère mantellique parallèle aux structures crustales peut être le résultat d'un tectonisme archéen tardif (Silver et Chan, 1988, 1991).

Les gneiss de fort métamorphisme renferment des roches de ~3,5 Ga dans la vallée de la rivière Minnesota, des granulites de 2,68 Ga du complexe d'Ashuanipi et plusieurs lambeaux de croûte profonde exposés dans les structures de soulèvement de Kapuskasing et de Pikwitonei d'âge paléoprotérozoïque (p. ex. Percival et West, 1994). La structure de Kapuskasing semble avoir concouru à un magmatisme alcalin à 1,88 Ga et entre 1,15 et 1,0 Ga.

Une grande région du nord-est de la Province du lac Supérieur présente des orientations structurales et aéromagnétiques vers le nord reflétant des domaines lithotectoniques à caractère plutôt plutonique. Une tonalite éparsée, remontant à 3,1 Ga, et des résidus supracrustaux (2,8-2,72 Ga) accompagnent une granodiorite et un granite mis en place entre 2,73 et 2,69 Ga (Percival et al., 1994). On observe une zone de transition graduelle de l'est au nord des directions structurales dans le centre-nord du Québec, transition qui combinée à une géochronologie similaire entre les domaines à direction est-ouest et nord, établit un lien entre les deux parties structurellement distinctes de la province.

La Province des Esclaves se compose surtout de roches supracrustales et plutoniques de l'Archéen tardif (2,7-2,6 Ga) (McGlynn et Henderson, 1972; Henderson, 1981; Padgham, 1992), avec des enclaves de gneiss plus anciens (4,0-2,8 Ga) et des avant-buttes sédimentaires



**Figure 1.** Les éléments tectoniques précambriens du craton nord-américain au Canada, modifiés d'après Hoffman (1988, 1989) et Ross et al. (1995). La couverture de la plate-forme protérozoïque n'est pas illustrée (comparer avec la figure 2). Les diagonales bleues représentent les régions où le socle précambrien est recouvert d'une plate-forme phanérozoïque. En majuscules sont indiquées les provinces archéennes et en minuscules les orogènes protérozoïques et phanérozoïques. **Remarque ajoutée sur l'épreuve :** La nouvelle cartographie et la géochronologie préliminaire du sud de l'île de Baffin (St-Onge et al., 1996) révèlent que la grande partie du sous-sol de la péninsule Meta Incognita est composée de roches paléoprotérozoïques, probablement un prolongement vers le nord de l'orogène d'Ungava, plutôt que de roches archéennes de la Province de Rae selon l'interprétation antérieurement retenue. Cette carte figure cette nouvelle interprétation; la figure 2 et d'autres cartes du présent volume présentent le sud de l'île de Baffin comme étant principalement composé d'un craton archéen.



*Figure 2. Carte de la géologie du bouclier précambrien simplifiée de la carte géologique du Canada de Wheeler et al. (sous presse). Les cratons archéens (tons de rose et de vert ainsi que couleur grise) et les roches archéennes remaniées (rose saumon et brun verdâtre) sont séparées par des orogènes paléoprotérozoïques (violet et rouge) et en partie recouverts ou flanqués de roches méso-néoprotérozoïques (brun moutarde et orange). Les provinces structurales sont indiquées à la figure 1.*

plus jeunes (King et Helmstaedt, sous presse). Le gneiss d'Acasta, renfermant des éléments remontant à aussi loin que 4,0 Ga, affleure dans la portion occidentale de la province. La présence d'un élément ancien se traduit par des valeurs de Nd isotopique dans les roches supracrustales et plutoniques, qui ont évolué dans l'ouest mais qui sont demeurées relativement primitives dans l'est (Davis et Hegner, 1992). Les ceintures de roche volcanique sont recouvertes de grauwaque turbiditique étendu qui compose le gros du Supergroupe de Yellowknife (Henderson, 1970); les séquences mineures de conglomérat et de grès stratigraphiquement distinctes constituent des assemblages antérieurs et postérieurs au Supergroupe de Yellowknife (King et Helmstaedt, sous presse). Les séquences volcaniques, datant pour la plupart de 2,71 à 2,65 Ga, incluent des dispositifs mafiques-felsiques tholéitiques, qui abondent dans l'ouest, et des séries calco-alcalines intermédiaires, plus abondantes dans l'est. On a récemment documenté les rares komatiites et volcanites de 3,12 Ga (Hrabi et al., 1994). Les grauwaques turbiditiques proviennent de sources principalement felsiques de 2,65 à >2,8 Ga (Villeneuve et van Breemen, 1994). En plus des anciens gneiss, les unités de granitoides renferment des plutons synvolcaniques et des suites calco-alcalines et hyperalumineuses de 2,58 à 2,62 Ga (Davis et Hegner, 1992). Plusieurs épisodes de déformation archéens confèrent à la province son grain structural surtout orienté au nord et une géométrie interne complexe liée à un chevauchement précoce, un plissement polyphasique tardif et à des failles tardives. Un métamorphisme de faible pression et de haute température caractérise de grandes parties de la province (Thompson et al., 1996). L'anisotropie sismique dans le manteau peut être attribuable à des processus tectoniques durant l'Archéen (Silver et Chan, 1988).

Les provinces structurales de Rae et de Hearne (autrefois des portions de la Province de Churchill) se composent principalement de roches archéennes, mais elles diffèrent des cratons au sens strict par une réactivation variable mais étendue au Paléoprotérozoïque. La Province de Hearne (Hoffman, 1989, 1990; fig. 1) comprend surtout des gneiss archéens très métamorphisés de 3,5 à 2,60 Ga, mais elle inclut le bloc de Kaminak, un terrane de granite-roches vertes de 2,7 à 2,65 Ga. L'ampleur du remaniement protérozoïque dans la Province de Hearne s'observe de toute évidence dans la géométrie par plissement et chevauchement des enclaves du Groupe de Hurwitz du Paléoprotérozoïque, même si le bloc de Kaminak semble avoir conservé la majorité de son caractère archéen. Le vaste magmatisme ultrapotassique et la présence de granites rapakiviés et de rhyolites plus récents datent de l'intervalle de 1,85 à

1,74 Ga (Peterson et LeCheminant, 1996). La Province de Rae (Hoffman, 1990) affleure dans les trois segments, soit dans l'ouest des T.N.-O., dans la région du Québec-Labrador et dans l'archipel arctique (fig.1). Elle consiste en roches archéennes dont l'intervalle d'âge se situe entre 3,3 et 2,6 Ga et de restes involutés de séquences de couverture paléoprotérozoïque dus à un chevauchement. Les roches supracrustales archéennes incluent des séquences de komatiite-quartzite de 3,0 à 2,8 Ga ainsi que des roches volcaniques calco-alcalines (2,9-2,6 Ga) et des sédiments associés. Les effets de la déformation et le métamorphisme du faciès intermédiaire des amphibolites des séquences de couverture ainsi que la présence de roches ultrapotassiques de 1,85 Ga et de granites rapakiviés de 1,76 Ga incitent à proposer un remaniement significatif de la Province de Rae durant le Paléoprotérozoïque.

Les blocs cratoniques archéens du Bouclier canadien ont tous connu un métamorphisme et un magmatisme significatifs entre 2,7 et 2,6 Ga (Percival, 1994) laissant supposer qu'un supercontinent archéen tardif a pu exister (Williams et al., 1991). Le supercontinent a été fragmenté et certaines parties se sont assemblées de nouveau durant le Paléoprotérozoïque pour former la Laurentie (Hoffman, 1989). Les blocs archéens d'autres cratons ayant connu une histoire semblable entre 2,7 et 2,6 Ga ont pu faire partie à leur origine d'un seul supercontinent de l'Archéen tardif.

## RÉFÉRENCES

### **Card, K. D.**

1990: A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion; *Precambrian Research*, v. 48, p. 99-156.

### **Davis, W.J. and Hegner, E.**

1992: Neodymium isotopic evidence for the tectonic assembly of Late Archean crust in the Slave Province, northwest Canada; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 111, p. 493-504.

### **Henderson, J.B.**

1970: Stratigraphy of the Yellowknife Supergroup, Yellowknife Bay-Prosperous Lake area, District of Mackenzie; *Geological Survey of Canada, Paper 70-26*, 12. p.

1981: Archean basin evolution in the Slave Province, Northwest Territories, Canada; in *Plate Tectonics in the Precambrian*, A. Kroner (ed.); Elsevier, Amsterdam, p. 213-235.

- Hoffman, P.F.**  
 1988: United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia; *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, v. 16, p. 543-603.
- 1989: Precambrian geology and tectonic history of North America; *in* *The Geology of North America- An overview*, Geological Society of America, A.W. Bally and A.R. Palmer (ed.); *The Geology of North America*, v. A, p. 447-512.
- 1990: Subdivision of the Churchill Province and extent of the Trans-Hudson orogen; *in* *The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America*, J.F. Lewry and M.R. Stauffer (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 37, p. 15-39.
- Hrabi, R.B., Grant, J.W., Berclaz, A., Duquette, D., and Villeneuve, M.E.**  
 1994: Geology of the northern half of the Winter Lake supracrustal belt, Slave Province, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Current Research 1994-C, p. 13-22.
- King, J.E. and Helmstaedt, H.**  
*in press*: The Slave Province; *in* *Tectonic Evolution of Greenstone Belts*, M.J. de Wit and L.D. Ashwal (ed.); Oxford Monograph Series.
- McGlynn, J.C. and Henderson, J.B.**  
 1972: The Slave Province; in *Variations in Tectonic Styles in Canada*, R.A. Price and R.G. Douglas (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 11, p. 506-526.
- Nutman, A.P., Friend, C.R.L., Baadsgaard, H., and McGregor, V.R.**  
 1989: Evolution and assembly of Archean gneiss terranes in the Godthabsfjord region, southern west Greenland: structural, metamorphic and isotopic evidence; *Tectonics*, v. 8, p. 573-589.
- Padgham, W.A.**  
 1992: The Slave Structural Province, North America: A discussion of tectonic models; *in* *The Archean: Terrains, Processes and Metallogeny*, J.E. Glover and S.E. Ho (ed.); Geology Department (Key Centre) and University Extension, The University of Western Australia, Publication No. 22, p. 381-394.
- Percival, J.A.**  
 1994: Archean high-grade metamorphism; *in* *Archean Crustal Evolution*, K.C. Condie (ed.); Elsevier, Amsterdam, p. 357-410.
- Percival, J.A., Stern, R.A., Skulski, T., Card, K.D., Mortensen, J.K., and Bégin, N.J.**  
 1994: Minto block, Superior province: missing link in deciphering assembly of the craton at 2.7 Ga; *Geology*, v. 22, p. 839-842.
- Percival, J.A. and West, G.F.**  
 1994: The Kapuskasing uplift: a geological and geophysical synthesis; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 31, p. 1256-1286.
- Percival, J.A. and Williams, H.R.**  
 1989: Late Archean Quetico accretionary complex, Superior Province, Canada; *Geology*, v. 17, p. 23-25.
- Peterson, T.D. et LeCheminant, A.N.**  
 1996: Roches ultrapotassiques du Supergroupe de Dubawnt, district de Keewatin, T.N.-O.; *dans* *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 97-101.
- Ross, G.M., Milkereit, B., Eaton, D., White, D., Kanasewich, E.R., and Burianyk, M.J.A.**  
 1995: Paleoproterozoic collisional orogen beneath the western Canada sedimentary basin imaged by LITHOPROBE crustal-reflection data; *Geology*, v. 23, p. 195-199.
- Silver, P.G. and Chan, W.W.**  
 1988: Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy; *Nature*, v. 335, p. 34-39.
- 1991: Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation; *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 16429-16454.
- Stern, R.A.**  
 1996: Lamprophyres de la Province du lac Supérieur; *dans* *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 117-118.
- St-Onge, M.R., Hammer, S. and Scott, D.J.**  
 1996: Geology of the Meta Incognita Peninsula, south Baffin Island: tectonostratigraphic units and regional correlations; *in* *Current Research 1996-C*; Geological Survey of Canada, p. 63-72.
- Thompson, P.H., Judge, A.S. et Lewis, T.J.**  
 1996: Évolution thermique de la lithosphère dans la Province des Esclaves centrale: implications pour la genèse des diamants; *dans* *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 153-163.
- Villeneuve, M.E. and van Breemen, O.**  
 1994: A compilation of U-Pb age data from the Slave Province; Geological Survey of Canada, Open File 2972, 53 p.

**Wheeler, J.O., Hoffman, P.F., Card, K.D., Davidson, A., Okulitch, A.V., Sanford, B.V., and Roest, W. (comp.)**  
in press: Geological Map of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1860A, 1:5 000 000 scale.

**Williams, H., Hoffman, P.F., Lewry, J.F., Monger, J.W.H., and Rivers, T.**  
1991: Anatomy of North America: thematic geologic portrayals of the continent; *Tectonophysics*, v. 187, p. 117-134.

**Williams, H.R., Stott, G.M., Thurston, P.C., Sutcliffe, R.H., Bennett, G., Easton, R.M., and Armstrong, D.K.**  
1992: Tectonic evolution of Ontario: summary and synthesis; *in* *Geology of Ontario*, P.C. Thurston, H.R. Williams, R.H. Sutcliffe, and G.M. Stott (ed.); Ontario Geological Survey, Special Volume 4, Part 2, p. 1255-1332.



# Ceintures orogéniques paléoprotérozoïques

M.R. St-Onge et S.B. Lucas

*St-Onge, M.R. et Lucas, S.B., 1996 : Ceintures orogéniques paléoprotérozoïques; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 17-24.*

## INTRODUCTION

Les ceintures orogéniques paléoprotérozoïques du Canada (2,5-1,6 Ga) enregistrent les épisodes de distension et de dérive et l'amalgamation ultérieure par collision des principales provinces archéennes. Tel que résumé par Hoffman (1988, 1989), le zénith de l'orogénèse paléoprotérozoïque a eu lieu pendant l'intervalle 2,1-1,8 Ga, pendant lequel a été assemblée une bonne partie du noyau du craton nord-américain. Une caractéristique notable de ces ceintures orogéniques allongées (plusieurs centaines de kilomètres) (figure 1; Percival 1996, le présent volume) est le fait que collectivement elles renferment des assemblages tectonostratigraphiques qui se sont formés à toutes les époques de leur histoire tectonique (du rifting initial à la collision finale) et qui ont été conservés à tous les degrés de métamorphisme. De part et d'autre des orogènes paléoprotérozoïques on trouve notamment les types d'assemblages suivants : rift continental, marge continentale (passive), ophiolite, arc intra-océanique et arc continental, bassin marginal et bassin syn- et post-collision (figure 1).

Les avant-pays de ces orogènes comprennent, entre autres, les cratons des Esclaves, du lac Supérieur, de Wyoming et de Nain (figure 1). La « Province de Churchill », telle que définie par Stockwell (1961), comprend des roches archéennes (> 2,5 Ga) et paléoprotérozoïques (2,5-1,6 Ga) formant un vaste arrière-pays aux orogènes paléoprotérozoïques qui donnent sa cohésion au continent nord-américain. La conception nette que la « Province de Churchill » représente en fait un collage de microcontinents archéens soudés ensemble le long de zones de collision paléoprotérozoïques a incité Hoffman (1988, 1989, 1990a) à proposer qu'elle soit subdivisée dans le nord-ouest du Canada en deux entités fondamentales : la Province de Rae et la Province de Hearne. Si des études récentes indiquent que la limite entre les Provinces de Rae et de Hearne dans le bouclier du nord-ouest (ligne de Snowbird; Hoffman, 1988, 1990a) inclut peut-être une faille transformante intracontinentale d'âge néoarchéen (Hanmer et al., 1994), d'autres ensembles de données

portent à croire qu'il y a eu d'importants déplacements le long de segments de cette zone limite au cours du Paléoprotérozoïque (Ross et al., 1995). Des bassins sédimentaires intracontinentaux du Paléoprotérozoïque tardif (env. 1,7 Ga) se rencontrent dans l'arrière-pays churchillien des orogènes trans-hudsonien (bassin d'Athabasca) et de Taltson-Thelon (bassin de Thelon). Les ceintures orogéniques paléoprotérozoïques sont par ailleurs recouvertes par les sédiments de plate-forme phanérozoïques du bassin sédimentaire du Canada occidental, du bassin de la baie d'Hudson, du détroit d'Hudson/baie d'Ungava et du haut Arctique. Cela contraste avec l'absence générale de couverture de plate-forme sur les cratons archéens (c.-à-d. sur le Bouclier canadien), aussi Hoffman a-t-il avancé l'hypothèse que le bouclier est sus-jacent à une racine mantellique de basse température et anormalement épaisse datant vraisemblablement de l'Archéen.

## OROGÈNES PALÉOPROTÉROZOÏQUES

Nous présentons ci-dessous un bref aperçu des orogènes suivants, d'est en ouest : Torngat, Nouveau-Québec, Ungava, trans-hudsonien, Taltson-Thelon et Wopmay. Le lecteur trouvera des renseignements supplémentaires sur ces ceintures paléoprotérozoïques et sur d'autres ceintures non décrites dans le texte dans les références fournies dans le texte et dans Hoffman (1988, 1989).

### *Orogène de Torngat:*

L'orogène de Torngat (figure 1; Van Kranendonk et Ermanovics, 1990; et figure 1; Percival, 1996, le présent volume) sépare la Province de Nain d'un prolongement supposé vers le sud-est de la Province de Rae (Hoffman, 1990a). L'orogène se divise d'ouest en est en quatre composantes lithotectoniques principales : le complexe du lac Lomier, le complexe de Tasiuyak, le complexe de Killinek et le domaine de Four Peaks (Wardle et Van Kranendonk, sous presse). Le complexe du lac Lomier renferme un mélange de gneiss archéens contigus à ceux de la Province de Rae, qui sont involutés avec des gneiss supracrustaux et injectés par des plutons tonalitiques à granodioritiques datés à 1,87 Ga (Wardle et Van

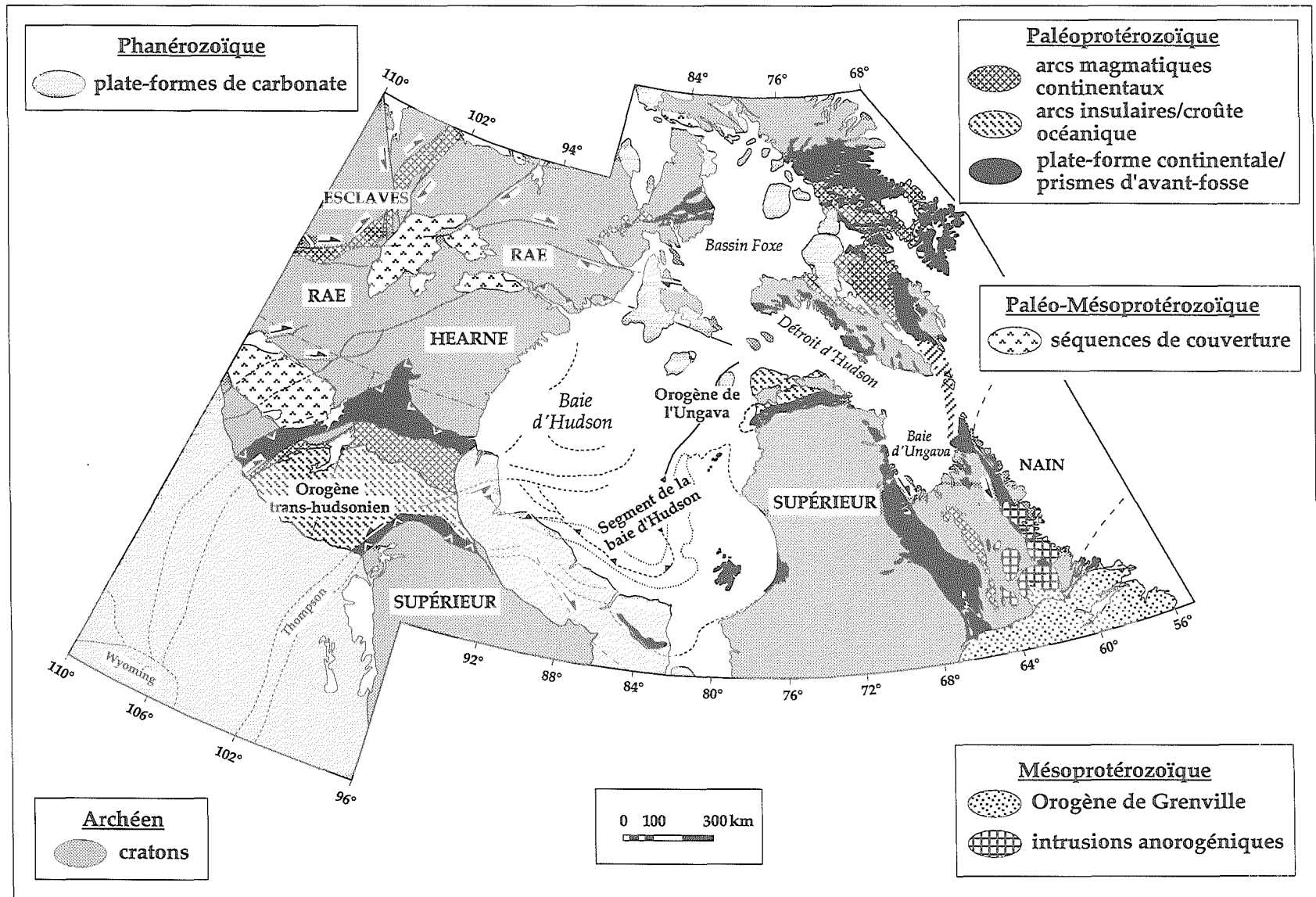


Figure 1. Carte tectonique des ceintures orogéniques paléoprotérozoïques constituant les bordures occidentale, septentrionale et orientale de la Province archéenne du lac Supérieur (d'après Hoffman, 1989).

Kranendonk, sous presse). Les roches supracrustales sont, estime-t-on, corrélées avec celles du Groupe de Lake Harbour (Ermanovics et Van Kranendonk, 1990). Le complexe de Tasiuyak se compose d'un gneiss métasédimentaire distinctif qui s'étend sur toute la longueur de l'orogène de Torngat et marque la limite entre les roches qui sont manifestement associées à la Province de Rae et celles qui sont associées au craton de Nain. On suppose que ce gneiss dérive de turbidites et qu'il représente peut-être un prisme d'accrétion (Wardle et Van Kranendonk, sous presse). La suite de Killiney comprend essentiellement des roches plutoniques calco-alcalines âgées de 1,91 à 1,86 Ga qui ont été injectées dans des gneiss pélitiques (Scott et Machado, 1995); on suppose qu'elle constitue la racine d'un arc magmatique (Wardle et al., 1992). Le domaine de Four Peaks se compose pour l'essentiel de gneiss archéens qui ont été injectés sur leur bordure orientale par de l'anorthosite paléoprotérozoïque et par des plutons calco-alcalins (Wardle et al., 1994).

L'orogène de Torngat présente dans son ensemble un profil à double vergence constitué par des plis à vergence vers l'ouest dans le complexe du lac Lomier et les parties adjacentes de la Province de Rae (côté occidental) et par des chevauchements et des plis à vergence vers l'est dans l'avant-pays de Torngat du craton de la Province de Nain (côté oriental de l'orogène). La zone axiale de l'orogène, c'est-à-dire le complexe de Tasiuyak, se caractérise par des structures verticales et marque l'emplacement de la zone de cisaillement sénestre d'Abloviak. On attribue le profil à double vergence de l'orogène de Torngat à des épisodes de déformation séquentielle datés de 1,87 à 1,71 Ga résultant de la convergence et de la collision de la Province de Nain avec la partie sud-est de la Province de Rae (Wardle et Van Kranendonk, sous presse).

### *Orogène du Nouveau-Québec:*

L'orogène du Nouveau-Québec (figure 1) est une zone de plissement et de chevauchement d'avant-pays composée essentiellement de roches sédimentaires et volcaniques faiblement à moyennement métamorphiques séparant la Province du lac Supérieur de la partie sud-est de la Province de Rae. L'orogène du Nouveau-Québec se caractérise par quatre zones tectonostratigraphiques. La zone autochtone de Chiok et la zone parautochtone de Mélèzes-Schefferville (Clark et Avramtchev, 1990) comprennent chacune deux cycles sédimentaires/volcaniques. Le cycle inférieur comprend une séquence d'arkoses, de shales et de dolomies reposant en discordance sur le socle de la Province du lac Supérieur; il représente la transition d'un environnement continental à un environnement épicontinental au cours

des phases initiales de rifting du craton Supérieur. Le cycle supérieur repose en discordance sur le cycle inférieur, et comprend une séquence de quartzites, de formations ferrifères, de shales-grès et d'arkoses à turbidites et de laves alcalines datées à 1 879 Ma (Wardle et al., 1990). La zone de Baby-Howse comprend des roches sédimentaires du cycle inférieur interstratifiées avec des basaltes et injectées par des filons-couches de gabbro (2,17 Ga; Rohon et al., 1993), l'ensemble étant recouvert de roches du cycle supérieur, de formations ferrifères, de grauwackes et de roches intrusives/extrusives mafiques (cf. Skulski et al., 1993) datées à environ 1,88 Ga (Machado, 1990). À l'est se trouve la zone de Rachel, qui se caractérise par un assemblage volcano-sédimentaire du faciès des amphibolites et par de nombreux dômes et nappes replissées complexes du socle archéen (Moorhead et Hynes, 1990). La zone de Rachel représente soit la partie distale de la séquence de marge continentale passive de la Province du lac Supérieur (Poirier et al., 1990), soit un prisme d'accrétion d'avant-arc (van der Leeden et al., 1990).

L'orogène du Nouveau-Québec est une zone de plissement et de chevauchement à vergence vers l'ouest. Son avant-pays occidental est mince et s'approfondit vers l'est en épaisse ceinture associée à des lambeaux de socle (Boone et Hynes, 1990; Moorhead et Hynes, 1990). Le degré de métamorphisme s'accroît progressivement du faciès des schistes verts à l'ouest au faciès des amphibolites et, par endroits, au faciès des granulites à l'est (Poirier et al., 1990).

### *Orogène de l'Ungava:*

L'orogène de l'Ungava (figure 1) est une ceinture de collision arc-continent (Lucas et al., 1992; St-Onge et al., 1992, 1995). Se trouvent conservés au sein de l'orogène : (1) des roches paraautochtones de la Province archéenne du lac Supérieur; (2) des unités sédimentaires et volcaniques autochtones et allochtones (groupes de Povungnituk et de Chukotat) associées au stade de distension paléoprotérozoïque du craton de la Province du lac Supérieur; et (3) des assemblages crustaux allochtones interprétés respectivement comme une ophiolite (Groupe de Watts), une aire de sédimentation détritique d'avant-arc (Groupe de Spartan) et un arc magmatique (arc de Narsajuaq et Groupe de Parent). L'ophiolite du faciès des amphibolites ne contient que des unités crustales; elle comprend des basaltes en coussins, un complexe filonien, des gabbros massifs et des cumulats mafiques-ultramafiques (Scott et al., 1992). Les datations des unités des marges de rift varient de 2,04 à 1,92 Ga (Parrish, 1989; Machado et al., 1993). Une

couche gabbroïque des cumulats mafiques de l'ophiolite a été datée à 2,00 Ga (Parrish, 1989). L'âge des roches plutoniques et volcaniques felsiques de l'arc magmatique varie de 1,90 à 1,82 Ga, les datations des granites de collision se groupant autour d'environ 1,80 Ga (Parrish, 1989; St-Onge et al., 1992; Machado et al., 1993; R.R. Parrish, comm. pers., 1994).

La déformation par contraction consécutive à la collision des assemblages d'arc et océaniques avec la marge continentale orientée vers le nord de la Province du lac Supérieur a entraîné la formation de la zone de chevauchement de Cape Smith, dont l'origine remonte peut-être à 1,87 Ga mais qui s'est achevée vers env. 1,80 Ga (Lucas et St-Onge, 1992). Au sein de la zone de chevauchement, les assemblages tectonostratigraphiques paléoprotérozoïques ont été progressivement juxtaposés, imbriqués et déplacés vers le sud par-dessus le socle cristallin archéen (Lucas, 1989). Postérieurement à la collision arc-continent, la zone de chevauchement paléoprotérozoïque et son substratum inférieur ont été déformés en plis d'échelle régionale au cours de deux épisodes de plissement post-chevauchement (St-Onge et Lucas, 1990; Lucas et Byrne, 1992). Suite aux épisodes de plissement sur de grandes épaisseurs et à l'exhumation ultérieure, le substratum inférieur autochtone est aujourd'hui exposé dans deux vastes fenêtres tectoniques de la zone interne de l'orogène.

### ***Orogène Trans-Hudsonien:***

L'orogène trans-hudsonien, qui flanque la bordure occidentale de la Province du lac Supérieur (figure 1), comprend quatre domaines tectoniques principaux (Lewry et Collerson, 1990) : (1) un étroit avant-pays oriental, la Ceinture de Thompson (Bleeker, 1990); (2) un vaste collage de terranes d'arc et océaniques généralement juvéniles, la Zone de Reindeer, structuralement sus-jacente à un bloc archéen « exotique » qui affleure dans trois petites fenêtres du socle (Lewry et al., 1990); (3) un batholite de bordure continentale de type andin, le batholite de Wathaman-Chipewyan (Meyers et al., 1992); et (4) au nord-ouest un vaste arrière-pays remanié, la Zone de Cree Lake du craton de Hearne (Bickford et al., 1994). On peut considérer que l'histoire tectonique globale de l'orogène trans-hudsonien se divise en deux épisodes principaux. Le premier épisode met en jeu une tectonique et un magmatisme de marges de convergence (intra-océanique) datant de 1,92 à 1,83 Ga; le second épisode met en jeu une tectonique intracontinentale postérieure à la résorption complète du bassin (des bassins) océanique(s) à env. 1,83 Ga et est lié à une convergence entre cratons archéens limitrophes qui s'est poursuivie jusqu'à env. 1,69 Ga (Lucas et al., sous

presse). La formation de la croûte d'arc et d'arrière-arc au sein de la Zone de Reindeer a eu lieu entre 1,92 et 1,87 Ga (Bickford et al., 1990; Gordon et al., 1990; David et al., 1995; Stern et al., 1995a, 1995b) et a été suivie d'une accréation intra-océanique à env. 1,88 à 1,87 Ga (Lucas et al., 1994, sous presse). L'intervalle de 1,87 à 1,83 Ga a été marqué par le développement d'arcs post-accréationnaires (p. ex. le batholite de Wathaman, âgé de 1,86-1,85 Ga); voir également Lucas et al., sous presse), par une sédimentation continentale (Ansdell et al., 1992) et par le développement d'un bassin d'arrière-arc (Ansdell et al., 1995). La collision finale a eu lieu entre 1,83 et 1,80 Ga (Bickford et al., 1990; Gordon et al., 1990) et a mis en cause la Zone de Reindeer et le craton postérieur de Hearne, le bloc archéen « exotique » et le craton Supérieur. La déformation post-collision s'est poursuivie jusqu'à env. 1,69 Ga (Fedorowich et al., 1995).

En 1991 on a acquis dans le cadre du programme LITHOPROBE des données de sismique réflexion sur une longueur de plus de 100 km transversalement à l'orogène, de la Province du lac Supérieur à la Province de Hearne (Lewry et al., 1994; Lucas et al., 1994; White et al., 1994). Les images sismiques mettent en évidence un motif de réflexion crustale généralement symétrique de part et d'autre d'une culmination crustale dans le centre-ouest de l'orogène trans-hudsonien, les zones réfléchissantes s'inclinant vers l'est et vers l'ouest à partir de la proximité de la surface jusqu'à la croûte inférieure. Le réflecteur du Moho est bien défini sur plus de 500 km dans la partie ouest de l'orogène; une racine crustale locale est présente sous la culmination crustale. Au sein de la racine, l'épaisseur crustale s'accroît de 36 à 45 km. On considère la culmination comme étant une image du bloc archéen « exotique » exposé dans les fenêtres de socle de la zone de Reindeer (Lewry et al., 1994). La modélisation des données de sismique réfraction sur l'orogène trans-hudsonien révèle la présence de variations à grande longueur d'onde de l'épaisseur crustale (< 40 à > 50 km) compatibles avec celles qui ont été dévoilées par les relevés de sismique réflexion (Nemeth et al., sous presse). La partie supérieure du manteau se caractérise par des vitesses croissantes avec la profondeur, atteignant 8,55 km/s à 140 km (Z. Hajnal, comm. pers., 1995).

Selon les travaux géologiques et géophysiques menés récemment dans l'orogène trans-hudsonien, la grande partie de la lithosphère reposant sous la zone interne pourrait dater de l'Archéen ou dériver d'une lithosphère archéenne (Snyder et al., sous presse). L'étude isotopique des inclusions mantelliques dans les kimberlites issues de la lithosphère subcrustale sous l'orogène trans-hudsonien, représente un test important de cette hypothèse.

### ***Zones magmatiques de Taltson-Thelon:***

Les zones magmatiques de Taltson-Thelon (figure 1; Percival, 1996, le présent volume) séparent la Province de Rae à l'est de la Province des Esclaves et du terrane paléoprotérozoïque de Buffalo Head à l'ouest (Thériault, 1992). La zone magmatique de Thelon est une ceinture âgée de 1,9 à 2.0 Ga composée de plutons dioritiques à granitiques très déformés (van Breemen et al., 1987a,b). On suppose qu'elle comprend à la fois un arc de bordure continentale, résultant de la subduction vers l'est de croûte océanique sous la Province de Rae, et un arc magmatique synchrone et postérieure à la collision (Hoffman, 1988, 1989). La supposition de Hoffman (1989) qu'il y a eu subduction vers l'est s'appuie sur la conservation d'une avant-fosse s'épaississant vers l'est sur une plate-forme orientée vers l'est (Tirrul et Grotzinger, 1990). La zone magmatique de Taltson représente l'extension méridionale moins déformée de la zone de Thelon (Thériault, 1992). On dénombre trois suites distinctes sur les plans chronologique et pétrographique (Thériault, 1992) : la suite de Deskenatlata, âgée de 1,99 Ga, la suite des Esclaves, âgée de 1,96 à 1,93 Ga, et la suite de Konth, âgée de 1,94 Ga. On considère la partie la plus ancienne de la zone de Taltson comme un arc continental pré-collision antérieur à deux suites plus jeunes de granites de collision (Thériault, 1992). La déformation des zones magmatiques de Taltson et de Thelon apparaît comme la résultante de la collision de microcontinents archéen (p. ex., la Province des Esclaves) et/ou protérozoïques avec la bordure occidentale de la Province de Rae (figure 1).

### ***Orogène de Wopmay:***

L'orogène de Wopmay, qui borde le flanc ouest de la Province des Esclaves, constitue le plus occidental des orogènes paléoprotérozoïques du Bouclier canadien (figure 1). La partie orientale de l'orogène comprend des unités autochtones et allochtones du Supergroupe de Coronation, un glaciais de plate-forme continentale et enfin un prisme d'avant-fosse déposés sur la bordure occidentale de la Province des Esclaves (Hoffman et al., 1988). Les datations de couches de cendres volcaniques indiquent que la subsidence de la plate-forme a commencé il y a env. 1,97 Ga (Hoffman, 1989). La destruction de la bordure du glaciais de plate-forme continentale, conséquence possible de la collision de la bordure des Esclaves avec le terrane d'arc de Hottah (voir ci-dessous) à env. 1,91 Ga, comporte les étapes suivantes : (1) flexure de la plate-forme continentale et dépôt des roches sédimentaires d'avant-fosse; (2) formation d'une mince zone de plissement et de chevauchement à vergence vers l'est; (3) mise en place de plutons mafiques-felsiques âgés de 1,90 à 1,88 Ga

(batholite de Hepburn) dans des roches sédimentaires océaniques; et (4) translation vers l'est et imbrication du prisme sédimentaire du Supergroupe de Coronation et du batholite encore chaud de Hepburn avec la bordure de la Province des Esclaves, concurremment avec un métamorphisme d'intensité faible à élevée (Hoffman et al., 1988).

Le terrane de Hottah et l'arc magmatique de Great Bear se rencontrent dans la partie ouest de l'orogène (Hildebrand et al., 1987). Le terrane d'arc de Hottah (1,95 - 1,91 Ga) a été fortement déformé entre 1,91 et 1,90 Ga, peut-être à la suite d'une collision avec la bordure continentale de la Province des Esclaves. Le développement d'une subduction dextre-oblique à pendage vers l'est après la collision Hottah-Esclaves a engendré l'arc plus jeune de Great Bear, âgé de 1,88 à 1,86 Ga. L'arc calco-alcalin de Great Bear s'est édifié principalement sur le terrane de Hottah, mais il déborde en outre de manière transgressive sur la bordure continentale à l'est et y fait intrusion (Hoffman, 1989). L'achèvement du magmatisme d'arc de Great Bear a été suivi du plissement sur une grande épaisseur et du cisaillement dextre de l'arc et de la zone de chevauchement à l'est. Enfin, l'orogène de Wopmay a été transecté par un système de failles de coulissage conjuguées qui a entraîné un raccourcissement est-ouest et une extension nord-sud, à une époque indéterminée entre 1,84 et 1,66 Ga (Hoffman, 1989).

## **RÉFÉRENCES**

- Ansdell, K.M. and Kyser, K., Stauffer, M., and Edwards, G.  
1992: Age and source of detrital zircons from the Missi Group: Proterozoic molasse deposit, Trans-Hudson Orogen, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, p. 2583-2594.
- Ansdell, K.M., Lucas, S.B., Connors, K.A., and Stern, R.A.  
1995: Kiseynew metasedimentary gneiss belt, Trans-Hudson Orogen (Canada): back-arc origin and collisional inversion; Geology, v.23, p. 1039-1043.
- Bickford, M.E., Collerson, K.D., and Lewry, J.F.  
1994: Crustal history of the Rae and Hearne provinces, southwestern Canadian Shield, Saskatchewan: constraints from geochronologic and isotopic data; Precambrian Research, v. 68, p. 1-21.
- Bickford, M.E., Collerson, K.D., Lewry, J.F., Van Schmus, W.R., and Chiarenzelli, J.R.  
1990: Proterozoic collisional tectonism in the Trans-Hudson orogen, Saskatchewan; Geology, v.18, p.14-18.

**Bleeker, W.**

1990: New structural-metamorphic constraints on Early Proterozoic oblique collision along the Thompson nickel belt, northern Manitoba; *in* The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America, J. F. Lewry and M. R. Stauffer (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 37, p. 57-74.

**Boone, E., and Hynes, A.**

1990: A structural cross-section of the northern Labrador Trough, New Quebec; *in* The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America, J. F. Lewry and M. R. Stauffer (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 37, p. 387-396.

**Clark, T., and Avramtchev, L.**

1990: Gîtes minéraux du Québec, région de la Fosse du Labrador, Feuille Rivière Arnaud, 25D; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Direction générale de l'exploration géologique et minière, Carte no. M-371 du DV 84-01.

**David, J., Bailes, A.H., and Machado, N.**

*in press*: Evolution of the Snow Lake portion of the Paleoproterozoic Flin Flon and Kiseynew belts, Trans-Hudson Orogen, Manitoba, Canada; Precambrian Research.

**Ermanovics, I., and Van Kranendonk, M. J.**

1990: The Torngat Orogen in the North River-Nutak transect area of Nain and Churchill provinces; *Geoscience Canada*, v. 17, p. 279-283.

**Fedorowich, J.S., Kerrich, R., and Stauffer, M.R.**

1995: Geodynamic evolution and thermal history of the central Flin Flon Domain Trans-Hudson Orogen: constraints from structural development,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , and stable isotope geothermometry; *Tectonics*, v. 14, p. 472-503.

**Gordon, T.M., Hunt, P.A., Bailes, A.H., and Syme, E.C.**

1990: U-Pb ages from the Flin Flon and Kiseynew belts, Manitoba: chronology of crust formation at an Early Proterozoic accretionary margin; *in* The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America, J. F. Lewry and M. R. Stauffer (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 37, p. 177-199.

**Hanmer, S., Parrish, R., Williams, M., and Kopf, C.**

1994: Striding-Athabasca mylonite zone: complex Archean deep-crustal deformation in the East Athabasca mylonite triangle, northern Saskatchewan; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 31, p. 1287-1300.

**Hildebrand, R. S., Hoffman, P. F., and Bowring, S.A.**

1987: Tectonomagmatic evolution of the 1.9 Ga Great Bear magmatic zone, Wopmay orogen, northwestern Canada; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 32, p. 99-118.

**Hoffman, P. F.**

1988: United Plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia; *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, v. 16, p. 543-603.

1989: Precambrian geology and tectonic history of North America; *in* The Geology of North America - An Overview, A. W. Bally and A. R. Palmer (ed.); Geological Society of America, DNAG v. A, p.447-511.

1990a: Subdivision of the Churchill Province and extent of the Trans-Hudson Orogen; *in* The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America, J. F. Lewry and M. R. Stauffer (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 37, p. 15-39.

1990b: Geological constraints on the origin of the mantle root beneath the Canadian shield; *Royal Society of London; Philosophical Transactions*, v. A331, p. 523-532.

**Hoffman, P. F., Tirrul, R., King, J. E., St-Onge, M. R., and Lucas, S. B.**

1988: Axial projections and modes of crustal thickening, eastern Wopmay orogen, northwest Canadian Shield; *in* Processes in Continental Lithospheric Deformation, S. P. Clark, B. C. Burchfield, Jr., and J. Suppe, (ed.) ; Geological Society of America, Special Paper 218, p. 1-19.

**Lewry, J.F., and Collerson, K.D.**

1990: The Trans-Hudson Orogen: extent, subdivisions and problems; *in* The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America, J. F. Lewry and M. R. Stauffer (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 37, p. 1-14.

**Lewry, J.F., Hajnal, Z., Green, A., Lucas, S.B., White, D., Stauffer, M.R., Ashton, K.E., Weber, W., and Clowes, R.M.**

1994: Structure of a Paleoproterozoic continent-continent collision zone: a LITHOPROBE seismic reflection profile across the Trans-Hudson Orogen, Canada; *in* Seismic Reflection Probing of Continents and their Margins, R.M. Clowes and A.G. Green (ed.), *Tectonophysics*, v. 232, p.143-160.

**Lewry, J. F., Thomas, D. J., Macdonald, R., and Chiarenzelli, J.**

1990: Structural relations in accreted terranes of the Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan: telescoping in a collisional regime?; *in* The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America, J. F. Lewry and M. R. Stauffer (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 37, p. 75-94.

**Lucas, S. B.**

1989: Structural evolution of the Cape Smith Thrust Belt and the role of out-of-sequence faulting in the thickening of mountain belts; *Tectonics*, v. 8, p. 655-676.

- Lucas, S.B., and Byrne, T.**  
1992: Footwall involvement during arc-continent collision in the Ungava orogen, Canada; *Geological Society, London, Journal*, v.149, p. 237-248.
- Lucas, S.B., Stern, R.A., and Syme, E.C.**  
in press: Intraoceanic tectonics and the development of continental crust: 1.92 - 1.84 Ga evolution of the Flin Flon belt (Canada); *Geological Society of America Bulletin*.
- Lucas, S. B., and St-Onge, M. R.**  
1992: Terrane accretion in the internal zone of the Ungava orogen, northern Quebec. Part 2: structural and metamorphic history; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 765-782.
- Lucas, S. B., St-Onge, M. R., Parrish, R., R., and Dunphy, J. M.**  
1992: Long-lived continent-ocean interaction in the Early Proterozoic Ungava Orogen, northern Quebec, Canada; *Geology*, v. 20, p. 113-116.
- Lucas, S., White, D., Hajnal, Z., Lewry, J., Green, A., Clowes, R., Zwanzig, H., Ashton, K., Schledewitz, D., Stauffer, M., Norman, A., Williams, P., and Spence, G.**  
1994: Three-dimensional collisional structure of the Trans-Hudson Orogen, Canada; in *Seismic Reflection Probing of Continents and their Margins*, R.M. Clowes and A.G. Green (ed.), *Tectonophysics*, v. 232, p. 161-178.
- Machado, N.**  
1990: Timing of collisional events in the Trans-Hudson Orogen: evidence from U-Pb geochronology for the New Quebec Orogen, the Thompson Belt and the Reindeer Zone (Manitoba and Saskatchewan); in *The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America*, J. F. Lewry and M. R. Stauffer (ed.); *Geological Association of Canada, Special Paper 37*, p. 433-441.
- Machado, N., David, J., Scott, D.J., Lamothe, D., Philippe, S., and Gariépy, C.**  
1993: U-Pb geochronology of the western Cape Smith Belt, Canada: new insights on the age of initial rifting and arc magmatism; *Precambrian Research*, v. 63, p. 211-223.
- Meyers, M.T., Bickford, M.E., and Lewry, J.F.**  
1992: The Wathaman Batholith: an Early Proterozoic continental arc in the Trans-Hudson orogenic belt, Canada; *Geological Society of America, Bulletin*, v. 104, p. 1073-1085.
- Moorhead, J., and Hynes, A.**  
1990: Nappes in the internal zone of the northern Labrador Trough: Evidence for major early, NW-vergent basement transport; *Geoscience Canada*, v. 17, p. 241-244.
- Nemeth, B., Hajnal, Z., and Lucas, S.B.**  
in press: Moho signature from wide-angle reflections: Preliminary results of the 1993 Trans-Hudson Orogen refraction experiment; *Tectonophysics*.
- Parrish, R.R.**  
1989: U-Pb geochronology of the Cape Smith Belt and Sugluk block, northern Quebec; *Geoscience Canada*, v.16, p.126-130.
- Percival, J.A.**  
1996: Cratons archéens; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); *Commission géologique du Canada, Dossier public 3228*, p. 11-16.
- Poirier, G., Perreault, S., and Hynes, A.**  
1990: Nature of the eastern boundary of the Labrador Trough near Kuujuaq, Quebec; in *The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America*, J. F. Lewry and M. R. Stauffer (ed.); *Geological Association of Canada, Special Paper 37*, p. 397-411.
- Rohon, M.-L., Vialette, Y., Clark, T., Rodger, G., and Ohnenstetter, D.**  
1993: Apeblian mafic-ultramafic magmatism in the Labrador Trough (New Quebec): its age and the nature of its mantle source; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 1582-1593.
- Ross, G.M., Milkereit, B., Eaton, D., White, D., Kanasewich, E.R., and Burianyk, M.J.**  
1995: Paleoproterozoic collisional orogen beneath the western Canada sedimentary basin imaged by Lithoprobe crustal seismic-reflection data; *Geology*, v. 23, p. 195-199.
- Scott, D. J. and Machado, N.**  
1995: U-Pb geochronology of the northern Torngat Orogen, Labrador, Canada: a record of Paleoproterozoic magmatism and deformation; *Precambrian Research*, v. 70, p. 169-190.
- Scott, D. J., Helmstaedt, H., and Bickle, M. J.**  
1992: Purtuniq ophiolite, Cape Smith Belt, northern Quebec, Canada: a reconstructed section of Early Proterozoic oceanic crust; *Geology*, v. 20, p. 173-176.
- Skulski, T., Wares, R. P., and Smith, A. D.**  
1993: Early Proterozoic (1.88-1.87 Ga) tholeiitic magmatism in the New Quebec Orogen; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 1505-1520.
- Snyder, D.B., Lucas, S.B., and McBride, J.H.**  
in press: Crustal and mantle reflectors from Paleoproterozoic orogens and their relation to arc-continent collisions; in *Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region*; *Geological Society of London, Journal*, T. Brewer (ed.)

- Stern, R.A., Syme, E.C., Bailes, A.H., and Lucas, S.B.**  
1995a: Paleoproterozoic (1.90-1.86 Ga) arc volcanism in the Flin Flon Belt, Trans-Hudson Orogen, Canada; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 119, p. 117-141.
- Stern, R.A., Syme, E.C., and Lucas, S.B.**  
1995b: Geochemistry of 1.9 Ga MORB- and OIB- like basalts from the Amisk collage, Flin Flon Belt, Canada: Evidence of intra-oceanic origin; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59, p. 3131-3154.
- Stockwell, C. H.**  
1961: Structural provinces, orogenies, and time classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield; *in* *Age Determinations by the Geological Survey of Canada*, J. A. Lowden (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 61-17, p. 108-118.
- St-Onge, M.R., and Lucas, S.B.**  
1990: Evolution of the Cape Smith Belt: Early Proterozoic continental underthrusting, ophiolite obduction and thick-skinned folding; *in* *The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America*, J. F. Lewry and M. R. Stauffer (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 37, p. 313-351.
- St-Onge, M. R., Lucas, S. B., and Parrish, R. R.**  
1992: Terrane accretion in the internal zone of the Ungava Orogen, northern Quebec. Part 1: Tectonostratigraphic assemblages and their tectonic implications; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.29, p.746-764.
- St-Onge, M. R., Lucas, S. B., and Scott, D. J.**  
*in press*: The Ungava Orogen and the Cape Smith Thrust Belt; *in* *Tectonic Evolution of Greenstone Belts*, M. J. de Wit and L. D. Ashwal (ed.); Oxford Monographs on Geology and Geophysics Series, Oxford University Press.
- Thériault, R. J.**  
1992: Nd isotopic evolution of the Taltson Magmatic Zone, Northwest Territories, Canada: Insights into Early Proterozoic accretion along the western margin of the Churchill Province; *Journal of Geology*, v. 100, p. 465-475.
- Tirrul, R. and Grotzinger, J.P.**  
1990: Early Proterozoic collisional orogeny along the northern Thelon tectonic zone, Northwest Territories, Canada; *Tectonics*, v. 9, p. 1015-1036.
- van Breemen, O., Henderson, J. B., Loveridge, W. D., and Thompson, P. H.**  
1987a: U-Pb zircon and monazite geochronology and zircon morphology of granulites and granite from the Thelon Tectonic Zone, Healy Lake and Artillery Lake map areas, NWT; *in* *Current Research, Part A*, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 783-801.
- van Breemen, O., Thompson, P. H., Hunt, P. A., and Culshaw, N.**  
1987b: U-Pb zircon and monazite geochronology and zircon morphology from the northern Thelon Tectonic Zone, District of Mackenzie; *in* *Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 1*. Geological Survey of Canada, Paper 87-2, p. 81-93.
- van der Leeden, J., Bélanger, M., Danis, D., Girard, R., and Martelain, J.**  
1990: Lithotectonic domains in the high-grade terranes east of the Labrador Trough (Quebec); *in* *The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America*, J. F. Lewry and M. R. Stauffer (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 37, p. 371-386.
- Van Kranendonk, M. J., and Ermanovics, I.F.**  
1990: Structural evolution of the Hudsonian Torngat Orogen in the North River map area, Labrador: evidence for east-west transpressive collision of Nain and Rae continental blocks; *Geoscience Canada*, v. 17, p. 283-288.
- Wardle, R. J., and Van Kranendonk, M. J.**  
*in press*: The eastern Churchill Province of Labrador-Quebec, Canada: Orogenic development as a consequence of oblique collision and indentation; *in* *Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region*; Geological Society of London, Journal, T.Brewer (ed.).
- Wardle, R. J., Bryan, B., and Ermanovics, I.F.**  
1990: The Eastern Churchill Province, Torngat and New Quebec Orogens: an overview; *Geoscience Canada*, v.17, p. 217-222.
- Wardle, R. J., Van Kranendonk, M. J., Mengel, F., and Scott, D.**  
1992: Geological mapping in the Torngat Orogen, northernmost Labrador: preliminary results; *in* *Current Research*; Newfoundland Department of Mines and Energy, Geological Survey Branch, Report 92-1, p. 413-429.
- Wardle, R. J., Bridgwater, D., Mengel, F., Campbell, L., Van Kranendonk, M. J., Hauman, A., Churchill, R., and Reid, L.**  
1994: Mapping in Torngat Orogen, northernmost Labrador: Report 3, the Nain Craton (including a note on ultramafic dyke occurrences in northernmost Labrador); *in* *Current Research*; Newfoundland Department of Mines and Energy, Geological Survey Branch, Report 94-1, p. 399-407.
- White, D.J., Lucas, S.B., Hajnal, Z., Green, A.G., Lewry, J.F., Weber, W., Bailes, A.H., Syme, E.C., and Ashton, K.**  
1994: Paleoproterozoic thick-skinned tectonics: LITHOPROBE seismic reflection results from the eastern Trans-Hudson Orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 31, p. 458-469.



# L'orogène mésoprotérozoïque de Grenville

A. Davidson

Davidson, A., 1996 : *L'orogène mésoprotérozoïque de Grenville; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p.25-27.*

La Province de Grenville, située dans la partie sud-est du Bouclier canadien, est une composante d'un orogène beaucoup plus vaste qui s'étend en subsurface d'un côté à l'autre du craton nord-américain et se prolonge vers le sud-ouest aussi loin que le Texas et le Mexique (Rankin et al., 1993); son homologue scandinave est la Province suédonorvégienne (Gower et al., 1990). Sa bordure nord-ouest, le front de Grenville, est une faille accusée d'échelle crustale (p. ex., Green et al., 1988), marquée en surface par des zones de mylonite à pendage vers le sud-est qui tronquent les directions structurales caractérisant les cratons archéens et les orogènes paléoprotérozoïques limitrophes plus anciens (figure 1 et 2; Percival, 1996, le présent volume) Des niveaux relativement profonds de croûte épaissie par orogénèse sont exposés dans sa partie interne, comme en témoigne l'abondance de roches intensément métamorphisées et notamment la présence de grandes étendues de granulites et de reliques locales d'éclogite. On considère généralement que la Province de Grenville constitue la résultante d'une collision continent-continent dont les effets se sont manifestés jusqu'à ~ 1,0 Ga (p. ex., Windley, 1989, 1993; Davidson, 1995).

S'agissant de sa structure régionale, la partie canadienne de l'orogène de Grenville (figure 1) est un collage complexe de nappes de charriage d'échelle crustale à vergence nord à nord-ouest renfermant, pour l'essentiel, des roches progressivement plus jeunes vers le sud-est qui ont été transportées le long de cisaillements ductiles à pendage faible vers la Laurentie pré-grenvillienne (Rivers et al., 1989; Hoffman, 1989). On rencontre au sein de cette province des terranes 1) de roches remaniées provenant du craton Supérieur adjacent et de ses ceintures orogéniques paléoprotérozoïques de bordure (Makkovik, Torngat et Nouveau-Québec au nord-est et Pénokéenne au sud-ouest), 2) d'orogènes du Paléoprotérozoïque tardif dont les équivalents sont situés pour l'essentiel à l'extérieur du Bouclier exposé (Labradorien au nord-est, Yavapai-Mazatzal au sud-ouest) et 3) de roches supracrustales et plutoniques mésoprotérozoïques associées plus étroitement au développement de l'orogène grenvillien lui-même. Chronologiquement, les roches mésoprotérozoïques

portent le témoignage de la fragmentation d'un continent assemblé à ~ 1,6 Ga (séries magmatiques de 1,5-1,35 Ga), de la formation et de la fermeture d'un ou plusieurs bassins océaniques (petits ?) dans les parties centrale et sud-ouest de la province (séries calco-alcalines de 1,45-1,23 Ga) et ailleurs d'une sédimentation du type rift et d'une activité magmatique, le tout suivi d'un empilement par chevauchement de direction nord, nord-ouest d'épaisses tranches crustales et enfin d'un magmatisme pénétratif intracrustal (anorthosite et séries granitiques du type A âgées de 1,18-0,95 Ga). La croûte épaissie a été soumise à des épisodes d'extension au cours des phases finales de l'assemblage supercontinental se traduisant par un soulèvement et l'érosion du toit à ~ 1,0 Ga.

On ne dispose pas d'indices de l'existence d'une croûte archéenne sauf à proximité du front limitrophe du craton Supérieur (figure 1). Une bonne partie de la province renferme des segments de croûte remaniée du milieu du Paléoprotérozoïque et du début du Mésoprotérozoïque, ces derniers étant dominants dans la moitié sud-est (Dickin et McNutt, 1989, 1990; Dickin et Higgins, 1992). De nouveaux segments de croûte ont été ajoutés à partir de sources mantelliques suite à l'épaississement post-collision; il semble y avoir eu très peu d'additions de ce type au cours des processus grenvilliens précoces liés à la subduction. La Province de Grenville se caractérise donc par une zonalité chronologique parallèle à l'orogène : les roches archéennes à mésoprotérozoïques remaniées (> 1,8 Ga) ne se rencontrent que vers le nord-ouest; les roches supracrustales et plutoniques du milieu et de la fin du Mésoprotérozoïque (1,3-0,9 Ga) se rencontrent essentiellement dans le sud-est.

## RÉFÉRENCES

Davidson, A.

1995: A review of the Grenville orogen in its North American type area; Australian Geological Survey Organization, Journal of Australian Geology and Geophysics, v. 16, p. 3-24.

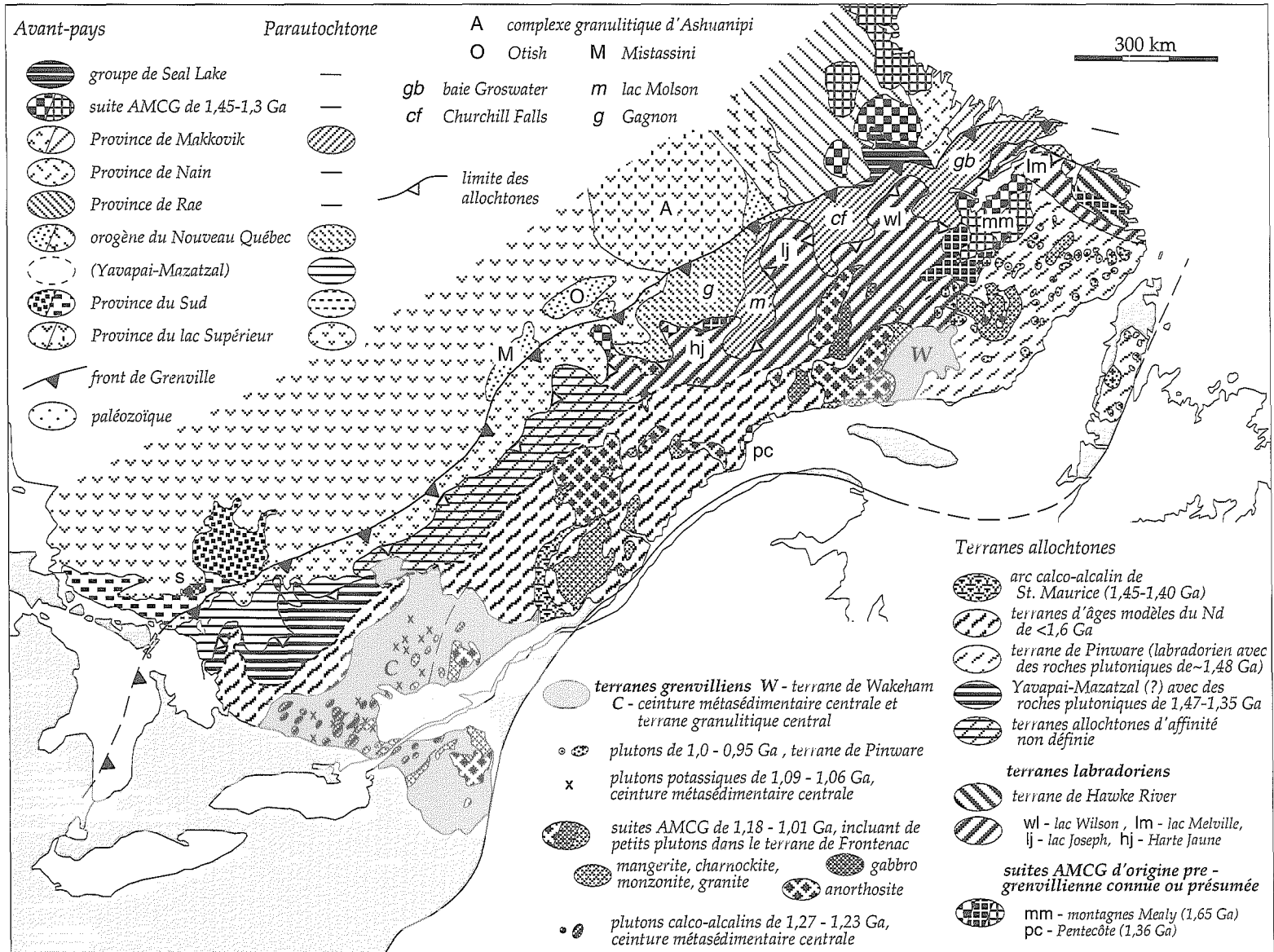


Figure 1. Principaux éléments tectoniques de la Province de Grenville au Canada (Davidson, 1995).

**Dickin, A.P. and Higgins, M.D.**

1992: Sm/Nd evidence for a major 1.5 Ga crust-forming event in the central Grenville Province; *Geology*, v. 20, p. 137-140.

**Dickin, A.P. and McNutt, R.H.**

1990: Nd model age mapping of Grenville lithotectonic domains: mid-Proterozoic crustal evolution in Ontario; *in* Mid-Proterozoic Laurentia and Baltica, C.F. Gower, T. Rivers and B. Ryan (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 38, p. 79-94.

**Dickin, A.P. and McNutt, R.H.**

1989: Nd model age mapping of the southeast margin of the Archean foreland in the Grenville Province of Ontario; *Geology*, v. 17, p. 299-302.

**Gower, C.F., Rivers, T., and Ryan, B. (ed.)**

1990: Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica; Geological Association of Canada, Special Paper 38, 581 p.

**Green, A.G., Milkereit, B., Davidson, A., Spencer, C., Hutchinson, D.R., Cannon, W.R., Lee, M.W., Agena, W.F., Behrendt, J.C., and Hinze, W.J.**

1988: Crustal structure of the Grenville Front and adjacent terranes; *Geology*, v. 16, p. 788-792.

**Hoffman, P.F.**

1989: Precambrian geology and tectonic history of North America; *in* The Geology of North America – an Overview, A.W. Bally and A.R. Palmer (ed.); Geological Society of America, The Geology of North America, v. A, p. 447-512.

**Percival, J.A.**

1996: Cratons archéens; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 11-16.

**Rankin, D.W., Chiarenzelli, J.R., Drake (Jr.), A.A., Goldsmith, R., Hall, L.M., Hinze, W.J., Isachsen, Y.W., Lidiak, E.G., McLelland, J., Mosher, S., Ratcliffe, N.M., Secor (Jr.), D.T., and Whitney, P.R.**

1993: Proterozoic rocks east and southeast of the Grenville front; *in* Precambrian: Conterminous U.S., J.C. Reed, Jr., M.E. Bickford, R.S. Houston, P.K. Link, D.W. Rankin, P.K. Sims, and W.R. Van Schmus (ed.); Geological Society of America, The Geology of North America, v. C-2, ch. 5, p. 335-461.

**Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F., and Davidson, A.**

1989: New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield; *Tectonics*, v. 8, p. 63-84.

**Windley, B.F.**

1989: Anorogenic magmatism and the Grenvillian Orogeny; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 26, p. 479-489.

1993: Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections; *Geological Society of London, Journal*, v. 150, p. 39-50.



# Les kimberlites

B.A. Kjarsgaard

*Kjarsgaard, B.A., 1996: Les kimberlites; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 29-38.*

## INTRODUCTION

On distingue deux types de kimberlites (Wagner, 1914; Smith, 1983) : les kimberlites « basaltiques » ou « du Groupe I », nommées ci-après kimberlites, et les kimberlites « micacées » ou « du Groupe II », nommées ci-après orangites (Mitchell, 1991; 1995). Ce dernier type de roches n'est connu qu'en Afrique du Sud, aussi ne sera-t-il pas considéré ci-dessous. Dans les kimberlites, les diamants se rencontrent surtout sous forme de xénoctaux épars issus du manteau et de xénoctaux mantelliques au sein de la matrice kimberlitique. Les datations des inclusions de diamants et de la kimberlite encaissante (Kinney et Meyer, 1994) sont compatibles avec d'autres données indiquant que les diamants de kimberlites (en particulier les macrodiamants > 1 mm) sont des xénoctaux. Les datations de diamants s'appuient sur un certain nombre de suppositions, car les inclusions ne sont pas syngénétiques (sauf pour le zircon). A noter qu'on utilise les inclusions ultramafiques (ou de type P) des diamants pour les datations modélisées au Nd, et que ces inclusions proviennent de plusieurs diamants. Pour les analyses au Sm-Nd, Ar-Ar ou U-Pb, on utilise les inclusions des diamants d'éclotites; en général ces inclusions proviennent d'un diamant unique (voir Kinney et Meyer, 1994, pour de plus amples renseignements). Les kimberlites n'agissent que comme vecteurs, en amenant des diamants ou des xénoctaux mantelliques diamantifères à partir du domaine de stabilité des diamants (> 4,5 GPa ou 150 km de profondeur, en cas d'isothermes continentaux normaux) vers la surface.

Les diamants en quantités économiques proviennent pour l'essentiel de diatrèmes kimberlitiques. Les kimberlites renfermant à la fois des roches des faciès de cratère et de diatrème sont beaucoup plus rares que ces derniers, mais dans quelques cas elles renferment d'importants gisements à teneur et tonnage élevés (p. ex., Orapa et Jwaneng, au Botswana). Au sein des pipes kimberlitiques, la teneur et la qualité des diamants varient considérablement. Environ 1 % des pipes de kimberlite dans le monde sont d'intérêt économique. Il existe au total quelque 5 000 kimberlites, dont 50 ont été exploitées à

une période ou l'autre. Actuellement, 20 mines sont exploitées et 15 d'entre elles sont de gros producteurs. Les diamants extraits de kimberlites et de gisements secondaires apparentés représentent aujourd'hui 90 % (en termes de valeur monétaire) de tous les diamants extraits à l'échelle mondiale. Les lamproïtes et autres gisements de diamants associés constituent l'autre source importante de diamants (voir Peterson, 1996).

## KIMBERLITES : DÉFINITION ET CLASSIFICATION

La kimberlite est une roche ultramafique riche en volatiles se caractérisant par une signature enrichie en éléments incompatibles (Sr, Zr, Hf, Nb,ETR) et compatibles (Ni, Cr, Co). Les kimberlites apparaissent souvent de nature hybride, puisqu'elles renferment des xénoctaux mantelliques, des xénoctaux mantelliques et des macroctaux (terme non génétique désignant de gros cristaux d'origine inconnue, de 1 à 20 cm de diamètre), outre des xénoctaux crustaux dans une matrice cristallisée à partir d'un magma kimberlitique.

La définition suivante des kimberlites a été adaptée et modifiée à partir de Clement et al. (1984) et Mitchell (1986). Les kimberlites sont des roches riches en CO<sub>2</sub> et en H<sub>2</sub>O présentant une texture non équi-granulaire caractéristique, en raison de la présence de gros cristaux anédriques arrondis (mégacristaux et xénoctaux) et de phénocristaux automorphes et subautomorphes au sein d'une matrice plus finement grenue. Les macroctaux sont composés notamment de minéraux issus de xénoctaux mantelliques désagrégés, de même que de la série des minéraux mégacristallins de la kimberlite (olivine, ilménite magnésienne, grenat pyrope titanifère et chromifère, clinopyroxène, phlogopite, enstatite et zircon). Parmi les minéraux matriciels primaires figurent des phénocristaux/microphénocristaux automorphes d'olivine de seconde génération et un ou plusieurs des minéraux suivants : spinelle, ilménite, pérovskite, monticellite, apatite, micas phlogopite-kinoshitalite, carbonates et serpentine primaire. Le diopside (microcristallin) s'observe rarement dans les roches des faciès de diatrème et hypabyssal contaminés par l'écorce;

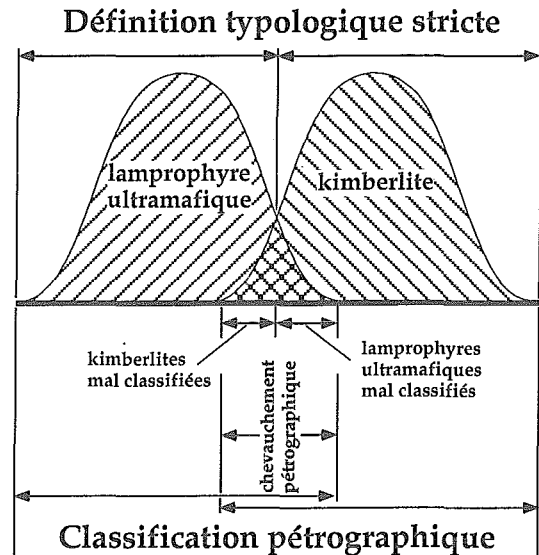
il se forme à l'interface des xénolites avec la matrice kimberlitique. Fréquemment, les macrocristaux et les minéraux matriciels précoces et tardifs (p. ex. la monticellite) sont remplacés par de la serpentine deutérique et de la calcite.

La diversité de la minéralogie et de la chimie minérale associée des kimberlites traduit la composition inusitée en éléments majeurs et traces de ces roches. À cet égard, l'emploi combiné d'études pétrographiques, de chimie minérale et géochimiques sur la roche entière permettent normalement de distinguer les kimberlites des autres types de roches semblables quant à la minéralogie (p. ex. l'alnoïte, l'aillikite et autres lamprophyres) et au style magmatique (Mitchell, 1986). Les motifs de zonalité qu'on observe dans des minéraux tels que la phlogopite (tracés  $Al_2O_3$  - FeO et  $Al_2O_3$  -  $TiO_2$ ) et le spinelle (tracés de prismes de spinelle réduit et oxydé) peuvent être particulièrement utiles pour circonscrire l'identification d'un type de roche inconnu (Mitchell, 1986).

Il est en revanche extrêmement difficile de faire la distinction entre kimberlites et lamprophyres ultramafiques; aussi existe-t-il au Canada des cas à propos desquels les pétrographes sont en désaccord sur la classification d'une roche, par exemple à l'île Bizard (comparer Mitchell, 1983, et Raeside et Helmstaedt, 1982). Parmi d'autres exemples analogues figurent la « kimberlite » de Batchelor Lake (ou Le Taq) (Watson, 1955), considérée comme un lamprophyre ultramafique (Mitchell, 1986; Kjarsgaard, données non publiées), et le pipe diamantifère récemment découvert de Kyle Lake, dans les basses terres de la baie James, qui est présentement non classifié (Robinson, 1995). Il n'est pas tout à fait réaliste d'établir des critères de classification stricts et précis (figure 1) entre kimberlites et lamprophyres ultramafiques (p. ex. la figure 4 de Scott-Smith, 1994). Cela provient en partie de la notion erronée que les magmas des lamprophyres ultramafiques sont engendrés à des pressions inférieures ( $\approx 3,0$  GPa) à celles caractérisant les kimberlites (Mitchell, 1994; Scott-Smith, 1994). En effet, certains lamprophyres ont dû se former à des pressions  $> 4,5$  GPa, comme l'indiquent les études sur les xénolites, les données expérimentales et la présence de diamants dans ces roches (Janse, 1994).

### MODÈLE GÉNÉTIQUE DE FORMATION DES KIMBERLITES

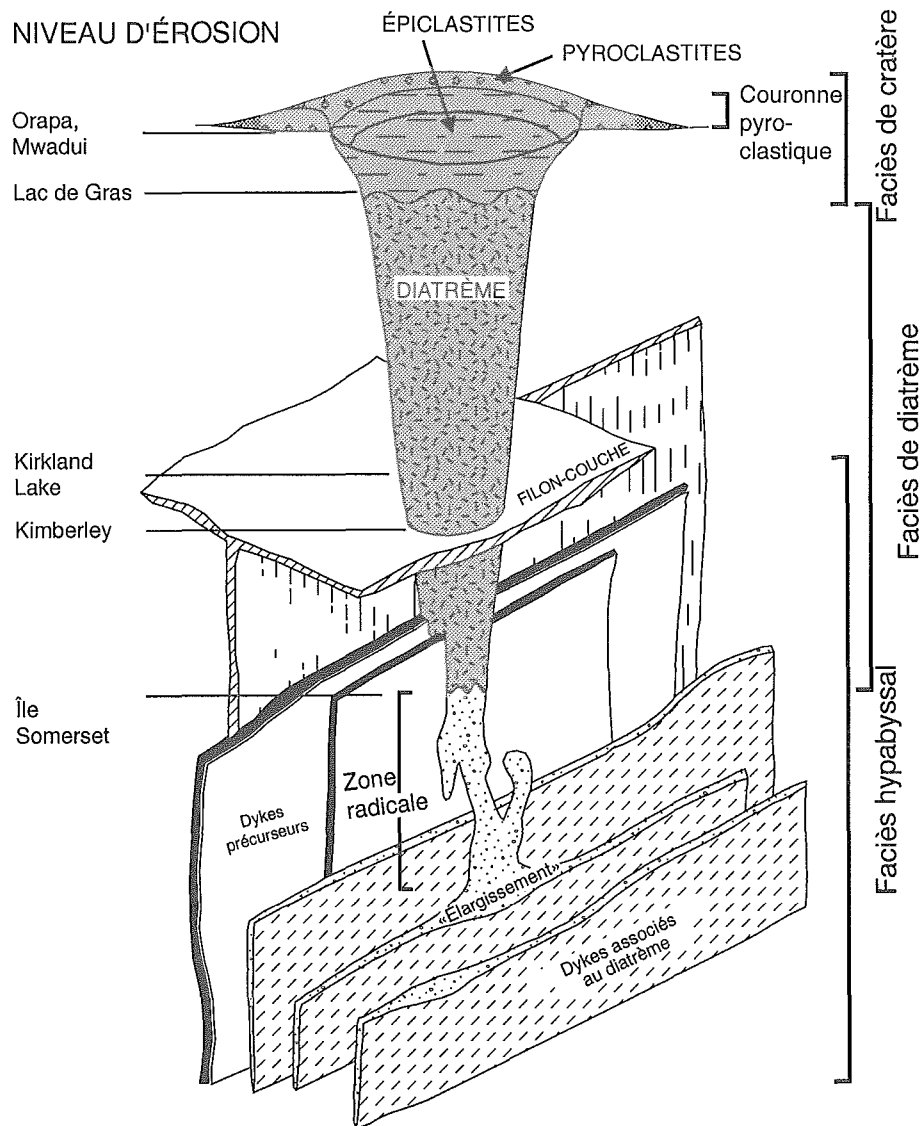
Les kimberlites se rencontrent dans des cadres tectoniques restreints et n'apparaissent que dans des boucliers continentaux plus vieux que 1,5 Ga (Clifford, 1966). Le magmatisme kimberlitique est d'origine profonde, mais le mode de formation du magma est mal



*Figure 1. Variations pétrographiques des types de roches classifiés comme lamprophyres ultramafiques et kimberlites; noter le chevauchement pétrographique (axe horizontal). Le chevauchement pétrographique est défini comme la présence du même assemblage minéral dans deux roches qui, en toute rigueur, sont considérées comme étant pétrographiquement distinctes. A noter également que dans la zone de chevauchement pétrographique les définitions des types de roches ne sont plus strictement valables; il y a donc risque d'erreur de classement des échantillons. Modifié d'après Scott-Smith (1994).*

compris. On n'a pu établir une corrélation globale satisfaisante entre ce magmatisme et les points chauds ou les processus de la tectonique des plaques (extensions de failles transformantes, zones de subduction) (Mitchell, 1986). Il était auparavant admis que les magmas kimberlitiques se formaient par fusion partielle de zones mères de péridotite carbonée à 5,0-6,0 GPa (Eggler, 1989). Ringwood et al. (1992) ont toutefois proposé un autre modèle, selon lequel le magma kimberlitique serait engendré par fusion partielle à des pressions beaucoup plus élevées (10,0 à 16,0 GPa). La présence de majorite, grenat de très haute pression, sous forme d'inclusions dans des diamants (Moore et Gurney, 1985) et dans des xénolites mantelliques (Haggerty et Sautter, 1990) est indicative de la formation de magmas kimberlitiques à des profondeurs d'au moins 300 km (10,0 GPa).

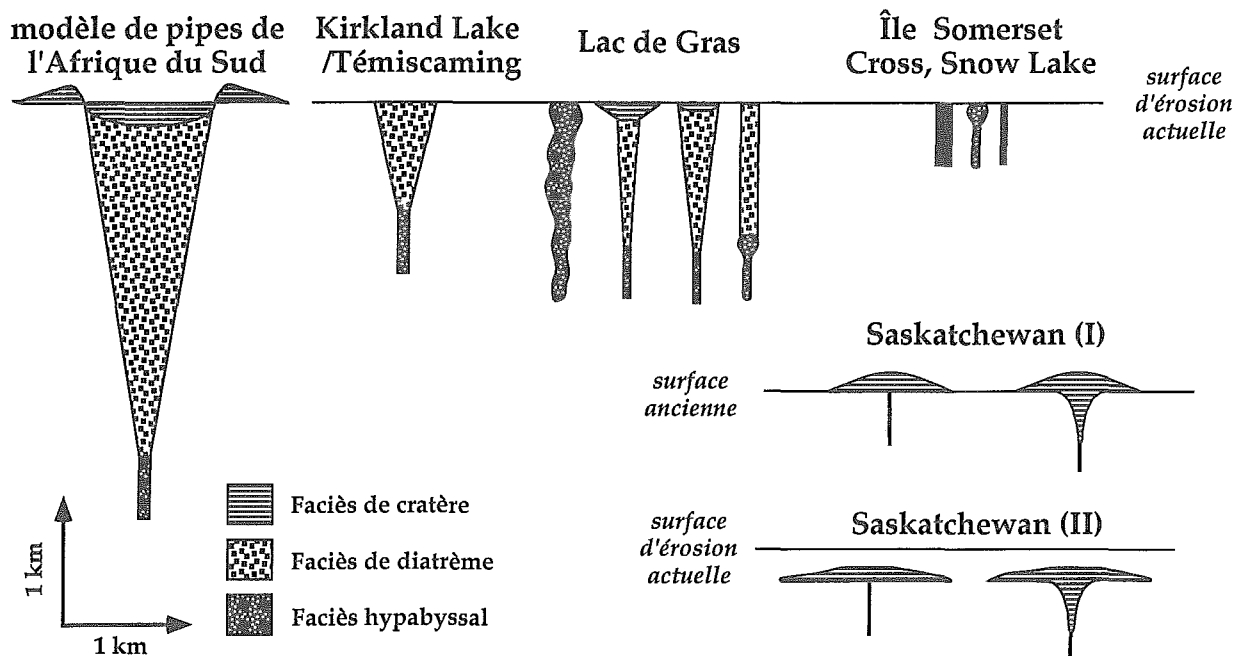
La teneur en diamants des kimberlites est tributaire de la quantité de matériaux mantelliques diamantifères



**Figure 2.** Modèle généralisé du type sud-africain classique de système magmatique kimberlitique illustrant les roches des faciès cratère, diatrème et hypabyssal. Les roches du faciès cratère consistent en roches pyroclastiques (anneau tufacé) et en roches volcanoclastiques resédimentées (remplissage de cratère); les roches du faciès diatrème consistent essentiellement en brèches kimberlitiques tufacées; les roches du faciès hypabyssal se rencontrent dans la zone radicale du diatrème sous forme de dykes élargis, de dykes et de filons-couches. On a également illustré les niveaux d'érosion actuels de certaines kimberlites représentatives d'importance économique et canadiennes. Modifié d'après Mitchell (1986).

entraînés par le magma ascendant, des proportions relatives des divers matériaux mantelliques échantillonnés (p. ex l'éclogite et la péridotite; l'éclogite renferme fréquemment un contenu modal plus élevé en diamants) et du degré de résorption et de tri mécanique de ces matériaux entraînés au cours du transport vers la surface. Les kimberlites font probablement leur ascension à travers le manteau à des vitesses élevées (10-30 km/h; Egger, 1989), à la faveur de processus de propagation de

fissures. Près de la surface, la vitesse d'évent peut atteindre plusieurs centaines de km/h en raison du dégazage rapide du CO<sub>2</sub> du magma. Un volcanisme de subsurface très explosif est compatible avec la formation de diatrèmes kimberlitiques et d'anneaux tufacés de même qu'avec l'entraînement de grandes quantités de matériaux crustaux anguleux.



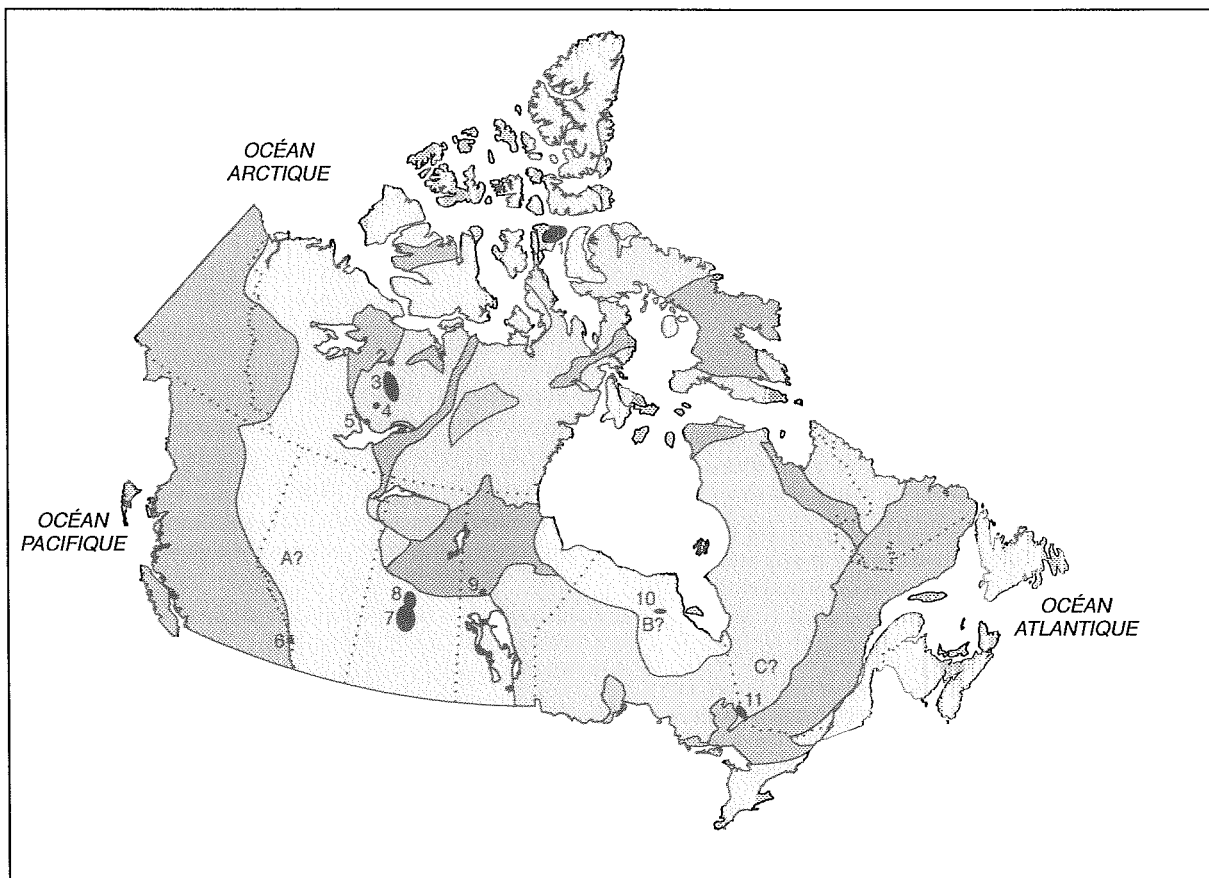
**Figure 3.** Variation morphologique des pipes kimberlitiques du Canada, comparativement au pipe sud-africain classique. À noter que les pipes kimberlitiques de Kirkland Lake/Témiscaming (faciès de diatrème) et de l'île Somerset et des lacs Cross et Snow (faciès hypabyssal) sont interprétés comme des pipes du type sud-africain érodés de façon variable. Par contre, de nombreux pipes de la région du lac de Gras sont des versions en miniature des pipes sud-africains classiques dont la morphologie est également observée en Yakoutie. Les kimberlites du centre de la Saskatchewan forment des cônes de tephra, avec ou sans événements sous-jacents associés (Saskatchewan I). La transgression marine, le remaniement et l'enfouissement subséquent ont produit la morphologie actuelle en forme crête ou de nappe (Saskatchewan II).

On distingue plusieurs types morphologiques de pipes kimberlitiques (la présente étude). Le premier type, qui est probablement le mieux connu, est le classique « type sud-africain » (Clement, 1975). Les pipes de ce type se présentent sous forme de diatrèmes de forme conique (figure 2) présentant des contacts à fort pendage (75 à 85°) avec la roche encaissante. Il arrive exceptionnellement que des roches du faciès de cratère soient conservées au sommet du diatrème (figure 2). Les roches du faciès de cratère consistent en pyroclastites kimberlitiques (anneau tufacé) et en volcanoclastites resédimentées au sein du cratère. Les parois du cratère plongent vers l'intérieur selon des angles variant de 25 à 75°. Les roches du faciès de diatrème consistent essentiellement en brèches kimberlitiques tufacées, qui sont relativement uniformes comparées aux roches de faciès de cratère ou hypabyssal. On suppose que cette homogénéité résulte des processus de mélange inhérents à la formation des diatrèmes (Mitchell, 1991). À mesure que s'accroît la profondeur, les diatrèmes kimberlitiques passent à des zones radicales (figure 2); celles-ci consistent en dykes, en dykes élargis et en filons-couches

kimberlitiques. Plusieurs phases intrusives distinctes de kimberlite hypabyssal peuvent coexister au sein de la zone radicale d'un pipe kimberlitique.

L'érosion subséquente des pipes du type sud-africain (figure 2) produit différents niveaux d'exposition (kimberlite à faciès de cratère, de diatrème et hypabyssal) et des géométries de pipe variables. Cependant, d'autres morphologies de pipes ont été observées récemment (figure 3). Ce sont les versions en miniature du type sud-africain classique (contenant des roches de faciès de cratère, de diatrème et hypabyssal). De nombreux pipes dans le champ du lac de Gras (figure 2; Kjarsgaard, 1996a, le présent volume) ainsi que les pipes de Yakutie (Mitchell, 1995) présentent cette géométrie en miniature. De plus, des pipes kimberlitiques qui ne contiennent pas de kimberlites à faciès de diatrème mais que des roches de faciès de cratère (kimberlite pyroclastique et kimberlite volcanoclastique resédimentée associée), formant des cônes de tephra ou des cônes de tephra avec des événements sous-jacents associés (figure 3) ont été





**Figure 4.** Carte de localisation des kimberlites au Canada : 1) amas de l'île Somerset; 2) Lac Ranch; 3) Province du lac de Gras 4) Lac Cross; 5) baie Dry Bones; 6) Ruisseau Crossing; 7) champ de Fort à la Corne; 8) amas de Candle Lake; 9) Snow Lake-Wekusko; 10) amas d'Attawapiskat; 11) amas de Kirkland Lake. Les kimberlites probables sont : A? = Grande Prairie; B? = lac Kyle; et C? = lac Bachelor (Le Taq).

observés dans le centre de la Saskatchewan (figure 1; Kjarsgaard, 1996c, le présent volume) et au Zaïre. Dans ces pipes, les contacts des parois de cratère sont horizontaux ou faiblement inclinés (0 - 35°). À Fort à la Corne, la présence de tufs à lapillis juvéniles kimberlitiques lités est interprétée comme la résultante d'émissions de magma non explosives du type strombolien (Kjarsgaard, 1995, 1996c). Ce volcanisme non explosif à faiblement explosif contraste avec le style extrêmement explosif attribué à la formation des diatrèmes de kimberlite. En outre, la présence de rares tufs à lapillis kimberlitiques vitreux (produits d'une fontaine de lave subaérienne) suppose l'existence de petites chambres magmatiques kimberlitiques transitoires dans la croûte supérieure, ce qui aurait d'importantes conséquences eu égard à la résorption des diamants.

### **LES KIMBERLITES AU CANADA**

La localisation des kimberlites au Canada est représentée à la figure 4. Les activités récentes d'exploration des

kimberlites dans la Province des Esclaves ont débouché sur la découverte de plus de 100 pipes (Kjarsgaard, 1996a), la plupart dans les parties centrale et méridionale de la province. Le champ de kimberlites de l'île de Somerset a été décrit en détail par Kjarsgaard (1996b). L'île Victoria, qui est peut-être sus-jacente à une extension septentrionale de la Province des Esclaves, a été le site d'une activité d'exploration récente, grâce à laquelle ont été décelées des anomalies des minéraux indicateurs du till (Northern Miner, 1995). La kimberlite de Crossing Creek, dans la partie méridionale des Rocheuses canadiennes, a été décrite par Hall et al. (1989) et par Ijewliw et Pell (1996). Les kimberlites des Prairies canadiennes (Alberta et pipes de Candle Lake et Fort à la Corne en Saskatchewan centrale) ont également été décrites par Kjarsgaard (1996c; sous presse). On sait relativement peu de choses sur les kimberlites de la région du lac Wekusko au Manitoba, à l'est du camp minier cuprifère et zincifère de Snow Lake. Schulze a résumé l'état des connaissances sur les kimberlites du champ de Kirkland Lake/lac Témiscamingue (Province archéenne du lac Supérieur). On sait actuellement peu de

choses sur les pipes kimberlitiques du champ d'Attawapiskat (basses terres de la baie James, en Ontario). Il est surprenant qu'aucun champ de kimberlites n'ait été découvert dans la partie de la Province du lac Supérieur située dans le Québec septentrional. On pourrait également s'attendre à ce que des kimberlites existent dans le craton archéen de Nain au Labrador.

## **MODÈLE D'EXPLORATION**

Les kimberlites d'intérêt économique se rencontrent dans les anciens cratons stables (> 2,5 Ga) caractérisés par une croûte épaisse et des gradients géothermiques faibles. On a recours à diverses méthodes pour localiser les kimberlites, selon les conditions locales (p. ex. type de roches encaissantes, climat et nature des morts-terrains). Les principales techniques d'exploration utilisées sont les suivantes : 1) échantillonnage de minéraux indicateurs (extraits de minéraux lourds des sédiments fluviatiles, échantillonnage du sol et du till); 2) télédétection (LANDSAT, interprétation de photos aériennes); 3) levés géophysiques (magnétiques, gravimétriques, électriques, radiométriques, profils sismiques) et 4) levés géochimiques. On a également fait appel aux méthodes biogéochimiques. On trouvera dans Atkinson (1989) un aperçu récent des techniques d'exploration.

Étant donné que les kimberlites sont des roches rares dont les affleurements sont peu abondants, les méthodes d'exploration doivent permettre de découvrir des cibles cachées. Quoique la signature géophysique des kimberlites ne soit pas unique, elle est inusitée et peut être détectée par levés aéromagnétiques et EM à basse altitude. De nombreux pipes kimberlitiques de la région d'Arkhangelsk (Russie) et du Kalahari central au Botswana ont été repérés par levé aéromagnétique (Atkinson, 1989). Cette technique est particulièrement efficace dans les régions à niveau de fond magnétique uniforme et faible. Dans la région du lac de Gras, dans les T.N.O., on a fait usage avec grand succès de l'emploi combiné des levés aéromagnétiques et électromagnétiques. On trouvera dans Urquart et Hopkins (1993) un résumé complet et récent des techniques géophysiques utilisées pour l'exploration des kimberlites.

La signature minéralogique distinctive des kimberlites permet l'application de techniques d'exploration par échantillonnage de minéraux indicateurs. L'identification de minéraux résistants pouvant indiquer la présence possible d'une kimberlite a été utilisée couramment et avec succès comme technique d'exploration en Afrique du Sud, en Yakoutie et au

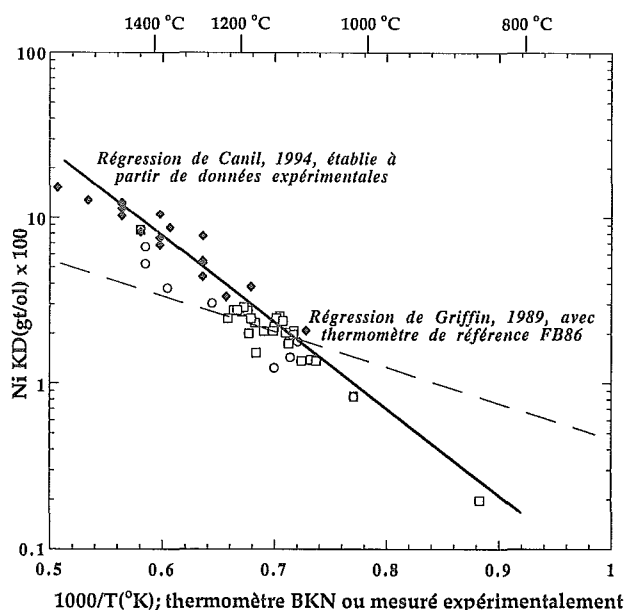
Canada. Il est toutefois extrêmement important de noter que les prétendus minéraux indicateurs de kimberlites se rencontrent également dans de nombreux autres types de roches qui ne renferment pas de diamants. Parmi les minéraux indicateurs de kimberlites figurent les minéraux provenant des kimberlites (spinelles, olivine, ilménite et pérovskite), tous les minéraux macrocristallins (olivine, spinelle, pyrope pauvre en Cr et Ti, ilménite magnésienne, diopside chromifère, enstatite et zircon), de même que les minéraux dérivant de xénolites mantelliques désagrégés (olivine, enstatite, diopside chromifère, grenat pyrope-almandin, pyroxène omphacitique et diamant). Au Canada, l'application de la méthode des minéraux indicateurs à l'échantillonnage des sédiments fluviatiles présente des difficultés en raison des glaciations quaternaires. On a toutefois obtenu des succès pour la localisation de pipes kimberlitiques par échantillonnage d'eskers et de till dans les régions du lac de Gras et de Kirkland Lake (Ward et al., 1996, et McClenaghan, 1996). Dans le cas de l'amas kimberlitique d'Attawapiskat, on a combiné l'échantillonnage de sédiments alluviaux et fluviatiles pour la recherche de minéraux lourds et l'emploi de méthodes magnétiques terrestres (A.J.A. Janse, comm. pers., 1994).

Le diamant étant un minéral rare dans les kimberlites (0 - 1,4 ppm), on utilise un sous-ensemble des minéraux indicateurs de kimberlites, nommé « indicateurs de diamants », pour indiquer la présence possible de diamants dans ces roches. Ce procédé s'appuie sur des études sur les silicates et les inclusions d'oxydes dans les diamants et sur les minéraux des xénolites mantelliques diamantifères (Gurney, 1989). Les minéraux indicateurs spécifiques du diamant (paragenèse des xénolites entre parenthèses) comprennent notamment le pyrope chromifère subcalcique (harzburgite grenatifère/roche mère : dunite), le grenat pyrope chromifère (roche mère : lherzolite grenatifère), la chromite riche en Cr-Mg (harzburgite chromitifère/roche mère : dunite) et les grenats pyrope-almandin riches en Na-Ti (roche mère : écloïte). Il importe de noter que ces minéraux (et xénolites) ne sont pas propres au volcanisme kimberlitique, puisqu'on peut les observer dans d'autres types de roches d'origine profonde (p. ex. les lamprophyres ultramafiques). En outre, ces minéraux ne constituent pas un indicateur infaillible de la présence de diamants dans la kimberlite; en effet, les kimberlites de Skerring (Australie) et Zero (Afrique du Sud) renferment toutes deux du grenat pyrope chromifère subcalcique, mais elles sont dépourvues de diamants (Gurney, 1989).

Une nouvelle technique d'analyse des diamants, la « thermométrie Ni dans grenat », a récemment été

développée (Griffin et al., 1989) pour les études relatives à l'exploration et à la genèse des diamants. Griffin (1990) estime que la thermométrie au Ni constitue « un outil rapide, économique et efficace pour l'évaluation des perspectives de découverte de diamants »; il note en outre qu'elle « est indépendante de la présence ou de l'absence de grenats G10 et semble en fait être un indicateur plus fiable de la teneur potentielle en diamants ». Cette technique géothermométrique se fonde sur l'observation que le contenu en Ni du grenat (en équilibre avec l'olivine) dépend étroitement de la température; en pratique il s'agit de mesurer de faibles concentrations (5-130 ppm) de Ni dans le grenat par analyse à la microsonde protonique (voir p. ex. Campbell et al., 1996). L'emploi de ce thermomètre au Ni pour l'évaluation du potentiel diamantifère suppose la conversion d'une estimation de la température en estimation de la pression. À cette fin, on détermine l'intersection d'un gradient géothermique postulé avec la température obtenue par thermométrie au Ni; les grenats dont les pressions estimées sont supérieures à 4,5 GPa s'inscrivent dans la « fenêtre du diamant ». Kjarsgaard (1992) a toutefois souligné que cette technique comporte le sérieux inconvénient qu'il est nécessaire de circonscrire avec précision le gradient géothermique, inconvénient admis ultérieurement par Griffin et Ryan (1993).

Un autre problème inhérent à la thermométrie au Ni, comme l'explique Kjarsgaard (1992), concerne son étalonnage empirique. Kjarsgaard a proposé que la thermométrie au Ni soit réétalonnée au moyen du thermomètre BKN de Brey et Köhler (1990) pour la détermination d'une température de référence. Les données de Kjarsgaard (1992) montrent qu'il y a bon accord avec le nouvel étalonnage expérimental de Canil (1994), comme l'illustre la figure 5. La ligne d'étalonnage originelle de Griffin et al. (1989; voir la figure 5) présente une pente beaucoup moins accusée que celle de l'étalonnage proposé par Canil (1994). Cet écart quant à la pente de la droite de régression a d'importantes conséquences pour l'application de la thermométrie au Ni à l'exploration des diamants (p. ex., figure 9 de Canil, 1994). Ces deux étalonnages thermométriques différents se recoupent seulement dans l'intervalle 1 050 à 1 150 °C (Campbell et al., 1996). Ces disparités relatives à l'étalonnage du Ni portent en outre à croire que l'application du Zn à la géothermométrie de la chromite et que la « la barométrie au Cr de grenat fictif » (Griffin et Ryan, 1993) sont de fiabilité discutable, car elles sont toutes deux dépendantes de la validité de l'étalonnage de la thermométrie au Ni.



**Figure 5.** Comparaison des ensembles de données sur la répartition du Ni entre le grenat pyrope chromifère et l'olivine en fonction de la température. Les losanges pleins et la droite de régression associée sont tirés de l'étude expérimentale de Canil (1994). Les carrés vides représentent des données sur des xénolites lherzolitiques de l'île Somerset (Kjarsgaard, 1992); les températures ont été déterminées au moyen du thermomètre (BKN) recommandé de Brey et Köhler (1990); la teneur en nickel du grenat des xénolites de Somerset a été déterminée par microsonde protonique à l'Université de Guelph (Kjarsgaard, 1992; Campbell et al., 1996). Le trait tireté «Griffin (1989)» représente la droite de régression originelle (basée sur le thermomètre FB86 pour la température de référence) utilisée pour étalonner le thermomètre au Ni (Griffin et al., 1989). Les cercles vides correspondent aux données sur les xénolites de péridotite tirées de Griffin et al. (1989), la température étant recalibrée au moyen du thermomètre BKN.

## RÉSUMÉ

Les pipes de kimberlite du Canada présentent de nombreuses similitudes avec ceux des autres parties du monde. Toutefois, bien que la plupart des kimberlites aient engendré des diatèmes de la forme d'une carotte, les pipes de la Saskatchewan centrale ont la forme de cônes aplatis. Pour pouvoir explorer les kimberlites canadiennes au moyen de minéraux indicateurs « traceurs », il faut tenir compte des processus glaciaires quaternaires. On a fait la démonstration que l'emploi au Canada de méthodes géophysiques aéroportées constitue une technique exploratoire valable. Il en est de même de

l'emploi des études chimiques sur les « minéraux indicateurs des diamants » pour déterminer le potentiel diamantifère des kimberlites. Les pipes de la région du lac de Gras présentent par ailleurs une proportion plus élevée de grenat pyrope chromifère subcalci que les autres champs kimberlitiques du Canada. Cette observation confirme le potentiel diamantifère de la région du lac de Gras, qui a d'ailleurs fait l'objet de cinq demandes de permis d'exploitation de pipes kimberlitiques.

## RÉFÉRENCES

### **Atkinson, W.J.**

1989: Diamond exploration philosophy, practice, and promises: a review; *in* Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: their Mantle/Crust Setting, Diamonds and Diamond Exploration, J. Ross (ed.), v. 2; Geological Society of Australia Special Publication 14, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 1075-1107.

### **Brey, G.P. and Köhler, T.**

1990: Geothermobarometry in four-phase lherzolites-II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers; *Journal of Petrology*, v. 31, p.1353-1378.

### **Campbell, J.L., Teesdale, W.J., Kjarsgaard, B.A., and Cabri, L.J.**

1996: Micro-PIXE analysis of silicate reference standards for trace Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo and Pb with emphasis on Ni for applications of the Ni-in-garnet geothermometer; *Canadian Mineralogist*, v. 34, p. 37-48.

### **Canil, D.**

1994: An experimental calibration of the "Nickel in Garnet" geothermometer with applications; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 117, p. 410-420.

### **Clement, C.R.**

1975: The emplacement of some diatreme-facies kimberlites; *in* Proceedings of the First International Kimberlite Conference; *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 9, p. 51-59.

### **Clement, C.R., Skinner, E.M.W., and Scott-Smith, B.H.**

1984: Kimberlite re-defined; *Journal of Geology*, v. 92, p. 223-228.

### **Clifford, T. N.**

1966: Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 1, p. 421-434.

### **Eggler, D.H.**

1989: Kimberlites: how do they form?; *in* Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Composition, Occurrence, Origin and Emplacement, J. Ross (ed.), v. 1; Geological Society of Australia, Special Publication 14, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 323-342.

### **Griffin, W.L.**

1990: The nickel thermometer: a new tool for diamond exploration. *Exploration Research News*, v. 4, p. 3-4.

### **Griffin, W.L. and Ryan, C.G.**

1993: Trace elements in garnets and chromites: evaluation of diamond exploration targets; *in* Diamonds: Exploration, Sampling and Evaluation, P.A. Sheahan and A. Chater (ed.); Short Course Proceedings, Prospectors and Developers Association of Canada, Toronto, p. 187-211.

### **Griffin, W.L., Cousens, D.R., Ryan, C.G., Sie, S.H., and Suter, G.F.**

1989: Ni in chrome pyrope garnet: a new geothermometer; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 103, p. 199-202.

### **Gurney, J.J.**

1989: Diamonds; *in* Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Composition, Occurrence, Origin and Emplacement, J. Ross, J. (ed.), v. 1; Geological Society of Australia, Special Publication 14, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 935-965.

### **Hall, D.C., Helmstaedt, H.H., and Schulze, D.J.**

1989: The Cross diatreme, British Columbia, Canada: a kimberlite in a young orogenic belt; *in* Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Composition, Occurrence, Origin and Emplacement, J. Ross, J. (ed.), v. 1; Geological Society of Australia, Special Publication 14, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 97-108.

### **Haggerty, S.E. and Sautter, V.**

1990: Ultradeep (greater than 300 km), ultramafic upper mantle xenoliths; *Science*, v. 248, p. 993-996.

### **Ijewliw, O.J. et Pell, J.**

1996: Brèches de diatrème dans la Cordillère; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 91-95.

**Janse, A.J.A.**

1994: Review of supposedly non-kimberlitic and non-lamproitic source rocks; *in* Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference, Diamonds: Characterization, Genesis and Exploration, H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos (ed.), v. 2; Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Special Publication 1B, p. 144-159.

**Kinney, P. and Meyer, H.O.A.**

1994: Zircon from the mantle: A new way to date old diamonds; *Journal of Geology*, v. 102, p. 475-481.

**Kjarsgaard, B.A.**

1992: Is Ni in chrome pyrope garnet a valid diamond exploration tool?; *in* Current Research, Part E, Geological Survey of Canada, Paper 92-1E, p. 315-322.

1995: Research on kimberlites and applications of diamond exploration techniques in Saskatchewan; *in* Investigations completed by the Saskatchewan Geological Survey and the Geological Survey of Canada under the Geoscience Program of the Canada-Saskatchewan Partnership Agreement on Mineral Development (1990-1995); D.G. Richardson (ed.); Geological Survey of Canada Open File no. 3119, p. 167-181.

1996a: Kimberlites de la Province des Esclaves; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 55-60.

1996b: Le champ kimberlitique de l'île Somerset, District de Franklin, Territoires du Nord-Ouest; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 61-66.

1996c: Kimberlites des Prairies; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 67-72.

*in press*: Diamonds in Alberta: Studies of potential host rocks of deep-seated origin and applications of indicator mineral exploration techniques; *in* Exploring for Minerals in Alberta: Geoscience Contributions, Canada-Alberta Agreement on Mineral Development (1992-1995), R.W. Macquene (ed.); Geological Survey of Canada Bulletin.

**Mitchell, R.H.**

1983: The Ile Bizard intrusion, Montreal, Quebec - kimberlite or lamprophyre?: Discussion; *Canadian Journal of Earth Science*, v. 20, p. 1493 - 1496.

1986: Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry, and Petrology; Plenum Press, New York, 442 p.

1991: Kimberlites and lamproites: primary sources of diamond; *Geoscience Canada*, v. 18, no. 1, p. 1 - 16.

1994: Suggestions for revisions to the terminology of kimberlites and lamprophyres from a genetic viewpoint; *in* Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference, Brazil, Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths, H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos (ed.), v. 1; Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Special Publication 1A, p. 15-26.

1995: Kimberlites, Orangeites and Related Rocks; Plenum Press, New York and London, 1995, 410 p.

**McClenaghan, M.B.**

1996: Géochimie et minéralogie (minéraux indicateurs) des dépôts d'origine glaciaire sus-jacents à des kimberlites à Kirkland Lake (Ontario); *dans* La recherche des diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 219-224.

**Moore, R.O. and Gurney, J.J.**

1985: Pyroxene solid solutions in garnets included in diamond; *Nature* v. 318 p. 553-555.

**Northern Miner**

1995: Diamond News Roundup; *Northern Miner*, v. 81, no. 12, p. 6.

**Peterson, T.D.**

1996: Lamproïtes; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 79-86.

**Raeside, R. P., and Helmstaedt, H.H.**

1982: The Ile Bizard intrusion, Montreal, Quebec - kimberlite or lamprophyre?; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, p. 1996-2011.

**Ringwood, A.E., Kesson, S.E., Hibberson, W., and Ware, N.**

1992: Origin of kimberlites and related magmas; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 113, p. 521-538.

**Robinson, A.**

1995: Diamond mining firms report rare discovery; *The Globe and Mail*, Report on Business, p. B3, April 5, 1995.

**Schulze, D.J.**

1996: Kimberlites de la région de Kirkland Lake et du lac Témiscamingue, Ontario et Québec; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 73-78.

**Scott-Smith, B.H.**

1994: Petrology and diamonds; Canadian Institute of Mining and Metallurgy Conference Notes, Vancouver, October 1994, p. 1-18.

**Smith, C.B.**

1983: Pb, Sr, and Nd isotopic evidence for sources of Cretaceous kimberlite; Nature, v. 304, p. 51-54.

**Urquart, W.E.S. and Hopkins, R.**

1993: Exploration geophysics and the search for diamondiferous diatremes; in Diamonds: Exploration, Sampling and Evaluation, P.A. Sheahan and A. Chater (ed.); Short Course Proceedings, Prospectors and Developers Association of Canada, Toronto, p. 249-287.

**Wagner, P.A.**

1914: The Diamond Fields of South Africa; Transvaal Leader, Johannesburg, 347 p.

**Ward, B.C., Dredge, L.A., Kerr, D.E. et Kjarsgaard, I.M.**

1996: Minéraux indicateurs de la kimberlite dans les dépôts glaciaires, région du lac de Gras, T.N.-O.; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 197-201.

**Watson, K.D.**

1955: Kimberlite at Batchelor Lake, Quebec; American Mineralogist, v. 40, p. 656 - 679.

# Détermination des âges isotopiques des kimberlites et de roches associées: méthodes et applications

W.J. Davis, R. R. Parrish, J.C. Roddick et L.M. Heaman

Davis, W.J., Parrish, R.R., Roddick, J.C. et Heaman, L.M., 1996: Détermination des âges isotopiques des kimberlites et de roches associées: méthodes et applications; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 39-42.

## INTRODUCTION

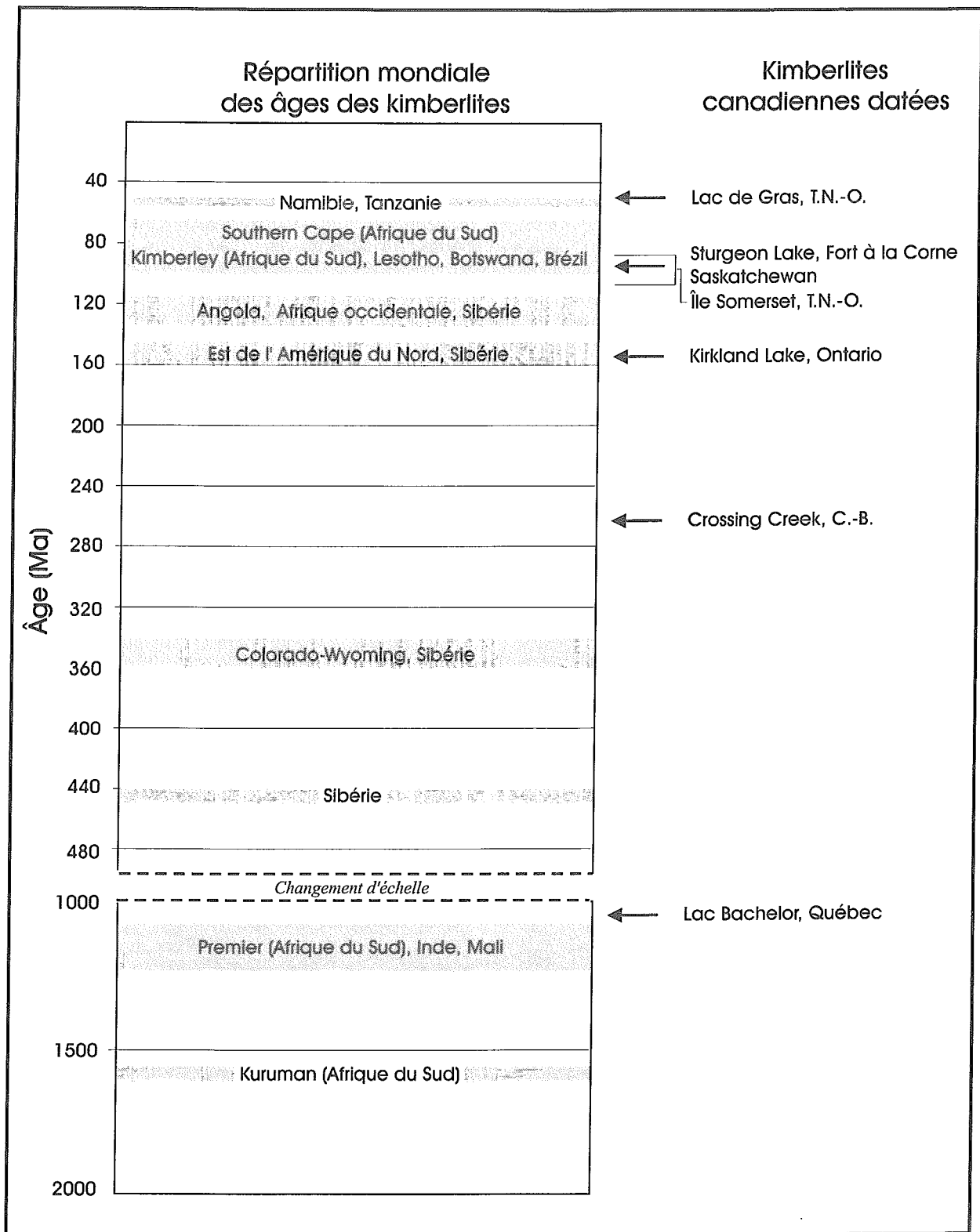
La détermination de l'âge des intrusions et amas individuels de kimberlite est d'importance capitale pour la compréhension des contrôles géotectoniques régionaux et locaux sur la formation et la mise en place des kimberlites. Les intrusions de kimberlite sont d'âge protérozoïque moyen à éocène, la vaste majorité d'entre elles datant du Phanérozoïque. Diverses périodes d'activité maximale des kimberlites sont connues à l'échelle mondiale (fig. 1). Les kimberlites d'un champ ou craton donné ne sont pas nécessairement du même âge, ce qui indique qu'il y a eu magmatisme épisodique à l'échelle locale de même qu'à l'échelle globale. Pour pouvoir déterminer l'intervalle d'âges du magmatisme et le nombre d'épisodes intrusifs, il est nécessaire de déterminer avec précision l'âge de mise en place des kimberlites au sein d'une région donnée. L'obtention d'âges précis permet de déterminer si les kimberlites d'un groupe d'âges donné sont plus ou moins diamantifères et d'établir les rapports entre chacun des groupes d'âges et les contrôles structuraux et tectoniques locaux et le cadre géologique régional.

Au Canada, relativement peu de datations de kimberlites et de roches associées ont été réalisées, et de nombreux champs de kimberlites ne comprennent qu'une ou deux intrusions datées (fig. 1). Les âges varient de 1,1 Ga pour le lamprophyre ultramafique du lac Bachelor, au Québec (Alibert et Albaredo, 1988), à  $52 \pm 1,2$  Ma pour les kimberlites de la région du lac de Gras, T.-N.-O. (R.O. Moore, cité dans *Northern Miner*, 1993; fig. 1). On n'a fait état d'études géochronologiques détaillées que pour la région de Kirkland Lake (L. Heaman, données non publiées, reproduites dans Brummer et al., 1992), où un magmatisme kimberlitique s'est échelonné sur une période de 8 millions d'années entre 159 et 151 Ma. Des études géochronologiques détaillées supplémentaires sont nécessaires pour mieux situer les occurrences de kimberlite canadiennes dans leur cadre géologique local, régional et global.

On trouvera dans les sections suivantes un résumé des quatre principales méthodes de datation utilisées actuellement pour obtenir des âges d'intrusion précis : analyses au Rb-Sr de la phlogopite-roche totale; analyses au K-Ar ou à l'Ar-Ar de la phlogopite; analyses à l'U-Pb de la pérovskite; et analyses à l'U-Pb du zircon kimberlitique. Étant donné que chacune de ces méthodes est soumise à certaines contraintes analytiques (décrites ci-dessous), il est recommandé d'avoir recours à plus d'une méthode partout où cela est possible. On trouvera dans Allsopp et al. (1989) une description détaillée de ces méthodes de même que des références supplémentaires (1989).

## MÉTHODES AU Rb-Sr

La phlogopite est présente dans de nombreuses kimberlites et dans d'autres roches alcalines. Elle permet d'obtenir des âges d'intrusion précis parce qu'elle se caractérise par un rapport Rb-Sr élevé et donc par une forte abondance de Sr radiogénique, même dans les intrusions relativement jeunes. La phlogopite se présente à la fois sous forme de phase matricielle à grain fin et/ou, dans de nombreuses kimberlites, sous forme de phénocristaux et/ou de macrocristaux plus grossiers. La séparation et le nettoyage minéralogiques de la phlogopite matricielle sont difficiles, aussi dans de nombreux cas n'est-il pas possible d'éliminer les inclusions de mica xénoctistallin plus ancien, d'où la détermination d'âges erronés (Allsopp et al., 1989). Étant donné qu'il est relativement simple de séparer les mégacristaux de phlogopite, il est possible de réaliser des analyses sur un grain unique, ce qui permet d'éviter les problèmes suscités par le mélange de matériaux d'âges différents. Le problème principal à cet égard est l'altération de la phlogopite et la présence de phases riches en Sr telles que la calcite le long des plans de clivage au sein de la phlogopite. Malgré que des techniques de lessivage à l'acide aient été mises au point pour surmonter ces difficultés (p. ex. Brown et al., 1989), les résultats les plus fiables ont été obtenus à partir de



*Figure 1. Comparaison des âges des kimberlites canadiennes à ceux des provinces kimberlitiques dans le monde (d'après Kirkley et al., 1992). Les renvois aux occurrences canadiennes sont indiqués dans le texte.*



grains non altérés. Parmi les âges obtenus au Canada par datation au Rb-Sr de la phlogopite dans des roches alcalines figurent ceux obtenus pour la kimberlite de Cross, en Colombie-Britannique sud-orientale (240-250 Ma, Smith et al., 1988), la kimberlite de Sturgeon Lake, en Saskatchewan ( $98 \pm 1$  Ma, Hegner et al., 1995) et une minette de la région des Sweet Grass Hills, en Alberta méridionale ( $50,3 \cdot 0,5$  Ma, Davis et Kjarsgaard, 1994).

## MÉTHODES au K-Ar et à l'Ar-Ar

Les méthodes au K-Ar ont été utilisées avec succès pour dater les intrusions kimberlitiques (p. ex. à Kirkland Lake, Wanless et al., 1968), mais elles suscitent des problèmes. Il a été démontré que la phlogopite macrocristalline renferme fréquemment un excès d'argon, d'où l'obtention d'âges trop anciens à  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  (p. ex. Allsopp et Roddick, 1984). Ce problème est moins gênant dans les analyses de la phlogopite matricielle, mais le problème de la contamination avec du mica plus ancien constitue une difficulté potentielle qui est également susceptible d'engendrer des âges anormalement élevés (Zartman et al., 1967). Tout comme pour la méthode au Rb-Sr, il est indispensable de disposer de matériaux frais pour obtenir des âges fiables.

## MÉTHODES à l'U-Pb

### *Pérovskite*

Des analyses à l'U-Pb de la pérovskite, minéral matriciel commun dans certaines kimberlites, ont été utilisées avec succès pour dater des kimberlites à Kirkland Lake et à l'île Somerset (Heaman, 1989; Smith et al., 1989; B.A. Kjarsgaard et L.M. Heaman, données non publiées), de même qu'en Afrique du Sud (Kramers et Smith, 1983). La généralisation de l'emploi de cette méthode a été entravée par l'extrême petitesse des grains de pérovskite dans la plupart des kimberlites, ce qui rend difficile la séparation du minéral. En outre, la pérovskite kimberlitique renferme fréquemment une proportion élevée de plomb commun (jusqu'à 80 % du Pb total), d'où la nécessité de déterminer la teneur initiale en Pb commun de l'intrusion et d'effectuer une importante correction d'âge tenant compte du plomb commun ou un traitement isochronique des données. En dépit de ces complications, on peut obtenir des datations précises au moyen de cette technique.

### *Zircon*

Les premières analyses à l'U-Pb du zircon kimberlitique sont l'oeuvre de G.L. Davis, analyses qui ont été utilisées pour dater les kimberlites provenant des principaux champs diamantifères du monde (voir Allsopp et al.,

1989 pour des références). Les zircons sont extrêmement rares dans les kimberlites, mais ils sont récupérés dans les concentrés lourds associés à des diamants (Kresten et Fels, 1975). De grande taille (jusqu'à 20 mm), les grains individuels sont généralement recouverts d'un revêtement crayeux gris de baddeleyite-diopside à grain fin formé par désilicification du zircon dans le manteau (Kresten, 1975; Heaman et LeCheminant, 1993). Les zircons kimberlitiques ont en général une faible teneur en éléments traces (<10 ppm U), sont formés, croit-on, dans le manteau comme élément de la suite macrocristalline (Moore et al., 1992) et sont incorporés sous forme de macrocristaux au sein de la kimberlite au cours de l'intrusion (Davis, 1977). Quoique les zircons kimberlitiques soient d'origine xénocristalline, la plupart ne semblent retenir leur Pb radiogénique qu'après leur extraction du manteau au cours de l'éruption. Toutefois, dans certains cas, les zircons kimberlitiques indiquent un âge largement supérieur à celui de l'intrusion, ce qui porte à croire qu'ils peuvent retenir du Pb pendant de longues périodes avant l'éruption (Kinny et al., 1989).

Une nouvelle application des méthodes de datation à l'U-Pb consiste à utiliser la microsonde ionique pour déterminer l'âge des zircons inclus dans les diamants (p. ex. Kinny et Meyer, 1994). Malgré que les zircons inclus dans les diamants au cours de leur croissance soient tout à fait exceptionnels, ils fournissent une des rares occasions d'obtenir un âge maximal de formation des diamants. L'installation de la microsonde ionique SHRIMP au laboratoire de la CGC à Ottawa permettra la réalisation de ce type de recherche au Canada. La microsonde ionique peut également être utilisée pour déterminer la composition isotopique  $^{206}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}$  des sulfures inclus dans les diamants, ce qui permet d'obtenir des informations chronologiques dérivées de modèles (Rudnick et al., 1993).

## RÉFÉRENCES

### **Alibert, C. and Albaredé, F.**

1988: Relationships between mineralogical, chemical and isotopic properties of some North American kimberlites; *Journal of Geophysical Research*, v. 93, no. B7, p. 7643-7671.

### **Allsopp, H.L., Bristow, J.W., Smith, C.B., Brown, R., Gleadow, A.J.W., Kramers, J.D., and Garvie, O.G.**

1989: A summary of radiometric dating methods applicable to kimberlites and related rocks; in *Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks, Their Composition, Occurrence, Origin and Emplacement*, J. Ross (ed.), v. 1; Geological Society of Australia, Special Publication No. 14, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 343-357.

**Allsopp, H.L. and Roddick, J.C.**

1984: Rb-Sr and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age determinations on phlogopite micas from the pre-Lobombo Group Dokolwayo kimberlite pipe; Geological Society of South Africa, Special Publication, v. 13, p. 267-271.

**Brown, R.W., Allsopp, H.L., Bristow, J.W., and Smith C.B.**

1989: Improved precision of Rb-Sr dating of kimberlitic micas: an assessment of a leaching technique; Chemical Geology, v. 79, p.125-136.

**Brummer, J.J., MacFadyen, D.A., and Pegg, C.C.**

1992: Discovery of kimberlites in the Kirkland Lake area Northern Ontario, Canada. Part II: kimberlite discoveries, sampling diamond content, ages and emplacement; Exploration Mining Geology, v. 1, no. 4, p. 351-370.

**Davis, G.L.**

1977: The ages and uranium contents of zircons from kimberlites and associated rocks; Carnegie Institute of Washington, Yearbook, v. 76, p. 631-635.

**Davis, W.J. and Kjarsgaard, B.A.**

1994: A Rb-Sr phlogopite-whole rock isochron age for olivine minette from the Milk River area, southern Alberta; in Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 8; Geological Survey of Canada, Current Research, 1994-F, p. 11-14.

**Heaman, L.M.**

1989: The nature of the subcontinental mantle from Sr-Nd-Pb isotopic studies on kimberlitic perovskite; Earth and Planetary Science Letters, v. 92, p. 323-334.

**Heaman, L.M. and LeCheminant, A.N.**

1993: Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite ( $\text{ZrO}_2$ ); Chemical Geology, v. 110, p. 95-126.

**Hegner, E. Roddick, J.C., Fortier, S.M., and Hulbert, L.**

1995: Nd, Sr, Pb, Ar and O isotopic systematics of Sturgeon Lake kimberlite, Saskatchewan, Canada: constraints on emplacement age, alteration and source composition; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 120, p. 212-222.

**Kinny, P.D., Compston, W., Bristow, J.W., and Williams, I.S.**

1989: Archean mantle xenocrysts in a Permian kimberlite: two generations of kimberlitic zircon in Jwaneng DK2, southern Botswana; in Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Mantle/Crust Setting, Diamonds and Diamond Exploration, J. Ross (ed.), v. 2; Geological Society of Australia, Special Publication No. 14, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 833-842.

**Kinny, P.D. and Meyer, H.O.**

1994: Zircon from the mantle: a new way to date old diamonds; Journal of Geology, v. 102, p. 475-481.

**Kirkley, M.B., Gurney, J.J., and Levinson, A.A.**

1992: Age, origin and emplacement of diamonds: a review of scientific advances in the last decade; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 84, p. 48-57.

**Kramers, J.D. and Smith, C.B.**

1983: A feasibility study of U-Pb and Pb-Pb dating of kimberlites using groundmass mineral fractions and whole-rock samples; Isotope Geosciences, v. 1, p. 23-38.

**Kresten, P. and Fels, R.**

1975: Kimberlitic zircons - a possible aid in prospecting for kimberlites; Mineralium Deposita, v. 10, p. 47-56.

**Moore, R.O., Griffen, W.L., Gurney, J.J., Ryan, C.G., Cousens, D.R., Sie, S.H., and Suter, G.F.**

1992: Trace element geochemistry of ilmenite megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa; Lithos, v. 29, p. 1-18.

**Northern Miner**

1993: BHP-Dia Met age date kimberlites; Northern Miner, v. 79, no.29 p. 1.

**Rudnick, R.L., Eldridge, C.S., and Bulanova, G.P.**

1993: Diamond growth history from in situ measurement of Pb and S isotopic compositions of sulfide inclusions; Geology, v. 21, p. 13-16.

**Smith, C.B., Allsopp, H.L., Garvie, O.G., Kramers, J.D., Jackson, P.F.S., and Clement, C.R.**

1989: Note on the U-Pb perovskite method for dating kimberlites: examples from the Wesselton and De Beers mines, South Africa, and Somerset Island, Canada; Chemical Geology, v. 79, p. 137-145.

**Smith, C.B., Colgan, E.A., Hawthorne, J.B., and Hutchinson, G.**

1988: Emplacement age of the Cross Kimberlite, southeastern British Columbia by the Rb-Sr phlogopite method; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 790-792.

**Wanless, R.K., Stevens, R.D., Lachance, G.R., and Edmonds, C.M.**

1968: Age determinations and geological studies K-Ar isotopic ages, Report. 8; Geological Survey of Canada, Paper 67-2, Part A., 141 p.

**Zartman, R.E., Brock, M.R., Heyl, A.V., and Thomas, H.H.**

1967: K-Ar and Rb-Sr ages of some alkalic intrusive rocks from central and eastern United States; American Journal of Science, v. 265, p. 848-870.

# Fossiles provenant de kimberlites diamantifères au lac de Gras, T.-N.-O.: âge et paléogéographie

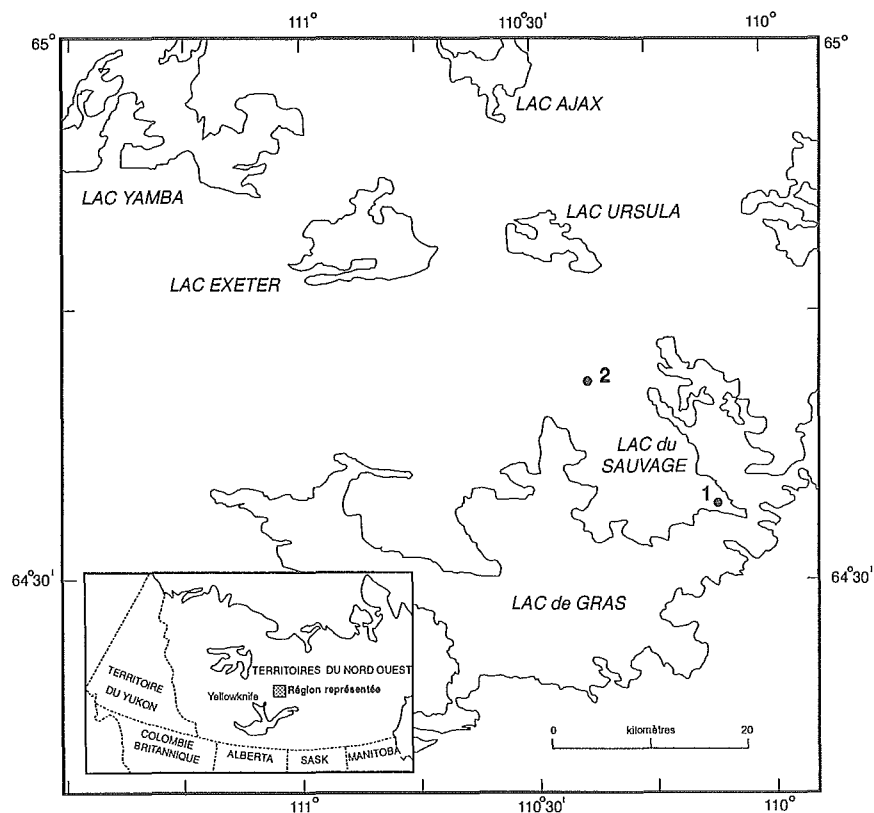
W.W. Nassichuk et D.J. McIntyre

*Nassichuk, W.W. et McIntyre, D.J., 1996: Fossiles provenant de kimberlites diamantifères au lac de Gras, T.-N.-O.: âge et paléogéographie; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 43-46.*

## ÉPOQUE DE MISE EN PLACE DES PIPES KIMBERLITIQUES

L'exploration du diamant dans la Province des Esclaves a permis la découverte de fossiles mésozoïques (Crétacé) et tertiaires (Paléocène) conservés au sein de xénolithes de strates sédimentaires dans les faciès de cratère et de diatème de 13 pipes kimberlitiques. Dans la région du lac de Gras, les échantillons de la plupart de ces pipes ont été obtenus dans le cadre de la coentreprise BHP-Dia

Met, toutefois les échantillons provenant de quelques autres pipes situés plus près du lac Yamba (figure 1) l'ont été dans le cadre de la coentreprise Mill City-Tanqueray. Les présents auteurs ont les premiers signalé que des fossiles de dinoflagellés, de pollen, de spores et de restes de poissons téléostéens datant de la toute fin du Crétacé précoce (Albien) au Tertiaire précoce (Paléocène) ont été extraits de pipes de la région du lac de Gras (comptendu dans *Northern Miner*, 20 septembre 1993). La mise en place des pipes devant être postérieure à la



**Figure 1.** Carte de la région du lac de Gras, où des fossiles ont été observés dans des pipes kimberlitiques. Les localisations de deux des pipes fossilifères signalés par Nassichuk et McIntyre (1995) sont les suivantes : 1) pipe de Point Lake (BHP-Dia Met), 2) pipe de « Hawk » (BHP-Dia Met).

formation des plus récents fossiles qu'ils contiennent, elle a probablement eu lieu, selon l'échelle chronologique de Harland et al. (1989), entre la fin du Paléocène et le début de l'Éocène. R.O. Moore, de BHP Minerals Canada, a noté dans le même compte-rendu de *Northern Miner* que les données au rubidium-strontium provenant d'échantillons de mica (phlogopite) et de roches totales extraits d'un pipe de la région du lac de Gras laissent supposer que l'éruption a eu lieu il y a 52.1,2 Ma, c'est-à-dire au début du Tertiaire (Éocène). Ainsi, les données fournies par la paléontologie et par les datations au rubidium-strontium sur l'époque de mise en place (âge) des pipes se corroborent réciproquement.

King et McMillan (1975) ont fait état de fossiles mésozoïques dans une brèche non kimberlitique à Ford's Bight, au Labrador. Ils ont conclu que cette brèche est, en partie, un diatrème mis en place au cours d'un épisode de rifting entre le Labrador et le Groenland à partir du Jurassique.

Des conodontes et des brachiopodes paléozoïques datant approximativement de l'Ordovicien au Dévonien ont été observés dans des xénolithes au sein de kimberlites situées à l'est de Kirkland Lake, en Ontario (H. Lee, communication personnelle, 1994). Wanless et al. (1968) ont daté à 151,8 Ma (Jurassique supérieur) des phlogopites d'un dyke kimberlitique dans la mine Upper Canada, quelque 16 km à l'est de Kirkland Lake (voir également Lee, 1968). Ailleurs dans la région de Kirkland Lake, des études géochronologiques détaillées ont démontré que l'intervalle d'âges des diatrèmes s'étend de 155 à 160 Ma (L.M. Heaman, données non publiées rapportées dans Brummer et al., 1992). Des conodontes, des coraux et des thélodontes paléozoïques, peut-être d'âge ordovicien ou silurien, ont par ailleurs été signalés dans des xénolithes au sein du pipe kimberlitique de Sloan, au Colorado; celui-ci, estime-t-on, aurait été injecté au Dévonien.

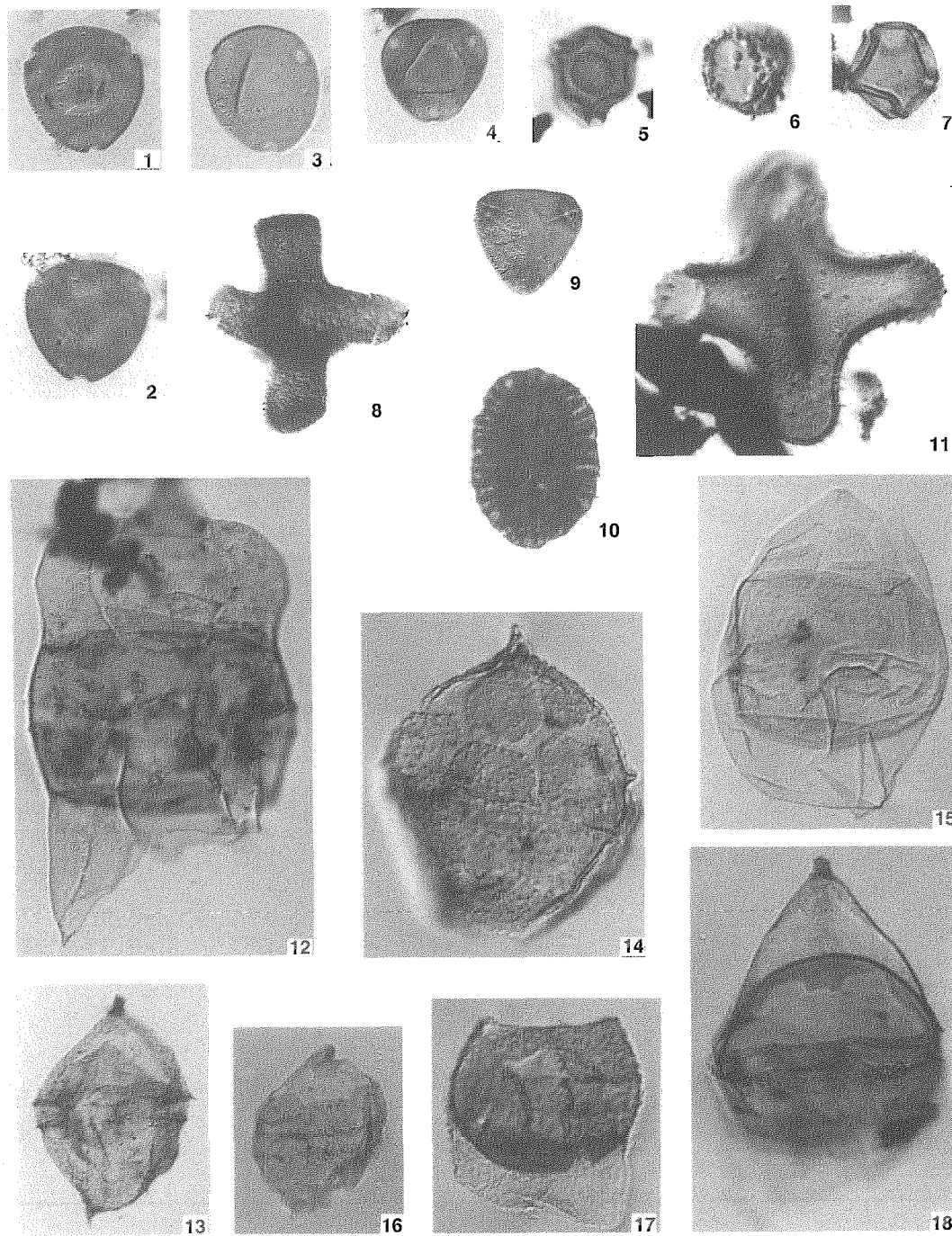
De nombreuses kimberlites ont été découvertes en Saskatchewan mais, à notre connaissance, les xénolithes qu'elles renferment n'ont pas fourni de fossiles. Gent (1992) a signalé que les kimberlites de Saskatchewan ont pénétré des strates du Crétacé inférieur, probablement tout à la fin du Crétacé précoce (Albien) ou peu de temps après au cours du Crétacé.

On observe fréquemment des restes de bois fossilisé d'âge tertiaire précoce (Paléocène) et peut-être d'âge supérieur (Crétacé) dans les pipes kimberlitiques de la région du lac de Gras. Le bois et d'autres fossiles sont aussi relativement communs dans des kimberlites de la partie orientale de la plate-forme sibérienne. Brakhfogel

a noté la présence dans un certain nombre de pipes de divers brachiopodes, lamellibranches, tétracoralliaires et tabulés, ostracodes, tentaculites, trilobites, bryozoaires, acritarches, spores, pollens et restes de plantes datant de l'Ordovicien au Permien. Il a également noté la présence dans certains pipes d'une abondance de bois carboné du Crétacé inférieur (*Araucariopitys* sp.). Milashev et Shulgina (1959) ont décrit une bélemnite du Jurassique tardif au Crétacé précoce (*Pachyteuthis*? sp.) provenant d'un pipe exposé en Sibérie; ils concluent que les kimberlites sibériennes se divisent en deux groupes : l'un a été mis en place avant le Permien tardif et l'autre au cours du Crétacé. Des données supplémentaires sur la date d'injection d'autres kimberlites ailleurs dans le monde sont fournies par Brummer et al. (1992).

### PALÉOGÉOGRAPHIE

Nassichuk et McIntyre (1995) ont fait état de fossiles crétacés marins et tertiaires (Paléocène) non marins dans des kimberlites de la région du lac de Gras; ces fossiles, dont certains sont illustrés à la figure 2, permettent des corrélations biostratigraphiques relativement précises avec des successions ailleurs dans le nord et l'ouest du Canada. Les fossiles récemment découverts sont en outre essentiels pour la reconstitution détaillée de la paléogéographie crétacée et tertiaire du nord du Canada. Avant la découverte de kimberlites dans la région, aucune donnée n'avait jamais été présentée qui eût pu prouver que des couches mésozoïques et cénozoïques ont été déposées sur les roches précambriennes de la Province des Esclaves. En fait, les affleurements crétacés les plus proches sont situés à plusieurs centaines de kilomètres à l'ouest du lac de Gras. Il est désormais acquis qu'une bonne partie de la Province des Esclaves a dû être recouverte d'un plaquage de strates du Crétacé et du Tertiaire inférieur, strates érodées depuis longtemps déjà par les systèmes fluviaux et l'action glaciaire. Selon une hypothèse féconde avancée par Bell (1895) et développée par McMillan (1973), à partir de la fin du Paléocène jusqu'au Pliocène un système fluvial anastomosé de grande étendue aurait transporté des sédiments provenant de la Cordillère orientale et du Bouclier canadien (y compris la Province des Esclaves) vers l'est jusqu'à la mer du Labrador. De nouvelles données tendant à



**Figure 2.** Pollen et dinoflagellés représentatifs contenus dans des xénolithes de pipes kimberlitiques, région du lac de Gras. Les diapositives des spécimens illustrés sont disponibles à la CGC-Calgary. On peut les obtenir en utilisant le numéro CGC indiqué entre crochets. La facteur d'agrandissement est de 550x.

1-7: Paléocène

- 1 *Momipites anellus* Nichols & Ott. [GSC 109689]
- 2 *Momipites ventifluminis* Nichols & Ott. [GSC 109690]
- 3 *Carya* sp. [GSC 109691]
- 4 *Caryapollenites veripites* (Wilson & Webster) Nichols & Ott. [GSC 109692]
- 5 *Paraalnipollenites alterniporus* (Simpson) Srivastava. [GSC 109693]
- 6 *Pistillipollenites mcgregori* Rouse. [GSC 109694]
- 7 *Alnus* sp. [GSC 109695]

8-11: Maastrichtien

- 8 *Aquilapollenites conatus* Tschudy. [GSC 109696]
- 9 *Myrtipites scabratus* Norton. [GSC 109697]
- 10 *Wodehouseia spinata* Stanley. [GSC 109698]
- 11 *Aquilapollenites augustus* Srivastava. [GSC 109699]

12-14: Campanien

- 12 *Chatangiella dutissima* (McIntyre) Lentin & Williams. [GSC 109700]
- 13 *Laciniadinium biconiculum* McIntyre. [GSC 109701]
- 14 *Ginginidium ornatum* (Felix & Burbridge) Lentin & Williams. [GSC 109702]

15: Turonien

- 15 *Williamsidinium banksianum* Lentin. [GSC 109703]

16-18 Cenomanien et Albien tardif

- 16 *Ginginidium evittii* Singh. [GSC 109704]
- 17 *Ovoidinium verrucosum* (Cookson & Hughes) Davey. [GSC 109705]
- 18 *Luxadinium propatulum* Brideaux & McIntyre. [GSC 109706]

corroborer cette notion d'un écoulement vers l'est au cours du Tertiaire ont été fournies par Duk-Rodkin et Hughes (1994).

La découverte dans la Province des Esclaves de strates marines datant de la toute fin du Crétacé précoce (Albien) au Crétacé terminal (Maastrichtien) oblige à réviser les reconstructions paléogéographiques de la Voie maritime intérieure de l'Ouest. Nassichuk et McIntyre (1995) ont brièvement discuté la question des liaisons à la fin du Crétacé entre la Voie maritime et le bassin de Sverdrup dans le haut Arctique; ils estiment, en se fondant sur les fossiles du lac de Gras, que la Voie Maritime était beaucoup plus large que ne l'indiquent les données recueillies antérieurement.

## RÉFÉRENCES

- Bell, R.**  
1985: A great pre-glacial river in northern Canada; *Scottish Geographic Magazine*, v. 11, p. 368.
- Brakhfogel, F.F.**  
1984: Geological aspects of kimberlite magmatism in the northeastern part of the Siberian Platform; Report of the Academy of Sciences of the USSR, Order of Lenin Siberian Department, Yakutsk Branch, Institute of Geology, 128 p.
- Brummer, J.J., MacFadyen, D.A., and Pegg, C.C.**  
1992: Discovery of kimberlites in the Kirkland Lake area, Northern Ontario, Canada. Part II: kimberlite discoveries, sampling, diamond content, ages and emplacement; *Exploration and Mining Geology*, v. 1, no. 4, p. 351-370.
- Duk-Rodkin, A. and Hughes, O.L.**  
1994: Tertiary-Quaternary drainage of the pre-glacial Mackenzie Basin; *Quaternary International*, v. 22/23, p. 221-241.
- Gent, M.R.**  
1992: Diamonds and precious gems of the Phanerozoic Basin, Saskatchewan: preliminary investigations; Saskatchewan Geological Survey, Open File Report 92-2, 67p.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G., and Smith, D.G.**  
1989: A Geological Time Scale 1989; Cambridge University Press, 263 p.
- King, A.F. and McMillan, N.J.**  
1975: A mid-Mesozoic breccia from the coast of Labrador; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 12, p. 44-51.
- Lee, H.A.**  
1968: An Ontario kimberlite occurrence discovered by application of the glaciofocus method to a study of the Munro Esker; Geological Survey of Canada, Paper 68-7, p. 1-3.
- McMillan, N.J.**  
1973: Shelves of Labrador Sea and Baffin Bay, Canada; *in* The Future Petroleum Provinces of Canada-their Geology and Potential, R.G. McCrossan (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 473-517.
- Milashev, W.A. and Shulgina, N.I.**  
1959: New data on the age of kimberlites on the Siberian Platform; Report of the Academy of Sciences of the USSR, tom. 126, no. 6, p. 1320-1322.
- Nassichuk, W.W. and McIntyre, D.J.**  
1995: Cretaceous and Tertiary fossils discovered in kimberlites in the Slave Province at Lac de Gras, Northwest Territories; *in* Current Research, 1995-B, Geological Survey of Canada, p. 109-114.
- Wanless, R.K., Stevens, R.D., Lachance, G.R., and Edmonds, C.M.**  
1968: Age determinations and geological studies, K-Ar isotopics ages, Report 8; Geological Survey of Canada, Paper 67-2, Part A, 141 p.

# Outils d'analyse: la microsonde électronique et le microscope électronique à balayage

J.A.R. Stirling et G.J. Pringle

*Stirling, J.A.R. et Pringle, G.J., 1996: Outils d'analyse: la microsonde électronique et le microscope électronique à balayage ; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 47-53.*

## INTRODUCTION

La chimie minérale a joué un rôle essentiel dans le développement des modèles pétrogénétiques utilisés pour l'exploration du diamant (Mitchell, 1995); la chimie des minéraux indicateurs prélevés dans des dépôts glaciaires fournit en outre un guide d'exploration précieux pour la recherche de kimberlites diamantifères au Canada (DiLabio, 1996). On peut déterminer qualitativement les compositions minérales au moyen d'un microscope électronique à balayage (MEB) muni d'un analyseur par rayons X à dispersion d'énergie. La microsonde électronique est l'instrument analytique le plus fréquemment utilisé pour les analyses quantitatives des éléments majeurs et traces par spectrométrie X à dispersion d'énergie ou de longueur d'onde, la microsonde protonique étant utilisée pour les études à haute précision des éléments traces (Griffin et Ryan, 1995). Pour être en mesure de bien interpréter ou comparer les résultats obtenus par microsonde il importe de comprendre toutes les contraintes analytiques inhérentes découlant du choix du schéma analytique et de la nature de l'échantillon. Le présent article discute l'impact de ces contraintes analytiques sur les analyses de minéraux indicateurs utilisées pour l'exploration du diamant et pour les études pétrogénétiques.

## DISCUSSION

### *Contraintes analytiques inhérentes*

Les échantillons doivent être polis jusqu'à ce qu'ils soient de la plus haute qualité possible et conservés à l'abri de la saleté et des huiles. Dans le cas des montures de grains, l'époxyde doit être exempt de bulles d'air et, pour des motifs d'efficacité, les grains doivent être disposés selon un quadrillage régulier. Le respect de ces exigences est nécessaire pour que soit assurée la qualité des analyses.

Pour pouvoir planifier les travaux d'analyse et interpréter les données fournies par la microsonde, il est tout à fait indispensable d'en discuter de manière

approfondie avec l'analyste. Car le protocole analytique se répercute directement sur la fiabilité d'un résultat donné et peut influencer considérablement sur la durée des travaux.

À la CGC, divers protocoles analytiques ont été adaptés à des problématiques distinctes. Ainsi, un protocole analytique pour éléments majeurs (« SILPYROX », Tableau 1) n'est pas nécessairement adéquat pour l'analyse d'éléments traces (« DIAMOND », Tableau 2). Lorsqu'on analyse par exemple un grenat, il est possible d'obtenir une limite de détection minimale calculée (LDM, Tableau 3) de 0,004 % pds pour le Na<sub>2</sub>O au moyen du protocole analytique pour éléments traces « DIAMOND ». Cela nécessite un courant de faisceau de 200 nA et un temps de comptage de pics de 100 s, alors qu'avec le protocole d'analyse pour éléments majeurs « SILPYROX » la LDM pour le Na<sub>2</sub>O est de 0,04 % pds. Si le protocole analytique pour éléments traces était appliqué à un minéral moins stable, comme le feldspath, des éléments tels que les alcalins deviendraient instables et les résultats obtenus seraient dépourvus de signification. Le sodium est un bon exemple d'élément pour lequel il est essentiel d'avoir recours à des protocoles différents pour chaque minéral.

Il importe en outre de tenir compte des interférences entre éléments. Ainsi, pour l'analyse de l'ilménite, la LDM calculée pour le V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> peut être d'environ 0.05 % pds; toutefois, des interférences provoquées par le Ti pourront engendrer une concentration apparente de V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> allant jusqu'à 0,2 % pds. Pour compenser cet effet, une correction de chevauchement de pics doit être effectuée au cours des analyses. Un problème analogue se manifeste à la suite d'interférences entre le Na et le Zn. Ainsi un minéral à forte teneur en Zn comme le spinelle zincifère gahnite aura une concentration apparente en Na<sub>2</sub>O pouvant atteindre 10 % pds. À la CGC nous avons développé des corrections de chevauchement de pics pour la microsonde Cameca SX50; elles constituent une option spécialisée à laquelle on peut avoir recours au besoin pour chaque protocole analytique.

**Tableau 1 :** Les conditions analytiques et les étalons du protocole pour éléments majeurs «SILPYROX» utilisé pour l'analyse de la plupart des grenats, des pyroxènes et des olivines.

DONNÉES SUR L'ÉTALONNAGE											
ÉLÉMENT	SPC	XTAL	POS.	+BG OFFSET	-BG. OFFSET	BG SLOPE	PK-BG C/s/nA	SIGMA	PK_TIM sec.	% REQ. ACCUR.	BG_TIM ms
Na	1	PCO	26851	2000	-2000	0,00	1414,96	0,8	20	0,1	10000
K	3	PET	42746	512	0	1,00	193,63	0,1	20	0,1	10000
Fe	4	LIF	48082	512	0	1,00	146,12	0,6	20	0,1	10000
Mg	2	TAP	38506	912	0	1,00	943,54	0,2	20	0,1	10000
Si	2	TAP	27737	1531	0	1,00	972,57	0,1	10	0,1	5000
Ca	3	PET	38379	531	0	1,00	213,78	0,3	10	0,1	5000
Mn	4	LIF	52204	631	0	1,00	47,54	3,1	10	0,1	5000
Ti	3	PET	31427	831	0	1,00	414,45	0,3	10	0,1	5000
Cr	4	LIF	56876	531	0	1,00	41,64	0,4	10	0,1	5000
Al	2	TAP	32467	1431	0	1,00	1064,40	0,4	10	0,1	5000
Ni	4	LIF	41167	531	0	1,00	116,95	6,3	10	0,1	5000

**Abréviations :**  
 SPC = numéro du spectromètre; XTAL = cristal du spectromètre; POS. = position du spectromètre; +BG OFFSET = décalage positif du fond; -BG OFFSET = décalage négatif du fond; BG SLOPE = pente du fond; PK-BG C/s/nA = pic moins fond en comptes/seconde/nanoampères; PK-TIM Sec. = temps de comptage des pics en secondes; % REQ.ACCUR. = précision en pourcentage exigé pour le temps de comptage des pics; BG-TIM ms = temps de comptage du fond en millisecondes.

DONNÉES SUR LES ÉTALONS					
ÉLÉMENT	TÉMOIN	FRACTION DU POIDS	LIGNE	KV	Courant du faisceau nA
Na	NaCl7	0,3930	Ka	15,0	10,0
K	KBr7	0,3290	Ka	15,0	10,0
Fe	MAG1	0,7236	Ka	15,0	10,0
Mg	MGO1	0,6032	Ka	15,0	10,0
Si	QTZ1	0,4674	Ka	15,0	30,0
Ca	WOL1	0,3432	Ka	15,0	30,0
Mn	RHOD1	0,2854	Ka	15,0	30,0
Ti	RUT1	0,5895	Ka	15,0	30,0
Cr	CHR1	0,2504	Ka	15,0	30,0
Al	COR1	0,5290	Ka	15,0	30,0
Ni	NIS4	0,6457	Ka	15,0	30,0

COMPOSITION DES ÉTALONS												
TÉMOIN	Élément	Fraction du poids	Élément	Fraction du poids	Élément	Fraction du poids	Élément	Fraction du poids	Élément	Fraction du poids	Élément	Fraction du poids
NaCl7	Na	0,3930	Cl	0,6070								
KBr7	K	0,3290	Br	0,6710								
MAG1	Fe	0,7236	O	0,2764								
MGO1	Mg	0,6032	O	0,3968								
QTZ1	Si	0,4674	O	0,5326								
WOL1	Ca	0,3432	Fe	0,0030	Mn	0,0012	Si	0,2399	O	0,4127		
RHOD1	Mn	0,2854	Al	0,0003	Fe	0,0131	Si	0,2178	Mg	0,0052	Ca	0,0469
	Na	0,0010	K	0,0007	Zn	0,0574	O	0,3722				
RUT1	Ti	0,5895	Fe	0,0050	Nb	0,0050	O	0,4005				
CHR1	Cr	0,2504	Al	0,0762	Fe	0,2985	Mg	0,0434	Ti	0,0054	V	0,0012
	Mn	0,0015	Ni	0,0012	Si	0,0011	O	0,3211				
COR1	Al	0,5290	O	0,4710								
NIS4	Ni	0,6457	Fe	0,0010	S	0,3533						



**Tableau 2 :** Les conditions d'analyse et les étalons du protocole pour éléments traces «DIAMOND» utilisé pour analyser les éléments traces dans la plupart des grenats, des pyroxènes et des olivines.

DONNÉES SUR L'ÉTALONNAGE											
ÉLÉMENT	SPC	XTAL	POS.	+BG OFFSET	-BG. OFFSET	BG SLOPE	PK-BG C/s/nA	SIGMA	PK_TIM sec.	% REQ. ACCUR.	BG_TIM ms
Na	1	PCO	26847	1000	-1000	0,00	1601,61	0,5	100	0,1	5000
Si	2	TAP	27735	1500	0	1,00	1301,34	0,1	5	0,1	5000
Ke	3	PET	42746	1000	0	1,00	294,60	0,1	10	0,5	3416
Fe	4	LIF	48082	1050	0	1,00	324,54	0,2	10	0,1	5000
Al	2	TAP	32470	1000	0	1,00	1374,43	0,1	5	0,1	5000
Ca	3	PET	38380	2000	0	1,00	367,72	0,4	5	0,1	5000
Mn	4	LIF	52207	1200	0	1,00	420,37	1,0	10	0,5	2421
Mg	2	TAP	38509	1000	0	1,00	1124,46	0,2	5	0,1	5000
Ti	3	PET	31425	1000	0	1,00	765,32	0,2	10	0,1	5000
Cr	3	PET	26198	1000	0	1,00	362,02	0,4	10	0,1	5000
Ni	4	LIF	41165	1000	0	1,00	495,25	0,7	100	0,5	2063
Zn	4	LIF	35622	1000	0	1,00	398,88	0,1	10	0,1	5000
Nb	3	PET	65412	2000	0	1,00	125,08	0,5	10	0,5	5000
Co	4	LIF	44427	1000	0	1,00	504,44	0,2	10	0,5	2025
V	4	LIF	62188	800	0	1,00	248,34	0,4	10	0,1	5000

Abréviations (VOIR TABLEAU 1).

DONNÉES SUR LES ÉTALONS					
ÉLÉMENT	TÉMOIN	FRACTION DU POIDS	LIGNE	kV	Courant du faisceau nA
Na	NACL7	0,3930	Ka	20,0	200,0
Si	QTZ1	0,4674	Ka	20,0	200,0
K	KBR7	0,3290	Ka	20,0	200,0
Fe	MAG1	0,7236	Ka	20,0	200,0
Al	COR1	0,5290	Ka	20,0	200,0
Ca	WOL1	0,3432	Ka	20,0	200,0
Mn	MN	1,0000	Ka	20,0	200,0
Mg	MGO1	0,6032	Ka	20,0	200,0
Ti	RUT1	0,5895	Ka	20,0	200,0
Cr	CHR1	0,2504	Ka	20,0	200,0
Ni	NI	1,0000	Ka	20,0	200,0
Zn	ZN	1,0000	Ka	20,0	200,0
Nb	NB	1,0000	Ka	20,0	200,0
Co	CO	1,0000	Ka	20,0	200,0
V	V	1,0000	Ka	20,0	200,0

COMPOSITION DES ÉTALONS												
TÉMOIN	Élément	Fraction du poids	Élément	Fraction du poids	Élément	Fraction du poids	Élément	Fraction du poids	Élément	Fraction du poids	Élément	Fraction du poids
NACL7	Na	0,3930	Cl	0,6070								
OTZ1	Si	0,4674	O	0,5326								
KBR7	K	0,3290	Br	0,6710								
MAG1	Fe	0,7236	O	0,2764								
COR1	Al	0,5290	O	0,4710								
WOL1	Ca	0,3432	Fe	0,0030	Mn	0,0012	Si	0,2399	O	0,4127		
MN	Mn	1,0000										
MGO1	Mg	0,6032	O	0,3968								
RUT1	Ti	0,5895	Fe	0,0050	Nb	0,0050	O	0,4005				
CHR1	Cr	0,2504	Al	0,0762	Fe	0,2985	Mg	0,0434	Ti	0,0054	V	0,0012
	Mn	0,0015	Ni	0,0012	Si	0,0011	O	0,3211				
NI	Ni	1,0000										
ZN	Zn	1,0000										
NB	Nb	1,0000										
CO	Co	1,0000										
V	V	1,0000										

**Tableau 3.** Comparaison des résultats d'analyse de triplicata du même cristal de grenat en utilisant le protocole pour éléments majeurs «SILPYROX» et le protocole pour éléments traces «DIAMOND».

«SILPYROX»							
OXYDES	ÉCHANTILLON			MOYENNE (% poids)	ÉCART- TYPE 95%	ERREUR %	MDL (wt. %)
	#3 PT1 (wt. %)	#3 PT2 (wt. %)	#3 PT3 (wt. %)				
Na <sub>2</sub> O	,01	,00	,00	,00	,00	282,84	,04
K <sub>2</sub> O	,02	,00	,01	,01	,02	184,52	,05
FeO	8,66	8,85	8,52	8,68	,27	3,10	,13
MgO	20,79	20,92	20,71	20,81	,18	,86	,04
SiO <sub>2</sub>	41,71	41,45	41,22	41,46	,39	,95	,02
CaO	4,68	4,70	4,68	4,69	,01	,30	,04
MnO	,35	,38	,28	,34	,09	25,53	,09
TiO <sub>2</sub>	,34	,32	,35	,34	,02	7,11	,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,01	,95	1,02	,99	,06	5,92	,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,92	22,72	22,61	22,75	,25	1,11	,02
NiO	,00	,00	,00	,00	,00	N/A	,13
TOTAL	100,50	100,30	99,40	100,07	,95	,95	N/A

«DIAMOND»							
OXYDES	ÉCHANTILLON			MOYENNE (% poids)	ÉCART- TYPE 95%	ERREUR %	MDL (wt. %)
	#3 PT1 (wt. %)	#3 PT2 (wt. %)	#3 PT3 (wt. %)				
Na <sub>2</sub> O	,03	,04	,03	,033	,004	13,09	,004
K <sub>2</sub> O	,00	,01	,01	,005	,007	141,42	,008
FeO	8,65	8,71	8,69	8,683	,049	,56	,014
MgO	20,60	20,63	20,70	20,645	,085	,41	,009
SiO <sub>2</sub>	41,39	41,43	41,12	41,312	,274	,66	,008
CaO	4,63	4,64	4,60	4,624	,031	,67	,007
MnO	,34	,36	,35	,350	,019	5,38	,015
TiO <sub>2</sub>	,33	,34	,33	,331	,010	2,98	,010
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,01	,99	,99	,998	,013	1,33	,009
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,45	22,44	22,53	22,475	,083	,37	,008
NiO	,01	,01	,02	,015	,004	28,80	,005
ZnO	,01	,00	,02	,010	,017	172,05	,023
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	,07	,00	,02	,029	,058	198,42	,036
CoO	,02	,01	,01	,013	,008	62,81	,013
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	,04	,04	,05	,042	,012	29,93	,031
TOTAL	99,57	99,64	99,48	99,564	,125	,13	N/A

N/A = non applicable.  
MDL = Limite de détection minimale calculée par la méthode traitée par Harris (1990).

## *Exploration du diamant*

Il est bien connu que des minéraux tels que le grenat et la chromite, lorsque associés à des kimberlites diamantifères, possèdent des caractéristiques chimiques particulières (Griffin et Ryan, 1995; Gurney et Zweistra, 1995). Pour l'étude de minéraux indicateurs (Ward et al., 1996; Garrett et Thorleifson, 1996; McClenaghan, 1996), on prépare des blocs polis de minéraux choisis à la main tels que l'ilménite, le spinelle, le pyroxène et le grenat. Chaque bloc peut renfermer plusieurs centaines de grains, et la réalisation d'un projet entier peut comporter l'étude de plusieurs milliers de grains nécessitant des centaines d'heures de travaux à la microsonde. Aussi, pour venir à bout d'une telle tâche le plus rapidement possible, il faut avoir recours à certains compromis.

On a développé à la CGC des supports d'échantillon spéciaux pour pouvoir installer des lames minces polies et des blocs polis dans le MEB (Walker et LeCheminant, 1989). Au moyen de celui-ci, on élabore des images électroniques rétrodiffusées (IERD) de faible grossissement, images qui servent ensuite de cartes au moment de la sélection des grains pour l'analyse à la microsonde. La localisation de chaque grain est déterminée « hors ligne » au moyen d'une platine commandée par ordinateur et montée sur un microscope optique; ses coordonnées sont ensuite communiquées à l'ordinateur commandant la microsonde. Un opérateur expérimenté peut traiter jusqu'à 700 points par heure.

Pour réduire le temps d'analyse, il faut opérer des choix judicieux quant aux éléments à analyser et aux niveaux de détection requis. Il est possible d'analyser chaque grain pour les éléments majeurs et traces, mais cette procédure prendrait au moins deux fois plus de temps que celle que nous recommandons. Nous suggérons de faire au départ usage, et cela pour chaque grain, du dispositif optimal pour l'analyse des éléments majeurs. Les résultats ainsi obtenus peuvent alors être traités de manière à permettre l'identification des minéraux indicateurs potentiels. Pour pouvoir distinguer parmi un vaste ensemble de données les compositions indicatrices de la présence de diamants il faut trier les données selon de multiples critères. Les résultats sont d'abord incorporés à un programme de base de données, après quoi des critères sont arrêtés pour trier les données en groupes de minéraux, par exemple le grenat et le pyroxène. On calcule ensuite la composition stoechiométrique des minéraux, ce qui permet de sous-diviser les minéraux de chaque groupe en espèces minérales. Un programme nommé « MINREP » (Pringle, 1995) a été élaboré dans le but de calculer les compositions stoechiométriques et les pourcentages en

pourcentage des termes extrêmes (tableau 4). Ces données sont ensuite réintroduites dans la base de données et des critères sont définis pour identifier et grouper les grains indicateurs potentiels. Dans de nombreux cas des déterminations des éléments traces sont alors nécessaires pour confirmer la valeur des grains comme indicateurs. Ceux-ci sont alors analysés de nouveau dans des conditions optimales pour les éléments traces.

À ce stade de l'analyse, un seul point analytique aura été examiné, en général au centre de chaque grain; or plusieurs facteurs peuvent rendre les analyses non représentatives. Étant donné qu'en général seul un petit nombre de grains auront été identifiés comme indicateurs, il est préférable d'examiner l'IERD de chaque grain pour s'assurer qu'elle a été correctement identifiée et que l'analyse n'a pas été effectuée sur un grain zoné ou polyminéral ou faussée par une limite de grain, une mauvaise préparation de l'échantillon ou la présence d'une inclusion. Lorsque le géologue est satisfait de l'identité et de la qualité du grain, celui-ci peut être analysé de nouveau pour les éléments majeurs et traces dans des conditions analytiques optimales, et cela en plusieurs points si nécessaire.

## *Études pétrogénétiques*

On emploie généralement des lames minces polies pour l'étude pétrogénétique des kimberlites (Kjarsgaard, 1996), mais lorsque le géologue s'intéresse à un minéral particulier comme le grenat ou la chromite il peut préparer une monture à grain poli à partir d'un concentré minéral. On procède alors à une étude pétrographique approfondie au moyen d'un microscope optique avant d'examiner l'échantillon au MEB. Des analyses qualitatives au MEB complètent les identifications minérales réalisées au microscope pétrographique, car une classification adéquate de nombreuses kimberlites et roches associées nécessite l'identification précise des minéraux mineurs, à grain fin ou matriciels altérés (Mitchell, 1995).

Le MEB possède des capacités de visualisation plus perfectionnées que la microsonde, notamment sous faible et fort grossissement. On peut utiliser les IERD comme cartes pour la sélection des cibles ponctuelles d'analyse quantitative; si l'IERD fait apparaître une zonalité complexe elle peut être employée pour sélectionner les points à analyser afin de pouvoir déterminer la composition de ces zones. Une fois l'échantillon soigneusement examiné au MEB, on peut procéder à une analyse quantitative à la microsonde sur des minéraux sélectionnés. Étant donné qu'une étude pétrogénétique nécessite moins d'analyses qu'un projet

**Tableau 4.** Calcul des analyses à la microsonde de la composition stoéchiométrique du minéral ainsi que du pourcentage en poids et du pourcentage moléculaire des termes extrêmes. À noter que les valeurs de FeO et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ont été calculées à partir du Fe total analysé, proportionné par la composition stoéchiométrique.

«SILPYROX»				
Oxydes	% poids	Nombre d'ions basés sur 24 O		
SiO <sub>2</sub>	41,46	Si	5,875	} 5,911
TiO <sub>2</sub>	,34	Ti	,036	
			,000	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,75	Al	3,799	} 4,179
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	,99	Cr	,111	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,52	Fe <sup>3+</sup>	,269	} 5,910
FeO	6,41	Fe <sup>2+</sup>	,760	
MgO	20,81	Mg	4,395	} 5,910
MnO	,34	Mn	,041	
CaO	4,69	Ca	,712	
Na <sub>2</sub> O	,00	Na	,000	
K <sub>2</sub> O	,01	K	,002	
<b>TOTAL</b>	<b>100,32</b>			<b>16,000</b>

<i>Termes extrêmes du garnet</i>		
	% poids	% moléculaire
Almandin	14,81	12,86
Andradite	8,03	6,83
Grossulaire	2,50	2,40
Pyrope	69,37	74,39
Spessartine	,79	,69
Uvarovite	3,26	2,82
<b>TOTAL</b>	<b>98,77</b>	<b>99,99</b>

«DIAMOND»				
Oxydes	% poids	Nombre d'ions basés sur 24 O		
SiO <sub>2</sub>	41,312	Si	5,892	} 5,927
TiO <sub>2</sub>	,331	Ti	,035	
			,000	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,475	Al	3,778	} 4,157
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	,998	Cr	,113	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,474	Fe <sup>3+</sup>	,266	} 5,917
FeO	6,457	Fe <sup>2+</sup>	,770	
MgO	20,645	Mg	4,388	} 5,917
MnO	,350	Mn	,042	
CaO	4,624	Ca	,707	
Na <sub>2</sub> O	,033	Na	,009	
K <sub>2</sub> O	,005	K	,001	
<b>TOTAL</b>	<b>99,704</b>			<b>16,001</b>

<i>Termes extrêmes du garnet</i>		
	% poids	% moléculaire
Almandin	14,91	13,04
Andradite	7,89	6,75
Grossulaire	2,43	2,34
Pyrope	68,82	74,28
Spessartine	,81	,71
Uvarovite	3,30	2,872
<b>TOTAL</b>	<b>98,15</b>	<b>99,99</b>

d'étude des minéraux indicateurs de till, les contraintes temporelles différeront dans les deux cas. La sélection des matériaux à analyser sera plus rigoureuse et le protocole analytique pour chaque examen plus complet que pour un tel projet. Ainsi, l'analyse des éléments majeurs et traces pourra être réalisée simultanément au moyen de protocoles analytiques plus complexes et à temps d'exécution plus long. Selon la nature de l'étude, la sélection des points à analyser peut se faire « hors ligne » ou de manière interactive. Les résultats de l'étude sont traités au moyen du programme « MINREP » et ensuite digitalisés afin d'alimenter les programmes de calcul de paramètres tels que la pression et la température de formation des minéraux.

## CONCLUSIONS

Le microscope électronique à balayage et la microsonde électronique, lorsque utilisés en combinaison, fournissent un puissant outil pour la caractérisation des paragenèses minérales et la détermination des compositions chimiques. Afin d'optimiser les résultats obtenus à la microsonde, ses modalités de fonctionnement doivent être adaptées au problème considéré. Il est essentiel de consulter un opérateur de microsonde expérimenté lorsqu'il s'agit de concevoir les protocoles d'étude, et de comprendre les contraintes analytiques inhérentes aux résultats lorsqu'il s'agit d'interpréter ou de comparer les données fournies par la microsonde, notamment si des analyses d'éléments traces sont en cause.

## RÉFÉRENCES

### **DiLabio, R.N. W.**

1996: Partie 2: Exploratoire du diamant dans les terrains englacés - Introduction; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 193-195.

### **Garrett, R.G. et Thorleifson, L.H.**

1996: Minéraux indicateurs de la kimberlite et reconnaissance géochimique du sol dans la région des Prairies canadiennes; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 211-218.

### **Gurney, J.J. and Zweistra, P.**

1995: The interpretation of the major element compositions of mantle minerals in diamond exploration; Journal of Geochemical Exploration, v.53, p. 293-309.

### **Griffin, W.L. and Ryan, C.G.**

1995: Trace elements in indicator minerals: area selection and target evaluation in diamond exploration; Journal of Geochemical Exploration, v.53, p. 311-337.

### **Harris, D.C.**

1990: Electron microprobe analysis; in Short Course on Advanced Microscopic Studies of Ore Minerals, J.L. Jambor and D.J. Vaughan (ed.); Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 17, p. 319-339.

### **Kjarsgaard, B.A.**

1996: Le champ kimberlitique de l'île Somerset, District de Franklin, Territoires du Nord-Ouest; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 61-66.

### **McClenaghan, M. B.**

1996: Géochimie et minéralogie (minéraux indicateurs) des dépôts d'origine glaciaire sus-jacents à des kimberlites à Kirkland Lake (Ontario); dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 219-224.

### **Mitchell, R.H.**

1995: The role of petrography and lithogeochemistry in exploration for diamondiferous rocks; Journal of Geochemical Exploration, v. 53, p. 339-350.

### **Pringle, G.J.**

1995: MINREP, Mineral Report Writer; Geological Survey of Canada Open File 2596.

### **Walker, D.A. and LeCheminant G. M.**

1989: An integrated image and X-ray analysis system: description and techniques in a multiple use laboratory; in Short Course on Image Analysis Applied to Mineral Sciences, W. Petruk (ed.); Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 16, p. 43-55.

### **Ward, B.C., Dredge, L.A., Kerr, D.E. et Kjarsgaard, I.M.**

1996: Minéraux indicateurs de la kimberlite dans les dépôts glaciaires, région du lac de Gras, T.N.-O.; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 197-201.



# Kimberlites de la Province des Esclaves

B.A. Kjarsgaard

*Kjarsgaard, B.A., 1996: Kimberlites de la Province des Esclaves; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 55-60.*

---

## INTRODUCTION

En septembre 1991 a été découverte la première kimberlite de la Province structurale des Esclaves, dans la région du lac de Gras (figure 1). Cette découverte est le point culminant de recherches s'étalant sur une décennie, au cours desquelles la trace de minéraux indicateurs de kimberlites a été suivie en amont-glaciaire dans les eskers principaux dans le but de délimiter des zones prometteuses. La découverte a déclenché une ruée de jalonnements, dont on dit qu'elle est la plus importante de l'histoire du Canada. On dénombre présentement 75 pipes kimberlitiques confirmés (les rumeurs veulent qu'il en existe 100), dont 35 sont diamantifères (Schiller, 1994). L'emplacement d'un certain nombre de ces pipes est illustrée à la figure 2, qui montre également que la plupart de ces pipes sont situés dans les parties centrale et méridionale de la Province des Esclaves. L'exploration se poursuit dans la plus grande partie de la région; les échantillonnages récents de minéraux indicateurs dans du till indiquent qu'il existe un fort potentiel de découverte de kimberlites dans la partie nord de la Province des Esclaves (p. ex. dans la région de Coppermine; Jennings et Barker, 1995).

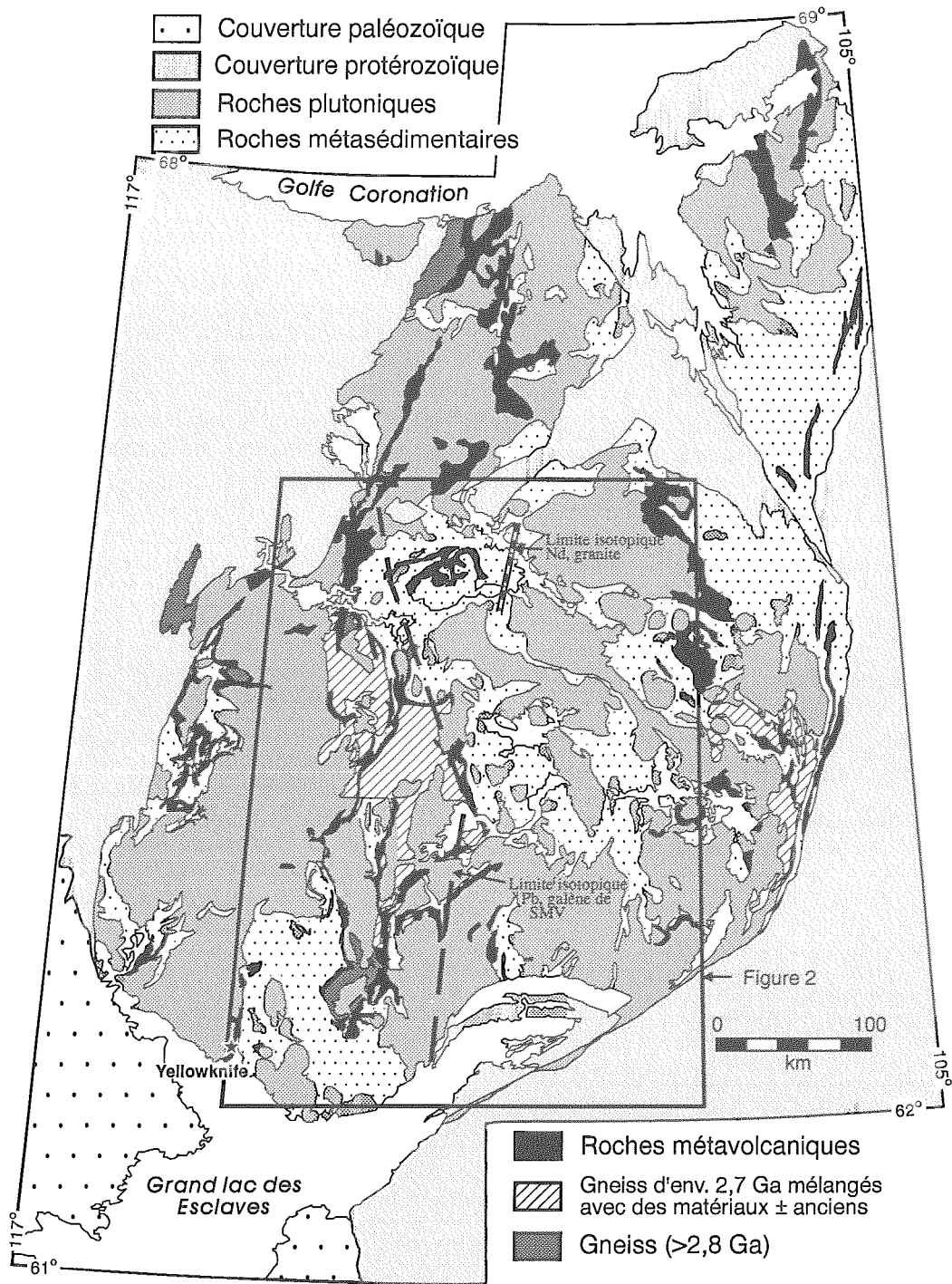
## GÉOLOGIE DE LA PROVINCE ARCHÉENNE DES ESCLAVES

La Province archéenne des Esclaves a fait l'objet de travaux intensifs de cartographie du substratum rocheux et d'études scientifiques sur des sujets connexes. Son évolution tectonomagmatique globale reste toutefois controversée, comme en témoignent les divergences entre les modèles intracratoniques de Henderson (1981), Thompson (1989) ou Padgham (1992) et les modèles du type subduction de Fyson et Helmstaedt (1988), King et al. (1992) ou Kusky (1991). Pour mieux comprendre le tectonomagmatisme de la Province des Esclaves, il est nécessaire d'obtenir des données supplémentaires sur la chronologie absolue du métamorphisme et des déformations. Comme c'est généralement le cas parmi les cratons archéens, on rencontre au sein de la Province des Esclaves des roches de lithologie et d'âge fort différents.

En surface, 65 % des roches sont granitoïdes et 35 % supracrustales (Fyson et Padgham, 1993). Cependant, des granitoïdes de l'Archéen tardif occupent plus de la moitié de la surface (2,70 à 2,55 Ga; van Breemen et al., 1992; Davis et al., 1994). La plupart des roches supracrustales datent de 2,715 à 2,655 Ga, bien qu'il existe également des roches plus anciennes (3,15 Ga) et plus jeunes (< 2,615 Ga) (Villeneuve et van Breemen, 1995). Les études isotopiques (Nd : Davis et Hegner, 1992; Pb : Thorpe et al., 1992; Davis et al., sous presse) incitent à penser que la Province des Esclaves peut se subdiviser en deux domaines (figure 1). Dans la partie occidentale, qui renferme des boutonnières de gneiss, de granitoïdes et de roches supracrustales âgées de 4,0 à 2,8 Ga, les granitoïdes de l'Archéen tardif contiennent un mélange de composantes juvéniles (Archéen tardif; < 2,7 Ga) et recyclées (Archéen précoce à moyen). Cependant, les granitoïdes de l'Archéen tardif (< 2,7 Ga) de la moitié orientale possèdent des signatures isotopiques représentatives d'âges d'extraction mantellique juvénile (< 2,8 Ga). Or de nouvelles données isotopiques au Pb (Davis et al., sous presse) donnent à penser qu'il est peut-être plus utile d'envisager la Province des Esclaves en termes de régions multiples (figure 1). Le magmatisme post-archéen de la Province des Esclaves se limite à un volcanisme intraplaque continental alcalin réduit (p. ex. au complexe de Big Spruce Lake; Currie, 1976) et à l'injection d'essaims de dykes de diabase (LeCheminant et al., 1995). On n'a constaté aucune relation entre la répartition des kimberlites et la géologie du socle précambrien; des kimberlites ont été observées à la fois dans les domaines occidental et oriental de la Province des Esclaves (figure 2).

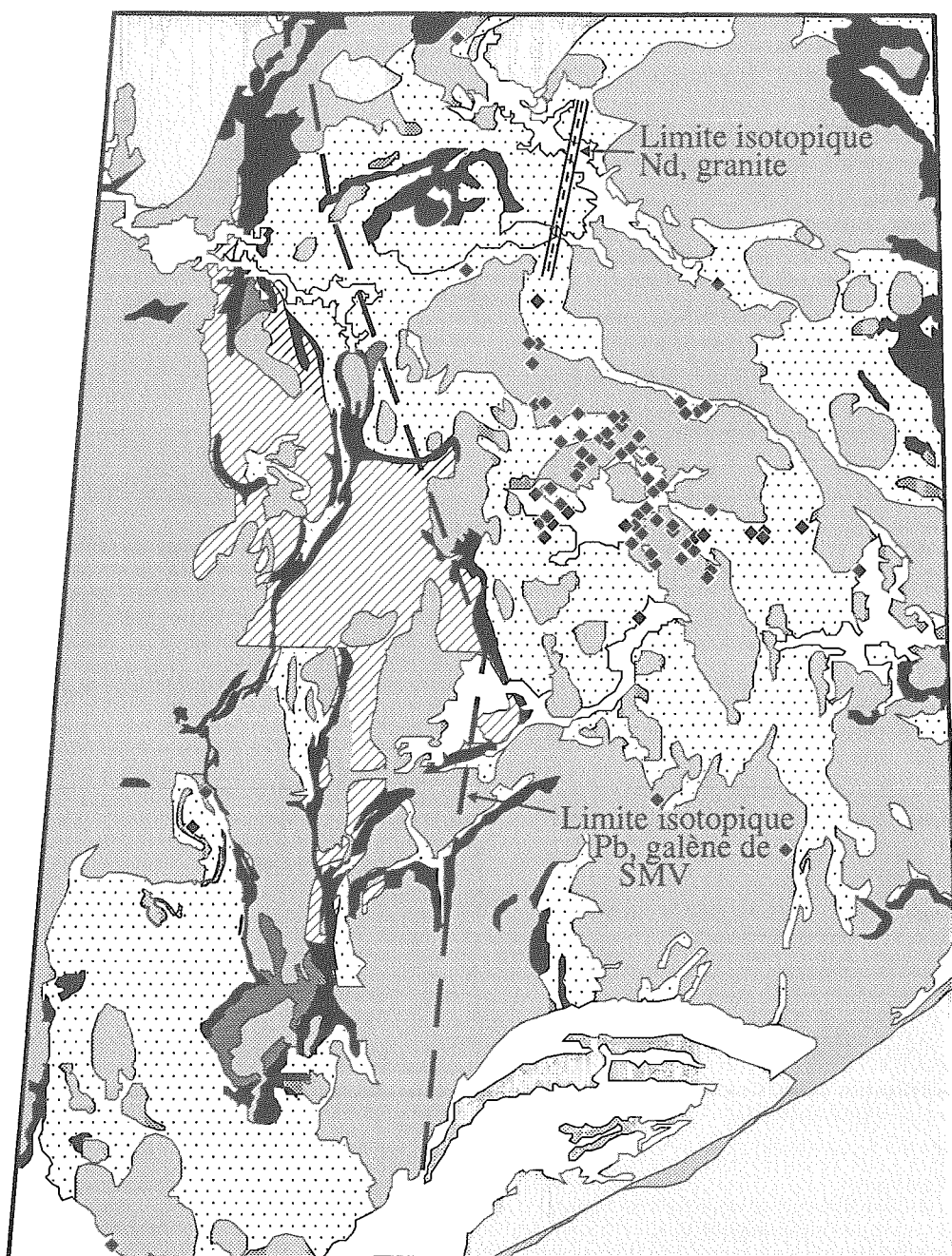
## GÉOLOGIE DES KIMBERLITES

Peu d'informations ont été publiées sur les pipes kimberlitiques de la Province des Esclaves. Les kimberlites de la région du lac de Gras forment des diatrèmes typiques en forme de carotte identiques à ceux d'Afrique du Sud (M. Kirkley, allocution, Forum de géosciences, Yellowknife, décembre 1994), à contacts abrupts ( $\approx 80^\circ$ ) avec la roche encaissante. Des kimberlites des faciès cratère, diatrème et hypabyssal ont



**Figure 1.** Géologie simplifiée de la Province des Esclaves. Le trait épais étiqueté « Pb » correspond à la droite des isotopes du Pb de Thorpe et al. (1992), qui subdivise la Province des Esclaves en domaines oriental et occidental. Le trait étiqueté « Nd » correspond à la droite isotopique du Nd de Davis et Hegner (1992). Le médaillon correspond à la région agrandie de la figure 2.





*Figure 2. Répartition des kimberlites dans la Province des Esclaves. La localisation des kimberlites est tirée de Pell (1995).*

été identifiées. Même si les pipes de la région du lac de Gras ont une géométrie semblable aux diatrèmes d'Afrique du Sud, la plupart des pipes découverts à ce jour sont relativement petits, leur superficie étant inférieure à 10 ha (M. Kirkley, op. cit.). Ces petits pipes (figure 3; Kjarsgaard, 1996, le présent volume) sont toutefois très semblables à un certain nombre de pipes rentables de Yakoutie. Les travaux de cartographie du substratum rocheux de la région du lac de Gras par la Commission géologique du Canada (Kjarsgaard et Wyllie, 1993, 1994; Kjarsgaard et al., 1994a,b) ont permis la découverte de deux kimberlites jusque là inconnues au nord du lac Paul. On connaît actuellement deux dates de mise en place des pipes kimberlitiques dans la région du lac de Gras : crétacée (73 à 75 Ma, pérovskite à l'U-Pb; L. Heaman, comm. pers., 1995) pour le pipe C-13, et éocène ( $52 \pm 1,2$  Ma, isochrone phlogopite/roche totale au Rb-Sr) pour un pipe non spécifié sur la propriété de BHP/Dia Met (Northern Miner, 1993). Davis et Kjarsgaard (données non publiées) ont attribué un âge lutétien (Éocène moyen) par la méthode Rb-Sr (deux extraits de phlogopite plus roche totale) à une kimberlite sur la propriété de BHP/Dia Met.

La répartition des pipes kimberlitiques dans la partie centrale de la Province des Esclaves (figure 2) est semblable à celle observée dans d'autres champs de kimberlite, c'est-à-dire que tous les pipes suivent une direction principale (NMW), les grappes de pipes étant orthogonales par rapport à la direction principale (NNE et ENE). Les datations de kimberlites de la Province des Esclaves illustrent qu'il y a au moins trois périodes distinctes de mise en place (Ordovicien, Crétacé et Éocène). Kjarsgaard et Heaman (1995) ont noté que les kimberlites du centre de la Province des Esclaves forment un champ du type 3 (soit des champs de kimberlite d'âges différents dans la même région; Mitchell, 1986), phénomène également observé en Yakoutie et en Afrique du Sud (deux régions remarquables pour la teneur rentable des pipes kimberlitiques).

Les études sur les concentrés de minéraux lourds dans les tills (p. ex. Ward et al., 1996) dans la région du lac de Gras concordent avec les occurrences de macrocristaux observées dans les kimberlites (Kjarsgaard, 1996). Les études pétrographiques (B.A. Kjarsgaard, données non publiées) indiquent que les diatrèmes examinés renferment des assemblages pétrographiques représentatifs de ceux des kimberlites (deux générations d'olivine et de phlogopite, monticellite, serpentine, calcite, pérovskite, spinelle, apatite et mica kinoshitalite matriciels). Les données géochimiques pour la roche totale sur les éléments majeurs et traces (B.A. Kjarsgaard, données non publiées) d'un certain nombre

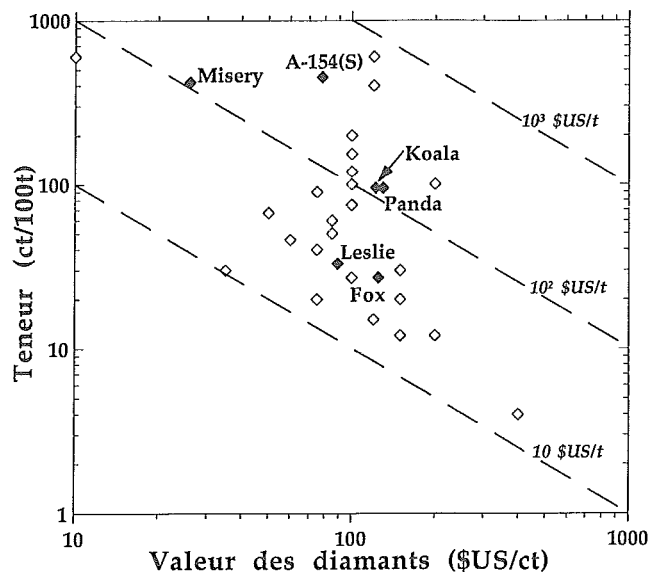


Figure 3. Valeur du minerai des kimberlites (\$US/t), calculée comme le produit de la teneur (ct/100t) par la valeur des diamants (\$US/ct), de pipes kimberlitiques rentables dans le monde (losanges vides; données tirées de Janse, 1993), comparée à celle des pipes des Territoires du Nord-Ouest (losanges pleins; données tirées de divers communiqués de presse).

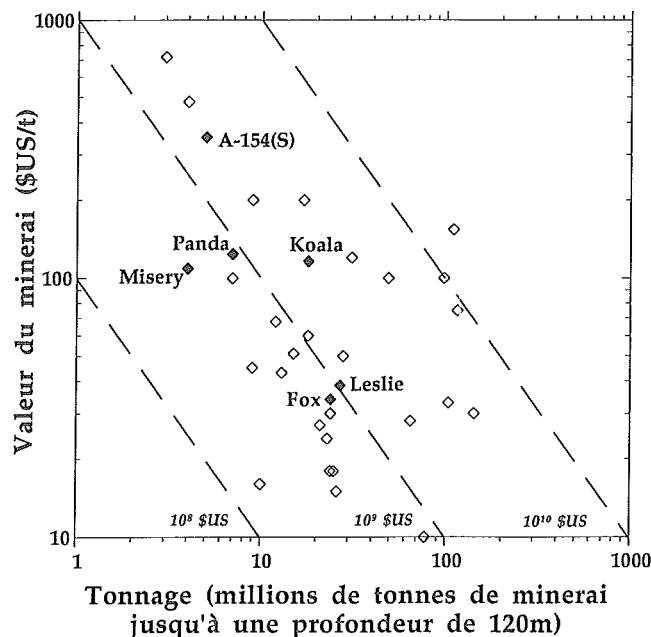


Figure 4. « Valeur in situ de pipes kimberlitiques » (en \$US) jusqu'à une profondeur de 120 m, telle que déterminée par le produit de la taille du gisement (Mt jusqu'à une profondeur de 120 m) et de la valeur moyenne par tonne (\$US/t), de divers pipes kimberlitiques rentables dans le monde (losanges vides; données tirées de Janse, 1993), comparée à celle de pipes des Territoires du Nord-Ouest (losanges pleins; valeur du minerai tirée de la figure 3; tonnage jusqu'à une profondeur de 120 m estimé par l'auteur).

de kimberlites de la région du lac de Gras de même que les études isotopiques sur le Sr (W.J. Davis et B.A. Kjarsgaard, données non publiées) sont également compatibles avec une signature kimberlitique.

## POTENTIEL ÉCONOMIQUE

On a entrepris l'évaluation économique (au moyen de petits échantillons en vrac > 10 t) d'un certain nombre de pipes kimberlitiques de la région du lac de Gras. Parmi ces derniers, un certain nombre ont subi un échantillonnage en vrac ultérieur (> 100t). Les parcelles diamantifères des kimberlites de la propriété BHP/Dia Met ayant subi un échantillonnage en vrac ou en demi-*vrac* renferment de 6 à 33 % de pierres de la qualité de gemmes, dont la valeur varie de 26 à 130 \$US/ct. La taille de certaines de ces pierres se situe dans l'intervalle 1 à 3 carats, constatation prometteuse compte tenu du fait que les échantillons ne sont pas particulièrement massifs. Les données tirées des échantillons en vrac sont représentées à la figure 3 en termes de teneur (c/100t) versus valeur de la gemme (\$US/ct), ce qui donne la valeur du minerai en \$US/t. À la figure 4, la valeur du minerai a été tracée versus le tonnage du minerai jusqu'à une profondeur de 120 m (selon la taille estimée du pipe en ha), fournissant ainsi une valeur « in situ » en \$US jusqu'à une profondeur de 120 m. Il ressort clairement des figures 3 et 4 que cinq pipes de la propriété de BHP/Dia Met sont comparables aux kimberlites exploitées dans le monde. Il convient de noter en outre que la très haute teneur (450ct/100t) et que la valeur moyenne par carats élevée (54\$US/ct) du pipe Aber/Kennecott A-154 (S) sont également comparables à celles des kimberlites exploitées dans le monde.

## RÉFÉRENCES

- Currie, K.L.**  
1976: The alkaline rocks of Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 239, 225 p.
- Davis, W.J. and Hegner, E.**  
1992: Neodymium isotopic evidence for the tectonic assembly of Late Archean crust in the Slave Province, northwest Canada; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 111, p. 493-504.
- Davis, W.J. Fryer, B.J., and King, J.E.**  
1994: Geochemistry and evolution of Late Archean plutonism and its significance to the tectonic development of the Slave craton; *Precambrian Research*, v. 67, p. 207-241.
- Davis W.J., Garipey, C., and van Breemen, O.**  
1996: Lead isotopic composition of Late Archean granites from the Slave Province, Canada; *Chemical Geology* (in press).
- Fyson, W.K. and Helmstaedt, H.H.**  
1988: Structural patterns and tectonic evolution of supracrustal domains in the Archean Slave Province, Canada; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 25, p. 301-315.
- Fyson, W.K. and Padgham, W.A.**  
1993: Geology of the Slave Structural Province; EGS 1993-08, NWT Geological Mapping Division, Department of Indian Affairs and Northern Development, 1 map with marginal notes (1:1 000 000 scale)..
- Henderson, J.B.**  
1970: Stratigraphy of the Yellowknife Supergroup, Yellowknife Bay-Prosperous Lake area, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 70-26, 12 p.  
1981: Archean basin evolution in the Slave Province, Canada; *in* Plate Tectonics in the Precambrian, A. Kroner (ed.); Elsevier, Amsterdam, p. 213-235.
- Janse, A.J.A.**  
1993: The aims and economic parameters of diamond exploration; *in* Diamonds: Exploration, Sampling and Evaluation, P.A. Sheahan and A. Chater (ed.); Short Course Proceedings, Prospectors and Developers Association of Canada, Toronto, p. 173-184.
- Jennings, C.M.H. and Barker, L.**  
1995: Three steps forward, one step back - update on diamond exploration in the Slave Province, Northwest Territories, Canada; Prospectors and Developers Association of Canada, 63<sup>rd</sup> Annual Meeting, Toronto, March 5 - 8, p. 59-60.
- Kjarsgaard, B.A.,**  
1996: Les kimberlites; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 29-38.
- Kjarsgaard, B.A. and Heaman, L.M.**  
1995: Distinct emplacement periods of Phanerozoic kimberlites in North America, and implications for the Slave Province; *in* Exploration Overview 1995, E.I. Igboji (comp.); NWT Geology Division, Department of Indian and Northern Affairs, Yellowknife, p. 3-22.
- Kjarsgaard, B.A. and Wyllie, R.J.S.**  
1993: Geology, Paul Lake area, Lac de Gras, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Open File 2739 (1:50 000 scale map).  
1994: Geology of Paul Lake area, Lac de Gras - Lac du Sauvage region of the central Slave Province, District of Mackenzie, Northwest Territories; *in* Current Research 1994-C, Geological Survey of Canada, p. 23-32.

**Kjarsgaard, B.A., Spark, R.N., and Jakop, Z.J.**

1994a: Preliminary Geology, Koala, 76D/10, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Open File 2966 (1:50 000 scale map).

**Kjarsgaard, B.A., Spark, R.N., and Jakop, Z.J.**

1994b: Preliminary Geology, Ursula Lake, 76D/16 Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Open File 2967 (1:50 000 scale map).

**King, J., Davis, W.J., and Relf, C.**

1992: Late Archean tectonomagmatic evolution of the central Slave Province, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, p. 2156-2170.

**Kusky, T.M.**

1991: Structural development of an Archean orogen, western Point Lake, Northwest Territories; Tectonics, v. 10, p. 820-841.

**Mitchell, R.H.**

1986: Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry, and Petrology; Plenum Press, New York, 442 p.

**LeCheminant, A.N. van Breemen, O., and Buchan, K.L.**

1995: Proterozoic dyke swarms, Lac de Gras - Aylmer Lake area, NWT: Regional distribution, ages and paleomagnetism; Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts, v. 20, p. 37.

**Northern Miner**

1993: BHP-Dia Met age date kimberlites; Northern Miner, v. 79, no. 29, p. 1.

**Padgham, W.A.**

1992: The Slave Structural Province, North America: a discussion of tectonic models; in The Archean: Terrains, Processes and Metallogeny, J.E. Glover and S.E. Ho (ed.); Geology Department (Key Centre) and University Extension, The University of Western Australia, Publication no. 22, p. 381-394.

**Pell, J.**

1995: N.W.T. kimberlite database; EGS 1995-02, NWT Geological Mapping Division, Department of Indian Affairs and Northern Development, one diskette.

**Schiller, E.A.**

1994: Success at Lac de Gras; Mining North, NWT Chamber of Mines, v. 3, no. 1, p. 21-29.

**Thompson, P.H.**

1989: An empirical model for metamorphic evolution of the Archean Slave Province and adjacent Thelon tectonic zone, northwestern Canadian Shield; in Evolution of Metamorphic Belts, J.S. Daly, R.A. Cliff and B.W. Yardley (ed.); Geological Society of London, Special Publication no. 43, p. 245-263.

**Thorpe, R.I. Cumming, G.L., and Mortenson, J.K.**

1992: A significant Pb isotopic boundary in the Slave Province and its relation to ancient basement in the Western Slave Province; in Project Summaries, Canada-Northwest Territories Mineral Development Agreement 1987-1991; D.G. Richardson and M. Irving (ed.); Geological Survey of Canada, Open File. 2484, p.179-184.

**van Breemen, O., Davis, W.J. and King, J.E.**

1992: Temporal distribution of granitoid rocks in the Archean Slave Province, northwest Canadian Shield; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, p. 2186-2199.

**Villeneuve, M. and van Breemen, O.**

1995: A Compilation of U-Pb age data from the Slave Province; Geological Survey of Canada, Open File no. 2972.

**Ward, B.C., Dredge, L.A., Kerr, D.E., and Kjarsgaard, I.M.**

1996: Minéraux indicateurs de la kimberlite dans les dépôts glaciaires, région du lac de Gras, T.N.-O.; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 197-201.

---

\* Contribution aux Mesures Canada-Territoires du Nord-Ouest relatives aux minéraux (1991-1996), mesures négociées en vertu de l'Entente de coopération Canada-Territoires du Nord-Ouest de développement économique.

\* Contribution au projet de la Province des Escalves du programme cartographie géoscientifique du Canada (CARTNAT).

# Le champ kimberlitique de l'île Somerset, District de Franklin, Territoires du Nord-Ouest

B.A. Kjarsgaard

*Kjarsgaard, B.A., 1996: Le champ kimberlitique de l'île Somerset, District de Franklin, Territoires du Nord-Ouest; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 61-66.*

## INTRODUCTION

Au début des années 60, on a constaté pour la première fois la présence sur l'île Somerset de brèches ignées d'affinité basique, au cours de travaux de cartographie du substratum rocheux de l'île (Blackadar et Christie, 1963; Blackadar, 1967). H. Neale a constaté pendant des travaux d'exploration ultérieurs que ces roches ressemblent à des kimberlites. Des études pétrographiques et minéralogiques réalisées par la suite par Mitchell et Fritz (1973) et par Clarke et Mitchell (1975) ont permis d'établir que le « diatrème » de Peuyuk est une authentique kimberlite. L'exploration de diamants par des sociétés privées au cours des années 70 a débouché sur la découverte d'autres kimberlites sur l'île Somerset (figure 1). Un échantillonnage en vrac réalisé à cette époque a permis l'extraction de cinq petits diamants (poids net, 0,297 ct) à partir d'un échantillon de 174,7 t (teneurs < 1 ct/100 t). De nouvelles recherches entreprises par des sociétés privées et de nouvelles études gouvernementales au cours des années 90 ont abouti à la découverte de nouvelles kimberlites sur l'île (Pell, 1993, 1995); on estime aujourd'hui que ce champ se prolonge plus loin vers l'est, suite à la découverte d'une kimberlite sur la péninsule Brodeur, en Terre de Baffin.

## ÂGE ET CADRE GÉOLOGIQUE

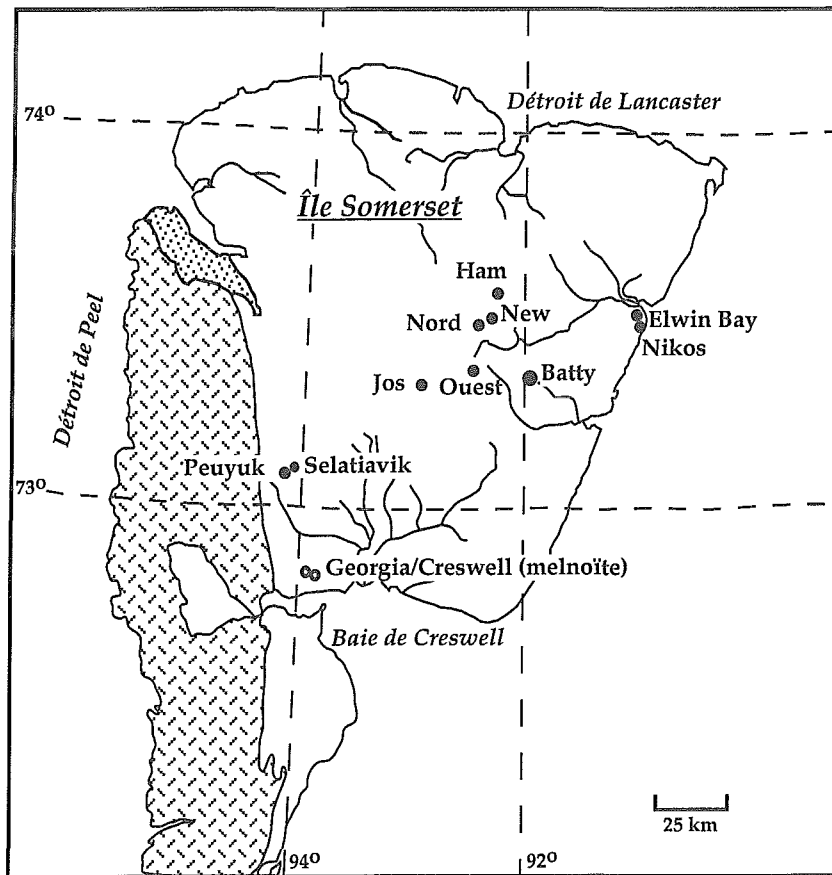
Les kimberlites de l'île Somerset forment une ceinture de direction approximativement nord-est (figure 1). La localisation du magmatisme kimberlitique semble avoir été contrôlée par trois ensembles de fractures distincts (de direction nord, nord-est et nord-ouest; Mitchell, 1975) qui se sont formés dans le socle précambrien à la suite de trois phases de plissement cornwallisien (Brown et al., 1969). Ces ensembles de fractures affleurent sous forme de grands linéaments dans les terranes précambriens de Boothia de la partie occidentale de l'île Somerset (Mitchell, 1975). Les datations radiométriques réalisées par Frisch et Hunt (1993) des roches du socle précambrien de l'île fournissent des âges variant de 2,48 à 1,71 Ga. Les âges modélisés au Nd, qui varient de 3,0

à 2,2 Ga, suggèrent la présence de roches et de croûte protérozoïques juvéniles incorporées à des matériaux archéens.

Des datations à l'U-Pb de pérovskites de la kimberlite de Ham et du pipe de Georgia ont fourni respectivement des âges créacés de 88 Ma (Heaman, 1989) et 195 Ma (Smith et al., 1989). Smith et al. (1989) ont également daté la kimberlite d'Elwin Bay au moyen de cette technique, mais l'âge interprété (27-36 Ma) a été considéré comme douteux. Smith (cité dans Smith et al., 1989) a déterminé un âge de 100 Ma (phlogopite Rb-Sr) pour la kimberlite de Batty Bay K10 (« Tunraq ») au moyen d'une fausse isochrone. Ces âges radiométriques sont compatibles avec l'intrusion par les kimberlites de roches de couverture paléozoïques (roches sédimentaires du Cambro-ordovicien au Silurien supérieur; Stewart, 1987).

## GÉOLOGIE DES KIMBERLITES

Des études minéralogiques détaillées ont été entreprises sur plusieurs des kimberlites de l'île Somerset par Mitchell et ses collaborateurs : Peuyuk, Mitchell et Fritz (1973), Clarke et Mitchell (1975), Mitchell et Clarke (1976); Elwin Bay, Mitchell (1978a); Tunraq, Mitchell, (1979); Jos, Mitchell et Meyer (1980); Ham, Jago et Mitchell (1985). Au cours de nouvelles études du champ kimberlitique de l'île Somerset entreprises en juillet 1990 par B.A. Kjarsgaard et T.D. Peterson, on a procédé à l'échantillonnage de tous les corps kimberlitiques connus (figure 1) de même qu'à une cartographie détaillée du complexe de Batty Bay (figure 2). À partir de ces travaux de terrain et d'études pétrographiques ultérieures, il est devenu apparent que les kimberlites de l'île Somerset consistent essentiellement en kimberlites du faciès hypabyssal (Kjarsgaard et Peterson, 1991). On trouve des dykes à Jos, Ham et Batty Bay et des fissures élargies à Ham, Nord, Ouest, Peuyuk, Elwin Bay et Batty Bay. On observe dans le pipe de Batty Bay de rares faciès de diatrème (à lapillis en pelotes) et faciès de transition hypabyssal/diatrème. Cela porte à croire que le niveau d'exposition actuel des pipes de l'île Somerset est le



**Figure 1.** Carte de localisation du champ kimberlitique de l'île Somerset. Géologie régionale d'après Stewart (1987) : blanc = couverture paléozoïque; pointillé = couverture néoprotérozoïque; hachures = socle précambrien. Localisations des pipes kimberlitiques tirées de Kjarsgaard et Peterson (1992); localisations des pipes Nikos et New tirées de Pell (1995). À noter que les pipes de Georgia et de Creswell ne sont pas des kimberlites (voir texte).

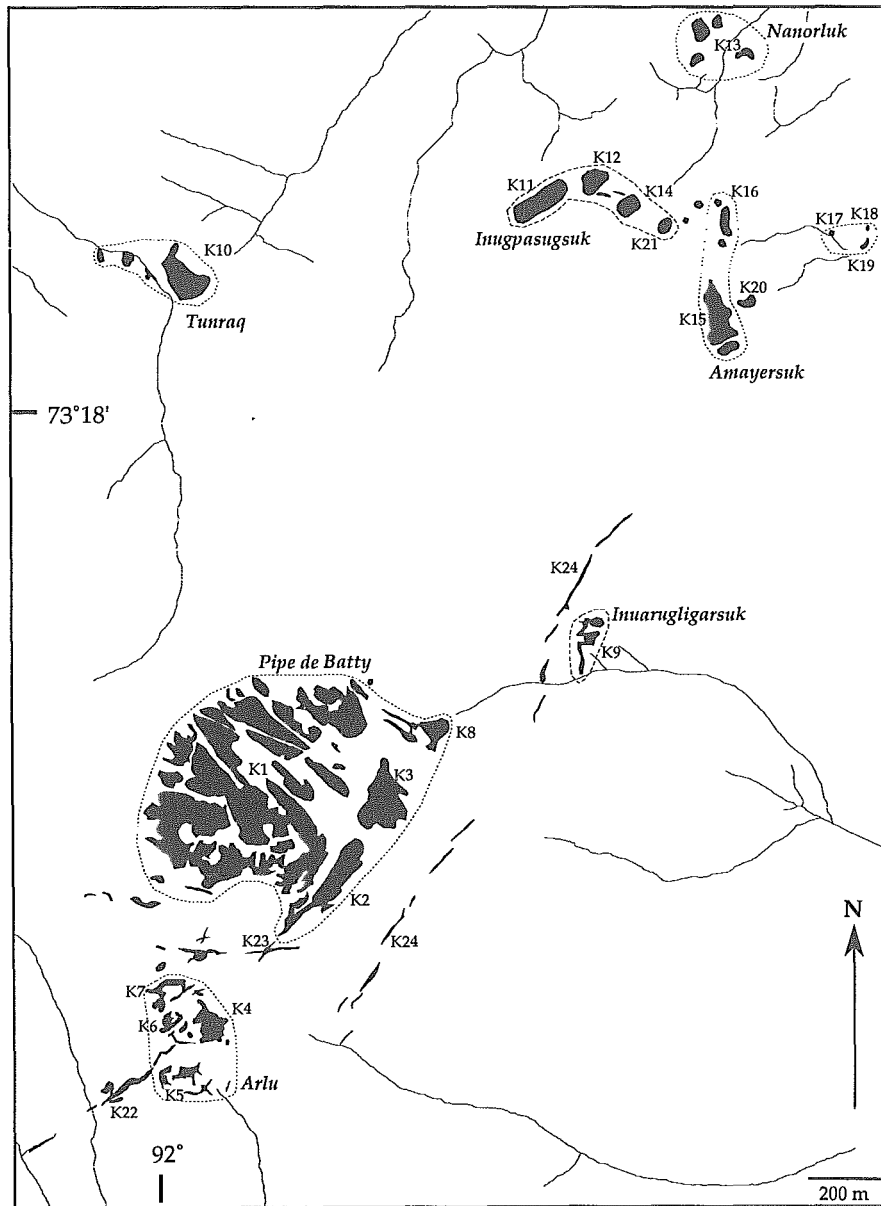
niveau radical des kimberlites (roches des faciès hypabyssal et de diatrème tout à fait inférieur; figure 3; Kjarsgaard, 1996, le présent volume). Une cartographie détaillée de l'expression de surface du pipe de Batty Bay a démontré qu'il est extrêmement irrégulier, car il comprend au moins sept types pétrographiques distincts de kimberlite. Cette constatation est compatible avec une morphologie de zone radicale (Mitchell, 1986).

La minéralogie (Mitchell et coll., voir plus haut; B.A. Kjarsgaard, données non publiées) et les motifs de zonalité des minéraux spécifiques sont représentatifs des kimberlites. Parmi les minéraux kimberlitiques observés figurent : deux générations d'olivine et de phlogopite, plus une matrice composée de serpentine, calcite  $\pm$  dolomite, spinelle, pérovskite et apatite,  $\pm$  mica phlogopite-kinoshitalite à Ba  $\pm$  monticellite  $\pm$  pyrite. La géochimie des éléments majeurs et traces pour la roche totale (Kjarsgaard, 1993 et données non publiées) des

kimberlites de l'île Somerset est représentative des kimberlites (Smith et al., 1985). Une partie des échantillons (riches en carbonates) présentent des signatures anormalement riches en éléments incompatibles, qu'on interprète comme la résultante d'un fractionnement. Des études faisant appel à la pétrographie, à la géochimie et à l'analyse de concentrés (Kjarsgaard, 1992) et portant sur des échantillons provenant de Creswell/Georgia empêchent de classer ces échantillons parmi les kimberlites, mais plutôt parmi les lamprophyres ultramafiques (melnoïtes)

### XÉNOLITES MANTELLIQUES

Des xénolites mantelliques ont été découverts dans un certain nombre de pipes de Somerset. Ces xénolites se composent pour l'essentiel de spinelle, spinelle + grenat et lherzolite à grenat; la dunité et la harzburgite à grenat



**Figure 2.** Carte détaillée de l'expression en surface du complexe de kimberlites de Batty Bay (zones en noir soutenu) (à partir des affleurements, des blocs soulevés par le gel et du régolithe). Adapté de Kjarsgaard et Peterson (1992). Les traits pointillés regroupent les kimberlites, selon la nomenclature de Mitchell (1976).

sont rares (Mitchell, 1987; Kjarsgaard et Peterson, 1992; Kjarsgaard, 1992). On trouve également des xénolites présentant une métasomatose cryptique (lherzolite à grenat riche en Ti) et modale (lherzolite à grenat à phlogopite et rutile). À ce jour on n'a fait état que d'un xénolithe éclogitique (Kjarsgaard, 1992). Selon la nomenclature texturale de Harte (1977), les xénolites de Somerset appartiennent pour la plupart aux types équidimensionnel grossier à tabulaire grossier, bien qu'on

trouve également des spécimens des types porphyroclastique, porphyroclastique en mosaïque et porphyroclastique disloqué.

Des études géothermobarométriques sur les xénolites ont été décrites par Mitchell (1977, 1978b, 1987), Jago et Mitchell (1987) et Kjarsgaard et Peterson (1992, figure 3). Mitchell (1987) a fait état de valeurs de P-T maximales de 39 kb à 1 146°C, donc à l'extérieur du

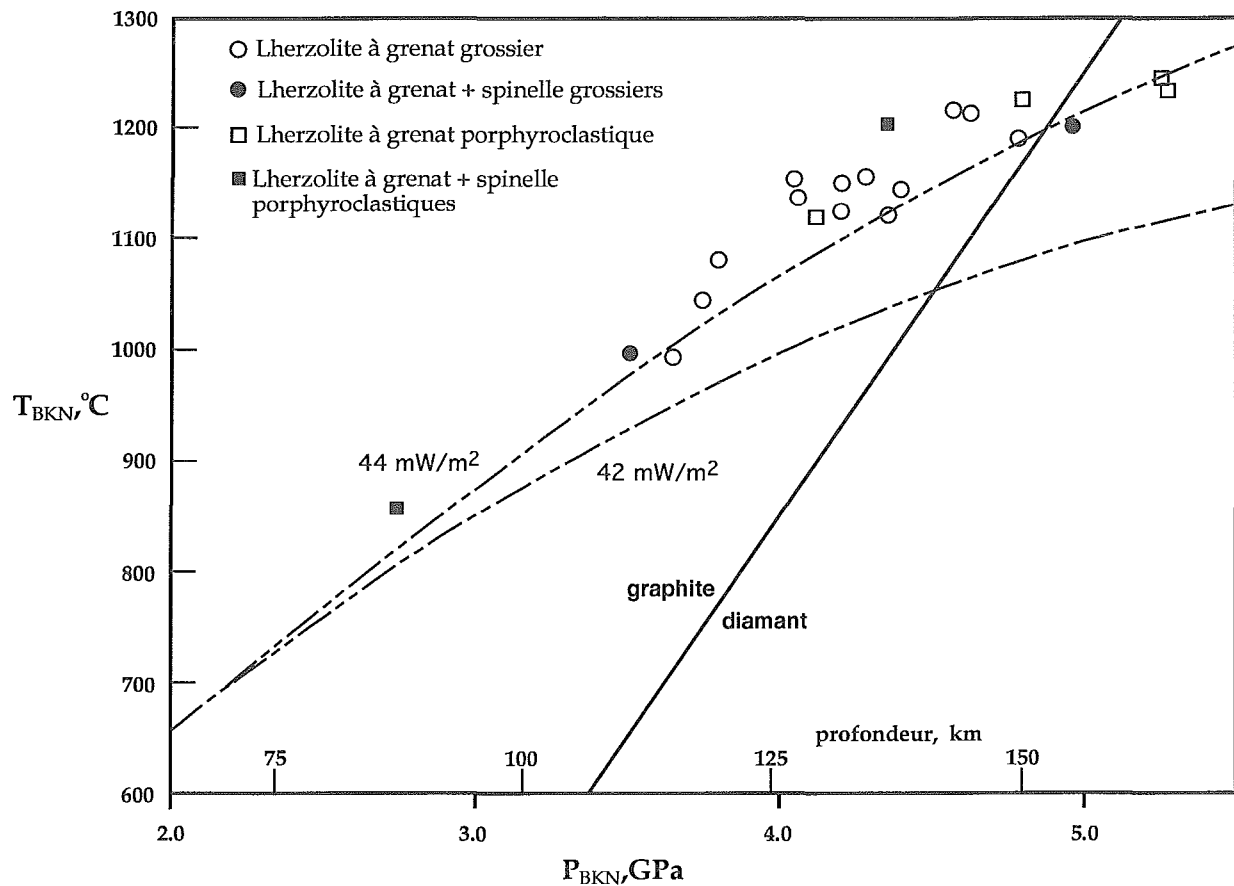


Figure 3. Pressions et températures d'équilibre des xénolites mantelliques des kimberlites de Batty Bay, illustrant un géotherme légèrement plus chaud que  $44 \text{ mW/m}^2$ . Adapté de Kjarsgaard et Peterson (1992).

champ de stabilité P-T du diamant. En revanche, Kjarsgaard et Peterson (1992) ont observé des xénolites de lherzolite à grenat provenant de profondeurs compatibles avec la stabilité des diamants (53 kb à  $1234 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Les données sur les xénolites dans l'espace P-T peuvent être interprétées de manière à définir un géotherme, comme l'ont proposé Mitchell (1987) et Kjarsgaard et Peterson (1992). Ces deux études concordent bien, aussi permettent-elles de supposer qu'en régime continu le paléogéotherme était légèrement supérieur à  $44 \text{ mW/m}^2$  (figure 3).

### CONCENTRÉS DE MINÉRAUX LOURDS

Des données sur les concentrés de minéraux lourds ont été fournies par Fipke (1989), Kjarsgaard (1992 et non publiées), Shulze (1993) et Gurney (cité dans Helmstaedt, 1993). Ces études font état de minéraux associés aux xénolites mantelliques et à la suite mégacrystalline. Les minéraux issus de xénolites proviennent essentiellement de lherzolites à spinelle et grenat. Les xénolites de dunités/harzburgites et

d'éclogites à grenat sont rares, ce qui concorde avec les données sur les concentrés de minéraux lourds et la rareté des diamants dans les kimberlites de l'île Somerset (Kjarsgaard, 1992).

### RÉFÉRENCES

#### Blackadar, R.G.

1967: Precambrian geology of Boothia Peninsula, Somerset Island, and Prince of Wales Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Bulletin 151, 62 p.

#### Blackadar, R.G. and Christie, R.L.

1963: Geological reconnaissance, Boothia Peninsula and Somerset, King William and Prince of Wales Islands, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 63-19, 15 p.

#### Brown, R.L., Dalziel, I.W.D., and Rust, B.

1969: The structure, metamorphism and development of the Boothia arch, Arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 525-534.



**Clarke, D.B. and Mitchell, R.H.**

1975: Mineralogy and petrology of the kimberlite from Somerset Island; *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 9, p. 123-135.

**Fipke, C. (ed.)**

1989: The development of advanced technology to distinguish between diamondiferous and barren diatremes; Geological Survey of Canada, Open File 2124 (Parts I, II & III), 1183p.

**Frisch, T. and Hunt, P.A.**

1993: Reconnaissance U-Pb geochronology of the crystalline core of the Boothia Uplift, District of Franklin, Northwest Territories; *in* Radiogenic Age and Isotopic studies: Report 7; Geological Survey of Canada Paper 93-2, p. 3-22.

**Harte, B.**

1977: Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths; *Journal of Geology*, v. 85, p. 279-288.

**Heaman, L. H.**

1989: The nature of the subcontinental mantle from Sr-Nd-Pb isotopic studies on kimberlitic perovskite; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 92, p. 323-334.

**Helmstaedt, H.H.**

1993: Natural diamond occurrences and tectonic setting of "primary" diamond deposits; *in* *Diamonds: Exploration, Sampling and Evaluation*, P.A. Sheahan and A. Chater (ed.); Short Course Proceedings, Prospectors and Developers Association of Canada, Toronto, p.1-72.

**Jago, B.C. and Mitchell, R.H.**

1985: Mineralogy and petrology of the Ham kimberlite, Somerset Island, Northwest Territories; *Canadian Mineralogist*, v. 25, p. 515-525.

1987: Ultrabasic xenoliths from the Ham kimberlite, Somerset Island, Northwest Territories; *Canadian Mineralogist*, v. 23, p. 619-624.

**Kjarsgaard, B. A.**

1992: Economic potential of Somerset Island, N.W.T. kimberlites; *in* *Exploration Overview 1992*, J. Brophy (compiler); NWT Geology Division, Department of Indian and Northern Affairs, Yellowknife, p. 33.

1993: Petrology of Somerset Island kimberlites; Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada Program with Abstracts, v. 18, p. A53.

1996: Les kimberlites; *dans* *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 29-38.

**Kjarsgaard, B. A. and Peterson, T.D.**

1991: Kimberlites of Somerset Island, District of Franklin, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Current Activities Forum, Program with Abstracts, p 11.

1992: Kimberlite-derived ultramafic xenoliths from the diamond stability field: a new Cretaceous geotherm for Somerset Island, Northwest Territories; *in* *Current Research, 1992-B*; Geological Survey of Canada, p. 1-6.

**Mitchell, R.H.**

1975: Geology, magnetic expression, and structural control of the central Somerset Island kimberlites; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 12, p. 757-764.

1976: Kimberlites of Somerset Island, District of Franklin; *in* *Current Research, Part A*, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 501-502.

1977: Ultramafic xenoliths from the Elwin Bay kimberlite: the first Canadian paleogeotherm; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 14, p. 1202-1210.

1978a: Mineralogy of the Elwin Bay kimberlite, Somerset Island, N.W.T., Canada; *American Mineralogist*, v. 63, no. 1-2, p. 47-57.

1978b: Garnet lherzolites from Somerset Island, Canada and aspects of the nature of perturbed geotherms; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 67, p. 341-347.

1979: Mineralogy of the Tunraq kimberlite, Somerset Island, N.W.T., Canada; *in* *Proceedings of the Second International Kimberlite Conference, Kimberlites, Diatremes and Diamonds: Their Geology, Petrology And Geochemistry* H.O.A. Meyer, and F.R. Boyd (ed.), v. 1; American Geophysical Union, Washington D.C., p. 161-171.

1986: *Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*; Plenum Press, New York, 442 p.

1987: Mantle-derived xenoliths in Canada; *in* *Mantle Xenoliths*, P.H. Nixon (ed.), J. Wiley and Sons, Toronto, p. 33-40.

**Mitchell, R.H. and Fritz, P.**

1973: Kimberlite from Somerset Island, District of Franklin, N.W.T.; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 10, p. 384-393.

**Mitchell, R.H. and Clarke, D.B.**

1976: Oxide and sulphide mineralogy of the Peuyuk kimberlite, Somerset Island, N.W.T., Canada; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 56, p. 163-172.

**Mitchell, R.H. and Meyer, H.O.A.**

1980: Mineralogy of micaceous kimberlite from the Jos dyke, Somerset Island, N.W.T.; Canadian Mineralogist, v. 18, p. 241-250.

**Pell, J.**

1993: New kimberlite discoveries on Somerset Island; in Exploration Overview 1993, S.P. Goff, S.P. (comp.); NWT Geology Division, Department of Indian and Northern Affairs, Yellowknife, p. 47.

**Pell, J.**

1995: N.W.T kimberlite database; EGS 1995-02, NWT Geological Mapping Division Department of Indian and Northern Development, Yellowknife, one diskette.

**Schulze, D.**

1993: Garnet xenocryst populations in North American kimberlites; in Diamonds: Exploration, Sampling and Evaluation, P.A. Sheahan and A. Chater (ed.); Short Course Proceedings, Prospectors and Developers Association of Canada, Toronto, p. 359-377.

**Smith, C.B., Gurney J.J., Skinner, E.M.W., Clement, C.R. and Ebrahim, N.**

1985: Geochemical character of Southern African kimberlites: a new approach based on isotopic constraints; Geological Society of South Africa, Transactions, v. 88, p. 267-280.

**Smith, C.B., Allsopp, H.L., Garvie, O.G., Kramers, J.D., Jackson, P.F.S. and Clement, C.R.**

1989: Note on the U-Pb perovskite method for dating kimberlites: examples from the Wesselton and DeBeers mines, South Africa, and Somerset Island, Canada; Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), v. 79, p. 137-145.

**Stewart, W.D.**

1987: Late Proterozoic to Early Tertiary Stratigraphy of Somerset Island and northern Boothia Peninsula, District of Franklin, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Paper 83-26, 78 p.

---

\* Contribution aux mesures Canada-Territoires du Nord-Ouest relatives aux minéraux (1991-1996), mesures négociées en vertu de l'Entente de coopération Canada/Territoires du Nord-Ouest de développement économique

# Kimberlites des Prairies

B.A. Kjarsgaard

*Kjarsgaard, B.A., 1996: Kimberlites des Prairies; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 67-72.*

## KIMBERLITES DE SASKATCHEWAN CENTRALE

En 1988 a été découverte la première kimberlitique de Saskatchewan, à Sturgeon Lake (pipe SL1; figure 1) à 50 km au nord-ouest de Prince Albert. Une deuxième kimberlite a été découverte en 1989, 15 km plus loin vers le nord-ouest (pipe SL2; figure 1). Aucun diamant n'a été observé au cours de l'échantillonnage en vrac préliminaire du corps SL1 (Letendre, 1989a), bien qu'on ait fait état de la présence de diamants dans le corps SL2.

La découverte de la kimberlite SL1 a stimulé l'exploration de pipes kimberlitiques en Saskatchewan centrale. Des terrains ont été ultérieurement jalonnés dans la région de Fort à la Corne (85 km à l'est de Prince Albert; figure 1) à la fin de l'été et en automne 1988, sur la base de levés aéromagnétiques déjà existants de la CGC (p. ex. carte de la CGC 7743G) et de levés géophysiques aéroportés et de terrain supplémentaires réalisés par des entreprises privées. Des forages réalisés au cours de l'été 1989 ont confirmé la présence de kimberlite dans la région de Fort à la Corne. Lehnert-Thiel et al. (1992) ont fourni un bref résumé des travaux d'exploration et de forage dans cette région jusqu'à 1991. Des travaux d'exploration plus récents à Fort à la Corne ont permis de délimiter un certain nombre de pipes dans des amas spatialement distincts au sein de ce champ kimberlitique. En 1994, on dénombrait 44 pipes confirmés (sondés) et plus de 30 cibles de forage définies géophysiquement (Scott-Smith et al., 1994). Les teneurs décrites en diamants des pipes kimberlitiques de Fort à la Corne varient de 0 à < 23 ct/100 t, à partir d'échantillons pesant < 10 t (Northern Miner, 1995).

La poursuite de l'exploration en Saskatchewan centrale a abouti à la découverte de cinq kimberlites au nord-est du lac Candle (figure 1). On ignore actuellement si cet amas de pipes constitue une extension du champ de Fort à la Corne ou s'il fait partie d'un champ kimberlitique distinct.

## *Géologie du socle*

Green et al. (1985) ont fourni au moyen de données géophysiques une interprétation géologique préliminaire du socle cristallin de la Saskatchewan centrale. Ils considèrent que le socle de la région de Fort à la Corne-Prince Albert-lac Candle constitue l'extension vers le sud du Domaine de Glennie (Green et al., 1985). Le Domaine de Glennie est une des subdivisions lithostratigraphiques de la zone interne (Reindeer) de l'orogène paléoprotérozoïque trans-hudsonien (Lewry et Collerson, 1990); il se caractérise par des successions (supracrustales) volcanogènes d'arc insulaire séparées par des granitoïdes remaniés et des gneiss granitoïdes (Van Schmus et al., 1987; McNichol et al., 1992). Toutefois, de rares gneiss interstratifiés archéens du socle (datés à > 2 800 et 2 500 Ma) se rencontrent dans des fenêtres tectoniques au sein de roches protérozoïques (Chiarenzelli, 1989). Les roches supracrustales se divisent en assemblages volcanogènes (volcanites, roches intrusives synvolcaniques, volcanoclastites et sédiments associés), arkosiques et pélitiques-semipélitiques. Des datations à l'U-Pb sur divers types de roches protérozoïques du Domaine de Glennie indiquent qu'il y a eu magmatisme au cours de l'intervalle 1 893 à 1 710 Ma (données résumées dans McNichol et al., 1992).

Collerson et al. (1988, 1989) ont fourni de nouvelles données isotopiques à partir d'échantillons de carottes de sondage de roches du socle en Saskatchewan centrale. Parmi les types de roches cristallines observés à Fort à la Corne figurent des formations ferrifères rubanées, des phyllites, des schistes et des orthogneiss et paragneiss, ce qui concorde avec les associations lithologiques connues qui ont été observées dans la partie exposée du Domaine de Glennie au nord. Actuellement, l'unique datation U-Pb (zircon) publiée est de  $1\ 786 \pm 4$  Ma sur un gneiss granulitique intermédiaire de subsurface au sud-est de Fort à la Corne (SASK-8; Collerson et al., 1988). Les âges déterminés par datations modélisées au Nd sur trois échantillons de subsurface du Domaine de Glennie en Saskatchewan centrale sont de 3,12, 2,98 et 2,35 Ga (Collerson et al., 1989). L'âge modélisé au Ga-Nd de 2,98 Ga pour SASK-8, combiné à son âge de cristallisation de 1 786 Ma, indique qu'il y a eu

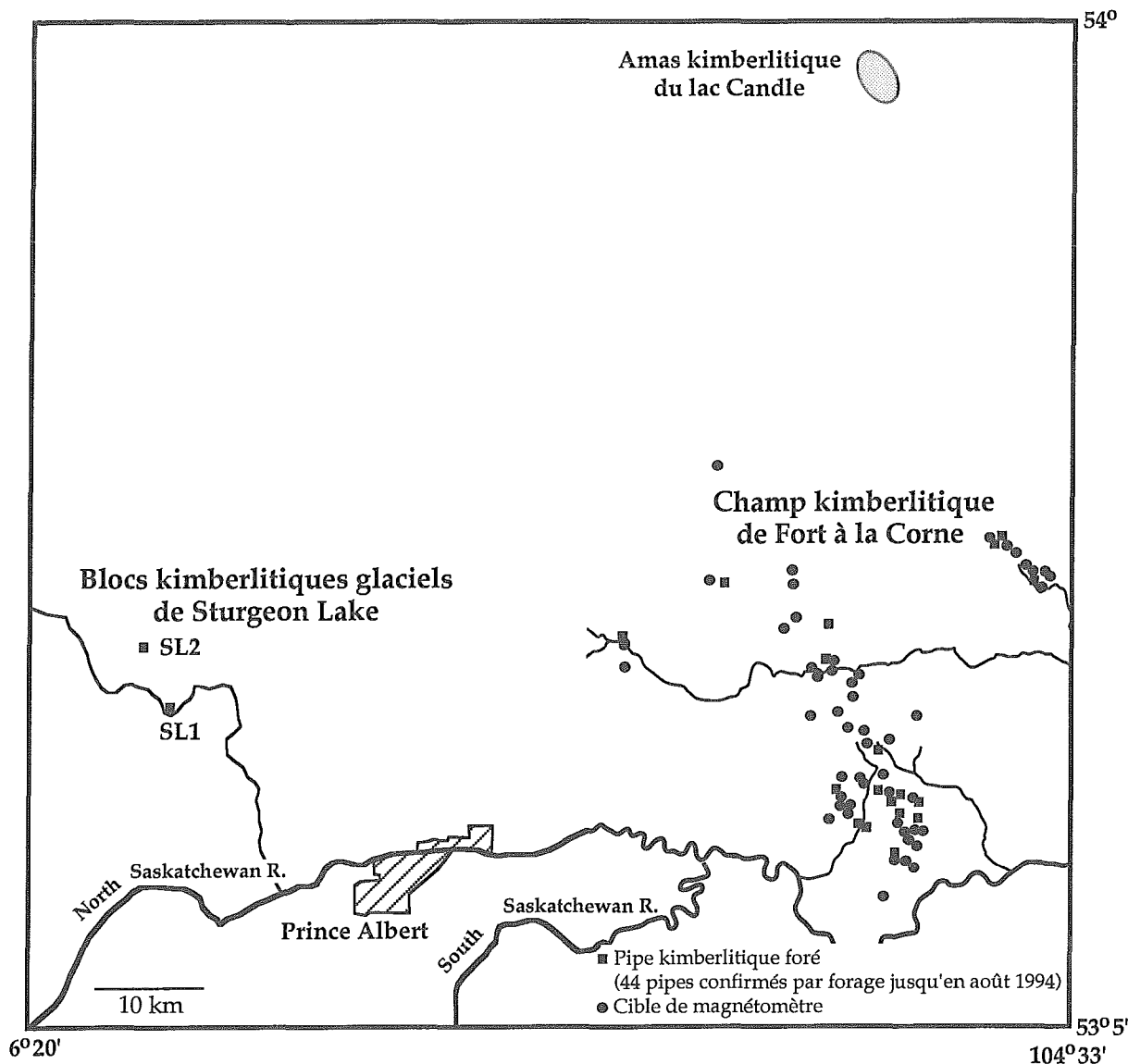


Figure 1. Kimberlites de Saskatchewan centrale: localisation des kimberlites glacielles de Sturgeon Lake (SL1 et SL2), des pipes du champ kimberlitique de Fort à la Corne et de l'amas kimberlitique du lac Candle (ovale pointillé).

remaniement de matériaux archéens. En résumé, les données aéromagnétiques et gravimétriques, les études isotopiques et les assemblages lithologiques portent à croire que le socle cristallin à travers lequel les kimberlites ont fait éruption est géologiquement semblable au Domaine de Glennie, tel qu'il affleure dans le bouclier : il s'agit d'un collage de roches paléoprotozoïques essentiellement juvéniles et de matériaux archéens dont on suppose qu'il recouvre un terrane de socle archéen (Lucas et al., 1993).

#### Géologie des kimberlites de Sturgeon Lake

Les résultats du sondage du corps SL2 (figure 1) décrits par Letendre (1989b) indiquent que la présence de tills

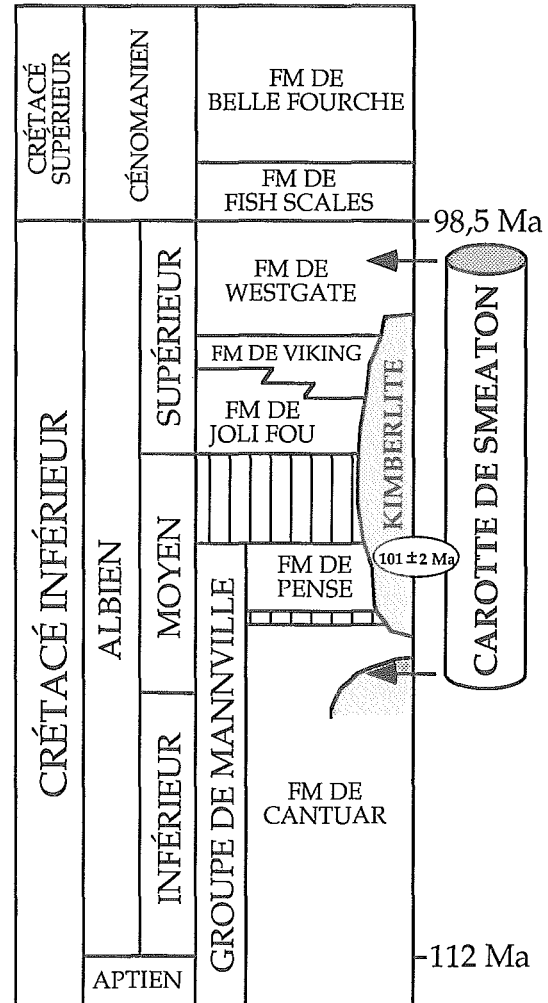
glaciaires au-dessus et au-dessous de l'intersection de kimberlite dans deux trous de sondage distincts. Ces résultats signifient que le corps SL1 (figure 1) est un bloc kimberlitique transporté par les glaciers. De même, le corps SL1 est interprété comme étant un bloc glaciaire (Kjarsgaard, 1995). Cette hypothèse de transport glaciaire concorde avec le fait que le corps SL1 affleure dans une région recouverte de > 120 m de morts-terrains glaciaires. Des études géophysiques du pipe SL1, qui indiquent que cette kimberlite est un corps mince, sans racines et de la forme d'une rondelle (Urquart et Hopkins, 1993), corroborent également cette hypothèse. La kimberlite SL2 a été datée à  $98,0 \pm 1,0$  Ma (isochrone phlogopite/roche totale au Rb-Sr à 5 points; Hegner et al., 1995).

Les concentrés de minéraux lourds de la kimberlite SL1 consistent en olivine, phlogopite, diopside chromifère, enstatite, grenat, spinelle, ilménite et zircon (Fipke, 1989; Kjarsgaard, 1994), ce qui est compatible avec la nature kimberlitique du corps. Des xéno cristaux de grenat de composition semblable à celle des inclusions dans les diamants des pipes kimberlitiques d'Afrique du Sud et de Yakoutie ont été extraits du concentré; on observe en proportions mineures des grenats de paragenèse harzburgite/dunite subcalcique et de paragenèse éclogite à forte teneur en Na<sub>2</sub>O (> 0,08 % poids). Toutefois, les compositions des spinelles de concentrés sont à l'extérieur de l'intervalle des spinelles des inclusions de diamants.

### Géologie des pipes de Fort à la Corne

Les kimberlites de Fort à la Corne, qui ne renferment que des roches du faciès cratère (on n'a pas observé de dykes nourriciers hypabyssaux), sont d'origine géologique énigmatique. Si de premières études ont porté à croire qu'elles se sont formées à la suite d'éruptions subaquatiques (Gent, 1992; Nixon et al., 1993), des études plus récentes indiquent que ces kimberlites sont la résultante de processus subaériens. Mais deux modèles distincts ont été proposés selon cette hypothèse. Scott-Smith et al. (1994) supposent que le volcanisme s'est poursuivi pendant au moins 25 millions d'années (de > 119 à 91 Ma), une première phase (> 119 Ma à 100 Ma) étant suivie de la phase éruptive principale (97,5 à 91 Ma). Toutefois, aucune donnée palynologique ou paléontologique n'est présentée par Scott-Smith et al. (1994) à l'appui de leur modèle, et il est difficile d'évaluer la qualité des datations de phlogopite au Rb-Sr (96-94 Ma) parce que les techniques analytiques, les données et les estimations d'erreur ne sont pas fournies. Scott-Smith (1995) suppose que la phase éruptive principale est du type maar (phréatomagmatique), la forme en crêpe de ces corps étant une conséquence du remplissage ultérieur du cratère par des pyroclastites.

Récemment, des études détaillées d'une carotte de sondage complète (conservée à la CGC, à Calgary, numéro d'archive 21250) de la zone de Smeaton (cible géophysique n° 169) dans le champ de Fort à la Corne ont été entreprises à la CGC (Kjarsgaard et al., 1995). La carotte (141 m de longueur, avec un taux de récupération supérieur à 99 %) a pénétré des shales marins de l'Albien supérieur de la Formation de Westgate, 87 m de types divers de kimberlite et des sédiments non marins de l'Albien moyen de la Formation de Cantuar (figure 2). Ont été entreprises notamment des études sédimentologiques, volcanologiques, minéralogiques, géochimiques, palynologiques, micropaléontologiques et



**Figure 2.** Coupe stratigraphique des roches crétacées de la région de Fort à la Corne illustrant la position stratigraphique des périodes précoce et principale de volcanisme kimberlitique (données tirées de la carotte de sondage de Smeaton n° 21250). La séquence verticale représente une séquence lithostratigraphique incomplète. La datation  $101 \pm 2$  Ma est un âge U-Pb sur perovskite d'un tuf à lapillis subaérien provenant de la carotte de Smeaton (L.M. Heaman et B.A. Kjarsgaard, données non publiées). Adapté de Kjarsgaard (1995).

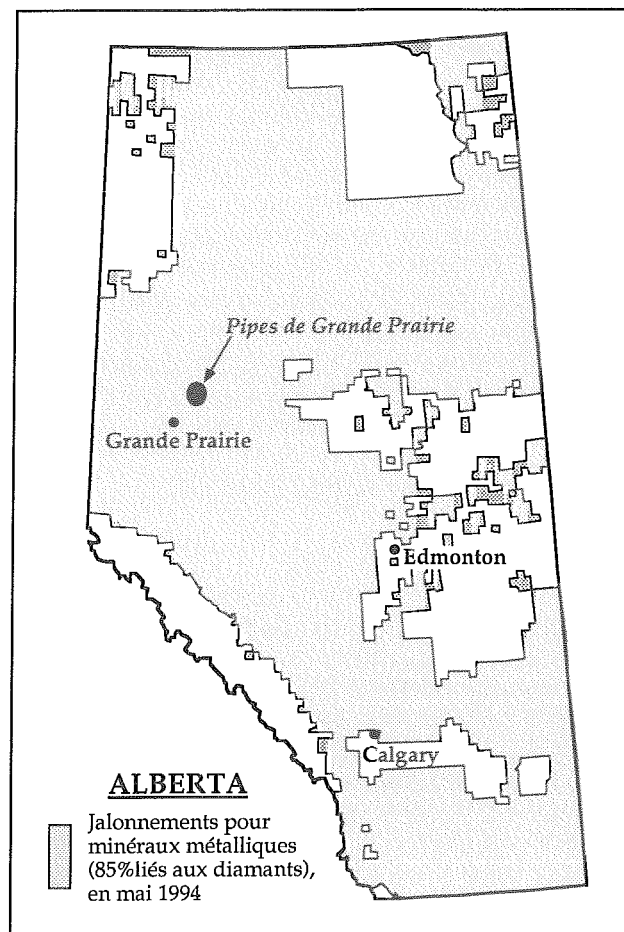
radiométriques. Cette approche multidisciplinaire conforte un modèle qui diffère sensiblement de celui proposé par Scott-Smith (1995) eu égard à la chronologie et au mode de mise en place. Kjarsgaard et al. (1995; figure 2) avancent l'hypothèse que la principale période de volcanisme kimberlitique à Fort à la Corne s'est produite à la fin de l'Albien (98,5 à env. 103 Ma) et que tout le volcanisme kimberlitique a eu lieu au cours de

l'Albien ( $98,5 \pm 0,5$  Ma à  $112 \pm 1,0$  Ma, selon l'échelle chronologique d'Obradovitch, 1993). Les kimberlites de la phase principale de volcanisme constituent des dépôts de retombées concordants sur des grès terrestres de la Formation de Cantuar, du Groupe de Mannville (Albien moyen), et sont sous-jacents à des shales marins de la partie supérieure de la Formation de Westgate. L'emplacement stratigraphique des kimberlites, sous la Formation de Fish Scales (qui marque la limite entre l'Albien et le Cénomanién), porte à croire que le volcanisme s'est produit avant 98,5 Ma (figure 2). La forme « en crêpe » des pipes est considérée comme étant la résultante de la formation de cônes de tephra de Fort à la Corne, suivie de leur remaniement en milieu marin et de leur biseautage au cours de la transgression associée au dépôt des shales marins de Westgate (Kjarsgaard, 1995). En combinant les résultats des analyses géologiques de Scott-smith et al. (1994) à ceux de Kjarsgaard (1995) et de Kjarsgaard et al. (1995), il ressort qu'il existe deux types de morphologie des kimberlites de termes extrêmes à Fort à la Corne; les cônes de tephra kimberlitiques et les cônes de cheminée/tephra kimberlitiques (figure 3; Kjarsgaard, 1996, le présent volume). L'âge des premières kimberlites est connu avec moins de précision que celui de la phase éruptive principale, mais les données stratigraphiques indiquent qu'elles auraient été injectées il y a moins de 108 Ma.

Les concentrés de minéraux lourds des kimberlites de Fort à la Corne (Lehnert-Thiel et al., 1992; Schulze, 1993; B.A. Kjarsgaard, données non publiées) renferment des grenats des types P et E dont les compositions sont semblables à celles des inclusions dans les diamants des pipes kimberlitiques d'Afrique du Sud et de Yakoutie; les grenats à signature d'inclusion de diamant du type P sont toutefois peu communs.

### PIPES ULTRAMAFIQUES EN ALBERTA

En Alberta, des travaux de sondage dans des hydrocarbures réalisés par des entreprises privées ont fourni des carottes du socle. Ross et al. (1991) et Villeneuve et al. (1993) ont utilisé des datations modélisées à l'U-Pb et au Nd combinées à des données géophysiques régionales pour interpréter la géologie du socle cristallin. La présence de domaines d'âge archéen et paléoprotérozoïque (Ross et al., 1991) dans le socle est géologiquement favorable à la présence de pipes kimberlitiques et lamproïtiques diamantifères. Aussi de vastes étendues de territoire ont-elles été jalonnées en Alberta pour l'exploration du diamant (figure 3). Dufresne et al. (1994) ont récemment publié une analyse détaillée du potentiel diamantifère de l'Alberta.



*Figure 3. Étendue des jalonnements en Alberta et localisation de la région dans laquelle des pipes de lamprophyre/kimberlite ultramafiques ont été découverts dans le nord-ouest de l'Alberta. À noter que le jalonnement pour les minéraux métalliques inclut les diamants et qu'environ 85 % des terres représentées comme étant jalonnées sur la figure l'ont été en rapport avec l'exploration des diamants (modifié d'après Dufresne et al., 1994).*

À ce jour, des pipes ultramafiques ont été identifiés dans la région de Grande Prairie, dans le nord-ouest de l'Alberta, où ils font intrusion dans des roches sédimentaires de la Plate-forme intérieure occidentale (Scott et Aitken, 1993). Dans cette région le socle se compose de roches gneissiques paléoprotérozoïques du domaine de Chinchinga (creux gravimétrique prononcé), formées de 2,17 à 2,08 Ga (U-Pb sur zircon; Villeneuve et al., 1993). Les datations modélisées au Nd varient de 2,46 à 2,68 Ga (Thériault et Ross, 1991; Villeneuve et al., 1993), ce qui indique que les roches de Chinchinga sont à la fois d'origine juvénile et archéenne. Les informations préliminaires disponibles à propos des pipes

de la région de Grande Prairie indiquent qu'ils seraient composés pour l'essentiel de matériaux du faciès de cratère, semblables à ceux de Fort à la Corne en Saskatchewan (B.H. Scott-Smith, présentation orale, Réunion de l'ICM, Vancouver, 1994). Des études pétrographiques (Kjarsgaard, sous presse) incitent à classer ces roches parmi les tufs à lapillis juvéniles riches en olivine. Les résultats provisoires d'analyses minéralogiques et géochimiques sur roches entières portent à croire que les pipes de Grande Prairie sont des lamprophyres ultramafiques ou des kimberlites contaminées par la croûte (Kjarsgaard, sous presse). Il faudra entreprendre d'autres études (en cours) pour élucider cette question.

## RÉFÉRENCES

### **Chiarenzelli, J.R.**

1989: The Nistowiak and Guncoat gneisses: implications for the tectonics of the Glennie and LaRonge Domains, northern Saskatchewan, Canada; Ph.D. thesis, University of Kansas, 229 p.

### **Collerson, K.D., Van Schmus, R.W., Lewry, J.F., and Bickford, M.E.**

1988: Buried Precambrian basement in south-central Saskatchewan: provisional results from Sm-Nd Model ages and U-Pb zircon geochronology; *in* Summary of Investigations 1989, Saskatchewan Geological Survey, Miscellaneous Report 88-4, p. 142-150.

### **Collerson, K.D., Lewry, J.F., Van Schmus, R.W., and Bickford, M.E.**

1989: Sm-Nd constraints on the age of the buried basement in central and southern Saskatchewan: implications for diamond exploration; *in* Summary of Investigations 1989, Saskatchewan Geological Survey, Miscellaneous Report 89-4, p. 168-171.

### **Dufresne, M.B. Olson, R.A., Schmitt, D.R. McKinstry, B. Eccles, D.R. Fenton, M.M., Pawlowicz, J.G., Edwards, W.A.D., and Richardson, R.J.H.**

1994: The diamond potential of Alberta: a regional synthesis of the structural and stratigraphic setting, and other preliminary indications of diamond potential. Alberta Research Council, Open File 1994-10, 401 p.

### **Fipke, C. (comp.)**

1989: The development of advanced technology to distinguish between diamondiferous and barren diatremes; Geological Survey of Canada, Open File 2124 (Parts I, II & III), 1183p.

### **Gent, M.R.**

1992: Diamonds and precious gems of the Phanerozoic Basin, Saskatchewan: Preliminary investigations; Saskatchewan Energy and Mines, Saskatchewan Geological Survey, Open File Report 92-2, 67p.

### **Green, A.J., Weber, W., and Hajnal, Z.**

1985: Evolution of Proterozoic terrains beneath the Williston Basin; *Geology*, v. 13, p. 624-628.

### **Hegner, E. Roddick, J.C., Fortier, S.M., and Hulbert, L.J.**

1995: Nd, Sr, Pb, Ar and O isotopic systematics of Sturgeon Lake kimberlite, Saskatchewan, Canada: constraints on emplacement age, alteration and source composition; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 120, p. 212-222.

### **Kjarsgaard, B.A.**

1995: Research on kimberlites and applications of diamond exploration techniques in Saskatchewan; *in* Investigations completed by the Saskatchewan Geological Survey and the Geological Survey of Canada under the Geoscience Program of the Canada-Saskatchewan Partnership Agreement on Mineral Development (1990-1995); D.G. Richardson (ed.); Geological Survey of Canada Open File 3119, p. 213-226.

1996: Les kimberlites; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 29-38.

*in press*: Diamonds in Alberta: studies of potential host rocks of deep-seated origin and indicator mineral exploration techniques; *in* Exploring for minerals in Alberta: Geoscience contributions, Canada-Alberta Agreement on Mineral Development (1992-1995), R.W. Macqueen (ed.); Geological Survey of Canada, Bulletin.

### **Kjarsgaard, B.A., Leckie, D., Bloch, J. McIntyre, D., McNeil, D., Stasiuk, L., and Haggart, J.W.**

1995: Smeaton Kimberlite Drill Core. Geological Survey of Canada, Open File no. 3170, 57 p.

### **Lehnert-Thiel, K., Loewer, R., Orr, R.G., and Robertshaw, P.**

1992: Diamond-bearing kimberlites in Saskatchewan, Canada: the Fort à la Corne case history. *Exploration and Mining Geology*, v. 1, p. 391-403.

### **Letendre, J.**

1989a: Sturgeon Lake area (NTS 73G8) central Saskatchewan, Mineral disposition S-124439.

1989b: Sturgeon Lake area (NTS 73G8) central Saskatchewan, Mineral disposition S-124440.

### **Lewry, J.F. and Collerson, K.D.**

1990: The Trans-Hudson Orogen: extent, subdivisions and problems; *in* The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America, J.F. Lewry and M.R. Stauffer (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 37, p. 1-14.

**Lucas, S.B., Green, A., Hajnal, A., White, D., Lewry, J., Ashton, K., Weber, W. and Clowes, R.**

1993: Deep seismic profile across a Proterozoic collision zone: surprises at depth; *Nature*, v. 363, p. 339-342.

**McNichol, V. Delaney, G.D., Parrish, R.R., and Heaman, L.M.**

1992: U-Pb age determinations from the Glennie Lake Domain, Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan; in *Radiogenic Age and Isotope Studies, Report 6*; Geological Survey of Canada, Paper 92-2, p. 57-72.

**Nixon, P.H., Gummer, P.K., Halabura, S., Leahy, K., and Finlay, S.**

1993: Kimberlites of volcanic facies in the Sturgeon Lake area (Saskatchewan, Canada); *Russian Geology and Geophysics*, v. 34, no. 12, p. 66-76.

**Northern Miner**

1995: Uranerz, partners drill test Saskatchewan kimberlite field; *Northern Miner*, Toronto, v. 81, no. 22, p. 1, 2.

**Obradovich, J.D.**

1993: A Cretaceous time scale; in *Evolution of the Western Interior Basin*, W.G.E. Caldwell and E.G. Kauffman (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 39, p. 379-396.

**Ross, G.M., Parrish, R.R., Villeneuve, M.E., and Bowring, S.A.**

1991: Geophysics and geochronology of the crystalline basement of the Alberta Basin, western Canada; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 28, p. 512-522.

**Schulze, D.**

1993: Garnet xenocryst populations in North American kimberlites; in *Diamonds: Exploration, Sampling and Evaluation*, P.A. Sheahan and A. Chater (ed.); Short Course Proceedings, Prospectors and Developers Association of Canada, Toronto, p. 359-377.

**Scott-Smith, B.H.**

1995: Kimberlites in Saskatchewan: one of a kind; Prospectors and Developers Association of Canada, 1995 International Convention and Trade Show, Abstracts, p. 54-56.

**Scott-Smith, B.H., Orr, R.G., Robertshaw, P. and Avery, R.W.**

1994: Geology of the Fort à la Corne kimberlites, Saskatchewan; Canadian Institute of Mining and Metallurgy Conference Notes, Vancouver, October 1994, p. 19-24.

**Stott, D.F. and Aitken, J.D. (ed.).**

1993: Sedimentary Cover of the Craton in Canada; Geological Survey of Canada, *Geology of Canada*, no. 5, Volume D1 of the Geological Society of America's *Geology of North America Series* produced as part of the Decade of North American Geology Project, 826 p.

**Thériault, R.J. and Ross, G.M.**

1991: Nd isotopic evidence for crustal recycling in the 2.0 Ga subsurface of western Canada; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 28, p. 1140-1147.

**Urquart, W.E.S. and Hopkins, R.**

1993: Exploration geophysics and the search for diamondiferous diatremes; in *Diamonds: Exploration, Sampling and Evaluation*, P.A. Sheahan and A. Chater (ed.); Short Course Proceedings, Prospectors and Developers Association of Canada, Toronto, p. 249-287.

**Van Schmus, W.R., Bickford, M.E., Lewry, J.F. and Macdonald, R.**

1987: U-Pb geochronology of the Trans-Hudson Orogen in northern Saskatchewan; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 24, p. 407-424.

**Villeneuve, M.E., Ross, G.M., Thériault, R.J., Miles, W., Parrish, R.R., and Broome, J.**

1993: Tectonic subdivision and U-Pb geochronology of the crystalline basement of the Alberta basin, Western Canada; *Geological Survey of Canada, Bulletin 447*, 86p.

---

\* Contribution à l'Entente de partenariat Canada-Saskatchewan sur l'exploitation minière (1990-1995), entente auxiliaire négociée en vertu de l'Entente de développement économique et régional; et Contribution à l'Entente Canada-Alberta sur l'exploitation minière (1992-1995), entente auxiliaire négociée en vertu de l'Entente Canada/Alberta de développement économique et régional.



# Kimberlites de la région de Kirkland Lake et du lac Témiscamingue, Ontario et Québec

D.J. Schulze

Schulze, D.J., 1996: Kimberlites de la région de Kirkland Lake et du lac Témiscamingue, Ontario et Québec; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 73-78.

## INTRODUCTION

On sait depuis presque 50 ans qu'il existe des kimberlites près de Kirkland Lake, en Ontario (Satterly, 1948). L'exploration de pipes diamantifères dans la région, qui se poursuit actuellement, s'est traduite par l'identification de plus de 29 dykes et diatrèmes kimberlitiques, dont plusieurs sont diamantifères. L'historique de ces découvertes et la géologie de plusieurs de ces occurrences ont été décrits par Brummer et al. (1992a, b).

Les kimberlites se présentent apparemment dans deux amas distincts, le premier au nord et à l'est Kirkland Lake et le second, au sud près du lac Témiscamingue (figure 1). Les kimberlites de l'amas de Kirkland Lake (KL) pénètrent des roches archéennes de la ceinture d'Abitibi, alors que celles de l'amas du lac Témiscamingue (LT) font intrusion dans des roches métasédimentaires du Supergroupe huronien et des filons-couches de diabase, sus-jacents au socle archéen (Bennett et al., 1993). Les kimberlites sont pour la plupart profondément enfouies sous des sédiments glaciaires (Brummer et al., 1992b; McClenaghan, 1996).

Les âges de mise en place jurassiques (155-159 Ma) ont été déterminés par la méthode U-Pb sur des pérovskites matricielles par Heaman (1989; cité dans Brummer et al., 1992b); ils concordent avec une datation antérieure au K-Ar de 151 Ma (Lee et Lawrence, 1968). Des xénolites de calcaire paléozoïque abondent dans les kimberlites de l'amas de Kirkland Lake; ces calcaires constituaient probablement les roches de couverture au moment de l'injection des kimberlites.

## STRUCTURE ET PÉTROLOGIE DES KIMBERLITES

On estime que les six corps de l'amas du lac Témiscamingue sont des diatrèmes ou pipes kimberlitiques, tout comme la plupart de ceux de l'amas de Kirkland Lake. Plusieurs dykes minces apparaissent

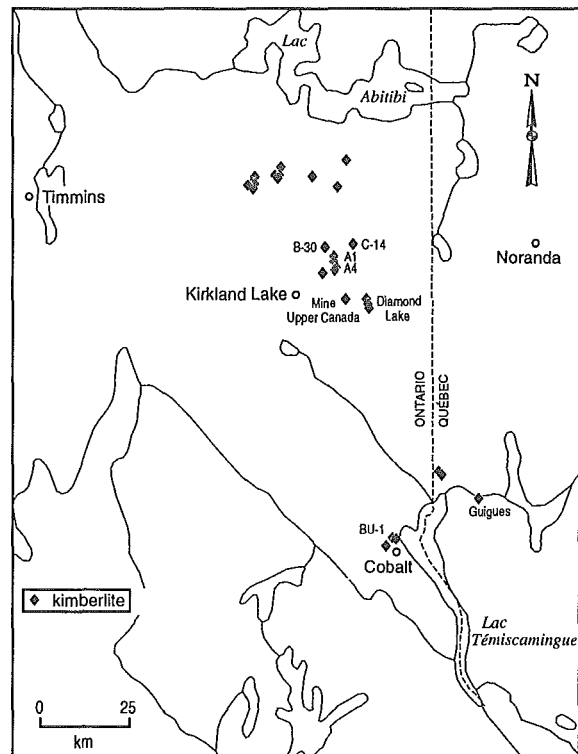


Figure 1. Localisation des corps kimberlitiques connus de la région de Kirkland Lake-lac Témiscamingue. Localisations tirées de Brummer et al. (1992b), McClenaghan (1993) et Zalnieriunas et Sage (1995).

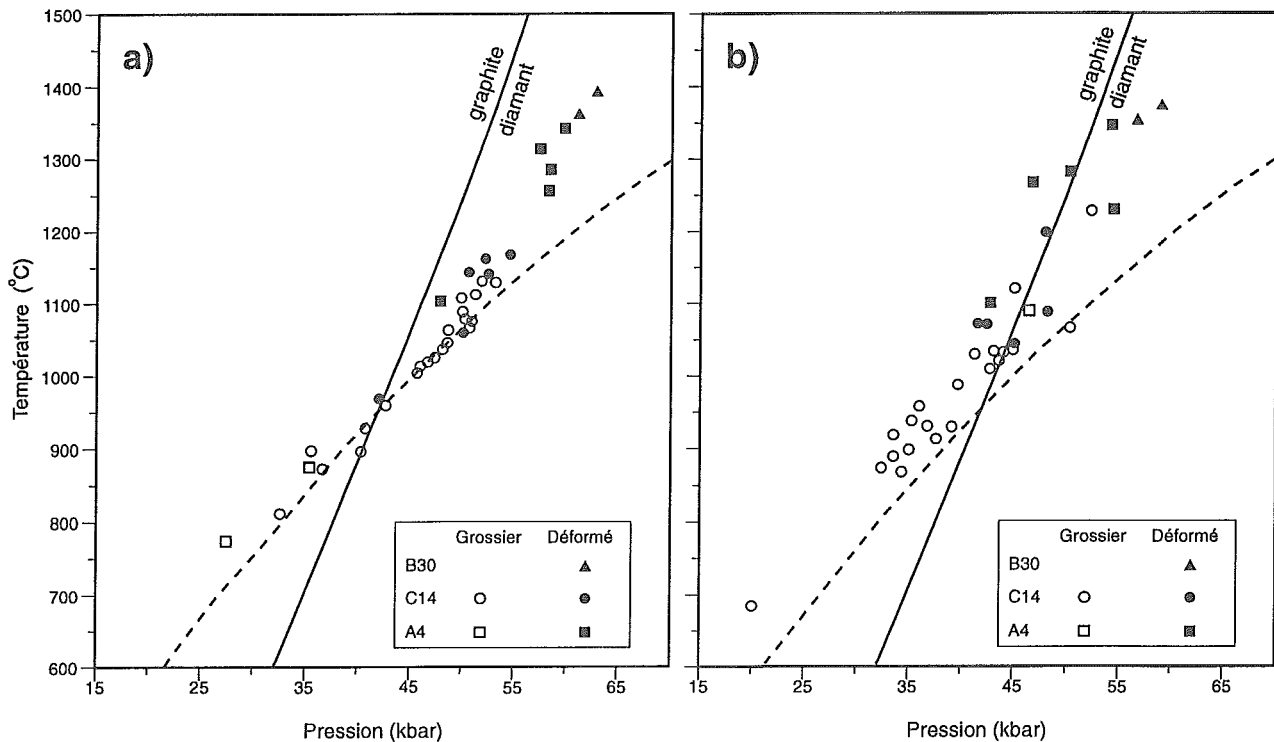
dans l'amas KL, par exemple la kimberlite de la mine Upper Canada décrite par Lee et Lawrence (1968); la plupart des kimberlites situées au nord-ouest de l'amas KL principal sont des dykes qu'on rencontre au cours des activités d'exploitation et d'exploration de l'or. Le pipe du lac Diamond est recoupé par un dyke se prolongeant dans le grauwaque du Groupe environnant de Témiscamingue. Les pipes décrits par Brummer et al. (1992b) ont en général de 100 à 300 m de diamètre à leur niveau supérieur actuel; le plus volumineux, le pipe B-30 (ou du lac Nickila), mesure 220 par 350 m et occupe une superficie approximative (sous couverture) de 5,8 ha (Brummer et al., 1992b).

Le principal type de roche dans les diatrèmes est une brèche kimberlitique tufacée (ou volcanoclastique) hétérolithique, qui est une brèche intrusive contenant de nombreux xénolites (> 15 %) de diamètre supérieur à 4 mm. Les pelotes de kimberlite abondent. Dans les kimberlites KL, les xénolites sont constitués essentiellement de roches carbonatées paléozoïques et de roches métavolcaniques archéennes, les fragments de diabase étant communs dans les kimberlites de l'amas LT. On note la présence occasionnelle de granulites à grenat, dont on suppose qu'ils représentent des fragments de croûte inférieure (Davis et Moser, 1996), de même que celle de xénolites de péridotite et d'éclogite d'origine mantellique.

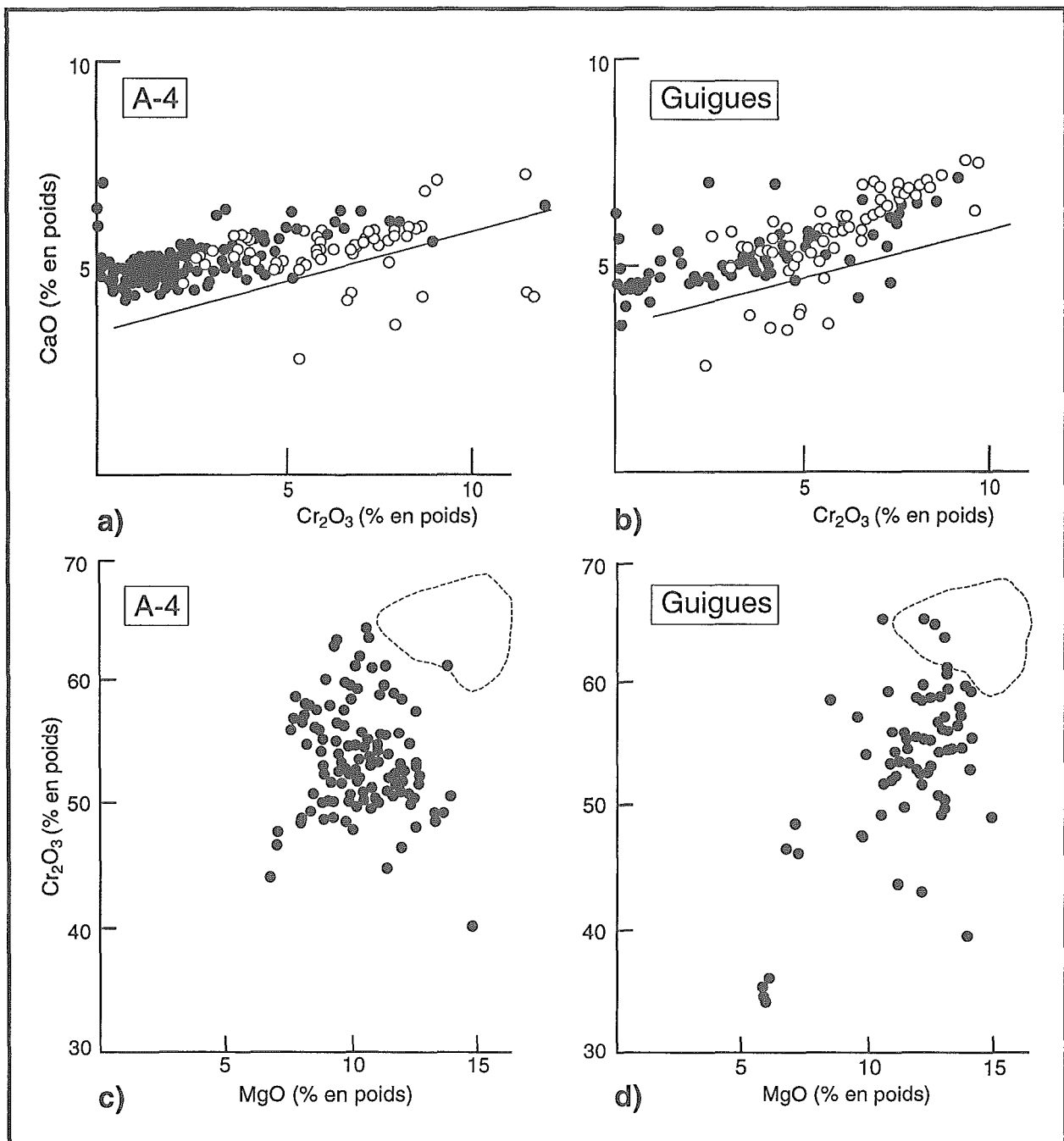
La kimberlite hypabyssale (non fragmentée) se présente sous forme de xénolites (autolithes) dans plusieurs des brèches et sous forme de dykes ou de corps intrusifs de morphologie irrégulière dans les parties plus profondes (> 300 m) de certains trous de sondage (p. ex.

C-14 et A-1). Cela porte à croire que ces profondeurs correspondent à la transition du faciès de diatrème à la zone radicale des kimberlites (Mitchell, 1986) et donc que la majorité des pipes proviennent des parties médiane et inférieure des diatrèmes. Il n'existe pas d'indices de conservation du faciès de cratère de ces pipes, par contraste avec ceux de la Province des Esclaves (Kjarsgaard, 1996).

Peu d'informations pétrographiques sur les kimberlites de Kirkland Lake ont été publiées. Arima et al. (1986) ont étudié un fragment hypabyssal dans une brèche tufacée de la kimberlite B-30 (lac Nickila) et ont conclu qu'il s'apparente à une kimberlite micacée (c.-à-d. aux kimberlites du Groupe II de Smith, 1983). Toutefois, de nombreuses autres caractéristiques de ces kimberlites sont incompatibles avec un classement dans le Groupe II, notamment l'abondance de l'ilménite dans tous les pipes examinés par l'auteur (sauf C-14, où l'ilménite est présente mais peu abondante), la présence de nodules de



**Figure 2.** Conditions d'équilibre des xénolites de péridotite à grenat des kimberlites de Kirkland Lake A-4, B-30 et C-14 (P.A. Vicker, données non publiées). Le trait plein représente la transition graphite-diamant de Kennedy et Kennedy (1976) et le trait pointillé représente un gradient géothermique subcontinental en régime continu correspondant à un flux thermique de surface de 40 mW/m<sup>2</sup> (Pollack et Chapman, 1977). (a) Températures calculées à partir de l'échange de Fe-Mg entre le grenat et l'olivine étalonné par O'Neill et Wood (1979), et pressions calculées à partir des données de MacGregor (1974). (b) Températures et pressions calculées au moyen des méthodes de Brey et al. (1990).



**Figure 3.** Compositions des xéno-cristaux de grenat (a,b) et de chromite (c,d) des pipes kimberlitiques A-4 et Guigues (D.J. Schulze et P.F.N. Anderson, données non publiées). Dans les diagrammes sur les grenats, les cercles pleins représentent une population représentative de tous les grenats à partir de petits extraits de concentré et les cercles vides désignent les grenats choisis en raison de leur couleur pourpre pour la recherche de grenats G10 supplémentaires. Le trait plein représente la limite inférieure du CaO des grenats des lherzolites de Kirkland Lake (P.A. Vicker, données non publiées); il est semblable à la division G9-G10 de Gurney (1984). Dans les diagrammes sur la chromite, le trait pointillé délimite le champ des inclusions de chromite dans les diamants (Fipke, 1989).

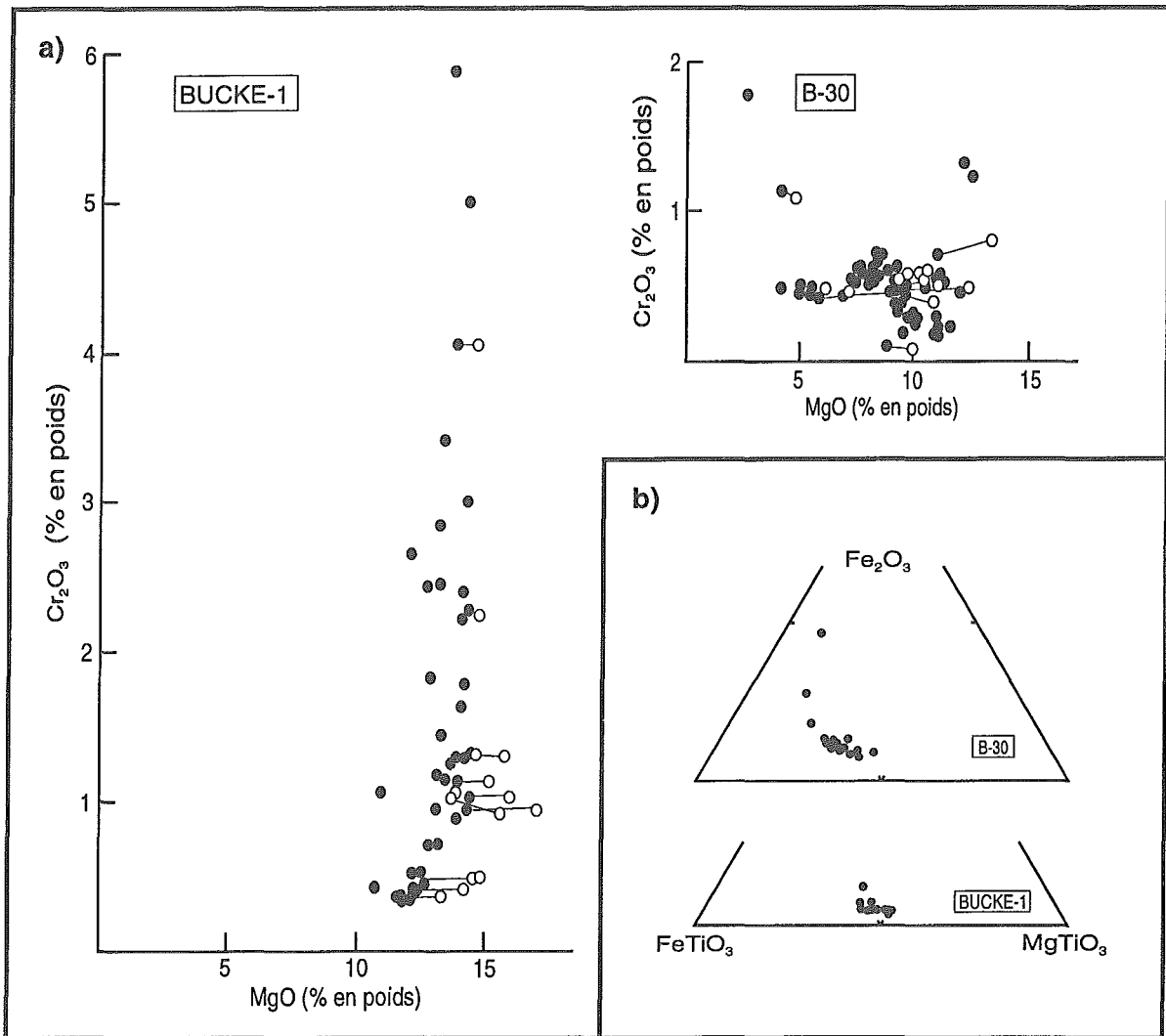
péridotite à grenat déformés de haute température (Meyer et al., 1993; Vicker et Schulze, 1994), de mégacristsaux de grenat et de clinopyroxène pauvres en Cr et de monticellite matricielle (D.J. Schulze, données non publiées), la composition des spinelles matriciels du dyke de la mine Upper Canada (Mitchell, 1978, 1986) et l'abondance de pérovskite matricielle.

### INCLUSIONS MANTELLIQUES

Les matériaux d'origine mantellique de ces kimberlites comprennent notamment des diamants, des péridotites à grenat et spinelle, des éclogites, des mégacristsaux

pauvres en Cr et divers xénoctistsaux. Bien qu'on ait signalé la présence de diamants dans plusieurs des pipes, les seules données disponibles sur la teneur en diamants ont été publiées par Brummer et al. (1992b). Ils ont fait état de teneurs uniformément basses en diamants pour A-4, B-30, C-14 (amas KL) et BU-1 (amas LT), la valeur maximale étant de 2 carats par 100 tonnes pour C-14.

Les xénoctistes à péridotite grenatifère sont pour la plupart des lherzolitites. Les harzburgites à grenat sont rares, et une seule harzburgite à grenat pauvre en Ca a été identifiée. Les éclogites abondent uniquement à A-4 et n'ont pas été étudiées en détail. Des péridotites à grenat



**Figure 4.** Populations d'ilménite des kimberlites de Bucke-1 et B-30 (D.J. Schulze et al., sous presse); (a) Variations MgO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dans les ilménites, les compositions du noyau étant représentées par des cercles pleins et celles de la bordure par des cercles vides. (b) Termes extrêmes de l'ilménite FeTiO<sub>3</sub>-MgTiO<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (% molaire), calculés sur la base de la stoechiométrie de l'ilménite.

ont été extraites et analysées en provenance de C-14, A-1, A-4 et B-30, tous dans l'amas KL (Meyer et al., 1993, 1994; Vicker et Schulze, 1994; P.A. Vicker, données non publiées). Les variétés grossières non déformées sont les plus courantes et ont apparemment atteint l'équilibre dans des conditions correspondant à celles d'un gradient géothermique en régime continu, conditions qui se prolongent dans le champ de stabilité du diamant (figure 2). Certaines péridotites de haute température présentent des températures d'équilibre supérieures à un tel gradient géothermique et contiennent des grenats pyropes chromifères à bordures enrichies en  $TiO_2$  et  $FeO$ ; cela donne à penser qu'il y a eu métasomatose à haute température (Vicker et Schulze, 1994), caractéristique reconnue mondialement des péridotites à grenat de haute température (p. ex. Smith et Boyd, 1987). On observe couramment dans les péridotites de C-14 le remplacement métasomatique du grenat par le mélange diopside + phlogopite.

La composition des xénocristaux de pyrope chromifère et de chromite est compatible avec la présence de diamants, mais également avec la teneur très faible signalée de ces pipes en diamants (Schulze et Anderson, 1992, 1994, données non publiées; Meyer et al., 1994). Les analyses des populations de grenat et de chromite d'A-4 (amas KL) et de Guigues (amas LT) sont reproduites à la figure 3. Malgré que, s'agissant de l'exploration des diamants, ces populations de xénocristaux soient les plus encourageantes décrites jusqu'ici dans la province kimberlitique de KL-LT, ces données ne sont pas aussi encourageantes eu égard au potentiel diamantifère de ces pipes, car seuls quelques pyropes (G10) pauvres en Ca et quelques chromites riches en Cr, compositions représentatives des minéraux des inclusions des diamants, ont été identifiés.

Chaque pipe de la région paraît contenir une population d'ilménites distincte quant à la composition. Les populations d'ilménite de BU-1 et B-30 sont reproduites à la figure 4. Les ilménites de BU-1 sont enrichies en  $MgO$  et  $Cr_2O_3$  et sont réduites (composante  $Fe_2O_3$  jusqu'à un maximum de 8 %). Par contraste, les ilménites de B-30 sont en général pauvres en  $MgO$  (jusqu'à une valeur inférieure de 2,6 % pds de  $MgO$ ), avec une corrélation négative entre  $MgO$  et  $Cr_2O_3$  parmi les grains pauvres en  $MgO$ , et sont beaucoup plus oxydées (jusqu'à 48 % molaire de  $Fe_2O_3$ ). Cependant, les deux pipes contiennent peu de diamants et les populations d'ilménite paraissent avoir peu de rapports avec le contenu en diamants des kimberlites.

## RÉFÉRENCES

- Arima, M., Barnett, R.L., and Kerrich, R.**  
1986: Chemical and textural variations of mica in the Nickila Lake and Upper Canada Mine kimberlites, Ontario, Canada; Fourth Kimberlite Conference, Geological Society of Australia, Abstracts No. 16, p. 15-17.
- Bennett, G., Dressler, B.O., and Robertson, J.A.**  
1993: The Huronian Supergroup and associated intrusive rocks; Geology of Ontario, Special Volume 4, pt. 1, Ministry of Northern Development and Mines, p. 549-591.
- Brey, G.P., Kohler, T., and Nickel, K.G.**  
1990: Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessments of existing thermobarometers; Journal of Petrology, v. 31, p. 1353-1378.
- Brummer, J.J., MacFadyen D.A., and Pegg, C.C.**  
1992a: Discovery of kimberlites in the Kirkland Lake area, northern Ontario, Canada. Part I: Early surveys and the surficial geology; Exploration and Mining Geology, v. 1., p. 339-350.  
1992b: Discovery of kimberlites in the Kirkland Lake area, northern Ontario, Canada. Part II: Kimberlite discoveries, sampling, diamond content, ages and emplacement; Exploration and Mining Geology, v. 1, p. 351-370.
- Davis, W.J. et Moser, D.**  
1996: Études géochronologiques et pétrogénétiques des xénolites de croûte inférieure entraînés dans les kimberlites et les roches alcalines; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 137-139.
- Fipke, C.E. (comp.)**  
1989: The development of advanced technology to distinguish between diamondiferous and barren diatremes; Geological Survey of Canada, Open File 2124 (Parts I, II & III), 1183 p.
- Gurney, J.J.**  
1984: A correlation between garnets and diamonds, in Kimberlite Occurrence and Origin: A Basis for Conceptual Models in Exploration, J.E. Glover and P.G. Harris (ed.); University of Western Australia, Publication 8, p. 143-166.
- Heaman, L.H.**  
1989: The nature of the subcontinental mantle from Sr-Nd-Pb isotopic studies on kimberlite perovskite; Earth and Planetary Science Letters, v. 92, p. 323-334.

**Kennedy, C.S. and Kennedy, G.L.**

1976: The equilibrium boundary between graphite and diamond; *Journal of Geophysical Research*, v. 81, p. 2467-2470.

**Kjarsgaard, B.A.**

1996: Kimberlites de la Province des Esclaves; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 55-60.

**Lee, H.A. and Lawrence, D.E.**

1968: A new occurrence of kimberlite in Gauthier Township, Ontario; *Geological Survey of Canada, Paper 68-22*, 16p.

**MacGregor, I.D.**

1974: The system  $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$  : Solubility of  $Al_2O_3$  in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions; *American Mineralogist*, v. 59, p. 110-119.

**McClenaghan, M.B.**

1993: Location of known kimberlite bedrock, float and indicator minerals in drift in the Kirkland Lake area, *Geological Survey of Canada, Open File 2636 (map)*.

1996: Géochimie et minéralogie (minéraux indicateurs) des dépôts d'origine glaciaire sus-jacents à des kimberlites à Kirkland Lake (Ontario); dans La recherche des diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 219-224.

**Meyer, H.O.A., Waldman, M.A. and Garwood, B.L.**

1993: Mantle xenoliths from kimberlite, Kirkland Lake area, Ontario; *Geological Society of America, Program with Abstracts*, v. 25, p. A-99.

1994: Mantle xenoliths from kimberlite near Kirkland Lake, Ontario; *Canadian Mineralogist*, v. 32, p. 295-306.

**Mitchell, R.H.**

1978: Composition of spinels in micaceous kimberlite from the Upper Canada Mine, Kirkland Lake; *Canadian Mineralogist*, v. 16, p. 591-595.

1986: *Kimberlites - Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*; Plenum Press, New York, 442 p.

**O'Neill, H.St.C. and Wood, B.J.**

1979: An experimental study of Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 70, p. 59-70.

**Pollack, H.N. and Chapman, D.S.**

1977: On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness; *Tectonophysics*, v. 38, p. 279-296.

**Satterly, J.**

1948: *Geology of Michaud Township*; Ontario Department of Mines, Annual Report, v. 57, Part 4, p. 27.

**Schulze, D.J., and Anderson, P.F.N.**

1992: Composition and significance of xenocrystal garnet, chromite, and ilmenite from diamond-bearing kimberlites of the Kirkland Lake cluster; *Ontario Mines and Minerals Symposium, 1992*, Ministry of Northern Development and Mines, p. 52.

1994: Indicator mineral chemistry of Kirkland Lake kimberlites; *Geological Association of Canada /Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts*, v. 19, p. A100.

**Schulze, D.J., Anderson, P.F.N., Hearn (Jr.), B.C. and Hetman, C.M.**

in press: Origin and significance of ilmenite megacrysts and macrocrysts from kimberlites; *International Geology Review*.

**Smith, C.B.**

1983: Pb, Sr, and Nd isotopic evidence for sources of southern African Cretaceous kimberlites, *Nature*, v. 301, p. 51-54.

**Smith, D. and Boyd, F.R.**

1987: Compositional heterogeneities in a high-temperature lherzolite nodule and implications for mantle processes; in *Mantle Xenoliths*, P.H. Nixon, (ed.); Wylie, London, p. 551-561.

**Vicker, P.A. and Schulze, D.J.**

1994: Garnet peridotite xenoliths in Kirkland Lake kimberlite; *Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts*, v. 19, p. A116.

**Zalneriunas, R.V. and Sage, R.P.**

1995: Known kimberlites of eastern Ontario; Ontario Geological Survey, Preliminary Map P.3321.

# Lamproïtes

T.D. Peterson

Peterson, T.D., 1996: Lamproïtes; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 79-86.

## INTRODUCTION

À l'exception des kimberlites, les lamproïtes sont les seules sources primaires de diamants formant des gisements qui soient économiquement exploitables. Mais comme les intrusions de lamproïte contiennent généralement des diamants à faible teneur et/ou de basse qualité, leur valeur potentielle est inférieure à celle des kimberlites. Néanmoins, des pierres incolores et colorées originaires d'Australie, notamment de couleur rouge, champagne et jaune, se sont taillé une niche dans le marché de la joaillerie (Jaques et al., 1986). De plus, la mine d'Argyle en Australie du Nord, qui est incluse dans une lamproïte, est la principale source de diamants au monde; elle a fourni plus de 35 millions de carats en 1991 (plus de 90 % de pierres industrielles). Trois autres mines exploitées dans des lamproïtes, en Inde, en Afrique occidentale et aux États-Unis, ont soutenu une économie locale grâce à une production de diamants modeste, chose étonnante quand on considère que les lamproïtes sont rares; on dénombre actuellement dans le monde moins de quarante gisements inclus dans une lamproïte (figure 1). Certains pétrographes considèrent par ailleurs les kimberlites du Groupe II (ou *orangites*), dont certaines constituent d'importants fournisseurs de pierres précieuses, comme une variété de lamproïte propre au craton sud-africain (p. ex. Mitchell, 1994; Tainton, 1994). Les lamproïtes existent au Canada, où elles ont constitué des cibles marginales au cours de la phase récente d'activité exploratoire. Une riche source de microdiamants a été découverte à l'ouest de la baie d'Hudson dans un dyke qui, à maints égards, ressemble à une lamproïte (MacRae et al., 1996).

Tout comme les kimberlites, les lamproïtes sont strictement continentales, mais là s'arrêtent pour l'essentiel les ressemblances entre ces deux types de roches. Les lamproïtes sont plus complexes que les kimberlites; elles présentent un vaste éventail d'assemblages minéraux, de textures et de compositions. Elles apparaissent sous forme de dykes, d'événements volcaniques, de coulées et lacs de lave, de petits plutons et de roches pyroclastiques diverses. Les centres individuels présentent en général une ou plusieurs particularités géochimiques qui les distinguent des autres

corps lamproïtiques. Leur composition isotopique indique qu'à l'origine elles ont longuement séjourné au sein du manteau lithosphérique subcontinental. Outre qu'elles constituent une source potentielle de diamants, les lamproïtes fournissent des renseignements uniques et essentiels sur l'histoire à long terme de la lithosphère continentale.

## DÉFINITIONS, TYPES ET CLASSIFICATION

Les tentatives de classification des lamproïtes et roches apparentées ont toujours apporté des résultats controversés, à preuve le dernier rapport de la sous-commission de l'UISG sur les roches alcalines (Woolley et al., 1996). On admet généralement que les lamproïtes se distinguent d'un ensemble de roches semblables (minettes, leucitites, kamafugites et autres) par les caractéristiques suivantes : % poids élevé de  $K_2O/Na_2O$  (en général  $> 3$ ), rapport atomique K/Al élevé (habituellement  $> 0,8$ , souvent  $> 1$ ), faible teneur en CaO (en général  $< 6$  %) et concentrations élevées d'éléments incompatibles. Certaines suites ont de très fortes teneurs en  $TiO_2$ , atteignant voire dépassant 6 % (p. ex. Ellendale, Australie, et Smoky Butte, Montana). Les teneurs élevées en Ti, Zr et Nb engendrent une gamme variée de minéraux accessoires comme la pérovskite, la pridérite, la shcherbakovite et la wadeite, qui sont considérés comme étant diagnostiques des lamproïtes (Mitchell et Bergman, 1991).

La phlogopite est presque ubiquiste en tant que phase phénocristalline dans les lamproïtes; parmi d'autres minéraux phénocristallins communs figurent la chromite, le clinopyroxène, l'apatite et la leucite. La richtérite potassique, riche en Ti, constitue une phase matricielle commune et diagnostique; elle se présente sous forme de gros grains poecilites ou de cristaux automorphes pénétrant des amas résiduels riches notamment en minéraux carbonatés et en pridérite. La sanidine, concentrée essentiellement dans la matrice, est riche en Ba et en Fe et pauvre en Na (généralement  $> Or_{90}$ ). Les tendances pétrographiques de tous les minéraux traduisent une hyperalcalinité croissante parallèlement à l'enrichissement en Fe et en Ti, phénomène qui se

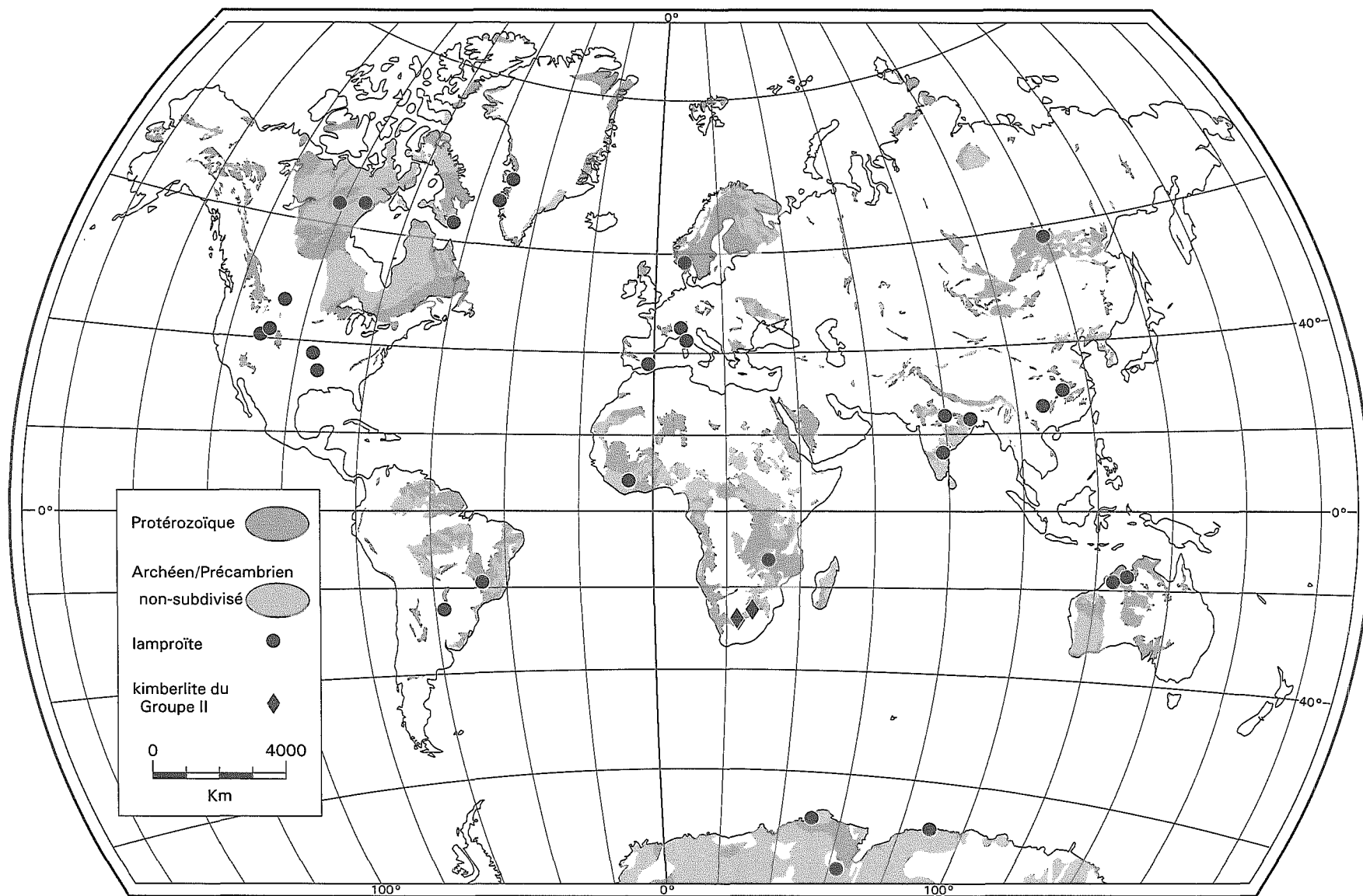


Figure 1. Localisation des principaux centres et champs lamproïtiques. La répartition des roches archéennes et protérozoïques est basée sur une carte géologique numérique compilée par Kirkham et al. (1994, 1995).



manifeste le plus clairement dans les micas tardifs à Fe-Ti, lesquels sont fortement appauvris en Al (tétraferriphlogopite). Le clinopyroxène diopsidique est pauvre en Al (< 1 %) et est fréquemment frangé de bordures vertes riches en Na. Il s'agit ici de caractéristiques (y compris la suite minérale accessoire diagnostique) qui sont également propres aux orangites (voir Mitchell [1985] et Mitchell et Bergman [1991] pour un résumé sur la minéralogie des lamproïtes). Les minéraux communs des roches alcalines excluant une suite donnée du clan lamproïtique sont la néphéline, la mélanite et la mélilite.

Il importe de comprendre que le terme lamproïte désigne un ensemble de roches, dont certaines peuvent être apparentées par différenciation tout en ayant des proportions fort variées en SiO<sub>2</sub>. Ainsi, les lamproïtes à olivine, qui constituent l'unique source de diamants importante, ont un contenu en silice de quelque 35 à 45 %, alors que les lamproïtes à leucite peuvent contenir jusqu'à 60% de SiO<sub>2</sub>, les deux espèces pouvant se trouver en contact dans le même événement (p. ex., Ellendale 5; Jaques et al., 1986). Le verre des lamproïtes refroidies rapidement peut renfermer > 60 % de SiO<sub>2</sub>; le quartz est une phase matricielle et peut même apparaître dans des liquides lamproïtiques cristallisant sous haute pression dans le manteau (Mitchell, 1992; Peterson et LeCheminant, 1993). Il n'est pas certain que les lamproïtes primaires (c'est-à-dire provenant du manteau et ayant peu évolué au cours de l'ascension) soient nécessairement en équilibre avec l'olivine ni même riches en Mg (Mitchell et Bergman, 1991). La plupart des auteurs admettent que les lamproïtes prennent naissance dans des filons de roches mantelliques composées d'une multitude de phases riches en volatiles (phlogopite, amphibole, carbonates) et en éléments incompatibles (telles que l'apatite et le rutile) (p. ex., Foley, 1991; Waters, 1987). Il est concevable que des disparités entre roches mères eu égard à la fusion partielle, à la pression totale et aux compositions modales locales engendrent un vaste éventail de liquides lamproïtiques primaires.

On a tenté de simplifier la distinction entre lamproïtes par l'élaboration de diagrammes discriminants multiéléments, au moyen desquels les caractéristiques compositionnelles essentielles sont formulées statistiquement et combinées par voie algébrique en termes de deux variables (Foley et al., 1987; Rock, 1991). Bien que ces diagrammes soient d'intérêt général, ils peuvent donner lieu à une classification trompeuse des suites individuelles, aussi faut-il les utiliser avec prudence. L'identification des lamproïtes doit se fonder sur l'ensemble des critères minéralogiques et géochimiques disponibles, étant entendu que certaines

suites pourront résister à la classification. Ainsi, les lamproïtes de Murcie-Almeria, en Espagne (Venturelli et al., 1984) sont dépourvues de l'essentiel de la suite de minéraux accessoires diagnostiques, contiennent de l'orthopyroxène phénocristallin (ce qui est unique parmi les lamproïtes) et se caractérisent par un rapport K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O relativement bas et une teneur en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> relativement élevée. Celles-ci sont néanmoins considérées comme des lamproïtes parce que les micas matriciels manifestent la zonalité pétrographique requise et parce que d'autres particularités caractéristiques sont présentes (p. ex., Ba et Rb élevés; présence de richtérite à K-Ti).

Une pléthore de noms de roches fondés sur la géographie locale ont été rejetés en faveur d'une classification minéralogique (Woolley et al., 1995, 1996). Pour la nomenclature des lamproïtes, il convient de se référer aux 2 ou 3 phases dominantes; ainsi, dans une hyalolamproïte à olivine et phlogopite, dominant l'olivine, la phlogopite et le verre. Mitchell et Bergman (1991) ont établi une distinction texturale pour désigner les roches dans lesquelles la phlogopite apparaît essentiellement sous forme de plaques matricielles poecilitiques (lamproïtes dites « madupitiques »).

## MODE D'INTRUSION

Les lamproïtes se présentent pratiquement sous toutes les formes volcaniques et extrusives. Elles diffèrent en cela des kimberlites, qui se rencontrent presque exclusivement sous forme de dykes, de filons-couches et de roches à faciès de diatrème et de cratère. Kimberlites et lamproïtes diffèrent sensiblement quant à leur mode de volcanisme (Smith et Lorenz, 1989). Les kimberlites, qui sont essentiellement des péridotites alcalines carbonatées, exsolvent le CO<sub>2</sub> rapidement au cours de leur ascension et peuvent donc engendrer dans presque tous les types de roches encaissantes des diatrèmes caractérisés par des zones de racines complexes à dykes entrecroisés. Les magmas lamproïtiques, quoique riches en volatiles, sont hyperalcalins et sont marqués par une haute solubilité des volatiles sous toutes les pressions. C'est pourquoi les événements lamproïtiques explosifs ne se rencontrent en général que dans les centres phréatomagmatiques. Il y a mise en place explosive à partir du point où le magma entre en contact avec la nappe phréatique, comme dans le gisement d'Ellendale (Stachel, 1992). Les événements lamproïtiques phréatomagmatiques ont en général un sommet évasé (dit en forme de verre de champagne) et sont occupés par des couches à pendage vers l'intérieur de tufs à lapillis riches en olivine. Celles-ci sont parfois

recoupées par un culot central de lamproïte différenciée relativement riche en leucite.

L'emplacement des intrusions lamproïtiques est étroitement contrôlé par les discontinuités crustales locales. Il peut s'agir de failles à grande échelle associées à la formation de bassins, par exemple à Argyle, ou encore de structures de second ordre associées à de telles failles, comme c'est le cas pour les dykes diamantifères de Lissadell Road, près d'Argyle (Deakin et White, 1991). Un exemple canadien spectaculaire de volcanisme ultrapotassique contrôlé par des failles est fourni par les dykes et bassins de la Formation de Christopher Island, dans les Territoires-du-Nord-Ouest (Peterson et LeCheminant, 1996).

Conséquence de la relative lenteur d'ascension des lamproïtes à travers la croûte, comparée à celle des kimberlites, les premières contiennent peu de xénolites et de xénocristaux d'origine mantellique. Les diamants y sont plus souvent résorbés et graphitisés que dans les kimberlites, vraisemblablement à cause d'une interaction prolongée avec le magma. Cela rend l'exploration des lamproïtes plus difficile que celle des kimberlites, puisque les suites de minéraux indicateurs sont à la fois moins volumineuses et moins diagnostiques.

## **DIAMANTS, XÉNOCRISTAUX ET XÉNOLITES**

Malgré qu'il n'existe pas de moyen de distinguer les diamants individuels trouvés dans les lamproïtes de ceux trouvés dans les kimberlites, on admet que les populations de diamants dans les lamproïtes sont distinctes. En général, les diamants extraits de lamproïtes possèdent les caractéristiques suivantes : ils sont plus résorbés et graphitisés, plus souvent colorés (fréquemment jaunes et bruns), plus petits et plus susceptibles de renfermer une suite éclogitique d'inclusions minérales. Hall et Smith (1985) ont soutenu que la répartition quant à la taille des diamants de lamproïtes est log-normale. Les inclusions minérales péridotitiques (type P) dans les diamants d'Argyle et d'Ellendale (Jaques et al., 1989) ont des compositions qui chevauchent celles des diamants provenant des kimberlites, mais en général elles sont plus riches en Fe et les pyropes chromifères ne sont pas subcalciques. Les inclusions de clinopyroxène éclogitiques (type E) sont anomalement riches en K, ce qui est compatible avec les modèles postulant que la formation de nombreux diamants de type E transportés par les lamproïtes est associée à la métasomatose potassique de la zone mère lamproïtique.

Les âges déterminés par la méthode Sm-Nd des inclusions diamantifères de type E d'Argyle, qui sont en moyenne de 1580 Ma (Richardson, 1986), sont inférieurs à l'âge de l'orogénèse (env. 1,8 Ga) mais supérieurs à celui de l'éruption de la lamproïte (env. 1180 Ma). Ces données semblent indiquer que les diamants de type E se sont formés au cours du refroidissement post-orogénique de matériaux mantelliques métasomatés. La source du carbone des diamants de type E serait, selon certains, des sédiments subduits (p. ex., Eldridge et al., 1991). De nombreux pétrographes estiment que les roches mères des lamproïtes se sont formées à la suite d'une métasomatose associée à une subduction (p. ex. Nelson et al., 1986), hypothèse fortement corroborée par l'enrichissement en Sr et (surtout) en Nd des signatures isotopiques des lamproïtes. Les rapports entre certaines lamproïtes et les diamants qu'elles transportent vers la surface sont donc presque certainement beaucoup plus étroits qu'entre kimberlites et diamants, ce qui pourrait expliquer la teneur exceptionnellement élevée d'Argyle de même, peut-être, que la formation de certaines autres roches ultrapotassiques (p. ex., le dyke d'Akluilâk; MacRae et al., 1996).

Les xénolites mantelliques des lamproïtes à olivine sont surtout des dunites, accompagnées de rares harzburgites et lherzolites (Mitchell et Bergman, 1991). Ces xénolites sont généralement altérés en talc, serpentine et autres phases hydratées (p. ex., Peterson et LeCheminant, 1996). Une caractéristique distinctive de nombreuses lamproïtes à olivine diamantifères est la présence d'olivine dite à dents de chien (figure 2); celle-ci consiste en xénocristaux mantelliques arrondis avec accroissement secondaire à facettes d'olivine magmatique.

## **RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES LAMPROÏTES DIAMANTIFÈRES**

Contrairement aux kimberlites, les lamproïtes se rencontrent ailleurs que dans les cratons archéens (figure 1). La plupart des lamproïtes sont situées au sein de ceintures mobiles révélant des indices de subduction antérieure, mais l'époque de leur mise en place par rapport à la formation de la ceinture et à une réactivation ultérieure est variable. Les jeunes lamproïtes de la région méditerranéenne, où se poursuit aujourd'hui un volcanisme associé à la subduction, ne sont postérieures aux phases terminales de la collision que de 10 à 50 millions d'années. Les lamproïtes d'Argyle et d'Ellendale en Australie septentrionale, âgées respectivement de 1180 et 20 Ma, ont été mises en place au cours de la



**Figure 2.** Olivine en dents de chien dans une lamproïte à olivine du pipe d'Ellendale # 11 (spécimen de la CGC PHA-93-E11-1). Champ de vision = 2 mm. De l'olivine fraîche et pyramidale a manifestement englobé par accroissement secondaire de l'olivine résorbée et partiellement altérée.

réactivation d'une ceinture mobile de 1,8 Ga. Seules les provinces de Wyoming et de Churchill en Amérique du Nord renferment des lamproïtes et roches associées qui ont été visiblement injectées dans la lithosphère archéenne, mais celle-ci a été considérablement remaniée au cours du Protérozoïque inférieur.

On n'a pas découvert à ce jour de lamproïtes archéennes; la plupart datent du Protérozoïque et les autres sont d'âge paléozoïque à récent. Il existe un volcan lamproïtique qui est actif depuis 50000 ans (Gaussberg, en Antarctique; Sheraton et Cundari, 1980). La plupart des lamproïtes diamantifères se sont formées au Protérozoïque. Le résumé suivant n'est nullement exhaustif, mais on y trouvera la liste des plus importantes intrusions lamproïtiques eu égard à l'exploration du diamant.

### **Afrique**

Tel que noté plus haut, les kimberlites du Groupe II (orangites) d'Afrique du Sud ressemblent beaucoup plus aux lamproïtes qu'aux kimberlites du Groupe I ou à tout autre type de roche. Leur âge varie de 200 à 100 Ma (Skinner, 1989). Entre autres centres de production importants du diamant figurent ceux de Finsch (110 Ma), New Elands (127 Ma) et Star (âge inconnu).

La lamproïte de Bobi (Côte d'Ivoire) est un dyke de 2 km de longueur (env. 1,4 Ga) (Mitchell et Bergman, 1991). Des diamants y sont présents en concentrations économiques; en outre, des pierres alluviales se

rencontrent en aval de l'intrusion mais, parce que la région est riche en diamants alluviaux, il n'est pas certain que la lamproïte soit une source importante de ces diamants.

Les lamproïtes de Kapamba, en Zambie (Scott-Smith et al., 1989; env. 220 Ma) se composent d'une série de dykes et d'intrusions semblables à des pipes. Des diamants à concentrations subéconomiques se rencontrent principalement dans des tufs de lamproïtes à olivine, mais on en a découvert également dans des coulées de lamproïtes à leucite. Les roches de Kapamba ont, en tant que lamproïtes diamantifères, des teneurs exceptionnellement élevées Na et Al.

### **Asie**

On trouve des lamproïtes diamantifères en Inde et en Chine. La lamproïte de Mahjawan (1140 Ma), en Inde septentrionale, a été intensément exploitée pour ses diamants de 1937 à 1964 (Mitchell et Bergman, 1991). Elle titrait à environ 10 ct/100t. Cette mine était rentable dans une large mesure grâce au coût peu élevé de la main-d'oeuvre.

Le champ de Zhenyuan, dans le craton du Yangzijiang en Chine, renferme des roches lamproïtiques du début du Phanérozoïque avec des teneurs en diamants atteignant 25ct/100t (filon-couche de Maping No; Andi et al., 1994). L'exploitation de ces intrusions n'est toutefois pas économique à cause de leur petite taille.

### **Australie**

La principale source de diamants naturels au monde est le pipe lamproïtique d'Argyle AK1; mise à part sa taille, il est représentatif à tous égards des lamproïtes diamantifères. Un tuf altéré lamproïtique à olivine est mélangé jusqu'à raison de 50 % avec du sable quartziteux provenant des roches encaissantes quartzitiques. Une phase centrale contient une proportion plus élevée de matériaux volcaniques juvéniles. Ce pipe allongé (2 km x 0,5 km) a été injecté le long d'une faille recoupant un aquifère dans le quartzite, provoquant une violente éruption phréatomagmatique. La partie à haute teneur du pipe sous exploitation à la fin de 1993 titrait à 2000 ct/100t (S. Deakin, comm. pers., 1993). Une proportion élevée des diamants ont été résorbés et graphitisés; la pierre la plus lourde qui ait été récupérée pesait 41,2 carats.

À proximité de là, le champ miocène d'Ellendale contient un petit nombre d'événements peu économiques qui ne sont pas présentement exploités. Ce champ et la mine d'Argyle sont remarquables en ce qu'ils fournissent des

pierres colorées, surtout rouges, roses, jaunes et vertes. Ces deux occurrences gisent au sein des ceintures protérozoïques âgées de 1,8 Ga situées le long de la bordure méridionale du craton de Kimberley.

### *Amériques du Sud et du Nord*

On rencontre des coulées et des dykes lamproïtiques et ultrapotassiques apparentés dans la province ignée d'Alto Paranaíba au Brésil central méridional (Gibson et al., 1995), de même qu'au Paraguay (Presser et al., 1994). On n'y a pas observé à ce jour de diamants bien que les diamants alluviaux soient abondants dans la région. La lamproïte de Prairie Creek, en Arkansas (aussi appelée Murfreesboro; 100 Ma) a été exploitée pour ses diamants au début de ce siècle; elle a produit environ 10000 et extraites de phases bréchiques au cours d'une période de 15 à 20 ans d'exploitation intermittente (Mitchell et Bergman, 1991).

Au Canada, on trouve des roches ultrapotassiques protérozoïques parmi le Supergroupe de Dubawnt, dans le district de Keewatin (T.N.-O.). De nombreuses roches dans cette très vaste province ressemblent à des lamproïtes; un dyke situé près de Gibson Lake a fourni un grand nombre de microdiamants (MacRae et al., 1996). Un microdiamant octaédrique unique a été extrait d'un pipe bréchique volcanoclastique à Outlet Bay, au lac Dubawnt (Peterson et LeCheminant, 1996). De dykes lamproïtiques renfermant de la leucite non altérée se rencontrent près d'Iqaluit, sur la Terre de Baffin (Hogarth et Peterson, 1996). Dans la Cordillère canadienne, près de Golden, en C.-B., des brèches tuffitiques très potassiques sont conservées sous forme de lentilles très altérées (McCallum, 1994; Ijewliw et Pell, 1996). Les datations au Rb-Sr indiquent qu'il s'agit d'intrusions paléozoïques antérieures aux chevauchements et au métamorphisme tertiaires. On a fait état de l'extraction de 4 petits diamants dans 2 intrusions (les « pipes » Jack et Mark 1), mais cela peut être dû à la contamination; en outre, l'identification de ces intrusions comme des lamproïtes est très incertaine.

### *Autres*

Des lamproïtes et roches apparentées se rencontrent dans une bonne partie de l'Europe, mais on n'a à ce jour fait état d'aucun centre diamantifère (Mitchell et Bergman, 1991). On peut s'attendre à ce qu'il se trouve des lamproïtes en Russie, mais aucune n'a été décrite avec certitude jusqu'ici. Le Gaussberg, volcan antarctique, est d'âge quaternaire à récent (10000-50000 ans) et est relativement peu disséqué. Des lamproïtes vitreuses très fraîches y ont été prélevées; elles sont les lamproïtes les

plus récentes décrites à ce jour (Sheraton et Cundari, 1980).

## EXPLORATION

Il ressort du résumé et de la discussion précédents que l'exploration des lamproïtes diamantifères sera vraisemblablement la plus fructueuse dans les ceintures mobiles protérozoïques, en particulier là où d'épaisses séquences sédimentaires peu consolidées recouvrent d'importantes zones de failles (p. ex., en Australie septentrionale; Jaques et al., 1986). L'histoire de l'exploration du diamant dans la région d'Argyle et Ellendale (Jaques et al., 1986; G. Boxer, comm. pers., 1993) démontre que le meilleur minéral indicateur (mis à part le diamant lui-même) est la magnésiochromite, minéral lourd et résistant apparaissant sous forme de phénocristaux dans la plupart des lamproïtes riches en Mg. Les grenats, chromites, diopsides chromifères et ilménites xénocristallins sont beaucoup moins abondants à cause de la mauvaise conservation des xénolites mantelliques dans les lamproïtes.

Les levés aéromagnétiques ont été très fructueux pour la localisation de pipes individuels dans le champ d'Ellendale (Jaques et al., 1986). L'espacement entre lignes de vol était généralement de 50 à 100 m. Grâce à leur composition atypique, les lamproïtes affleurantes sont facilement détectables par levé radiométrique ou géochimique.

Au Canada, des roches lamproïtiques potentiellement diamantifères n'ont été identifiées avec certitude que dans les Territoires-du-Nord-Ouest orientaux (MacRae et al., 1996; Hogarth et Peterson, 1996). La province ignée ultrapotassique du Supergroupe de Dubawnt, qui s'étend du nord-est de la baie d'Hudson au centre de la Province de Churchill et peut-être aussi loin vers le sud que le nord de la Saskatchewan, est particulièrement prometteuse pour l'exploration du diamant. Cette province comprend plusieurs systèmes de failles protérozoïques et bassins sédimentaires. Malgré que des ceintures mobiles protérozoïques n'aient pas été identifiées avec certitude absolue dans cette région, de telles ceintures l'entourent et il y a de nombreux indices géochimiques d'enrichissement protérozoïque associé à la subduction du manteau lithosphérique archéen churchillien (Peterson et LeCheminant, 1996).

## RÉFÉRENCES

- Andi Z., Dehuan X., Xilin X., Lihe G., Jianxiong Z., and Wuyi, W.**  
1994: The status and future of diamond exploration in China; *in* Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference, Diamonds: Characterization, Genesis, and Exploration; H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos (ed.), v. 2; Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Special Publication 1/B, p. 268-284.
- Deakin, A.S. and White, S.H.**  
1991: Shear zone control of alkali intrusives; examples from Argyle and west Africa; Fifth International Kimberlite Conference, Extended Abstracts, p. 71-73.
- Eldridge, C.S., Compston, W., Williams, I.S., Harris, J.W., and Bristow, J.W.**  
1991: Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation; *Nature*, v. 353, p. 649-653.
- Foley, S.F.**  
1991: The origin of kimberlite and lamproite in veined lithospheric mantle; Fifth International Kimberlite Conference, Extended Abstracts, p. 109-111.
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., and Toscani, L.**  
1987: The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models; *Earth Science Reviews*, v. 24, p. 81-134.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P., and Mitchell, J.G.**  
1995: The late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil; *Journal of Petrology*, v. 36, p. 189-229.
- Hall, A.E. and Smith, C.B.**  
1985: Lamproite diamonds: are they different?; *in* Kimberlite Occurrence and Origin: A Basis for Conceptual Models in Exploration, J.E. Glover and P.G. Harris (ed.), University of Western Australia, Publication v. 8, p. 167-212.
- Hogarth, D.D. et Peterson, T.D.**  
1996: Dykes de lamproïte dans le sud-est de l'île de Baffin; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 111-112.
- Ijewliw, O. et Pell, J.**  
1996: Brèches de diatrème dans la Cordillère; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 91-95.
- Jaques, A.L., Lewis, J.D., and Smith, C.B.**  
1986: The kimberlites and lamproites of western Australia; Geological Survey of Western Australia, Bulletin 132.
- Jaques, A.L., Hall, A.E., Sheraton, J.W., Smith, C.B., Sun, S.S., Drew, R.M., Foudoulis, C., and Ellingsen, K.**  
1989: Composition of crystalline inclusions and C-isotopic composition of Argyle and Ellendale diamonds; *in* Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Mantle/Crust Setting, Diamonds and Diamond Exploration, J. Ross (ed.), v. 2; Geological Society of Australia, Special Publication No. 14, p. 966-989.
- Kirkham, R.V., Chorlton, L.B., and Carriere, J.J.**  
1994: Generalized geology of the World (1:35 000 000); Geological Survey of Canada, Open File 2915a (paper map).  
1995: Generalized geology of the World and linked databases; Geological Survey of Canada, Open file 2915d (CD-ROM).
- MacRae, N.D., Armitage, A.E., Miller, A.R., Roddick, J.C., Jones, A.L. et Mudry, M.P.**  
1996: Le dyke lamprophyrique diamantifère d'Akluilâk, région du lac Gibson, T.N.-O.; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 103-109.
- McCallum, M.E.**  
1994: Lamproitic(?) diatremes in the Golden area of the Rocky Mountain fold and thrust belt, British Columbia, Canada; *in* Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference, Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths, H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos (ed.), v.1; Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, p. 195-210.
- Mitchell, R.H.**  
1985: A review of the mineralogy of lamproites; Geological Society of South Africa, Transactions, v. 88, p. 411-437.  
1992: High pressure experimental studies of sanidine phlogopite lamproite from Leucite Hills, Wyoming; *EOS*, v. 73, p. 142.  
1994: Suggestions for revisions to the terminology of kimberlites and lamprophyres from a genetic viewpoint; *in* Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference, Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths, H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos (ed.), v.1; Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, p. 15-26.

- Mitchell, R.H. and Bergman, S.C.**  
1991: Petrology of Lamproites; Plenum Press, New York, 447.
- Nelson, D.R., McCulloch, M.T. and Sun, S.S.**  
1986: The origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd, and Pb isotopes; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p. 231-245.
- Peterson, T.D. and LeCheminant, A.N.**  
1993: Glimmerite xenoliths in early Proterozoic ultrapotassic rocks from the Churchill Province; *Canadian Mineralogist*, v. 31, p. 801-819.
- Peterson, T.D. et LeCheminant, A.N.**  
1996: Roches ultrapotassiques du Supergroupe de Dubawnt, district de Keewatin, T.N.-O.; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 97-101.
- Presser, J.B.**  
1994: Characterization of lamproites from Paraguay (South America); *in* Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference, Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths; H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos (ed.), v. 1; Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, p. 195-210.
- Richardson, S.W.**  
1986: Latter-day origins of diamonds of eclogitic paragenesis; *Nature*, v. 322, p. 623-626.
- Rock, N.M.S.**  
1991: Lamprophyres; Blackie Son Ltd., Glasgow, 285 p.
- Scott-Smith, B.H., Skinner, E.M.W., and Loney, P.E.**  
1989: The Kapamba lamproites of the Luangwa Valley, Eastern Zambia; *in* Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Composition, Occurrence, Origin, and Emplacement; J. Ross (ed.), v. 1; Geological Society of Australia, Special Publication 14, p. 189-205.
- Sheraton, J.W. and Cundari, A.**  
1980: Leucites from Gaussberg, Antarctica; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 71, p. 417-427.
- Skinner, E.M.W.**  
1989: Contrasting Group I and Group II kimberlite petrology: towards a genetic model for kimberlites; *in* Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Composition, Occurrence, Origin, and Emplacement; J. Ross (ed.), v. 1; Geological Society of Australia, Special Publication 14, p. 528-544.
- Smith, C.B. and Lorenz, V.**  
1989: Volcanology of the Ellendale lamproite pipes, Western Australia; *in* Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Composition, Occurrence, Origin, and Emplacement; J. Ross (ed.), v. 1; Geological Society of Australia, Special Publication 14, p. 505-519.
- Stachel, T.**  
1992: The olivine and leucite lamproite pipes of the Ellendale volcanic field (Western Australia); *Zeitschrift für Geologische Geschichte*, v. 143, p. 133-158.
- Tainton, K.M.**  
1994: The generation of kimberlites, lamproites, and their source rocks; *Journal of Petrology*, v. 35, p. 787-817.
- Venturelli, G., Capedri, S., Di Battistini, G., Crawford, A., Kogarko, L.N., and Celestini, S.**  
1984: The ultrapotassic rocks from southeastern Spain; *Lithos*, v. 17, p. 37-54.
- Waters, F.G.**  
1987: A suggested origin of MARID xenoliths in kimberlites by high pressure crystallization of an ultrapotassic rock such as lamproite; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 95, p. 523-533.
- Woolley A.R., Bergman, S.C., Edgar, A.D., Le Bas, M.J., Mitchell, R.H., Rock, N.M.S., and Scott-Smith, B.H.**  
1996: Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks; *Canadian Mineralogist*, v. 34, p. 175-186.

# Le lien entre les roches diamantifères et les autres roches alcalines

K.L. Currie

Currie, K.L., 1996: *Le lien entre les roches diamantifères et les autres roches alcalines; dans La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 87-90.

## INTRODUCTION

Parmi les roches ignées primaires, les diamants se forment dans des roches alcalines mafiques à ultramafiques (kimberlites, lamproïtes, minettes) qui sont lamprophyriques dans le sens général défini par Rock (1987). Les lamprophyres contiennent généralement plusieurs générations de phénocristaux mafiques (olivine, pyroxène, amphibole, biotite, phlogopite), sans phénocristaux de quartz ou de feldspath, et ont des teneurs élevées en matières volatiles exprimées en phases comme l'amphibole, la biotite, la phlogopite, les carbonates et les sulfates. Les roches diamantifères ont subi des conditions de pression et de température favorisant la stabilité du diamant et se sont déplacées suffisamment rapidement vers des conditions quasi superficielles pour permettre la conservation métastable de certains diamants. Les géothermes subcontinentaux d'équilibre nécessitent des profondeurs de 150 à 200 km (45-55 kbar et 1050-1200 °C) pour stabiliser le diamant; cependant, dans une zone de subduction, le diamant peut se former dans le panneau froid s'enfonçant par subduction à des profondeurs de 80 à 90 km (22-25 kbar et 300-400 °C) et persister pendant des millions d'années (Barron et al., 1994). La plupart des roches alcalines proviennent de profondeurs dépassant 100 km (comparer avec Menzies, 1987) et peuvent, de ce fait, entraîner et conserver le diamant dans des xénolites ou des xénocristaux si l'ascension et la formation sont suffisamment rapides. Comprendre la distribution et la mise en place des roches alcalines facilite la distinction entre les variétés potentiellement diamantifères de celles qui ne le sont pas.

## RÉPARTITION DES ROCHES ALCLINES AU CANADA

Au Canada, les roches alcalines, notamment les lamprophyres, forment des ceintures, que Currie (1976; figure 1) classe en neuf types. Ces ceintures sont des zones géographiques dans lesquelles on a observé des roches alcalines. Même si elles présentent certains liens avec les provinces ignées et certains événements

tectoniques, elles ne peuvent pas y être corrélées dans l'un ou l'autre cas. Les ceintures de roches alcalines présentent habituellement un magmatisme polycyclique dont les occurrences adjacentes diffèrent par l'âge de l'ordre de centaines de millions d'années. L'intervalle de composition dans chaque ceinture, allant typiquement de carbonatites sans silicate à des roches alcalines sans transition d'ultramafique à mafique, indique que toutes les roches alcalines ne peuvent pas provenir de la même source mantellique. Dans certains cas, on peut établir un lien entre des occurrences spécifiques, ou groupes d'occurrences, et des événements tectoniques comme le rifting continental. Cependant, les ceintures contiennent des occurrences considérablement plus anciennes ou plus récentes que la cause tectonique supposée. Selon la théorie pétrogénétique actuelle, le magmatisme alcalin résulte en grande partie de la fusion partielle d'un manteau métasomaté (Bailey, 1987). La nature polycyclique des ceintures de roches alcalines peut s'expliquer par l'attachement de volumes substantiels d'un manteau métasomaté à une croûte continentale. Si cette source est puisée par un événement tectonique approprié, il s'ensuit un magmatisme alcalin. Le métasomatisme est un processus hétérogène à petite échelle. La diversité des roches alcalines peut s'expliquer par le soutirage de différentes sources lithosphériques et asthénosphériques combinées.

La nature des certains «déclencheurs» peut être illustrée par trois cadres tectoniques différents. La ceinture Outaouais-St-Laurent, la ceinture Red Wine-Gardar (Labrador et Groenland), la ceinture Coldwell-Nagagami et peut-être la ceinture de la soulèvement de Kapuskasing se trouvent dans des régions continentales effondrées, cadre classique d'un magmatisme alcalin polycyclique. La ceinture Outaouais-St-Laurent a pris naissance durant la rupture continentale du Néoprotérozoïque et a été réactivée durant l'ouverture de l'océan Atlantique au Jurassique-Crétacé. Le magmatisme alcalin date des deux épisodes et peut-être aussi du Paléozoïque moyen (Bon Conseil, 430 Ma, Currie, 1976). Le magmatisme alcalin est également associé à des zones de collision continentales, habituellement au sein de rifts locaux. Les orogènes de la Cordillère, de

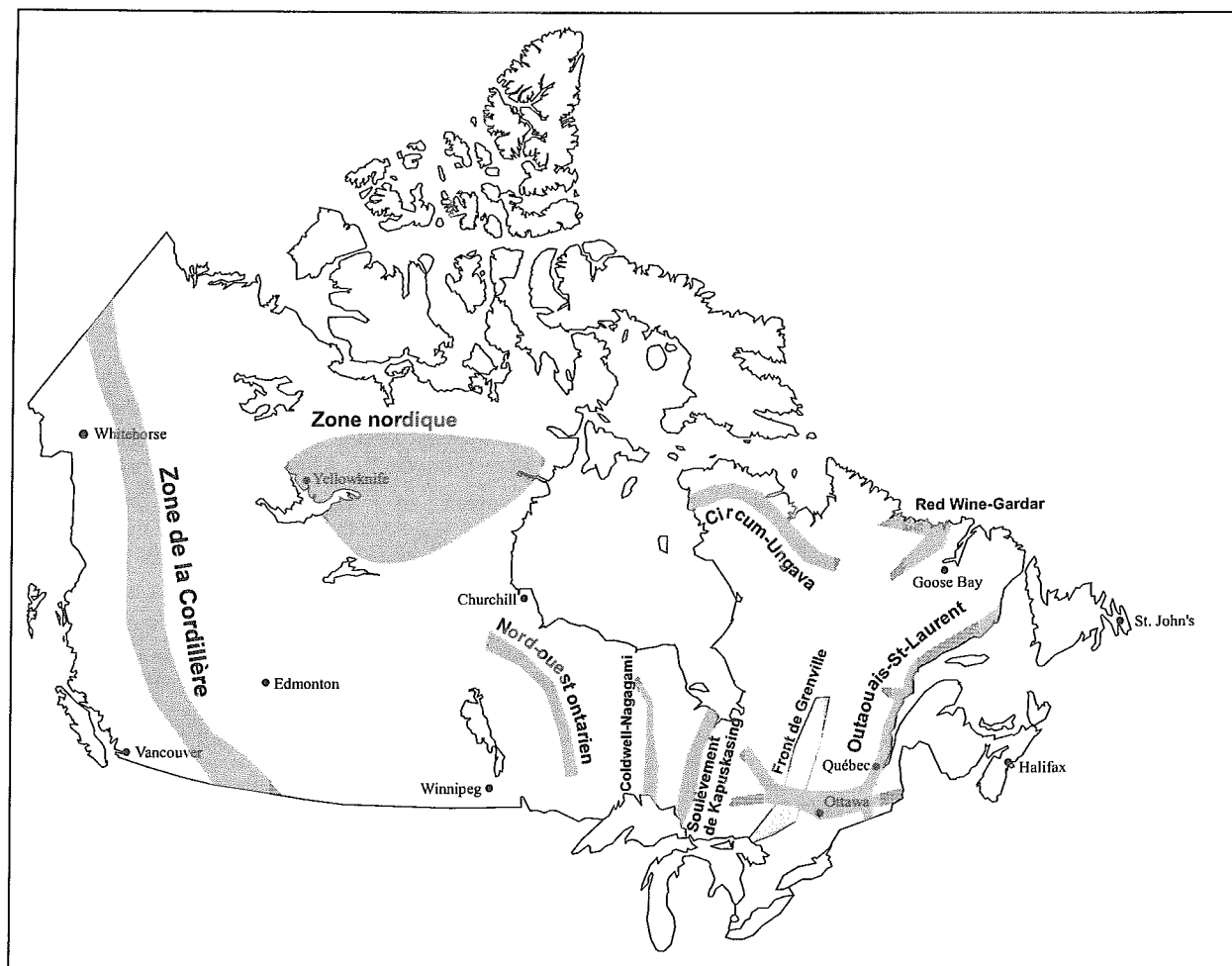


Figure 1. Répartition des roches alcalines au Canada (révisé de Currie, 1976).

Grenville et Circum-Ungava ont formé des suites alcalines le long des marges du craton. Les datations révèlent que l'âge de certaines roches alcalines chevauche l'âge de la déformation, mais un magmatisme polycyclique, par exemple le complexe d'Ice River, datant de 368 Ma (Parrish et Armstrong, 1987) s'est produit au milieu de l'Éocène et dans des roches alcalines plus récentes de la Cordillère. Un troisième type de suite alcaline résulte de la remontée de magma de grande profondeur (magmatisme intraplaque continental), soit dans des panaches très limités, comme la série magmatique de Montereian-White Mountains (Sleep, 1990) dans la ceinture Outaouais-St-Laurent, ou dans des zones plus diffuses comme la zone nord (figure 1). Le magmatisme de panache est de durée relativement courte et non polycyclique, mais le magmatisme intraplaque continental est généralement polycyclique. Les causes d'un tel magmatisme demeurent hypothétiques, mais elles sont associées à des processus thermiques et mécaniques dans le manteau, peut-être déclenchés ou modulés par des phénomènes superficiels comme le nivellement

thermique par les supercontinents.

## PÉTROGÉNÈSE

La diversité des roches ignées alcalines est due à des combinaisons complexes de fractionnement, de mélange, d'assimilation et de métasomatisme des roches ignées. Les lamprophyres alcalines mafiques à ultramafiques, incluant les kimberlites, les lamproïtes et les minettes, sont une composante des ceintures de roches alcalines où reposent les familles de carbonatites ultramafiques et de carbonatites à néphéline (Currie, 1976), et dans une moindre mesure, la famille des basaltes alcalins. La composition chimique inhabituelle de ces roches est probablement attribuable à la fusion de protolites mantelliques inégalement métasomatisés et considérablement enrichis en potassium et d'autres éléments incompatibles (Ba, Rb, Nb, ETR) dans diverses conditions de P-T. La composition chimique (et minéralogique) des roches ultramafiques alcalines



d'origine mantellique est très variée, chaque occurrence possédant ses propres caractéristiques, étant donné que chacune provient d'une source mantellique peu volumineuse ayant subi un métasomatisme unique. La nomenclature de ces roches est actuellement fluctuante (comparer Wooley et al., 1996; LeMaître et al., 1989). Les kimberlites authentiques semblent être limitées à un magmatisme intraplaque continental, tandis que les lamproïtes reposent sur la bordure continentale des zones de collision (Peterson, 1996). Cependant, toute roche mafique et ultramafique potassique ( $K > Na$  moléculaire) devrait être considérée potentiellement diamantifère.

On peut éliminer de nombreuses roches ultramafiques alcalines comme sources possibles de diamant selon les critères minéralogiques. Les roches potentiellement diamantifères sont habituellement riches en olivine, clinopyroxène, phlogopite et carbonates. On n'a jamais signalé que les roches renfermant du plagioclase calcique primaire (famille des basaltes alcalins) contenaient des diamants. Les autres minéraux primaires non censés être compatibles avec le diamant sont notamment la néphéline, la leucite, les feldspathoïdes (hastéine, sodalite), les zéolites et la méllilite même si la leucite n'est pas abondante dans les roches associées aux lamproïtes diamantifères, et certains de ces minéraux peuvent être le résultat d'altération secondaire. Le feldspath de potassium et le diamant ne peuvent pas coexister de façon stable, mais les lamproïtes diamantifères et les roches apparentées contiennent de la sanidine ou de l'orthoclase (Peterson, 1996; MacRae et al., 1996), présumément formées durant l'ascension et le refroidissement rapide. Les kimberlites et certaines lamproïtes ont comme particularité, parmi les roches alcalines, de contenir, selon l'analyse modale, de l'orthopyroxène, un minéral qui ne peut pas cristalliser à partir de magmas alcalins à faible pression (Edgar, 1987). Les clinopyroxènes et la phlogopite des roches diamantifères sont, règle générale, riches en Cr plutôt qu'en Ti, comme dans les roches de composition semblable cristallisant à des pressions plus faibles. Les xénocristaux de grenat dans les roches ignées diamantifères contiennent généralement plus de 0,04 % poids de  $Na_2O$  (Barron et al., 1994).

Les roches diamantifères ne sont jamais directement associées à des complexes alcalins centraux. Cependant, les dykes alcalins ultramafiques dont la composition chimique chevauche celle des kimberlites et des minettes sont relativement nombreux, en particulier dans les suites de dykes associées à des complexes de carbonatites (comparer avec Yoder, 1986). L'existence de complexes centraux suppose une chambre magmatique relativement peu profonde, dans laquelle séjourne le magma pendant

une période significative, et un refroidissement relativement lent du magma. Tout diamant présent initialement serait transformé en graphite.

La configuration physique d'une intrusion contribue à son potentiel diamantifère. Toutes les roches ignées diamantifères connues forment des dykes, des filons-couches, des culots, des cheminées, des diatrèmes et des brèches apparentées. Les laves ne sont associées à ce jour qu'aux minettes et aux lamproïtes. On n'a pas découvert d'intrusions lamprophyriques affleurant sur des zones de plus de 5 km<sup>2</sup>. Le passage nécessaire à la surface pour ne pas modifier les diamants impose une bréchification ou une association à des brèches de la plupart des roches diamantifères, ce qui signifie une ascension rapide, qu'ils soient entraînés par du  $CO_2$  comme dans le cas des kimberlites, ou par de l'eau comme c'est probablement le cas des lamproïtes et des minettes. La déformation et le métamorphisme diminuent le potentiel diamantifère d'un amas. Les diamants ne devraient pas survivre à un métamorphisme de faciès des schistes verts ou d'un faciès supérieur caractérisé par des fugacités de l'oxygène habituellement observées dans la croûte. Le métamorphisme des éclogites à pression extrême et température modérée représente une situation spéciale où les roches basaltiques supracrustales ont traversé le champ de stabilité des diamants à des températures relativement faibles durant la subduction (comparer avec Berman, 1996). Les éclogites diamantifères ne sont pas des roches ignées primaires, même si elles servent de source pour les diamants dans les roches ignées plus récentes. L'âge d'un amas par rapport aux autres roches alcalines locales est sans conséquence sur son potentiel diamantifère. Il existe des exemples où les diamants logent dans des roches voisines d'âge radicalement différent (Argyle et Ellendale, voir Peterson, 1996).

## RÉSUMÉ

Les roches ignées diamantifères sont associées à d'autres roches alcalines dans des régions bien définies (ceintures de roches alcalines). Toute roche alcaline ultramafique potassique riche en matières volatiles dans une telle région devrait être considérée potentiellement diamantifère. La terminologie de ces roches lamprophyriques ultramafiques est présentement confuse et déroutante. Les roches associées à des complexes alcalins centraux, que ce soit dans le complexe ou son essaim de dykes associé, ne présentent pas de potentiel diamantifère, même si leur composition chimique peut être appropriée. On peut également exclure les roches contenant du plagioclase, de la néphéline, de la leucite, de la méllilite, des feldspathoïdes ou de la zéolite primaires.

Les candidats les plus prometteurs sont les dykes, les filons-couches, les culots et les diatrèmes, en particulier s'ils sont associés à des brèches. L'âge de l'amas apparenté aux roches alcalines voisines n'est pas un critère fiable; on devrait vérifier les âges multiples des roches hôtes potentielles.

## RÉFÉRENCES

### **Bailey, D.K.**

1987: Mantle metasomatism-perspective and prospect; *in* Alkaline Igneous Rocks; J.G. Fitton and B.G.J. Upton (ed.); Geological Society of London, Special Publication 30, p. 1-15.

### **Barron, L.M., Lishmund, S.R., Oakes, G.M., and Barron, B.J.**

1994: Subduction diamonds in New South Wales: implications for exploration in eastern Australia; Geological Survey of New South Wales, Quarterly Notes, v. 94, p.1-23.

### **Berman, R.G.**

1996: Diamants dans les roches métamorphiques à pression ultra-élevée; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 183-188.

### **Currie, K.L.**

1976: The alkaline rocks of Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 239, 228 p

### **Edgar, A.E.**

1987: The genesis of alkaline magmas with emphasis on their source regions: inferences from experimental studies; *in* Alkaline Igneous Rocks; J.G. Fitton and B.G.J. Upton (ed.); Geological Society of London, Special Publication 30, p. 29-52.

### **LeMaitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., LeBas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., and Zanettin, B.**

1989: A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks; Blackwell Scientific Publications, Oxford, 127 p.

### **MacRae, N.D., Armitage, A.E., Miller, A.R., Roddick, J.C., Jones, A.L. et Mudry, M.P.**

1996: Le dyke lamprophyrique diamantifère d'Akluilāk, région du lac Gibson, T.N.-O.; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 103-109.

### **Menzies, M.**

1987: Alkaline rocks and their inclusions: a window on the earths interior; *in* Alkaline Igneous Rocks; J.G. Fitton and B.G.J. Upton (ed.); Geological Society of London, Special Publication 30, p. 15-27.

### **Parrish, R.R. and Armstrong, R.L.**

1987: Age of the Ice River complex, southeastern British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 87-2, p.33-38.

### **Peterson, T.D.**

1996: Lamproites; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 79-86.

### **Rock, N.M.S.**

1987: The nature and origin of lamprophyres: an overview; *in* Alkaline Igneous Rocks; J.G. Fitton and B.G.J. Upton (ed.); Geological Society of London, Special Publication 30, p. 191-226.

### **Sleep, N.H.**

1990: Montereian hotspot track: a long-lived mantle plume; Journal of Geophysical Research, v. 95, p. 21983-21990.

### **Woolley, A.R., Bergman, S.C., Edgar, A.D., LeBas, M.J., Mitchell, R.H., Rock, N.M.S., and Scott-Smith, B.H.**

1996: Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks; Canadian Mineralogist, v. 34, p. 175-186.

### **Yoder, H.S.**

1986: Potassium-rich rocks: phase analysis and heteromorphic relations; Journal of Petrology, v. 27, p.1215-1228

# Brèches de diatrème dans la Cordillère

O.J. Ijewliw et J. Pell

*Ijewliw, O.J. et Pell, J., 1996: Brèches de diatrème dans la Cordillère; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 91-95.*

## INTRODUCTION

Depuis les années 1970, les brèches de diatrème dans l'est de la Colombie-Britannique et les Territoires du Nord-Ouest ont suscité un regain de l'exploration à cause de leur présumée similarité avec les kimberlites et les lamproïtes, les transporteurs possibles de diamants (Pell, 1986; Godwin et Price, 1987). La plupart des diatrèmes de la Cordillère sont situés à l'est du système composé du sillon des Rocheuses et du sillon de Tintina et sont alignés dans un ceinture à direction NNW (figure 1). Les lithologies formant ces cheminées bréchiques sont notamment des basaltes alcalins, des lamprophyres alcalins et ultramafiques et quelques occurrences de kimberlites authentiques. On a signalé la présence de microdiamants dans plusieurs de ces cheminées, dont le diatrème de Mountain, T.N.-O. (Godwin et Price, 1987), le diatrème de Lens Mountain, C.-B. (claim Jack), le diatrème de Valenciennes River, C.-B. (claim Mark)(Northcote, 1983a,b; Dummett et al., 1985; George Cross News Letter, 23 janvier 1990) et la kimberlite Ram 5, C.-B. (George Cross News Letter, 24 nov. 1994).

## LITHOLOGIE, ROCHES HÔTES ET ÂGE DE LA MISE EN PLACE

En général, les diatrèmes se perçoivent sur le terrain par leur texture bréchifiée, une foliation modérée à élevée et une altération brune, rouge ou verte; ils se distinguent de la couleur chamois à gris des calcaires et des shales qu'ils pénètrent par intrusion. Certains s'altèrent de façon récessive; d'autres sont plus résistants que les roches hôtes. Leur altération par des processus deutériques ou métasomatiques, combinée aux effets d'un faible métamorphisme régional, rend difficile la classification des lithologies. Par ailleurs, les classifications basées sur la pétrographie pourraient être plus fiables que celles découlant d'une analyse géochimique sur roche entière. Les désignations lithologiques sont basées, en partie, sur les travaux de Rock (1987).

Le diatrème de Mountain dans les monts Mackenzie, Territoires du Nord-Ouest (64° 14'N, 129° 28'W), forme

une intrusion dans les carbonates du Cambrien supérieur à l'Ordovicien moyen. Il comporte un noyau central de brèche vert sombre contenant une brèche rebréchifiée à ciment de carbonates et une phase de dykes massifs qui est entourée par une brèche marginale rouillée par météorisation. Un anneau de tuf épicyclastique remanié est également présent (Godwin et Price, 1987). Les fragments de brèche sont composés de xénolites et d'autolites de roche encaissante carbonatée à noyau de carbonates ou de phlogopite résultant de la pseudomorphose d'olivine et de pyroxène. Le diatrème était à l'origine considéré d'affinité kimberlitique à cause de la présence de microdiamants, de picro-ilménite, de pyrope et de diopside chromifère (tous des xénocristaux), même si sur les plans de la minéralogie et de la géochimie, il ne s'agit pas d'une kimberlite typique (Godwin et Price, 1987). Les travaux récents (Goodfellow et al., 1995) incitent à proposer comme composante du diatrème de Mountain un basalte alcalin. Les premières études géochronologiques K-Ar et Rb-Sr ont donné des âges entre 425 et 445 Ma (Godwin et Price, 1987). Cependant, une évaluation plus récente des données dont sont tirées ces dates, basée sur des constantes plus récentes et plus appropriées, indique qu'un âge du Dévonien précoce (vers 400-410 Ma) est plus probable (R.L. Armstrong, comm. pers., 1988).

La cheminée la plus septentrionale en Colombie-Britannique, le diatrème de Kechika River dans les chaînons Kechika des monts Cassiar (58° 42'N, 127° 30'W) est la seule occurrence documentée à l'ouest du sillon des Rocheuses (Pell, 1994). Elle est associée à une suite de roches alcalines incluant syénite, trachyte, malignite, tufs et agglomérats apparentés et dykes de carbonatites qui logent dans des carbonates siluriens et métamorphisés au faciès des schistes verts. Les liens contextuels comme l'interstratification des agglomérats et des couches sédimentaires font supposer un âge semblable pour ces roches ignées et pour les couches hôtes (datant du Silurien ou un peu plus récent). Le diatrème se compose de brèches tuffisitiques hétérolithiques accompagnées de xénolites de quartzite, de carbonates et de syénite. Des xénocristaux de quartz, de rares spinelles chromifères, des lapillis de verre

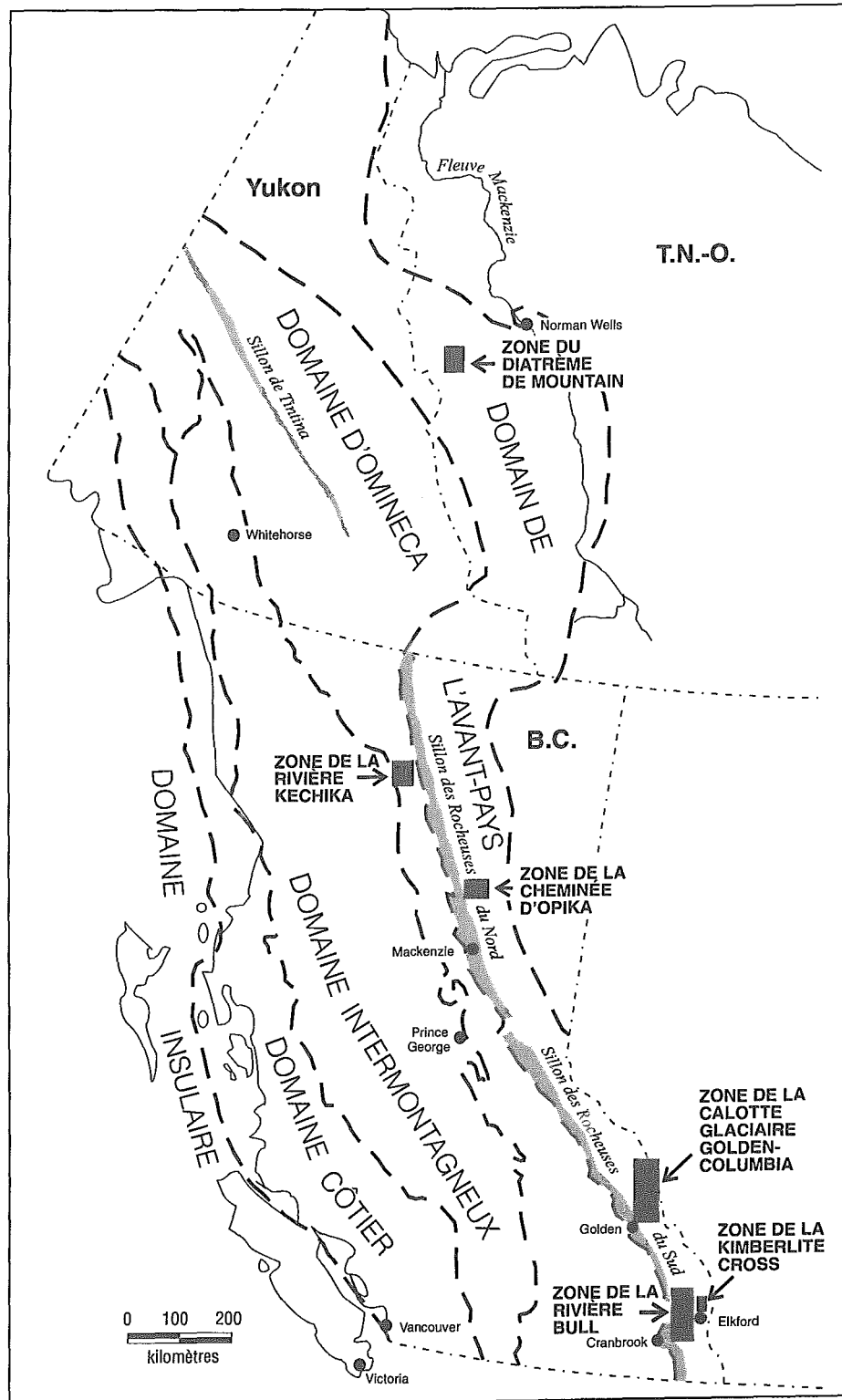


Figure 1. Répartition des diatèmes bréchiques dans la Cordillère de l'Ouest canadien (modifiée d'après Pell, 1994).

vésiculaires juvéniles et des fragments de cristaux de feldspath potassique et de phlogopite sont présents dans une matrice de minéraux carbonatés, de feldspath potassique et de muscovite (Pell, 1994). L'altération empêche toute classification spécifique du diatrème : minéralogiquement, elle présente une certaine affinité avec les basaltes alcalins; géochimiquement, ces roches ont une affinité avec les lamprophyres alcalins (Pell, 1994).

La cheminée d'Ospika est située dans les Rocheuses, au nord-est de la C.-B., à l'est du lac Williston (56°27'N, 123°45'W), à quelques centaines de mètres du grand complexe de carbonatites d'Aley. Elle recoupe des roches carbonatées de l'Ordovicien et a été datée (Rb-Sr) à  $334 \pm 7$  Ma (Pell, 1994). La cheminée d'Ospika est un diatrème complexe qui comprend au moins cinq brèches distinctes et des phases massives. Les brèches contiennent des fragments de roches sédimentaires, dont certaines avec des bordures kélyphitiques, des xénolites syngénétiques rares et des structures de ségrégation sphérolitiques. Dans une matrice de carbonates à grain fin, on observe phlogopite, augite titanifère, olivine altérée rare et diopside vert clair. La pétrographie et la géochimie sur roche entière indiquent un lamprophyre ultramafique, spécifiquement aillikite, dans la cheminée d'Ospika (Pell, 1994).

Des brèches de diatrème et des dykes occupent des roches carbonatées du Cambrien supérieur dans au moins cinq régions différentes près de Golden, dans le sud-est de la C.-B. (de 51°41'N, 116°57'W à 52°05'N, 117°23'W), rivière Bush, ruisseau Mons, rivière Valenciennes, mont Lens et champ de glace Campbell. Dans cette région, on a observé une certaine variation lithologique, mais l'altération empêche souvent une classification franche. Dans la région de rivière Bush, les diatrèmes et les dykes contiennent d'abondants fragments de roches sédimentaires et cristallines; des pseudomorphes d'olivine, de la biotite, du spinelle et, en quantités rares, du plagioclase non altéré dans une matrice poussiéreuse de carbonates-chlorite. En se basant sur leur minéralogie, on a classifié ces roches dans les kersantites à olivine, un lamprophyre calco-alcalin (Ijewliw, 1991). Les données géochimiques penchent, cependant, en faveur d'une affinité plus alcaline (McCallum, 1994; Pell, 1994). Les diatrèmes et les dykes dans les régions du ruisseau Mons et de la rivière Valenciennes sont généralement très altérés et renferment des pseudomorphes de l'olivine, du clinopyroxène, de la biotite et des spinelles dans une matrice de calcite/chlorite, de la biotite, du plagioclase et de la serpentine. On les a classifié dans les camptonites, lamprophyres alcalins (Ijewliw, 1991). Les données

géochimiques, bien qu'ambiguës, justifient en général la désignation de lamprophyre alcalin (McCallum, 1994; Pell, 1994). Il a été suggéré qu'un diatrème de Lens Mountain serait lamproïtique, selon la composition chimique des minéraux récupérés de concentrés (xénocristaux) et des analyses géochimiques sur roches entières (McCallum, 1994). Les similarités entre le diatrème de Lens Mountain et ceux de Mons Creek et de Valenciennes River laissent entendre qu'il ne s'agit pas d'une classification sans équivoque. La cheminée HP, au sud du champ de glace Campbell, est le diatrème de Golden, le moins altéré. Elle comprend au moins cinq phases de brèches et des dykes transversaux. Des fragments de calcaire transformé en marbre, du quartzite, des roches plutoniques altérées et des autolithes à noyau, des mégacristaux et des phénocristaux de clinopyroxène, de grenat à mélanite, de biotite, de spinelle et d'apatite, sont contenus dans une matrice de calcite, de chlorite, de serpentine, de talc et de pyrite (figure 2). Selon sa minéralogie, cette roche est une aillikite ou lamprophyre ultramafique riche en carbonates (Ijewliw, 1991). Cette classification s'appuie sur des analyses géochimiques (Pell, 1994). La cheminée HP et les dykes de la région de la rivière Bush ont donné des âges isotopiques d'environ 400 à 410 Ma (Pell, 1994).

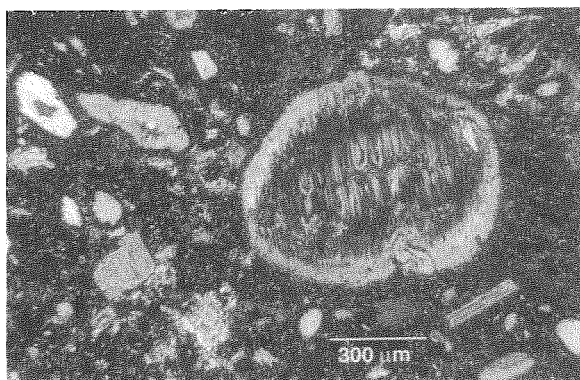


*Figure 2. Mégacristaux de diopside chromifère dans un noyau d'autolite vert avec des clastes de calcaire transformé en marbre provenant de la cheminée HP dans l'amas de Golden en Colombie-Britannique.*

Une quarantaine de cheminées bréchiques et de dykes apparentés sont présents dans les régions des rivières Bull et Elk dans le sud-est de la Colombie-Britannique (de 49°30' à 51°32'N, vers 115°15'W). Ils diffèrent des diatrèmes de Golden du fait qu'ils ne contiennent pas de minéraux hydratés évidents comme la biotite. La plupart sont tuffisitiques et renferment des fragments de roches encaissantes sédimentaires, de roches plutoniques altérées, certains xénolites

syngénitiques, des lapillis vitreux vésiculaires altérés et des minéraux altérés de clinopyroxène, calcite et spinelle dans une matrice de carbonates, de chlorite, de talc et d'un peu de plagioclase. Ici et là, des sédiments volcanoclastiques à faciès de cratère stratifié et quelques coulées volcaniques sont répartis dans ces diatrèmes. Même si l'altération accentuée rend la classification difficile, ces roches ont des affinités sur les plans minéralogique et géochimique, avec les basaltes alcalins (Pell, 1994). L'âge de ces cheminées ne peut pas être inféré à partir d'indices stratigraphiques, ce qui laisse supposer qu'il y a eu deux périodes de mise en place, l'une durant l'Ordovicien tardif, vers 450 Ma, et l'autre durant le Dévonien précoce, vers 400 Ma (Haelmstaedt et al., 1988; Pell, 1994).

La kimberlite de Cross, près d'Elkford dans le sud-est de la Colombie-Britannique (50°05'N, 114°59'), recoupe des carbonates permien dans un bloc faillé à l'est des cheminées de Bull River et d'Elk River. Cette intrusion multiphasique contient des fragments de roche encaissante, des xénolites de péridotite et des autolites à noyau. Les minéraux qui les composent sont notamment une olivine serpentinisée (figure 3), un phlogopite, des grenats partiellement altérés, certains pyropes à bordure kelyphitique et un spinelle dans une matrice de calcite et de serpentine (Jewliw, 1987; Hall et al., 1989; Hall, 1991; Pell, 1994). Les analyses géochimiques corroborent la désignation de kimberlite (Pell, 1994). La kimberlite de Cross a été datée (Rb-Sr) à 245 Ma (Grieve, 1982; Smith et al., 1988). Jusqu'à récemment, c'était la seule kimberlite authentique découverte en Colombie-Britannique; cependant, en 1994, quatre kimberlites se sont ajoutées dans les zones voisines (George Cross News Letter, 24 nov. 1994).



**Figure 3.** Photomicrographie d'olivine serpentinisée provenant de la kimberlite de Cross, Colombie-Britannique (champ optique de 1,8 mm).

## CONCLUSIONS

En C.-B. et dans l'ouest des Territoires du Nord-Ouest, les brèches de diatrème définissent un ceinture à direction NNW qui s'étend principalement à l'est du système du sillon des Rocheuses et du sillon Tintina. Les brèches se sont mises en place dans des couches sédimentaires de la marge continentale passive de la Cordillère, déposées le long de la marge ouest de l'Amérique du Nord. Le magmatisme date de différentes époques, en particulier de l'Ordovicien tardif (vers 450 Ma), du Dévonien précoce (vers 400 Ma) de Dévono-Mississippien (vers 345 Ma) et du Permien (vers 245 Ma). Les intrusions se sont métamorphosées, déformées et transposées vers l'est, le long de leurs roches hôtes durant l'orogène colombien du Crétacé. Un groupe de lithologies diverses est représenté par ces diatrèmes, variant de basaltes alcalins à des lamprophyres alcalins et ultramafiques pour aboutir à des kimberlites propres. On a découvert certains microdiamants de sorte que l'intérêt pour l'exploration se poursuit.

## RÉFÉRENCES

- Dummett, H., Fipke, C., and Blussen, S.L.**  
1985: Diamondiferous diatremes of Eastern British Columbia; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, v.78, p.213-226.
- Godwin, C.I. and Price, B.J.**  
1987: Geology of the Mountain Diatreme Kimberlite, North-central Mackenzie Mountains, District of Mackenzie, Northwest Territories; in Mineral Deposits of the Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.); Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p.298-310.
- Goodfellow, W. D., Cecile, M.P., and Leybourne, M.I.**  
1995: Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Lower Paleozoic alkaline and potassic volcanic rocks, Northern Canadian Cordilleran miogeocline; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 32, p. 1236-1254.
- Grieve, D.A.**  
1982: 1980-Petrology and chemistry of the Cross kimberlite (82J/2); in Geology in British Columbia, 1977-1981; British Columbia Ministry of Energy, Mines & Petroleum Resources, p. 34-41.
- Hall, D.C., Helmstaedt, H.H., and Schulze, D.J.**  
1989: The Cross diatreme, British Columbia, Canada: a kimberlite in a young orogenic belt; in Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Composition, Occurrence, Origin and Emplacement, J. Ross (ed.), v. 1; Geological Society of Australia, Special Publication 14, p. 97-108.

**Hall, D.C.**

1991: A petrological investigation of the Cross kimberlite occurrence, southeastern British Columbia, Canada; Ph.D thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 536p.

**Helmstaedt, H.H., Mott, J.A., Hall, D.C., Schulze, D.J., and Dixon, J.M.**

1988: Stratigraphic and structural setting of intrusive breccia diatremes in the White River-Bull River Area, Southeastern British Columbia; *in* Geological Fieldwork 1987; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1988-1, p. 363-368.

**Ijewliw, O.J.**

1987: Comparative mineralogy of three ultramafic breccia diatremes in Southeastern British Columbia, Cross, Blackfoot and HP; *in* Geological Fieldwork, 1986; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1987-1, p. 369-374.

1991: Petrology of the Golden cluster lamprophyres, southeastern British Columbia, Canada; M.Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 270 p.

**McCallum, M.E.**

1994: Lamproitic(?) diatremes in the Golden area of the Rocky Mountain fold and thrust belt, British Columbia, Canada; *in* Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference: Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths, H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos (ed.), v. 1; Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Special Publication 1/A, p. 195-210.

**Northcote, K.E.**

1983a: Report on Mark Property, Pangman Peak (82N/15W); British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Assessment Report 13596, 32 p.

1983b: Report on Jack Claims, Lens Mountain (82N/14E); British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Assessment Report 13597, 26 p.

**Pell, J.**

1986: Diatreme breccias in British Columbia; *in* Geological Fieldwork 1985; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 243-253.

1994: Carbonatites, nepheline syenites, kimberlites and related rocks in British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 88, 134 p.

**Rock, N.M.S.**

1987: The nature of lamprophyres: an overview; *in* Alkaline Igneous Rocks, J.G. Fitton and B.G.J. Upton (ed.); Geological Society of London Special Publication No. 30, p. 191- 226.

**Smith, C.B., Colgan, E.A., Hawthorne, J.B., and Hutchinson, G.**

1988: Emplacement age of the Cross kimberlite, southeastern British Columbia, by the Rb-Sr phlogopite method; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 790-792.





# Roches ultrapotassiques du Supergroupe de Dubawnt, district de Keewatin, T.N.-O.

T.D. Peterson et A.N. LeCheminant

Peterson, T.D. et LeCheminant, A.N., 1996: Roches ultrapotassiques du Supergroupe de Dubawnt, district de Keewatin, T.N.-O.; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 97-101.

## INTRODUCTION

Entre 1,84 et 1,7 Ga, la partie centrale de la Province de Churchill a été recouverte de grès, de conglomérat et de roches volcaniques du Supergroupe de Dubawnt (fig. 1). Les roches volcaniques les plus anciennes (Formation de Christopher Island (FCI), 1,84 Ga) sont ultrapotassiques et s'apparentent suffisamment à certaines lamproïtes diamantifères pour être des cibles d'exploration valables.

À ce jour, on a signalé une occurrence de microdiamant non confirmée dans une brèche de diatrème de la FCI au lac Dubawnt (Northern Miner, 1993; J. Davis, comm. pers., 1994) et, en 1993, on a découvert un microdiamant intercalé dans la gangue dans un dyke de lamprophyre de la FCI au sud-est du lac Baker (MacRae et al., 1994). Un échantillonnage ultérieur réalisé en 1994 dans ce dyke a révélé un concentration remarquablement élevée de microdiamants (MacRae et al., 1996).

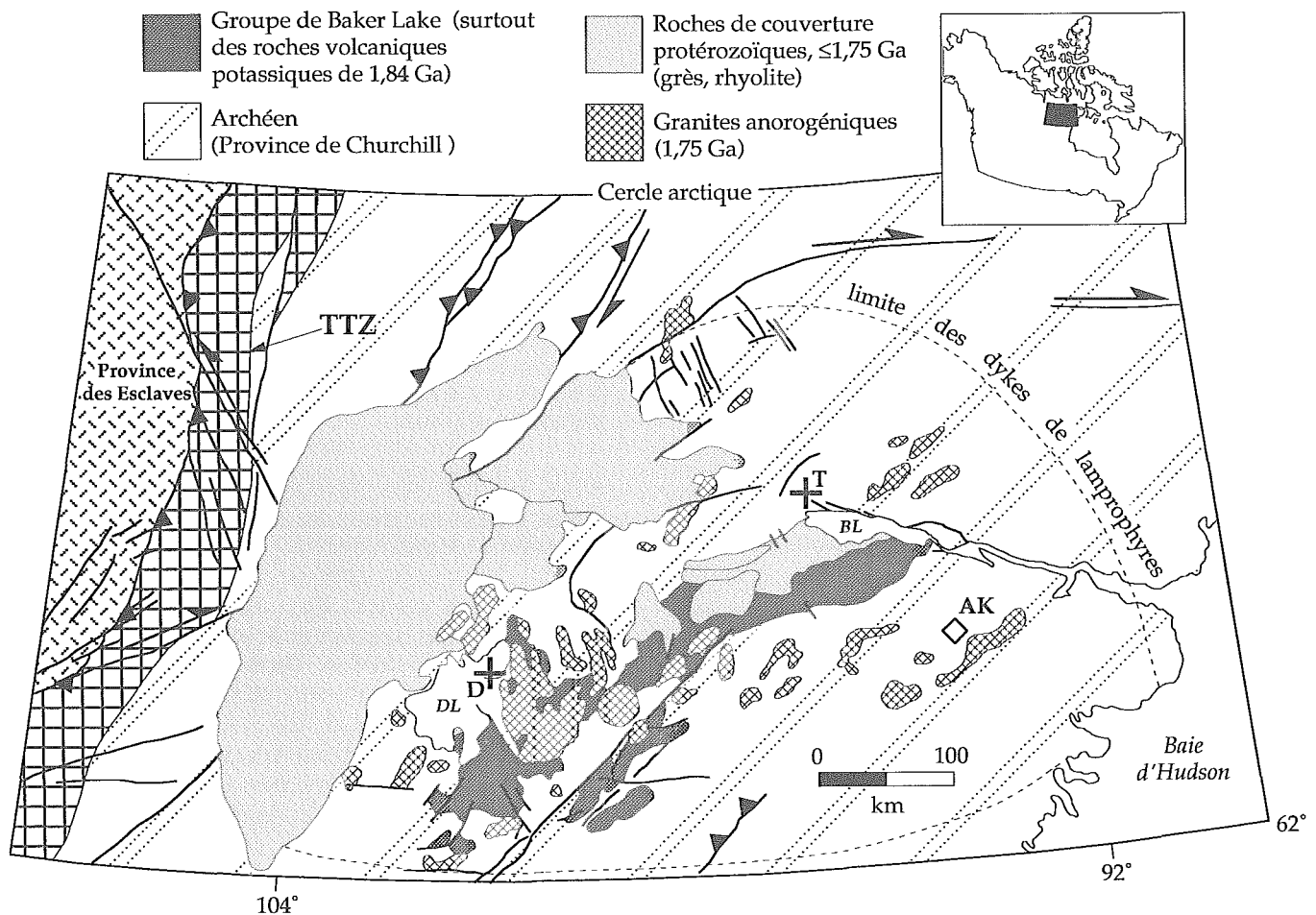


Figure 1. Carte géologique de la partie centrale de la Province de Churchill figurant les roches du Supergroupe de Dubawnt (Groupe de Baker Lake et autres roches de couverture protérozoïques). TTZ = zone tectonique de Thelon, BL = lac Baker, DL = lac Dubawnt. La limite extérieure approximative des dykes de lamprophyre est celle établie par LeCheminant et al. (1987). Les symboles et les lettres indiquent les emplacements et du diatrème de Dubawnt Lake (+D), du dyke de lamprophyre de Thelon River (+T) et du dyke de lamprophyre diamantifère d'Akluilâk ( $\diamond$ AK).

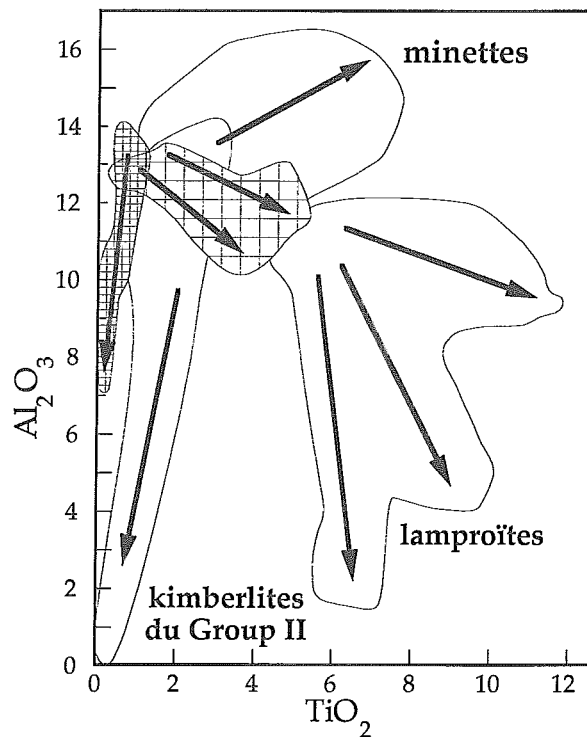
## CADRE GÉOLOGIQUE

La FCI affleure dans plusieurs bassins limités par des failles qui s'étendent vers l'ENE entre le sud du lac Dubawnt et le lac Baker (fig. 1). La plupart des bassins sont allongés, limités par une faille normale sur la bordure NW; cependant, un grand bassin triangulaire au sud-est du lac Dubawnt s'est formé par une compression E-W et une extension N-S (Peterson, 1994). Aucune autre province de roches ultrapotassiques dans le monde ne contient une aussi grande quantité de roches volcaniques (>4000 km<sup>3</sup>). On a observé de nombreux faciès volcaniques, soit des tufs à lapillis et des diatrèmes dans lesquels abondent des fragments de roche encaissante.

Dans une région d'au moins 600 sur 400 km entourant les bassins, des dykes de lamprophyre à phlogopite et clinopyroxène recoupent des roches encaissantes surtout archéennes (LeCheminant et al., 1987). Les roches volcaniques de la FIC ainsi que les dykes lamprophyriques nourriciers présentent des associations minérales typiques des minettes (Peterson et LeCheminant, 1993). Les compositions de la phlogopite chevauchent en partie celles des minettes, même si les compositions suivent les lignes de tendance de la kimberlite du Groupe II (fig. 2). Sur le plan géochimique, nombre des coulées et des dykes s'apparentent aux lamproïtes du type méditerranéen (Peterson et al., 1994), qui ont typiquement fait éruption dans les zones orogéniques voilà 10 à 50 millions d'années après la collision terminale (Mitchell et Bergman, 1991). Ces roches sont enrichies en Al et Na et appauvries en Ti et Nb comparativement aux lamproïtes qui ont fait éruption il y a 100 millions d'années ou plus après la collision (comme celles d'Ellendale et d'Argyle dans le nord de l'Australie). Les dykes et les coulées de la FIC ont une valeur  $\epsilon_{Nd}$  quasi constante près de -8 et une valeur  $\epsilon_{Sr}$  très variable (-40 à +200); Pb est extrêmement non radiogène (Peterson et al., 1994). Ces caractéristiques sont celles de nombreuses lamproïtes, mais d'aucune minette.

## XÉNOLITES ET XÉNOCRISTAUX D'ORIGINE MANTELLIQUE

Même si les xénolites crustaux abondent dans les brèches et les dykes de la FIC, les xénolites et les xénocristaux péridotitiques d'origine mantellique n'ont été décelés que dans de rares fragments altérés riches en talc et carbonates. Les xénolites (glimmélite) riches en phlogopite sont localement abondants (Peterson et LeCheminant, 1993). La phlogopite dans les glimmérites



**Figure 2.** La composition des phlogopites dans la FCI et les dykes de lamprophyre (hachures larges) et dans les xénolites de glimmélite (hachures étroites) est comparée à celles des phlogopites dans d'autres roches ultrapotassiques. Les flèches indiquent des tendances de composition dans les micas allant de teneurs élevées à des teneurs faibles en Mg. Les champs sont tirés de Mitchell et Bergman (1991) et de Peterson et LeCheminant (1993).

suit la ligne d'évolution des kimberlites (micacées) du Groupe II (fig. 2) et contient des inclusions de calcite, de strontianite, de diopside chromifère sodique et de spinelle dont la composition varie de magnésiochromite à chromite à forte teneur en Zn et Mn. Les xénolites de glimmélite et leur magmas porteurs sont interprétés comme ayant un lien génétique. On trouve également des glimmérites dans les kimberlites; elles sont considérées comme des échantillons de dykes ou des filons de lamproïte dans le manteau lithosphérique (p. ex. Waters, 1987). La minéralogie des xénolites de glimmélite ne permet malheureusement pas d'estimations précises de la pression.

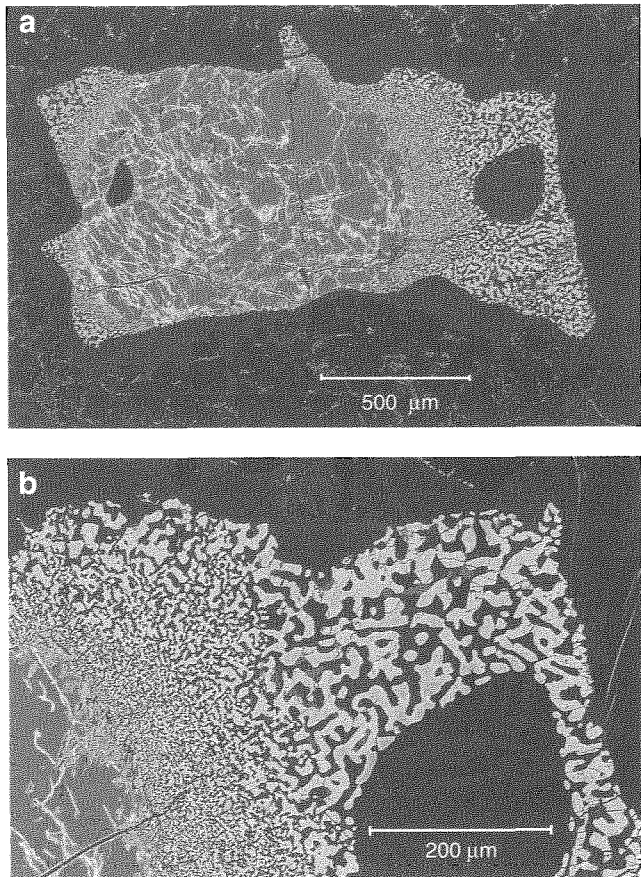
Le traitement des minéraux lourds contenus dans les échantillons du diatrème de Dubawnt Lake a donné une forte proportion de clinopyroxène et de magnésio-

chromite riches en Na et Cr et une proportion plus faible de grenat éclogitique et périclétique (lherzolitique et harzburgitique) et de micro-ilménite à forte teneur en Mg et Cr (Chisholm, 1993). Les-magnésio-chromites chevauchent le champ de composition des chromites inclus dans le diamant (comme les chromites dans les xénolithes de glimmérite) mais ils font partie de la ligne de composition normale des spinelles lamproïtiques. On n'a établi la présence probable de xénocristaux de spinelle que dans un dyke de lamprophyre exposé sur les rives de la rivière Thelon (fig. 1). Ce spinelle comporte un noyau de chromite alumineux de composition semblable au spinelle dans un nodule de harzburgite provenant d'une kimberlite au Lesotho (Carswell et al., 1979). La pelure de réaction ou de croissance secondaire de la symplectite se compose de chromite riche en Zn, Mn, de diopside chromifère sodique, d'apatite et de grossulaire chromifère (fig. 3). Ces spinelles peuvent révéler un métasomatisme par subduction de la lithosphère océanique (p. ex. Schulze, 1986), renferme des sédiments à haute teneur en Mn et Zn ou bien indiquer une réaction de la lithosphère continentale appauvrie avec des magmas ou des fluides ultrapotassiques ascendants.

### IMPLICATIONS TECTONIQUES

L'éruption de la FCI entre 1,84 et 1,83 Ga a suivi la subduction au-dessous de la marge ouest de la Province de Churchill entre 2,0 et 1,9 Ga (orogène de Thelon) et au-dessous de la marge sud-est entre 1,86 et 1,85 Ga (orogène trans-hudsonien) (St-Onge et Lucas, 1996). Les données isotopiques corroborent le transport, par métasomatisme dû à des fluides, des composantes sédimentaires subductées vers la région originelle (Peterson et al., 1994). Le principal matériau source des magmas ultrapotassiques, était probablement, si l'on se base sur les données géochimiques, un manteau harzburgitique phlogopitisé.

On peut formuler de nombreuses hypothèses sur les liens qui peuvent exister entre la FCI et la présence de diamants. L'éruption de la FCI a pu être déclenché par un métasomatisme lié à une subduction dont la vaste expression volcanologique est attribuable à une déformation interne incessante de la Province de Churchill. Le grand volume du magma et le réchauffement possible de la lithosphère inférieure ne constituent pas des conditions favorables à la conservation des diamants. Cependant, les magmas de la FCI ont pu se former ou être canalisés dans des zones de cisaillement, laissant de gros blocs de lithosphère relativement indemnes. Il est concevable que des dykes



**Figure 3. a)** Image électronique de rétrodiffusion d'un xénolithe ultramafique serpentinisé (noir) du dyke de lamprophyre de Thelon River, qui contient un xénocristal arrondi de spinelle-Cr alumineux (gris), partiellement bordé de symplectite devenant plus grossière vers l'extérieur et surtout composé de chromite (blanc) et de clinopyroxène (noir) et d'un peu de grenat et d'apatite. Le spinelle du noyau et la symplectite sont entourés par une mince bordure irrégulière de phlogopite riche en Cr et en Mg (gris foncé). **b)** Gros plan de la symplectite. Le spinelle manganésifère et zincifère riche en Cr (blanc) est enchevêtré avec une clinopyroxène riche en Na-Cr (gris foncé). La symplectite renferme un peu de grenat grossulaire et d'apatite riches en Cr (gris moyen).

et des diatrèmes à l'extérieur des principales zones de cisaillement puissent avoir prélevé des échantillons de manteau lithosphérique archéen froid profond contenant des diamants de plus de 1,84 Ga.

L'enrichissement par subduction du manteau sub-Churchill a pu causer la formation de diamants protérozoïques. Des diamants éclogitiques, probablement

formés durant ou après la subduction de la lithosphère océanique renfermant du carbone (Eldridge et al., 1991), sont plus concentrés dans les lamproïtes que dans la plupart des kimberlites. De nombreux diamants éclogitiques ont donné des âges isochrones pour les inclusions minérales protérozoïques (Richardson et al., 1990), et la plupart des lamproïtes diamantifères sont protérozoïques. Les diamants formés dans la lithosphère de Churchill à 1,84 Ga ont pu être échantillonnés par des magmas postérieurs au métasomatisme de subduction. Il convient donc de noter que le dyke diamantifère d'Alkuiilâk (MacRae et al., 1996) s'apparente géochimiquement aux roches stratigraphiquement les plus récentes au lac Dubwant et qui sont également les plus lamproïtiques dans le profil stratigraphique (Peterson et al., 1994).

Comme la FCI a fait éruption à l'intérieur d'un terrane archéen, ces modèles nécessitent un sous-placage horizontal de lithosphère subductée à une distance importante (> 300 km) du site de subduction. Cependant, les lamproïtes des provinces de Wyoming et de Churchill et du Groenland occidental livrent des données isotopiques (Carlson et Irving, 1994) et géochronologiques cohérentes (Rudnick et al., 1993) en faveur d'un métasomatisme de subduction durant le Paléoproterozoïque et d'une alimentation en sédiments de la zone subductée. Selon l'interprétation la plus simple, des poches de péridotite phlogopitisée se seraient formées dans le manteau lithosphérique sub-Churchill par des processus d'enrichissement de subduction durant l'assemblage de la Laurentic, entre 2,0 et 1,8 Ga.

## RÉFÉRENCES

- Carlson, R.W. and Irving, A.J.**  
1994: Depletion and enrichment history of subcontinental lithospheric mantle; an Os, Sr, Nd and Pb isotopic study of ultramafic xenoliths from the northwestern Wyoming Craton; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 126, p. 457-472.
- Carswell, D.A., Clarke, D.B., and Mitchell, R.H.**  
1979: The petrology and geochemistry of ultramafic nodules from Pipe 200, northern Lesotho; *in* *The Mantle Sample: Inclusions in Kimberlites and other Volcanics*; American Geophysical Union, p. 127-144.
- Chisholm, R.E.**  
1993: Diamond drilling report on the DUB 1+2 mineral claims; Internal report to Taiga Consultants Ltd., Calgary.
- Eldridge, C.S., Compston, W., Williams, I.S., Harris, J.W., and Bristow, J.W.**  
1991: Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation; *Nature*, v. 353, p. 649-653.
- LeCheminant, A.N., Miller, A.R., and LeCheminant, G.M.**  
1987: Early Proterozoic alkaline igneous rocks, District of Keewatin, Canada: petrogenesis and mineralization; in T.C. Pharaoh, R.D. Beckinsale, and D. Rickard, (ed.); *Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites*, Geological Society of London, Special Publication 33, p. 219-240.
- MacRae, N.D., Armitage, A.E., and Miller, A.R.**  
1994: Diamond-bearing potential of alkaline dykes in the Gibson Lake area, District of Keewatin; Geological Association of Canada- Mineralogical Association of Canada Program with Abstracts, v. 19, p. A69.
- MacRae, N.D., Armitage, A.E., Miller, A.R., Roddick, J.C., Jones, A.L. et Mudry, M.P.**  
1996: Le dyke lamprophyrique diamantifère d'Alkuiilâk, région du lac Gibson, T.N.-O.; *dans* *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 103-109.
- Mitchell, R.H. and Bergman, S.C.**  
1991: *Petrology of Lamproïtes*; Plenum, New York. 447 p.
- Northern Miner**  
1993: Nunavut staking rush yields a microdiamond; *Northern Miner*, v. 78, no. 50, p.1.
- Peterson, T.D.**  
1994: Early Proterozoic ultrapotassic volcanism of the Keewatin hinterland, Canada; *in* *Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference, Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths*, H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos (ed.), v.1; Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais, Special Publication 1/A p. 221-235.
- Peterson, T.D., Esperança, S., and LeCheminant, A.N.**  
1994: Geochemistry and origin of the Proterozoic ultrapotassic rocks of the Churchill Province, Canada; *Mineralogy and Petrology*, v. 51, p. 251-276.
- Peterson, T.D. and LeCheminant, A.N.**  
1993: Glimmerite xenoliths in early Proterozoic ultrapotassic rocks from the Churchill Province; *Canadian Mineralogist*, v. 31, p. 801-819.
- Richardson, S.H., Erlank, A.J., Harris, J.W., and Hart, R.S.**  
1990: Eclogitic diamonds of Proterozoic age from Cretaceous kimberlites; *Nature*, v. 346, p. 54-56.

**Rudnick, R., Irving, A.J., and Ireland, T.R.**

1993: Evidence for 1.8 Ga mantle metasomatism beneath the northwest margin of the Wyoming craton from SHRIMP analyses of zircons in ultramafic xenoliths; EOS, v. 74, p. 320.

**Schulze, D.J.**

1986: Calcium anomalies in the mantle and a subducted metaserpentinite origin for diamonds; Nature, v. 319, p. 483-485.

**St-Onge, M.R. et Lucas, S.B.**

1996: Ceintures orogéniques paléoprotérozoïques; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3229, p. 17-24.

**Waters, F.G.**

1987: A suggested origin of MARID xenoliths in kimberlites by high pressure crystallization of an ultrapotassic magma such as lamproite; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 95, p. 523-533.



# Le dyke lamprophyrique diamantifère d'Akluilâk, région du lac Gibson, T.N.-O.

N.D. MacRae, A.E. Armitage, A.R. Miller, J.C. Roddick,  
A.L. Jones et M.P. Mudry

MacRae, N.D., Armitage, A.E., Miller, A.R., Roddick, J.C., Jones, A.L. et Mudry, M.P., 1996: *Le dyke lamprophyrique diamantifère d'Akluilâk, région du lac Gibson, T.N.-O.*; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 103-109.

## INTRODUCTION

Le dyke lamprophyrique d'Akluilâk (akluilâk signifie « le plus riche » en langue inuit) présente une concentration riche et unique de microdiamants. Situé environ 120 km au nord-ouest de Rankin Inlet, T.N.-O. (voir la figure 1 de Peterson et LeCheminant, 1996), il s'agit de la première occurrence confirmée à diamants multiples de la partie centrale de la Province de Churchill. Un microdiamant unique (280 µm de diamètre) a été découvert en 1993 dans un spécimen à main du dyke (Armitage et al., 1994a; MacRae et al., 1994); le traitement d'un échantillon en vrac de 22 kg prélevé au même endroit l'été suivant a fourni plus de 1 500 diamants, dont 2 macrodiamants (> 500 µm; Northern Miner, 1995a; MacRae et al., 1995). Des quantités semblables de diamants ont été observées dans un second

échantillon en vrac recueilli et étudié indépendamment (C. Fipke, comm. pers., 1995), alors qu'un troisième échantillon de 7,8 kg étudié indépendamment a fourni 6 680 diamants, dont 3 macrodiamants (Northern Miner, 1995b). Le présent article décrit de manière préliminaire la chimie et la pétrographie du dyke.

## GÉOLOGIE RÉGIONALE

Le dyke d'Akluilâk fait intrusion dans des roches métavolcaniques et métasédimentaires de la ceinture de roches vertes archéenne de Gibson-MacQuoid Lake (Armitage et al., 1994b, 1995; figure 1; voir également la figure 1 dans Peterson et LeCheminant, 1996). Des dykes lamprophyriques atteignant 2 m de largeur abondent dans la région, leur direction variant de 340 à 355°. Ces dykes varient considérablement quant à leurs

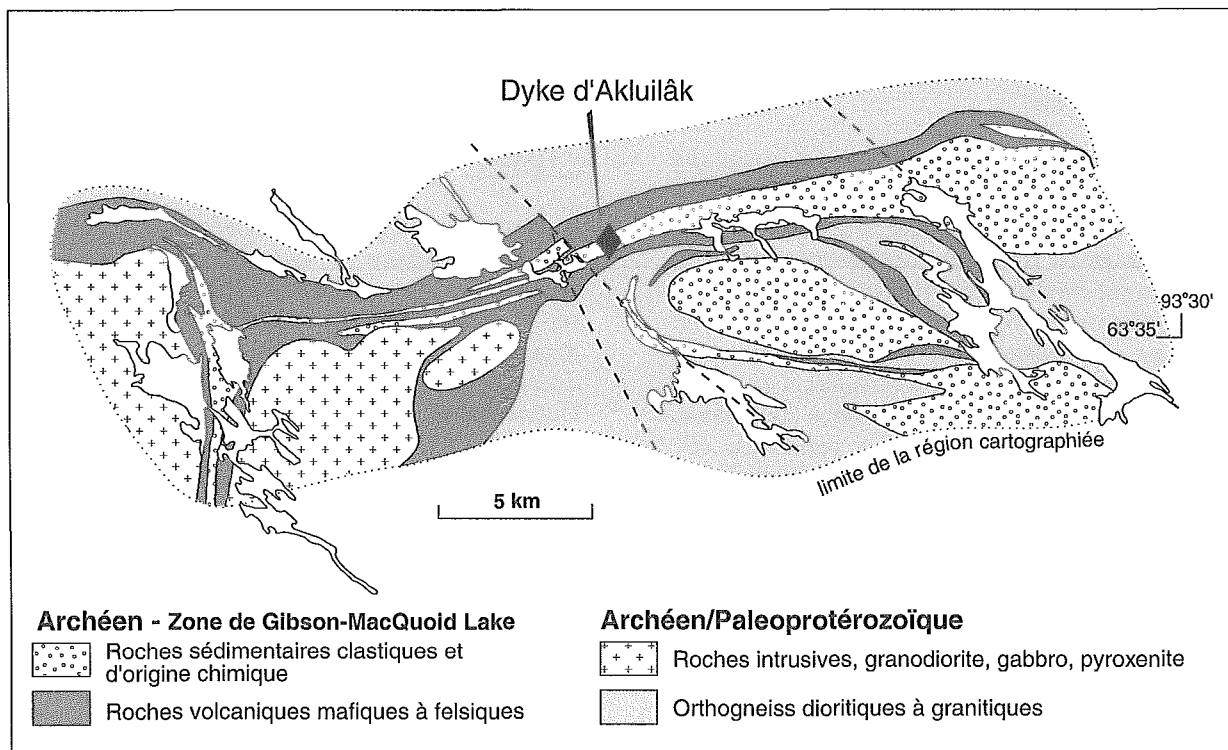


Figure 1. Carte géologique généralisée de la région cartographiée de Gibson-MacQuoid Lake (d'après Armitage et al., 1995) indiquant la localisation du dyke d'Akluilâk.

caractéristiques, mais en général ils renferment des phénocristaux de phlogopite et des xénolites de la roche encaissante, notamment de granite, d'orthoigneiss et de métasédiments. Les dykes de cette région ont été corrélés avec la Formation de Christopher Island (FCI), âgée de 1,84 Ga, du Supergroupe de Dubawnt (Armitage et al., 1994b).

La FCI est composée essentiellement de coulées subaériennes potassiques à ultrapotassiques qui ont été conservées dans une série de bassins continentaux dans la région allant du lac Dubawnt au lac Baker (Gall et al., 1992; Peterson et al., 1994; Peterson et Rainbird, 1990; LeCheminant et al., 1987); des dykes de composition analogue répartis sur une grande étendue sont interprétés en partie comme étant des dykes nourriciers de la FCI (Blake, 1980; LeCheminant et al., 1987; Gall et al., 1992). La FCI constitue une des séquences ultrapotassiques les plus volumineuses et les plus anciennes décrites (Peterson, 1994; Rock, 1991).

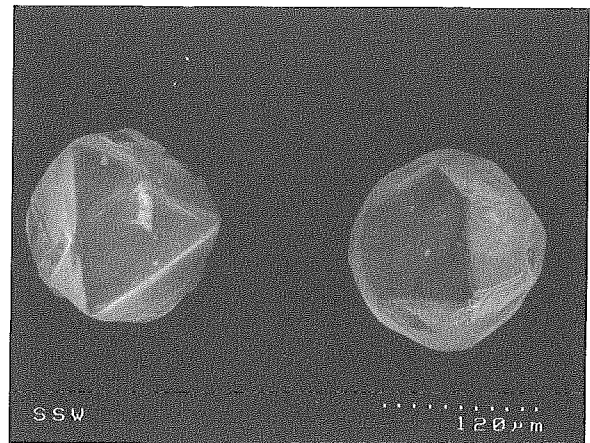
## DONNÉES DE TERRAIN ET PÉTROGRAPHIE

Le dyke d'Akluilâk est de direction 350°, est subvertical et est large de 1,5 m au site de la découverte des diamants. Environ 175 m vers le nord, il rétrécit jusqu'à 30 cm et est recouvert de débris glaciaires; au sud du site de découverte il est également recouvert, mais quelque 2 km plus loin parallèlement à la direction un dyke apparemment identique de 2,5 m de largeur et de mêmes orientation, apparence et chimie globale a été suivi sur une distance de 3 km.

En s'altérant, le dyke de découverte passe de gris foncé à noir et acquiert une texture poecilithique « bossue »; il contient des xénolites arrondis à ovoïdes dispersés de gneiss granitique et de gabbro, dont aucun ne présente une enveloppe réactionnelle. Il se caractérise par la présence d'oïkocristaux d'orthose de 1 à 5 mm renfermant une abondance de biotite, d'apatite et de calcite, avec comme minéraux accessoires la titanite, le rutile, l'ilménite et le zircon. Les plus gros oïkocristaux présentent par endroits de l'albite perthitique aux bordures de grain. Parmi les oïkocristaux on trouve des agrégats de biotite, de calcite, de titanite et d'apatite. De minces lisérés de quartz et d'albite à grain fin (< 100 µm) sont finement disséminés entre les plaquettes de biotite. La répartition modale des principaux minéraux est de 42 % de biotite, 40 % d'orthose, 10 % de calcite et 7 % d'apatite. Sur le plan minéralogique, cette roche ne contient en pratique aucune des phases primaires qui caractérisent les lamproïtes (Mitchell et Bergman, 1991), sauf l'apatite présente en abondance. En outre, la

présence de traces d'albite primaire dans le dyke d'Akluilâk constitue un critère permettant de l'exclure du groupe des lamproïtes (Mitchell et Bergman, 1991).

De nombreux microdiamants ont été observés en lame mince; on les extrait facilement de la fraction de densité > 3,2 des minéraux lourds. Ces diamants sont surtout jaune-brun, mais on dénombre quelques cristaux jaune pâle et vert pâle. Les grains les plus gros sont partiellement ou entièrement recouverts d'un mince revêtement de graphite. On observe des cristaux présentant un habitus primaire octaédrique, maclé ou cubique, mais la plupart des cristaux présentent la forme tétrahexaédrique transitoire (figure 2) qui se développe au cours de la résorption.



*Figure 2. Micrographie de microscope électronique à balayage de microdiamants octaédriques (à gauche) et tétrahexaédriques (à droite) du dyke d'Akluilâk (325D).*

## CHIMIE

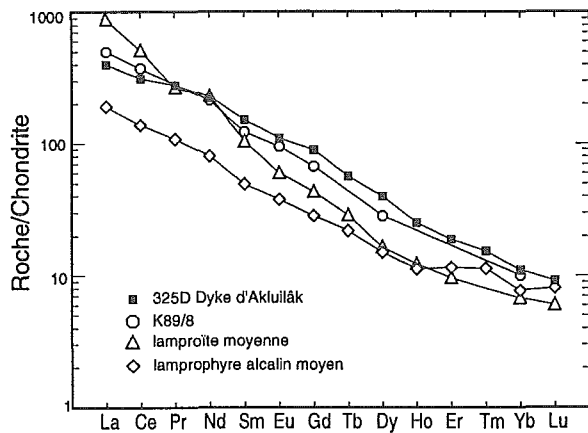
On trouvera au tableau 1 la chimie de roche totale des éléments principaux du dyke d'Akluilâk. À titre de comparaison, nous reproduisons au tableau 1 les données sur les éléments principaux d'une lamproïte moyenne et d'une minette moyenne et la composition d'une roche d'un dyke lamproïtique (K89/8) de la FCI dans la région du lac Dubawnt (Peterson et al., 1994), laquelle présente des similitudes avec 325 D. 325 D et K89/8 sont tous deux ultrapotassiques et hyperalcalins, mais seul K89/8 est presque hyperpotassique. Parmi les critères chimiques énumérés par Mitchell et Bergman (1991) comme étant caractéristiques des lamproïtes, 325D en satisfait un peu plus de la moitié, notamment des intervalles appropriés de valeurs de Niggli Mg et Niggli K. Le calcul de la norme CIPW montre que 325D est normativement riche en leucite en regard d'une lamproïte moyenne et de K89/8.



**Tableau 1.** Répartition des éléments principaux du dyke d'Akluilâk et de roches comparables

	325D	Lamproïte moyenne	Minette moyenne	K89/8
SiO <sub>2</sub>	43,49	51,1	51,5	49,95
TiO <sub>2</sub>	1,08	4,1	1,0	1,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,88	7,6	12,6	11,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,35	7,8*	7,6*	3,61
FeO	5,1			2,55
MnO	0,27	0,1	0,13	0,1
MgO	4,71	11,4	8,0	5,5
CaO	8,88	4,8	7,9	9,98
Na <sub>2</sub> O	0,73	0,65	2,0	1,38
K <sub>2</sub> O	9,53	7,3	6,0	9,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,79	1,3	1,2	2,75
H <sub>2</sub> O		3,2	2,2	1,5
CO <sub>2</sub>		0,5	1,8	4,2
LOI	4,46			

Analyses de 325D par fluorescence X effectuées par XRAL Analytical Laboratories; FeO par titrage par voie humide. Les données sur la lamproïte moyenne et la minette moyenne sont tirées de Rock, 1991; le Fe total est exprimé en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Les données sur K89/8 sont tirées de Peterson et al., 1994. Toutes les valeurs sont exprimées en % du poids.



**Figure 3.** Abondance des ETR sur roche entière (normalisées en fonction de leur concentration dans les chondrites) dans le dyke d'Akluilâk (325D) et de K89/8 (Peterson et al., 1994) et analyse d'une lamproïte moyenne et d'un lamprophyre alcalin moyen (Rock, 1991). Les valeurs renormalisées pour les ETR sont tirées de Taylor et McLennan (1985).

S'agissant des éléments traces, 325D renferme des concentrations élevées en Ba et Sr (9 480 ppm et 1 650 ppm respectivement), ce qui est représentatif des roches diamantifères (Mitchell et Bergman, 1991), mais de faibles teneurs en Cr et Ni (87 ppm dans les deux cas).

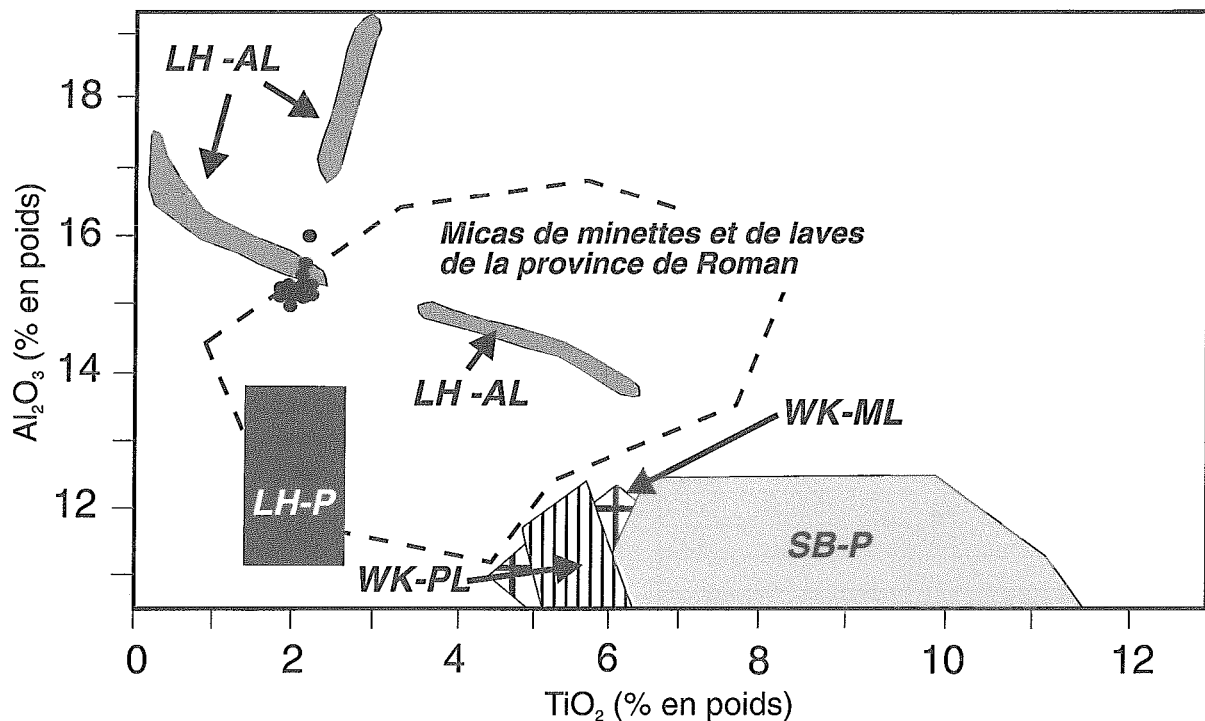
Les teneurs en ETR sont très semblables dans 325D et K89/8 : elles présentent un fort enrichissement en ETRL et sont plus élevées que dans une minette moyenne (figure 3).

Des analyses à la microsonde ont été réalisées sur la biotite, le feldspath alcalin, les carbonates, l'apatite et la plupart des phases accessoires. Les biotites ne sont pas zonées et sont de composition uniforme, avec une teneur élevée en FeO (en moy. 16,2 % poids) et en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (en moy. 15,3 % poids) et une teneur moyenne en TiO<sub>2</sub> (en moy. 2,0 % poids), F et BaO (en moy. 0,5 % et 0,18 % respectivement). Sur un diagramme de variation TiO<sub>2</sub> versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (figure 4), les biotites se situent tout juste à la limite du champ des micas des minettes et des laves de la Province de Roman et chevauchent légèrement les micas alumineux des Leucite Hills, au Wyoming. Elles diffèrent cependant des micas des Leucite Hills par leur teneur beaucoup plus élevée en Fe.

Les apatites se présentent sous forme de gros phénocristaux (> 2 mm) renfermant de nombreuses inclusions de calcite et/ou de monazite et de microphénocristaux très pauvres en inclusions. Elles sont toutes des fluorapatites et la plupart présentent une zonalité peu accusée mais régulière en SrO, les teneurs variant de 0,3 % en SrO dans le noyaux à plus de 0,5 % en bordure.

### ÂGE DU DYKE

Relativement peu de données ont été publiées sur les roches alcalines de la FCI; une datation U-Pb sur zircon de 1850 +30/-10 Ma obtenue sur un corps de syénite quartzique lié, estime-t-on, au magmatisme de la FCI, représente peut-être une limite supérieure (Tella et al., 1985). Une limite inférieure de 1753 +3/-2 Ma a été établie à partir de l'âge de mise en place déterminé sur un zircon à l'U-Pb d'un pluton injecté postérieurement (Loveridge et al., 1987). Roddick et Miller (1994) ont obtenu un âge <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar de 1825 ± 12 Ma sur une hornblende extraite d'une suite plutonique liée génétiquement à la FCI dans la région du lac Dubawnt. On a extrait du dyke d'Akluilâk des apatites renfermant des inclusions de monazite. Au moyen de la méthode de l'isochrone Pb-Pb, la fraction apatite a fourni un âge de 1832 ± 28 Ma, l'écart-type étant de 0,0101 (J.C. Roddick, données non publiées). La principale contribution du présent article est la confirmation que le dyke d'Akluilâk est lié au magmatisme de la FCI.



**Figure 4.** Variations d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  versus  $\text{TiO}_2$  dans les micas des lamproïtes comparées à celles dans les micas de minettes et de laves de la Province de Roman (modifié d'après Mitchell et Bergman, 1991). Les analyses de biotites du dyke d'Akluilâk sont représentées par des cercles pleins. [SB-P = phlogopite de Smoky Butte; WK-PL = lamproïtes à phlogopite de West Kimberley; WK-ML = lamproïtes madupitique de West Kimberley; LH-Al = micas alumineux de Leucite Hills; LH-P = phénocristaux de Leucite Hills].

#### COMPARAISON AVEC LA PROVINCE DIAMANTIFÈRE DE L'AUSTRALIE OCCIDENTALE

Au vu de cette occurrence diamantifère inusitée et du cadre tectonique de la FCI, une comparaison s'impose entre la Province structurale de Churchill et le magmatisme diamantifère de la Zone mobile tectoniquement semblable de Halls Creek en Australie occidentale. Envisagées à l'échelle de la croûte, les roches ultrapotassiques des deux régions sont situées dans des corridors structuraux régionaux. La Zone mobile de Halls Creek est un corridor tectonique de direction NE où prédominent les mouvements cisailants; elle est limitrophe de la bordure orientale du bloc supposé archéen de Kimberley. Cette zone structurale a subi un thermotectonisme protérozoïque à environ 1920 et 1850 Ma (Page et Williams 1988), cette dernière orogénèse étant associée à l'emboutissage du bloc archéen de Kimberley contre l'Australie du nord-ouest (White et Muir, 1989). Le diatrème de lamproïte à olivine d'Argyle, daté à  $1178 \pm 47$  Ma (Jacques et al., 1989a; Boxer et al.,

1989) est postérieur à l'orogénèse de 1850 Ma d'environ 700 Ma et est associé à une réactivation mésoprotérozoïque des principaux systèmes de failles au sein de la zone mobile.

Dans la partie centrale de la Province de Churchill, une série de bassins de décrochement dont la longueur combinée dans la direction est à nord-est est supérieure à 400 km sont remplis de roches volcaniques et de sédiments continentaux interstratifiés de la FCI (Blake, 1980; LeCheminant et al., 1979a,b; Tella et al., 1981; LeCheminant et al., 1981). Ces bassins de décrochement se sont formés comme composante d'un faisceau de failles qui transecte la Province de Churchill; ces failles sont liées à l'emboutissage il y a 2,0 à 1,8 Ga de microcontinents marginaux contre l'arrière-pays archéen de Keewatin et à leur accréation à ce dernier (Hoffman, 1990). Des liquides ultrapotassiques engendrés dans le manteau lithosphérique métasomaté ont migré à travers la croûte et jusqu'à sa surface via les zones de failles translithosphériques (Peterson et Rainbird, 1990; Peterson et al., 1994). Un volcanisme ultrapotassique intracratonique qui a démarré vers 1840 à 1830 Ma

(Roddick et Miller, 1994) coïncide avec la transition vers 1,83 Ga d'une tectonique de bordure convergente à une tectonique intracratonique dans le terrane juvénile de l'orogène trans-hudsonien (Stern et al., 1993; Stern et Lucas, 1994).

## DISCUSSION

Aujourd'hui il est largement reconnu que les kimberlites et les lamproïtes constituent potentiellement des roches encaissantes pour les diamants. On a supposé que la formation des magmas lamprophyriques est confinée à des profondeurs inférieures à 125 km (p. ex. Mitchell et Bergman, 1991), c'est-à-dire au-dessus de la courbe univariante diamant-graphite. Ni les diamants, ni le dyke lamprophyrique d'Akluilâk [comme l'a recommandé Mitchell (1994), nous désignons par lamprophyre une roche ignée mafique porphyrique dépourvue de phénocristaux felsiques] ne manifestent de propriétés tendant à indiquer que le magma primaire n'a pas été engendré au-dessus du niveau de stabilité critique des diamants. Peterson et al. (1994), dans le cadre d'une discussion des lamprophyres de la FCI, ont noté des similitudes entre elles et les minettes et les lamproïtes. Ils ont avancé l'hypothèse que l'échantillon de dyke K89/8, semblable à certains égards à 325D, s'est cristallisé à partir de magmas parents des magmas qui ont alimenté des coulées plus lamproïtiques et plus felsiques stratigraphiquement plus élevées. Sur la base des analyses disponibles, les échantillons K89/8 et 325D sont uniques par leur teneur très élevée en P et élevée en carbonates primaires et en ETR.

L'assemblage minéral distinctif des roches et dykes volcanoclastiques à olivine-phlogopite qui composent le pipe d'Argyle permet de les classer comme des lamproïtes, tout comme la suite de minéraux lourds, où prédominent le spinelle chromifère et le diamant, accompagnés de rares pyroxènes et grenats chromifères. Les diamants d'Argyle présentent des habitus octaédrique, dodécaédrique et maclé; la couleur dominante est le brun, mais on signale également des diamants jaunes, blancs et gris. Ces diamants sont en outre fortement dépolis et arrondis, et les dodécaèdres abondent (Jacques et al., 1989b). L'absence d'une suite de minéraux indicateurs de lamproïtes ou de kimberlites s'explique peut-être en partie par la petitesse du volume échantillonné à ce jour. Elle souligne néanmoins le caractère unique de cette découverte et l'importance, lorsqu'on utilise les diamants comme minéral indicateur dans la partie centrale de la Province de Churchill

occidentale, d'oeuvrer au sein des limites définies par la répartition des dykes et des roches volcaniques ultrapotassiques (voir la figure 1 de Peterson et LeCheminant, 1996).

## REMERCIEMENTS

Nous remercions les instances suivantes de leur appui financier au présent projet : Initiatives minérales Canada-Territoires du Nord-Ouest (1991-96), Affaires indiennes et du Nord Canada, Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada, de même que les partenaires suivants de co-entreprises : la société Comaplex Minerals, la société Cumberland Resources et la société Manson Creek Resources. Nous remercions également Charles Baker (UOO) d'avoir consacré des heures interminables à recueillir des diamants, B.A. Kjarsgaard (CGC) de ses contributions orales utiles et d'avoir fourni les extraits minéraux initiaux, Surface Science Western d'avoir permis l'emploi d'un microscope électronique à balayage et la CGC d'avoir permis l'emploi d'un microscope électronique.

## RÉFÉRENCES

### **Armitage, A.E., MacRae, N.D., and Miller, A.R.**

1994a: Diamond-bearing potential of alkaline dykes in the Gibson Lake area, District of Keewatin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Minerals Colloquium, Addendum page to the Program with Abstracts volume.

### **Armitage, A.E., Miller, A.R., and MacRae, N.D.**

1994b: Geology of the Sandhill Zn-Cu showing in the Gibson Lake area, District of Keewatin, Northwest Territories; *in* Geological Survey of Canada, Current Research 1994-C, p. 147-155.

1995: Geological setting of the Sandhill Zn-Cu-Pb-Ag prospect in the Gibson-MacQuoid Lake area, District of Keewatin, Northwest Territories; *in* Geological Survey of Canada, Current Research 1995-C; p. 213-224.

### **Blake, D.H.**

1980: Volcanic rocks of the Paleohelikian Dubawnt Group in the Baker-Angikuni Lake area, District of Keewatin, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Bulletin 309, 39p.

**Boxer, G.L., Lorenz, V., and Smith, C.B.**

1989: The geology and volcanology of the Argyle (AK1) lamproite diatreme Western Australia; *in* Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Composition, Occurrence, Origin and Emplacement, J. Ross (ed.), v. 1; Geological Society of Australia, Special Publication 14, p. 140-152.

**Gall, Q., Peterson, T.D., and Donaldson, J.A.**

1992: A proposed revision of the Early Proterozoic stratigraphy of the Thelon and Baker Lake basins, Northwest Territories; Current Research, Part C; Geological Survey of Canada, Paper 92-1 C, p. 129-137.

**Hoffman, P.F.**

1990: Subdivision of the Churchill Province and the extent of the Trans-Hudson orogen; *in* The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America, J.F. Lewry and M.R. Stauffer (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 37, p. 15-40.

**Jacques, A.L., Sun, S.S., and Chappell, B.W.**

1989a: Geochemistry of the Argyle (AK1) lamproite pipe, Western Australia; *in* Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Composition, Occurrence, Origin and Emplacement, J. Ross (ed.), v. 1; Geological Society of Australia, Special Publication 14, p. 170-188.

**Jacques, A.L., Hall, A.E., Sheraton, J.W., Smith, C.B., Sun, S.S., Drew, R.M., Foudoulis, C., and Ellingsen, K.**

1989b: Composition of crystalline inclusions and C-isotopic composition of Argyle and Ellendale diamonds; *in* Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Mantle/Crust Setting, Diamonds and Diamond Exploration, J. Ross (ed.), v. 2; Geological Society of Australia, Special Publication 14, p. 966-989.

**LeCheminant, A.N., Miller, A.R., and LeCheminant, G.M.**

1987: Early Proterozoic alkaline igneous rocks, District of Keewatin, Canada: petrogenesis and mineralization; *in* Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites, T.C. Pharoah, R.D. Beckinsale, and D. Rickard, (ed.); Geological Society, Special Publication No. 33, p. 219-240.

**LeCheminant, A.N., Lambert, M.B., Miller, A.R., and Booth, G.W.**

1979a: Geological studies: Tebesjuak Lake map area, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Current Research, Part A, Paper 79-1A, p. 179-186.

**LeCheminant, A.N., Leatherbarrow, R.W., and Miller, A.R.**

1979b: Thirty Mile Lake map area District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Current Research, Part B, Paper 79-1B, p. 319-327.

**LeCheminant, A.N., Iannelli, T.R., Zaitlin, B., and Miller, A.R.**

1981: Geology of Tebesjuak Lake map area District of Keewatin: A progress report; Geological Survey of Canada, Current Research, Part B, Paper 81-1B, p. 113-128.

**Loveridge, W.D., Eade, K.E., and Roddick, J.C.**

1987: A U-Pb age on zircon from a granite pluton, Kamilukuak Lake area, District of Keewatin, establishes a lower limit for the age of the Christopher Island Formation, Dubawnt Group; *in* Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 1; Geological Survey of Canada, Paper 87-2, p. 67-71.

**MacRae, N.D., Armitage, A.E., Jones, A.L., and Miller, A.R.**

1995: A diamondiferous lamprophyre dike, Gibson Lake area, Northwest Territories; International Geology Review, v. 37, p. 212-229.

**MacRae, N.D., Armitage, A.E., and Miller, A.R.**

1994: Diamond-Bearing Potential of Alkaline dykes in the Gibson Lake Area, District of Keewatin, N.W.T; Program with Abstracts, Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, v. 19, p. A69.

**Mitchell, R.H.**

1994: The lamprophyre facies; Mineralogy and Petrology, v. 51, p. 137-146.

**Mitchell, R.H. and Bergman, S.C.**

1991: Petrology of lamproites; Plenum Press, 447 p.

**Northern Miner**

1995a: Parker Lake diamond discovery prods sleepy market; Northern Miner, vol. 80, no. 51, p. 6.

1995b: Parker Lake diamond discovery sparks interest; Northern Miner, v. 81, no. 12, p. 6.

**Page, R.W. and Williams, I.S.**

1988: Age of the Barramundi Orogeny in Northern Australia by means of ion probe and conventional U-Pb zircon studies; Precambrian Research, v. 40/41, p. 21-36.

**Peterson, T.D.**

1994: Early Proterozoic ultrapotassic volcanism of the Keewatin Hinterland Canada; *in* Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference, Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths, H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos (ed.), v. 1; Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Special Publication 1/A, p. 221-235.

**Peterson, T.D. et LeCheminant, A.N.**

1996: Roches ultrapotassiques du Supergroupe de Dubawnt, district de Keewatin, T.N.-O.; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 97-101.

**Peterson, T.D. and Rainbird, R.H.**

1990: Tectonic and petrological significance of regional lamproite-minette volcanism in the Thelon and Trans-Hudson hinterlands, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Current Research, Part C; Paper 90-1C, p. 69-79.

**Peterson, T.D., Esperanca, S., and LeCheminant, A.N.**

1994: Geochemistry and origin of the Proterozoic ultrapotassic rocks of the Churchill Province Canada; Mineralogy and Petrology, v. 51, p. 251-276.

**Rock, N.M.S.**

1991: Lamprophyres; Blackie and Son Ltd., 285 p.

**Roddick, J.C. and Miller, A.R.**

1994: An  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  age from the REE-enriched Enekatcha ultrapotassic intrusive suite and implications for timing of ultrapotassic magmatism in the central Churchill Structural Province, N.W.T.; *in* Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 8; Geological Survey of Canada, Current Research 1994-F, p. 69-74.

**Stern, R.A. and Lucas S.B.**

1994: U-Pb zircon constraints on the early tectonic history of the Flin Flon accretionary collage Saskatchewan; *in* Radiogenic Age and Isotopic Studies; Report 8, Geological Survey of Canada, Current Research 1994-F, p. 75-86.

**Stern, R.A., Lucas, S.B., Syme, E.C., Bailes, A.H., Thomas, D.J., Leclair, A.D., and Hulbert, L.J.**

1993: Geochronological studies in the NATMAP Shield margin Project Area Flin Flon Domain: results for 1992-1993; *in* Radiogenic Age and Isotopic Studies; Report 7, Geological Survey of Canada, Paper 93-2, p. 59-70.

**Taylor, S.R. and McLennan, S.M.**

1985: The Continental Crust: Its Composition and Evolution; Blackwell, Oxford, 312 p.

**Tella, S., Heywood, W.W., and Loveridge, W.D.**

1985: A U-Pb age on zircon from a quartz syenite intrusion, Amer Lake, District of Keewatin, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Current Research, Part B, Paper 85-1B, p. 371-374.

**Tella, S., Eade, K.E., Miller, A.R., and Lamontagne, C.G.**

1981: Geology of the west half of the Kamilukuak Lake map area District of Keewatin: a part of the Churchill Structural Province; Geological Survey of Canada, Current Research, Part A, Paper 81-1A, p. 231-240.

**White, S.H. and Muir, M.D.**

1989: Multiple reactivation of coupled orthogonal fault systems: an example from the Kimberley region in northern Western Australia; Geology, v. 17, p. 681-621.

---

\* Contribution aux mesures Canada-Territoires du Nord-Ouest relatives aux minéraux (1991-1996), mesures négociées en vertu de l'Entente de coopération Canada/Territoires du Nord-Ouest de développement économique.



# Dykes de lamproïte dans le sud-est de l'île de Baffin

D.D. Hogarth et T.D. Peterson

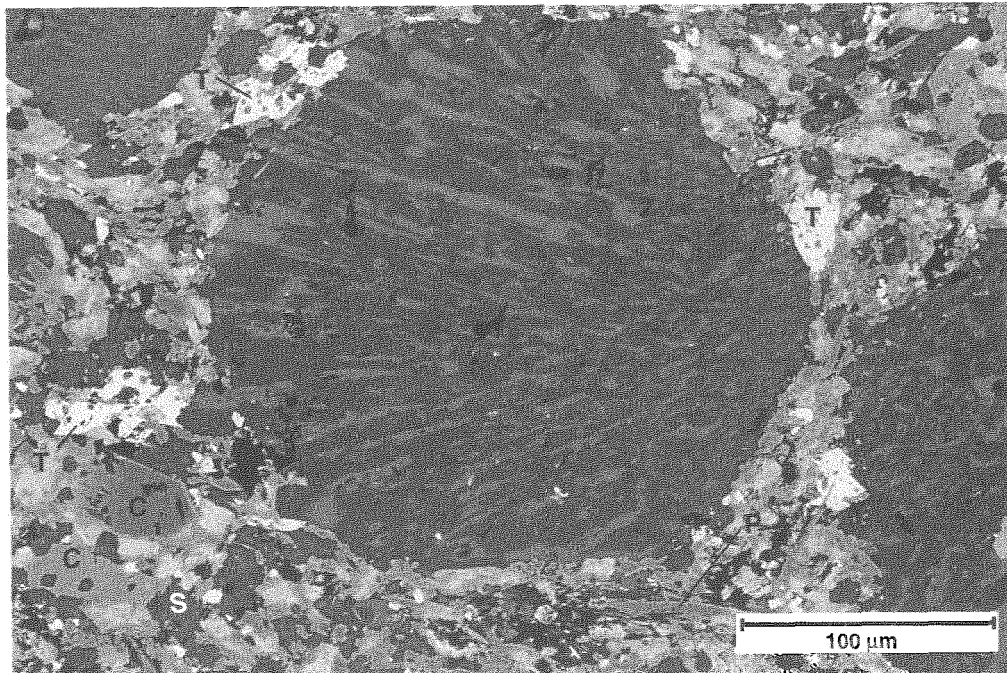
Hogarth, D.D. et Peterson, T.D., 1996: *Dykes de lamproïte dans le sud-est de l'île de Baffin*; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 111-112.

## INTRODUCTION

Une vaste zone de roches ultrapotassiques, dont l'âge varie de 1,84 Ga à 1 Ma, s'étend du sud-ouest au nord-est, traversant les terranes archéens intérieurs de la Laurentie du Wyoming au Groenland (Peterson al., 1994). L'extrémité est de cette «sous-province» ultrapotassique couvre l'ouest du Groenland, où se trouvent les dykes de lamproïte de Sisimiut de 1,24 Ga (Scott, 1981). Jusqu'à récemment, il existait un hiatus dans cette zone, soit dans le nord-est de la Province de Churchill. Près d'Iqaluit, île de Baffin, on a identifié des dykes s'apparentant de façon remarquable aux lamproïtes de Sisimiut ainsi qu'à la Formation de Christopher Island de la Province de Churchill centrale (Peterson et LeCheminant, 1996).

## DESCRIPTION DES DYKES

D'étroits ( $\leq 2$  m) dykes de lamproïte à phlogopite-leucite-olivine pénètrent les anorthosites archéens et les orthogneiss mafiques archéens le long des rives de la baie Napoleon dans l'île de Baffin ( $62^{\circ}53'N$ ,  $65^{\circ}21'W$ ). On a retracé un dyke sur plus de 2 km vers l'intérieur des terres. Les dykes ont des bordures de refroidissement évidentes et plusieurs zones de refroidissement internes et leur mise en place a eu lieu à des niveaux crustaux peu profonds. Il y a abondance de phénocristaux de leucite non altérés; nombre d'entre eux ont subi une décomposition subsolidus en kalsilite plus sanidine (figure 1). Les roches sont remarquablement inaltérées pour leur âge; on a obtenu une datation K-Ar (phlogopite) précise



**Figure 1.** Image électronique par rétrodiffusion d'un phénocristal de leucite décomposé; l'image a été numériquement accentuée pour accroître le contraste entre la kalsilite (gris clair) et la sanidine (gris foncé). Les phases de la matrice environnante incluent titanite (T), clinopyroxène (C), phlogopite (P) et sanidine (S).

de 1,24 Ga (J.C. Roddick, comm. pers., 1995) qu'ont confirmé les isochrones de Rb-Sr sur roche entière et des particules de phlogopite. Ce sont les premières lamproïtes authentiques décrites au Canada (Hogarth et Peterson, 1995).

Les phases des phénocristaux sont l'olivine ( $Fe_{0.87-0.90}$ ), la phlogopite, la leucite et le diopside. Les carbonates, la sanidine, titanite et les amphiboles dominant dans la matrice et dans les ségrégations. L'olivine est revêtue de phlogopite et en partie remplacée par elle. Les minéraux diagnostiques de la lamproïte identifiés dans les dykes sont la richtérite de K-Ti, la pérovskite, la shcherbakovite et la pridérite. La djerfishérite sulfurée potassique, déjà signalée dans les lamproïtes, est également présente. Les tendances de la composition des phénocristaux de phlogopite suivent celles des lamproïtes à forte teneur en Ti, et les micas de la matrice sont semblables à ceux des kimberlites du Groupe II (Mitchell et Bergman, 1991). Les roches entières ont des valeurs élevées de K/Al moléculaire (0,9), en % du poids de  $K_2O/Na_2O$  (8) et en Nb (>100 ppm).

Les lamproïtes de la baie Napoleon ont précisé le même âge que les dykes de Sisimiut et partagent une suite minérale accessoire diagnostique identique (R.H. Mitchell, comm. pers. 1995) ainsi qu'une géochimie semblable (p. ex. teneurs élevées en  $CO_2$ ). Cependant, la composition des isotopes de Nd y est très différente, soit un âge de 1,24 Ga, valeur moyenne  $\epsilon_{Nd}$  de -8, tandis que la valeur  $\epsilon_{Nd}$  moyenne de Sisimiut est de -27 (Nelson, 1989). La composition des isotopes de Nd et la valeur moyenne de  $\epsilon_{Sr}$  (+42) sont identiques à celles obtenues pour la Formation de Christopher Island. Les dykes de la baie Napoleon présentent donc un lien flou entre la Groenland et la Province de Churchill, dans lesquels la géochimie des éléments majeurs et traces ainsi que la géochimie des isotopes, sont découplées dans les régions d'origine des magmas ultrapotassiques.

## RÉFÉRENCES

**Hogarth, D.D., and Peterson, T.D.**

1995: Leucite-bearing dykes of SE Baffin Island: a new lamproïte locality; Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada Program with Abstracts, v. 20, A45.

**Mitchell, R.H., and Bergman, S.C.**

1991: Petrology of Lamproïtes; Plenum press, New York. 447p.

**Nelson, D.R.**

1989: Isotopic characteristics and petrogenesis of the lamproïtes and kimberlites of central West Greenland; Lithos, v. 22, p. 265-274.

**Peterson, T.D., Esperança, S. and LeCheminant, A.N.**

1994: Geochemistry and origin of the Proterozoic ultrapotassic rocks of the Churchill Province, Canada; Mineralogy and Petrology, v. 51, p. 251-276.

**Peterson, T.D. et LeCheminant, A.N.**

1996: Roches ultrapotassiques du Supergroupe de Dubawnt, district de Keewatin, T.N.-O.; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 97-101.

**Scott, B.H.**

1981: Kimberlite and lamproïte dykes from Holsteinborg, West Greenland; Meddelelser om Groenland, v. 4, 24 p.



# Les minettes de Sweet Grass, Alberta

B.A Kjarsgaard et W.J. Davis

Kjarsgaard, B.A. et Davis, W.J., 1996: *Les minettes de Sweet Grass, Alberta*; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 113-116.

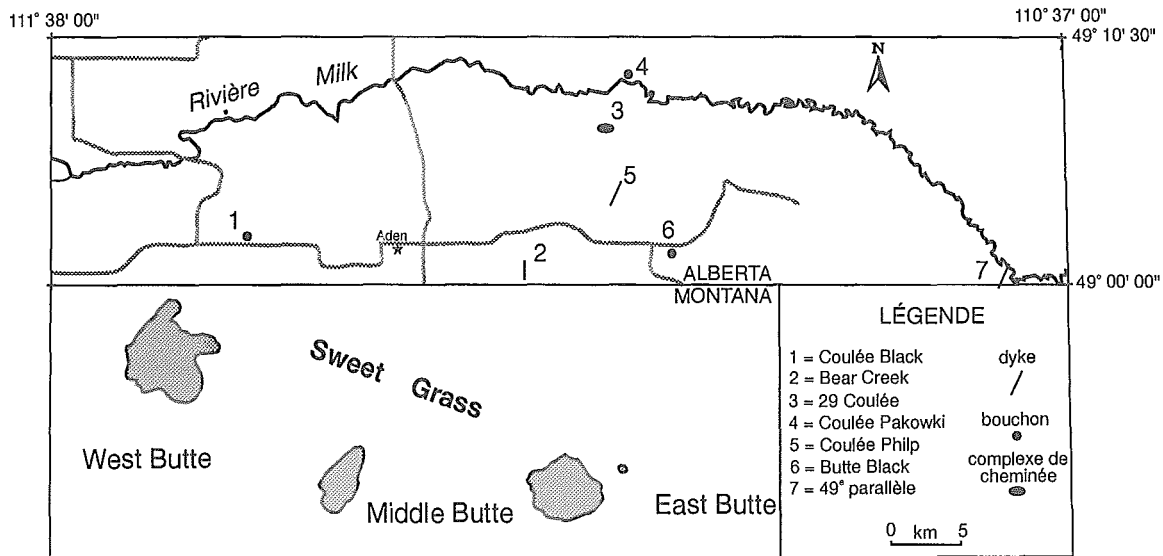
## INTRODUCTION

La découverte des roches potassiques, appelées roches intrusives de Milk River ou de Sweet Grass, remonte à 1873 et 1874. Elle est due à G.M. Dawson alors qu'il avait entrepris l'évaluation de la géologie et des ressources du 49<sup>e</sup> parallèle (British North American Boundary Commission, Montréal, 1875; cité dans Dawson, 1884). Dawson a qualifié (1884) les petits massifs intrusifs et dykes de pièges à mica; il les considérait comme des intrusions subordonnées du complexe igné de Sweet Grass Hills au sud. La cartographie subséquente de la géologie du sud de l'Alberta dans les années 1920 par Williams et Dyer (1930) et dans les années 1930 par Russell et Landes (1940) a mené à la découverte d'autres affleurements dans la région de la rivière Milk. Tous les sites sont caractérisés comme des intrusions de minette, à l'exception de l'andésite porphyrique dans la localité la plus à l'ouest. Plus récemment, Currie (1976) a décrit un échantillon provenant de Black Butte. L'association minérale observée (biotite + augite + feldspath potassique + olivine) et la texture lamprophyrique notée par Currie

(1976) sont compatibles avec celles de la minette. Récemment, ces roches potassiques ont été de nouveau analysées dans le cadre de l'Entente Canada-Alberta sur l'exploitation minérale (1992-1995) (Kjarsgaard, 1994; Kjarsgaard et Davis, 1994; Davis et Kjarsgaard, 1994; Davis, 1994; Ross et al., 1994; Kjarsgaard, sous presse).

## GÉOLOGIE ET PÉTROLOGIE

Les roches potassiques affleurent dans six régions du sud de l'Alberta (figure 1). La plupart des occurrences sont des dykes minces (entre 1 et 3 m de large), même si Kjarsgaard (1994) a décrit des amas de forme irrégulière beaucoup plus vastes et un complexe de cheminée. Les récents levés géophysiques haute résolution appuient fortement la présence de dykes associés pénétrant dans la couverture crétacée (Ross et al., 1994). La région qui était le siège du magmatisme potassique pourrait, par conséquent, s'étendre vers le nord dans la région de Lethbridge. À l'heure actuelle, toutefois, la limite septentrionale vérifiée de la Province alcaline de Montana (69 - 27 Ma; Marvin et al., 1980) correspond



aux affleurements des environs de la rivière Milk montrés à la figure 1.

La datation à  $50,3 \pm 0,5$  Ma d'après l'isochrone Rb-Sr sur phlogopite et sur roche entière (Davis et Kjarsgaard, 1994) d'un dyke de minette à olivine à la localité Coulee 29 est identique, à une marge d'erreur près, à celle d'une minette de Black Butte datée à  $49,2 \pm 2,5$  Ma par la méthode K-Ar (recalcul) (Baadsgaard et al., 1961). Ces données confirment l'âge éocène des minettes de Sweet Grass dans le sud de l'Alberta qui sont du même âge, à quelque erreur près, que les échantillons de Sweet Grass au Montana, âge déterminé par Marvin et al. (1980) entre 50 et 54 Ma. Ce magmatisme est synchrone de l'activité magmatique maximale qui a affecté la Province alcaline de Montana (Missouri Breaks, Eagle Buttes, Sweet Grass Hills et les monts Bearpaw et Highwood) entre 49 et 55 Ma (Davis et Kjarsgaard, 1994).

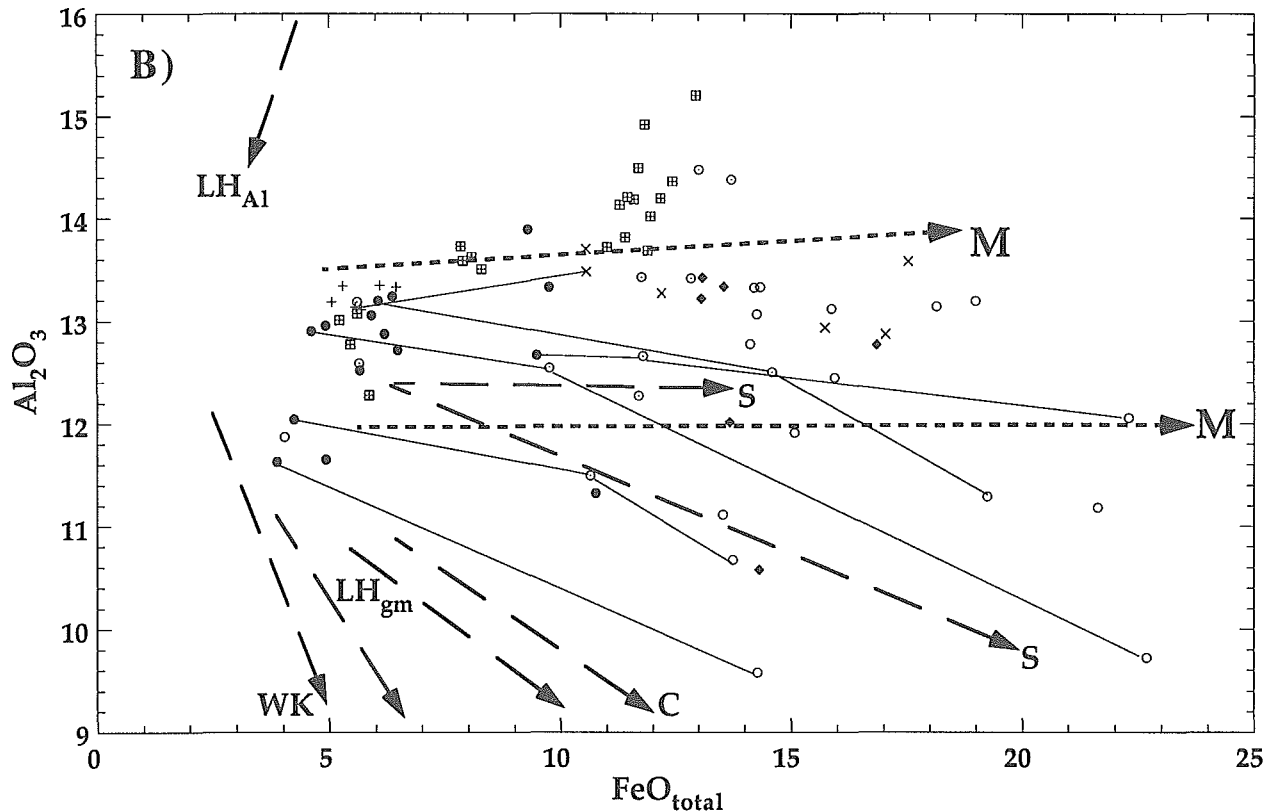
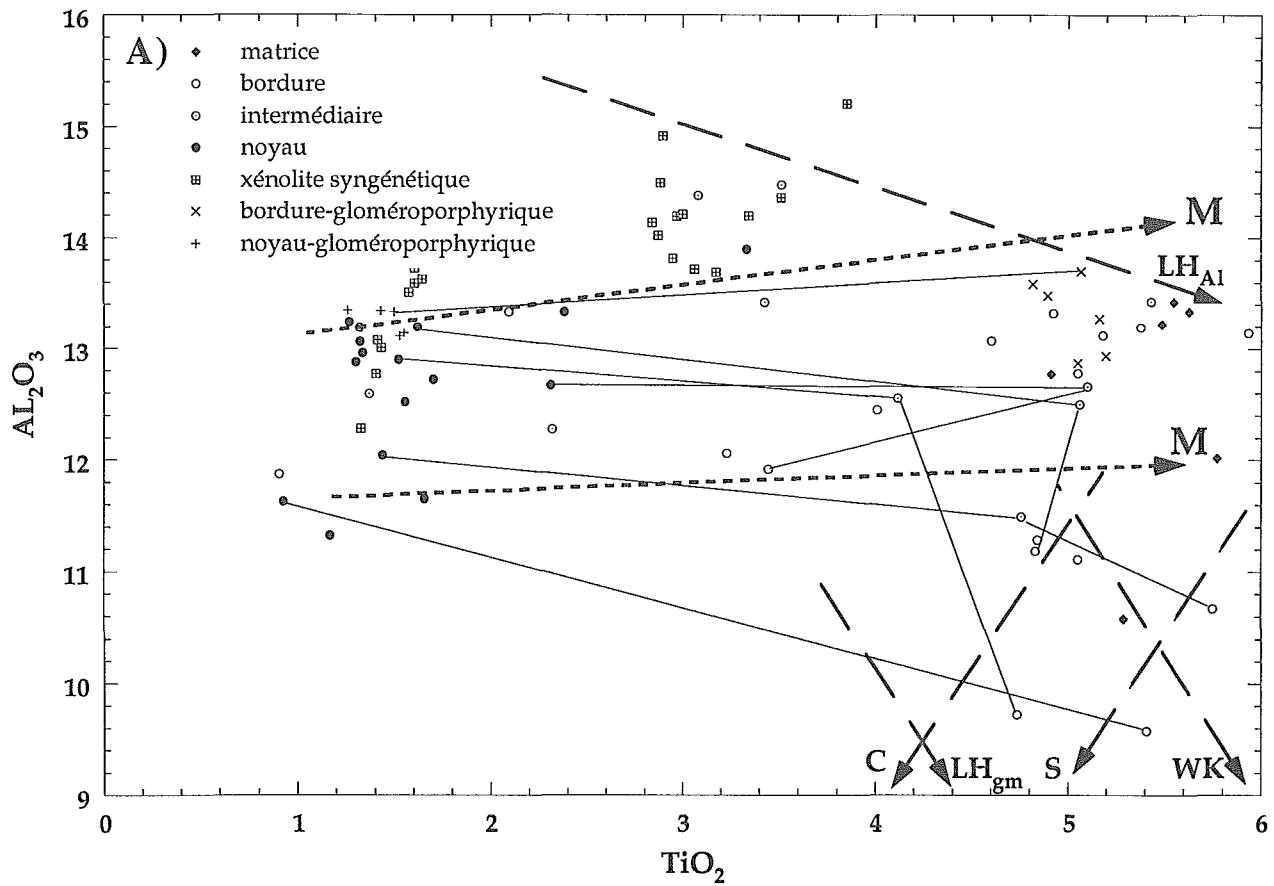
Selon les études pétrographiques présentées par Kjarsgaard (1994; sous presse), ces roches sont préférablement classées dans les minettes, ce qui confirme les observations des chercheurs antérieurs. Quatre groupes pétrographiques d'échantillons de minette ont été identifiés, basés sur l'analyse modale. Ce sont:

- 1) la minette alcaline à olivine, composée de phénocristaux d'olivine + phlogopite + diopside + spinelle-Cr dans une matrice de mica (phlogopite-biotite<sub>ss</sub>) + salite + sanidine + titanomagnétite + apatite ± calcite ± analcime;
- 2) minette à phlogopite, composée de phénocristaux de phlogopite (riche en cumulats) + diopside + olivine + spinelle-Cr dans une matrice de mica (phlogopite-biotite<sub>ss</sub>) + salite + sanidine + titanomagnétite + apatite + calcite ± analcime;
- 3) minette alcaline, composée de phénocristaux de phlogopite + augite + spinelle-Cr (± olivine rare) dans une matrice de mica (phlogopite-biotite<sub>ss</sub>) + salite + sanidine + titanomagnétite + apatite + calcite ± analcime, et;
- 4) minette hyperalcaline composée de rares phénocristaux de phlogopite + salite dans une matrice où dominant phlogopite-biotite<sub>ss</sub> + sanidine avec calcite + apatite + amphibole à NaK-Ti + aegirine-augite + titanomagnétite ± analcime.

En général, les minéraux mafiques dans les minettes sans olivine ont une teneur en magnésium plus faible. Dans tous les types de roches, les phénocristaux de phlogopite et de clinopyroxène sont fortement zonés, montrant une zonalité normale, inverse et oscillatoire. Les

xénolites à grain grossier (clinopyroxénite, phlogopite, clinopyroxénite et glimmérite) dans la minette ont des proportions modales variables de l'association minérale composée de mica (phlogopite ou biotite) + clinopyroxène (diopside ou salite) + apatite ± feldspath-K ± dolomite. Cette association est la même que celle observée dans les minettes hôtes (sauf que la calcite est présente dans les minettes et la dolomite dans les xénolites) et les xénolites sont considérés syngénétiques. Les minéraux dans les xénolites syngénétiques affichent une zonalité mineure ou non liée à la composition, contrairement à celle qui caractérise les minettes.

Les études géochimiques et chimiques (minérales) sur roches entières (mica) confirment également la classification pétrographique de ces roches parmi les minettes (Kjarsgaard, 1994). Le mica de phlogopite-biotite<sub>ss</sub>, phase omniprésente dans les minettes de Sweet Grass et les xénolites à cumulats associés, présente un large intervalle de composition. Les analyses par microsonde des phénocristaux de mica zonés (du coeur à la bordure) et des cristaux de matrice homogène de la minette, et du mica à grain grossier des xénolites syngénétiques sont illustrées à la figure 2. Les points saillants à observer sur les diagrammes sont : 1) les compositions du mica dans les xénolites syngénétiques chevauchent les compositions du centre et de la partie médiane des phénocristaux zonés, même si les teneurs en  $Al_2O_3$  peuvent être légèrement plus élevées dans les xénolites de clinopyroxénite à phlogopite et de clinopyroxénite; 2) les directions de la zonalité indiquent un accroissement en  $FeO_{total}$  et  $TiO_2$  malgré des teneurs en  $Al_2O_3$  constantes ou décroissantes et; 3) presque toutes les compositions tombent dans l'intervalle connu dans le cas des micas provenant des minettes (voir Mitchell et Bergman, 1991). Fait important, un sous-ensemble d'échantillons contiennent des concentrations d'alumine semblables à celles observées dans certaines lamproïtes (figure 2A, B). Cependant, il faut noter que les relations entre  $FeO_{total}$ - $TiO_2$ - $Al_2O_3$  des micas dans les lamproïtes et les minettes de Sweet Grass diffèrent, ce qui appuie la discrimination de ces deux types de roches. Les directions décroissantes de  $Al_2O_3$  dans les micas de Sweet Grass semblent représentatives des minettes alcalines et hyperalcalines; on l'observe également, mais de façon moins développée, dans d'autres minettes très alcalines (p. ex. les minettes alcalines Bohémiennes; Mitchell et Bergman, 1991).



**Figure 2.** Analyse à la microsonde de mica provenant des minettes de Sweet Grass. A)  $Al_2O_3$  en fonction de  $TiO_2$ ; B)  $Al_2O_3$  en fonction de  $FeO_{total}$  deux diagrammes basés sur les % poids. Les traits continus relient les données d'analyse sur des phénocristaux zonés. La direction de différenciation des minettes (Mitchell, 1986) indiquée par un tireté court est désignée M. Les directions représentatives de la différenciation des lamproïtes (Mitchell et Bergman, 1991) indiquées par les tiretés longs sont désignées par les symboles suivants : WK = West Kimberley; C = Chelima; S = Sisimiut;  $Lh_{gm}$  = matrice de Leucite Hills;  $LH_{Al}$  = phénocristaux de biotite alumineuse de haute pression de Leucite Hills.

## DISCUSSION

La classification des intrusions de Sweet Grass dans les minettes (plus spécifiquement minettes alcalines) indique que ces roches pourraient être diamantifères, comme les diamants récupérés dans un dyke de minette alcaline de la région du lac Gibson, T.N.-O. (MacRae et al., 1996). Lorsqu'on considère le potentiel diamantifère de ces roches, il est important de noter que les minettes de Sweet Grass pénètrent par intrusion le bloc archéen de Medicine Hat (âges U-Pb sur zircon variant entre 2612 et 3278 Ga; Villeneuve et al., 1993). Cependant, pour Davis (1994), la croûte inférieure dans le bloc de Medicine Hat a été remaniée thermiquement au Paléoprotérozoïque, en même temps qu'un épisode métasomatique dans le manteau. Cet épisode métasomatique dans le manteau a pu affecter la stabilité des diamants et leur conservation ce qui, en partie, pourrait expliquer que des diamants aient été récupérés dans ces roches.

## RÉFÉRENCES

- Baadsgaard, H., Burwash, R.A., and Lipson, J.**  
1961: Potassium-argon dates of biotites from Cordilleran granites; Geological Society of America, Bulletin, v. 72, p.689-702.
- Currie, K.L.**  
1976: The alkaline rocks of Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 239, 228 p.
- Davis, W.J.**  
1994: U-Pb geochronology of crustal xenoliths from the Archean Medicine Hat Block, Northern Montana and Southern Alberta: Early Proterozoic granulite metamorphism in the lower crust; EOS, Transactions, American Geophysical Union, v. 75, no. 44, p. 691.
- Davis, W.J. and Kjarsgaard, B.A.**  
1994: A Rb-Sr phlogopite - whole rock isochron age for olivine minette from the Milk River area, southern Alberta; Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 8; Geological Survey of Canada, Current Research, 1994-F, p. 11-14.
- Dawson, G.M.**  
1884: Geological Survey of Canada, Report of Progress 1882-83-84, Part C. p 16-17 and 45-47.
- Kjarsgaard, B.A.**  
1994: Potassium magmatism in the Milk River area, southern Alberta: petrology and economic potential; Geological Survey of Canada, Current Research, 1994-B, p. 59-68.
- in press: Diamonds in Alberta: Studies of potential host rocks of deep-seated origin and applications of indicator mineral exploration techniques; *in* Exploring for minerals in Alberta: Geoscience Contributions, Canada-Alberta Agreement on Mineral Development (1992-1995), R.W. Macqueen (ed.); Geological Survey of Canada, Bulletin.
- Kjarsgaard, B.A. and Davis, W.J.**  
1994: Eocene magmatism in the Sweet Grass Hills and its tectonic significance; *in* Lithoprobe Alberta Basement Transects Workshops (Feb 14-15) 1994, G.M. Ross, (ed.); Lithoprobe Secretariat, University of British Columbia, p. 234-237.
- MacRae, N.D., Armitage, A.E., Miller, A.R., Roddick, J.C., Jones, A.L. et Mudry, M.P.**  
1996: Le dyke lamprophyrique diamantifère d'Akluilâk, région du lac Gibson, T.N.-O.; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 103-109.
- Marvin, R.F., Hearn (Jr.), B.C., Mehnert, H.H., Naeser, C.W., Zartman, R.E., and Lindsay, D.A.**  
1980: Late Cretaceous-Paleocene-Eocene igneous activity in north central Montana; Isochron West, v. 29, p. 5-25.
- Mitchell, R.H.**  
1986: Kimberlites; Plenum Press, New York, 442 p.
- Mitchell, R.H. and Bergman, S.C.**  
1991: Petrology of Lamproites; Plenum Press, New York, 447p.
- Ross, G.M., Mariano, J., and Dumont, R.**  
1994: Was Eocene magmatism widespread in the subsurface of southern Alberta? Evidence from new aeromagnetic anomaly data; *in* Lithoprobe Alberta Basement Transects Workshops (Feb 14-15) 1994, G.M. Ross, (ed.); Lithoprobe Secretariat, University of British Columbia, p. 240-249.
- Russell, L.S. and Landes, R.W.**  
1940: Geology of the Southern Alberta Plains; Geological Survey of Canada, Memoir 221, 223 p.
- Villeneuve, M.E., Ross, G.M., Thériault, R.J., Miles, W., Parrish, R.R., and Broome, J.**  
1993: Tectonic subdivision and U-Pb geochronology of the crystalline basement of the Alberta basin, Western Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 447, 86 p.
- Williams, M.Y. and Dyer, W.S.**  
1930: Geology of Southern Alberta and Southwestern Saskatchewan; Geological Survey of Canada, Memoir 163, 160 p.

\* Contribution à l'Entente Canada-Alberta sur l'exploitation minière (1992-1995), entente auxiliaire négociée en vertu de l'Entente Canada-Alberta de développement économique et régional.

# Lamprophyres de la Province du lac Supérieur

R.A. Stern

*Stern, R.A., 1996: Lamprophyres de la Province du lac Supérieur; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 117-118.*

---

Les dykes de lamprophyre et les intrusions associées datant de l'Archéen ou postérieurs sont une composante peu volumineuse et relativement mal comprise de la Province du lac Supérieur. Les dykes de lamprophyre archéens sont caractérisés par des âges de cristallisation établis par les méthodes U-Pb et Sm-Nd entre 2,67 et 2,70 Ga (p. ex. Barrie, 1990; Stern et Hanson, 1992) et leur mise en place a été diachrone dans toute la Province du lac Supérieur. Les dykes qui ont été étudiés de façon très détaillée ont injecté les terranes de granite-roches vertes faiblement métamorphisés (p. ex. sous-provinces d'Abitibi et de Wabigoon), mais des dykes de lamprophyre moins bien connus sont également présents dans les terranes plutoniques fortement métamorphisés (p. ex. bloc de Minto). Les âges isotopiques des dykes et leurs relations géologiques indiquent que leur mise en place a eu lieu durant les dernières phases de l'activité magmatique et d'une tectonisation par accréation de transpression qui est à l'origine de la présente orientation est-ouest des éléments lithostructuraux de la Province du lac Supérieur (Wyman et Kerrich, 1989). Certains lamprophyres, notamment ceux de la Sous-province d'Abitibi, sont spatialement associés à un graben et chronologiquement associés à un volcanisme alcalin et à une sédimentation molassique (p. ex. Groupe de Timiskaming). La plupart des dykes sont spatialement associés, et même pour certains, génétiquement liés à des amas plutoniques de monzonite-syénite-(carbonatite) et de diorite-granodiorite-(pyroxénite)-(gabbro) tardi-cinématiques à post-cinématiques (Stern et Hanson, 1992).

La composition et la minéralogie des dykes de lamprophyre archéens sont très semblables aux lamprophyres calco-alcalins de Rock (Rock, 1984), prenant la forme de minettes, de kersantites et de spessartites, même si des lamprophyres ultramafiques ont également été signalés (p. ex. aillikite de Barrie, 1990). La signature des éléments traces généralement arquée des lamprophyres se caractérise par des faibles teneurs en  $TiO_2$ , Nb et Ta, des teneurs élevées en K, Th, Ba, Rb, Sr et ETR légers et des valeurs élevées pour les rapports ETR légers/éléments à résistance de champ élevée et les

éléments lithophiles à grand rayon ionique/ETR légers. Les lamprophyres se distinguent par le fait important qu'ils sont isotopiquement juvéniles. Par exemple, les dykes ont des valeurs initiales de  $\epsilon_{Nd}$  variant entre +1 et +3, ce qui suppose une origine dans un manteau appauvri en ETR légers pendant une longue période avec peu ou pas de contribution de sources crustales significativement plus anciennes. Ces données, si on les combine aux relations géologiques et temporelles, confèrent aux lamprophyres archéens une origine par fusion d'un manteau d'arc appauvri métasomatisé par subduction dans un régime global de coulissage à transpression lié à une subduction (Wyman et Kerrich, 1989; McCall et al., 1990; Stern et Hanson, 1992).

Il existe aussi des dykes de lamprophyre post-archéens dans la Province du lac Supérieur, mais ils ont peu fait l'objet d'études approfondies. Contrairement aux lamprophyres archéens, qui sont surtout calco-alcalins, les lamprophyres post-archéens sont typiquement ultramafiques ou alcalins. Mentionnons à titre d'exemples les dykes de lamprophyre ultramafique de 1650 Ma (Rb-Sr) (dykes de McKellar Harbour) près de Marathon en Ontario (Platt et al., 1983), les dykes de lamprophyre ultramafique de la région du lac Opapimiskan, sous-province de Sachigo (Wyman et Kerrich, 1989), les dykes de lamprophyre alcalin de la région de Wawa (monchiquites; Wyman et Kerrich, 1989) et les dykes et les-filons-couches de lamprophyre ultramafique de 128 Ma aux rapides Coral en Ontario (Edgar et al., 1994). Les données géochimiques (p. ex. Wyman et Kerrich, 1989; Edgar et al., 1994) montrent que les lamprophyres se distinguent géochimiquement des lamprophyres archéens du fait qu'ils ne sont pas appauvris en éléments à résistance de champ élevée comparativement aux ETR et aux éléments lithophiles à grand rayon ionique. Leur géochimie indique un milieu de mise en place situé entre deux plaques, plutôt que le milieu plaque-marge inféré pour les dykes archéens.

## RÉFÉRENCES

**Barrie, C.T.**

1990: U-Pb garnet and titanite age for the Bristol Township lamprophyre suite, western Abitibi Subprovince, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 27, p. 1451-1456.

**Edgar, A.D., Pizzolato, L.A., and Butler, G.M.**

1994: Petrology of the ultramafic lamprophyre and associated rocks at Coral Rapids, Abitibi River, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 31, p. 1325-1334.

**McCall, G.W., Nabelek, P.I., Bauer, R.L., and Glascock, M.D.**

1990: Petrogenesis of Archean lamprophyres in the southern Vermilion Granitic Complex, northeastern Minnesota, with implications for the nature of their mantle source; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 104, p. 439-452.

**Platt, R.G., Mitchell, R.H., and Holm, P.M.**

1983: Marathon dykes: Rb-Sr and K-Ar geochronology of ultrabasic lamprophyres from the vicinity of McKillar Harbour, northwestern Ontario, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 961-967.

**Rock, N.M.S.**

1984: The nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites; Royal Society of Edinburgh, Transactions, v. 74, p. 193-227.

**Stern, R.A. and Hanson, G.N.**

1992: Origin of Archean lamprophyre dykes, Superior Province, Canada: Rare earth element and Nd-Sr isotopic evidence; Contributions to Mineralogy and Petrology, v.111, p. 515-526.

**Wyman, D.A. and Kerrich, R.**

1989: Archean lamprophyre dikes of the Superior Province, Canada: distribution, petrology, and geochemical characteristics; Journal of Geophysical Research, v. 94, p. 4667-4696.

# Alnoïtes et roches apparentées, province ignée alcaline des collines montérégiennes, Québec

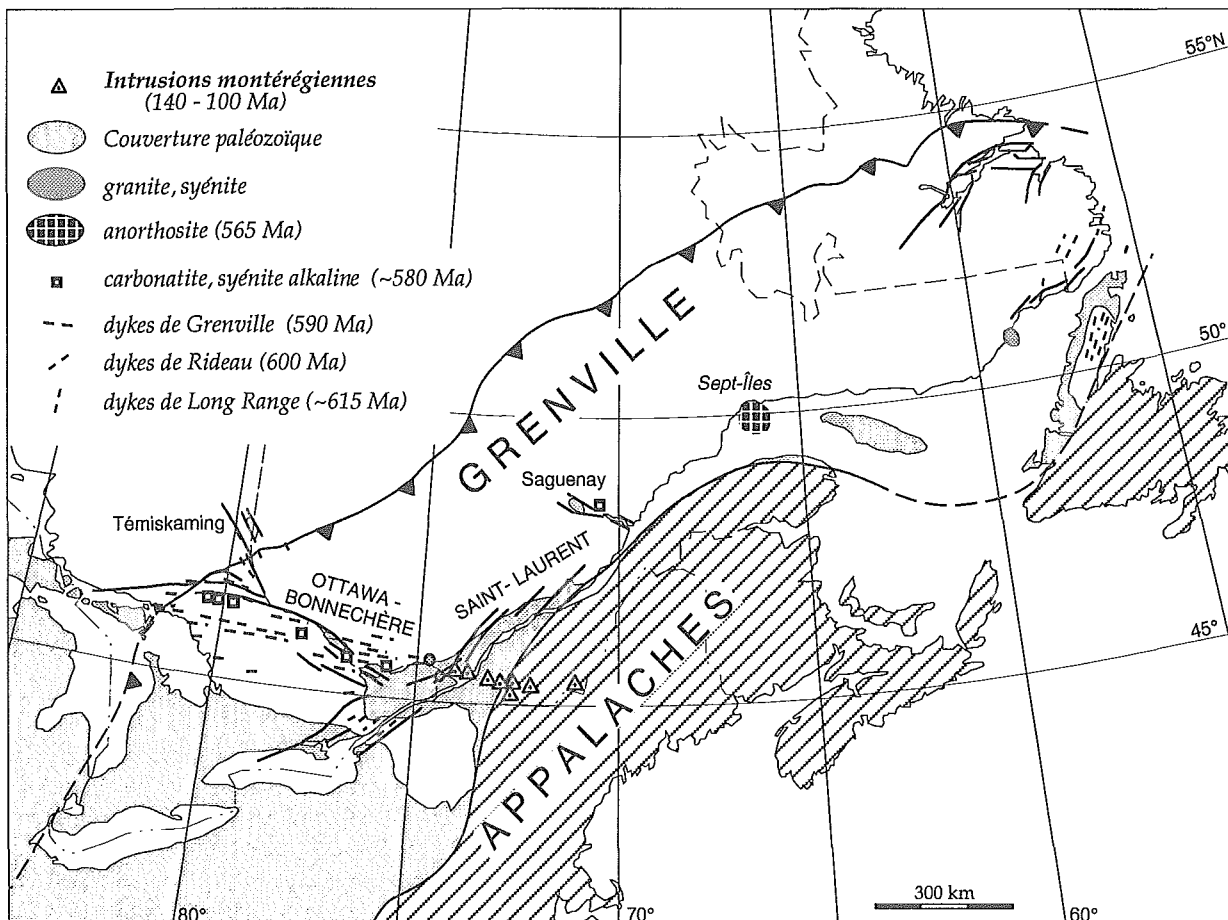
J.H. Bédard et A.N. LeCheminant

*Bédard, J.H. et LeCheminant, A.N., 1996: Alnoïtes et roches apparentées, province ignée alcaline des collines montérégiennes, Québec; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 119-123.*

## INTRODUCTION

La province alcaline des collines montérégiennes est composée d'une chaîne à direction WNW de plutons associés à des dykes et des filons-couches. Cette chaîne d'intrusions traverse le grain structural appalachien (fig. 1) et l'on a proposé (Philpotts, 1978; Bédard, 1985) que cette direction reflète la présence du graben d'Ottawa-Bonnechère dans le socle de Grenville, qui est enfoui

sous des sédiments de plate-forme du Paléozoïque et des allochtones appalachiens chevauchés vers le nord-ouest. Le magmatisme montérégien crétacé est le plus récent d'une succession d'événements ignés alcalins du Mésozoïque au Québec et en-Nouvelle-Angleterre associés à différentes étapes de l'ouverture de l'océan Atlantique (McHone et Butler, 1984; Bédard, 1985).



**Figure 1 :** Intrusions montérégiennes et leur lien avec les rifts néoprotérozoïques et les roches ignées et sédimentaires de 0,6 Ga de la Province de Grenville (de Davidson, 1995). Le rift de Saint-Laurent, les branches associées et les complexes ignés alcalins locaux ont pris naissance durant l'ouverture de l'océan Iapetus (les failles de rift sont indiquées par des lignes continues et les essaims de dykes de diabase sont représentés par des lignes tiretées). L'activité ignée montérégienne a signalé le renouvellement au Crétacé d'un magmatisme alcalin dans le rift (voir aussi Currie, 1996) et a été accompagnée par la réactivation de failles de rift préexistantes durant la formation du bassin de l'Atlantique Nord.

Les intrusions montréalaises les plus occidentales comportent un assemblage hétérogène caractérisé par des roches sous-saturées (Gold et al., 1986), incluant le complexe de carbonatite-ijolite d'Oka, des dykes et des diatrèmes alnoïtiques et des dykes et des filons-couches de monchiquite et de camptonite. Les dykes et diatrèmes bréchiques, indicateurs d'activité ignée explosive, se limitent à la région allant de Montréal à Oka (Gold et al., 1986). Dans le centre des collines montréalaises, les complexes plutoniques se composent de pyroxénite alcalin, de yamaskite, de gabbro-essexite à olivine, de diorite à monzonite feldspathoïdique, de syénite et de foyaïte (Philpotts, 1974; Eby, 1987). Les gabbros et les syénites à hypersthène et quartz sont subordonnés et constituent des variantes contaminées par la croûte des principaux lignages sous-saturés (Gold et al., 1986). Les roches sursaturées en silice deviennent plus abondantes dans les complexes intrusifs de l'est, traduisant des quantités plus volumineuses de roches contaminées par la croûte (Eby, 1985a).

Les lamprophyres ultramafiques, principalement des alnoïtes, sont limités à l'extrémité ouest de la province montréalaise. D'autres lamprophyres, principalement des monchiquites et camptonites, sont répartis dans toute la province (Hodgson, 1968; Eby, 1985b) et il n'existe pas de relation évidente entre la position géographique et la proportion relative de ces deux types de roches. La pétrologie et la minéralogie des lamprophyres montréalais ont été étudiées en détail par Bédard (1988, 1994) et Bédard et al. (1988).

### ALNOÏTES ET ROCHES APPARENTÉES

Les alnoïtes et les roches apparentées représentent le niveau de formation le plus profond des magmas montréalais (Raeside et Helmstaedt, 1982). Les intrusions près de Montréal comptent des dykes et des brèches de diatrème, comme l'île Bizard et l'île Cadieux (Raeside et Helmstaedt, 1982; Harnois et al, 1990; Harnois et Mineau, 1991). Les alnoïtes contiennent des phénocristaux de phlogopite + clinopyroxène ± olivine accompagnés de microphénocristaux de Ti-magnétite riches en Al-Mg et une matrice composée de verre, de phlogopite, de mélilite, de monticellite, de pérovskite, de grenat mélanite, d'apatite, de chlorite, de carbonates et de serpentine (Bédard, 1994). Les brèches contiennent un large éventail de xénolites et de xénocristaux (Gold et al., 1986), dont certains sont d'origine mantellique. Les phénocristaux de pyroxène sont fortement zonés et peuvent contenir des noyaux enregistrant des pressions élevées, conséquence d'une cristallisation polybarique et d'une différenciation durant l'ascension à partir du

manteau supérieur (Bédard et al., 1988).

La brèche de diatrème de l'île Bizard, la seule intrusion montréalaise diamantifère signalée, partage de nombreuses caractéristiques avec les alnoïtes à mélilite, mais les brèches contiennent de la calcite matricielle plutôt que la mélilite. Pour cette raison, l'intrusion a été désignée aillikite par Eby (1985b) et Gold et al. (1986). Selon d'autres chercheurs, le diatrème de l'île Bizard a des affinités avec à la fois les kimberlites et les alnoïtes (Raeside et Helmstaedt, 1982); cependant, la désignation de kimberlite a été vigoureusement débattue par Mitchell (1983) et Raeside et Helmstaedt (1983).

Sur le plan chimique, les alnoïtes sont des roches potassiques fortement sous-saturées où  $K_2O > Na_2O$  (% du poids) et la norme de la néphéline (moy. 8 %) de la leucite (moy. 10 %) et de la larnite (moy. 11 %) est plus élevée. Les aillikites de l'île Bizard sont également des roches potassiques fortement sous-saturées, mais leur teneur en alcalies totales est plus faible que dans les alnoïtes et leurs teneurs en MgO, SiO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O et CO<sub>2</sub> sont plus élevées (tableau 1). Toutes ces roches tombent dans le champ des lamprophyres ultramafiques sur le diagramme MgO/CaO vs SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de Rock (1991, fig. 5.5). Les alnoïtes ont généralement une teneur plus faible en SiO<sub>2</sub> et TiO<sub>2</sub> et plus élevée en CaO, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et K<sub>2</sub>O que les camptonites et les monchiquites. Les variations chimiques dans la suite des alnoïtes semblent être attribuables à une combinaison d'accumulation et de fractionnement (Bowen, 1922) se superposant à l'hétérogénéité de la région mère primaire. Les analyses reportées par Bédard (1994) sur le diagramme du pseudo-liquidus de Ol-Di-Ne de Sack et al. (1987) incitent à proposer que l'évolution des alnoïtes et des aillikites de l'île Bizard a été principalement contrôlée par le fractionnement de l'olivine et qu'il s'agit de suites distinctes bien qu'étroitement associées.

### DIAMANTS À L'ÎLE BIZARD?

En 1968, on a récupéré dix petits diamants dans 22 m<sup>3</sup> de roche extraite du diatrème de l'île Bizard (Brummer, 1978; Raeside et Helmstaedt, 1982). Cinq de ces diamants (voir fig. 12 dans Brummer, 1978) ont été donnés à la Collection minérale nationale par la Canadian Rock Company Ltd., une filiale de l'Anglo-American; ils sont entreposés à la CGC à Ottawa. Les diamants proviennent d'un échantillon de minéraux lourds traités en Afrique du Sud et même si l'on a déjà soupçonné une contamination (Brummer, 1978), la petite taille et la mauvaise qualité des diamants corroborent une source non rentable provenant de la brèche de l'île Bizard.



**Tableau 1** Analyses de normes moyennes (Bédard, 1994)

% du poids	alnôte	(n)	Île Bizard	(n)
SiO <sub>2</sub>	34,6	(27)	35,7	(12)
TiO <sub>2</sub>	2,6	(27)	2,4	(12)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,4	(27)	6,8	(12)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,1	(27)	6,1	(12)
FeO	6,2	(27)	6,1	(12)
MnO	0,25	(26)	0,21	(5)
MgO	16,6	(27)	22,2	(12)
CaO	18,8	(27)	17,8	(12)
Na <sub>2</sub> O	1,8	(27)	0,25	(12)
K <sub>2</sub> O	2,2	(27)	1,2	(12)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,6	(27)	1,2	(8)
H <sub>2</sub> O	2,6	(20)	8,4	(9)
CO <sub>2</sub>	4,0	(19)	6,6	(8)
ppm	alnôte	(n)	Île Bizard	(n)
S	2521	(4)	-	
Cr	723	(17)	782	(5)
Ni	359	(11)	429	(5)
Cu	89	(6)	-	
Zn	106	(11)	-	
Ba	2371	(14)	1209	(1)
Rb	53	(12)	-	
Sr	1560	(12)	-	
Y	38	(10)	-	
Zr	424	(10)	371	(1)
Nb	215	(11)	135	(1)
Co	57	(14)	-	
V	200	(8)	-	
Sc	23,4	(14)	231,2	(5)
La	235	(14)	195	(5)
Ce	417	(17)	97	(5)
Nd	180	(14)	44,4	(5)
Sm	23,8	(14)	22,2	(5)
Eu	6,54	(14)	11,4	(3)
Gb	-		6,6	(4)
Tb	1,54	(13)	5,8	(1)
Ho	1,67	(3)	2,2	(1)
Tm	0,88	(2)	2,62	(5)
Yb	1,96	(14)	4,7	(4)
Lu	0,26	(14)	-	
Hf	6,0	(13)	-	
Ta	13,1	(13)	-	
Th	28,9	(13)	11,2	(1)
U	1,9	(3)	2,7	(1)

Dans les brèches de l'île Bizard, on a récupéré une large gamme de xénolites ultramafiques, à la fois des cumulats et des résidus de fusion partielle en provenance du manteau supérieur (Marchand, 1970; Raeside et Helmstaedt, 1982; Harnois et al., 1990). On a également indiqué la présence de nodules renfermant de la phlogopite et des amphiboles, peut-être dérivés d'un manteau métasomatisé (Marchand, 1970; Raeside et Helmstaedt, 1982; Bédard et al., 1988). Les pressions et les températures de formation des xénolites de lherzolite et de webstérite se situent à l'extérieur du champ de stabilité du diamant et atteignent presque 1000°C à des pressions équivalant à des profondeurs d'environ 100 km (Raeside et Helmstaedt, 1982; Schulze, 1996).

Dans l'île Bizard, on a récupéré de la baddeleyite (ZrO<sub>2</sub>). Les cristaux octaédriques uniques étaient enveloppés de mégacristaux de titanomagnétite et auraient cristallisé dans le manteau sous forme de ZrO<sub>2</sub> quadratique à des températures supérieures à 1170°C (Heaman et LeCheminant, 1993). La systématique U-Pb des xénocristaux de baddeleyite est inhabituelle et pourrait renseigner sur la chronologie des événements métasomatiques dans les régions mères mantelliques des intrusions montérégiennes. De rares grenats riches en Zr, la kimzeyite, forment des noyaux xénocristiques dans une matrice de grenat à Ca-Ti dans les alnôites de l'île Bizard et de la colline Husereau, qui coupent les carbonatites d'Oka. La kimzeyite peut également servir aux datations U-Pb (Villeneuve et LeCheminant, 1990).

## RÉSUMÉ

La mise en place des intrusions montérégiennes au Crétacé a eu lieu après l'ouverture de l'océan Atlantique. La diversité du magmatisme alcalin implique une source hétérogène dont l'ascension a été contrôlée par des failles antérieures du graben d'Ottawa-Bonnechère. Le magmatisme a été localisé par ce paléorift dans le socle grenvillien sous-jacent et il pourrait être lié à une réactivation des failles profondes durant une fracturation continentale et la formation du bassin de l'Atlantique-Nord. Les alnôites et les roches associées sont présentes dans des brèches de diatrème près de Montréal et représentent le niveau le plus profond de formation connue des magmas montérégiens. Les diamants récupérés dans le diatrème de l'île Bizard demeurent une énigme étant donné que la contamination ne peut être élucidée et que les xénolites mantelliques n'enregistrent pas des conditions P-T situées dans le champ de stabilité des diamants.

## RÉFÉRENCES

- Bédard, J.H.**  
1985: The opening of the Atlantic, the Mesozoic New England igneous province, and mechanisms of continental breakup; *Tectonophysics*, v. 113, p. 209-232.
- 1988: Comparative amphibole chemistry of the Monteregian and White Mountain alkaline suites, and the origin of amphibole megacrysts in alkali basalts and lamprophyres; *Mineralogical Magazine*, v. 52, p. 91-103.
- 1994: Mesozoic East North American alkaline magmatism. Part 1. Evolution of Monteregian lamprophyres, Québec, Canada; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.58, p.95-112.
- Bédard, J.H., Francis, D.M., and Ludden, J.N.**  
1988: Petrology and pyroxene chemistry of Monteregian dykes: The origin of concentric zoning and green cores in clinopyroxenes from alkali basalts and lamprophyres; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 25, p. 2041-2058.
- Bowen, N.L.**  
1922: Genetic features of alnöitic rocks at Isle Cadieux, Quebec; *American Journal of Science, Fifth Series*, v. III, p. 1-34.
- Brummer, J.J.**  
1978: Diamonds in Canada; *Canadian Mining and Metallurgical Bulletin*, October 1978, p. 64-79.
- Currie, K.L.**  
1996: Le lien entre les roches diamantifères et les autres roches alcalines; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 87-90.
- Davidson, A.**  
1995: A review of the Grenville orogen in its North American type area; *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 16, p.3-24.
- Eby, G. N.**  
1985a: Monteregian Hills II. Petrography, major and trace element geochemistry, and strontium isotopic chemistry of the eastern intrusions: Mounts Shefford, Brome and Megantic; *Journal of Petrology*, v. 26, p. 418-448.
- 1985b: Age relations, chemistry, and petrogenesis of mafic alkaline dikes from the Monteregian Hills and younger White Mountain igneous province; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 22, p. 1103-1111.
- 1987: The Monteregian Hills and White Mountain alkaline igneous provinces, eastern North America; in *Alkaline Igneous Rocks*, J. G. Fitton, and B. G. J. Upton (ed.); Geological Society of London Special Publication No 30, p. 433-447.
- Gold, D. P., Bell, K., Eby, G. N., and Vallée, M.**  
1986: Carbonatites, diatremes, and ultra-alkaline rocks in the Oka area, Québec; Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada/ Canadian Geophysical Union, Field Trip 21: Guidebook, 51p.
- Harnois, L., Mineau, R., and Morency, M.**  
1990: Rare-earth element geochemistry of alnöitic Cretaceous rocks and ultramafic xenoliths from Île Bizard (Québec, Canada); *Chemical Geology*, v. 85, p. 135-145.
- Harnois, L. and Mineau, R.**  
1991: Geochemistry of the Île Cadieux monticellite alnöite, Quebec, Canada; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 28, p. 1050-1057.
- Heaman, L.M. and LeCheminant, A.N.**  
1993: Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO<sub>2</sub>); *Chemical Geology*, v. 110, p. 95-126.
- Hodgson, C.J.**  
1968: Monteregian dike rocks; Ph.D. thesis, McGill University.
- Marchand, M.**  
1970: Ultramafic nodules from Ile Bizard, Quebec; M.Sc thesis, McGill University, Montreal, 73p.
- McHone J. G. and Butler J. R.**  
1984: Mesozoic igneous provinces of New England and the opening of the North Atlantic Ocean; *Geological Society of America, Bulletin*, v. 95, p.757-765.
- Mitchell, R. H.**  
1983: The Ile Bizard intrusion, Montreal, Quebec - kimberlite or lamprophyre?: Discussion; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1493-1496.
- Philpotts, A. R.**  
1974: The Monteregian Province; in *The Alkaline Rocks*, H. Sørensen (ed.), p. 293-310; John Wiley & Sons, London, U.K.

1978: Rift-associated igneous activity in eastern North America; in *Petrology and Geochemistry of Continental Rifts*, E.-R. Neumann and I.B. Ramberg (ed.), p. 133-154; Reidel.

**Raesian, R. P. and Helmstaedt, H.**

1982: Thelle Bizard intrusion, Montreal, Quebec - kimberlite or lamprophyre?; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, p. 1996-2011.

1983: The Île Bizard intrusion, Montreal, Quebec - kimberlite or lamprophyre?: Reply; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1496-1498.

**Rock, N.M.S.**

1991: *Lamprophyres*; Van Nostrand Reinhold, New York, 285 p.

**Sack, R. O., Walker, D., and Carmichael, I. S. E.**

1987: Experimental petrology of alkalic lavas: constraints on cotectics of multiple saturation in natural basic liquids; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 96, p. 1-23.

**Schulze, D.J.**

1996: Kimberlites de la région de Kirkland Lake et du lac Témiscamingue, Ontario et Québec; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 73-78.

**Villeneuve, M.E. and LeCheminant, A.N.**

1990: Kimzeyite (Zr-garnet) from alnoites at Ile Bizard and Oka, Quebec: mineralogy and petrogenesis; *Geological Association of Canada/ Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts*, v. 15, p. A135.



# Dykes de lamprophyre au Labrador: résumé des occurrences et leur signification pour l'exploration du diamant

B. Ryan

Ryan, B., 1996: *Dykes de lamprophyre au Labrador: résumé des occurrences et leur signification pour l'exploration du diamant*; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 125-130.

## INTRODUCTION

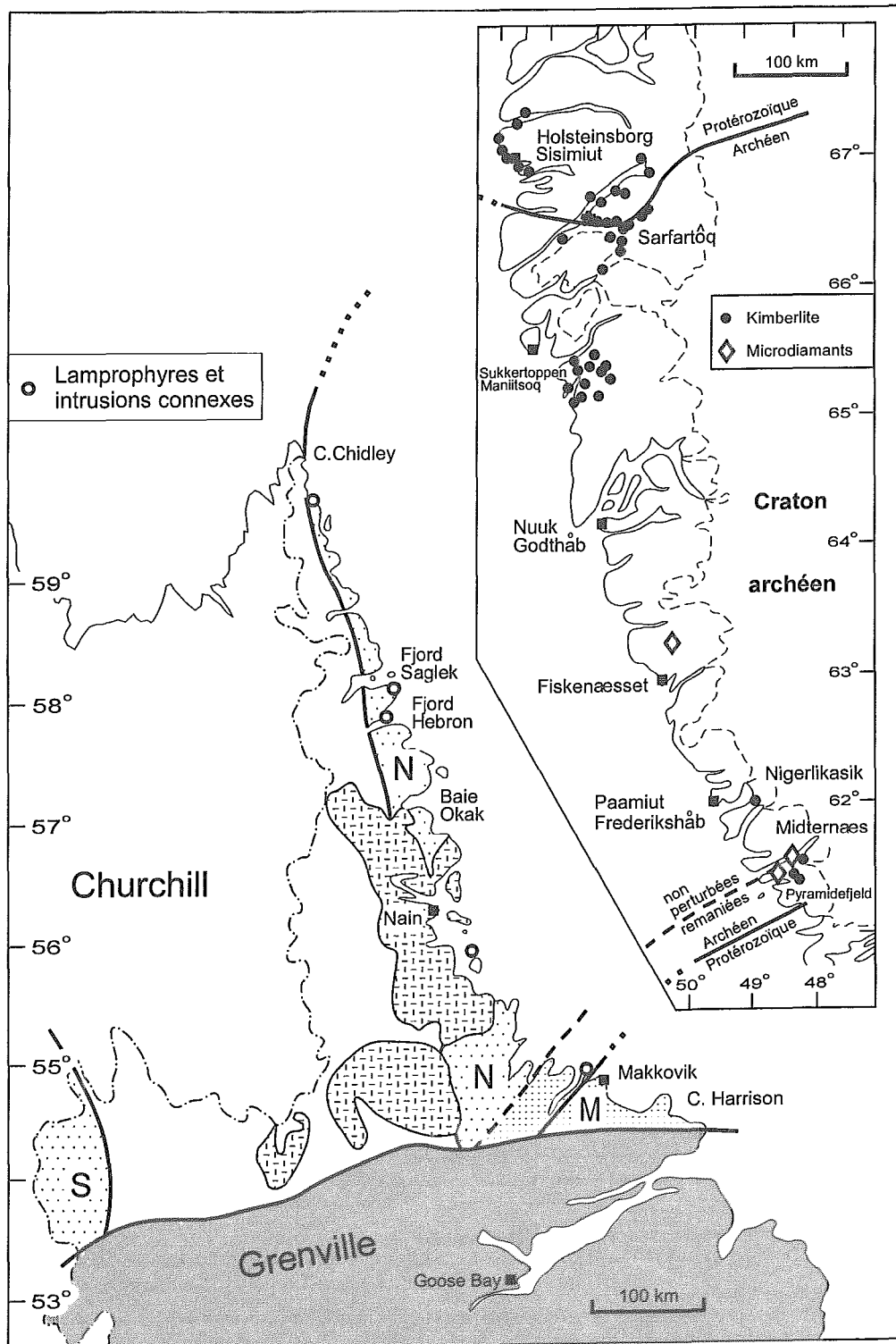
Dans plusieurs zones éparses longeant la côte du Labrador, principalement dans le craton archéen de Nain et les orogènes protérozoïques adjacents (figure 1), on a repéré des dykes lamprophyriques, dont certains ayant apparemment des affinités kimberlitiques. Les données géochronologiques quantitatives sur ces intrusions sont rares, mais les relations géologiques indiquent jusqu'à trois périodes de magmatisme très séparées, soit au Paléoprotérozoïque, au Néoprotérozoïque tardif-Paléozoïque précoce et au Mésozoïque.

Les régions du Labrador dans lesquelles on a découvert des dykes lamprophyriques ont récemment fait l'objet d'un examen pour établir l'existence possible d'intrusions de kimberlites. À la lumière de la découverte de kimberlites diamantifères dans la Province des Esclaves, le Labrador est également perçu comme offrant des milieux propices à l'exploration. À ce jour, aucune intrusion diamantifère n'a été découverte au Labrador. Ce résultat peut refléter non seulement la réalité géologique mais également un manque de prospection. Étant donné la découverte d'intrusions diamantifères dans le bouclier du Groenland autrefois contigu (Larsen, 1991; figure 1), il est possible que le Labrador soit aussi une région où il existe des intrusions diamantifères. Les levés régionaux récents réalisés par l'industrie pour détecter des minéraux indicateurs critiques d'intrusions diamantifères (voir Danielson, 1994) et le ministère des Ressources naturelles de Terre-Neuve et du Labrador (Ryan et McConnell, 1995) pourraient créer l'élan nécessaire pour la tenue d'un examen détaillé du Labrador dans cette perspective. Le résumé suivant passe en revue les grandes lignes de l'histoire des recherches de ces roches et de leurs caractéristiques dominantes.

## RÉGION DE LA BAIE AILLIK

Les dykes lamprophyriques sont plus nombreux dans la région de la baie Aillik, au nord de Makkovik. Ils sont sur le plan tectonique dans la Province de Makkovik du

Paléoprotérozoïque où ils ont recoupé des gneiss archéens remaniés, déformé et recristallisé les roches supracrustales du Groupe d'Aillik du Paléoprotérozoïque et les roches granitoïdes du Paléoprotérozoïque. La datation de l'intrusion de ces dykes est douteuse, mais Foley (1989) a conjecturé qu'ils pourraient représenter une activité ignée durant le Précambrien tardif-Paléozoïque précoce et le Mésozoïque. E.H. Kranck a été le premier, au cours d'une étude d'avant-garde sur la côte du Labrador en 1937 et 1939, à établir l'existence de ces dykes. Il a consigné la présence de lamprophyres riches en hornblende et des dykes alnoïtiques à olivine + biotite dans la région de la baie Aillik. Il a été tellement frappé par l'aspect carbonaté de certains dykes alnoïtiques qu'il a proposé un nouveau nom pour les désigner - aillikite - et postulé que les carbonates constituaient une phase magmatique primaire (Kranck, 1939). Par la suite, il a proposé une subdivision pétrographique des lamprophyres, soit alcalins, subalcalins et ultrabasiques. Les variétés subalcalines qu'il a décrites font probablement partie des intrusions dioritiques de Kokkovik, une suite de roches à hornblende + plagioclase à pendage généralement faible et présentant des affinités avec les lamprophyres (Ermanovics, 1993); celles-ci sont beaucoup plus riches en silice (> 50 % de SiO<sub>2</sub>) que les autres roches dont il est ici question. Parmi les lamprophyres alcalins et ultrabasiques, Kranck (1953) a relevé l'existence de monchiquite (roche à pyroxène + mica) et d'alnoïte (roche à olivine + mica). Il a présumé que nombre des dykes ultrabasiques ont connu une intrusion dans un état quasi cristallin, ce qui les apparente aux kimberlites. King (1963) a confirmé le caractère lamprophyrique de nombreux dykes sur la péninsule Aillik et a présenté des descriptions additionnelles du champ et de l'aspect microscopique des intrusions. Selon la description de King, les dykes de monchiquite renferment des phénocristaux de biotite dans une matrice de pyroxène salitique poccilitique à euhédrique, des lattes de biotite, de magnétite, d'olivine, d'apatite et de carbonates. Les alnoïtes, ou aillikites, qu'il a décrites comme des roches à phénocristaux de biotite et d'olivine ont une matrice composée de biotite, d'olivine, de pyroxène et de carbonates.



**Figure 1.** Comparaison en parallèle des régions du Labrador et du Groenland occidental où l'on a découvert des intrusions alcalines. Les régions du Labrador figurant des symboles sont les suivantes : croûte archéenne des provinces de Nain (N) et du lac Supérieur (S) (pointillé), croûte archéenne remaniée et roches paléoproterozoïques de la Province de Makkovik (pointillé moins dense et plus petit) et intrusions anorogéniques du Mésoproterozoïque (tireté). Les zones sans symboles du Labrador sont des orogènes accrés du Protérozoïque, celui entre les provinces de Nain et du lac Supérieur contenant des quantités importantes de roches archéennes remaniées. La carte du Groenland est tirée de *Greenland Minex News* (juillet 1993).

Hawkins (1976) a présenté un compte rendu détaillé des observations sur le terrain et des caractéristiques pétrographiques des dykes de la région de la baie Aillik. Il a utilisé pour les désigner les termes kimberlites, carbonatites et lamprophyres. Hawkins a adopté la définition donnée par Mitchell (1970) à la kimberlite, par laquelle il est essentiel qu'il existe deux générations d'olivine et de phlogopite, ce qui englobe certaines roches alnoïtiques des précédents chercheurs. Il a utilisé le terme «carbonatites» pour désigner toutes les roches contenant plus de 50 % de carbonates. Il a eu recours au terme alnoïte pour désigner les dykes lamprophyriques de type kimberlitique qui contiennent du pyroxène et de la mélilite en abondance. Dans le cas des autres dykes lamprophyriques, Hawkins a adopté la nomenclature établie par Williams et al. (1955) : minettes (renfermant de l'orthoclase et dont le minéral mafique dominant est la biotite) et monchiquites (roches sans feldspath dont le principal minéral mafique est le pyroxène ou l'amphibole alcalin).

Foley (1982) a en outre examiné en détail les dykes de la baie Aillik. Il a réévalué le spectre de composition des dykes d'Aillik à la lumière des discussions contemporaines sur la terminologie des lamprophyres (Rock, 1987) et il a révisé la nomenclature des intrusions. Même si, à l'instar de Hawkins (1976), il a appelé certaines intrusions des kimberlites, il a appliqué le terme «sannite» aux lamprophyres alcalins. Il a préféré sannite à minette et monchiquite (utilisé par Hawkins) en raison de la présence de néphéline, de la faible teneur en silice et des bordures sodiques (acmitiques) du clinopyroxène. Dans les sannites, il a fait ressortir un sous-groupe riche en olivine (jusqu'à 35 % d'olivine), mais les sannites sont généralement caractérisées par la présence de clinopyroxène salitique riche en Ti et une quantité moindre d'olivine et de phlogopite poecilitique dans une matrice de pyroxène, de biotite, de magnétite, de feldspath-K, d'apatite, de néphéline, d'analcime, de carbonates, de rutile et de minéraux opaques; les structures sont habituellement ocellaires leucocrates (Foley, 1984). L'emploi par Foley de kimberlite pour désigner les roches à phénocristaux d'olivine+mica riches en carbonates a été remplacé par la ré-introduction du terme aillikite par Malpas et al. (1986), classant ces roches dans une subdivision des lamprophyres ultramafiques. Les aillikites, telles que décrites par Malpas et al., ont des phénocristaux d'olivine et de phlogopite dans une matrice de carbonates, d'apatite, de mica, de magnétite et de pérovskite; les aillikites ne contiennent pas de feldspath ni de feldspathoïdes. Les nodules de glimmérite sont localement abondants dans les dykes d'aillikite.

L'association des lamprophyres alcalins et ultramafiques dans la région de la baie Aillik a été utilisée par Malpas et al. (1986) pour insinuer que ces intrusions sont liées à un centre intrusif à néphéline-carbonatite situé légèrement vers le large, lequel centre a pu être créé indirectement par un magmatisme kimberlitique.

## RÉGION DE NAIN

Une suite de dykes lamprophyriques riches en amphiboles et carbonates déformés et inégalement recristallisés a injecté un pluton monzonitique du Paléoproterozoïque et les gneiss archéens voisins dans plusieurs petites îles situées à 30 km au sud-est de Nain (Ryan, 1992). Ces intrusions alcalines précèdent la Suite plutonique de Nain d'environ 1300 Ma; elles pourraient être liées à un épisode igné qui a produit la monzonite; elles n'ont donc aucun lien avec les intrusions de la baie Aillik.

Les dykes de lamprophyre de la région de Nain sont altérés en gris foncé à noir, riches en amphiboles et mica et renferment par endroits des carbonates. Nombre d'entre eux sont feuilletés et plissés, et perturbés parallèlement à la direction. Ces dykes mesurent généralement moins de 2 m de largeur et se divisent ici et là en plusieurs branches parallèles à la direction. Les dykes renfermant des carbonates sont stratifiés (par suite d'intrusions multiples?) et s'assimilent aux aillikites de la région de la baie d'Aillik. L'association minérale des dykes de lamprophyre est variable et indique la présence de types alcalins et ultramafiques. Certains dykes à «amphibolite» contiennent de l'amphibole brune grenue à subautomorphe (barkevikite) comme principal constituant ainsi que des teneurs moindres en clinopyroxène grenue à subautomorphe, des agrégats interstitiels de plagioclase et de petits feuilletés de biotite orange. Les dykes carbonatifères se composent de calcite, d'olivine inégalement serpentinisée, de clinopyroxène, de phlogopite et d'oxydes opaques. D'autres dykes sont des roches à mica-clinopyroxène, dont certaines contiennent de l'olivine serpentinisée. Quelques dykes renferment un spinelle vert et un minéral jaune fortement pléochroïque du groupe de l'humite. Un nombre limité d'analyses chimiques (Cadman et al., 1995) complètent la pétrographie établie à ce jour et confirment que les lamprophyres tant alcalins qu'ultramafiques sont présents dans la suite.

## RÉGION DU FJORD SAGLEK

Région du fjord Saglek. La région de Saglek-Hebron, dans la partie la plus septentrionale du Labrador, renferme plusieurs occurrences de roches décrites par Collerson et Malpas (1977) et Bridgwater et al. (1990) comme des dykes de kimberlite et des blocs kimberlitiques d'origine glaciaire. Brummer (1978) a noté qu'une carte non publiée de Collerson montre deux dykes de kimberlite sur l'île Big dans le fjord Saglek ainsi que plusieurs cheminées de brèches de diatrème dans les environs de Saglek. Collerson et Malpas (1977) ont décrit les dykes de kimberlites, qui se sont mis en place dans des gneiss de l'Archéen précoce, comme des mégacristaux d'olivine et de fragments ultramafiques ovoïdes (dunite et glimmérite micacées) dans une matrice à texture fluidale qui recèle phlogopite, diopside, pérovskite, calcite, ilménite et mélilite. Ce dernier minéral est, selon Mitchell (1991), absent autant dans les kimberlites que dans les lamproïtes, ce qui met en doute le fait que les intrusions de Saglek sont des kimberlites authentiques. La mélilite est, cependant, habituellement présente dans les lamprophyres ultramafiques (Rock 1987), indiquant que les intrusions de Saglek sont plutôt des membres de ce groupe. Les roches de diatrème de la région de Saglek semblent être équivalentes aux dykes de brèche basaltique des environs du fjord Hebron (Ryan et Martineau, 1992) entre Hebron et la baie Okak (Ermanovics et al., 1989). Ces dykes se caractérisent par d'abondants fragments anguleux à arrondis du gneiss adjacent et par une roche mafique à grain fin dans une matrice chloritisée qui, par endroits, affiche des indices de refroidissement rapide. Ces dykes de brèche ne semblent pas présenter d'affinités alcalines; ce sont probablement les membres riches en volatils d'un essaim de dykes de diabase du Paléoprotérozoïque qui ont probablement injecté rapidement des roches volcaniques maintenant érodées comme celles du Groupe de Mugford voisin (Ermanovics et al., 1989).

Bridgwater et al. (1990) ont signalé l'existence d'un dyke kimberlitique sombre de 2 m de largeur dans des gneiss près du village de Hebron qui est riche en biotite et qui contient des nodules à olivine et des xénolites grenatifères.

## AUTRES DYKES LAMPROPHYRIQUES

En plus des occurrences citées, on trouve au Labrador plusieurs autres dykes lamprophyriques. Wardle et al. (1993) ont récemment découvert plusieurs dykes de lamprophyre à biotite+olivine dans des gneiss archéens et paléoprotérozoïques près du cap Chidley à l'extrême

nord du Labrador. Taylor (1979) a identifié des dykes lamprophyriques isolés à plusieurs emplacements très éloignés le long de la côte et à l'intérieur des terres, laissant supposer qu'il existe un plus grand nombre d'intrusions de ce type que ce qui a été établi jusqu'à maintenant.

## DISCUSSION

Le résumé ci-dessus présente les caractéristiques générales et la répartition des dykes lamprophyriques et kimberlitiques au Labrador. Malpas et al. (1986) et Collerson et Malpas (1977) ont conclu que les intrusions de la baie Aillik et les intrusions de Saglek, respectivement, se sont mises en place à des profondeurs dépassant 100 km. L'assemblage des macrocristaux et des inclusions dans les deux régions n'incite pas à proposer que les magmas provenaient du champ de stabilité du diamant, ce qui réduit donc le potentiel d'y découvrir des diamants. Cependant, cette observation n'élimine pas le fait que les régions contenant de tels dykes puissent être des cibles d'exploration étant donné que les contrôles sur la formation et la répartition des diamants ne sont pas complètement compris. Par exemple, jusqu'à récemment, les lamproïtes et les lamprophyres n'étaient pas considérées comme des roches hôtes viables de quantités significatives de diamants, la principale cible des sociétés d'exploration étant les kimberlites. Ces nouvelles perspectives quoique limitées ont été réévaluées récemment à la lumière de la mise en valeur du riche gisement de diamant d'Argyle inclus dans des lamproïtes en Australie-Occidentale (Bergman, 1987), de l'indice de diamants dans des roches néphéliniques et basaltiques alcalines dans les Nouvelles-Galles du Sud (Barron et al., 1994) et la découverte récente de microdiamants abondants dans un dyke de lamprophyre dans le district de Keewatin (MacRae et al., 1996).

## RÉFÉRENCES

**Barron, L. M., Lishmund, S. R. Oakes, G. M., and Barron, B. J.**

1994: Subduction diamonds in New South Wales: implications for exploration in eastern Australia; Geological Survey of New South Wales, Quarterly Notes, v. 94, p. 1-23.

**Bergman, S. C.**

1987: Lamproïtes and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry; in *Alkaline Igneous Rocks*, J.G. Fitton and B.G.J. Upton (ed.); Geological Society of London, Special Publication 30, p. 103-190.



- Bridgwater, D., Mengel, F., Schiøtte, L., and Winter, J.**  
1990: Research on the Archean rocks of northern Labrador, progress report 1989; *in* Current Research, Geological Survey Branch, Department of Mines and Energy, Report 90-1, C.P.G. Pereira, D.G. Walsh, and R.F. Blackwood (ed.), p. 227-236.
- Brummer, J. J.**  
1978: Diamonds in Canada; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 71, p. 64-79.
- Cadman, A. C., Ryan, A. B., Royse, K., and Nobel, S. R.**  
1995: An investigation of some metamorphosed dykes of the Nain area: Part 3-geochemistry and structural relationships of dykes in the Nukasusutok Island area; *in* Current Research, Geological Survey, Department of Natural Resources, Report 95-1, C.P.G. Pereira, D.G. Walsh, and R.F. Blackwood (ed.), p. 1-14.
- Collerson, K. D. and Malpas, J.**  
1977: Partial melts in upper mantle nodules from Labrador kimberlites; Extended Abstracts, Second International Kimberlite Conference, Santa Fe, New Mexico.
- Danielson, V.**  
1994: Staking rush in Labrador; The Northern Miner, v. 80, no. 39, p. 1.
- Ermanovics, I.**  
1993: Geology of Hopedale block, southern Nain Province, and the adjacent Proterozoic terranes, Labrador, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Memoir 431, 161 pages.
- Ermanovics, I., Van Kranendonk, M., Corriveau, L., Mengel, F., Bridgwater, D., and Sherlock, R.**  
1989: The boundary zone of the Nain-Churchill provinces in the North River-Nutak map areas, Labrador; *in* Current Research, Paper 89-1C, Geological Survey of Canada, p. 385-394.
- Foley, S. F.**  
1982: Mineralogy, geochemistry, petrogenesis and structural relationships of the Aillik Bay alkaline intrusive suite; Unpublished M.Sc. thesis, Memorial University of Newfoundland, St. John's, 210 pages.  
1984: Liquid immiscibility and melt segregation in alkaline lamprophyres from Labrador; Lithos, v. 17, p. 127-138.  
1989: Emplacement features of lamprophyre and carbonatitic lamprophyre dykes at Aillik Bay, Labrador; Geological Magazine, v. 126, p. 29-42.
- King, A.F.**  
1963: Geology of the Cape Makkovik Peninsula, Aillike, Labrador; unpublished M.Sc. thesis, Memorial University of Newfoundland, St. John's, 114 pages.
- Kranck, E. H.**  
1939: Bedrock geology of the seaboard region of Newfoundland Labrador; Newfoundland Geological Survey, Bulletin 19, 44 pages.  
1953: Bedrock geology of the seaboard of Labrador between Domino Run and Hopedale, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Bulletin 26, 45 pages.
- Larsen, L. M.**  
1991: Occurrences of kimberlite, lamproite and ultramafic lamprophyre in Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Open File 91/2, 36 pages.
- MacRae, N.D., Armitage, A.E., Miller, A.R., Roddick, J.C., Jones, A.L. et Mudry, M.P.**  
1996: Le dyke lamprophyrique diamantifère d'Akluilâk, région du lac Gibson, T.N.-O.; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 103-109.
- Malpas, J., Foley, S. F., and King, A. F.**  
1986: Alkaline mafic and ultramafic lamprophyres from the Aillik Bay area, Labrador; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1902-1918.
- Mitchell, R. H.**  
1970: Kimberlites and related rocks - a critical re-appraisal; Journal of Geology, v. 78, p. 687-704.  
1991: Kimberlites and lamproites: primary sources of diamond; Geoscience Canada, v. 18, p. 1-16.
- Rock, N. M. S.**  
1987: The nature and origin of lamprophyres: an overview; *in* Alkaline Igneous Rocks, J.G. Fitton and B.G.J. Upton (ed.), Geological Society of London, Special Publication 30, pages 191-226.
- Ryan, B.**  
1992: Nain area geology: observations on selected islands, and the area south of Nain Bay; *in* Current Research, Geological Survey Branch, Department of Mines and Energy, Report 92-1, C.P.G. Pereira, D.G. Walsh, and R.F. Blackwood (ed.), p. 381-398.
- Ryan, B. and Martineau, Y.**  
1992: Geology of the Saglek Fiord- Hebron Fiord area, Labrador, (NTS 14L/2,3,6,7); Geological Survey Branch, Department of Mines and Energy, Open File Map 92-18, scale 1:100,000 (also as Geological Survey of Canada Open File 2466).

**Ryan, B. and McConnell, J. W.**

1995: The search for kimberlite and lamproite intrusions in eastern Labrador: initial report of a bedrock and surficial-sediment sampling survey; *in* Current Research, Geological Survey, Department of Natural Resources, Report 95-1, C.P.G. Periera, D.G. Walsh, and R.F. Blackwood (ed.), p. 47-54.

**Taylor, F.C.**

1979: Reconnaissance geology of a part of the Precambrian Shield in northeastern Quebec, northern Labrador and Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Memoir 393, 99 p.

**Wardle, R. J., Van Kranendonk, M. J., Mengel, F., Scott, D., Schwarz, S., Ryan, B., and Bridgwater, D.**

1993: Geological mapping in the Torngat Orogen, northernmost Labrador: Report 2; *in* Current Research, Geological Survey Branch, Department of Mines and Energy, Report 93-1, C.P.G. Periera, D.G. Walsh, and R.F. Blackwood (ed.), p. 77-90.

**Williams, H, Turner, F. J., and Gilbert, C. M.**

1955: Petrography: an introduction to the study of rocks in thin section; W.H. Freeman and Company, San Francisco, 406 p.

# Xénolites et xéno cristaux ultramafiques dans la kimberlite et l'aloïte: fenêtres sur le manteau supérieur

D.J. Schulze

Schulze, D.J., 1996: *Xénolites et xéno cristaux ultramafiques dans la kimberlite et l'aloïte: fenêtres sur le manteau supérieur; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 131-135.*

---

## INTRODUCTION

Les kimberlites et certaines autres roches alcalines, comme les minettes, les lamproïtes et les basaltes alcalins, contiennent des inclusions de roche ultramafique qui représentent des morceaux du manteau supérieur de la Terre accidentellement incorporés dans les magmas en cours d'ascension. Ces fragments inestimables de portions autrement inaccessibles de l'intérieur de la Terre constituent notre meilleure source de matériau provenant réellement du manteau supérieur et mis à notre disposition pour son étude à la surface de la Terre. Ces échantillons sont les seuls matériaux permettant de délimiter ou de guider la modélisation géophysique à des profondeurs inaccessibles par forage pour fins de confirmation (p. ex. LITHOPROBE, voir Jones et al., 1996). En outre, la composition de certains xénolites et xéno cristaux renferment des informations sur le potentiel diamantifère de leurs roches encaissantes.

Au Canada, on a repéré des xénolites ultramafiques dans des basaltes alcalins, des lamprophyres ultramafiques et des kimberlites. Les occurrences canadiennes de xénolites de péridotite du faciès du spinelle dans les basaltes alcalins sont analysées par Mitchell (1987) et Canil (1989). Pour étudier les variations de la composition et des propriétés physiques du manteau supérieur de la bordure du craton nord-américain en passant par les terranes accrésés de la Cordillère, on a utilisé de vastes suites de xénolites mantelliques dans des complexes volcaniques alcalins de la Cordillère canadienne (Francis, 1987; Ji et al., 1994). Ces suites ne font pas ici l'objet d'une étude approfondie étant donné que les xénolites du faciès du spinelle sont d'origine relativement peu profonde et qu'ils ne renferment probablement pas d'informations sur les occurrences et la genèse des diamants. Le présent document met l'accent sur les occurrences canadiennes de péridotite à faciès du grenat de plus grande profondeur puisqu'elles peuvent receler des informations sur le potentiel diamantifère de leurs roches encaissantes.

Les kimberlites et les lamproïtes sont les seuls agents de transport connus des concentrations rentables de diamants à la surface de la Terre. Nos connaissances sur les roches mères primaires mantelliques du diamant découlent de l'étude des inclusions minérales syngénétiques dans les diamants naturels, que complètent les informations obtenues sur les xénolites mantelliques diamantifères (voir Gurney, 1989). La principale roche mère du diamant dans le manteau serait l'harzburgite ou la dunite qui contiennent de faibles quantités de grenat à faible teneur en Ca et/ou de magnésiochromite à forte teneur en Cr. La lherzolite à grenat est une roche mère mantellique du diamant peu abondante; l'éclogite est typiquement une roche mère secondaire même si elle peut par endroits être abondante et très significative. En Sibérie, la suite minérale dans la péridotite domine de façon remarquable la population des inclusions du diamant selon un rapport péridotite-éclogite d'environ 99 à 1 (Yefimova et Sobolev, 1977). Dans le sud de l'Afrique, la suite péridotitique domine également bien que près du quart des inclusions minérales dans le diamant appartiennent à la suite éclogitique (Hawthorne et al., 1978). Dans certaines mines, comme Premier et Orapa, les diamants font surtout partie de la suite éclogitique (Gurney et al., 1984, 1985).

Gurney (1984) a montré que, dans la suite dominante des inclusions péridotitiques dans les diamants, 85 % environ des pyropes à Cr ont des teneurs plus faibles en CaO que les grenats des lherzolites à grenat et qu'on appelle les grenats «G10» des pyropes chromifères à faible teneur en Ca. Les inclusions de chromite dans les diamants ont des contenus limités et élevés en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et MgO (voir les compilations de Fipke, 1989 et de Gurney et Moore, 1993).

Selon leur texture et leur composition chimique, on classe les éclogites dans les groupes I ou II (MacGregor et Carter, 1970). Les diamants sont associés aux éclogites du groupe I (p. ex. Robinson et al., 1984) qui se caractérisent par des grenats à teneur élevée en Na<sub>2</sub>O et

TiO<sub>2</sub> et des clinopyroxènes riches en K<sub>2</sub>O (McCandless et Gurney, 1989; Gurney et Moore, 1993). Ce sont ces pyropes chromifères à faible teneur en Ca, ces chromites à forte teneur en Cr et ces grenats d'éclogite riches en Na<sub>2</sub>O qui sont susceptibles d'indiquer la présence de diamants dans une kimberlite dont on ne connaît pas le contenu en diamants.

## SIGNATURES MANTELLIQUES DANS LES ROCHES DIAMANTIFÈRES AU CANADA

Des diamants, ou minéraux indicateurs de diamants, comme les grenats G10, ont été signalés sous forme de xénoctristaux dans des roches d'origine mantellique de plusieurs sites au Canada. Les occurrences d'intérêt sont décrites ci-dessous, dans l'ordre de découverte ou de date à laquelle on a établi leur contenu diamantifère. Pour des informations additionnelles sur des sites spécifiques, le lecteur se reportera à d'autres articles du présent volume.

### Île Bizard (Québec)

Les premiers diamants que l'on dit avoir été découverts dans une roche encaissante « primaire » au Canada étaient contenus dans l'almôite de l'île Bizard près de Montréal au Québec (Brummer, 1978; Bédard et LeCheminant, 1996). Des xénoctristaux de péridotite à grenat, de péridotite à spinelle, de péridotite à grenat-spinelle, de pyroxénite à grenat, de webstérite et de glimmérite provenant de cet amas ont été décrits par Marchant (1970), Raeside (1978) et Raeside et Helmstaedt (1982). Fipke (1989), quant à lui, n'a pas découvert de minéraux indicateurs de diamant. Les conditions d'équilibre des xénoctristaux de lherzolite à grenat et de webstérite à grenat se situent à une profondeur beaucoup plus faible que le champ de stabilité du diamant (figure 1). La présence de diamants à l'île Bizard demeure une énigme.

### Île Somerset (T.N.-O.)

On a récupéré des quantités traces de diamants dans les kimberlites de l'île Somerset (Pell, 1995; Kjarsgaard 1996a). Des harzburgites à grenat à faible teneur en Ca (Kjarsgaard et Peterson, 1992) et des grenats G10 marginaux (Fipke, 1989; Kjarsgaard, 1992; Schulze, 1993) ont été localisés dans la cheminée Batty; de plus, les compositions et les abondances du grenat corroborent l'abondance des diamants traces. Les conditions d'équilibre de la lherzolite à grenat indiquent un gradient géothermique élevé à l'époque de l'éruption (Mitchell, 1987; Kjarsgaard et Peterson, 1992; Kjarsgaard, 1996a) et les échantillons les plus profonds témoignent de la présence de diamants dans certaines de ces cheminées (Kjarsgaard, 1996a).

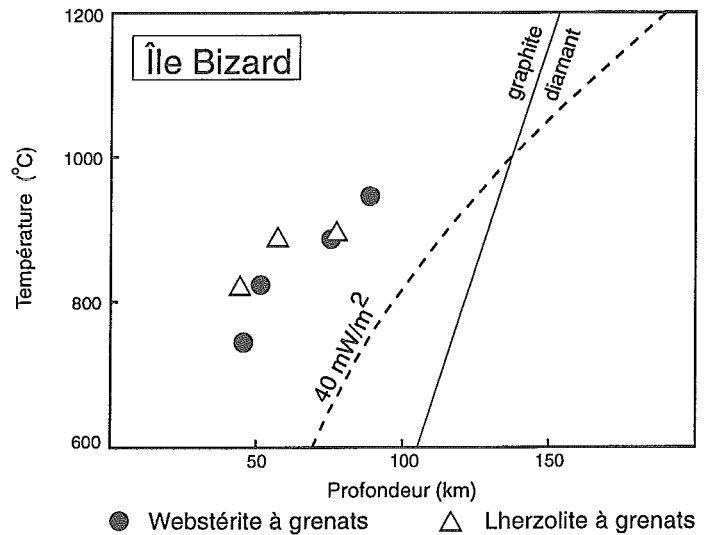


Figure 1. Conditions d'équilibre des xénoctristaux de lherzolite à grenat (cercles) et de webstérite à grenat (triangles) à l'île Bizard. Les données sont tirées de Raeside (1978) et de Schulze (données non publiées). Les courbes de références sont celles de la transition graphite-diamant de Kennedy et Kennedy (1976) et d'un gradient géothermique subcontinental correspondant à un flux thermique superficiel de 40 mW/m<sup>2</sup> (Pollack et Chapman, 1977).

### Diatrème de Cross (Colombie-Britannique)

Dans les Rocheuses de la Colombie-Britannique, on n'a décelé qu'un seul massif kimberlitique (diatrème de Cross) malgré l'existence de nombreuses autres roches alcalines que la kimberlite (Ijewliw et Pell, 1996). La découverte de xénoctristaux de péridotite à grenat s'est limitée à la cheminée Cross qui contient en outre des péridotites à spinelle. L'analyse de deux xénoctristaux frais de lherzolite à grenat a indiqué des conditions d'équilibre à l'extérieur du champ de stabilité du diamant (Hall, 1991). Malgré la présence de pyropes chromifères à faible teneur en Ca dans la suite des xénoctristaux de minéraux lourds (Hall, 1991), aucun diamant n'a été signalé dans cette kimberlite. Cependant, on a récupéré quelques diamants dans le diatrème de Jack adjacent (Fipke, 1989; Ijewliw et Pell, 1996).

### Kirkland Lake (Ontario)

Plusieurs kimberlites faisant partie du groupe de kimberlites de Kirkland Lake (Schulze, 1996) contiennent des quantités traces de diamants (Brummer et al., 1992). Même si on ne leur attribue pas de valeur rentable, la signature des minéraux indicateurs et les

conditions d'équilibre de la péridotite à grenat indiquent que ce groupe a recueilli des échantillons de profondeurs mantelliques et de compositions permettant d'expliquer la présence de diamants. Les pyropes à faible teneur en Ca et les magnésiochromites à forte teneur en Cr sont présents dans la plupart des cheminées de cette région, mais ils sont peu abondants. Les lherzolites à grenat, dont certaines révèlent une métasomatose du grenat en diopside + phlogopite, dominent la suite des xénolites mantelliques et se caractérisent par des conditions d'équilibre bien à l'intérieur du champ de stabilité du diamant (Schulze, 1996; P.A. Vicker, données non publiées). Seule une harzburgite à grenat à faible teneur en Ca a été documentée et les éclogites ne sont abondants que dans la cheminée A-4, mais leur étude approfondie reste à faire. Les xénocristaux de grenat dans l'éclogite sont plutôt rares et s'observent principalement dans les éclogites du groupe II (D.J. Schulze, données non publiées) qui sont typiquement non diamantifères (p. ex. McCandless et Gurney, 1989).

### *Attawapiskat (Ontario)*

Dans la région d'Attawapiskat du nord de l'Ontario, on trouve un grand nombre de cheminées kimberlitiques (au moins 19; Zalnieriunas et Sage, 1995), dont certaines contiennent des diamants. Les kimberlites traversent des roches sédimentaires paléozoïques; une cheminée affleure tandis que les autres ont été atteintes par forage. La population des xénolites mantelliques comprend des péridotites grossières et déformées à grenat, à grenat-spinelle et à spinelle, ainsi que de rares éclogites, auxquelles s'ajoutent des mégacristaux de grenat, de diopside et d'ilménite. À ce jour, aucune analyse isotopique et chimique des xénolites n'a encore été faite. On a relevé les indices d'un métasomatisme antérieur à l'éruption sous forme de grumeaux de diopside-phlogopite dans les péridotites qui semblent remplacer le grenat, selon un métasomatisme analogue à celui observé dans les xénolites de lherzolite à grenat de Kirkland Lake. Les macrocristaux d'ilménite d'un amas particulier indiquent une teneur variable en MgO, soit de 5 à 12 % du poids dans les noyaux, dans un intervalle relativement restreint de la teneur en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, soit de 1,4 à 1,8 % du poids; la composante de l'hématite varie de 6 à 23 % molaire de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (D.J. Schulze, données non publiées), ce qui corrobore la présence de diamants.

### *Fort à la Corne (Saskatchewan)*

Dans les régions de Sturgeon Lake et de Fort à la Corne en Saskatchewan, on a découvert des dizaines d'amas kimberlitiques; certains ont des teneurs faible à moyenne en diamants (Kjarsgaard, 1996b). Des xénolites d'éclogite et de péridotite à grenat, incluant une dunite à

grenat à faible teneur en Ca, ont été récupérés dans les kimberlites, mais on n'a publié aucune donnée chimique sur les xénolites (B.A. Kjarsgaard, comm. pers., 1995). On a repéré quelques grenats (G10) à faible teneur en Ca (Fipke, 1989; Lehnart-Thiel et al., 1992; Schulze, 1993) et les populations de grenat sont semblables à celles des kimberlites de l'île Somerset. Des xénocristaux de grenat sont présents dans les éclogites des groupes I et II (Schulze, 1993). Les macrocristaux d'ilménite magnésienne dans une kimberlite ont des valeurs élevées en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,2 à 5,3 % du poids de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> à 10 à 15 % du poids de MgO) et des valeurs faibles en hématite (entre 9 et 16 % molaire de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; D.J. Schulze, données non publiées), valeurs qui sont compatibles avec la présence de diamants et même plus réduites dans le cas des ilménites d'Attawapiskat.

### *Province des Esclaves (T.N.-O.)*

Même si selon toutes les indications, de nombreuses cheminées de kimberlite près du lac de Gras (Pell, 1995; Kjarsgaard, 1996) sont considérablement plus diamantifères que les autres kimberlites connues d'Amérique du Nord, il n'existe pratiquement pas de données sur les fragments mantelliques contenus dans ces cheminées. Les kimberlites forées par la société BHP contiennent des xénolites de péridotite et d'éclogite à grenat et des mégacristaux de diopside chromifère; elles renferment également dans leurs concentrés de minéraux lourds des chromites à forte teneur en Cr et des pyropes à faible teneur en Ca indicateurs de diamants (M. Kirkley, comm. pers., 1995). Les données obtenues par Dynes (1994) sur des paires de xénocristaux de grenat-clinopyroxène dérivés de lherzolite révèlent des températures à l'équilibre représentatives d'échantillons prélevés dans le champ de stabilité du diamant dans le cas de la cheminée diamantifère de Ranch Lake (environ 1050-1150 °C).

## CONCLUSIONS

Les kimberlites constituent des «fenêtres» sur le manteau supérieur qui nous permette de jeter un coup d'oeil sur de petites zones de la lithosphère subcratonique, qui correspondent essentiellement à des trous de sondage, à faible récupération, forés à plus de 100 km de profondeur. Les travaux menés à ce jour nous ont permis de glaner des informations dans quelques «trous de sondage» au Canada par lesquels des roches mères diamantifères ont été puisées. Des données additionnelles proviendront des kimberlites découvertes récemment dans la Province des Esclaves, dans la région d'Attawapiskat et en Saskatchewan. L'examen le plus complet de la lithosphère subcratonique pourra peut-être

être concrétisé grâce aux nombreuses kimberlites qui ont remonté des fragments du manteau situé sous le centre de la Province des Esclaves, en nous permettant de créer un modèle tridimensionnel d'une portion diamantifère du craton, portion qui semble contenir les plus fortes concentrations de diamants au Canada.

## RÉFÉRENCES

### **Bédard, J.H. et LeCheminant, A.N.**

1996: Alnoïtes et roches apparentées, province ignée alcaline des collines montérégiennes, Québec; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 119-123.

### **Brummer, J.J.**

1978: Diamonds in Canada; Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, October 1978, p. 64-79.

### **Brummer, J.J., MacFadyen D.A., and Pegg, C.C.**

1992: Discovery of kimberlites in the Kirkland Lake area, northern Ontario, Canada Part II: Kimberlite discoveries, sampling, diamond content, ages and emplacement; Exploration and Mining Geology, v. 1, p. 351-370.

### **Canil, D.**

1989: Mantle peridotites: Petrological and experimental investigations; Ph.D. thesis, University of Alberta, 156p.

### **Dynes, B.**

1994: A preliminary petrologic and geothermometric investigation of the mantle xenoliths entrained within the Ranch Lake kimberlite, N.W.T., Canada; B.Sc. Thesis, University of British Columbia.

### **Fipke, C.E. (comp.)**

1989: The development of advanced technology to distinguish between diamondiferous and barren diatremes; Geological Survey of Canada, Open File 2124, 1183 p.

### **Francis, D.**

1987: Mantle-melt interaction recorded in spinel lherzolite xenoliths from the Alligator Lake volcanic complex, Yukon, Canada; Journal of Petrology, v. 28, p. 569-597.

### **Gurney, J.J.**

1984: A correlation between garnets and diamonds in kimberlites; in Kimberlite Occurrences and Origin: A Basis for Conceptual Models in Exploration, J.E. Glover and P.G. Harris, (ed.), University of Western Australia, Publication no. 8, p. 143-166.

1989: Diamonds; in Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Mantle/Crust Setting, Diamonds and Diamond Exploration, J. Ross, (ed.), v. 2; Geological Society of Australia Special Publication 14, p. 935-965.

### **Gurney, J.J. and Moore, R.O.**

1993: Geochemical correlations between kimberlitic indicator minerals and diamonds; in Diamonds: Exploration, Sampling and Evaluation, P. Sheahan and A. Chater, (ed.); Proceedings of a Short Course, Prospectors and Developers Association of Canada, p. 147-171.

### **Gurney, J.J., Harris, J.W., and Rickard, R.S.**

1984: Silicate and oxide inclusions in diamonds from the Orapa mine, Botswana; in Proceedings of the Third International Kimberlite Conference, Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships, J. Kornprobst (ed.), v. 2; Developments in Petrology 11A, Elsevier, Amsterdam, p. 3-9.

### **Gurney, J.J., Harris, J.W., Rickard, R.S., and Moore, R.O.**

1985: Inclusions in Premier Mine diamonds; Geological Society of South Africa, Transactions, v. 88, p. 301-310.

### **Hall, D.C.**

1991: A petrological investigation of the Cross kimberlite occurrence, southeastern British Columbia, Canada; Ph.D. Thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 536 p.

### **Hawthorne, J.B., Gurney, J.J., Harris, J.W., and Rickard, R.S.**

1978: Inclusions in diamonds from South Africa; Extended Abstracts, IXth International Mineralogical Association Meeting, Novosibirsk, U.S.S.R.

### **Ijewliw, O.J. et Pell, J.**

1996: Brèches de diatrème dans la Cordillère; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 91-95.

### **Ji, S., Zhao, X., and Francis, D.**

1994: Calibration of shear-wave splitting in the subcontinental upper mantle beneath active orogenic belts using ultramafic xenoliths from the Canadian Cordillera and Alaska; Tectonophysics, v. 239, p. 1-27.

### **Jones, A.G., Eaton, D.W., White, D., Bostock, M., Mareschal, M. et Cassidy, J.**

1996: Mesures géophysiques des paramètres lithosphériques; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public, 3228, p. 249-257.

**Kennedy, C.S. and Kennedy, G.L.**

1976: The equilibrium boundary between graphite and diamond; *Journal of Geophysical Research*, v. 81, p. 2467-2470.

**Kjarsgaard, B.A.**

1996a: Le champ kimberlitique de l'île Somerset, District de Franklin, Territoires du Nord-Ouest; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 61-66.

1996b: Kimberlites des Prairies; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 67-72.

1996c: Kimberlites de la Province des Esclaves; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 55-60.

**Kjarsgaard, B.A. and Peterson, T.D.**

1992: Kimberlite-derived ultramafic xenoliths from the diamond stability field: a new Cretaceous geotherm for Somerset Island, Northwest Territories; in *Current Research, Part B*; Geological Survey of Canada, Paper 92-1B, p. 1-6.

**Lehnert-Thiel, K., Loewer, R., Orr, R.G., and Robertshaw, P.**

1992: Diamond-bearing kimberlites in Saskatchewan, Canada: The Fort à la Corne case history; *Exploration and Mining Geology*, v. 1, p. 391-403.

**MacGregor, I.D. and Carter, J.L.**

1970: The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor Mine, South Africa; *Physics of Earth and Planetary Interiors*, v.3, p.391-397.

**Marchand, M.**

1970: Ultramafic nodules from Ile Bizard, Quebec; M.Sc thesis, McGill University, Montreal, 73p.

**McCandless, T.E. and Gurney, J.J.**

1989: Sodium in garnet and potassium in clinopyroxene: Criteria for classifying mantle eclogites; in *Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Mantle/Crust Setting, Diamonds and Diamond Exploration*, J. Ross, (ed.), v. 2; Geological Society of Australia Special Publication 14, p. 827-832.

**Mitchell, R.H.**

1987: Mantle-derived xenoliths in Canada; in *Mantle Xenoliths*, P.H. Nixon, (ed.); p. 33-40, John Wiley & Sons, Chichester, England.

**Pell, J.**

1995: N.W.T. kimberlite database; EGS 1995-2, NWT Geological Mapping Division, Department of Indian Affairs and Northern Development, Yellowknife, one diskette.

**Pollack, H.N. and Chapman, D.S.**

1977: On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness; *Tectonophysics*, v. 38, p. 279-296.

**Raeside, R.P.**

1978: A re-investigation of the Île Bizard kimberlite and its xenolith suite, M.Sc thesis, Queen's University, Kingston, Ontario.

**Raeside, R. P. and Helmstaedt, H.**

1982: The Île Bizard intrusion, Montreal, Quebec - kimberlite or lamprophyre?; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 19, p. 1996-2011.

**Robinson, D.N., Gurney, J.J., and Shee, S.R.**

1984: Diamond eclogite and graphite eclogite xenoliths from Orapa, Botswana; in *Proceedings of the Third International Kimberlite Conference, Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships*, J. Kornprobst, (ed.), v. 2; *Developments in Petrology 11A*, Elsevier, Amsterdam, p. 11-24.

**Schulze, D.J.**

1993: Garnet xenocryst populations in North American kimberlites; in *Diamonds: Exploration, Sampling and Evaluation*, P. Sheahan and A. Chater, (ed.), *Proceedings of a Short Course, Prospectors and Developers Association of Canada*, p. 361-377.

1996: Kimberlites de la région de Kirkland Lake et du lac Témiscamingue, Ontario et Québec; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 73-78.

**Schulze, D.J., Anderson, P.F.N., Hearn (Jr.), B.C., and Hetman, C.M.**

in press: Origin and significance of ilmenite megacrysts and macrocrysts from kimberlites; *International Geology Review*.

**Yefimova, E.S. and Sobolev, N.V.**

1977: Abundance of crystalline inclusions in Yakutian diamonds; *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, v. 237 (6), p. 231-234.

**Zalmieriunas, R.V. and Sage, R.P.**

1995: Known kimberlites of eastern Ontario; Ontario Geological Survey, Preliminary Map P.3321.





# Études géochronologiques et pétrogénétiques des xénolites de croûte inférieure entraînés dans les kimberlites et les roches alcalines

W.J. Davis et D. Moser

*Davis, W.J. et Moser, D., 1996: Études géochronologiques et pétrogénétiques des xénolites de croûte inférieure entraînés dans les kimberlites et les roches alcalines; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 137-139.*

## INTRODUCTION

Au cours des deux dernières décennies, la compréhension des processus tectoniques qui ont contribué à la formation et à l'évolution des cratons précambriens s'est accrue considérablement et ces processus ont été associés à la présence de diamants dans la lithosphère subcratonique (Helmstaedt et Gurney, 1984; Helmstaedt et Schulze, 1989). La plupart des modèles tectoniques sont basés sur des études géologiques et géochronologiques de roches de croûte supérieure exposées, étant donné que l'on possède comparativement peu d'informations sur l'évolution de la croûte continentale inférieure des cratons. Pour approfondir la façon dont les cratons se sont formés et leur évolution thermique, il faut entreprendre des études pétrogénétiques et géochronologiques détaillées de la croûte inférieure et les combiner à des observations géophysiques. Des fragments, bien que rares, de la croûte inférieure ont pu être entraînés sous forme de xénolites dans les kimberlites et d'autres intrusions alcalines durant leur ascension et devenir ainsi des échantillons exceptionnels pour l'étude directe de la croûte inférieure.

Les xénolites de croûte inférieure se caractérisent par des associations minérales du faciès des granulites révélant une cristallisation à des pressions dépassant 0,6 GPa. Généralement, les xénolites sont surtout composés de roches mafiques (pyroxénites . grenat) même si les variétés felsiques, incluant les roches métasédimentaires, sont par endroits importantes (Rudnick, 1992). La composition principalement mafique de la croûte inférieure déterminée par l'étude des xénolites contraste avec les compositions généralement felsiques des terrains de granulites exposés (Rudnick, 1992), mais elle s'appuie sur des études sur les vitesses sismiques qui indiquent une croûte plus rapide et, par conséquent, plus mafique au-delà de 30 km environ de profondeur (Holbrook et al., 1992). La plupart des suites de xénolites qui ont été étudiées en détail proviennent d'une croûte protérozoïque ou plus récente et quelques échantillons proviennent des

cratons archéens (Rudnick, 1992). Pour cette raison, nos connaissances de la croûte inférieure sous les cratons archéens sont plus limitées que celles portant sur la croûte reposant sous des terranes plus récents.

Pour établir par inférence l'origine, l'époque de formation et l'histoire thermique de la croûte inférieure, on a eu recours à des études pétrologiques, géochimiques et isotopiques (Rudnick, 1992 et références citées). L'origine des xénolites est, dans de nombreux cas, difficile à établir. Certains peuvent être des roches de croûte supérieure tectoniquement enfouies, certains des résidus d'événements de fusion partielle qui ont produit des granites dans la croûte supérieure, tandis que d'autres peuvent être des intrusions mafiques et des cumulats de magmatisme mafique de-sous-placage. Les données géochronologiques de haute précision constituent l'un des éléments d'information clés des études sur les xénolites. La datation U-Pb de zircon et d'autres minéraux accessoires comme la titanite et le rutile peut servir à établir l'époque de formation ou de métamorphisme de la croûte inférieure. Ces données sont essentielles pour examiner les liens qui existent entre l'époque de formation de la croûte supérieure et de la croûte inférieure et pour évaluer les processus comme le sous-placage tectonique ou magmatique. Dans certains cas, on peut établir un lien temporel entre les événements métasomatiques dans le manteau et les événements thermiques/métasomatiques dans la croûte inférieure (Amelin et al., 1994; Carlson et Irving, 1994; Davis, 1994). De plus, on peut évaluer l'aire de réactivation thermique de la croûte inférieure durant des événements tectoniques plus récents comme une intrusion par des essaims de dykes mafiques (LeCheminant et al., 1996) et la formation de zones orogéniques de collision marginales.

## ÉTUDES CANADIENNES RÉCENTES

L'exploration du diamant, dont les résultats récents ont été concluants, a permis de recueillir des xénolites de

croûte inférieure en provenance du Bouclier canadien. Un certain nombre d'études sur plusieurs isotopes (U-Pb, Sr, Nd) de xénolites de croûte inférieure provenant des cratons précambriens sont en cours; certains échantillons proviennent de la Province du lac Supérieur (région de Kirkland Lake; Moser et Heaman, 1994), la Province de Grenville au Québec (Amelin et al., 1994), le bloc archéen de Medicine Hat dans le sud de l'Alberta et le nord du Montana (Davis, 1994) et la région du lac Yamba et lac de Gras dans le centre de la Province des Esclaves (W.J. Davis, données non publiées). Dans toutes ces régions, les xénolites de la croûte inférieure sont surtout mafiques. Un résumé des premiers résultats de ces études est présenté ci-dessous.

Les xénolites de granulite de croûte inférieure provenant de kimberlites de la région de Kirkland Lake dans la Province du lac Supérieur ont connu deux principaux épisodes de croissance des zircons dus au métamorphisme, un à 2,58 Ga et l'autre vers 2,49 Ga (Moser et Heaman, 1994). L'âge le plus ancien correspond à un fort métamorphisme de la croûte inférieure presque 100 Ma après le faible métamorphisme régional des roches exposées à la surface (voir aussi Krogh, 1993). Cet événement de croûte inférieure est contemporain d'épisodes d'altération hydrothermale dans les gisements de la région de Kirkland Lake. La période la plus récente de croissance des zircons à 2,49 Ga refléterait un flux thermique accru associé au rifting de Matachewan le long de la bordure sud de la province du lac Supérieur et le dépôt du Supergroupe de l'Huronien.

Dans le bloc archéen de Medicine Hat du sud de l'Alberta, les roches de croûte inférieure ont connu un événement métamorphique important du faciès des granulites entre 1,7 et 1,8 Ga (Davis, 1994), plus de 1 Ga après la formation de la croûte tonalitique archéenne qui caractérise le bloc (Villeneuve et al., 1993). Le métamorphisme plus récent dans la croûte inférieure est chronologiquement lié à des épisodes de déformation protérozoïques sur les marges du bloc résultant de l'assemblage par collision de la Laurentie entre 1,8 et 1,7 Ga. Le métamorphisme du faciès des granulites dans la croûte inférieure peut en outre être corrélé sur le plan temporel à un enrichissement métagénétique dans la source mantellique lithosphérique des intrusions de minette qui contiennent les xénolites (Kjarsgaard et Davis, 1996; W.J. Davis et B.A. Kjarsgaard, résultats non publiés). Ces données indiquent un remaniement significatif de la lithosphère archéenne dans le Paléoprotérozoïque.

En ce qui concerne la Province de Grenville, Amelin et al. (1994) ont attribué un âge d'environ 1,3 Ga aux xénolites mafiques de croûte inférieure sous la ceinture métasédimentaire centrale du Québec et indiqué qu'ils pourraient représenter des cumulats subductés par suite d'un important épisode de volcanisme tholéitique dans la ceinture métasédimentaire centrale (voir aussi Corriveau et al., 1996). La croûte inférieure a subi une réactivation thermique pendant la mise en place du dyke lamprophyrique hôte vers 1,08 Ga.

---

## RÉSUMÉ

---

Il est essentiel d'entreprendre des études pétrogénétiques et géochronologiques des xénolites de croûte inférieure pour élaborer des modèles globaux de la mise en place et de l'évolution des cratons précambriens. De nombreux xénolites de croûte inférieure sont de très petite taille (< 2 cm) et contiennent quelques zircons. Ces derniers peuvent avoir connu une croissance complexe. L'acquisition, à la fin de 1995, d'une microsonde ionique SHRIMP a amélioré la capacité de la Commission géologique du Canada à réaliser ces types d'études géochronologiques.

---

## RÉFÉRENCES

---

**Amelin, Y., Corriveau, L., and Morin, D.**

1994: Constraints on the evolution of Grenvillian lithosphere from Nd-Sr-Pb cpx and garnet and U-Pb zircon study of pyroxenitic and mafic granulitic xenoliths; Abstracts of the Eighth International Conference on Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology, M.A. Lanphere, G.B. Dalrymple, and B.D. Turrin (ed.); U.S. Geological Survey, Circular 1107, p. 5.

**Carlson, R.W. and Irving, A.J.**

1994: Depletion and enrichment history of subcontinental lithospheric mantle: An Os, Sr, Nd and Pb isotopic study of ultramafic xenoliths from the northwestern Wyoming craton; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 126, p. 457-472.

**Corriveau, L., Morin, D., Tellier, M., Amelin, Y. et van Breemen, O.**

1996: Le dyke de minette de Rivard et ses xénolites, témoins de la lithosphère sous-jacente à la province de Grenville à 1.08 Ga et des mécanismes de mise en place des minettes; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 141-144.

**Davis, W.J.**

1994: U-Pb geochronology of crustal xenoliths from the Archean Medicine Hat Block, northern Montana and southern Alberta: Early Proterozoic granulite metamorphism in the lower crust; EOS, Transactions, American Geophysical Union, v. 75, no. 44, p. 691.

**Helmstaedt, H. and Gurney, J.J.**

1984: Kimberlites of southern Africa - are they related to subduction processes? *in* Proceedings of the Third International Kimberlite Conference, Kimberlites I: Kimberlites and Related Rocks, J. Kornblast (ed.); v. 1; Developments in Petrology 11A, Elsevier, Amsterdam, p. 425-434.

**Helmstaedt, H. and Schulze, D.J.**

1989: Southern African kimberlites and their mantle sample: implications for Archean tectonics and lithosphere evolution; *in* Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Composition, Occurrence, Origin and Emplacement, J. Ross (ed.), v. 1; Geological Society of Australia, Special Publication No. 14, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 359-367.

**Holbrook, W.S., Mooney, W.D., and Christensen, N.I.**

1992: The seismic velocity structure of the deep continental crust; *in* Continental Lower Crust; D.M. Fountain, R. Arculus, and R.W. Kay (ed.), Elsevier, Amsterdam, p. 1-44.

**Kjarsgaard, B.A. et Davis, W.J.**

1996: Les minettes de Sweet Grass, Alberta; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 113-116.

**Krogh, T.E.**

1993: High precision U-Pb ages for granulite metamorphism and deformation in the Archean Kapuskasing structural zone, Ontario: implications for structure and development of the lower crust; Earth and Planetary Science Letters, v. 119, p. 1-18.

**LeCheminant, A.N., Heaman, L.M., van Breemen, O., Ernst, R.E., Baragar, W.R.A. et Buchan, K.L.**

1996: Magmatisme mafique, racines mantelliques et kimberlites dans le craton des Esclaves; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 165-174.

**Moser, D.E. and Heaman, L.M.**

1994: Paleoproterozoic metamorphism at the base of the North American craton revealed through U-Pb zircon dating of granulite-facies xenoliths; Abstracts of the Eighth International Conference on Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology; M.A. Lanphere, G.B. Dalrymple, and B.D. Turrin (ed.); U.S. Geological Survey, Circular 1107, p. 228.

**Rudnick, R.L.**

1992: Xenoliths - samples of the lower crust; *in* Continental Lower Crust; D.M. Fountain, R. Arculus, and R.W. Kay (ed.), Elsevier, Amsterdam, p. 269-316.

**Villeneuve, M.E., Ross, G.M., Theriault, R.J., Miles, W., Parrish, R.R., and Broome, J.**

1993: Tectonic Subdivision and U-Pb geochronology of the crystalline basement of the Alberta Basin, Western Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 447, 86p.



# Le dyke de minette de Rivard et ses xénolites, témoins de la lithosphère sous-jacente à la province de Grenville à 1.08 Ga et des mécanismes de mise en place des minettes

L. Corriveau, D. Morin, M.L. Tellier, Y. Amelin et O. van Breemen

Corriveau, L., Morin, D., Tellier, M.L., Amelin, Y. et van Breemen, O., 1996: *Le dyke de minette de Rivard et ses xénolites, témoins de la lithosphère sous-jacente à la province de Grenville à 1.08 Ga et des mécanismes de mise en place des minettes*; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 141-144.

## INTRODUCTION

Le dyke de minette de Rivard s'est mis en place à 1080 Ma dans un complexe de gneiss de la région de Mont-Laurier au Québec. Il inclut une panoplie de xénolites d'origine crustale et mantellique, témoins de la lithosphère sous-jacente à la province de Grenville à 1.08 Ga (figure 1). Ce dyke renferme aussi des fragments du gneiss encaissant, délamrés des épontes à partir de fractures parallèles aux contacts du dyke. L'étude du dyke et de ses xénolites donne un aperçu de la nature, de l'âge et de l'évolution géologique de la lithosphère à 1.08 Ga, procurant des éléments de comparaison avec la géologie de surface et un cadre pour l'interprétation des données géophysiques LITHOPROBE dans le sud-ouest du Grenville. Ces travaux fournissent également des indications sur les mécanismes d'ascension et de mise en place des minettes à des niveaux crustaux profonds. Ces études ont été menées en partenariat avec les Ressources KWG, conjointement avec des levés géologiques et géophysiques régionaux (Corriveau et Jourdain, 1993; Corriveau et Madore, 1994; Corriveau et al., 1994, 1996a, b; Corriveau et Leblanc, 1995; Davidson, 1996; Hetu et Corriveau, 1992, 1995; Morin et Corriveau, sous presse; Tellier et al., 1994, 1995).

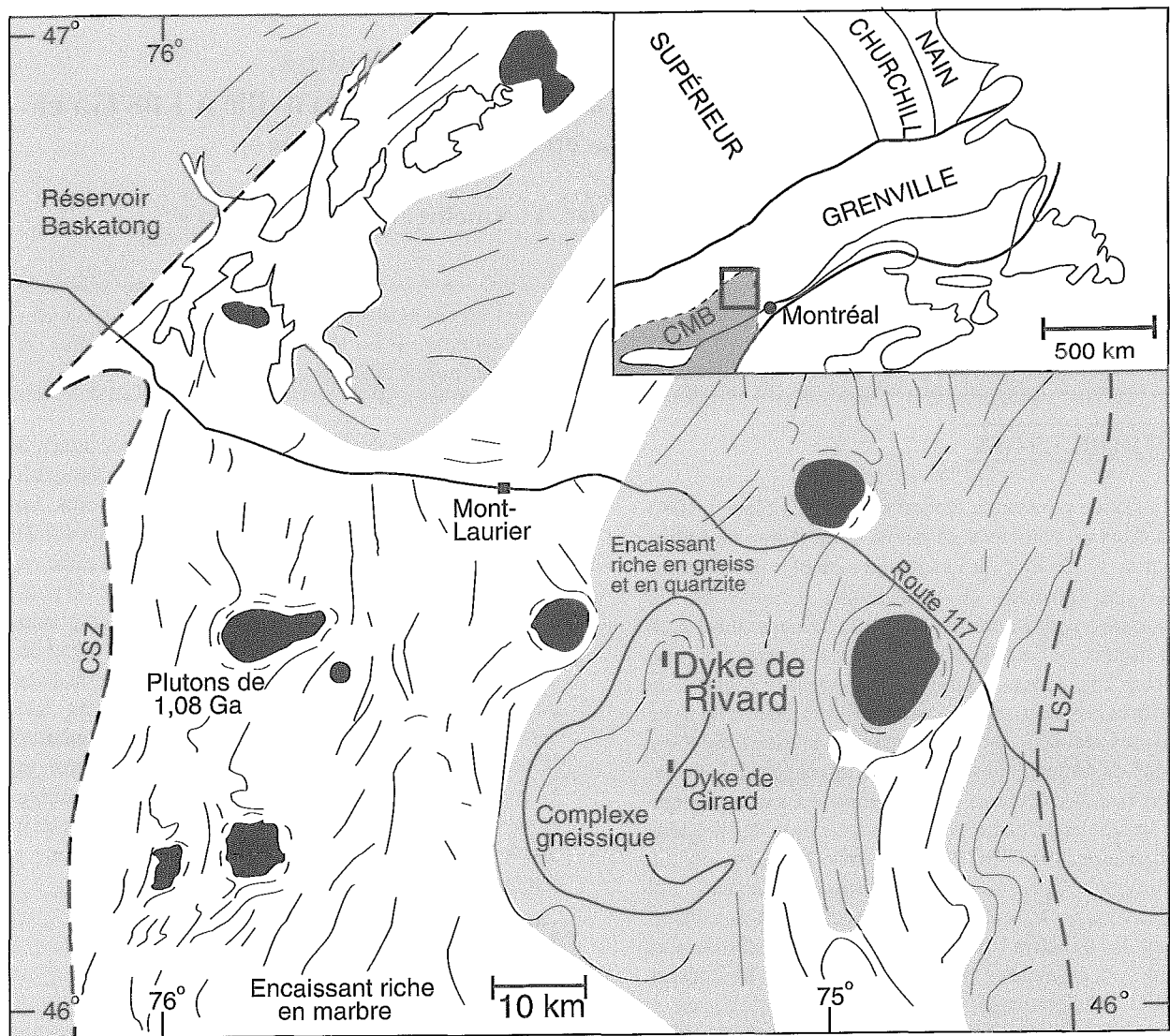
## LE DYKE DE RIVARD

Le dyke de Rivard est orienté nord-sud et fortement penté vers l'ouest. Il s'étend sur plus de 200 m de longueur et sa puissance atteint 1.7 m. Le dyke comprend plusieurs injections de minette, riches en xénolites. Il s'est mis en place dans la croûte moyenne à 1.08 Ga, 100 Ma après le métamorphisme régional, et recoupe un complexe gneissique quartzofeldspathique. Une autre brèche intrusive orientée nord-sud affleure 8 km plus au sud. En l'absence de zones de failles visibles sur le terrain, l'alignement des deux dykes suggère la formation d'une fracture d'extension régionale lors de la mise en place du magma. La minette est composée de phénocristaux de

clinopyroxène et de biotite, dans une matrice ignée à amphibole, apatite, biotite, clinopyroxène, feldspath potassique, plagioclase, quartz, titanite et sulfures. La minette est ultrapotassique ( $K_2O/Na_2O$  en % poids = 2.2) et contient 50%  $SiO_2$  et de 6 à 9%  $MgO$ . Elle est riche en gros ions lithophiles et en terres rares légères (3000 ppm Ba, 95 ppm Ce, La/Yb = 20). Le dyke est contemporain à une suite de plutons alcalins potassiques qui s'étend du Québec jusqu'en Ontario sur 450 km de longueur: la suite de Kensington - Skootamata. Ces plutons ont une signature géochimique typique des arcs insulaires (Corriveau, 1990; Corriveau et al., 1990; Corriveau et Gorton, 1993). Cette signature est compatible isotopiquement avec un enrichissement du manteau lié à un épisode de subduction vers 1.3 Ga (Corriveau et Amelin, 1994).

## LES XÉNOLITES, TÉMOINS DE LA LITHOSPHÈRE

Le dyke contient de 40 à 70% de fragments anguleux à arrondis. On y retrouve des fragments de dunite, wehrilite, webstérite, clinopyroxénite, pyroxénite micacée, granulite mafique, gabbroïde, metabasite, roche calco-silicatée, granitoïde, gneiss et quartzite (figure 2). Plusieurs de ces xénolites ont une texture typique des mylonites. Les xénolites ultramafiques et les granulites mafiques ont enregistré des pressions et températures de moins de 20-25 kbar et 1100°C sous un gradient géothermique élevé à l'extérieur du champ de stabilité du diamant (Corriveau et al., 1996a). Aucun d'entre eux n'est en équilibre isotopique avec la source du magma; les rapports isotopiques initiaux  $\epsilon_{Nd}(1.08 \text{ Ga})$  et  $^{206}Pb / ^{204}Pb(1.08 \text{ Ga})$  des clinopyroxènes analysés dans ces xénolites sont similaires à ceux des plutons potassiques, mais les rapports initiaux  $^{87}Sr / ^{86}Sr(1.08 \text{ Ga})$  sont significativement plus élevés (Amelin et al., 1994; Corriveau et Amelin, 1994). L'apparente absence de xénolites provenant de la source et la présence de xénolites de clinopyroxénite micacée, possiblement cogénétiques à la minette,



**Figure 1.** Contexte géologique et structural du magmatisme alcalin potassique de 1.08 Ga dans la région de Mont-Laurier, Québec. Les plutons (gris foncé) sont associés aux encaissants riches en marbres alors que les dykes de minette recoupent un complexe gneissique: le complexe de Bondy. LSZ, zone de cisaillement de Labelle (Martignole et Corriveau, 1991), CSZ, zone de cisaillement de Cayamant (Sharma et al., 1993). L'encadré localise la région de Mont-Laurier dans la Ceinture métasédimentaire de la Province de Grenville (CMB).

suggèrent que celle-ci n'est pas montée directement à partir de sa source, mais a fait escale dans le manteau supérieur. Ainsi, les pressions de 25 kbar enregistrées par les xénolites n'indiquent que la profondeur minimale (ca. 75 km) d'origine du magma.

Les xénolites de dunite et de wehrlite ont une olivine de  $Fe_{90} - Fe_{94}$  et un spinelle alumineux, mais sont pauvres en Ni (ca. 40 ppm) et en Cr (ca. 125 ppm). Leur origine est incertaine. Les xénolites analysés de clinopyroxénite et de webstérite micacée à grenat ou à spinelle alumineux ( $Mg^{\#} 56-92$ ;  $\leq 3400$  Cr; 3 - 18%  $Al_2O_3$ ) et de granulite

mafique enregistrent des âges modèles Nd et Pb de ca. 1.9 Ga. Les clinopyroxénites à grenat ont des âges Sm-Nd et Pb-Pb de 1.08 Ga, correspondant à l'âge de leur extraction de la lithosphère profonde par le magma. Des âges Rb-Sr de 630 et 840 Ma sur certains xénolites indiquent des rééquilibres tardifs. Les âges modèles et la nature des xénolites impliquent qu'à 1080 Ma, la croûte inférieure et le manteau supérieur sous la région de Mont-Laurier étaient constitués de roches paléoprotérozoïques remaniées et de roches



**Figure 2.** *Le dyke de minette de Rivard et ses xénolites. Le dyke a une largeur de un mètre. Les xénolites ultramafiques sont généralement plus petits alors que les fragments du gneiss encaissant sont plus gros et anguleux.*

mésoprotérozoïques. Donc, la région reposait sur les roches paléoprotérozoïques en marge de la province du Supérieur et non sur le craton archéen. La présence de xénolites mylonitiques suggère qu'à 1.08 Ga, la croûte inférieure était découpée par des zones de cisaillement importantes, en accord avec les recherches régionales. Ces dernières suggèrent que la culmination du métamorphisme régional à 1.19 Ga et l'accolement de la Ceinture métasédimentaire à la Ceinture de Gneiss et au domaine de Morin avant 1.17 Ga correspondraient à une collision arc-microcontinent-continent américain antérieure à 1.19 Ga (Corriveau et al., 1996a, b). Les xénolites de gabbro et d'anorthosite pourraient provenir d'intrusions litées apparentées aux intrusions mises en place à 1.16 Ga dans la région de Mont-Laurier. Des chevauchements vers le nord-ouest, après la mise en place du dyke (e.g. Martignole et Pouget, 1994), auraient pour conséquence que les niveaux lithosphériques supérieurs échantillonnés se retrouveraient directement sous la surface actuelle, alors que les niveaux profonds seraient situés plus à l'est.

## MISE PLACE DES MAGMAS DE TYPE MINETTE

La formation de dyke résulte de la mise en place du magma par propagation de fractures. Une estimation de la viscosité du magma hôte indique qu'il était très fluide. Pour les premiers stades de sa montée, une vitesse d'ascension minimale de l'ordre de 1- 10 km/h a été calculée à partir du diamètre du plus gros xénolite ultramafique et d'estimations de la densité, de la viscosité effective et du contenu en volatils du magma (Morin et Corriveau, sous presse). L'abondance et la diversité des xénolites, la présence d'apophyses et de fractures parallèles au dyke et les fragments partiellement détachés des parois du dyke suggèrent que durant son ascension, le magma a fracturé, fragmenté et délaminé son encaissant. L'incorporation de fragments a augmenté la viscosité effective du magma, ce qui a probablement conduit à sa solidification en milieu crustal profond (Morin et Corriveau, sous presse). La distribution spatiale des plutons et des dykes potassiques dans la région de Mont-Laurier (plutons dans les encaissants riches en marbre, dykes dans les encaissants gneissiques) a été attribuée au contrôle du comportement rhéologique des roches de la croûte profonde sur le mode de mise en place des magmas (Corriveau et Leblanc, 1995). L'extrême ductilité des marbres à haute température (>700°C) inhibe la fracturation et par conséquent la propagation des dykes; le magma, une fois piégé par le marbre, s'accumule pour former un pluton. Dans les encaissants gneissiques plus rigides, les dykes peuvent se propager et sont localement préservés.

## POTENTIEL DIAMANTIFÈRE

Aucun des minéraux marqueurs des kimberlites diamantifères n'a été observé dans les concentrés de minéraux lourds provenant de la minette de Rivard et des tills environnants. La spectrométrie de rayon gamma et les levés aéromagnétiques n'ont pas révélé d'anomalie associée aux stocks et aux dykes potassiques dans le complexe gneissique (Hetu et Corriveau, 1995).

Les recherches sur la minette de Rivard suggèrent que les sources primaires de diamant plus vieilles que 1.08 Ga sont improbables dans la région de Mont-Laurier. Toutefois, parce que le manteau sous-jacent a été enrichi à ca. 1.3 Ga et parce que le gradient géothermique actuel est beaucoup plus faible qu'il y a un milliard d'années, des magmas alcalins plus récents que 1.08 Ga pourraient avoir a priori un potentiel diamantifère.

## RÉFÉRENCES

- Amelin, Y., Corriveau, L. and Morin, D.**  
1994: Constraints on the evolution of Grenvillian lithosphere from Nd-Sr-Pb cpx and garnet and U-Pb zircon study of pyroxenitic and mafic granulitic xenoliths; *in* Program with Abstracts, Eighth International Conference on Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology, United States Geological Survey Circular 1107, p. 5.
- Corriveau, L.**  
1990: Proterozoic subduction and terrane amalgamation in the southwestern Grenville Province, Canada: evidence from ultrapotassic to shoshonitic plutonism; *Geology*, v. 15, p. 614-617.
- Corriveau, L. and Amelin, Y.**  
1994: Sources of Proterozoic K-rich alkaline and shoshonitic magmatism in the SW Grenville Province, Québec: Nd-Sr-Pb isotopic study; *in* Program with Abstracts, Eighth International Conference on Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology, United States Geological Survey Circular 1107, p. 68.
- Corriveau, L. and Gorton, M.P.**  
1993: Coexisting K-rich alkaline and shoshonitic magmatism of arc affinities in the Proterozoic: A reassessment of syenitic rocks in the southwestern Grenville Province; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 113, p. 262-279.
- Corriveau, L. and Jourdain, V.**  
1993: Géologie de la région de Lac Nominique, Québec (SNRC 31J/6); Geological Survey of Canada, Open File 2641 (1 annotated map).
- Corriveau, L. and Leblanc, D.**  
1995: Sequential nesting of magmas in marble, southwestern Grenville Province, Quebec: from fracture propagation to diapirism; *Tectonophysics*, v. 246, p. 183-200.
- Corriveau, L. and Madore, L.**  
1994: Géologie de la région de Duhamel, Québec (SNRC 31J/3); Geological Survey of Canada, Open File 2918 (1 annotated map).
- Corriveau, L., Heaman, L.M., Marcantonio, F., and van Breemen, O.**  
1990: 1.1 Ga K-rich alkaline plutonism in the southwestern Grenville Province - U-Pb constraints for the timing of subduction-related magmatism; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 105, p. 473-485.
- Corriveau, L. Morin, D., and Madore, L.**  
1994: Géologie et cibles d'exploration de la partie centre-est de la Ceinture métasédimentaire du Québec, Province de Grenville; *in* Paper 94-1C; Geological Survey of Canada, p. 355-365.
- Corriveau, L., Morin, D., and Tellier, M.**  
1996a: Le dyke de minette de Rivard et le complexe gneissique de Bondy - implications tectoniques et métallogéniques pour la région de Mont-Laurier, Québec; Geological Survey of Canada, Open File 3078.
- Corriveau, L., van Breemen, O., Morin, D., Amelin, Y., Rivard, B., and Sharma, K.N.M.**  
1996b: New light on the Central Metasedimentary Belt of Québec and its lithosphere; AG-Lithoprobe Workshop Report, extended abstract, in press.
- Davidson, A.**  
1996: L'orogène mésoprotérozoïque de Grenville; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p.25-27.
- Hetu, R. and Corriveau, L.**  
1992: Airborne geophysical survey-levé géophysique aéroporté, Bouchette, Québec, NTS/SNRC 31J/4; Geological Survey of Canada, Geophysical Series Map 36031(04)G.  
1995: Airborne geophysical survey-levé géophysique aéroporté, Papineau, Québec; Geological Survey of Canada, Open File 2872, 43p.
- Martignole, J. and Corriveau, L.**  
1991: Lithotectonic studies in the Central Metasedimentary Belt of the southern Grenville Province: lithology and structure of the Saint-Jovite map area, Québec; *in* Paper 91-1C; Geological Survey of Canada, p. 77-87.
- Martignole, J. and Pouget, P.**  
1994: A two-stage emplacement for the Cabonga allochthon (central part of the Grenville Province): evidence for orthogonal and oblique collision during the Grenville orogeny; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 31, p. 1714-1726.
- Morin, D. and Corriveau, L.**  
sous: Fragmentation processes and xenolith transport in a presse Proterozoic minette dyke, Grenville Province, Québec; *Contributions to Mineralogy and Petrology*.
- Sharma, K.N.M., Lévesque, J., Hock, M., and Rive, M.**  
1993: Excursion géologique des Amis du Grenville au Québec- observations structurales et importance économique- Région de Grand Remous - Maniwaki - Danford Lake; Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 93-50, 48p.
- Tellier, M., Corriveau, L., and Morin, D.**  
1994: Étude de la brèche ultrapotassique de Rivard et géologie des roches encaissantes; Report for Ressources KWG Inc., 73 p.  
1995: La brèche intrusive de Rivard - potentiel diamantifère de la lithosphère et du magmatisme alcalin ultrapotassique grenvillien dans la région de Mont-Laurier, Québec; Report for Ressources KWG Inc., 145 p.



# Les fossiles comme indicateurs de l'altération thermique associée aux kimberlites

A.D. McCracken, D.K. Armstrong<sup>1</sup> et D.C. McGregor

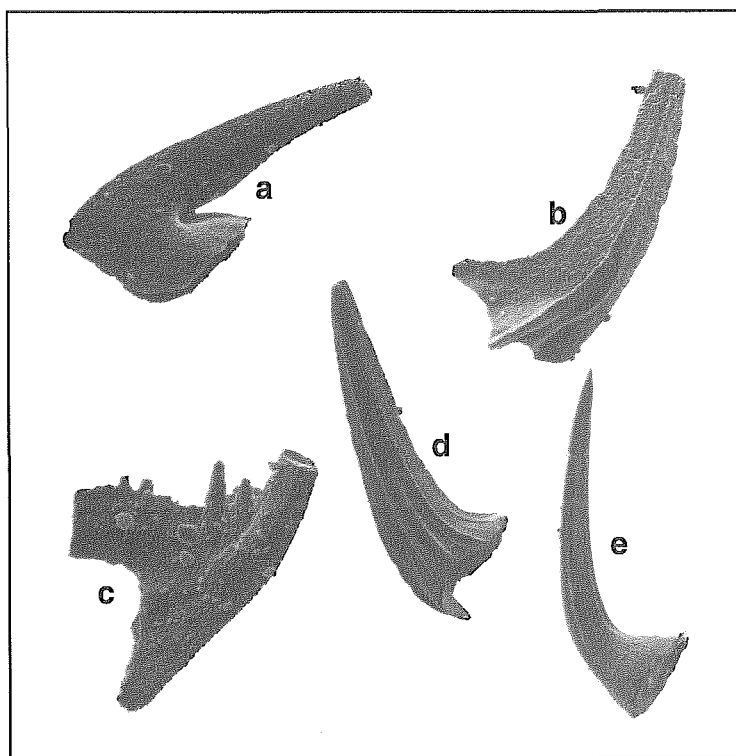
McCracken, A.D., Armstrong, D.K., et McGregor, D.C., 1996: Les fossiles comme indicateurs de l'altération thermique associée aux kimberlites; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 145-147.

## INTRODUCTION

Les fossiles constituent depuis longtemps l'outil de base pour la détermination de l'âge des strates sédimentaires phanérozoïques mais, aujourd'hui, ils sont aussi très couramment utilisés pour la géothermométrie (Poulton, 1989). En effet, une augmentation de la température provoque dans les matériaux organiques des changements progressifs et irréversibles. Chez deux

groupes de microfossiles, les conodontes (fossiles ressemblant à des dents et composés d'apatite; voir la figure 1) et les acritarches (organismes unicellulaires à paroi organique et d'origine en grande partie inconnue), ces changements affectent essentiellement la couleur.

Les changements de couleur chez les conodontes sont connus depuis longtemps, mais ce sont les travaux d'Epstein et al. (1977) qui ont démontré que ces



**Figure 1 :** Conodontes représentatifs de l'Ordovicien inférieur extraits de la Formation de Beauharnois, CGC loc. O-106029, Grande-Île, Québec. (a) *Drepanoistodus angulensis* (Harris), CGC 113159, x 50. (b) *Acodus delicatus* (Branson & Mehl), CGC 113139, x 50. (c) *Oepikodus communis* (Ethington & Clark), CGC 113163, x 70. (d) *Scolopodus subrex* (Ji & Barnes), CGC 113170, x 22. (e) *Colaptoconus quadraplicatus* (Branson & Mehl), CGC 113153, x 32.

<sup>1</sup> Contribution de D.K. Armstrong avec la permission du directeur de la Commission géologique de l'Ontario.

modifications sont fonction du temps et de la température. Epstein et al. (ibid.) ont développé un indice de changements de couleur, l'Indice d'altération des conodontes (IAC), dont les degrés vont de 1 (jaune pâle) à 5 (noir). Grâce à des expériences de laboratoire et à l'examen de collections d'échantillons de terrain, ils ont pu corréliser ces variations de couleur à des changements de température; ainsi, un IAC de 5 correspond à des températures de 300 à 400°C. Des expériences ultérieures ont permis d'ajouter de nouveaux indices à l'échelle IAC, la valeur la plus élevée, IAC = 8, correspondant à des températures > 600°C (Rebejian et al., 1987). Les changements de couleur des acritarches (IAA) sont également corrélés à des intervalles de température (Legall et al., 1981).

Des études régionales au moyen de l'IAC ont été utilisées pour évaluer le potentiel en hydrocarbures des strates sédimentaires (Epstein et al., 1977; Utting et al., 1989) et pour étudier les différences eu égard à leur histoire géologique entre gisements de plomb-zinc du type Mississippi Valley (Sangster et al., 1994).

Les recherches menées sur l'IAC ont cherché à rendre plus précis les indices et autres critères descriptifs à l'aide de données expérimentales et de terrain et à les mettre en application pour des interprétations géologiques locales et régionales. Burnett (1988) a étudié les microstructures de surface des conodontes et noté que des changements diagnostiques de composition faunique s'expliquent par des contraintes d'origine thermique (c.-à-d. l'expansion thermique différentielle). Ainsi, le nombre total de conodontes récupérés par kilogramme de roche diminue à l'approche d'un dyke en raison de leur destruction thermique, alors que s'accroît le pourcentage de formes plus robustes ou résistantes aux contraintes.

### **EFFETS DUS AU MÉTAMORPHISME DE CONTACT**

Des observations sur le terrain de l'altération des conodontes autour des intrusions localisées démontrent que les auréoles d'altération sont d'une étendue limitée. Citons à titre d'exemple la lamproïte de Fitzroy, dans le Bassin de Canning en Australie occidentale, qui comprend des culots, des dykes et des filons-couches. La valeur de l'IAC est élevée (8) au contact d'un petit culot volcanique (moins de 20 m d'affleurement en surface), mais elle diminue jusqu'à la valeur régionale de IAC = 1 à seulement un mètre de distance (Nicoll, 1981). Les valeurs de l'IAC autour du dyke de quartz doléritique de Holy Island, dans le nord-est de l'Angleterre, qui est épais de 30 m, varient d'un IAC = 5 à 7,5 m du dyke à un

IAC = 3 à 22,5 m, pour atteindre les valeurs régionales à 55 m (Burnett, 1988).

Les effets du métamorphisme de contact se traduisent notamment par la variabilité de l'IAC au sein d'un échantillon donné - les conodontes provenant de pendents se caractérisent par un large éventail de valeurs de l'IAC (Rebejian et al., 1987). Rebejian et al. (ibid.) ont constaté que l'uniformité ou la variabilité des valeurs de l'IAC au sein d'un échantillon et d'une microstructure de surface peuvent faciliter la distinction entre degrés et environnements de métamorphisme; ils ont en outre observé que l'activité hydrothermale peut également modifier l'aspect d'un conodonte.

### **EFFETS MÉTAMORPHIQUES RÉGIONAUX**

Des études régionales de l'IAC ont été réalisées dans le but d'interpréter la proximité des strates aux corps intrusifs. Aldridge (1984) a constaté que les valeurs de l'IAC dans les conodontes siluriens de la région d'Oslo augmentaient à proximité des affleurements de roches ignées permienne. Nowlan et Barnes (1987a) ont reporté sur diverses cartes de l'Est du Canada les valeurs de l'IAC et ont répertorié de nombreux cas de valeurs élevées de l'IAC dans des régions dont on sait qu'elles contiennent des intrusions ignées. Dans ces deux études, les intrusions sont plus jeunes que les roches renfermant les fossiles. Or les corps intrusifs plus anciens peuvent également influencer l'IAC dans des strates plus jeunes. Ainsi, dans la chaîne Pennine du nord de l'Angleterre, des valeurs de l'IAC de 4 ont été observées dans des strates carbonifères sus-jacentes à des batholites granitiques dévoniens, alors que l'IAC se chiffre à 1,5 dans les strates situées au-dessus des roches métamorphiques du socle. Burnett (1987) a émis l'hypothèse que les valeurs anormales de l'IAC sont liées à la plus grande conductivité thermique des granites en regard de celle des roches métamorphiques.

Selon une hypothèse intéressante s'agissant de deux anomalies de l'IAC dans l'Est du Canada, celles-ci porteraient l'empreinte de points chauds mantelliques. Legall et al. (1981) ont évoqué une telle origine pour expliquer les valeurs élevées de l'IAC dans la région allant d'Ottawa à Montréal (du graben d'Ottawa-Bonnechère aux intrusions montréalaises). Nowlan et Barnes (1987a) ont évoqué un mécanisme analogue pour expliquer les valeurs de l'IAC dans le nord de Terre-Neuve; ils ont également avancé l'hypothèse que les effets thermiques des points chauds peuvent jouer un rôle important dans la formation localisée d'hydrocarbures.

Ces mêmes auteurs (1987b) ont en outre suggéré que les traces de points chauds pourraient être utilisées afin de délimiter des ceintures étroites pour l'exploration de kimberlites diamantifères.

## **KIMBERLITES DU NORD DE L'ONTARIO**

Les études régionales de l'IAC et autres indicateurs thermiques fossiles dépendent étroitement des données déjà recueillies pour les déterminations géochronologiques. Aussi l'histoire thermique est-elle mieux connue dans les régions les mieux échantillonnées. Les faunes microfossiles et leur altération thermique sont moins bien documentés dans le nord de l'Ontario, en partie à cause du degré moindre d'exposition des strates sédimentaires des Basses Terres de la baie d'Hudson et des quelques avant-buttes du Bouclier canadien. Les quelques données disponibles indiquent que le niveau de fond de l'IAC dans le nord de l'Ontario est bas (1-1,5). On a toutefois relevé une anomalie dans un xénolithe de kimberlite d'origine glaciaire trouvé près de Larder Lake; les quelques conodontes observés avaient un IAC de 3 (Nowlan, 1987). Les carottes de sondage pour l'exploration du diamant extraites dans le nord-est de l'Ontario sont présentement sous étude pour l'établissement de corrélations géologiques régionales. Des échantillons carbonatés provenant de diverses carottes, y compris des xénolithes, sont en voie d'analyse quant à leur contenu en conodontes et acritarches. Ces fossiles permettront de réaliser des datations et de déterminer les rapports IAA/IAC dans la région. Ces travaux en sont encore à un stade préliminaire - des conodontes situés à proximité des kimberlites se sont révélés altérés, mais les changements observés, surtout ceux relatifs à la microtexture de surface, n'ont pas encore été analysés.

## **RÉFÉRENCES**

### **Aldridge, R.J.**

1984: Thermal metamorphism of the Silurian strata of the Oslo region, assessed by conodont colour; *Geological Magazine*, v. 124, p. 347-349.

### **Burnett, R.D.**

1987: Regional maturation patterns for Late Viséan (Carboniferous, Dinatian) rocks of northern England based on mapping of conodont colour; *Irish Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 165-185.

1988: Physical and chemical changes in conodonts from contact-metamorphosed limestones; *Irish Journal of Earth Sciences*, v. 9, p. 79-119.

### **Epstein, A.G., Epstein, J.B., and Harris, L.**

1977: Conodont color alteration - an index to organic metamorphism; United States Geological Survey, Professional Paper 995, p. 1-27.

### **Legall, F.D., Barnes, C.R., and Macqueen, R.W.**

1981: Thermal maturation, burial history and hot spot development, Paleozoic strata of southern Ontario-Quebec, from conodont and acritarch colour alteration studies; *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 29, p. 492-539.

### **Nicoll, R.S.**

1981: Conodont colour alteration adjacent to a volcanic plug, Canning Basin, Western Australia; *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 6, p. 265-267.

### **Nowlan, G.S.**

1987: Report on one sample from a kimberlite boulder in an esker, near Larder Lake, submitted for microfossil analysis by Dr. H.A. Lee (Consultant, Ottawa); NTS 32D/04; Geological Survey of Canada Fossil Report no. 007-GSN-1987.

### **Nowlan, G.S. and Barnes, C.R.**

1987a: Thermal maturation of Paleozoic strata in eastern Canada from conodont colour alteration index (CAI) data with implications for burial history, tectonic evolution, hot spot tracks and mineral and hydrocarbon exploration; Geological Survey of Canada, *Bulletin* 367, 47 p.

1987b: Application of conodont colour alteration indices to regional and economic geology; in *Conodonts: Investigative Techniques and Applications*, R.L. Austin (ed.); Ellis Horwood Limited, Chichester, England, p. 188-202.

### **Poulton, T.P.**

1989: Fossils: thermal maturation indicators, northwestern mainland Canada; in *Current Research Part G, Paper 89-1G*; Geological Survey of Canada, p. 23-24.

### **Rejebian, V.A., Harris, A.G., and Huebner, J.S.**

1987: Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism and hydrothermal alteration; *Geological Society of America, Bulletin*, v. 99, p. 471-479.

### **Sangster, D.F., Nowlan, G.S., and McCracken, A.D.**

1994: Thermal comparison of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits and their host rocks using fluid inclusion and conodont color alteration index data; *Economic Geology*, v. 89, p. 493-514.

### **Utting, J., Goodarzi, F., Dougherty, B.J., and Henderson, C.M.**

1989: Thermal maturity of Carboniferous and Permian rocks of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Paper 89-19, 20 p.



# Données thermiques à partir d'une analyse pétrographique des matières organiques dans les cheminées de kimberlite au lac de Gras (T.N.-O.)

L.D. Stasiuk et W.W. Nassichuk

Stasiuk, L.D. et Nassichuk, W.W., 1996: Données thermiques à partir d'une analyse pétrographique des matières organiques dans les cheminées de kimberlite au lac de Gras (T.N.-O.); dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 149-151.

## INTRODUCTION

Dans des xénolites de cheminées de kimberlite qui recoupent des roches archéennes de la Province des Esclaves près du lac de Gras (Nassichuk et McIntyre, 1995; 1996), on a récupéré divers assemblages de fossiles crétacés et tertiaires. Les couches phanérozoïques sont absentes à la surface et les fossiles sont les premiers indices d'une sédimentation marine dans la Province des Esclaves entre la toute fin du Crétacé précoce (Albien) et

la fin du Crétacé (Maastrichtien). La présence de spores et de pollens fossiles légèrement plus récents datant du Tertiaire (Paléocène) indique un dépôt dans un milieu non marin, peut-être lacustre. Durant le Paléocène tardif ou l'Éocène précoce, les kimberlites ont fait éruption à la surface pénétrant les couches du Crétacé et du Tertiaire et des blocs de roche encaissante sont tombés dans le faciès de cratère avant d'être incorporés aux roches kimberlitiques sous forme de xénolites (Nassichuk et McIntyre, 1995).

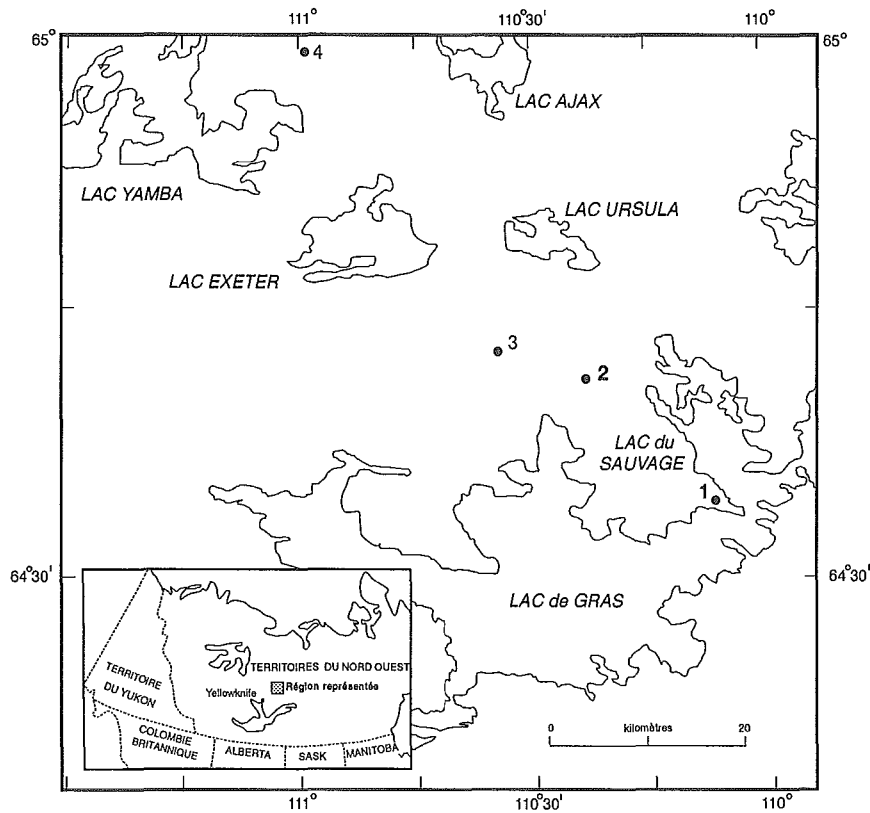


Figure 1. Carte de la région du lac de Gras montrant la position des cheminées de kimberlite contenant les fossiles mentionnés par Nassichuk et McIntyre (1995) et Stasiuk et Nassichuk (1995). 1) cheminée de Lake (BHP-Dia Met Point); 2) cheminée de «Hawk» (BHP-Dia Met); 3) cheminée de Koala (BHP-Dia Met); 4) cheminée de Torrie (Mill City Tanqueray). Les échantillons ont été gracieusement fournis par l'entreprise conjointe BHP-Dia Met dans la région du lac de Gras et celle de Tanqueray-Mill City au lac Yamba.

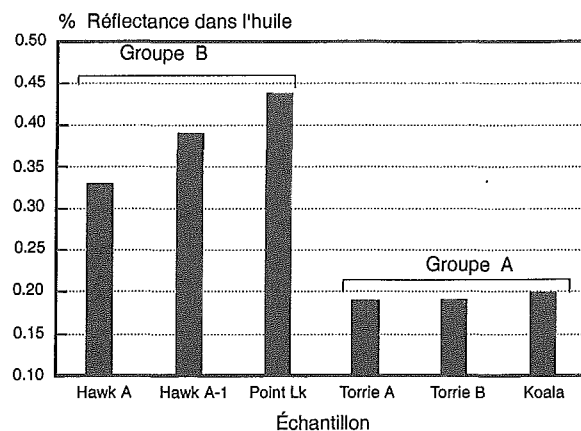
Dans des trous de sondage pénétrant des faciès de cratère et de diatrème de huit cheminées, on a récupéré des fragments de bois fossilisé. Les fragments ligneux sont particulièrement abondants à moins de 50 m de profondeur dans le faciès de cratère où ils semblent inaltérés. Ceux qui proviennent de profondeurs dépassant 120 m dans le faciès de diatrème ont une apparence plus charbonneuse. Nous avons analysé cinq échantillons de matériau ligneux et deux échantillons de shale et de mudstone noirs charbonneux provenant de quatre cheminées différentes (figure 1) pour déterminer le caractère pétrographique et l'histoire thermique (rang du charbon) de la matière organique. En particulier, nous nous intéressons à la température maximale à laquelle les matières organiques, entre autres ligneuses, ont été exposées après leur dépôt initial. À cette fin, nous avons analysé des échantillons polis, sous forme de blocs et de particules, au moyen d'un microscope à lumière incidente pour évaluer la composition en matières organiques ou en macéraux et déterminer le pourcentage du pouvoir réflecteur avec immersion dans l'huile (% Ro) et ainsi établir le rang du charbon. Nos données sont d'une importance considérable pour estimer les températures qui prévalaient dans les faciès de cratère et de diatrème dans les cheminées de kimberlite de la Province des Esclaves peu de temps après leur mise en place.

### DONNÉES SUR LA PÉTROGRAPHIE ET LE POUVOIR RÉFLECTEUR

Les gros fragments (jusqu'à 12 cm de longueur) de bois fossile sont surtout composés de l'équivalent de macéraux d'huminite de charbon (c'est-à-dire ces résidus organiques dérivés de la lignine et de la cellulose de plantes vasculaires terrestres). On a observé une structure cellulaire bien conservée des plantes vasculaires (p. ex. cellules radiales, faisceaux fibro-vasculaires) dans un échantillon de faciès de diatrème (cheminée de Torrie; figure 1) et dans tous les échantillons de faciès de cratère. Les fragments de bois tourbifié à lignitiques à faible pouvoir réflecteur provenant du faciès de cratère contiennent également une quantité importante de cellulose, ce que laisse deviner leur apparence inaltérée. Un échantillon du faciès de diatrème dans la cheminée de Point Lake (figure 1) est significativement plus houillifié en apparence que d'autres échantillons et il n'a pas conservé les mêmes détails morphologiques des plantes vasculaires. Deux échantillons de la cheminée de Hawk (figure 1) sont constitués de shale et de mudstone qui contiennent des macéraux microscopiques détritiques dispersés dans la matrice minérale. Les trois groupes de macéraux (inertinite>huminite>liptinite) sont présents dans ces échantillons. L'inertinite est surtout composée de

particules d'inertodétrinite détritique, dont plusieurs ont des bordures effilochées laissant supposer un remaniement significatif dans le paléo-environnement. Les macéraux de liptinite sont importants dans les deux échantillons de Hawk. Ces liptinites contiennent du pollen accompagné de faibles quantités de sporinite, de cutinite, d'alginate, de traces de dinoflagellés, de résine de plantes oxydées et d'exsudatinites (hydrocarbures solides huileux fluorescents).

On a déterminé le pouvoir réflecteur par immersion dans l'huile (% Ro) de plusieurs types de macéraux d'huminite (voir Stasiuk et Nassichuk, 1995). Les valeurs du pouvoir réflecteur des échantillons provenant des cheminées de Koala et de Torrie varient de 0,19 à 0,26 % Ro. Certaines huminites ligneuses ont une anisotropie typique de la cellulose. Cette caractéristique de composition est typique de l'huminite au tout premier stade de la diagenèse et correspond à un niveau très faible de «houillification». Les échantillons de Point Lake et de Hawk ont un pouvoir réflecteur plus élevé, soit entre 0,33 et 0,44 % Ro. Un diagramme en bâtons comparant le pouvoir réflecteur de l'huminite de tous les échantillons révèle deux catégories distinctes (figure 2). Les échantillons des diatrèmes de Hawk et de Point Lake forment un groupe à pouvoir réflecteur élevé (groupe B) tandis que les échantillons de Koala et de Torrie, surtout de faciès de cratère (deux sur trois), forment un groupe à faible pouvoir réflecteur (groupe A).



*Figure 2. Diagramme en bâtons illustrant les populations d'huminite à réflectance faible (groupe A) et élevée (groupe B). Tous les échantillons du groupe B proviennent du faciès de diatrème; trois échantillons sur quatre du groupe A proviennent du faciès de cratère.*

## DISCUSSION

### *Histoire du rang thermique*

Les macéraux d'huminite provenant de faciès de diatrème et de cratère ne montrent aucun indice direct de pyrométamorphisme (températures de plus de 250 °C). Cela n'a rien de surprenant depuis que l'on a observé que la roche encaissante des brèches de kimberlite du lac Bachelor en Afrique du Sud montre les effets d'un pyrométamorphisme et d'une mise en place à des températures basses (Clement, 1975). La présence de bitume asphaltique primaire inaltéré (exsudatinite) sans texture fluidale dans les échantillons de la cheminée de Hawk incite à proposer une température maximale de moins de 104 °C, température à laquelle débute un micro-écoulement dans les bitumes d'asphalte dans des conditions atmosphériques (Jacob, 1984). Le faible pouvoir réflecteur des échantillons de faciès de cratère du groupe A (figure 2) est représentatif des bois tourbifiés qui n'ont été enfouis qu'à de très faibles profondeurs. En se basant sur une relation temps-température-% Ro bien établie pendant une période d'enfouissement de 50 millions d'années et un % Ro de 0,20, la température maximale moyenne des échantillons du Groupe A a dû être inférieure à 30 °C (p. ex. Bostick, 1979).

L'intervalle des valeurs du pouvoir réflecteur pour la plupart des échantillons de diatrème du groupe B (figure 2) tombe dans celui des charbons de rang «C» lignitique à sub-bitumineux (Stach et al., 1982). Puisque les échantillons de faciès de diatrème ont des huminites à pouvoir réflecteur plus élevé que les échantillons de faciès de cratère, il faut invoquer une histoire thermique différente. Selon les données actuelles. Le scénario thermique le plus probable du matériau carbonneux dans le diatrème est un enfouissement «normal», où pratiquement aucun effet thermique dû à la mise en place de la kimberlite a affecté le bois durant ou après l'incorporation dans la brèche. Dans ce cas, la houillification a entièrement précédé la kimberlite. Par conséquent, pour atteindre un niveau de houillification à pouvoir réflecteur variant entre 0,40 et 0,45 % Ro, il faudrait que la température maximale moyenne atteigne 50 °C pendant un intervalle de chauffage efficace de 50 millions d'années (soit pour un gradient géothermal moyen de 30 °C/km et une profondeur d'enfouissement de 1 km; p. ex. Bostick, 1979). Si les huminites de faciès de diatrème sont plus anciennes (Albien) que les huminites de faciès de cratère (p. ex. Paléocène), le niveau de houillification allant de lignite à charbon sub-bitumineux pourrait être atteint par enfouissement avant leur incorporation aux kimberlites.

## CONCLUSIONS

Il faudra mener d'autres études pour approfondir l'histoire sédimentaire de l'huminite de diatrème et évaluer avec plus de précision les conditions favorables à l'atteinte des niveaux de houillification de lignite à sub-bitumineux. À cette étape de l'étude, cependant, on peut conclure que l'intrusion kimberlitique a un effet négligeable sur les constituants organiques piégés dans le cratère et le niveau stratigraphique supérieur du diatrème de la cheminée.

## RÉFÉRENCES

### **Bostick, N.H.**

1979: Microscopic measurements of the level of catagenesis of solid organic matter in sedimentary rocks to aid exploration for petroleum and to determine former burial temperatures—a review; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 26, p. 17-23.

### **Clement, C.R.**

1975: The emplacement of some diatreme facies kimberlites; in *Physics and Chemistry of the Earth*, L.H. Ahrens, F. Press, S.K. Runcorn, and H.C. Urey (ed.); Pergamon Press, Toronto, v. 9, p. 51-60.

### **Jacob, H.**

1984: Migrabitumen; International Commission of Coal Petrology, Commission II Draft, Calgary, 1984, 11 p.

### **Nassichuk, W.W. and McIntyre, D.J.**

1995: Cretaceous and Tertiary fossils discovered in kimberlites at Lac de Gras in the Slave Province, Northwest Territories; in *Current Research, 1995-B*; Geological Survey of Canada, p. 109-114.

### **Nassichuk, W.W. et McIntyre, D.J.**

1996: Fossiles provenant de kimberlites diamantifères au lac de Gras, T.-N.-O.: âge et paléogéographie; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 43-46.

### **Stach, E., Mackowsky, M.Th., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D., and Teichmüller, R.**

1982: *Stach's Textbook of Coal Petrology*; Borntraeger, Stuttgart.

### **Stasiuk, L.D. and Nassichuk, W.W.**

1995: Thermal history and petrology of wood and other organic inclusions in kimberlitic pipes at Lac des Gras, Northwest Territories; in *Current Research, 1995-B*; Geological Survey of Canada, p. 115-124.





# Évolution thermique de la lithosphère dans la Province des Esclaves centrale: implications pour la genèse des diamants

P.H. Thompson, A.S. Judge et T.J. Lewis

*Thompson, P.H., Judge, A.S. et Lewis, T.J., 1996: Évolution thermique de la lithosphère dans la Province des Esclaves centrale: implications pour la genèse des diamants; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 153-163.*

## INTRODUCTION

La conductivité thermique et la production de chaleur radiogénique dans la croûte influencent fortement le dégagement de chaleur de l'intérieur de la Terre et donc la répartition des températures dans la croûte inférieure et la lithosphère (Pollack et Chapman, 1977; Morgan, 1984). Ces paramètres, de même que le flux thermique terrestre actuel, constituent les variables essentielles des modèles numériques élaborés pour expliquer l'évolution thermique et l'histoire métamorphique de la Province des Esclaves et, question d'intérêt tout particulier, pour déterminer la période à laquelle la lithosphère est devenue suffisamment épaisse et froide pour contenir des diamants. Bien que la nature de la limite lithosphère/asthénosphère soit encore largement débattue (Andersen, 1995), nous postulons ici à des fins de modélisation que la limite thermique (1300 °C) est liée au solidus de la péridotite. Cette supposition simplificatrice ne tient pas compte des complications engendrées par les effets de l'eau, du dioxyde de carbone et de l'accroissement de la pression sur le solidus, pas plus que des variations compositionnelles dans le manteau.

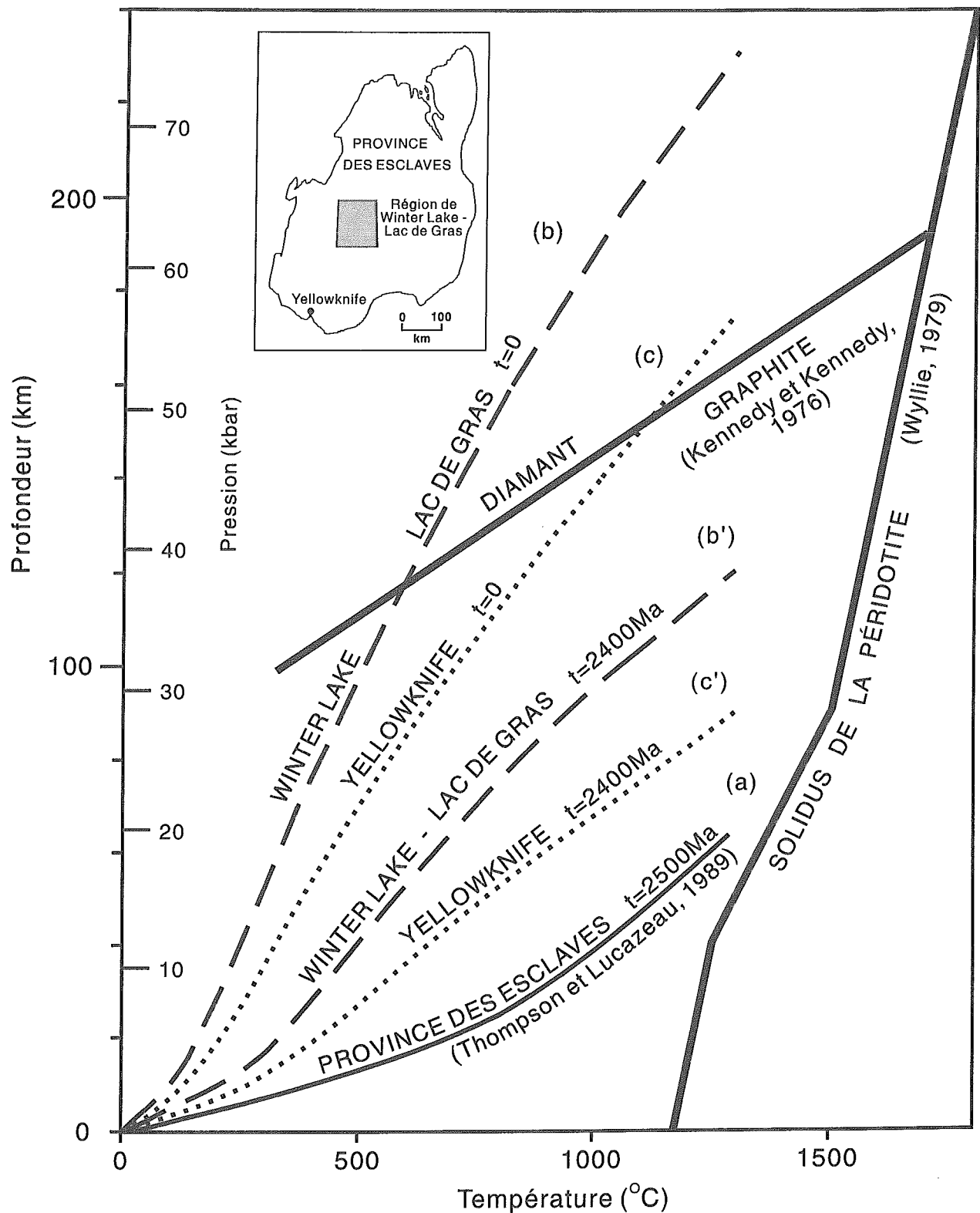
Les données thermiques sur la Province des Esclaves sont peu nombreuses. Avant la parution de Thompson et al. (1995b), les seules mesures publiées sur le flux, la production et la conductivité thermiques dans le craton provenaient d'un site unique près de Yellowknife (Lewis et Wang, 1992). Le flux thermique mesuré de 50 mW/m<sup>2</sup> est légèrement supérieur à la moyenne (42 Mw/m<sup>2</sup> de la Province du la Supérieur de l'Archéen (Drury, 1991).

La découverte par Charles Fipke de kimberlites diamantifères tout juste à l'est de la région cartographique de Winter Lake-lac de Gras (figure 1) indique que la lithosphère était épaisse d'au moins 150 km il y a 52 Ma (Northern Miner, 1993), à l'époque de l'intrusion des pipes kimberlitiques. En revanche, Thompson et al. (1995a) supposent que les gradients géothermiques élevés dont témoignent manifestement les roches

métamorphiques dans la région cartographique de Winter Lake-lac de Gras sont incompatibles avec la formation de diamants sous la Province des Esclaves au cours de l'orogénèse d'il y a 2,6 Ga. En outre, les modèles thermiques numériques qui s'ajustent raisonnablement bien avec l'histoire géologique au cours de l'Archéen tardif dans la Province des Esclaves (Thompson et Lucazeau, 1989) supposent que la lithosphère thermique avait de 60 à 70 km d'épaisseur au début et à la fin de l'intervalle allant de 2,7 à 2,4 Ga. Des calculs préliminaires fondés sur nos données thermiques récentes (Thompson et al., 1995b) confortent l'hypothèse que, dans ce cas tout au moins, les diamants ne perdurent pas depuis « toujours » et qu'ils n'ont pu se former avant le Protérozoïque moyen. Toutefois, notre modèle, qui prend en compte le rôle des variations spatiales et temporelles dans la production de chaleur crustale, porte à croire que l'épaisseur et la température de la lithosphère dans le champ de stabilité du diamant varient selon le flux thermique de surface, de sorte que les diamants ne sont pas nécessairement répartis également dans la Province des Esclaves. Le concept d'une forte corrélation entre flux thermique de surface, production de chaleur crustale et variations de température avec la profondeur dans la lithosphère continentale n'est pas nouveau (Pollack et Chapman, 1977; Pollack et al., 1993; Stein, 1995). Nous développons plus loin ce concept de manière à prendre en compte les changements de température avec le temps dans un craton stable suite à la diminution naturelle de la production de chaleur dans les roches.

## CADRE GÉOLOGIQUE

La Province des Esclaves du Bouclier canadien se distingue des terranes archéens classiques à « granites-roches vertes » par une proportion élevée de roches sédimentaires dans la séquence supracrustale, une abondance de roches granitoides très évoluées et la relative rareté de roches ignées ultramafiques (McGlynn et Hendersen, 1972; Hendersen, 1982; Padgham, 1990). Située à 250 km au nord de Yellowknife, la région



**Figure 1.** Diagramme pression(profondeur)-température illustrant les gradients géothermiques calculés, le champ de stabilité du diamant (Kennedy et Kennedy, 1976) et le solidus de la péridotite (Wyllie, 1979). Le gradient (c) est fondé sur les données provenant d'un seul site près de Yellowknife, où le flux thermique de surface a été mesuré. Le gradient (b) représente une moyenne s'appuyant sur des données provenant de 69 sites d'échantillonnage répartis dans la région cartographique de Winter Lake-lac de Gras (11000 km<sup>2</sup>), où aucune mesure de flux thermique n'a été effectuée à ce jour. Dans l'intervalle de 0 à 900 °C, le gradient géothermique (a) de Thompson et Lucazeau (1989) est semblable à celui tracé à partir de données métamorphiques par Thompson et al. (1995a); âge = 2600 Ma. Le médaillon indique la localisation de la région étudiée dans la Province des Esclaves, dans le nord-ouest du Bouclier canadien.

cartographique de Winter Lake-lac de Gras (11000 km<sup>2</sup>, Thompson et al., 1995a; Thompson et Kerswill, 1994) est représentative de la géologie de la partie centrale de la Province des Esclaves en ce qu'elle comprend des éléments de deux importantes composantes lithotectoniques. De minces ceintures volcaniques discontinues (2,7 Ga; Villeneuve, 1993) séparent un domaine où prédominent des roches granitoïdes migmatitiques et gneissiques recristallisées d'un domaine composé essentiellement de grauwackes-mudstones métamorphisés. On estime que les roches granitoïdes hétérogènes sont, pour la plupart, plus anciennes que la séquence supracrustale (Supergroupe de Yellowknife de Hendersen, 1970). Des granitoïdes plus récents (2,6 Ga) recoupent ces deux domaines. Des kimberlites diamantifères se rencontrent à proximité de la région cartographique, l'important champ du lac de Gras étant situé tout juste à l'est de celle-ci (Pell, 1995; Kjarsgaard, 1996).

### **PROPRIÉTÉS THERMIQUES DES ROCHES DE LA PROVINCE DES ESCLAVES**

Dans le cadre du projet CARTNAT de la Province des Esclaves (Thompson et al., 1995a), des échantillons de roches supplémentaires ont été recueillis pour mesurer la conductivité thermique et la production de chaleur radiogénique. L'ensemble de ces données est présenté, de même qu'un résumé des méthodes de laboratoire utilisées, dans Thompson et al. (1995b). La conductivité thermique varie de 2,3 W/m•K pour les roches mafiques à 4,9 W/m•K pour les roches granitiques. La conductivité parallèlement à une foliation ou une stratification plane est jusqu'à 1,6 fois plus élevée que perpendiculairement à ces éléments plans. En surface, le pendage des structures planes est généralement > 45°. La production de chaleur radiogénique varie selon le type de roche de 0,1 à 0,8 µW/m<sup>3</sup> dans les roches métavolcaniques mafiques et le gneiss tonalitique jusqu'à 8,0 à 15,8 µW/m<sup>3</sup> dans les granites les plus jeunes. Les roches métasédimentaires, y compris vingt échantillons provenant d'autres domaines sédimentaires dans la Province des Esclaves, ont des valeurs peu élevées (en moyenne 1,2 µW/m<sup>3</sup>), tout comme les principales composantes de la suite granitoïde plus ancienne (0,4 à 2,0 µW/m<sup>3</sup>) considérée comme le socle sous les roches supracrustales. Les mesures de production de chaleur et de conductivité thermique comportent une marge d'erreur inférieure à 5 %. La production de chaleur radiogénique dans les roches décroît dans le temps suite à la désintégration naturelle des radioéléments (Van Schmus, 1995). Ainsi, à l'époque de l'intrusion des granitoïdes

« plus jeunes » dans la Province des Esclaves (2620-2580 Ma; van Breemen et al., 1992), la production de chaleur de chacune des unités rocheuses était presque le double de la production actuelle.

### **Cadre thermique actuel**

Les diamants se rencontrent en général dans des boucliers précambriens tectoniquement stables, essentiellement des cratons archéens, où la lithosphère est aujourd'hui relativement épaisse (> 150 km) et les gradients géothermiques actuels faibles (Nyblade et Pollack, 1993; Gurney, 1989). Les études modernes au moyen de la tomographie sismique confirment la présence d'une lithosphère épaisse de 200 à 250 km sous certaines parties du Bouclier précambrien telles que la Province des Esclaves (Silver et Chan, 1988; Montagner, 1994). En l'absence de transfert thermique par des moyens autres que la conduction, l'augmentation de la température avec la profondeur dans la lithosphère est une fonction de sa conductivité thermique, de la chaleur engendrée par désintégration radioactive au sein de la lithosphère et de la chaleur provenant de l'asthénosphère sous-jacente. Un flux thermique élevé à la surface de la Terre traduit un gradient thermique élevé, c'est-à-dire une variation rapide de la température avec la profondeur, laquelle est souvent l'expression d'une lithosphère mince ou relativement mince (Pollack et Chapman, 1977; Stein et Stein, 1992).

Thompson et al. (1995b) ont calculé les profils de température actuels selon la profondeur pour des sites près de Yellowknife [gradient (c), figure 1] et de la région de Winter Lake-lac de Gras [gradient (b), figure 1] au moyen de l'équation suivante et en supposant un transfert thermique uniquement par conduction au sein de la lithosphère et de la croûte :

$$T = T_0 + qz/k - Az^2/2k$$

T = température à la profondeur z, T<sub>0</sub> = température de surface

q = flux géothermique de surface (somme des contributions de la croûte et du manteau)

k = conductivité thermique

A = production de chaleur radiogénique (par unité de temps par unité de volume)

Les paramètres du modèle, expliqués dans Thompson et al. (1995), dont ils sont extraits, sont résumés au tableau 1. Une conductivité thermique de 3,5 W/m•K été calculée pour les roches de surface. La relation entre la conductivité et la température est de la forme,  $k = k(T=0^\circ)/(1+cT)$ , où T est la température et c = 0,002 dans la croûte et 0,001 ailleurs. On suppose que la base

**Tableau 1.** Paramètres de modèles mesurés et postulés par Thompson et al. (1995b).

Paramètres	Yellowknife		Winter Lake-lac de Gras	
	t = 0	t = 2400 Ma	t = 0	t = 2400 Ma
Épaisseur (km)				
croûte supérieure	10	10	10	10
croûte moyenne	10	10	10	10
croûte inférieure	10	15	15	15
Heat Production ( $\mu\text{W}/\text{m}^3$ )				
croûte supérieure	2,3	4,2	1,7	3,0
croûte moyenne	1,0	2,0	1,0	2,0
croûte inférieure	0,15	0,30	0,15	0,30
moyenne de la croûte	1,0	1,9	0,8	1,6
manteau lithosphérique	0	0	0	0
Conductivité thermique roches de surface ( $\text{W}/\text{m}\cdot\text{K}$ )*	3,5	3,5	3,5	3,5
Limite supérieure, sommet de la croûte ( $^{\circ}\text{C}$ )	0	0	0	0
Limite inférieure, base de la lithosphère ( $^{\circ}\text{C}$ )	1300	1300	1300	1300
Flux thermique de surface ( $\text{mW}/\text{m}^2$ )	50	91	40	73
Flux de chaleur mantellique calculé (base de la lithosphère)	13	21	11	18
* conductivité ( $k$ ) = $k(T=0^{\circ})/(1 + cT)$ , où $T$ = température et $c = ,002$ pour croûte et $c = ,001$ pour manteau.				

de la lithosphère correspond à l'isotherme de 1300 °C (c.à.d. que la limite lithosphère/asthénosphère est de nature thermique), que la croûte est épaisse de 35 km (Barr, 1971; Braile et al., 1989) et que les valeurs de la production de chaleur au sein des croûtes moyenne et inférieure plus mafiques et du manteau supérieur ultramafique sont respectivement de 1,0, 0,15 et 0  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ . Des mesures récentes du flux de chaleur et de la production de chaleur dans la province de Basin and Range aux États-Unis (Lachenbruch et al., 1994) semblent confirmer la supposition que la radioactivité des roches diminue avec la profondeur, du moins au sein de la croûte. On postule que les parties supérieure, moyenne et inférieure de la croûte ont respectivement 10, 10 et 15 km d'épaisseur. La production de chaleur (2,3  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ) déduite pour la croûte supérieure à partir d'une granodiorite échantillonnée au site unique de Yellowknife (flux thermique de surface mesuré de 50  $\text{Mw}/\text{m}^2$ ) est probablement supérieure à la moyenne de la région, car des roches métasédimentaires à l'est de Yellowknife (Thompson et al., 1995b) ont fourni des valeurs deux fois moindres. On s'est fondé sur les proportions relatives des unités rocheuses sur les 11000  $\text{km}^2$  de la surface d'érosion actuelle et sur la production de chaleur de

chaque unité pour estimer la valeur moyenne (1,7  $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ; Thompson et al., 1995b) de la croûte supérieure dans la région de Winter Lake-lac de Gras. Étant donné que la production de chaleur dans les roches crustales représente une composante essentielle du flux thermique de surface, on a postulé une valeur moins élevée du flux thermique de surface, plus représentative des boucliers archéens, soit 40  $\text{Mw}/\text{m}^2$ . Alors que le profil de température sous la surface actuelle qui a été calculé pour Yellowknife s'appuie sur les données provenant d'un seul point d'échantillonnage, le profil pour la région de Winter Lake-lac de Gras représente une moyenne obtenue à partir de dix unités rocheuses à production de chaleur et conductivité thermique variables. La valeur relativement élevée de la production de chaleur au site de Yellowknife s'inscrit dans l'intervalle mesuré pour les roches granitoïdes de la région de Winter Lake-lac de Gras (Thompson et al., 1995b).

Ces résultats préliminaires, qui illustrent les disparités de part et d'autre de la Province des Esclaves eu égard à la production de chaleur crustale moyenne actuelle et, donc, au flux thermique de surface, sont compatibles avec les anomalies cartographiées par Darnley et al. (1986) au

moyen de techniques aéroportées, anomalies dont la largeur varie de dizaines à des centaines de kilomètres. Notre modèle démontre comment de telles disparités peuvent influencer sur l'épaisseur de la lithosphère située à l'intérieur du champ de stabilité du diamant. En d'autres termes, en admettant que notre modèle soit juste, la probabilité qu'une kimberlite entraîne des diamants au cours de son ascension dans la lithosphère n'est pas nécessairement la même partout.

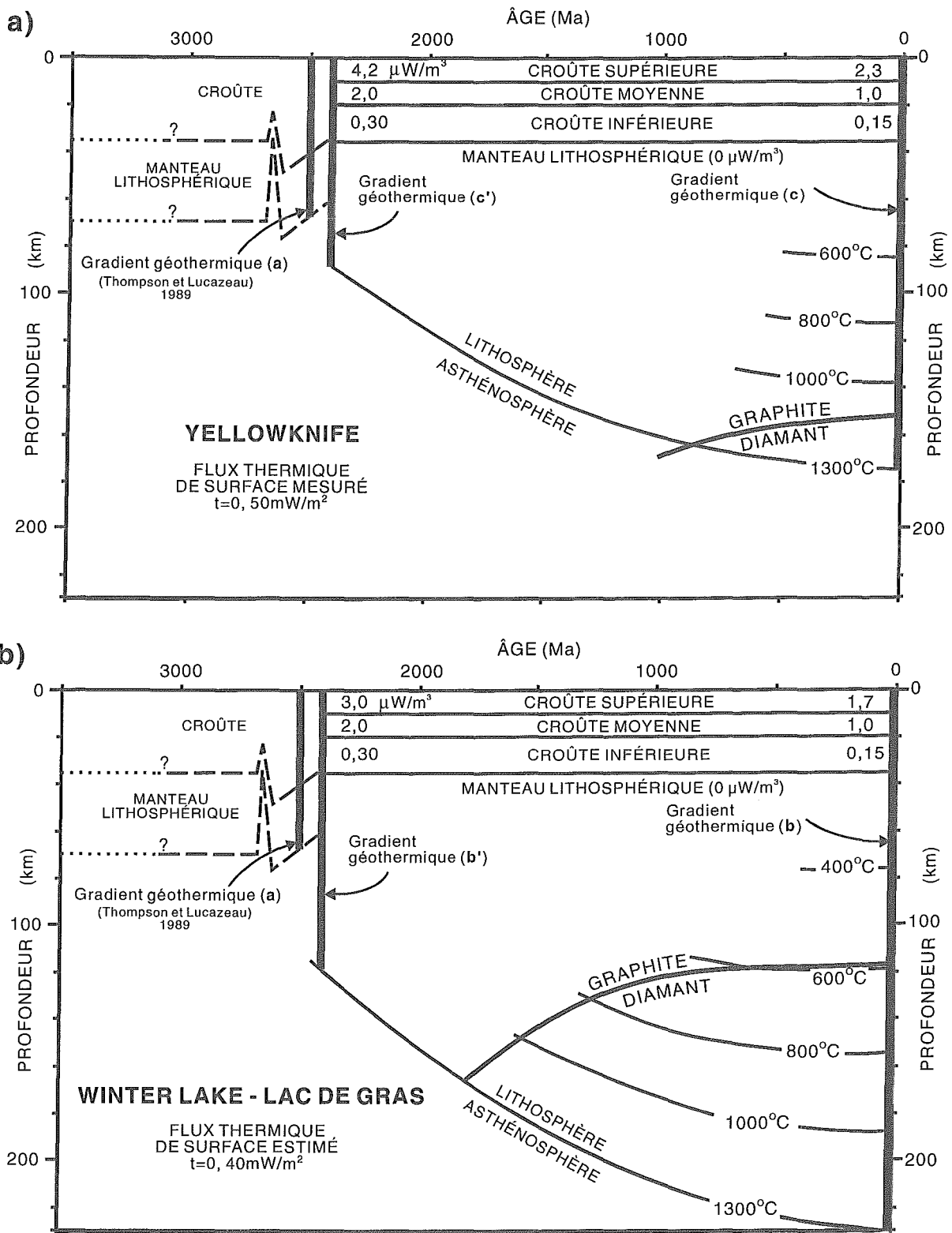
## ÉVOLUTION THERMIQUE DE LA LITHOSPHERE DES ESCLAVES

Les gradients géothermiques du passé peuvent être déduits en combinant la mesure des paramètres thermiques actuels et la reconstitution de l'histoire métamorphique des roches (Richardson, 1970; Thompson, 1977; Royden et al., 1980). Le gradient géothermique **a** (figure 1), qui est représentatif du métamorphisme de basse pression dans la Province des Esclaves (Thompson et al., 1995a), est beaucoup plus élevé que les valeurs actuelles, ce qui implique que la lithosphère était trop mince pour que des diamants y soient stables. Ce gradient illustre le régime thermique que Thompson et Lucazeau (1989) ont déduit d'expériences numériques relatives à 2500 Ma, juste après l'événement orogénique principal de la Province des Esclaves. En admettant qu'ils se soient formés dans une lithosphère continentale en voie d'amincissement, pendant la formation d'un bassin, les gradients nécessaires pour expliquer le métamorphisme de basse pression régional et le développement d'un magmatisme syntectonique, on suppose que ces gradients ont persisté au cours d'un surépaississement crustal modéré et des phases initiales d'exhumation de la croûte jusqu'à ce que celle-ci retrouve une épaisseur normale (Thompson, 1989). La modélisation numérique reproduit le mieux les données géologiques lorsque l'épaisseur lithosphérique initiale (1 300 °C) est inférieure à 100 km. L'existence d'une telle lithosphère chaude et mince exclut la formation de diamants sous la Province des Esclaves au cours de l'Archéen tardif (figure 1). La présence d'une lithosphère mince il y a 2,6 Ga est également postulée par l'hypothèse d'un décollement lithosphérique, autre théorie mise de l'avant pour expliquer le magmatisme granitique et le métamorphisme tardifs de la Province des Esclaves (Davis et al., 1994). Le concept d'une lithosphère mince, qui aurait persisté de l'Archéen jusqu'au Protérozoïque, est également préconisé par Grotzinger et Royden (1990), qui se fondent sur une analyse flexurale du bassin sédimentaire protérozoïque de Kilohigok, dans la partie nord de la Province des Esclaves. Hoffman (1990) a souligné que ces résultats sont en opposition directe avec

les thèses voulant que les racines lithosphériques profondes soient d'âge archéen. Il propose d'utiliser d'autres bassins pour tester le modèle de Grotzinger et Royden et estime que les modèles d'épaississement progressif de la lithosphère doivent faire l'objet d'une réflexion plus approfondie. Les résultats de notre modélisation fournissent des indices supplémentaires que certaines racines lithosphériques se sont formées depuis la fin de l'Archéen.

Les gradients géothermiques (**b'**) et (**c'**), calculés pour 2400 Ma (figure 1), correspondent aux gradients actuels (**b**) et (**c**). Les différences observées s'expliquent uniquement par la désintégration radioactive de U, Th et K. Nous postulons, pour établir les conditions aux limites de modèles simples de conduction thermique dans la croûte et la lithosphère, que la surface d'érosion n'a guère évolué, supposition corroborée par des données géologiques (McGlynn et Hendersen, 1972; Nassichuk et McIntyre, 1995, 1996), et que le soulèvement et l'érosion liés à l'orogénèse archéenne ont cessé il y a 2400 millions d'années. Nous supposons en outre que les événements orogéniques protérozoïques en périphérie du craton n'ont pas perturbé le régime thermique de la partie centrale de la Province des Esclaves. Malgré que des essaïms de dykes de diabase aient fait intrusion dans le craton des Esclaves il y a 2,23, 2,21, 2,02 et 1,27 Ga (LeCheminant et al., 1996), nous estimons que les effets thermiques associés se limitent aux bordures cratoniques et qu'ils ont peu influé dans l'ensemble sur le régime thermique lithosphérique du centre de la Province des Esclaves. À mesure que l'on recule dans le temps jusqu'à 2400 Ma (figure 1), les gradients géothermiques s'accroissent et l'épaisseur lithosphérique diminue, se rapprochant ainsi des valeurs associées au gradient (**a**). Les gradients géothermiques des deux régions atteignent alors des températures asthénosphériques sans recouper le champ de stabilité du diamant, ce qui porte à croire qu'il existe un âge maximal pour la croissance de diamants sous le craton des Esclaves.

Les diagrammes de profondeur-temps (figures 2a, 2b) illustrent cette dépendance temporelle de la croissance lithosphérique, telle que décrite par notre modèle proposé d'évolution thermique de la lithosphère depuis 2 400 millions d'années. Les résultats du modèle sont très sensibles au flux de chaleur crustal et à la production de chaleur. Cela ressort d'une comparaison entre les figures 2a et 2b, basées sur des données de flux thermique de surface pour Yellowknife et Winter Lake-lac de Gras de 50 et 40 Mw/m<sup>2</sup> respectivement (flux mantellique dérivé de 13 et 11 Mw/m<sup>2</sup>). Les valeurs calculées pour 2400 Ma sont de 91 et 73 Mw/m<sup>2</sup> à la surface (21 et 18 Mw/m<sup>2</sup>



**Figure 2.** Diagrammes profondeur-temps illustrant l'épaississement de la lithosphère avec le temps à mesure que décroît la production de chaleur radiogénique dans la croûte depuis la fin de l'ère archéenne, il y a 2500 Ma. L'évolution thermique entre 2700 et 2400 Ma est tirée de Thompson et Lucazeau (1989). Les gradients géothermiques au temps = 0 (aujourd'hui) et au temps = 2400 Ma proviennent de la figure 1. Le champ de stabilité du diamant est extrait de Kennedy et Kennedy (1976). a) localité de Yellowknife; b) région cartographique de Winter Lake-lac de Gras. Bien que divergent sensiblement eu égard à l'épaisseur de la lithosphère la modélisation vers l'avant à contraintes géologiques et notre rétro-modélisation, ces deux approches laissent supposer l'existence d'une lithosphère mince à la fin de l'Archéen.

pour le flux mantellique). Le flux de chaleur mantellique actuel dérivé est comparable aux valeurs de 10 et 14 Mw/m<sup>2</sup> obtenues dans la Province du lac Supérieur (Guillou-Frontier et al., 1994).

Si la production de chaleur crustale moyenne estimée et le flux thermique en surface se situent à l'extrémité supérieure des valeurs cratoniques, comme au site de Yellowknife (figure 2a), le volume de lithosphère actuelle dans le champ de stabilité du diamant est inférieur à celui de la région de Winter Lake-lac de Gras (figure 2b), réduisant d'autant la probabilité qu'une kimberlite entraîne des diamants au cours de son ascension. En outre, la période à laquelle la base de la lithosphère a pénétré le champ de stabilité du diamant est survenue plus tard, diminuant l'âge maximal de formation du diamant. Si le flux thermique était plus proche du flux conjecturé pour la région de Winter Lake-lac de Gras, ce qui le rendrait plus représentatif des boucliers archéens (figure 2b), la lithosphère serait alors plus épaisse et le champ de stabilité actuel du diamant dans la lithosphère se rapprocherait de 25 km de la surface; l'âge le plus ancien possible de formation des diamants serait d'environ 1850 Ma. Notre modélisation indique que la diminution de la production de chaleur crustale moyenne depuis la fin de l'Archéen peut expliquer l'épaississement nécessaire pour transformer la mince lithosphère archéenne indiquée par le métamorphisme de basse pression/haute température et par les modèles numériques en une lithosphère qui soit suffisamment épaisse pour renfermer des diamants avant l'intrusion des kimberlites il y a 52 Ma.

## DISCUSSION

Bien qu'il soit généralement admis, sur la base de l'interprétation des données sismiques, qu'il existe aujourd'hui des racines lithosphériques relativement épaisses sous les cratons archéens, la question de savoir comment et quand elles se sont formées de même que celle de leur épaisseur absolue restent controversées. Ainsi, Jordan (1988) a déduit une épaisseur de 300 à 400 km à partir d'anomalies de la vitesse des ondes de cisaillement, alors qu'Anderson (1990) a proposé des valeurs de 150 à 200 km en se fondant sur une réduction rapide de la vitesse des ondes de cisaillement à de telles profondeurs. Quoi qu'il en soit, l'épaisseur de la racine sous les composantes archéennes du Bouclier canadien est inégale (Grand, 1987). Polet et Anderson (1995) ont imaginé que les différences d'épaisseur de la racine entre cratons d'âge similaire peuvent correspondre à « autant de clichés dans le temps de racines transitoires ». Ils ont de plus avancé l'hypothèse que les racines « permanentes »

sous les cratons anciens sont plutôt petites et que les racines induisent des courants descendants froids dans l'asthénosphère sous-jacente, courants qui accroissent leur densité apparente. Notre étude indique que la production de chaleur crustale continentale peut contribuer à engendrer des variations latérales de l'épaisseur lithosphérique sous un craton tout en expliquant l'épaississement progressif de la lithosphère depuis la fin de l'Archéen.

Les xénolites mantelliques qu'on trouve dans les kimberlites indiquent qu'une proportion importante du manteau lithosphérique sous les cratons archéens est appauvrie en composantes basaltiques en regard de l'asthénosphère (Ringwood, 1996; Pearson et al., 1995). Une lithosphère de cette composition serait plus réfractaire et moins dense que l'asthénosphère adjacente et la vélocité sismique y serait relativement élevée. Jordan (1988) a supposé que la totalité de l'anomalie sismique, jusqu'à des profondeurs de 300 à 400 km, représente une lithosphère chimiquement appauvrie. Polet et Andersen (1995) ont déduit, tout au moins dans certains cas, que la racine de nature chimique était épaisse de 150 à 250 km, le reste de l'anomalie sismique traduisant de basses températures dans l'asthénosphère. Cette dernière interprétation est peut-être corroborée par des données thermobarométriques (Finnerty, 1989; Carlson et al., 1994) indiquant que les xénolites mantelliques proviennent de profondeurs maximales de 150 à 200 km. Alors que certains chercheurs tels que Jordan (1988) ont proposé que la formation de la racine lithosphérique « profonde » se soit produite en même temps que celle de la croûte archéenne sus-jacente au cours d'un épisode important de fusion partielle dans le manteau, ou pendant des épisodes d'orogénèse compressive, d'autres ont envisagé un épaississement progressif par accréation de lithosphère océanique subductée (Helmstaedt et Schulze, 1989; Gurney, 1990; Abbot, 1991). Ringwood (1989) a pour sa part avancé que la lithosphère s'épaissit suite à la montée diapirique de liquides s'élevant à partir de mégalithes de lithosphère océanique s'étant enfoncés jusqu'à des profondeurs de 400 à 500 km. Dans la plupart des cas, les xénolites mantelliques et les inclusions dans les diamants de kimberlites individuelles sont d'âges modélisés divers, par exemple 1,0 à 3,2 Ga en Afrique du Sud (Richardson et al., 1990) et 0,4 à 3,2 Ga en Sibérie (Pearson et al., 1995). La formation précoce de la racine mantellique au cours de l'Archéen suppose une longue histoire ultérieure d'événements métasomatiques pour que soit engendré un éventail d'âges aussi élargi. Dans le cas d'une racine s'épaississant avec le temps, cet éventail d'âges peut traduire au moins en partie à la fois l'historique de

l'accrétion et l'hétérogénéité du manteau lithosphérique résultant.

Si la lithosphère s'est épaissie graduellement vers le bas au cours des derniers 2500 millions d'années (figure 2), elle a incorporé par accrétion basale des matériaux qui ont fait partie de l'asthénosphère relativement mobile pendant des durées inégales. Notre modèle implique que l'âge de la lithosphère diminue avec la profondeur, à la suite du refroidissement et de l'accrétion à la lithosphère de matériaux asthénosphériques progressivement plus jeunes. Il s'ensuit donc que parmi les xénolites et diamants mantelliques lithosphériques qu'on trouve dans les kimberlites, ceux formés sous plus haute pression sont susceptibles d'être les plus jeunes. Une racine d'accrétion refléterait en outre l'hétérogénéité du manteau (et des composantes subductées qu'il renferme) à travers lequel le craton des Esclaves s'est déplacé au cours des 2 500 derniers millions d'années. Si tel est le cas, la partie « permanente » supérieure de la zone de vitesses sismiques anormales est peut-être la résultante à la fois du régime thermique relativement froid impliqué par notre modèle et de la composition moyenne d'une racine hétérogène.

Le modèle thermique simple présenté ici ne fournit évidemment pas la solution complète au problème complexe de l'origine de la lithosphère subcratonique, laquelle est soumise à des contraintes de nature thermique et chimique. Toutefois, un certain nombre d'implications intéressantes surgissent de la présente étude. Les résultats préliminaires fondés sur deux approches de modélisation, la rétro-modélisation de l'état thermique actuel et la modélisation vers l'avant de l'évolution crustale archéenne pour la période 2,7 à 2,4 Ga, tendent à corroborer la thèse que la lithosphère sous la Province des Esclaves était sensiblement moins épaisse il y a 2400 millions d'années, peut-être de moitié. Cette thèse d'une lithosphère archéenne mince trouve appui sur d'autres arguments (Grotzinger et Royden, 1990; Thompson, 1989; Thompson et al., 1995a). Notre modèle suppose en outre que la formation de diamants dans la lithosphère sous la Province des Esclaves avant cette époque paraît peu vraisemblable, et cela jusqu'à environ 2,0 Ga.

Ces résultats préliminaires soulèvent une interrogation quant à la répartition de la lithosphère diamantifère sous la Province des Esclaves. Est-il possible que le flux thermique dans certaines parties de la croûte des Esclaves soit si élevé que la lithosphère n'ait jamais été d'épaisseur suffisante pour contenir des diamants ? Dans l'affirmative, les kimberlites injectées au travers de cette lithosphère mince seraient stériles. Aussi des mesures

supplémentaires de production de chaleur et de flux thermique dans l'ensemble de la Province des Esclaves sont-elles nécessaires. On peut y parvenir à bas prix en utilisant les forages d'exploration, bien qu'il faille recourir à des techniques spécialisées de mesure de sondages à cause de la présence de pergélisol dans ces contrées nordiques (Judge, 1973).

Cinq à six cents millions d'années plus tôt, dans le craton archéen d'Afrique méridionale, tout comme dans la Province des Esclaves, sont survenus des épisodes de métamorphisme régional de faible pression et de magmatisme abondant contemporains de la déformation de ceintures volcano-sédimentaires (Saggerson et Turner, 1976; Cahen et al., 1984). Un prolongement utile de notre étude consisterait à déterminer si la géologie de surface et les paramètres thermiques du craton de Kaapvaal indiquent que la lithosphère avait moins de 120 km d'épaisseur avant l'intervalle 2,7-2,8 Ga, ou bien si elle était épaisse de 225 km à cette époque (Pearson et al., 1995). La lithosphère actuelle sous le craton de Kaapvaal pourrait être modélisée et les résultats appliqués à la répartition des diamants et à d'autres questions géologique d'intérêt régional.

## RÉFÉRENCES

### **Abbot, D.**

1991: The case for accretion of the tectosphere by buoyant subduction; *Geophysical Research Letters*, v. 18, p. 585-588.

### **Anderson, D.L.**

1990: Geophysics of the continental mantle - an historic perspective; in *Continental mantle*; M. Menzies (ed.); Oxford, United Kingdom, Clarendon Press, p. 1-30.

1995: Lithosphere, asthenosphere, and perisphere; *Reviews of Geophysics*, v. 33, p. 125-149.

### **Barr, K.G.**

1971: Crustal refraction experiment: Yellowknife, 1966; *Journal of Geophysical Research*, v. 76, p. 1929-1947.

### **Braile, L.W., Hinze, W.J., Frese, R.R., and Keller, G.R.**

1989: Seismic properties of the crust and uppermost mantle of the coterminous United States and adjacent Canada; *Geological Society of America, Memoir 172*, p. 655-680.

### **Cahen, L., Snelling, N.J., Delhal, J., Vail, J.R., Bonhomme, M., and Ledent, D.**

1984: The geochronology and evolution of Africa; Clarendon Press, Oxford, 512 p.



- Carlson, R.W., Shirey, S.B., Pearson, D.G., and Boyd, F.R.**  
1994: The mantle beneath continents; Carnegie Institution Yearbook 93, The presidents report, p. 109-117.
- Darnley, A.G., Richardson, K.A., Grasty, R.L., Carson, J.M., Holman, P.B., Charbonneau, B.W.**  
1986: Radioactivity map of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1600A (scale 1:5 000 000).
- Davis, W.J., Fryer, B.J., and King, J.E.**  
1994: Geochemistry and evolution of Late Archean plutonism and its significance to the tectonic development of the Slave craton; Precambrian Research, v. 67, p. 207-241.
- Drury, M.J.**  
1991: Heat flow in the Canadian Shield and its relation to other geophysical parameters; *in* Exploration of the deep continental crust; V. Cernak and L. Rybach (ed.); Springer-Verlag, Berlin, p. 317-337.
- Finnerty, A.A.**  
1989: Inflected mantle geotherms from xenoliths are real; *in* Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Mantle/Crust Setting, Diamonds and Diamond Exploration; J. Ross (ed.), v. 2; Geological Society of Australia, Special Publication 14, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 935-965.
- Grand, S.P.**  
1987: Tomographic inversion for shear velocity beneath the North American plate; Journal of Geophysical Research, v. 92, p. 14 065-14 090.
- Grotzinger, J. and Royden, L.**  
1990: Elastic strength of the Slave craton at 1.9 Gyr and implications for the thermal evolution of the continents; Nature, v. 347, p. 64-66.
- Guillou-Frontier, L., Mareschal, J.-C., Jaupart, C., and Gariépy, C.**  
1994: Heat flow, gravity, and structure of the lithosphere; Trans-Hudson Orogen Transect Lithoprobe Report no. 38, p. 58-59.
- Gurney, J.J.**  
1989: Diamonds; *in* Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Mantle/Crust Setting, Diamonds and Diamond Exploration; J. Ross (ed.), v. 2; Geological Society of Australia, Special Publication 14, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 935-965.  
1990: The diamondiferous roots of our wandering continent; South African Journal of Geology, v. 93, p. 424-437.
- Helmstaedt, H. and Schulze, D.J.**  
1989: Southern African kimberlites and their mantle sample: implications for Archean tectonics and lithosphere evolution; *in* Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Mantle/Crust Setting, Diamonds and Diamond Exploration; J. Ross (ed.), v. 2; Geological Society of Australia, Special Publication 14, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 358-368.
- Henderson, J.B.**  
1970: Stratigraphy of the Yellowknife Supergroup, Yellowknife Bay-Prosperous Lake area, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 70-26, 12 p.  
1981: Archean basin evolution in the Slave Province, Canada; *in* Plate Tectonics in the Precambrian, A. Kroner (ed.); Elsevier, Amsterdam, p. 213-35.
- Hoffman, P.A.**  
1990: Old and young mantle roots; Nature, v. 347, p. 19-20.
- Jordan, T.H.**  
1988: Structure and formation of the continental tectosphere; Journal of Petrology, Special Lithosphere Issue, p. 11-37.
- Judge, A.S.**  
1973: Geothermal measurements in northern Canada; *in* Geology of the Canadian Arctic, J.D. Aitken and D.J. Glass (ed.); Geological Association of Canada - Canadian Society of Petroleum Geologist, p. 301-312.
- Kennedy, C.S. and Kennedy, G.C.**  
1976: The equilibrium boundary between graphite and diamond; Journal of Geophysical Research, v. 81, p. 2467-2470.
- Kjarsgaard, B.A.**  
1996: Kimberlites de la Province des Esclaves; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 55-60.
- Lachenbruch, A.H., Sass, A.H., and Morgan, P.**  
1994: Thermal regime of the sothern Basin and Range Province: 2. Implications for heat flow for regional extension and metamorphic core complexes; Journal of Geophysical Research, v. 99, p. 22,121-22,123.
- LeCheminant, A.N., Heaman, L.M., van Breemen, O., Ernst, R.E., Baragar, W.R.A. et Buchan, K.L.**  
1996: Magmatisme mafique, racines mantelliques et kimberlites dans le craton des Esclaves; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 165-174.

- Lewis, T.J. and Wang, K.**  
1992: Influence of terrain on bedrock temperatures; Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology (Global and Planetary Change Section), v. 98, p. 87-100.
- McGlynn, J.C. and Henderson, J.B.**  
1972: The Slave Province; *in* Variations in Tectonic Styles in Canada, R.A. Price and R.J.W. Douglas (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 11, p. 506-526.
- Montagner, J.-P.,**  
1994: Can seismology tell us anything about convection in the mantle?; *Reviews of Geophysics*, v. 32, p. 115-138.
- Morgan, P.**  
1984: The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere; *in* Structure and Evolution of the Continental Lithosphere, H.N. Pollack and V.R. Murty (ed.); Pergamon Press, Oxford, p. 107-193.
- Nassichuk, W.W. and McIntyre, D.J.**  
1995: Cretaceous and Tertiary fossils discovered in kimberlites at Lac de Gras in the Slave Province, Northwest Territories; *Geological Survey of Canada, Current Research 1995-B*, p. 109-114.
- Nassichuk, W.W. et McIntyre, D.J.**  
1996: Fossiles provenant de kimberlites diamantifères au lac de Gras, T.-N.-O.: âge et paléogéographie; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 43-46.
- Northern Miner**  
1993: BHP-Dia Met age of kimberlite; *Northern Miner*, v. 29, p. 1.
- Nyblade, A.A. and Pollack, H.N.**  
1993: A comparative study of parameterized and full thermal-convection models in the interpretation of heat flow from cratons and mobile belts; *Geophysical Journal International*, v. 113, p. 747-751.
- Padgham, W.A.**  
1990: The Slave Province, an overview; *in* Mineral Deposits of the Slave Province, W.A. Padgham and D. Atkinson (ed.); Northwest Territories (Field Trip 13); Geological Survey of Canada, Open File 2168, p. 1-40.
- Pearson, D.G., Shirey, S.B., Carlson, R.W., Boyd, F.R., Pokhilenko, N.P., and Shimizu, N.**  
1995: Re-Os, Sm-Nd, Rb-Sr isotope evidence for thick Archean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metasomatism; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59, p.959-977.
- Pell, J.**  
1995: Kimberlites and diamond exploration in the Central Slave Province, N.W.T. (NTS areas 75M, N; 76C, D, E,F; 85P; and 86 A,H); EGS 1995-01, NWT Geological Mapping Division, Department of Indian Affairs and Northern Development, one 1:500 000 scale compilation map.
- Polet, J. and Anderson, D.L.**  
1995: Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies; *Geology*, v. 23, p. 205-208.
- Pollack, H.N. and Chapman, D.S.**  
1977: On the regional variation of heat flow, geotherms and thickness of the lithosphere; *Tectonophysics*, v. 38, p. 279-296.
- Pollack, H.N., Hurter, S.J., and Johnson, J.R.**  
1993: Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set; *Review of Geophysics*, v. 31, p. 267-280.
- Richardson, S.W.**  
1970: The relation between a petrogenetic grid, facies series, and the geothermal gradient in metamorphism; *Fortschritte Mineralogie*, v. 47, p. 65-76.
- Richardson, S.H., Erlank, A.J., Harris, J.W., and Hart, S.R.**  
1990: Eclogitic diamonds of Proterozoic age from Cretaceous kimberlites; *Nature*, v. 346, p. 54-56.
- Ringwood, A.E.**  
1966: The chemical composition and origin of the earth; *in* *Advances in Earth Composition*, P. Hurley (ed.); Cambridge Massachusetts, MIT Press, p. 287-356.  
1989: Constitution and evolution of the mantle; *in* *Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Composition, Occurrence, Origin and Emplacement*, J. Ross (ed.), v. 1; Geological Society of Australia Special Publication 14, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 456-485.
- Roydon, L., Sclater, J.G., and Von Herzen, R.P.**  
1980: Continental margin subsidence and heat flow: important parameters in the formation of petroleum hydrocarbons; *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 65, p. 173-187.
- Saggerson, E.P. and Turner, L.M.,**  
1976: A review of the distribution of metamorphism in the ancient Rhodesian craton; *Precambrian Research*, v. 3, p. 1-53.
- Silver, P.G. and Chan, W.W.**  
1988: Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy; *Nature*, v. 335, p. 34-39.

**Stein, C.A.**

1995: Heat flow of the earth; *in* Global earth physics: A handbook of physical constants, J.J. Ahrens (ed.); American Geophysical Union, Washington, p.144-158.

**Stein, C.A. and Stein, S.**

1992: A model for the global variation in ocean depth and heat flow with lithospheric age; *Nature*, v. 359, p. 123-129.

**Thompson, P.H.**

1977: Metamorphic P-T distributions and the geothermal gradients calculated from geophysical data; *Geology*, v. 5, p. 520-522.

1989: Moderate overthickening of thinned sialic crust and the origin of granitic magmatism and regional metamorphism in low-P/high-T terranes; *Geology*, v. 17, p. 520-523.

**Thompson, P.H. and Lucazeau, F.**

1989: Lithospheric thermal regimes during Archean low-pressure/high-temperature orogenesis, Slave Province, Canadian Shield; *EOS Transactions, American Geophysical Union*, v. 70, no. 43, p. 1321.

**Thompson, P.H. and Kerswill, J.A.**

1994: Preliminary geology of the Winter Lake - Lac de Gras area, District of Mackenzie, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Open File 2740 (revised) (one map at 1:250 000 scale).

**Thompson, P.H., Russell, I., Paul, D., Kerswill, J.A., and Froese, E.**

1995a: Regional geology and mineral potential of the Winter Lake-Lac de Gras area (76D W1/2, 86A E1/2), central Slave Province, Northwest Territories; *in* Current Research 1995-C; Geological Survey of Canada, p. 107-119.

**Thompson, P.H., Judge, A.S., and Lewis, T.J.**

1995b: Thermal properties of rock units in the Winter Lake - Lac de Gras area, central Slave Province - implications for diamond genesis; *in* Current Research 1995-E; Geological Survey of Canada, p. 125-135.

**van Breemen, O., Davis, W.D., and King, J.E.**

1992: Temporal distribution of granitoid plutonic rocks in the Archean Slave Province, northwest Canadian Shield; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 2186-2199.

**Van Schmus, W.R.**

1995: Natural radioactivity of the crust and mantle; *in* Global Earth Physics: A handbook of physical constants, T.J. Ahrens (ed.); p. 283-291.

**Villeneuve, M.**

1993: Preliminary geochronological results from the Winter Lake - Lac de Gras Slave Province NATMAP project, N.W.T.; *in* Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 7; Geological Survey of Canada, Paper 93-2, p. 29-38.

**Wyllie, P.J.**

1979: Petrogenesis and the physics of the earth; *in* The Evolution of the Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Perspectives, H.S. Yoder, (ed.); Princeton University Press, Princeton, p. 483-520.

---

\* Contribution au projet de la Province des Esclaves du programme de cartographie géoscientifique (CARTNAT) de la Commission géologique du Canada



# Magmatisme mafique, racines mantelliques et kimberlites dans le craton des Esclaves

A.N. LeCheminant, L.M. Heaman, O. van Breemen,  
R.E. Ernst, W.R.A. Baragar et K.L. Buchan

*LeCheminant, A.N., Heaman, L.M., van Breemen, O., Ernst, R.E., Baragar, W.R.A. et Buchan, K.L., 1996: Magmatisme mafique, racines mantelliques et kimberlites dans le craton des Esclaves; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 165-174.*

## INTRODUCTION

La lithosphère s'épaissit sous les cratons archéens et contient des racines mantelliques froides qui pénètrent dans le champ de stabilité du diamant (Durrheim et Mooney, 1994; Polet et Anderson, 1995). Périodiquement, les magmas mafiques injectent les cratons pour former de vastes basaltes de plateau, des intrusions stratifiées et des essaims de dykes de diabase. Ces vastes éruptions magmatiques peuvent être provoquées par des panaches de manteau chaud, causant un rifting et une fragmentation du continent (White et McKenzie, 1989; Storey et al., 1992; Coffin et Eldholm, 1994) ou être causées par une convection à petite échelle déclenchée par un rifting, en particulier en bordure des cratons archéens (Anderson, 1994a, b; King et Anderson, 1994). Les événements thermiques et magmatiques créés par des panaches mantelliques ou un rifting peuvent modifier les racines diamantifères de la lithosphère continentale (Hoffman, 1990a; Helmstaedt, 1993, 1995; Helmstaedt et Gurney, 1994); les âges des essaims de dykes de diabase permettent de dater avec précision les événements magmatiques. La base de données globale des essaims de dykes s'améliore rapidement (Ernst et al., 1996); les applications des études récentes sur les dykes incluent la localisation des panaches de manteau (LeCheminant et Heaman, 1989; Heaman et al., 1992; Zhao et al., 1994; Park et al., 1995; Ernst et al., 1995a, b) et l'établissement de repères chronologiques précis pour les corrélations régionales et les reconstitutions paléocontinentales (Heaman et LeCheminant, 1993; Buchan et al., 1993, 1994).

Selon les travaux de cartographie, de datation U-Pb et d'étude paléomagnétique, il y aurait au moins cinq essaims de dykes de diabase principaux dans le Protérozoïque dans le centre de la Province des Esclaves près du lac de Gras (Fahrig et West, 1986; LeCheminant, 1994). Les dykes ne sont pas déformés et leur âge varie entre 1,27 et 2,23 Ga (figure 1,2). D'autres essaims de dykes (non encore datés par la méthode U-Pb) recourent

les portions-sud-ouest de la Province des Esclaves (figure 1), et deux essaims de dykes plus récents pénètrent les marges nord et ouest du craton à 0,78 et 0,72 Ga (Heaman et al., 1992; LeCheminant et Heaman, 1994). Les dykes sont des témoins superficiels des événements thermiques protérozoïques; de plus, leur âge, leur origine et leur répartition fournissent des indices de destruction possible ou de conservation sélective de racines mantelliques sous la Province des Esclaves. Dans le Phanérozoïque, les kimberlites ont transporté des échantillons de la croûte profonde et du manteau vers la surface, procurant peut-être ainsi un moyen direct d'étudier l'histoire post-archéenne du craton et de déterminer les effets du magmatisme et du rifting protérozoïques. Les essaims de dykes de diabase dans le centre de la Province des Esclaves sont beaucoup plus anciens que les kimberlites diamantifères de l'Éocène au lac de Gras (Kjarsgaard, 1996; Davis et al., 1996). Cependant, les réseaux de fractures longeant les contacts avec les dykes ont constitué des zones locales de faiblesse favorables à la mise en place de kimberlites (LeCheminant, 1994). On n'a pas annoncé l'âge des kimberlites qui viennent d'être découvertes dans trois autres régions du craton des Esclaves (Jennings et Barker, 1995).

## ESSAIMS DE DYKES PALÉOPROTÉROZOÏQUES PRÈS DU LAC DE GRAS: FRAGMENTATION D'UN CRATON ARCHÉEN?

Les trois plus anciens essaims de dykes dans le centre de la Province des Esclaves, ceux de Malley, de MacKay et du lac de Gras, témoignent d'événements qui pourraient marquer la fragmentation progressive d'un vaste craton archéen (LeCheminant et van Breemen, 1994). L'essai de Malley à direction générale NE composé de dykes de diabase à direction NE recoupe le socle archéen mais pas les roches sédimentaires de 1,90 à 1,97 Ga du Supergroupe de Goulburn dans le bassin de Kilohigok (figure 1). Les datations U-Pb indiquent que les dykes de

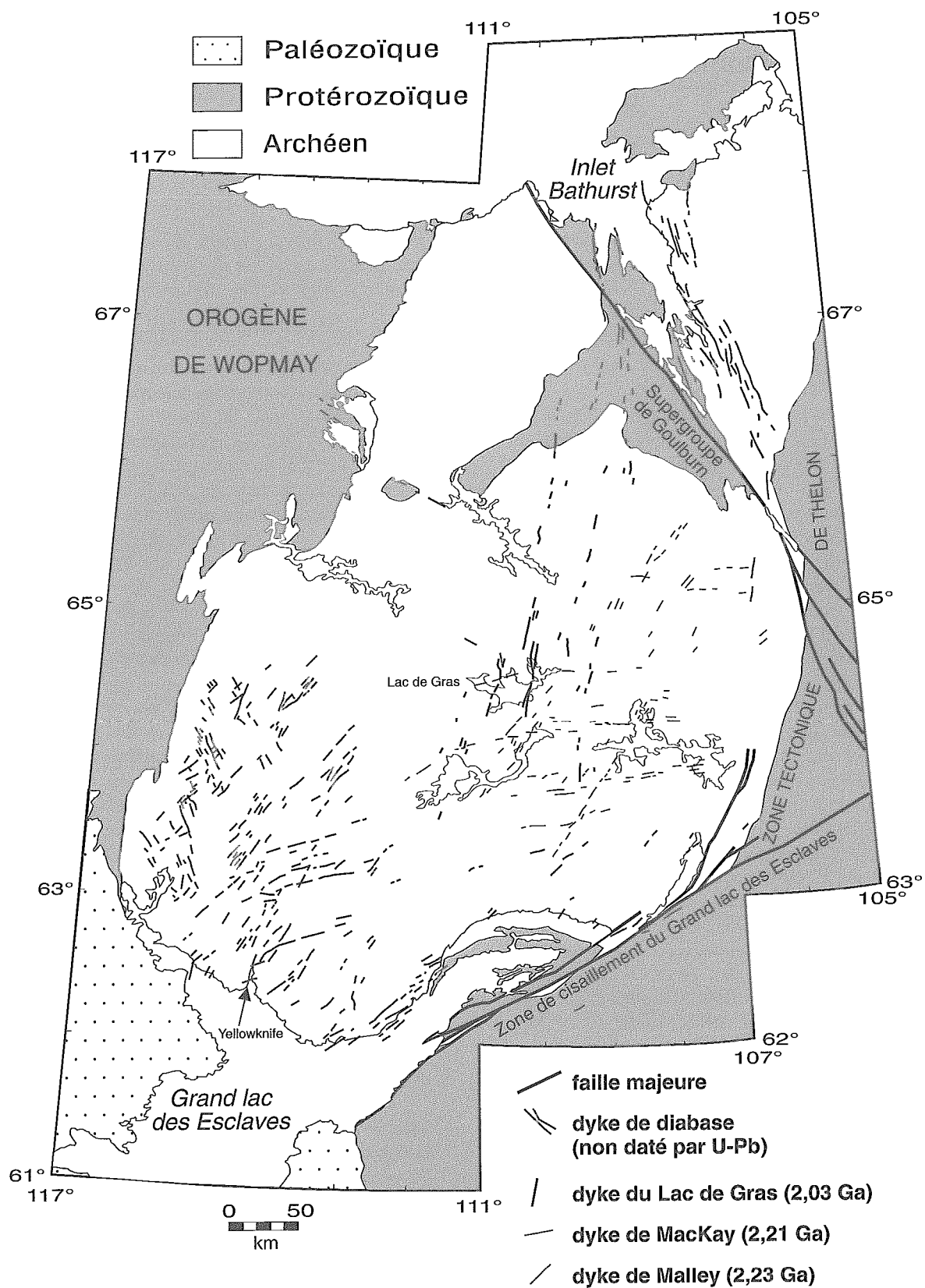


Figure 1. Répartition régionale des essaims de dykes de diabase du Paléoprotérozoïque dans la Province des Esclaves (modifié d'après Fahrig et West, 1986).

Malley se sont mis en place à 2,23 Ga et qu'ils sont plus anciens, d'environ 20 millions d'années, que le diabase de MacKay, un essaim de dykes bien espacés à direction est, injectés à 2,21 Ga. Ces deux âges pourraient permettre de dater des événements spécifiques liés au rifting et à la fragmentation le long des bordures est et sud de la Province des Esclaves. Fait intéressant, les dykes de Malley de 2,23 Ga sont contemporains d'essaims de dykes sur d'autres petits cratons archéens, comme les dykes de Kikkertavak de 2235 Ma dans le bloc de Hopedale au Labrador (Cadman et al., 1993) et les dykes de 2,24 Ga dans les collines de Vestfold, un bloc cratonique de l'Archéen dans le Bouclier antarctique de l'est (Lanyon et al., 1993). Les dykes de Mackay plus récents de 2,21 Ga sont contemporains des filons-couches de Nipissing et des dykes de Senneterre de 2,21 à 2,22 Ga de la Province du lac Supérieur méridionale (Corfu et Andrews, 1986; Noble et Lightfoot, 1992; Buchan et al., 1993).

L'essaim à direction 010° au lac de Gras se compose de plus de 10 dykes espacés sur une largeur atteignant 100 km (LeCheminant, 1994). Les dykes convergent vers le nord et couvrent plus de 300 km entre le lac de Gras jusqu'à un foyer situé sous le bassin de Kilohigok. Les datations U-Pb de deux dykes de 2023 et 2030 Ma (Le Cheminant et van Breemen, 1994) sont légèrement plus récents que le dyke de Hearne à direction NE (2038 Ma), East Arm, Grand lac des Esclaves (Pehrsson et al., 1993). Les dykes du lac de Gras et de Hearne se sont mis en place peu de temps avant des événements de collision qui ont eu lieu le long de la marge est de la Province des Esclaves qui a formé la zone tectonique de Thelon de 2,02 à 1,91 Ga (Thompson, 1989; Henderson et al., 1990) et la zone de cisaillement du Grand lac des Esclaves de 1,98 à 1,92 Ga (Hanmer et al., 1992). Cependant, l'orientation, le foyer et l'âge de l'essaim du lac de Gras incitent à proposer une mise en place non liée aux événements de collision. Le magma aurait plutôt été injecté latéralement, à partir du nord, vers le centre de la Province des Esclaves, à partir d'une région source située sous le bassin de Kilohigok et près de la suite intrusive de Both River contemporaine à 2023 Ma (Roscoe et al., 1987). Une unité pyroclastique, interprétée comme ayant fait éruption durant la période de transition de rifting à déplacement sur la marge ouest de la Province des Esclaves, a été datée par la méthode U-Pb à un âge équivalent de 2,02 Ga environ (S.A. Bowring, comm. pers. 1993). Par conséquent, la mise en place de la suite de Booth River et l'injection des dykes du lac de Gras se sont produites à la même époque que le rifting longeant la marge ouest de la Province des Esclaves. Entre 1,97 et 1,90 Ga environ, le bassin de Kilohigok s'est formé sur une lithosphère thermiquement affaiblie au-dessus de la

région source des dykes du lac de Gras, qui est synchronique de la formation de la marge de Coronation faisant face à l'ouest (Bowring et Grotzinger, 1992) et des événements de collision qui ont touché la zone tectonique de Thelon.

---

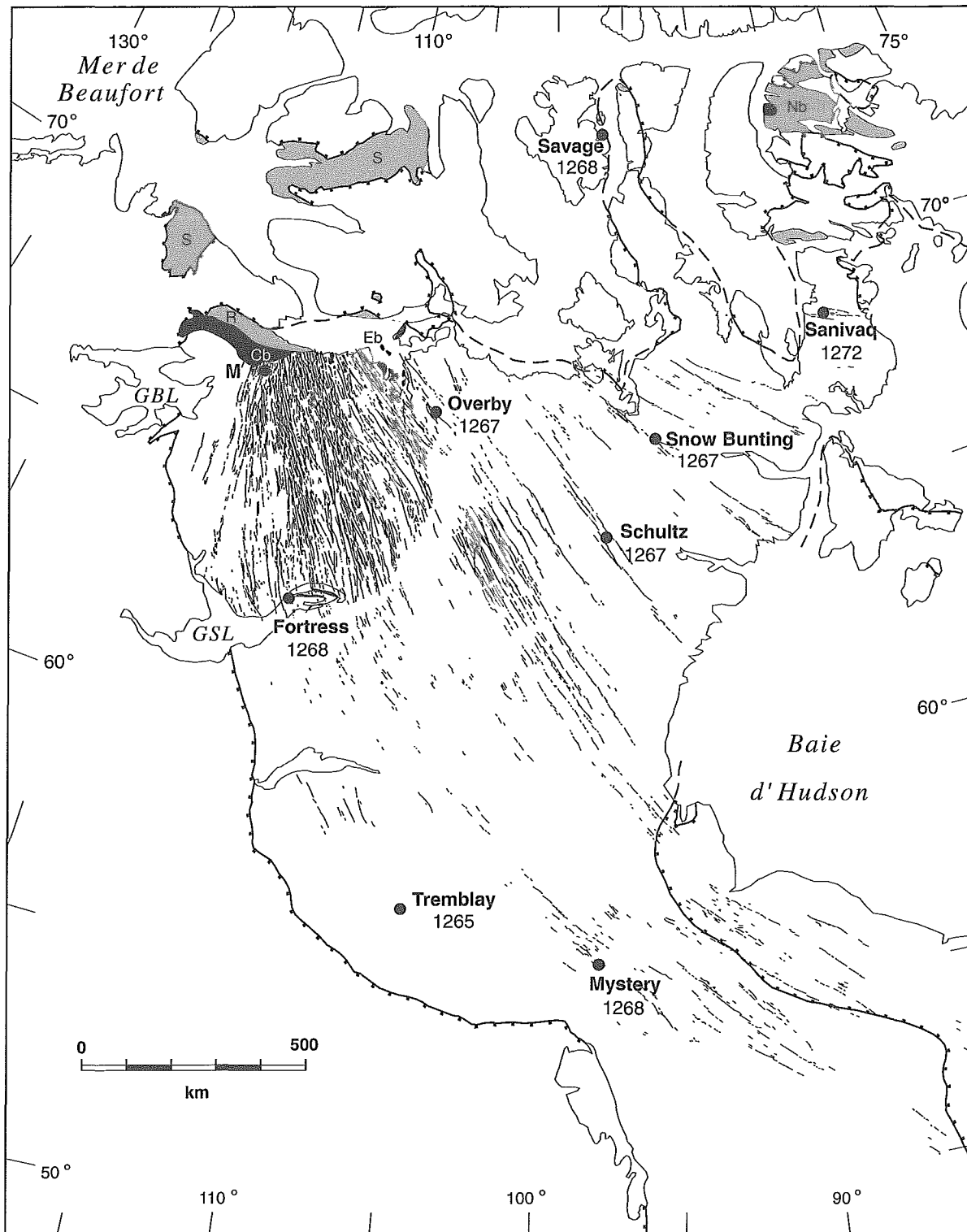
### **ÉVÉNEMENTS IGNÉS MÉSOPROTÉROZOÏQUES ET NÉOPROTÉROÏQUES: PANACHES MANTELLIQUES ET RIFTING**

---

L'essaim de dykes de Mackenzie de 1,27 Ga est le seul événement igné de grande échelle à toucher toute la Province des Esclaves après les collisions de 2,0 à 1,8 Ga qui ont soudé la Province de Rae et le terrane de Hottah sur le craton des Esclaves. L'essaim de Mackenzie est l'essaim de dykes radiaux le plus vaste connu sur Terre (Ernst et al., 1995a,b); les dykes affleurent sur plus de 2400 km parallèlement à la direction générale et forme une géométrie radiale de plus de 100° d'arc (figure 2). Ils se sont mis en place latéralement à partir d'un point focal créé par un panache mantellique (LeCheminant et Heaman, 1989; Ernst et Baragar, 1992) à plus de 700 km au nord-ouest du champ de kimberlites du lac de Gras. Les études U-Pb ont permis de déterminer la chronologie précise et la courte durée des événements de Mackenzie (LeCheminant et Heaman, 1989; Heaman et LeCheminant, 1993). Les âges sont remarquablement cohérents si l'on se base sur la mise en place des dykes, des filons-couches épais et de l'intrusion de Muskox entre 1267 et 1270 Ma indiquant une injection exceptionnellement courte pour des volumes de magma aussi grands (>230 000 km<sup>3</sup>).

Les principales anomalies gravimétriques sont liées aux événements de Mackenzie. Au nord des basaltes de Coppermine, cinq grandes anomalies de 80 à 100 mGal forment un U le long de la bordure extérieure d'une crête gravimétrique régionale renfermant le point focal de l'essaim de dykes (figure 3A). Les anomalies font préconiser que les grandes intrusions mafiques, contemporaines de l'intrusion de Muskox, ou les épaisses séquences de basalte de plateau, reposent sous la couverture plus récente au nord. La ligne entourant les anomalies gravimétriques coïncide avec les plus forts gradients gravimétriques et délimite probablement la région où la croûte est envahie d'intrusions et sous-plaquée par des roches ignées mafiques de 1,27 Ga.

Deux sursauts magmatiques additionnels, ceux de Gunbarrel (0,78 Ga) et de Franklin (0,72 Ga), ont produit de vastes dykes, de filons-couches et de nappes de diabase le long des marges nord et ouest du Bouclier canadien, mais ces intrusions n'ont pénétré que les



**Figure 2.** Répartition des dykes de diabase, des filons-couches de gabbro et des basaltes de plateau apparentés de Mackenzie dans le nord-ouest du Canada (d'après Fahrig et West, 1986). M = intrusion de Muskox; Cb = basaltes de Coppermine River; Eb = basaltes d'Ekululia; Nb = basaltes de Nauyat; R = Groupe de Rae; S = Supergroupe de Shaler; GBL = Grand lac de l'Ours; GSL = Grand lac des Esclaves. Les âges montrés sont les âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (Ma) pour les fractions qui sont à moins de 1 % discordantes (tirés de Heaman et LeCheminant, 1993).



bordures extérieures de la Province des Esclaves. LeCheminant et Heaman (1994) se sont penchés sur la chronologie de l'activité ignée mafique qui a touché une grande portion du nord-ouest du Bouclier Canadien, le nord de la Cordillère et le craton de Wyoming. Les datations U-Pb des nappes de gabbro qui s'étendent dans le sud du Grand lac de l'Ours, d'un filon-couche dans les monts Mackenzie et de dykes en Colombie-Britannique et au Wyoming, sont synchrones à 0,78 Ga. Ce sursaut magmatique de courte durée, appelé événement igné de Gunbarrel, est un excellent repère chronologique qui s'étend à plus de 2400 km de la bordure ouest du craton des Esclaves, à l'ouest des monts Mackenzie et au sud du craton de Wyoming. Le magmatisme signale un événement clé durant la formation de la marge effondrée ouest de l'Amérique du Nord et permet de dater avec précision et ainsi vérifier les liens néoprotérozoïques proposés entre l'Amérique du Nord et l'Antarctique oriental-Australie (Moore, 1991; Hoffman, 1991). Selon Park et al. (1995), le rifting a été provoqué par un panache mantellique et le même pluton a donné naissance à un magmatisme vers 0,8 Ga dans le centre-sud de l'Australie (Zhao et al., 1994).

L'événement de Gunbarrel (0,78 Ga) a eu lieu le long de la marge ouest de l'Amérique du Nord voilà 60 millions d'années avant que ne débute de façon soudaine le volumineux magmatisme de Franklin dans le nord-ouest du Bouclier canadien. Les datations U-Pb des filons-couches de gabbro de l'île Victoria, du golfe Coronation et de l'inlet Bathurst ainsi qu'un dyke de diabase dans l'île de Baffin incitent à proposer que la grande partie de l'activité ignée a eu lieu à  $723 \pm 4 \text{ Ma}$  (Heaman et al., 1992). La courte durée, le grand volume et la composition mafique des dykes et des filons-couches ainsi que leur association avec les basaltes de plateau de Natkusiak font opter pour un magmatisme au-dessus d'un panache mantellique. Les liens stratigraphiques dans l'île Victoria indiquent que le soulèvement différentiel causé, semble-t-il, par la formation d'un dôme dans la lithosphère au-dessus du panache ascendant, a eu lieu juste avant le début de l'activité ignée (Rainbird, 1993).

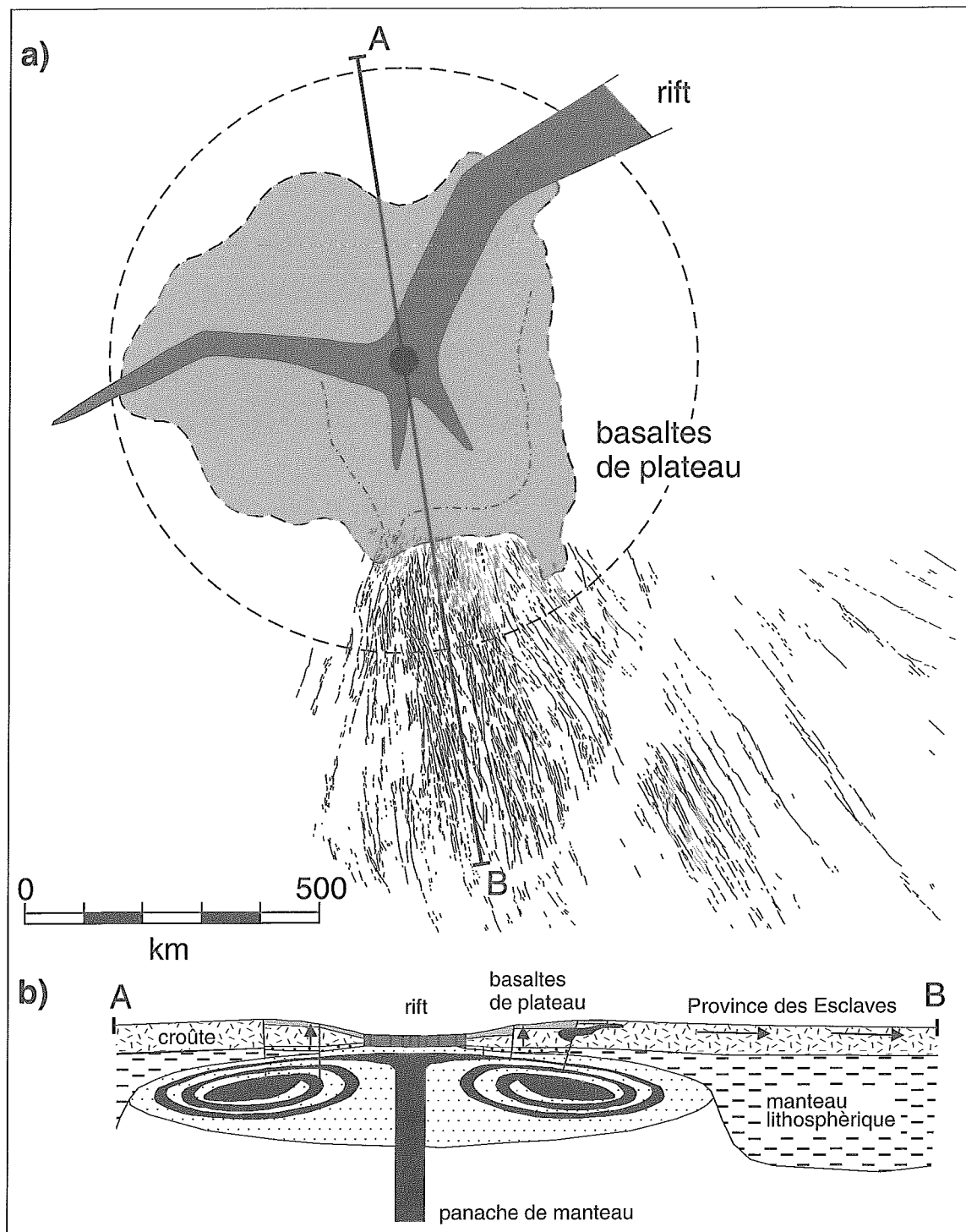
## DISCUSSION

Les données sur l'origine du manteau cratonique sous le Bouclier canadien ont été traitées par Hoffman (1990a), qui a conclu, en se basant principalement sur les informations isotopiques et sismiques, que les racines mantelliennes se sont formées à peu près en même temps que la croûte sus-jacente. Les racines mantelliennes archéennes appauvries ont subsisté du fait qu'elles sont plus réfractaires et moins denses que l'asthénosphère en

convection (Durrheim et Mooney, 1994; Polet et Anderson, 1995). Les études tomographiques récentes donnent une résolution plus fine de la variation de la vitesse dans le manteau sous les boucliers et appuient les modèles préconisant des profondeurs de 250 à 450 km pour les racines de nombreuses régions continentales anciennes (Grand, 1994; Polet et Anderson, 1995; Zhang et Tanimoto, 1993). Le magmatisme mafique déclenché par des panaches mantelliennes, un rifting et une fragmentation continentale cause la destruction locale de la lithosphère par une érosion thermomécanique (Davies, 1994) ou une remontée par convection provoquée par une fragmentation de la lithosphère (Anderson, 1994b).

Les dykes de diabase dans la Province des Esclaves indiquent qu'il pourrait s'agir d'un fragment de craton archéen plus vaste qui a subsisté malgré des perturbations thermiques et tectoniques répétées durant le Protérozoïque. Les dykes de Malley et de MacKay ont probablement été injectés latéralement dans des zones centrales stables du craton des Esclaves à partir des régions sources effondrées et amincies qui ont été par la suite détruites par des événements de collision qui ont formé la zone tectonique de Thelon. Dans l'est de la Province des Esclaves, les deux essaims de dykes ont été métamorphisés, selon une intensité graduellement plus élevée vers l'est en direction de la zone tectonique de Thelon (Thompson, 1989; Henderson et al., 1990). Les dykes donnent une mesure sensible de l'étendue et de l'intensité du métamorphisme du remaniement paléoprotérozoïque de la bordure est du craton des Esclaves.

Si l'on se base sur l'orientation et le foyer des dykes du lac de Gras, les magmas ont pénétré le craton des Esclaves à 2,02 Ga à partir d'une source située sous le bassin de Kilohigok. L'analyse de la courbure du bassin de Kilohigok basée sur les séquences sédimentaires déposées entre 1,97 et 1,92 Ga a donné un résultat inattendu : la résistance élastique du craton des Esclaves sous-jacent était très basse (Grotzinger et Royden, 1990). C'est pourquoi on a proposé qu'une racine continentale épaisse sous cette partie du Bouclier canadien n'avait pas encore été formée. Cette interprétation contredit, apparemment, celle voulant qu'il existait sous les cratons archéens, et ce au début de leur histoire, des racines froides épaisses (Hoffman, 1990b). Cependant, la faible résistance élastique corrobore la formation du bassin au-dessus de la lithosphère amincie et thermiquement affaiblie par les magmas nourriciers de la suite intrusive de Booth River et des dykes du lac de Gras.



**Figure 3. a)** Modèle du déclenchement du magmatisme de Mackenzie (1,27 Ga) par la propagation d'un rifting à travers un panache mantellique en forme de dôme (LeCheminant et Heaman, 1989). La ligne tiretée-pointillée définit les limites extérieures d'un réseau arcué d'anomalies gravimétriques de grande étendue. Le cercle tracé à 500 km du point focal de l'essai de dykes est la limite extérieure proposée du panache mantellique interprété par (Ernst et Baragar, 1992). Le droite A-B situe la coupe. **b)** Coupe schématique traversant le panache de Mackenzie, indiquant l'érosion de la racine mantellique sous le craton des Esclaves (modifié d'après Helmstaedt, 1993). Le panache mantellique est tracé comme un «panache naissant» (Campbell et Griffiths, 1990; Hill, 1991) composé d'un matériau de source chaude (noir) et d'un manteau entraîné (pointillé). L'épanchement près de la surface du panache ascendant a provoqué l'érosion thermique et mécanique du manteau lithosphérique et de la croûte. Les flèches indiquent les directions du magma dans l'essai de dykes de Mackenzie (Ernst et Baragar, 1992). Une intrusion stratifiée (noir) est tracée dans la croûte au-dessous de basaltes de plateau, et les roches mafiques contemporaines (points gras) reposeraient sous la plaque crustale.

Les événements de collision survenus entre 2,0 et 1,8 Ga en bordure du craton des Esclaves ont créé la zone tectonique de Thelon latérale et l'orogène de Wopmay (St-Onge et Lucas, 1996). Par la suite, les événements de Mackenzie de 1,27 Ga ont pu considérablement modifier la racine mantellique sous le nord de la Province des Esclaves. Un large panache initial (Campbell et Griffiths, 1990; Hill, 1991) explique à la fois la soudaineté et la courte durée du magmatisme à grande échelle de Mackenzie. La figure 3A montre un modèle où le magmatisme de Mackenzie est amorcé par un panache mantellique ascendant, suivi d'un rifting traversant le tête du panache. La géométrie radiale de l'essai indique que la tension lithosphérique nécessaire pour la mise en place des dykes a été créée par la tête du panache elle-même. Ernst et Baragar (1992) ont déterminé les trajectoires d'écoulement du magma dans les dykes de Mackenzie et ont montré que l'écoulement a été principalement vertical près du point focal et qu'il est devenu horizontal entre 500 et 600 km à partir du centre (figure 3B). Hoffman (1990a) a souligné que les racines mantelliennes sont thermiquement érodées par des panaches, une hypothèse effectivement élaborée par Helmstaedt (1993, 1995) pour distinguer les structures de destruction des racines mantelliennes favorables à la conservation des diamants (panaches mantelliennes, rifts, zones de collision) des structures non destructives des racines mantelliennes (essaims de dykes, zones de chevauchement de couverture). Selon Helmstaedt (1993), le panache de Mackenzie a érodé la racine mantellique jusqu'à 500 km à partir du centre du panache, mais a laissé la racine intacte ailleurs dans la Province des Esclaves (figure 3B).

La répartition radiale des dykes de Mackenzie et la position des basaltes de plateau près du point focal font dater la magmatisme à 1,27 Ga et ce directement au-dessus de l'axe d'un panache mantellique sous-jacent. Cela n'est généralement pas le cas pour le magmatisme dû à un panache sous les continents, à condition que la lithosphère est hétérogène ou qu'elle a d'abord été amincie dans les environs (Thompson et Gibson, 1991). Par exemple, l'amincissement crustal et l'intrusion de magmas mafiques durant les événements de Mackenzie ont créé une région crustale atypique, délimitée par des anomalies gravimétriques formant un U, qui a peut-être contrôlé la sédimentation ultérieure du Supergroupe de Shaler et déterminé l'emplacement à la surface des événements magmatiques de Franklin (0,72 Ga). Les dykes de Franklin, les filons-couches contemporains et les basaltes de plateau sont spatialement reliés à la région anormale située près du foyer des événements de Mackenzie et ont pu être déplacés par des centaines de kilomètres de l'axe du panache de Franklin (Rainbird, 1993). Quoi qu'il en soit, les événements de Gunbarrel

(0,78 Ga) et de Franklin (0,72 Ga) sont périphériques au craton des Esclaves de sorte que les événements thermiques et d'expansion associés n'ont probablement pas eu d'effets sur la lithosphère des Esclaves.

La découverte de nombreuses kimberlites diamantifères éocènes dans le centre de la Province des Esclaves indique que le craton est ancré par une racine mantellique froide profonde d'âge incertain. Cette racine a pu se stabiliser dans l'Archéen, peu de temps après la formation de la croûte (Hoffman, 1990a) ou a pu ne pas se former avant 1,9 Ga (Grotzinger et Royden, 1990; Hoffman, 1990b). Thompson et al. (1996) ont insinué que la lithosphère n'était pas diamantifère avant 1,5-2,0 Ga environ. La mise en place des essaims de dykes dans le craton des Esclaves entre 2,23 et 1,27 Ga n'a probablement pas eu d'effets sur la lithosphère, à l'exception du voisinage des régions sources du magma. Fait important, les xénolites en provenance du manteau et de la croûte transportés depuis des niveaux profonds par les kimberlites du lac de Gras permettront de dater la lithosphère et l'importance de la perturbation causée par le magmatisme mafique protérozoïque. Les kimberlites probablement diamantifères près du lac Takiyuiak (Jennings et Barker, 1995) et les découvertes prévues dans le centre de l'île Victoria (Northern Miner, 1995) sont plus proches des régions nourricières du magmatisme de Mackenzie et de Franklin et pourraient receler des échantillons importants pour la comparaison des xénolites de manteau et de croûte profonde contenus dans les kimberlites du lac de Gras.

## RÉFÉRENCES

### **Anderson, D.L.**

1994a: Superplumes or supercontinents; *Geology*, v. 22, p. 39-42.

1994b: The sublithospheric mantle as the source of continental flood basalts: the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 123, p. 269-280.

### **Bowring, S.A. and Grotzinger, J.P.**

1992: Implications of new chronostratigraphy for tectonic evolution of Wopmay orogen, northwest Canadian Shield; *American Journal of Science*, v. 292, p. 1-20.

### **Buchan, K.L., Mortensen, J.K., and Card, K.D.**

1993: Northeast-trending Early Proterozoic dykes of southern Superior Province: multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 1286-1296.

- 1994: Integrated paleomagnetic and U-Pb geochronologic studies of mafic intrusions in the southern Canadian Shield: Implications for the Early Proterozoic polar wander path; *Precambrian Research*, v. 69, p. 1-10.
- Cadman, A.C., Heaman, L., Tarney, J., Wardle, R., and Krogh, T.E.**  
1993: U-Pb geochronology and geochemical variation within two Proterozoic mafic dyke swarms, Labrador; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 1490-1504.
- Campbell, I.H. and Griffiths, R.W.**  
1990: Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 99, p. 79-93.
- Coffin, M.F. and Eldholm, O.**  
1994: Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences; *Reviews Geophysics*, v. 32, p. 1-36.
- Corfu, F. and Andrews, A.J.**  
1986: A U-Pb age for mineralized Nipissing diabase, Gowganda, Ontario; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 23, p. 107-109.
- Davies, G.F.**  
1994: Thermomechanical erosion of the lithosphere by mantle plumes; *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 15709-15722.
- Davis, W.J., Parrish, R., Roddick, J.C. et Heaman, L.M.**  
1996: Détermination des âges isotopiques des kimberlites et des roches associées: méthodes et applications; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 39-42.
- Durrheim, R.J. and Mooney, W.D.**  
1994: Evolution of the Precambrian lithosphere: Seismological and geochemical constraints; *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 15,359-15,374.
- Ernst, R.E. and Baragar, W.R.A.**  
1992: Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm; *Nature*, v. 356, p. 511-513.
- Ernst, R.E., Buchan, K.L., West, T.D., and Palmer, H.C.**  
1996: Diabase (dolerite) dyke swarms of the world: First Edition; Geological Survey of Canada, Open File 3241, one colour map (1:35 000 000 scale), 104 p.
- Ernst, R.E., Buchan, K.L., and Palmer, H.C.**  
1995a: Giant dyke swarms: characteristics, distribution and geotectonic applications; *in* *Physics and Chemistry of Dykes*, G. Baer and A. Heimann; A.A. Balkema (ed.); Rotterdam, Brookfield, p. 3-21.
- Ernst, R.E., Head, J.W., Parfitt, E., Grosfils, E., and Wilson L.**  
1995b: Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus; *Earth Science Reviews*, v. 39, p. 1-58.
- Fahrig, W.F. and West, T.D.**  
1986: Diabase dyke swarms of the Canadian Shield; Geological Survey of Canada, Map 1627A.
- Grand, S.P.**  
1994: Mantle shear structure beneath the Americas and surrounding oceans; *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 11591-11621.
- Grotzinger, J. and Royden, L.**  
1990: Elastic strength of the Slave craton at 1.9 Gyr and implications for the thermal evolution of the continents; *Nature*, v. 347, p. 64-66.
- Hammer, S., Bowring, S., van Breemen, O., and Parrish, R.**  
1992: Great Slave Lake shear zone, NW Canada: mylonitic record of Early Proterozoic continental convergence, collision and indentation; *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 757-773.
- Heaman, L.M. and LeCheminant, A.N.**  
1993: Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO<sub>2</sub>); *Chemical Geology*, v. 110, p. 95-126.
- Heaman, L.M., LeCheminant, A.N. and Rainbird, R.H.**  
1992: Nature and timing of Franklin igneous events, Canada; Implications for a Late Proterozoic mantle plume and the break-up of Laurentia; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 109, p. 117-131.
- Helmstaedt, H.H.**  
1993: Natural diamond occurrences and tectonic setting of "primary" diamond deposits; *in* *Diamonds: Exploration, sampling and evaluation*, (ed.) P. Sheahan and A. Chater; Proceedings of a Short Course, Prospectors and Developers Association of Canada, p. 1-72.  
1995: Natural diamond occurrences and tectonic setting of "primary" diamond deposits; *in* *Diamonds - Theory and Exploration a "Hands-On" Short Course*, Short Course 20, Cordilleran Section, Geological Association of Canada, p. 1-79. [revised from Helmstaedt, 1993]
- Helmstaedt, H.H. and Gurney, J.J.**  
1994: Geotectonic controls on the formation of diamonds and their kimberlitic and lamproitic host rocks: Applications to diamond exploration; *in* *Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference, Diamonds: Characterization, Genesis and Exploration*, H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos (ed.), v. 2; Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Special Publication 1/B, p. 236-250.

**Henderson, J.B., McGrath, P.H., Theriault, R.J., and van Breemen, O.**

1990: Intracratonic indentation of the Archean Slave Province into the Early Proterozoic Thelon Tectonic Zone of the Churchill Province, northwestern Canadian Shield; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 27, p. 1699-1713.

**Hill, R.I.**

1991: Starting plumes and continental break-up; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 104, p. 398-416.

**Hoffman, P.F.**

1990a: Geological constraints on the origin of the mantle root beneath the Canadian Shield; *Royal Society of London, Philosophical Transactions*, v. 331, p. 523-532.

1990b: Old and young mantle roots; *Nature*, v. 347, p. 19-20.

1991: Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out?; *Science*, v. 252, p. 1409-1412.

**Jennings, C.M.H. and Barker, A.L.**

1995: Three steps forward, one step back - update on diamond exploration in the Slave Province, Northwest Territories, Canada; Program volume, Prospectors and Developers Association of Canada, 63rd Annual Meeting, Toronto, p. 59-60.

**King, S.D. and Anderson, D.L.**

1994: Continental flood basalts: A thick lithosphere connection?; *EOS*, v. 75, no 44, p. 723.

**Kjarsgaard, B.A.**

1996: Kimberlites de la Province des Esclaves; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 55-60.

**Lanyon, R., Black, L.P., and Seitz, H-M.**

1993: U-Pb zircon dating of mafic dykes and its application to the Proterozoic geological history of the Vestfold Hills, East Antarctica; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.115, p. 184-203.

**LeCheminant, A.N.**

1994: Proterozoic diabase dyke swarms, Lac de Gras and Aylmer Lake areas, District of Mackenzie, Northwest Territories, Geological Survey of Canada, Open File 2975 (one 1:250 000 scale map).

**LeCheminant, A.N. and Heaman, L.M.**

1989: Mackenzie igneous events, Canada: Middle Proterozoic hotspot magmatism associated with ocean opening; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 96, p. 38-48.

**LeCheminant, A.N. and Heaman, L.M.**

1994: 779 Ma mafic magmatism in the northwestern Canadian Shield and northern Cordillera: A new regional time marker; *in* United States Geological Survey Circular 1107, Program with Abstracts, Eighth International Conference on Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology, p. 187.

**LeCheminant, A.N. and van Breemen, O.**

1994: U-Pb ages of Proterozoic dyke swarms, Lac de Gras area, N.W.T.: Evidence for progressive break-up of an Archean supercontinent; Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts, v. 19, p. A62.

**Moore, E.M.**

1991: Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection: A hypothesis; *Geology*, v. 19, 425-428.

**Noble, S.R. and Lightfoot, P.C.**

1992: U-Pb baddeleyite ages of the Kerns and Triangle Mountain intrusions, Nipissing Diabase, Ontario; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 1424-1429.

**Northern Miner.**

1995: Diamond News Roundup; *Northern Miner*, v. 81, no. 12, p. 6.

**Park, J.K., Buchan, K.L., and Harlan, S.S.**

1995: A proposed giant radiating dyke swarm fragmented by the separation of Laurentia and Australia - based on paleomagnetism of ca. 780 Ma mafic intrusions in western North America; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 132, p. 129-139.

**Pehrsson, S.J., van Breemen, O., and Hanmer, S.**

1993: Ages of diabase dyke intrusions, Great Slave Lake shear zone, Northwest Territories; *in* Radiogenic Age and Isotopic Studies, Report 7, Geological Survey of Canada, Paper 93-2, p. 23-28.

**Polet, J. and Anderson, D.L.**

1995: Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies; *Geology*, v. 23, p. 205-208.

**Rainbird, R.H.**

1993: The sedimentary record of mantle plume uplift preceding eruption of the Neoproterozoic Natkusiak flood basalt; *The Journal of Geology*, v. 101, p. 305-318.

**Roscoe, S.M., Henderson, M.N., Hunt, P.A., and van Breemen, O.**

1987: U-Pb zircon age of an alkaline granite body in the Booth River Intrusive Suite, N.W.T.; *in* Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 1; Geological Survey of Canada, Paper 87-2, p. 95-100.

**St Onge, M.R. et Lucas, S.B.**

1996: Ceintures orogéniques paléoprotérozoïques; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3229, p. 17-24.

**Storey, B.C., Alabaster, T., and Pankhurst, R.J. (ed.)**

1992: Magmatism and the Causes of Continental Break-up; Geological Society of London, Special Publication No. 68, 404 p.

**Thompson, P.H.**

1989: An empirical model for metamorphic evolution of the Archean Slave Province and adjacent Thelon Tectonic Zone, northwestern Canadian Shield; in Evolution of Metamorphic Belts, J.S. Daly, R.A. Cliff, and B.W.D. Yardley (ed.); Geological Society of London, Special Publication No. 43, p. 245-263.

**Thompson, P.H., Judge, A.S. et Lewis, T.J.**

1996: Évolution thermique de la lithosphère dans la Province des Esclaves centrale: implications pour la genèse des diamants; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 153-163.

**Thompson, R.N. and Gibson, S.A.**

1991: Subcontinental mantle plumes, hotspots and pre-existing thinspots; Journal of the Geological Society, London, v. 148, p.973-977.

**White, R.S. and McKenzie, D.P.**

1989: Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts; Journal of Geophysical Research, v. 94, p. 7685-7729.

**Zhang, Y-S. and Tanimoto, T.**

1993: High-resolution global upper mantle structure and plate tectonics; Journal of Geophysical Research, v. 98, p. 9793-9823.

**Zhao, J-X., McCulloch, M.T., and Korsch, R.J.**

1994: Characterisation of a plume-related ~ 800 Ma magmatic event and its implications for basin formation in central-southern Australia; Earth and Planetary Science Letters, v. 121, p. 349-367.

# Diamants associés aux complexes ultramafiques et aux placers dérivés

A.N. LeCheminant et J.H. Bédard

*LeCheminant, A.N. et Bédard, J.H., 1996: Diamants associés aux complexes ultramafiques et aux placers dérivés ; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 175-181.*

## INTRODUCTION

Depuis un bon nombre d'années, on a signalé la présence de diamants dans les ceintures orogéniques, apparemment non apparentées à des kimberlites ou des lamproïtes. Même si les occurrences ont été peu documentées, de nombreux rapports établissent un lien entre les diamants et les minéraux du groupe du platine (MGP) dérivés d'ophiolites et de complexes ultramafiques zonés (Janse, 1994). Les massifs ultramafiques tectonisés dans les ceintures orogéniques alpines et les complexes zonés du type alaskien peuvent contenir des lentilles de chromitite recelant des disséminations de MGP (Cabri, 1981; Nixon et al., 1990); on a récupéré en outre des diamants rares et d'autres minéraux de pression élevée dans des placers de MGP résultant de l'érosion de roches ultramafiques (Janse, 1994; Bai et al., 1993). Les péridotites, les dunités et les pyroxénites qui forment les complexes sont généralement situées dans des zones de plissement phanérozoïques très éloignées des cratons archéens et, dans la plupart des cas, les sources de kimberlite ou de lamproïte n'ont pas été associées aux diamants présents dans les placers apparentés. Même si les occurrences de diamants vérifiées dans les roches ultramafiques sont rares (Kaminsky et Vaganor, 1977; Janse, 1994), d'abondants pseudomorphes de graphite par altération du diamant ont été localisés dans des couches de pyroxénite des massifs de péridotite de Ronda et de Beni Bousera en Espagne et au Maroc (Nixon et al., 1991; Davies et al., 1993; Pearson et al., 1993). La brèche diamantifère de Pamali en Indonésie est interprétée comme un conglomérat proximal dérivé des ophiolites de Bobaris adjacentes, source primaire probable des diamants (Bergman et al., 1987).

L'origine et la mise en place de nombreux complexes ultramafiques cisailés sont difficiles à interpréter étant donné que le lien établi entre les copeaux ultramafiques tectonisés et les roches hôtes peut être masqué par la formation de failles, le chevauchement, le métamorphisme et l'altération hydrothermale, créant une incertitude relativement à leur âge, leur milieu et les conditions de pression-température pendant leur

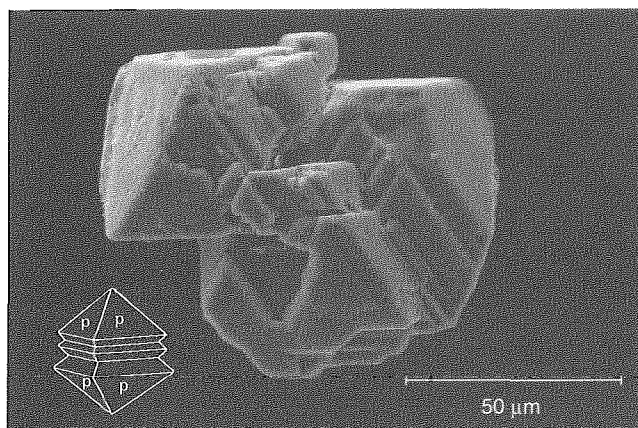
formation. Les roches ultramafiques potentiellement diamantifères pourraient être des fragments de lithosphère océanique qui ont été subductés dans le champ de stabilité du diamant, ou elles auraient pu former par la cristallisation sous haute pression des magmas dérivés des roches océaniques subductées (Pearson et al., 1993), ou elles pourraient représenter des copeaux de manteau lithosphérique continental tectoniquement soulevés (Van der Wal et Vissers, 1993; Davies et von Blanckenburg, 1995).

## COMPLEXES ULTRAMAFIQUES DE LA CORDILLÈRE

Dans l'ouest de l'Amérique du Nord, des complexes ultramafiques limités par des failles et contenant des chromitites allongées à MGP affleurent le long de la Cordillère de l'Alaska à la Californie. Dans des placers des monts Klamath du nord de la Californie où les diamants sont associés à des MGP et de la chromite dérivés de la péridotite de Trinity, on a récupéré des diamants de qualité gemme inhabituels d'un poids atteignant 33 carats et caractérisés par un noyau de cristallisation grossière incrusté par une croissance secondaire de diamant à grain fin (Kopf et al., 1990; Hausel, 1994). Dans les régions adjacentes de l'Oregon, on a signalé la présence de diamants dans des placers de MGP (Woehler, 1869) dérivés de la péridotite de Josephine, des ophiolites démembrées de grande dimension renfermant surtout de l'harzburgite tectonisée et, en faibles quantités, de bandes de chromitite allongées dans la dunité serpentinisée. Les MGP sont présents dans les chromitites du massif de Josephine et les ophiolites voisines d'Onion Mountain (Stockman et Hlava, 1984). Les diamants sont également associés à des roches ultramafiques à MGP de la baie Goodnews en Alaska où l'on a récupéré deux microdiamants dans les résidus insolubles de pépites d'alliage de platine dissous (Mertie, 1976) et un seul petit diamant dans les sédiments de fond de la baie Goodnews (Hoare et Cobb, 1977).

Au Canada, les chromitites dans le noyau de dunité du complexe de Tulameen (Colombie-Britannique) contiennent des MGP in situ et elles sont la source de

placers à MGP dans les réseaux des rivières Tulameen-Similkameen (Nixon et al., 1990). On a récupéré des microdiamants dans des lentilles de chromitite de la dunite de Tulameen selon un procédé de fusion dans des creusets de platine (Camsell, 1911a, b; 1913). Les diamants minuscules, considérés comme «la première découverte enregistrée de diamants au Canada» dans une roche dure ou un placer (Camsell, 1911a), ont provoqué une course au jalonnement de courte durée (Camsell, 1954). Les travaux aux rayons X réalisés en 1949 ont révélé que les microdiamants de Tulameen étaient en réalité du périclase synthétique formé par le chauffage des échantillons de roches (Lang, 1956), ce qu'a confirmé l'examen des cristaux originaux sous le microscope électronique à balayage (figure 1).



**Figure 1.** Image électronique par rétrodiffusion de cristaux octaédriques maclés qualifiés de «diamants, Colombie-Britannique» (catalogue CGC, n° 65566C). Ce sont des cristaux de périclase, produits pendant la fusion de lentilles de chromitite dans la dunite du district de Tulameen (Camsell, 1911b). On a signalé la présence de minuscules «diamants» semblables dans la chromitite de Thetford Mines. Le tracé en blanc, reproduit de Poitevin et Graham (1918) montre les cristaux originaux, qui ont été conservés. Les cristaux octaédriques maclés, d'environ 35 µm de hauteur, semblent identiques au périclase synthétique de Tulameen et ont été produits par le même procédé de fusion (Dresser, 1913).

## OPHIOLITES APPALACHIENNES

Peu de temps après la «découverte» de Tulameen, on a récupéré des microdiamants dans un minerai de chromite serpentinisée de la mine Montréal de la Dominion Chrome Company à Thetford Mines (Québec) (Johnston, 1912; Dresser, 1913). La chromitite fait partie de l'ophiolite de Thetford Mines, un complexe mafique-

ultramafique limité par une faille dans le sud des Appalaches québécoises (Laurent et Hébert, 1989; Pinet et Tremblay, 1995). On a traité des échantillons qui contenaient les minuscules «diamants» euhédriques signalés par Johnston (1912) selon la même méthode de fusion utilisée sur la chromitite de Tulameen; c'est pourquoi nous sommes d'avis que les cristaux octaédriques étaient également du périclase synthétique (figure 1). Malgré ces erreurs d'identification, cependant, tant les roches ultramafiques de Thetford Mines que celles de Tulameen présentent des traits semblables aux roches ultramafiques potentiellement diamantifères, ce qui continue de soulever des hypothèses sur les premiers comptes rendus de «microdiamants» (Helmstaedt, 1993; Janse, 1994).

On a signalé la découverte de diamants dans le centre et le sud des Appalaches de New York à l'Alabama (Hausel, 1994) et, dans plusieurs sites, on a récupéré des diamants alluviaux durant l'extraction d'or alluvionnaire dans les ruisseaux drainant les complexes ultramafiques (Janse, 1994; Hausel, 1994). La cartographie détaillée de la ceinture de Blue Ridge en Caroline du Nord a récemment révélé de petits blocs d'éclogite et de roches ultramafiques altérées dans une zone de cisaillement de 1 km d'épaisseur, où les associations minérales ont subi des pressions minimales atteignant 17 kbar (Willard et Adams, 1994). Les roches métamorphiques de haute pression sont composées d'un mélange accréctionnaire lié à une subduction longeant la suture paléozoïque joignant les roches de l'Amérique du Nord (orogène de Grenville) et le terrane de Piedmont accrété. En Caroline du Nord, au sud-est de la suture proposée (Kunz, 1887; Hausel, 1994), on a récupéré du pyrope, de la chromite, de l'ilménite et quelques diamants.

Des complexes mafiques-ultramafiques bien conservés, exposés dans les Appalaches à Terre-Neuve et au Québec, sont considérés comme des fragments démembrés d'une lithosphère océanique mise en place par divers processus combinés d'obduction, de subduction et de collision. Le complexe ophiolitique bien connu de Bay of Islands dans l'ouest de Terre-Neuve, que l'on considérait à l'origine comme un fragment de plancher océanique produit dans une dorsale médio-océanique, est maintenant perçu comme étant associé à un milieu de supra-subduction (Bédard, 1991; Jenner et al., 1991; Elthon, 1991). La production d'ophiolites est liée à l'ouverture de petits bassins océaniques durant les premières phases de la collision arc-continent le long de la marge irrégulière de l'Amérique du Nord, suivie peu de temps après par la mise en place d'ophiolites récents sur des échancrures longeant la marge (Cawood et Suhr,



1992). Les ophiolites du sud du Québec, incluant le complexe de Thetford Mines, sont interprétées comme des ophiolites formées dans un arc intra-océanique (Laurent et Hébert, 1989) et mises en place durant une collision arc-continent. Une fois de plus, la forme irrégulière de la marge continentale semble influencer sur l'emplacement des ophiolites bien conservées dans lesquelles les échancrures constituent des milieux favorables à une obduction à grande échelle (Pinet et Tremblay, 1995). Dans les Appalaches, les résidus ultramafiques très déformés contenus dans les mélanges accrécionnaires près des promontoires sur la marge continentale ont dû subir un métamorphisme de subduction de haute pression et ce de façon plus probable que les complexes d'ophiolites intacts plus vastes associés aux échancrures.

## PÉTROGENÈSE

Les complexes ultramafiques sont caractérisés par des histoires complexes marquées par une extraction de magma, une cristallisation fractionnée, une réaction entre magma et roche, un métamorphisme, une déformation et un chevauchement (Kelemen et al., 1992; Bédard, 1991, 1993). Certains complexes, comme celui de Tulameen, sont interprétés comme des amas magmatiques différenciés qui ont été déformés sous des hautes températures (Findlay, 1969; Nixon et al., 1990). Les couches de harzburgite et de dunite dans d'autres complexe d'origine tectonique sont considérées comme des péridotites mantelliques «appauvries», qui ont cristallisé sous forme de restites après l'élimination d'une fraction de magma dans le manteau (Dick et Bullen, 1984). Un autre modèle de la formation de ces roches réfractaires a été proposé par Kelemen et al. (1992). Selon ce modèle, la dunite et l'harzburgite dans la péridotite de Trinity, source possible de diamants alluvionnaires dans le nord de la Californie (Kopf et al., 1990), se sont formées dans le manteau supérieur par une forte interaction entre des magmas basaltiques ascendants et la péridotite mantellique environnante. De nombreux complexes ultramafiques ont conservé des traces de formation à des températures élevées (Nixon et al., 1990; Suhr, 1993), mais les conditions de pression sont plus difficiles à établir. Dans certains cas, on a évalué les pressions à partir des courbes de réaction dans l'espace P-T (Van der Wal et Vissers, 1993) ou on les a calculées à partir des associations minérales présentes dans les roches métamorphiques associées (Berman, 1996).

Selon les résultats d'études détaillées sur les inclusions dans les chromites de complexes ultramafiques, un large gamme d'inclusions de MGP et de

silicates mafiques seraient piégés sous forme de phases distinctes aux températures magmatiques (Bird et Bassett, 1980; Stockman et Hlava, 1984; Talkington et al., 1984; Nixon et al., 1990). La dunite et l'harzburgite dans la péridotite de Trinity contiennent des traînées de spinelle riche en Cr où les pyroxènes riches en Cr ont été dissous dans les zones de réaction entre magma et roche (Kelemen et al., 1992). Les teneurs inhabituellement élevées en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  dans les chromites nécessitent des conditions fortement réductrices, et les chromites à  $\text{Cr}^{+2}$  pourraient renfermer des inclusions de diamant ou de graphite. Les minéraux accessoires probables dans les péridotites et les chromitites allongées dans les ophiolites tibétains sont, entre autres, le diamant, le graphite, la moissanite (SiC), les métaux natifs (Cr, alliages de Ni-Fe) et la chromite à  $\text{Cr}^{+2}$  (Bai et al., 1993), ce qui suppose la formation d'un milieu réducteur sous forte pression. Le diamant, le graphite, SiC, Cr, les alliages de Ni-Fe et de MGP peuvent se former dans les chromitites par les réactions entre magma et roche qui se produisent dans des milieux réducteurs, peut-être à partir de magmas prenant naissance dans un manteau métasomatisé altéré par des fluides réducteurs riches en carbone provenant d'un panneau subducté. L'utilisation des métaux pour provoquer la croissance de diamants synthétiques présente une analogie intéressante. Pour réussir la synthèse, il faut atteindre le champ de stabilité du diamant aux conditions P-T où le métal (comme Fe, Ni, Cr) est à l'état liquide - le métal sert de solvant pour le carbone et de catalyseur pour la cristallisation du diamant (Hazen, 1993).

Dans les chromitites renfermant des EGP et présents dans des ophiolites démembrées dans des Appalaches québécoises, on n'a signalé aucun minéral formé sous forte pression (Corrivaux et LaFlamme, 1990; Gauthier et al., 1990). Le gisement de Hall, au sud de Thetford Mines, est composé de roches dunitiques enveloppant de la chromitite (Morin et al., 1992a, b). La chromitite se situe stratigraphiquement au-dessus des gabbros altérés par des fluides hydrothermaux et qui sont plissés simultanément à des cumulats ultramafiques mais dans des orientations différentes (Bédard et al., 1992). Des chromitites riches en EGP, contenant des spinelles-Cr renfermant des inclusions, remplissent des zones bréchiques dans une cheminée dunitique discordante qui recoupe les cumulats ultramafiques (Morin et al., 1992a, b; Tanguay et al., 1990).

Les ophiolites de l'ouest de Terre-Neuve, comme le complexe de Bay of Islands, ont conservé jusqu'à 12 km de lithosphère océanique, dont une section de 6 km de roches mantelliques déformées (Suhr, 1992, 1993). Les tectonites du manteau supérieur et la base du profil

crustal ont été injectées de dunite et de pyroxénite qui ont cristallisé à partir de magmas boninitiques réagissant avec les roches mantelliques environnantes (Varfalvy et al., 1994, sous presse; Bédard et al., 1994). Les chromitites situées en profondeur dans le manteau représenteraient des cumulats de chromite formés dans un chenal (Edwards, 1990), mais leur pression de formation n'est pas bien précisée. Les chromitites situées dans la croûte inférieure pourraient être attribuables à une réaction peu profonde (Bédard, 1994), ce qui en fait des cibles peu intéressantes pour l'exploration du diamant. Cependant, le nord-est du complexe de Bay of Islands longeant la bordure ouest de la zone de Dunnage comporte d'importantes zones de cisaillement où les suites d'ophiolites, les séquences volcaniques de couverture et diverses intrusions sont structuralement juxtaposées et où l'on a relevé la présence d'amphibolites à noyau d'éclogite (Hibbard, 1983).

Les couches de pyroxénite diamantifères dans le massif de péridotite de Beni Bousera ont cristallisé à des pressions élevées par ségrégation cristalline dans les conduits du magma recoupant les péridotites (Pearson et al., 1993). Les magmas ont cristallisé le clinopyroxène, l'orthopyroxène et le grenat à des pressions ne descendant pas sous 45 kbar comme le confirme la présence d'abondants diamants graphitisés. Le transport de roches ultramafiques de haute pression vers la croûte à partir du champ de stabilité du diamant peut emprunter divers parcours de soulèvement (Nixon et al., 1991). Dans les massifs de Ronda et de Beni Bousera, l'histoire du soulèvement a provoqué la transformation complète du diamant en graphite (Davies et al., 1993; Nixon et al., 1991; Van der Wal et Vissers, 1993). D'autres parcours de soulèvement permettent la conservation métastable du diamant, comme c'est le cas dans les ophiolites de Luobusa et de Donqiaoi au Tibet (Bai et al., 1993). L'exhumation tectonique partielle des panneaux subductés peut amener les roches ultramafiques diamantifères à des niveaux relativement peu profonds, là où elles peuvent être échantillonnées par des magmas dérivés en faible profondeur, tels que les néphélinites et les basaltes alcalins dans les Nouvelles-Galles du Sud en Australie (Barron et al., 1994).

## RESUME

Étant donné que les roches ultramafiques peuvent être mises en place tectoniquement dans la croûte à partir du champ de stabilité du diamant, on doit entreprendre des études approfondies des conditions de pression-température liées à la formation des massifs ultramafiques limités par des failles. Dans le massif de Beni Bousera (Nixon et al., 1991; Slodkevich, 1983) des

pseudomorphes de graphite formés des diamants comportent jusqu'à 15% de quatre couches de pyroxénite à grenat. Par conséquent, la recherche de diamants in situ préservés dans des complexes ultramafiques à hautes pressions, ayant un intérêt surtout géologique, pourrait être récompensée par la découverte de roches mères riches en diamants.

## RÉFÉRENCES

- Bai, W.-J., Zhou, M.-F., and Robinson, P.T.**  
1993: Possibly diamond-bearing mantle peridotites and podiform chromitites in the Luobusa and Donqiao ophiolites, Tibet; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 1650-1659.
- Barron, L.M., Lishmund, S.R., Oakes, G.M., and Barron, B.J.**  
1994: Subduction diamonds in New South Wales: Implications for exploration in eastern Australia; *Geological Survey of New South Wales, Quarterly Notes*, v. 94, p. 1-23.
- Bédard, J.H.**  
1991: Cumulate recycling and crustal evolution in the Bay of Islands ophiolite; *Journal of Geology*, v. 99, p.225-249.  
1993: Oceanic crust as a reactive filter: Synkinematic intrusion, hybridization and assimilation in an ophiolitic magma chamber, western Newfoundland; *Geology*, v. 21 p.77-80.  
1994: Genetic classification of Appalachian, ophiolite-hosted chromitites; *Geological Survey of Canada, Minerals Colloquium, Program with Abstracts*, p. 10.
- Bédard, J.H., Hébert, R., and Constantin, M.**  
1992: Syn-kinematic boninitic intrusions and hybrid gabbroic breccias from the Thetford Mines ophiolite; *Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Abstracts with Program v.17*, p.A7.
- Bédard, J.H., Hébert, R., Varfalvy, V., and Mélançon, B.**  
1994: Boninite magmatism in the Bay of Islands ophiolite; *American Geophysical Union, Transactions, EOS*, v. 74, p.731.
- Bergman, S.C., Turner, W.S., and Krol, L.G.**  
1987: A reassessment of the diamondiferous Pamali breccia, southeast Kalimantan, Indonesia: Intrusive kimberlite breccia or sedimentary conglomerate; *in* *Mantle Metasomatism and Alkaline Magmatism*, E.M. Mullen and J.D. Pasteris (ed.); *Geological Society of America, Special Paper 215*, p. 183-195.

- Berman, R.G.**  
1996: Diamants dans les roches métamorphiques à pression ultra-élevée; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 183-188.
- Bird, J.M. and Bassett, W.A.**  
1980: Evidence of a deep mantle history in terrestrial osmium-iridium-ruthenium alloys; *Journal of Geophysical Research*, v. 85, p. 5461-5470.
- Cabri, L.J.**  
1981: Nature and distribution of platinum-group element deposits; *Episodes*, v. 1981, No. 2, p. 31-35.
- Camsell, C.**  
1911a: Parts of the Similkameen and Tulameen Districts; Summary Report of the Geological Survey Branch of the Department of Mines for the calendar year 1910, p. 111-114.  
1911b: A new diamond locality in the Tulameen District, British Columbia; *Economic Geology*, v. 6, p. 604-611.  
1913: *Geology and mineral deposits of the Tulameen District, British Columbia*; Department of Mines, Canada, Geological Survey, Memoir 26, 188 p.  
1954: *Son of the North*; Ryerson Press, Toronto (first paperback edition 1966, 244 p).
- Cawood, P.A. and Suhr, G.**  
1992: Generation and obduction of ophiolites: Constraints from the Bay of Islands complex, western Newfoundland; *Tectonics*, v. 11, p. 884-897.
- Corrivaux, L. and Laflamme, J. H. G.**  
1990: Minéralogie des éléments du groupe du platine dans les chromitites de l'ophiolite de Thetford Mines, Québec; *Canadian Mineralogist*, v. 28, p. 579-595.
- Davies, G.R., Nixon, P.H., Pearson, D.G., and Obata, M.**  
1993: Tectonic implications of graphitized diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain; *Geology*, v. 21, p. 471-474.
- Davies, J.H. and von Blanckenburg, F.**  
1995: Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 129, p. 85-102.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T.**  
1984: Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 86, p.54-76.
- Dresser, J.A.**  
1913: Preliminary report on the serpentine and associated rock of southern Quebec; Department of Mines, Canada, Geological Survey, Memoir 22, p. 82-84.
- Edwards, S. J.**  
1990: Harzburgites and refractory melts in the Lewis Hills massif, Bay of Islands ophiolite complex: The base metal and precious metals story; *Canadian Mineralogist*, v. 28, p. 537-552.
- Elthon, D.**  
1991: Geochemical evidence for formation of the Bay of Islands ophiolite above a subduction zone; *Nature*, v. 354, p.140-143.
- Findlay, D.C.**  
1969: Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex, southern British Columbia; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 6, p. 399-425.
- Gauthier, M., Corrivaux, L., Trottier, L. J., Cabri, J., Laflamme, J. H. G., and Bergeron, M.**  
1990: Chromitites platinifères des complexes ophiolitiques de l'Estrie-Beauce, Appalaches du Sud du Québec; *Mineralium Deposita*, v. 25, p.169-178.
- Hazen, R.M.**  
1993: *The New Alchemists: Breaking Through the Barriers of High Pressure*; Times Books, Random House, New York, N.Y., 286p.
- Hausel, W.D.**  
1994: Diamonds, kimberlites, lamproites and related rocks in the United States; Wyoming State Geological Survey, Mineral Report 94-2, 45p.
- Helmstaedt, H.H.**  
1993: Natural diamond occurrences and tectonic setting of "primary" diamond deposits; in *Diamonds: Exploration, Sampling and Evaluation*, P. Sheahan and A. Chater, (ed.); Proceedings of a Short Course, Prospectors and Developers Association of Canada, p. 1-72.
- Hibbard, J.**  
1983: *Geology of the Baie Verte Peninsula, Newfoundland*; Department of Mines and Energy, Government of Newfoundland and Labrador, Memoir 2, 279p.
- Hoare, J.M. and Cobb, E.H.**  
1977: Mineral occurrences (other than mineral fuels and construction materials) in the Bethel, Goodnews, and Russian Quadrangles, Alaska; United States Geological Survey Open File Report 77-156, 98p.

**Janse, A.J.A.**

1994: Review of supposedly non-kimberlitic and non-lamproitic diamond host rocks; *in* Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference, Diamonds: Characterization, Genesis and Exploration, H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos, (ed.), v. 2; Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Special Publication 1/B p. 144-159.

**Jenner, G. A., Dunning, G. R., Malpas, J., Brown, M., and Brace, T.**

1991: Bay of Islands and Little Port complexes, revisited: Age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction zone origin; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 28, p. 1635-1652.

**Johnston, R.A.A.**

1912: Diamond found in the Montreal pit of the Dominion Chrome Company; Geological Survey of Canada, Summary Report for 1911, p. 360.

**Kaminsky, F.V. and Vaganov, V.I.**

1977: Petrological conditions for diamond occurrences in Alpine-type ultrabasic rocks; *International Geology Review*, v. 19, p. 1151-1162.

**Kelemen, P.B., Dick, H.J.B., and Quick, J.E.**

1992: Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle; *Nature*, v. 358, p. 635-641.

**Kopf, R.W., Hurlbut, C.S., and Koivula, J.I.**

1990: Recent discoveries of large diamonds in Trinity County, California; *Gems and Gemology*, v. 26, p. 212-219.

**Kunz, G.F.**

1887: A North Carolina diamond; *American Journal of Science*, v. 34, p. 490.

**Lang, A.H.**

1956: Prospecting in Canada; Geological Survey of Canada, Economic Geology Series, no.7 (third edition), p. 298.

**Laurent, R. and Hébert, R.**

1989: The volcanic and intrusive rocks of the Quebec Appalachian ophiolites, Canada, and their island-arc setting; *Chemical Geology*, v. 77, p. 287-302.

**Mertie, (Jr.), J.B.**

1976: Platinum deposits of the Goodnews Bay District, Alaska: United States Geological Survey, Professional Paper 938, 42p.

**Morin, Y., Hébert, R., and Bédard, J.H.**

1992a: Setting and origin of the Hall Chromite Orebody in the Thetford Mines Ophiolite Complex, Quebec; *Transactions of the American Geophysical Union, EOS*, v. 73, p.343.

**Morin, Y., Hébert, R., and Bédard, J.H.**

1992b: Origin of the chromitites of the Hall orebody in the Thetford Mines ophiolite complex, Quebec; Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Abstracts with Program, v. 17, p. A79-80.

**Nixon, G.T., Cabri, L.J., and Laflamme, J.H.G.**

1990: Platinum-group-element mineralization in lode and placer deposits associated with the Tulameen Alaskan-type complex, British Columbia; *Canadian Mineralogist*, v. 28, p. 503-535.

**Nixon, P.H., Pearson, D.G., and Davies, G.R.**

1991: Diamonds: the oceanic lithosphere connection with special reference to Beni Bousera, North Morocco; *in* Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere, T.J. Peters, A. Nicolas, and R.G. Coleman (ed.); Kluwer Academic Publishers, p. 275-289.

**Pearson, D.G., Davies, G.R., Nixon, P.H., and Milledge, H.J.**

1989: Graphitized diamonds from a peridotite massif in Morocco and implications for anomalous diamond occurrences; *Nature*, v. 338, p. 60-62.

**Pearson, D.G., Davies, G.R., and Nixon, P.H.**

1993: Geochemical constraints on the petrogenesis of diamond facies pyroxenites from the Beni Bousera peridotite massif, North Morocco; *Journal of Petrology*, v. 34, p. 125-172.

**Pinet, N. and Tremblay, A.**

1995: Is the Taconian orogeny of southern Quebec the result of an Oman-type obduction?; *Geology*, v. 23, p. 121-124.

**Poitevin, E. and Graham, R.P.D.**

1918: Contributions to the mineralogy of Black Lake area, Quebec; Department of Mines, Canada, Geological Survey, Museum Bulletin No. 27, p.13-14.

**Slodkevich, V.V.**

1983: Graphite paramorphs after diamond; *International Geology Review*, v. 25, p. 497-514.

**Stockman, H. W. and Hlava, P.F.**

1984: Platinum-group minerals in alpine chromitites from southwestern Oregon; *Economic Geology*, v. 79, p. 491-508.

**Suhr, G.**

1992: Upper mantle peridotites in the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland: Formation during the final stages of a spreading centre? *Tectonophysics*, v. 206, p. 31-53.

1993: Evaluation of upper mantle microstructures in the Table Mountain Massif (Bay of Islands ophiolite); *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 1273-1292.

**Talkington, R.W., Watkinson, D.H. Whittaker, P.J., and Jones, P.C.**

1984: Platinum-Group minerals and other solid inclusions in chromite of ophiolitic complexes: occurrence and petrological significance; *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, v. 32, p. 285-301.

**Tanguay, S., Hébert, R., and Bergeron, M.**

1990: Distribution of PGE in pyroxene-bearing ultramafic cumulates in the Thetford Mines ophiolitic complex, Quebec; *Canadian Mineralogist*, v. 28, p. 597-605.

**Van der Wal, D. and Vissers, R.L.M.**

1993: Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean; *Geology*, v. 21, p. 1119-1122.

**Varfalvy, V., Hébert, R., and Bédard, J.H.**

1994: Melt-upper mantle interactions in the North Arm massif, Bay of Islands ophiolite, Newfoundland: Implications for the genesis of boninitic magmas; *Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Abstracts with Program*, v. 19, p. A115.

in press: Melt-upper mantle interactions in the North Arm massif, Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada: Implications for the genesis of boninitic magmas; *Chemical Geology*.

**Willard, R.A. and Adams, M.G.**

1994: Newly discovered eclogite in the southern Appalachian orogen, northwestern North Carolina; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 123, p. 61-70.

**Woehler, L.**

1869: The occurrence of laurite and diamonds in the native platinum of Oregon (a communication to C.F. Chandler); *American Journal of Science and Arts*, v. 48, p. 441-442.



# Diamants dans les roches métamorphiques à pression ultra-élevée

R.G. Berman

*Berman, R.G., 1996: Diamants dans les roches métamorphiques à pression ultra-élevée; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 183-188.*

## INTRODUCTION

Les roches métamorphisées sous des pressions ultra-élevées constituent un faciès métamorphique défini récemment à partir de la présence de coésite ou de diamant, respectivement polymorphes de pression élevée du quartz et du graphite. On a d'abord découvert de la coésite non attribuable à un impact dans le sud du massif Dora Maira dans les Alpes occidentales (Chopin, 1984), soit dans des schistes blancs composés de talc, phengite, pyrope, cyanite, quartz et pyroxène jadéitique (rare). La coésite (pseudomorphes du quartz) a depuis été signalée dans des roches éclogitiques des Calédonides en Norvège (Smith, 1984) et les monts Dabie dans le centre de la Chine (Okay et al., 1989; Wang et al., 1989). Les diamants formés in situ dans des roches crustales ont été initialement découverts dans des roches éclogitiques protérozoïques du massif Kokchetav du nord du Kazakhstan (Sobolev et Shatsky, 1990) et, par la suite, dans les éclogités de Shandong (Enami et Zang, 1990) et de Dabie Shan (Shutong et al., 1992) dans le sud de la Chine. Les éclogités forment généralement des blocs tectoniques dans des gneiss et des marbres quartzo-feldspathiques. Les diamants découverts à ce jour dans ces roches ont une taille granulométrique moyenne de 15  $\mu\text{m}$ .

Les études expérimentales de l'équilibre en phase indiquent que la formation de la coésite et du diamant nécessite des pressions dépassant respectivement 17 et 30 kbar environ à des températures géologiquement possibles. La figure 1, calculée avec la base de données thermodynamiques de Berman et Aranovich (1993, sous presse) montre ces champs de stabilité ainsi que ceux de divers silicates+magnésite, le carbonate dont la pression du champ de stabilité est la plus élevée. Dans les éclogités et les péridotites renfermant coésite et diamant, on a découvert de la magnésite (Yang et al., 1993; Zhang et Liou, 1994); elle représente probablement un réservoir de carbone dans la croûte inférieure et le manteau supérieur. Les calculs thermodynamiques indiquent que le diamant est stable dans des conditions plus oxydantes d'environ 1 log  $f_{\text{O}_2}$  dans les roches éclogitiques contenant du clinopyroxène que dans les péridotites contenant

enstatite+forstérite (Luth, 1993; Ogasawara et al., 1994). Cet écart indique que les éclogités peuvent contenir des diamants tandis que les péridotites non diamantifères contiennent de la magnésite aux mêmes valeurs de P, T et  $f_{\text{O}_2}$ , ce qui corrobore les observations sur les xénolites diamantifères récupérés dans des kimberlites (Luth, 1993).

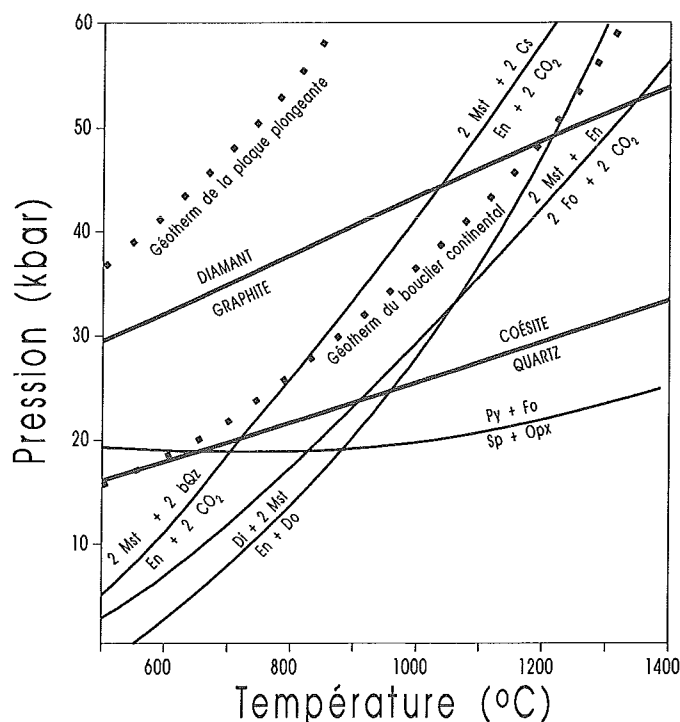
L'hypothèse de la formation in situ de diamants dans les roches métamorphiques s'appuie sur leur occurrence exclusive dans des assemblages du faciès des éclogités (éclogités mafiques, gneiss quarzo-feldspathique, marbres) qui renferment d'autres indices de formation à une pression très élevée. Ces indices sont notamment une teneur élevée en jadéite et  $\text{K}_2\text{O}$  (~1 % du poids) dans le clinopyroxène, une teneur élevée en  $\text{SiO}_2$  dans la muscovite, une teneur élevée en pyrope+grossulaire dans le grenat et une teneur élevée en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (~10 % du poids) dans la titanite. Les éclogités ainsi que les gneiss hôtes affichent des indices de parcours dans le sens horaire de P-T-t, les étapes finales correspondant à une forte décompression isothermale (Wang et al., 1992; Ernst et al., 1994). La conservation du diamant (et coésite) est attribuable au fait qu'il forme des micro-inclusions dans le grenat, la cyanite et le zircon, minéraux de résistance élevée qui jouent le rôle de «cuves sous pression» naturelles et qui servent de bouclier entre leurs inclusions et les conditions physiques ambiantes et les fluides. La conservation a probablement aussi été facilitée par le fort contraste de la ductilité entre les blocs d'éclogité et les marbres et gneiss hôtes à laquelle s'ajoute un compartimentage par déformation marqué dans les roches hôtes.

L'association intime du graphite avec le diamant dans la plupart des inclusions indique que des processus tectoniques spéciaux doivent agir non seulement pour atteindre les très fortes pressions de formation du diamant, mais également pour retourner ces roches métamorphiques vers la surface de la Terre à une vitesse suffisamment rapide pour conserver les diamants. Le modèle qui représente le mieux les observations faites au massif Kokchetav (Shatsky et al., 1993) et dans le sud de la Chine (Li et al., 1993; Ernst et al., 1994) ainsi que

dans les Alpes occidentales (Chopin 1987) est celui qui préconise la formation des terranes de pression ultra-élevée par la collision continent-continent après la fermeture d'un bassin océanique. La densité des élogites et des péridotites à grenat provenant d'une lithosphère océanique joue un rôle d'«ancrage» et cause la subduction de minces copeaux de croûte continentale attachés vers de très grandes profondeurs. L'abaissement important des isothermes ambiants de la zone formée par la croûte inférieure et le manteau d'un écart atteignant 1000 °C dans un panneau épais froid en cours de subduction (p. ex. Wiens et al., 1993), a pour effet de faire les pressions requises pour pénétrer dans le champ de stabilité de la coésite et du diamant comparativement à celles d'un géotherme continental (figure 1). Le retour vers la surface de blocs plissés et faillés s'accomplit par le découplage de matériau continental peu dense de la croûte océanique élogitisée (Ernst et al., 1994). La différence essentielle entre les élogites (et schistes bleus) de pression ultra-élevée et élevée liée à une subduction peut reposer sur une intégrité structurale et une densité plus accentuées de la croûte cratonique par rapport aux sédiments de fosse, différence qui permet la subduction vers des profondeurs accrues avant le début du découplage et de l'ascension (Ernst et al., 1994). La dislocation des panneaux (Davies, J.H. et von Blackenburg, F., 1995) pourrait également être un moyen d'exhumation rapide. Ce modèle tectonique établit en outre un lien génétique entre les élogites et les roches ultramafiques de haute pression résultant de la subduction de la lithosphère océanique (LeCheminant et Bédard, 1996). Barron al. (1994) ont proposé un modèle alternatif du retour des diamants vers la surface dans des magmas néphélinitiques qui pourraient arracher des échantillons de croûte océanique élogitisée partiellement exhumée.

## ÉCLOGITES AU CANADA

Les récentes compilations aux fins de la cartographie des roches métamorphiques (Read et al., 1991; Sinha et al., 1993; Berman et al., 1993) montrent des zones de roches métamorphiques à faciès des élogites au Canada qui représentent les meilleures possibilités pour l'exploration du diamant dans les roches crustales. Dans l'ensemble, l'élogite est extrêmement rare, les occurrences étant situées dans les roches phanérozoïques de la Cordillère (A sur la figure 2) et Terre-Neuve (B sur la figure 2), dans la Province de Grenville du Protérozoïque (C, D, E sur la figure 2) et dans les roches archéennes du nord de la Saskatchewan (F sur la figure 2). Seules les élogites de la Cordillère semblent avoir été formées directement par la subduction de roches océaniques.



**Figure 1.** Diagramme pression-température calculé avec les données thermodynamiques de Berman et Aranovich (sous presse) montrant les champs de stabilité du diamant et de la coésite par rapport au géotherme du bouclier continental stable (44 mW/m<sup>2</sup>; Gurney et Harte, 1980) et que l'on a établi de façon approximative pour la plaque océanique plongeante (voir texte). Tous les équilibres ont été calculés au moyen du logiciel TWQ (Berman, 1991) dans le système MgO-CaO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub> où X<sub>CO2</sub> = 0,10. Abréviations des minéraux : Mst = magnésite; Cs = coésite; En = enstatite; Fo = fostérite; Py = pyrope; Sp = spinelle; Opx = orthopyroxène à Al; Di = diopside; Do = dolomite; bQz = quartz de haute température.

Les élogites de la Cordillère sont réparties sur une distance en direction de plusieurs centaines de kilomètres dans le compartiment inférieur d'une faille qui sépare les roches d'arc chevauchantes du Paléozoïque-Mésozoïque du terrane de Yukon-Tanana des roches sous-jacentes du protocontinent nord-américain (Erdmer, 1987, 1992). Les élogites forment des lentilles d'épaisseur atteignant 100 m dans les schistes bleus et les roches mafiques-ultramafiques et leurs conditions de P-T se sont situées entre 500 et 750 °C et entre 10 et 15 kbar. Plus au sud, des élogites semblables forment des blocs tectoniques dans des roches ultramafiques près du lac Pinchi en Colombie-Britannique et représentent des conditions de P-T variant entre 350 °C et 565 °C et entre 10 kbar et



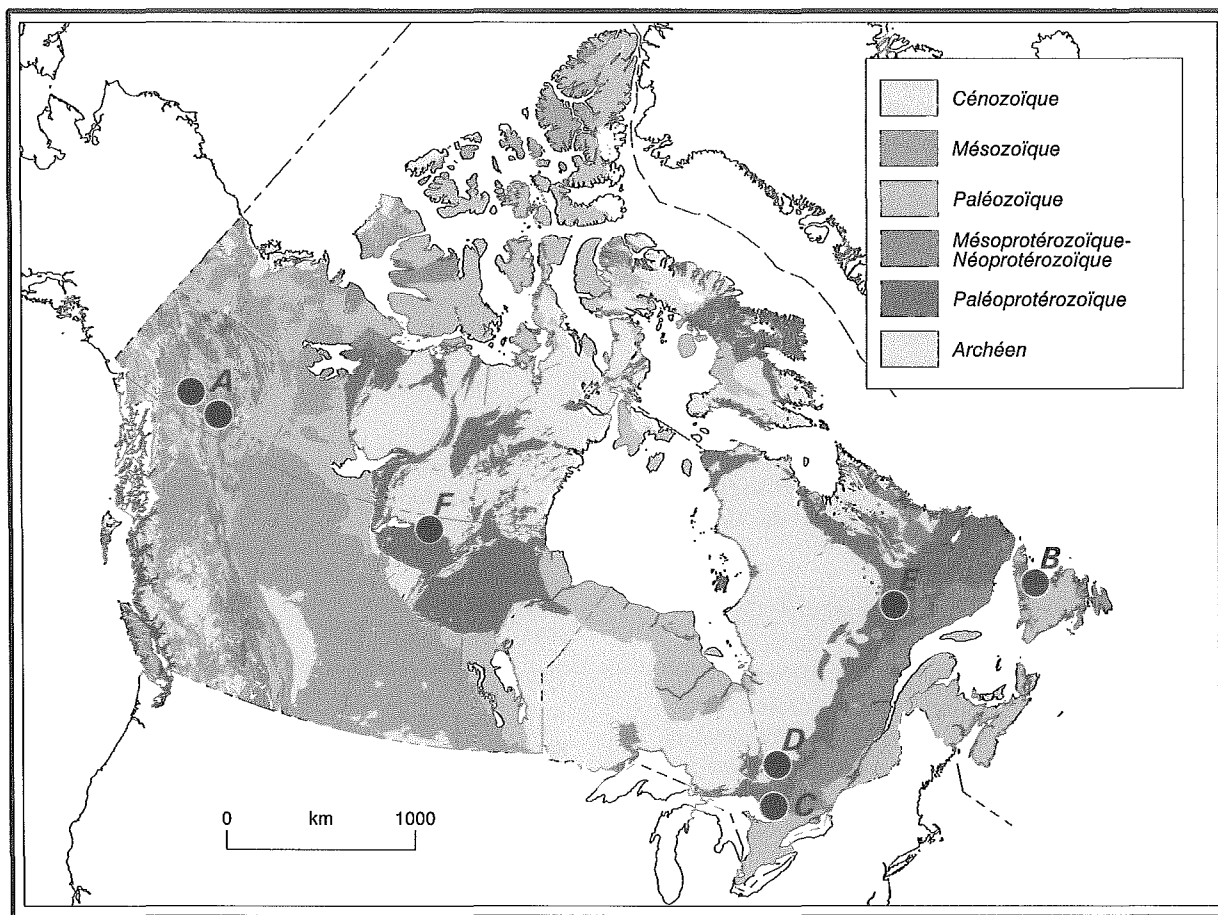


Figure 2. Carte géologique simplifiée dérivée de la Carte géologique du Canada (Wheeler et al., sous presse), montrant les emplacements des éclogites mentionnées (voir texte).

13,1 kbar (Ghent et al., 1993). Ces éclogites représenteraient des roches de fosse et de fond océanique qui ont été obductées sur des roches d'avant-pays du craton nord-américain et décalées ensuite par un vaste déplacement latéral vers la droite le long de la faille Tintina (Erdmer, 1992).

Peu d'éclogites sont présentes dans le noyau des amas amphibolitiques reposant dans les schistes semi-pélicitiques et les métaconglomérats de la Suite métamorphique d'East Pond à Terre-Neuve (Hibbard, 1983). La composition chimique du pyroxène et de l'amphibole (DeWit et Strong, 1975) indique que les éclogites se seraient formées à des pressions relativement faibles.

Dans diverses parties de la Province de Grenville (Davidson, 1991, 1993; Indares, 1992, 1993), on a récemment établi l'existence d'éclogites. Toutes semblent dériver de suites ignées basiques d'anorthosite-gabbro mises en place et métamorphosées dans les gneiss

quartzofeldspathiques adjacents et déformés avec ceux-ci. Dans l'ouest de la Province de Grenville (C et D à la figure 2), les gneiss rétomorphisés forment de petites lentilles et de petits fuseaux tectoniques échelonnés le long d'une zone de plus de 20 km. Les éclogites contiennent du plagioclase et de l'augite et jusqu'à 10 % molaire de jadéite près du lac Rosseau en Ontario (Davidson, 1991) et entre 10 et 25 % molaire dans la région du Témiscamingue (Indares, 1992). Grant (1988) a estimé les conditions de P-T à 15 kbar et 825 °C pour un métagabbro. Les associations symplectitiques de clinopyroxène-plagioclase, de pargasite-plagioclase et de corindon-spinelle-plagioclase sont interprétées respectivement comme des produits de rétomorphose du fractionnement de pyroxène omphacitique, de la réaction entre l'omphacite et le grenat et de réactions entre cyanite, clinzoisite, grenat et peut-être d'omphacite (Davidson, 1991).

Indares (1993, 1994) a décrit dans l'est de la Province de Grenville (E sur la figure 2) les éclogites

formées sous les plus fortes pressions et températures enregistrées. Elles sont aussi les plus vastes et les mieux conservées. Dans les terranes de Gagnon et de Molson de la ceinture parautochtone, les gabbros tholéitiques continentaux de la suite intrusive de Shabogamo de 1,43 Ga sont éclogités dans des amas allongés mesurant plusieurs centaines de mètres d'épaisseur caractérisés par des noyaux massifs d'omphacite (jusqu'à 39 % molaire de jadéite-grenat) et des bordures feuilletées de gneiss mafique hydraté. Les conditions de P-T de 16 kbar et de 700 à 800 °C ont été suivies d'une décompression le long des parcours abrupts de P-T (Indares, 1993). Le massif d'éclogite le plus vaste est situé dans le domaine de Lelouka de la zone de cisaillement de Manicouagan qui forme la limite méridionale du terrane de Gagnon (Indares, 1994).

Les températures estimées des éclorites de Grenville tombent dans l'intervalle des éclorites de température moyenne Carswell, 1990) que l'on considère se former dans une croûte continentale tectoniquement surépaissie. Cette origine s'appuie sur la présence d'éclorites et d'éclorites métamorphisées dans les domaines structuraux basaux de la Province de Grenville et sur les parcours sans le sens horaire de P-T-temps que laisse supposer l'équilibre des roches environnantes à T élevée et P basse (Davidson, 1991).

Les éclorites de haute température sont également présentes dans l'ouest du Bouclier canadien sous forme de couches atteignant 15 mètres dans les granulites à P de ~10 kbar reposant dans le nord de la Saskatchewan et interprétées comme ayant été formées dans un milieu intracontinental (Hanmer, S., Parrish, R., Williams, M. et Kopf, C., 1994). Les éclorites ont comme caractéristique inhabituelle de représenter les plus anciennes éclorites (~2,6 Ga) jamais signalées dans le monde. Les conditions de P-T des gneiss quartzo-feldspathiques hôtes dépassent 15 kbar et 1000 °C (Snoeyenbos, D.R., Williams, M.L. et Hanmer, S., 1995). Vers le nord-est, le long de la zone de Snowbird, les granulites du complexe de Kramanituar indiquent des conditions P-T maximales de 15 kbar et 850 °C (Sanborn-Barrie, 1994).

## RESUME

Les roches métamorphiques à pression ultra-élevée semblent se former au cours de collisions continent-continent durant lesquelles la croûte océanique ou continentale est subduite à des profondeurs correspondant au champ de stabilité du diamant. Les occurrences connues d'éclorites au Canada sont peu nombreuses, mais elles ont une grande portée

géographique. Les paléopressions enregistrées dans ces éclorites tombent dans le champ de stabilité du diamant.

## RÉFÉRENCES

**Barron, L. M., Lishmund, S. R., Oakes, G. M., and Barron, B. J.**

1994: Subduction diamonds in New South Wales: implications for exploration in eastern Australia; Geological Survey of New South Wales, Quarterly Notes, v. 94, p. 1-23.

**Berman, R. G.**

1991: Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrological applications; Canadian Mineralogist, v. 29, p. 833-856.

**Berman, R. G., Venance, K., Arscott, P., Frisch, T., and Jackson, G.**

1993: Metamorphic map of the Canadian Shield: Recent progress; Geological Society of America Abstracts with Program, v. 25, p. A-286.

**Berman, R. G. and Aranovich, L. Y.**

1993: Optimized standard state and solution properties of olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and biotite; Geological Society of America Abstracts with Program, v. 25, p. A-100.

*in press*: Optimized standard state and solution properties of minerals: model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite; Contributions to Mineralogy and Petrology.

**Carswell, D. A.**

1990: Eclogites and the eclogite facies: Definitions and classification; in Eclogite Facies Rocks, D. A. Carswell (ed); Chapman & Hall, New York, p. 1-13

**Chopin, C.**

1984: Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: A first record and some implications; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 86, p. 107-118.

1987: Very-high-pressure metamorphism in the western Alps: implications for subduction of continental crust; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 321, p. 183-197.

**Davidson, A.**

1991: Metamorphism and tectonic setting of gabbroic and related rocks in the Central Gneiss Belt, Grenville Province, Ontario. Field Trip A2 Guidebook; Geological Association of Canada, 57 p.

1993: Relict kyanite eclogite in the southwestern Grenville Province, Canada; Terra Nova, v. 4, p. 8.

**Davies, J.H. and von Blanckenburg, F.**

1995: Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens; *Earth Planetary Science Letters*, v. 129, p. 85-102.

**De Wit, M.J. and Strong, D.F.**

1975: Eclogite-bearing amphibolites from the Appalachian Mobile Belt, Northwest Newfoundland: Dry versus wet metamorphism; *Journal of Geology*, v. 83, p. 609-627.

**Enami, M. and Zang, Q.**

1990: Quartz pseudomorphs after coesite in eclogites from Shandong Province, east China; *American Mineralogist*, v. 75, p. 381-386.

**Erdmer, P.**

1987: Blueschist and eclogite in mylonitic allochthons, Ross River and Watson Lake areas, southeastern Yukon; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 24, p. 1439-1449.

1992: Eclogitic rocks in the St. Cyr klippe, Yukon, and their tectonic significance; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 29, p. 1296-1304.

**Ernst, W. G., Liou, J. G., and Hacker, B. R.**

1994: Prolithotectonic significance of high- and ultrahigh-pressure metamorphic belts: inferences for subduction-zone histories; *International Geology Review*, v. 36, p. 213-237.

**Ghent, E. D., Stout, M. Z., and Erdmer, P.**

1993: Pressure-temperature evolution of lawsonite-bearing eclogites, Pinchi Lake, British Columbia; *Journal of Metamorphic Geology*, v. 11, p. 279-290.

**Grant, S. M.**

1988: Diffusion models for corona formation in metagabbros from the western Grenville Province, Canada; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 49-63.

**Gurney, J. J. and Harte, B.**

1980: Chemical variations in upper mantle nodules from southern African kimberlites; *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, v. 297A, p. 273-293.

**Hanmer, S., Parrish, R., Williams, M., and Kopf, C.**

1994: Striding-Athabasca mylonite zone: complex Archean deep-crustal deformation in the East Athabasca mylonite triangle, northern Saskatchewan; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 31, p. 1287-1300.

**Hibbard, J.**

1983: Geology of the Baie Verte Peninsula, Newfoundland; Newfoundland Department of Mines and Energy Memoir 2, 279 p.

**Indares, A.**

1992: Eclogitized metagabbros from the western Grenville Province-Timiskaming area; Lithoprobe: Abitibi-Grenville Project, Report 25, p. 119-120.

1993: Eclogitized gabbros from the eastern Grenville Province: textures, metamorphic context, and implications; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 159-173.

1994: Lithotectonic characteristics of the eclogite-bearing Manicouagan Shear Belt, Eastern Grenville Province; Lithoprobe: Abitibi-Grenville Project, Report 41, p. 83-85.

**LeCheminant, A.N. et Bédard, J.H.**

1996: Diamants associés aux complexes ultramafiques et aux placers dérivés ; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 175-181.

**Li, S., Xiao, Y., Liou, D., Chen, Y., Ge, N., Zhang, Z., Sun, S., Cong, B., Zhang, R., Hart, S., and Wang, S.**

1993: Collision of the North China and Yangtze blocks and formation of coesite-bearing eclogites: timing and processes; *Chemical Geology*, v. 109, p. 89-111.

**Luth, R. W.**

1993: Diamonds, eclogites, and the oxidation state of the Earth's mantle; *Nature*, v. 261, p. 66-68.

**Okay, A. I., Xu, S., and Sengor, A. M. C.**

1989: Coesite from the Dabie Shan eclogites, central China; *European Journal of Mineralogy*, v. 1, p. 595-598.

**Ogasawara, Y., Liou, J. G., and Zhang, R.**

1994: Calculated phase equilibria for UHP metamorphism in the model system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-C-O<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O with special remarks on stabilities of magnesite-, talc- and diamond-bearing assemblages; *Transactions of the American Geophysical Union*, v. 75, p. 743.

**Read, P. B., Woodsworth, G. J., Greenwood, H. J., Ghent, E. D., and Evenchick, C. A.**

1991: Metamorphic map of the Canadian Cordillera; Geological Survey of Canada, Map 1714A.

**Sanborn-Barrie, M.**

1994: Structural investigation of high-grade rocks of the Kramanitar complex, Baker Lake area, Northwest Territories; in Current Research 1994-C; Geological Survey of Canada, p. 121-133.

**Shatsky, V. S., Jagoutz, E., Kozmenko, O. A., Blinichik, T. M., and Sobolev, N. V.**

1993: Age and genesis of eclogites from the Kokchetav Massif (northern Kazakhstan); *Russian Geology and Geophysics*, v. 34, p. 40-50.

**Shutong, X., Okay, A. I., Shouyuan, J., Sengor, A. M. C., Wen, S., Yican, L., and Laili, J.**

1992: Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for tectonic setting; *Science*, v. 256, p. 80-82.

**Sinha, A. K., Fisher, G. W., Trzcieski, W. E., and Labelle, G.**

1993: Preliminary digital plutonic-metamorphic map of the North American Caledonides; *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 25, p. A583.

**Smith, D. C.**

1984: Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics; *Nature*, v. 310, p. 641-644.

**Snoeyenbos, D. R., Williams, M. L., and Hanmer, S.**

1995: An Archean eclogite facies terrane in the western Canadian shield; *European Journal of Mineralogy*, v. 7, p. 1251-1272.

**Sobolev, N. V. and Shatsky, V. S.**

1990: Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation; *Nature*, v. 343, p. 742-745.

**Wang, X., Liou, J. G., and Mao, H. K.**

1989: Coesite-bearing eclogites from the Dabie Mountains in central China; *Geology*, v. 17, p. 1085-1088.

**Wang, X., Liou, J. G., and Maruyama, S.**

1992: Coesite-bearing eclogites from the Dabie Mountains, central China: petrogenesis, P-T paths, and implications for regional tectonics; *Journal of Geology*, v. 100, p. 231-250.

**Wheeler, J.O., Hoffman, P.F., Card, K.D., Davidson, A., Okulitch, A.V., Sanford, B.V. et Roest, W. (comp.)**

sous presse: Carte géologique du Canada; Commission géologique du Canada, Carte 1860A, échelle 1:5 000 000.

**Wiens, D. A., McGuire, J. J., and Shore, P. J.**

1993: Evidence for transformational faulting from a deep double seismic zone in Tonga; *Nature*, v. 364, p. 790-793.

**Yang, J., Godard, G., Kienast, J.-R., Lu, Y., and Sun, J.**

1993: Ultrahigh-pressure (60 kbar) magnesite-bearing garnet peridotites from northeastern Jiangsu, China; *Journal of Geology*, v. 101, p. 541-554.

**Zhang, R. Y. and Liou, J. G.**

1994: Significance of magnesite paragenesis in ultrahigh-pressure metamorphic rocks; *American Mineralogist*, v. 79, p. 397-400.

# Les diamants d'impact

R.A.F. Grieve et V.L. Masaitis

Grieve, R.A.F. et Masaitis, V.L., 1996: *Les diamants d'impact; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 189-192.*

---

## INTRODUCTION

Les diamants d'impact, tout comme les autres polymorphes de haute pression des divers minéraux silicatés, se forment sous l'effet du passage d'une onde de choc. Le premier indice de l'existence de diamants d'impact fut la découverte en 1960, dans des gîtes placériens en Ukraine, de diamants contenant de la lonsdaléite, autre polymorphe (hexagonal) de haute pression du carbone; mais leur origine était alors inconnue. Au cours des années 70, des diamants renfermant de la lonsdaléite ont été découverts dans les roches impactées de la structure d'impact de Popigai, en Russie. De tels diamants ont depuis lors été observés dans diverses autres structures d'impact, notamment à Kara, Puchezh-Katunki et Ternovka en Russie, Ries en Allemagne et Zapadnaya en Ukraine (figure 1). Les diamants d'impact diffèrent à certains égards des diamants de kimberlite; on trouvera dans Masaitis (1993) et dans les références qui y sont citées des données sur leur morphologie, leurs propriétés physiques et leur composition isotopique. Les études, d'ailleurs en nombre relativement modeste, ont été poursuivies presque uniquement par des chercheurs de l'ex-URSS.

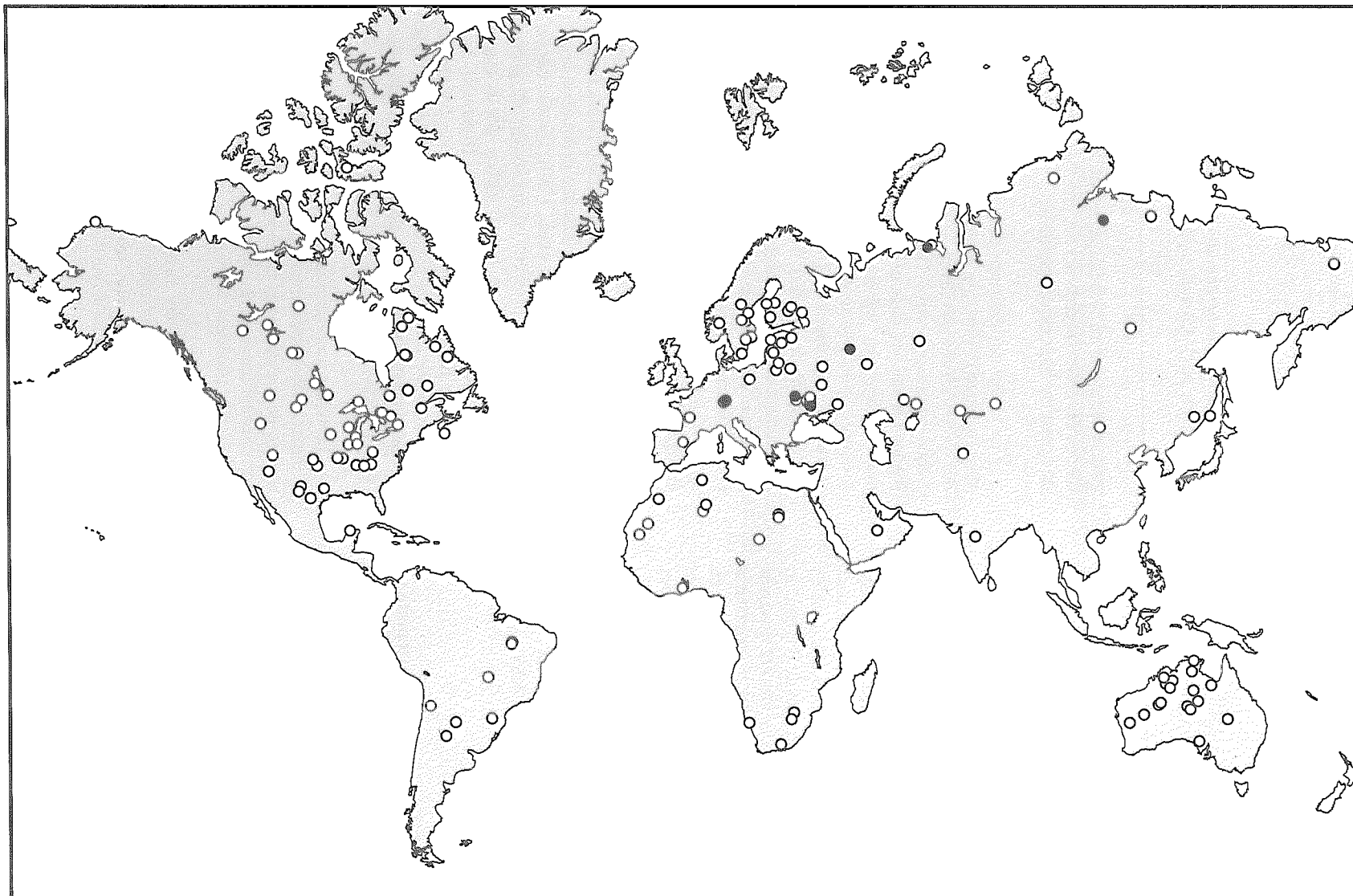
## ORIGINE

La formation des diamants d'impact résulte de transitions de phase survenant lorsque des substances carbonées (graphite ou charbon) sont soumises à des pressions d'impact  $\geq 30$  GPa (300 kbar). Les diamants d'impact issus de graphite dans des cibles cristallines se rencontrent généralement sous forme de paramorphes, puisqu'ils qu'ils présentent des caractéristiques cristallographiques héritées (Masaitis et al., 1990; Val'ter et al., 1992). Ils apparaissent en général sous forme d'agrégats microcristallins pouvant atteindre 1 cm de longueur et composés de diamant cubique et de lonsdaléite, les microcristaux individuels mesurant quelque  $10^{-4}$  cm. Les diamants d'impact dérivés du charbon ou d'une autre matière carbonée sédimentaire sont généralement poreux, blancs, noirs ou bruns et ont

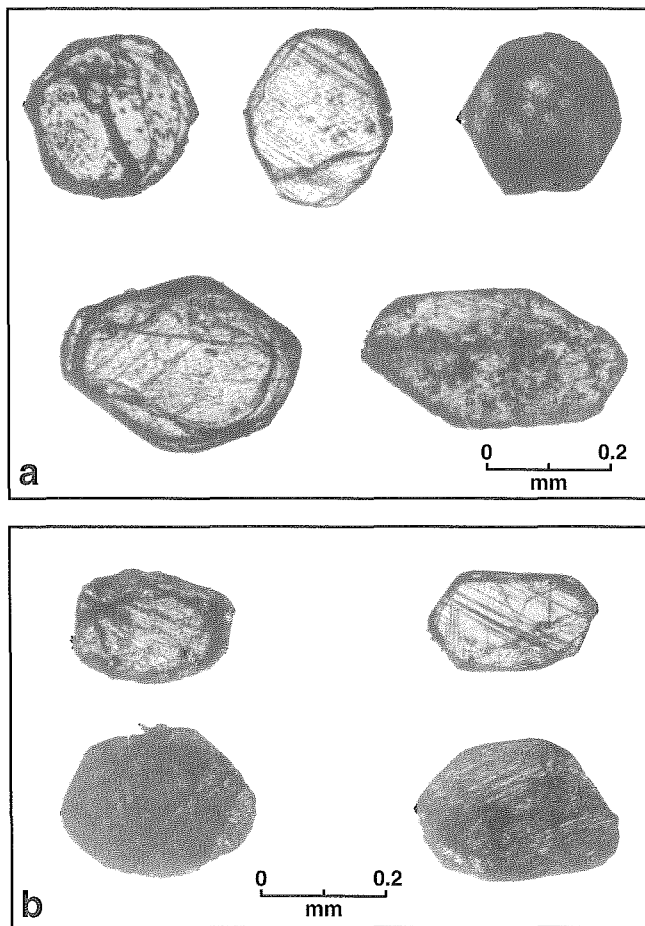
parfois une structure biogénique en palimpseste, c'est-à-dire qu'ils conservent certaines des propriétés structurales de la matière biologique originelle.

La teneur des diamants dans les cratères d'impact atteint quelque 10 carats par tonne; ils s'y présentent dans des roches allochtones diverses. Ils apparaissent le plus fréquemment sous forme d'inclusions dans des produits fondus par impact, dans des clastes de produits fondus des brèches de suévite et dans des dykes de pseudotachylite. Ainsi, dans la structure de 3,8 km de diamètre de Zapadnaya, en Ukraine, ils se rencontrent au sein de dykes de produits fondus par impact, dans le soulèvement central et dans des brèches de suévite de la dépression périphérique. La structure de Zapadnaya dérive d'un granite protérozoïque graphitique (Gurov et al., 1985). Dans la structure de 100 km de diamètre de Popigai, la brèche allochtone remplissant la dépression périphérique est couronnée par des suévites diamantifères et par des masses cohérentes de produits fondus par impact. La plus étendue de ces masses de produits fondus affleure sur 10 à 15 km parallèlement à la direction et est épaisse de 500 m (Masaitis et al., 1980). Dans le cas de Popigai, le carbone provient originellement de gneiss archéens graphitiques; on trouve parfois des diamants aussi dans des gneiss percutés in situ (figure 2). Les diamants de Kara en Russie, structure de 65 km de diamètre, se rencontrent également dans des produits fondus, le carbone provenant de sédiments terrigènes permien renfermant du charbon (Ezkerskii, 1982).

La répartition des diamants au sein des structures d'impact individuelles et des produits fondus et des masses de suévite individuels peut être irrégulière. Ils apparaissent dans des rayons ou des zones émanant des régions où abondent le plus les roches initialement carbonées (Masaitis, 1993). Ils tendent en outre à se concentrer de manière radiale. Près du centre de la structure, des températures élevées postérieures à l'impact provoquent une oxydation plus rapide des diamants. En revanche, à une distance critique du centre, les pressions dues à l'impact sont insuffisantes pour provoquer la transformation de phase en diamants. Leur



*Figure 1. Localisation des structures d'impact terrestres connues actuellement (cercles vides). Les structures contenant des diamants d'impact sont indiquées au moyen de cercles pleins.*



**Figure 2.** Photomicrographies de diamants récupérés dans: *a*) la structure d'impact de Popigai et *b*) la structure d'impact de Ries.

conservation est favorisée par le refroidissement des produits fondus d'impact. Lorsque le refroidissement de la matrice des produits fondus est relativement lent, les diamants présentent des indices de graphitisation et d'oxydation. Malgré qu'aujourd'hui les diamants associés aux structures d'impact connues ne soient pas exploités commercialement, ceux qui sont issus de la transformation par impact du graphite présentent certains avantages d'ordre technique par rapport aux diamants kimberlitiques; en effet, ils sont en général plus durs et plus résistants à la cassure grâce à leur structure polycristalline, qui combine éléments cubiques et hexagonaux.

À ce jour aucune des 26 structures d'impact connues au Canada n'a fait l'objet de recherches sur les diamants d'impact (figure 1). Un bon candidat à cet égard est la structure de Deep Bay, en Saskatchewan, dont le diamètre est de 13 km; les roches cibles y consistent en partie en gneiss graphitiques à lentilles contenant une

proportion de graphite estimée à 25 % (Innes et al., 1964). Un autre candidat possible est la structure de Sudbury, en Ontario, initialement de quelque 250 km de diamètre. Dans ce cas, la Formation d'Onaping, épaisse de 1,8 km, est essentiellement une brèche de suéville contenant ~ 0,5 à 1,0 % de carbone. On a récemment identifié quelques parties par million de fullerènes ( $C_{60}$  et  $C_{70}$ ) dans la Formation d'Onaping (Becker et al., 1994). Les fullerènes se forment sous d'intenses températures et pressions, et leur présence dans cette formation est liée à l'impact de Sudbury il y a 1,85 Ga. La source du carbone est inconnue; il peut provenir du corps céleste incident (Becker et al., 1994). On a également observé des fullerènes dans des dépôts de la limite Crétacé/Tertiaire (K/T) (Heymann et al., 1994). On a en outre trouvé des diamants dans des dépôts de la limite K/T en Alberta (Carlisle et Braman, 1991). Leur taille est inférieure à  $5 \times 10^{-7}$  cm, et ils représentent actuellement les seuls diamants connus au Canada qui soient associés à un impact.

### CARBONADOS

Les carbonados sont des agrégats de diamant polycristallins irréguliers que l'on rencontre dans les placers et les roches faiblement métamorphiques. Ils se rencontrent en Australie, au Brésil, en Russie, en Afrique du Sud, en Ukraine, au Venezuela, en République Centrafricaine et au Zaïre; ils sont utilisés à des fins industrielles (Trueb et de Wys, 1971; Kaminsky et al., 1978; Kaminsky, 1994). Les carbonados sont associés à des paragenèses crustales et ne sont pas apparentés aux kimberlites. Certains des premiers diamants d'impact découverts, connus sous le nom de yakoutites, et qu'on trouve dans des placers dans le nord de la Yakoutie, en Russie, ont d'abord été classifiés comme une forme de carbonado (Orlov et Kaminsky, 1981), ce qui a engendré une certaine confusion. L'origine des carbonados reste incertaine, mais leur légèreté isotopique, leur contenu en gaz inertes, les abondances relatives de leurs terres rares et leurs paragenèses associées indiquent qu'ils proviennent d'une source crustale (Shibata et al., 1993). La grande diversité des gisements de carbonado quant à leur paragenèse laisse supposer qu'ils sont issus de sources variées. Cette diversité de sources et la présence apparente de lonsdaléite ont amené Smith et Dawson (1985) à proposer l'hypothèse que les carbonados ont été formés au Précambrien par impact dans des roches carbonées. L'association apparente avec la lonsdaléite, polymorphe de haute pression, est liée à la découverte originelle de la yakoutite (Kaminsky, 1994). Il n'y a pas d'indices de métamorphisme de choc dans les minéraux associés des carbonados. À l'heure actuelle, l'impact doit

être considéré comme une hypothèse relativement peu vraisemblable pour la genèse des carbonados. L'hypothèse la plus généralement admise suppose que la formation des carbonados résulte de l'irradiation de carbone organique par des particules de haute énergie en milieu très uranifère (Kaminsky, 1994; Shibata et al., 1993).

## RÉFÉRENCES

- Becker, L., Bada, J.L., Winans, R.E., Hunt, J.E., Bunch, T.E., and French, B.M.**  
1994: Fullerenes at the 1.85 billion-year-old Sudbury impact site; *Science*, v. 265, p. 642-645.
- Carlisle, D.B. and Braman, D.R.**  
1991: Nanometre-size diamonds in Cretaceous/Tertiary boundary clay of Alberta; *Nature*, v. 352, p. 708-709.
- Ezkerskii, V.A.**  
1982: Impact-metamorphosed carbonaceous matter in impactites (in Russian); *Meteoritika*, v. 41, p. 134-140.
- Gurov, E.P., Melnychuk, E.V., Metalidi, S.V., Ryabenko, V.A., and Gurova, E.P.**  
1985: The characteristics of the geological structure of the eroded astrobleme in the western part of the Ukrainian Shield (in Ukrainian); *Dopovidi Akademii Nauk Ukrainy Ukrainy Sotsialnoyi Respubliki, Seriya B*, v. 43, p. 8-11.
- Heymann, D., Chibante, L.P.F., Brooks, R.R., Wolbach, W.S., and Smalley, R.E.**  
1994: Fullerenes in the Cretaceous-Tertiary boundary layer; *Science*, v. 265, p. 645-647.
- Innes, M.J.S., Pearson, W.J., and Geuer, J.W.**  
1964: The Deep Bay crater; *Publication of the Dominion Observatory*, v. 31, p. 19-52.
- Kaminsky, F.V.**  
1994: Carbonado and Yakutite: Properties and possible genesis; in *Proceedings of Fifth International Kimberlite Conference, Diamonds: Characterization, Genesis and Exploration*, H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos (ed.), v. 2; *Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Special Publication 1/B*, p. 136-143.
- Kaminsky, F.V., Klyuyev, Yu.A., Prokopchuk, B.I., Shekeka, S.A., Smirnov, S.A., and Ivanovskaya, I.N.**  
1978: First carbonado and new ballas find in the Soviet Union (in Russian); *Doklady Akademii Nauk SSSR, Earth Sciences Section*, v. 242, p. 152-155.
- Masaitis, V.L.**  
1993: Diamantiferous impactites, their distribution and petrogenesis (in Russian); *Regional Geology and Metallogeny*, v. 1, p. 121-134.
- Masaitis, V.L., Danilin, A.I., Mashchak, M.S., Raikhlin, A.I., Selivanovskaya, T.V., and Shadenkov, E.M.**  
1980: *The Geology of Astroblemes* (in Russian); Nedra Press, Leningrad, 231 p.
- Masaitis, V.L., Shafranovsky, G.I., Ezersky, V.A., and Reshetnyak, N.B.**  
1990: Impact diamonds from ureilites and impactites (in Russian); *Meteoritika*, v. 49, p. 180-195.
- Orlov, Yu.L. and Kaminsky, F.V.**  
1981: A new (X1) variety of polycrystalline diamond aggregates - "carbonado with lonsdaleite (in Russian); *Doklady Akademii Nauk SSSR*, v. 259, p. 459-461.
- Shibata, K., Kamioka, H., Kaminsky, F.V., Koptil, V.I., and Svisero, D.P.**  
1993: Rare earth element patterns of carbonado and Yakutite: Evidence for their crustal origin; *Mineralogical Magazine*, v. 57, p. 607-611.
- Smith, J.V. and Dawson, J.B.**  
1985: Carbonado: Diamond aggregates from early impacts of crustal rocks?; *Geology*, v. 13, p. 342-343.
- Trueb, L.F. and de Wys, E.C.**  
1971: Carbon from Ubangi-A microstructural study; *American Mineralogist*, v. 56, p. 1252-1268.
- Val'ter, A.A., Eremenko, G.K., Kwasnitsa, V.N., and Polkanov, Yu.A.**  
1992: *Shock Metamorphosed Carbon Minerals* (in Russian); Nauk Press, Kiev, p. 171.



## PARTIE 2: EXPLORATION DU DIAMANT DANS LES TERRAINS ENGLACÉS

### Introduction

R.N.W. DiLabio

*DiLabio, R.N.W., 1996: Partie 2: Exploratoir du diamant dans les terrains englacés - Introduction; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p.193-195.*

Au Canada, l'exploration du diamant a été freinée par l'absence de méthodes d'exploration directement utilisables dans les terrains englacés. La plupart des méthodes reposant sur la recherche de minéraux indicateurs ou la signature géochimique des kimberlites ont été mises au point dans les régions non englacées du monde. Elles peuvent s'avérer inefficaces ou trompeuses lorsqu'on les applique à des régions englacées où la provenance des sédiments superficiels est régie par la dispersion glaciaire, ce qui a pour effet de rendre ardues la conception des échantillonnages et l'interprétation subséquente des résultats. Même s'il existe de nombreux documents de recherche sur l'exploration de l'or et des métaux communs basée sur les sédiments glaciaires comme matériau d'échantillonnage (p. ex. Coker et DiLabio, 1989; DiLabio et Coker, 1989), il n'avait été publié jusqu'à tout récemment que quelques documents pertinents sur la recherche du diamant au Canada (Brummer et al., 1992a, b). Les tentatives faites à la fin du siècle dernier pour trouver la source des diamants médiocontinentaux découverts dans des sédiments glaciaires ont mis en relief les problèmes sous-jacents à cette recherche et l'on a attribué au transport glaciaire la répartition des découvertes de diamants (Hobbs, 1899). Beaucoup plus tard, Lee (1965, 1968) a montré que le pyrope récupéré dans les sédiments d'esker près de Kirkland Lake (Ontario) pouvait être retracé en amont-glaciaire jusqu'au socle kimberlitique. Récemment, la région de Kirkland Lake est redevenue le point central des études visant à élaborer et à affiner les méthodes d'exploration (McClenaghan, 1996). Dans les nouvelles régions d'exploration active du diamant, la recherche sur les méthodes de prospection dans les sédiments glaciaires se poursuit (Ward et al., 1996; Garrett et Thorleifson, 1996) et on a testé les méthodes d'exploration biogéochimique pour trouver les cheminées de kimberlite à plusieurs sites (Dunn et McClenaghan, 1996).

L'élément le plus important des terrains englacés qui nuit à l'exploration basée sur la minéralogie ou la géochimie des sédiments glaciaires est la provenance

exotique de ces sédiments. Le socle est érodé par le glacier et les parties arrachées sont dispersées au loin de leur source le long des lignes d'écoulement glaciaire qui peuvent suivre les pentes régionales, traverser les zones de partage, changer de direction durant un cycle glaciaire et dévier nettement des réseaux de drainage post-glaciaires. Par exemple, Veillette et McClenaghan (1995) ont montré que l'écoulement glaciaire durant la dernière glaciation dans la région d'Abitibi-Témiscamingue en Ontario et au Québec où l'on dénombre plusieurs kimberlites, était dans la direction contraire de l'écoulement des cours d'eau actuels dans la région. De plus, les trajectoires empruntées par le glacier se sont déplacées de 180 °C durant la glaciation. Par conséquent, il est essentiel de connaître l'histoire de l'écoulement dans toute région explorée pour que la distribution cartographiée des minéraux indicateurs puisse être retracée vers l'amont-glaciaire jusqu'à sa source dans le socle. La figure 1 contient une carte généralisée des formes dues à l'écoulement glaciaire durant la dernière glaciation. La séquence de l'écoulement glaciaire n'y est pas tracée de façon détaillée; les déplacements de l'écoulement glaciaire ne peuvent pas être figurés à l'échelle de cette carte. On peut obtenir la carte détaillée des séquences de l'écoulement glaciaire dans de nombreuses régions du pays, en particulier dans celles où l'on a découvert des diamants (et autres substances utiles) (Veillette et McClenaghan, 1995; Ward et al., 1994).

### RÉFÉRENCES

- Brummer, J.J., MacFayden, D.A., and Pegg, C.C.**  
1992a: Discovery of kimberlites in the Kirkland Lake area, northeastern Ontario, Part I: Early surveys and surficial geology; *Exploration and Mining Geology*, v. 1, p. 339-350.  
1992b: Discovery of kimberlites in the Kirkland Lake area, northeastern Ontario, Part II: Kimberlite discoveries, sampling, diamond content, ages and emplacement; *Exploration and Mining Geology*, v. 1, p. 351-370.

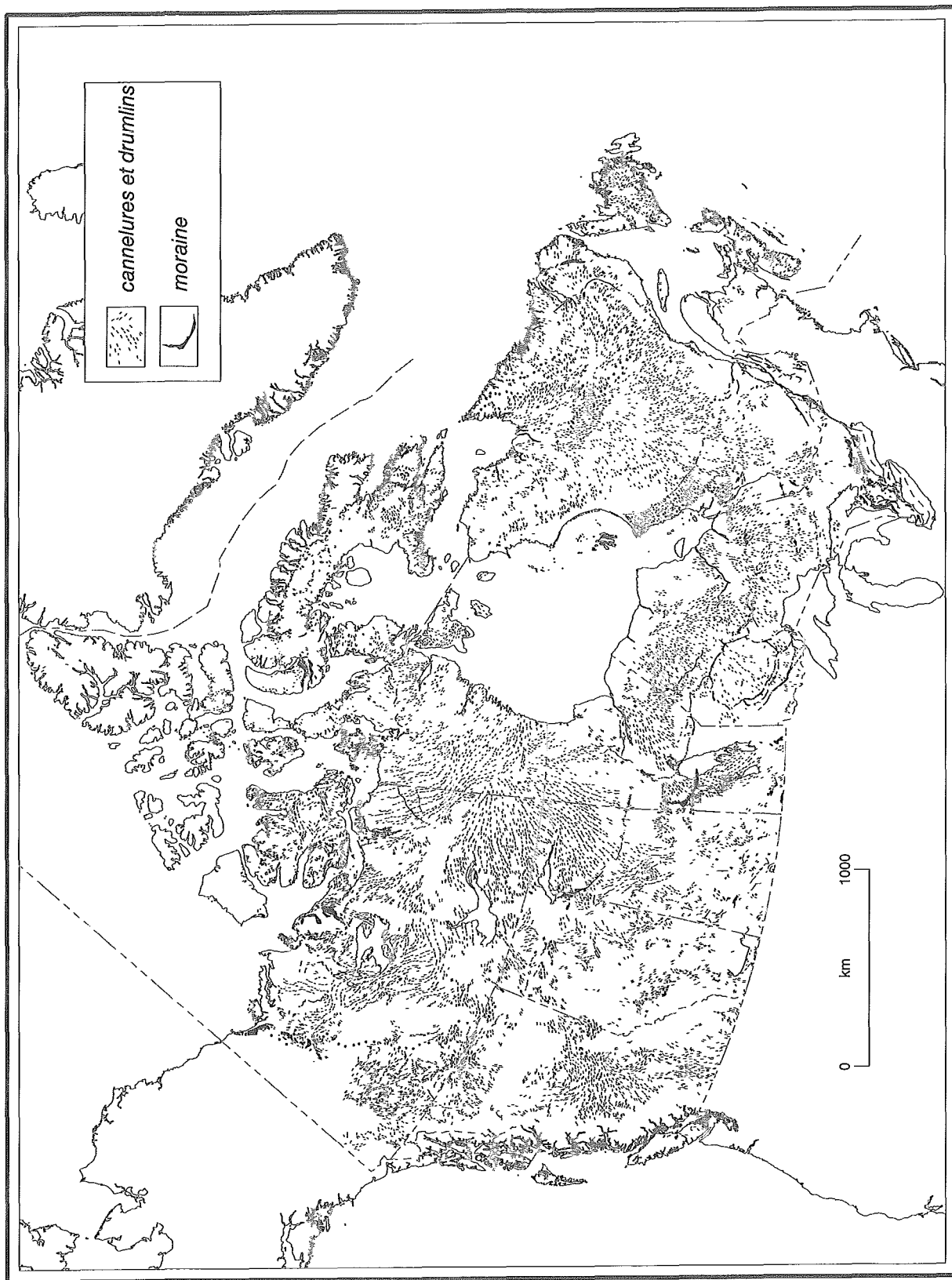


Figure 1. Écoulements glaciaires au Canada (d'après Fulton, 1995).

**Coker, W.B. and DiLabio, R.N.W.**

1989: Geochemical exploration in glaciated terrain - geochemical responses; in Exploration '87, G.D. Garland (ed.); Ontario Geological Survey, Special Volume 3, p. 336-383.

**DiLabio, R.N.W. and Coker, W.B.**

1989: Drift Prospecting; Geological Survey of Canada, Paper 89-20, 169p.

**Dunn, C.E. et McClenaghan, M.B.**

1996: Études biogéochimiques des kimberlites; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 225-229.

**Fulton, R.J.**

1995: Surficial materials of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1880A.

**Garrett, R.G. et Thorleifson, L.H.**

1996: Minéraux indicateurs de la kimberlite et reconnaissance géochimique du sol dans la région des Prairies canadiennes; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 211-218.

**Hobbs, W.H.**

1899: The diamond field of the Great Lakes; Journal of Geology, v. 7, p. 375-388.

**Lee, H.A.**

1965: (1) Investigation of eskers for mineral exploration, (2) Buried valleys near Kirkland Lake, Ontario; Geological Survey of Canada, Paper 65-14, 20p.

1968: An Ontario kimberlite occurrence discovered by application of the glaciofocus method to a study of the Munro esker; Geological Survey of Canada, Paper 68-7, 3p.

**McClenaghan, M.B.**

1996: Géochimie et minéralogie (minéraux indicateurs) des dépôts d'origine glaciaire sus-jacents à des kimberlites à Kirkland Lake (Ontario); dans La recherche des diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 219-224.

**Veillette, J.J. and McClenaghan, M.B.**

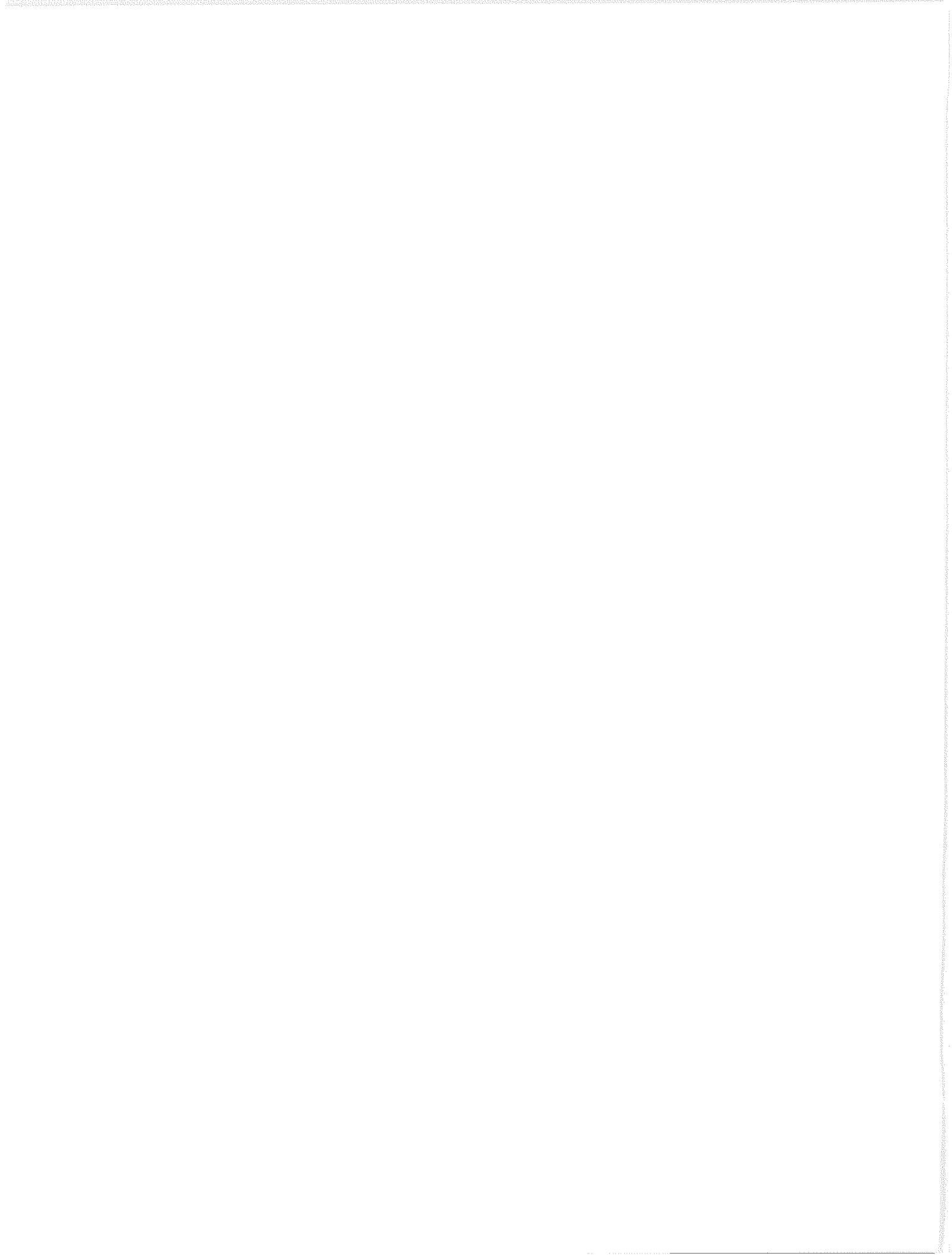
1995: Sequence of ice flow in the Abitibi-Timiskaming region; implications for mineral exploration and dispersal of carbonate, Quebec and Ontario; Geological Survey of Canada, Open File 3033.

**Ward, B.C, Dredge, L.A., and Kerr, D.E.**

1994: Ice flow indicators, Winter Lake (86 A), Lac de Gras (76 D), and Aylmer Lake (76 C), District of Mackenzie, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Open File 2808.

**Ward, B.C., Dredge, L.A., Kerr, D.E. et Kjarsgaard, I.M.**

1996: Minéraux indicateurs de la kimberlite dans les dépôts glaciaires, région du lac de Gras, T.N.-O.; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 197-201.



# Minéraux indicateurs de la kimberlite dans les dépôts glaciaires, région du lac de Gras, T.N.-O.

B.C. Ward, L.A. Dredge, D.E. Kerr et I.M. Kjarsgaard

Ward, B.C., Dredge, L.A., Kerr, D.E. et Kjarsgaard, I.M., 1996: *Minéraux indicateurs de la kimberlite dans les dépôts glaciaires, région du lac de Gras, T.N.-O.*; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 197-201.

## INTRODUCTION

La composante du Programme national de cartographie (CARTNAT) dans la Province des Esclaves de la Division de la science des terrains est centrée sur une région où l'on a récemment découvert de nombreuses kimberlites diamantifères. Les travaux de cartographie des matériaux superficiels et les études connexes visent à produire un cadre régional pour l'interprétation géologique qui facilitera la planification de l'utilisation des terres et les études géotechniques, l'évaluation des incidences environnementales et la prospection des dépôts glaciaires à court et à long termes. Les aspects liés à l'exploration du diamant consistent, entre autres, à déterminer la nature et la répartition des matériaux superficiels, interpréter les directions de l'écoulement glaciaire et les configurations de dispersion, analyser les minéraux indicateurs de la kimberlite et mesurer les concentrations des éléments traces caractéristiques de la kimberlite dans les sédiments glaciaires. À partir de ces études, on a établi les configurations régionales et les concentrations de fond des minéraux indicateurs de la kimberlite (Dredge et al., 1995; Kerr et al., 1995; Ward et al., 1995). Ces travaux fournissent des données de référence aux sociétés ayant entrepris l'exploration du diamant dans la Province des Esclaves et dans d'autres régions englacées. On a terminé la cartographie et l'échantillonnage de la géologie superficielle dans les régions correspondant aux cartes (1/250 000) du SNRC suivantes : 86A, 86H, 86I, 76C, 76D et 76E S1/2. Il est possible d'obtenir les cartes et les rapports sur la géochimie des tills produits au cours des travaux sur le terrain de 1992 et 1993 (Dredge et al., 1994a, b, c; Kerr et al., 1994a, b et sous presse; Rampton et Thomas, 1993; Thomas et al., 1993; Ward et al., 1994a, b, c et sous presse). Les résultats provisoires des recherches réalisées en 1995 dans les régions cartographiques de Kikerk Lake et Coppermine (SNRC 86P et 86O E1/2) sont résumés dans Kerr et al. (1996), et deux cartes paraîtront dans les dossiers publics de la CGC au milieu de 1996. Les résultats suivants portent spécifiquement

sur la région du lac de Gras (76C, D et 86A), cible actuelle de l'exploration du diamant.

Dans des excavations peu profondes, on a prélevé 194 échantillons de till de 10 kg pour analyser leurs grains de minéraux et on a analysé 500 échantillons additionnels plus petits pour analyser la géochimie de leurs éléments traces. Les concentrés de minéraux lourds ont été extraits des échantillons en vrac pour récupérer les minéraux indicateurs de la kimberlite (pyrope, grenat écolitique, diopside chromifère, ilménite magnésienne, chromite et corindon) dans les fractions de 0,25 à 0,50 mm et de 0,50 à 1,00 mm. Au moyen de la sonde électronique, on a analysé tous les grains indicateurs potentiels (J. Stirling et Pringle, 1996). La morphologie des grains de pyrope a été examinée avec la microsonde électronique à balayage de la CGC (Dredge et al., 1996a).

## CONCENTRATIONS DES MINÉRAUX INDICATEURS

### *Configurations régionales*

La distribution régionale des minéraux indicateurs de la kimberlite varie considérablement et les concentrations de fond oscillent entre 0 dans la région du lac Aylmer à 7 à 10 dans la région du lac Winter, à plus de 15-20 dans la portion septentrionale de la région du lac de Gras (figure 1). La distribution peut s'expliquer par l'histoire de l'écoulement glaciaire et les principales zones de kimberlites connues dans la région. Les échantillons contenant la plus forte concentration de minéraux indicateurs proviennent de zones soit adjacentes à des groupes de cheminées de kimberlites ou en aval-glaciaire de celles-ci dans la portion septentrionale de la région du lac de gras (76D). La zone où les concentrations de minéraux indicateurs sont les moins élevées est celle du lac Aylmer qui se trouve en amont-glaciaire de la plupart des kimberlites connues. L'abondance des échantillons renfermant une faible concentration de minéraux indicateurs dans la région du lac Winter (86A) peut être

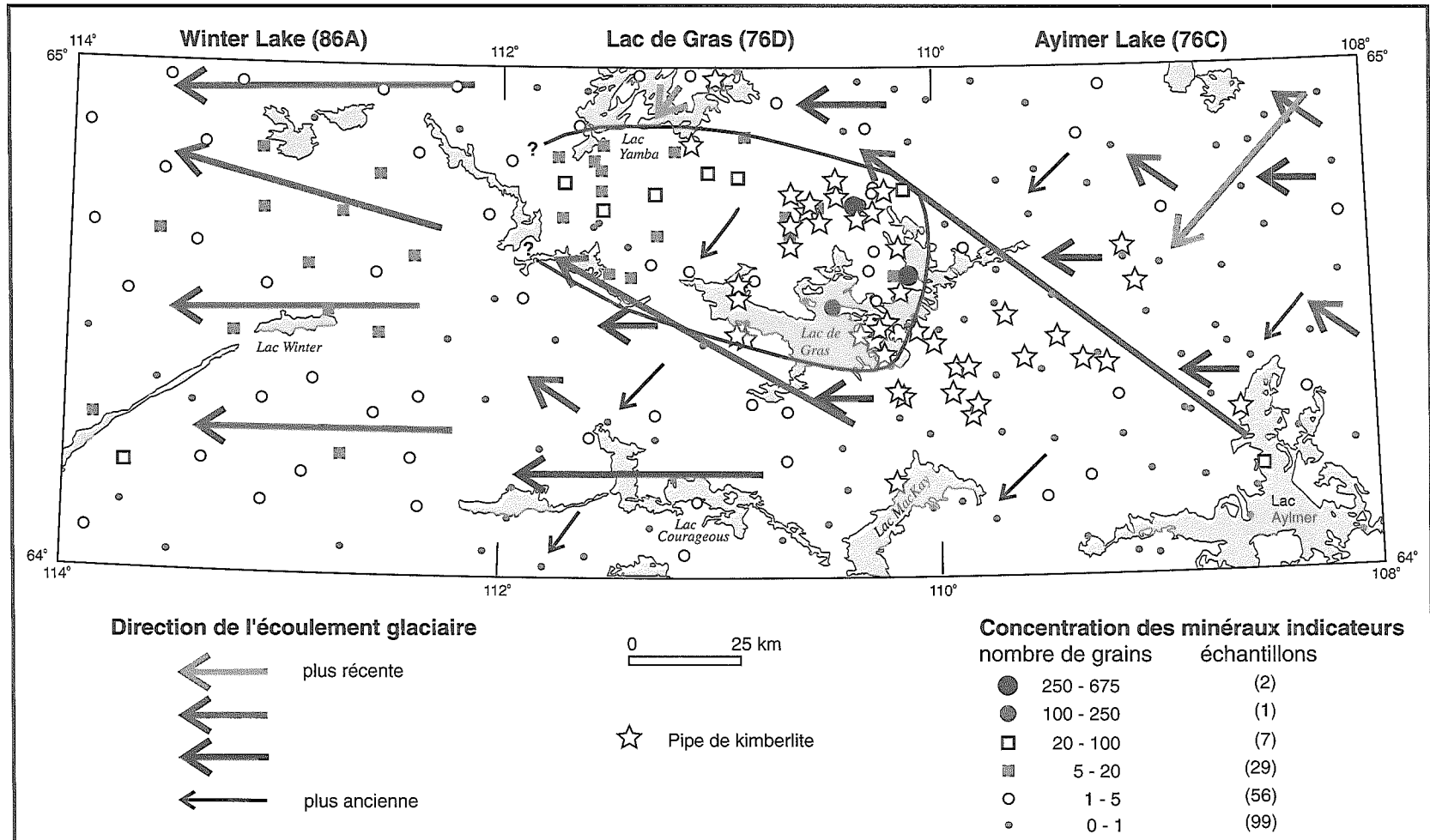


Figure 1. Distribution de tous les minéraux indicateurs de la kimberlite dans la fraction 0,25 à 0,5 mm. Le panache de dispersion du lac de Gras est délimité par la ligne solide. Les directions de l'écoulement glaciaire sont modifiées d'après Ward et al., (1994b) et les âges relatifs sont déterminés par les relations d'entrecroisement entre les stries. Les flèches les plus longues représentent l'écoulement dominant d'une région, qui est à l'origine de la grande partie du transport des débris glaciaires. L'emplacement des cheminées de kimberlite est d'après Pell (1995).

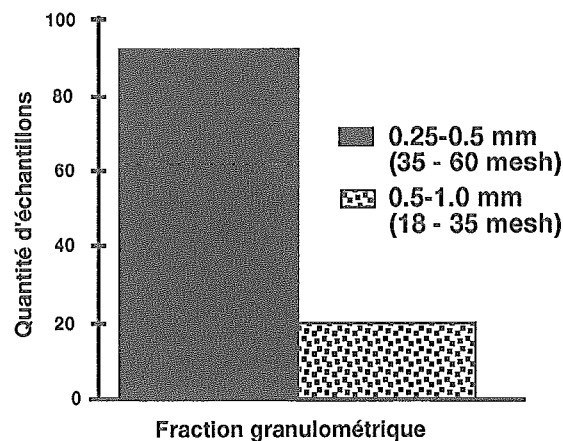
attribuable à la dispersion glaciaire à partir des kimberlites à l'est. L'évolution de l'écoulement glaciaire établie dans cette région indique une phase précoce d'écoulement vers le sud-ouest et vers l'ouest qui peut être à l'origine de cette dispersion diffuse à partir du champ de kimberlites du lac de Gras. L'identification des anomalies devient ardue puisque l'on peut s'attendre à ce que la plupart des échantillons contiennent quelques minéraux indicateurs. Cependant, un échantillon prélevé au sud-ouest de lac Winter et contenant près de 100 minéraux indicateurs est nettement anomal.

La zone correspondant aux plus fortes concentrations du nombre total de minéraux indicateurs et de pyropes a servi à définir informellement le panache de dispersion du lac de gras (figure 1). Ce panache traduit la signature combinée de toutes les cheminées dans la région et indique que le till peut servir d'outil d'exploration régional pour les groupes de cheminées de kimberlite. Sa forme allongée vers le nord-ouest correspond à la direction dominante du transport glaciaire. La densité des échantillons était trop faible pour résoudre les traînées de dispersion individuelles.

On observe une certaine variation de la distribution entre les différents minéraux indicateurs. On n'a presque pas trouvé de pyrope dans la région du lac Aylmer (76C), mais plusieurs échantillons contenaient des diopsides chromifères (>1 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Étant donné que certains diopsides ont une forte teneur en chrome (>1,4 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), ils indiquent probablement la présence de kimberlites, et l'absence de pyrope dénote des différences régionales dans les suites de minéraux lourds de la kimberlite. Cette prémisse s'appuie sur l'échantillon renfermant la plus forte concentration de minéraux indicateurs dans la région du lac Winter (86A) étant donné qu'il contient surtout des pyropes mais pas de diopsides chromifères.

### *Facteurs granulométriques*

Les concentrations totales de minéraux indicateurs variaient de 0 à >1000 grains par échantillon de 10 kg. La majorité des minéraux indicateurs étaient présents dans la fraction de 0,25 à 0,5 mm (35 - 60 mesh) (figure 2). Dans cette fraction, 95 des 194 échantillons contenaient des minéraux indicateurs selon l'analyse à la microsonde électronique. Dans la fraction 0,5 à 1,0 mm (18 - 35 mesh), seuls 22 échantillons contenaient des minéraux indicateurs. Ces données révèlent que les faibles anomalies passeront inaperçues si seuls les grains grossiers sont prélevés. Il deviendra de plus en plus important de prélever la fraction de 0,25 à 0,5 mm à mesure qu'avancera l'exploration et que toutes les traînées de dispersion les plus évidentes auront été découvertes.



*Figure 2. Fraction granulométrique des échantillons contenant des minéraux indicateurs.*

### *Types de minéraux*

La proportion relative des minéraux indicateurs dans l'ensemble des données (76C, 76D et 86 A) est ~73 % de pyropes, ~ 24 % de diopsides chromifères, ~ 2 % d'ilménites magnésiennes, ~ 1 % de chromites et <<1 % de grenats écolitiques. On observe des différences entre les différentes fractions granulométriques dans les proportions des minéraux (figure 3); cependant, puisqu'on n'a trouvé des minéraux indicateurs que dans 22 échantillons de la fraction 0,5 à 1,0 mm, cette donnée pourrait ne pas être représentative. Les résultats à ce jour affichent une proportion plus élevée de pyropes dans la fraction de 0,25 à 0,5 mm. Selon notre analyse, il s'agirait d'un produit de la fraction du pyrope primaire et de leur fracturation dans les kimberlites mères plutôt que le résultat d'une microdésintégration glaciaire.

### POTENTIEL EN DIAMANT

Presque tous les échantillons contenant un nombre appréciable de pyropes (> 20 grains) contiennent des grenats «G10» ou sub-calciques (figure 4). De tous les pyropes analysés, 3 % environ sont sub-calciques. Ces données indiquent que la plupart des kimberlites dans cette région renferment des xénolites et des xénocristaux provenant d'un manteau harzburgitique potentiellement diamantifère. Par ailleurs, deux grenats écolitiques seulement étaient contenus dans la centaine de grains potentiels analysés. L'absence virtuelle de grenats écolitiques pourrait être due à la difficulté d'identifier les grains dans les grenats crustaux de fond ou à un apport limité du manteau écolitique.

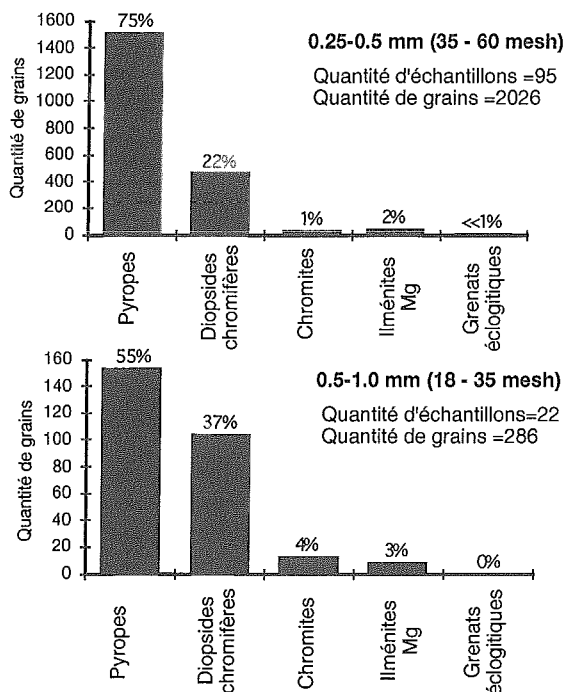


Figure 3. Proportion relative des minéraux indicateurs dans les deux fractions granulométriques examinées.

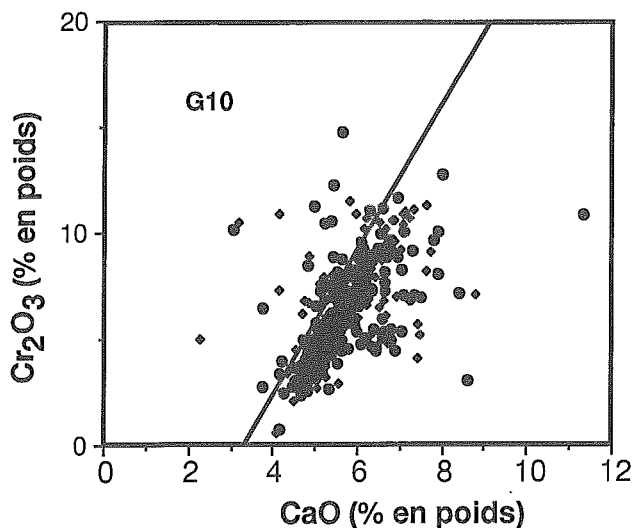


Figure 4. : Diagramme de  $Cr_2O_3$  en fonction de  $CaO$  pour un choix représentatif de pyropes à partir de l'ensemble de données. Le champ des grenats subcalciques ou « G10 » est défini par la ligne de 85 % de Gurney (1984).

La teneur en chrome dans les chromites fluctue considérablement et celles-ci peuvent être issues de roches non kimberlitiques. Les chromites sont les seuls

minéraux indicateurs présents dans plusieurs échantillons de la région du lac Aylmer (76C), ce qui accroît la probabilité des sources non kimberlitiques, comme les volcanites et les intrusions mafiques et les pyroxénites. Trois chromites à  $> 61\%$  de  $Cr_2O_3$  traversent le champ des inclusions du diamant (Fipke, 1989); cette composition augmente la possibilité de l'existence d'une source kimberlitique.

## RÉFÉRENCES

- Dredge, L.A., Ward, B.C., and Kerr, D.E.  
1994a: Glacial geology and implications for drift prospecting in the Lac de Gras, Winter Lake, and Aylmer Lake map areas, central Slave Province; in Current Research 1994-C; Geological Survey of Canada, p. 33-38.
- 1994b: Surficial geology, Aylmer Lake area, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Open File 2798 (1: 250 000 scale map).
- 1994c: Till geochemistry, Aylmer Lake, District of Mackenzie, NWT; Geological Survey of Canada, Open File 2867, 42p.
- Dredge, L.A., Kjarsgaard, I.M., Ward, B.C., Kerr, D.E., and Stirling, J.A.R.  
1995: Distribution and chemistry of kimberlite indicator minerals, Aylmer Lake map area (76C), Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Open File 3080, 81 p.
- Dredge, L.A., Ward, B.C. et Kerr, D.E.  
1996: Morphologie des grains de pyrope ayant subi un transport glaciaire et conservation de la kélyphite sur ces grains; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 203-209.
- Dredge, L.A., Ward, B.C., and Kerr, D.E.  
1996b: Quaternary geology, Aylmer Lake area, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Map 1867A with marginal notes (two sheets at 1: 125 000 scale).
- Fipke, C. E. (ed),  
1989: The development of advanced technology to distinguish between diamondiferous and barren diatreams; Geological Survey of Canada, Open File 2124, Part I, II, III, 1183p.
- Gurney, J.J.  
1984: A correlation between garnets and diamonds in kimberlite. in Kimberlite Occurrence and origin: A Basis for Conceptual Models in Exploration. Harris, P.G. and Glover, J.E. eds.; Geology Department and University Extensions, University of Western Australia, Publication 8, p. 143-146.



**Kerr, D.E., Ward, B.C., and Dredge, L.A.**

1994a: Surficial Geology, Winter Lake area; Geological Survey of Canada, Open File 2891 (1: 250 000 scale map).

1994b: Till geochemistry, Winter Lake area; Geological Survey of Canada, Open File 2908, 34p.

**Kerr, D.E., Kjarsgaard, I.M., Ward, B.C., Dredge, L.A., and Stirling, J.A.R.**

1995: Distribution and chemistry of kimberlite indicator minerals, Winter Lake map area (86A), Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Open File 3081, 78 p.

**Kerr, D., Dredge, L., and Ward, B.**

in press: Quaternary geology, Winter Lake area, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Map 1871A with marginal notes (1: 125 000 scale).

**Kerr, D.E., Wolfe, S.A., Ward, B.C., and Dredge, L.A.**

1996: Surficial sediments, permafrost, and geomorphic processes, Kikerk Lake and Coppermine map areas, west Kitikmeot, District of Mackenzie, Northwest Territories; in Current Research 1996-C; Geological Survey of Canada, p. 197-204.

**Pell, J.**

1995: Kimberlites and diamond exploration in the Central Slave Province, NWT (75M, N; 76C, D, E, F; 85P; 86A, H); Geology Division, Department of Indian and Northern Affairs, Yellowknife, EGS 1995-1 (one 1:500 000 scale map).

**Rampton, V. and Thomas, R.**

1993: Hepburn Island, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Open File 2662 (one 1: 125 000 scale map with marginal notes).

**Stirling, J.A.R. et Pringle, G.J.**

1996: Outils d'analyse: la microsonde électronique et le microscope électronique à balayage ; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 47-53.

**Thomas, R., Rampton, V., and Dredge, L.**

1993: Till geochemistry and ice flow indicators, Hepburn Island, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Open File 2668, 29 p.

**Ward, B. C., Dredge, L.A., and Kerr, D.E.**

1994a: Surficial geology of the Lac de Gras Area, Northwest Territories (76D); Geological Survey of Canada, Open File 2928 (1: 125 000 scale map).

1994b: Ice flow indicators, Winter Lake-Lac de Gras-Aylmer Lake, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Open File 2808 (one 1: 250 000 scale map).

1994c: Till geochemistry, Lac de Gras, District of Mackenzie, Northwest Territories (NTS 76 D); Geological Survey of Canada, Open File 2868, 42p.

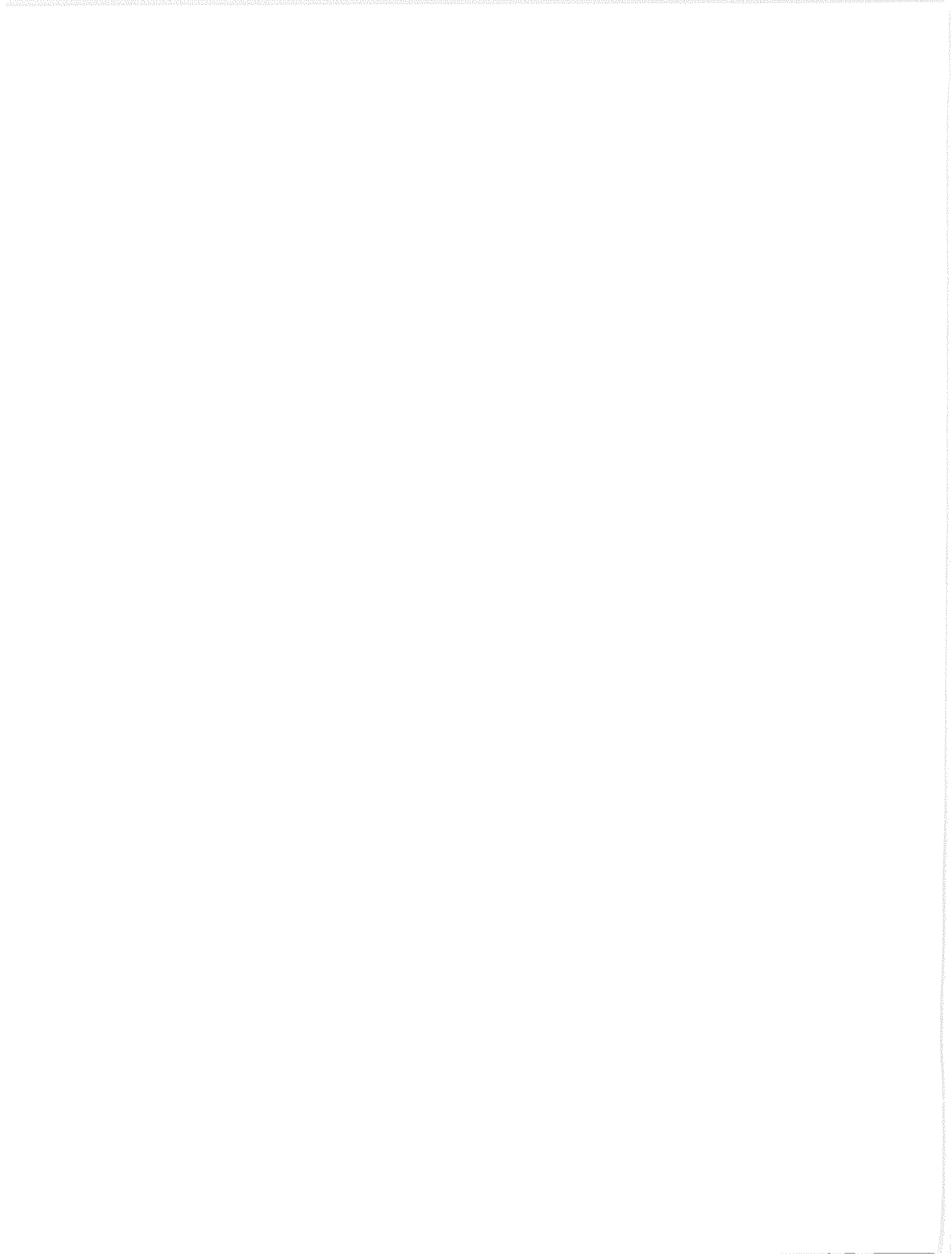
in press: Quaternary geology, Lac de Gras area, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Map 1870A with marginal notes (one 1: 125 000 scale map).

**Ward, B.C., Kjarsgaard, I.M., Dredge, L.A., Kerr, D.E., and Stirling, J.A.R.**

1995: Distribution and chemistry of kimberlite indicator minerals, Lac de Gras map area (76C), Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Open File 3079, 161 p.

---

\* Contribution au projet de la Province des Esclaves du programme de cartographie géoscientifique (CARTNAT) de la Commission géologique du Canada



# Morphologie des grains de pyrope ayant subi un transport glaciaire et conservation de la kélyphite sur ces grains

L.A. Dredge, B.C. Ward et D.E. Kerr

*Dredge, L.A., Ward, B.C. et Kerr, D.E., 1996: Morphologie des grains de pyrope ayant subi un transport glaciaire et conservation de la kélyphite sur ces grains; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 203-209.*

## INTRODUCTION

Les grenats de la série pyrope apportés dans les xénolites en provenance du manteau est abondant dans les kimberlites diamantifères (Schulze, 1996). Les réactions dans les régions mères des xénolites et l'interaction des grenats avec le magma kimberlitique influent sur sa forme et sa composition. C'est ainsi que des franges complexes (kélyphite) se forment habituellement autour des grains de pyrope (Garvie et Robinson, 1984). Le présent rapport documente la morphologie superficielle des grains de pyrope récupérés dans des sédiments glaciaires; l'accent porte particulièrement sur la kélyphite étant donné que sa présence a servi à indiquer la proximité de cheminées de kimberlite (p. ex. Garvie et Robinson, 1984; Averill et McClenaghan, 1994). À ce jour, la plupart des études sur la morphologie du pyrope ont été menées dans des régions tropicales sur des kimberlites in situ ou sur des alluvions. Les résultats présentés sont, au contraire, parmi les premiers produits à partir d'études sur les matériaux glaciaires.

La région du lac de Gras (T.N.-O.) est une région recouverte de glace; les pyropes et autres minéraux indicateurs ont subi un transport glaciaire et ont été dispersés à partir de sources kimberlitiques et déposés dans les sédiments de tills et d'eskers. Les configurations régionales des indicateurs de la kimberlite et les méthodes analytiques ont été traitées par Ward et al. (1996) et d'autres chercheurs (Ward et al., 1995; Dredge et al., 1995; Kerr et al., 1995). Dans le cadre de l'étude sur la morphologie des grains, on a analysé quatre échantillons prélevés dans des sédiments glaciaires du champ de kimberlites du lac de Gras (figure 1). Ils témoignent de conditions et de distances de transport glaciaire variables. Trois échantillons proviennent d'un till transporté à <1 km (figure 2) et à >25 km (figure 4) des sources kimberlitiques; l'autre provient d'un esker (figure 3) dont les grains de grenat ont été transportés sur environ 20 km par des processus fluvio-glaciaires. Même si l'on ne peut pas identifier toutes les cheminées

d'origine des grenats de la figure 4, les distances de transport et la partie du champ de kimberlites d'où proviennent les pyropes sont connues. Pour déterminer la distance de transport de l'échantillon d'esker, on a comparé la composition des minéraux indicateurs dans les échantillons d'esker et de till (Ward et al., 1995).

## SURFACES DE GRENAT NON ALTÉRÉES

Les images du microscope électronique à balayage montrent que la plupart des grains de pyrope dans la fraction de 0,25 à 0,5 mm ont une surface vitreuse, lisse, non altérée et à fissures conchoïdales dont les bords sont nets et anguleux. Les faces cristallines primaires sont absentes. Les fissures secondaires irrégulières, formées sur les surfaces conchoïdales et observées dans certains grains de pyrope, sont franches et non altérées (figure 3E). L'absence de météorisation le long des surfaces des fissures incite à supposer que les grains se sont fracturés durant le transport glaciaire plutôt que durant la mise en place de la kimberlite comme c'est habituellement le cas des pyropes provenant des kimberlites d'Afrique (Garvie et Robinson, 1984). On n'a pas observé sur les grains du lac de Gras des surfaces à texture rugueuse pouvant se former par résorption durant la cristallisation de la matrice kimberlitique (Garvie et Robinson, 1984).

Tous les grains qui ont subi un transport glaciaire, jusqu'à 30 km, demeurent anguleux et conservent leurs fissures conchoïdales (figure 2, 4). L'arrondissement des bordures des grains est minimal. Les grains dont le transport a atteint entre 20 et 30 km, cependant, ont des faces de fissuration plus conchoïdales (p. ex. figure 4B, C) que ceux situés beaucoup plus proches des cheminées mères, ce qui pourrait être une indication utile de la distance de transport. Les grains provenant de l'esker, qui ont subi un transport fluvio-glaciaire d'au moins 20 km, demeurent aussi anguleux (figure 3). Cette conclusion diffère de celle de Dummett et al. (1987) qui a observé que les grains de pyrope de la taille du sable, transportés par les cours d'eau, sont arrondis à subarrondis.

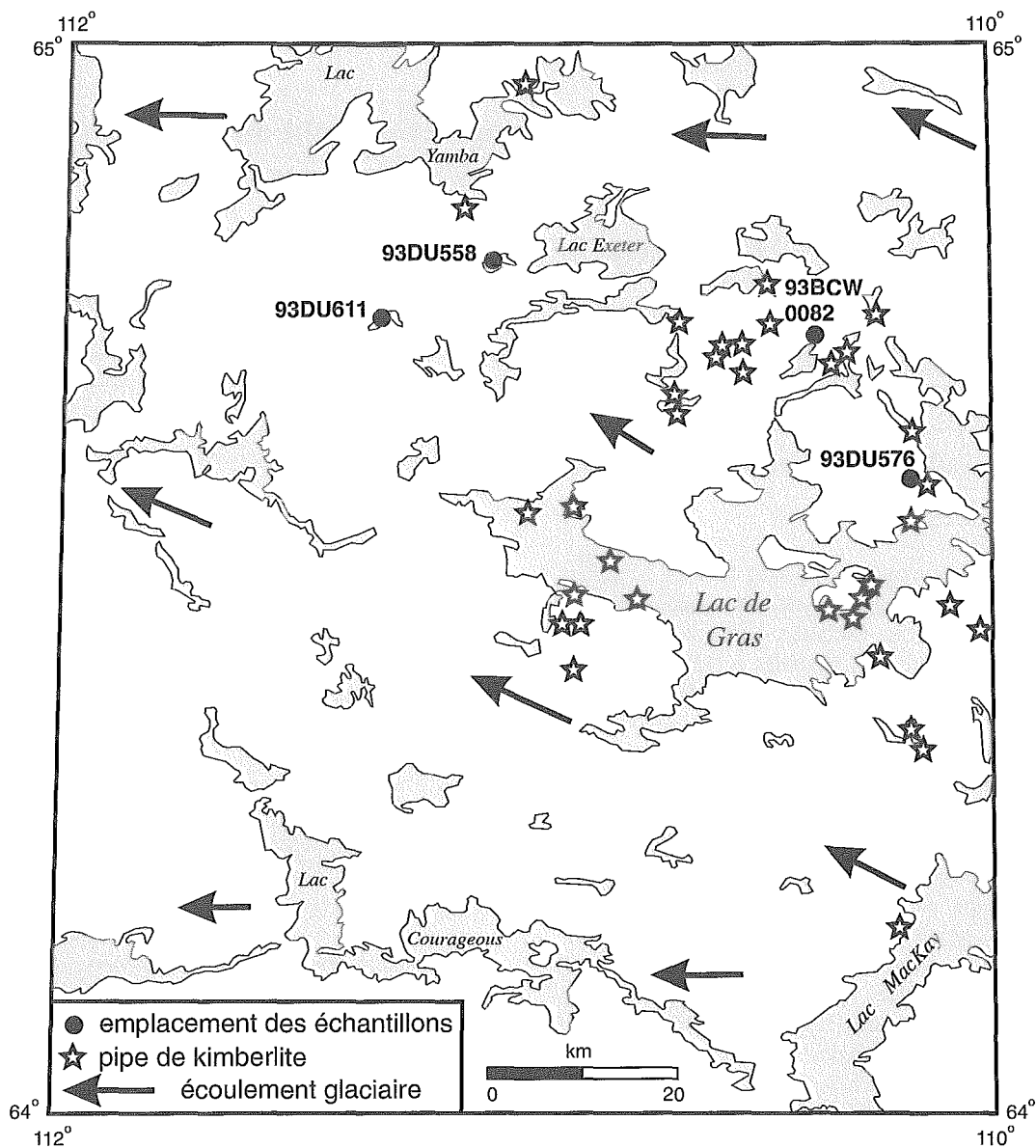


Figure 1. Région du lac de Gras et emplacement des échantillons utilisés dans la présente étude.

## KÉLYPHITE

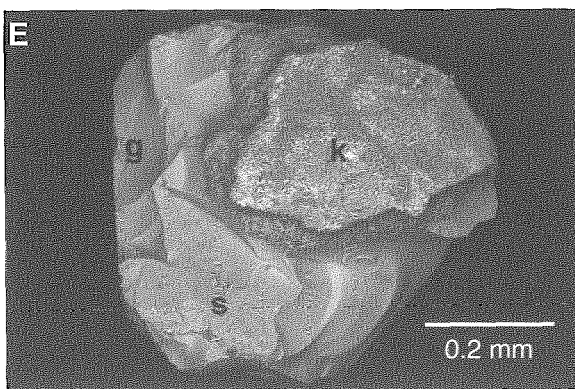
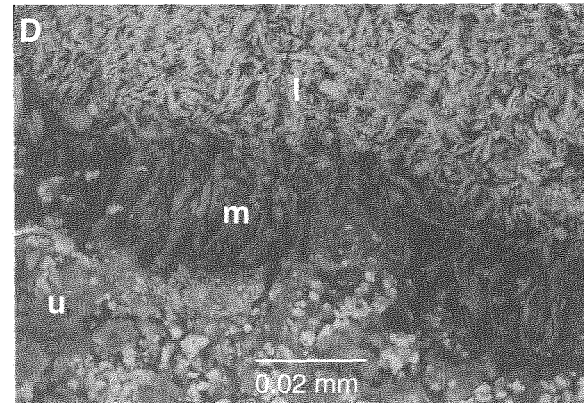
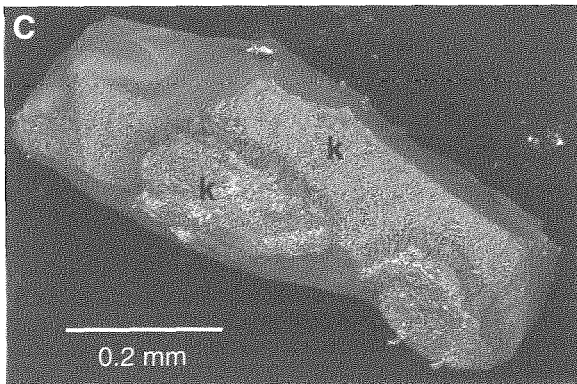
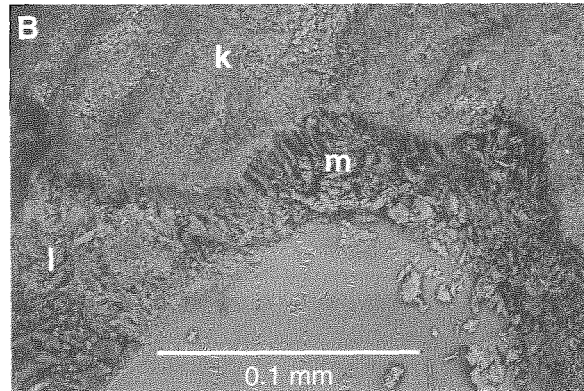
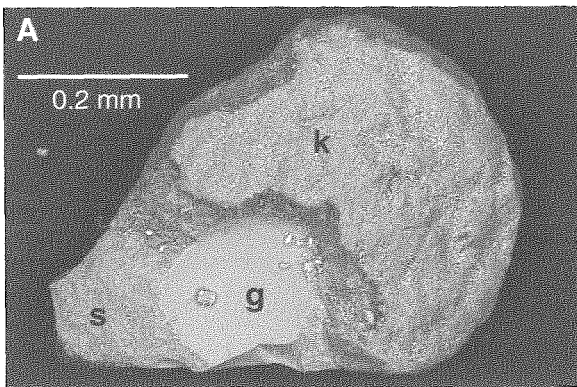
Le terme kélyphite dérive du grec « κελυφος » signifiant coquille ou enveloppe; il désigne les couronnes réactionnelles entourant le grenat (Garvie et Robinson, 1984). Selon Reid et Dawson (1972), la kélyphite se forme par réaction du grenat avec l'olivine ou l'orthopyroxène encaissant par suite de la libération de pression associée à l'ascension des xénolites de péridotite au sein du magma kimberlitique. Les volatils peuvent également jouer un rôle (Nixon et al., 1963), en particulier si les grenats sont élogitiques plutôt que péridotitiques. La kélyphite est typiquement composée de pyroxène accompagné de spinelle, de phlogopite ou de

serpentine (Garvie et Robinson, 1984), mais l'épaisseur et la séquence des zones minérales dans la kélyphite varient d'une kimberlite à l'autre.

Toujours selon Garvie et Robinson (1984), la plupart des grenats contenus dans les nodules de péridotite dans la kimberlite recèlent des indices de formation de kélyphite. Puisque les couches de kélyphite se séparent facilement des grenats durant l'abrasion (Garvie, 1981, repris dans Garvie et Robinson 1984; McCandless, 1990), la présence de kélyphite sur les grains de grenat devrait indiquer l'absence d'usure ou de transport des grains et, par conséquent, la proximité des cheminées de kimberlite. Des franges de kélyphite ont été observées dans la région du lac de Gras sur des grains qui

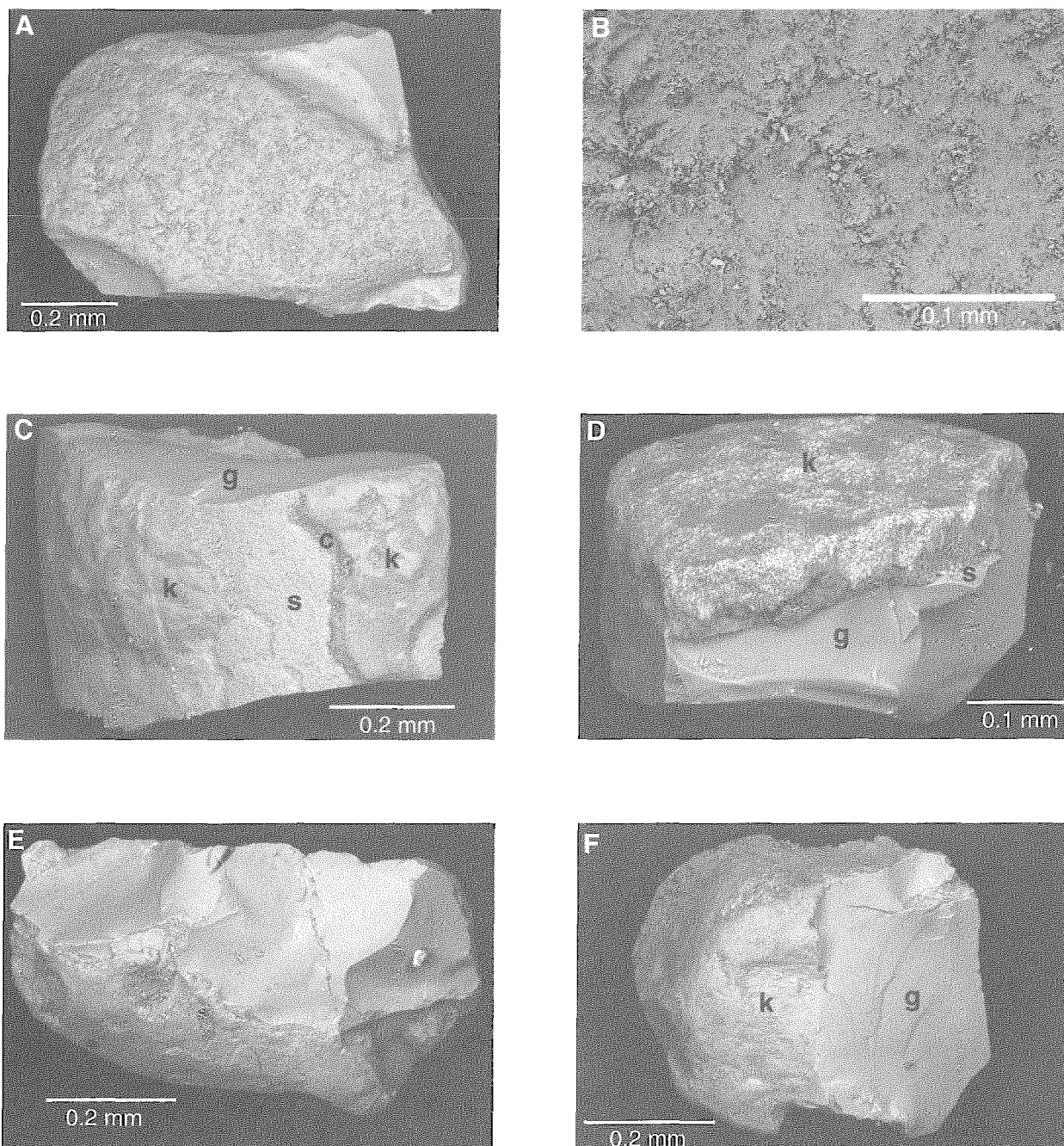
**Tableau 1.** Données sur le pyrope dans la région du lac de Gras

Échantillon	Matériau	Distance estimée à partir de la cheminée (km)	Nombre de grains de pyrope	Nombre de grains de pyrope kélyphitisés	Pourcentage de grains de pyrope kélyphitisés	Pourcentage de la surface couverte de kélyphite	Épaisseur maximale de la kélyphite (µm)
93DU576	till	< 1	> 675	52	~ 8	50	25-40
93BCW0082	esker	20	267	27	10	50	10-35
93DU558	till	25	70	3	4	< 25	2
93DU611	till	30	60	14	23	25	15



**Figure 2.** Grains de pyrope provenant de till et transporté sur <1 km à partir de la cheminée mère (échantillon 93DU576)

- A Kélyphite (k) et surfaces subkélyphitiques vitreuses (g) et mattes (s).
- B Gros plan de A montrant les détails texturaux de la kélyphite, en particulier le contact franc avec le grenat inaltéré, une zone microcristalline inférieure (l), une zone prismatique intermédiaire (m) et une surface supérieure irrégulière (k).
- C Grain de pyrope anguleux à surfaces conchoïdales sur les côtés et kélyphite (k).
- D Gros plan de C mettant en évidence les zones inférieure (l), intermédiaire (m) et supérieure (u) de la kélyphite.
- E Surface fissurée de la kélyphite (k) et cristaux prismatiques sous-jacents. La surface du grenat (g) porte des fissures conchoïdales. On note des textures subkélyphitiques (s).



**Figure 3.** Grains de pyrope provenant d'un esker (échantillon 93BCW0082) et transportés sur environ 20 km à partir de la source kimberlitique.

A Kélyphite à surface irrégulière légèrement arrondie et grenat sous-jacent.

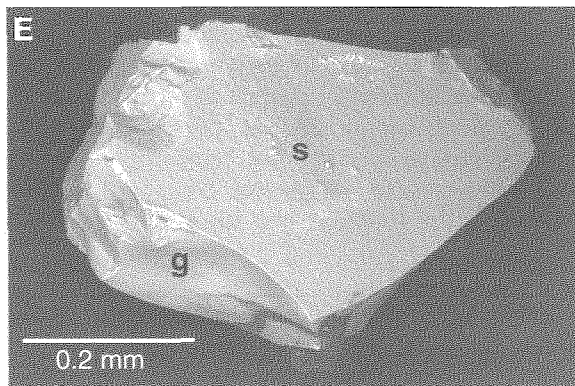
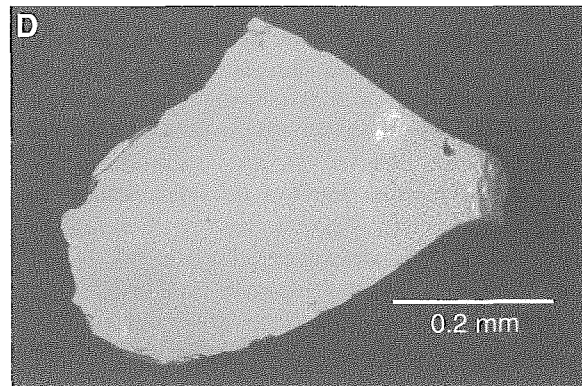
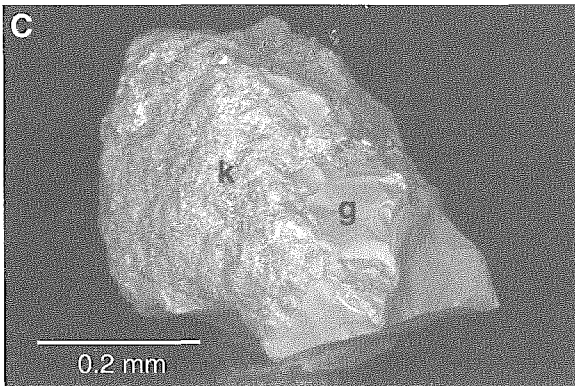
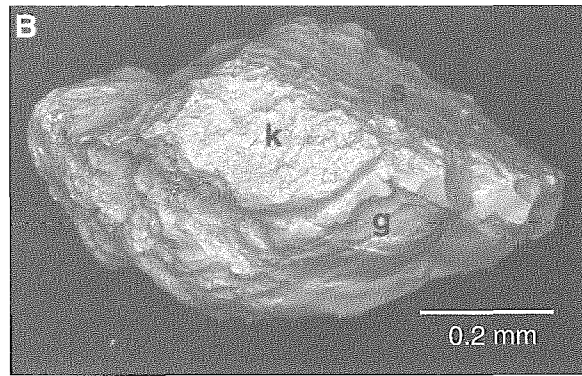
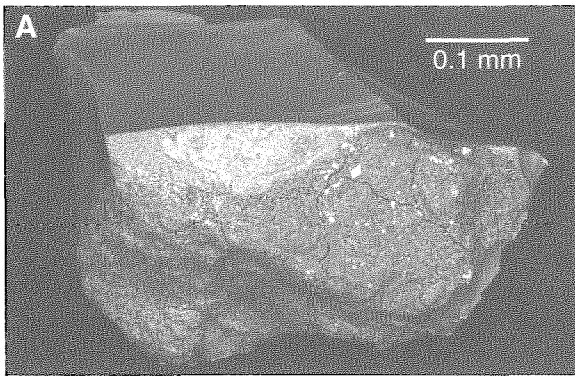
B Gros plan de A montrant la surface en détail.

C Kélyphite supérieure fissurée (k), zone intermédiaire prismatique (c), surface sub-kélyphitique picotée (s) et grenat inaltéré (g).

D Couche de kélyphite épaisse (k) à limite inférieure nette. Pyrope lisse (g). La texture subkélyphitique matte est visible à un coin (s).

E Fissures franches sur kélyphite et grenat.

F Grain de grenat à fissures conchoïdales (g) caractérisé par des bords anguleux et une kélyphite à surface (k) arrondie durant le transport glaciaire.



**Figure 4.** Grains de pyrope ayant subi un transport glaciaire de 25 à 30 km (échantillons 93DU558 et 93DU611)

- A Pyrope à surface anguleuse et kélyphite fissurée. Certains cristaux équants et orthorhombiques sont visibles à la surface de la kélyphite.
- B Kélyphite mince (k), surface subkélyphitique (s) et pyrope à multiples facettes (g).
- C Kélyphite irrégulière mince (k) et pyrope sous-jacent (g) à multiples surfaces conchoïdales.
- D Surface subkélyphitique finement picotée sur un cristal de pyrope.
- E Texture subkélyphitique matte à picotée (s) et pyrope à surface lisse (g)

ont été transportés par des processus glaciaires sur des distances d'au moins 30 km, et dans l'échantillon d'esker, dans des grains qui se sont déplacés sur environ 20 km. Nos observations n'appuient donc pas l'énoncé général selon lequel la kélyphite s'altère et s'use facilement et que la présence de kélyphite indique une cheminée adjacente.

Le pourcentage de grains de pyrope frangés de kélyphite dans les quatre échantillons provenant du lac de Gras varie de 4 à 23 %. Il varie quel que soit le mode et

la distance du transport (tableau 1). Par contre, la surface et l'épaisseur de la kélyphite diminuent à mesure que la distance de transport des grains par des processus glaciaires augmente (tableau 1). Sur l'échantillon 576, qui gît tout près de sa cheminée source, la kélyphite couvre plus de la moitié des surfaces des grains et mesure au moins 40 µm d'épaisseur (figure 2A-E) tandis que plus loin, la surface couverte diminue et la frange conservée s'amincit n'atteignant pas parfois 5 µm (figure 4B-E).

Malgré les différences de quantité et d'épaisseur de la kélyphite que l'on note en s'éloignant des cheminées sources, l'apparence essentielle de la kélyphite (et du grenat non altéré) est remarquablement semblable dans tous les échantillons examinés. Les surfaces de la kélyphite semblent irrégulières et doucement arrondies (figure 2A, 3A,B). Sous grossissement élevé, les petits cristaux sont visibles dans une matrice amorphe dominante. En général, la surface de la kélyphite est fissurée irrégulièrement (figure 2E, 3E). Les fissures sur la kélyphite semblent fraîches - elles ne contiennent pas de minéraux secondaires qui indiqueraient que la fissuration a eu lieu durant l'ascension dans le magma kimberlitique plutôt que durant le transport glaciaire. On observe peu de différences entre les grains ayant subi un transport glaciaire et ceux qui ont en outre connu un transport fluvio-glaciaire. McCandless (1990) a noté que les surfaces des grains transportés par des eaux fluviales sont légèrement dépolies, picotées et grossièrement érodées. Nous n'avons pas noté ces textures dans les échantillons examinés. Cela est peut-être dû au fait que les grains de sable fin contenus dans l'échantillon d'esker ont tendance à se déplacer dans des boues (Dredge et al., 1994) dans lesquelles les chocs grain à grain sont minimisés. McCandless (1990) a indiqué que l'abrasion des grains était plus apparente dans les graviers que dans la fraction sableuse.

La variation des textures primaires est attribuable à la minéralogie et au milieu de formation des couronnes. La kélyphite présente le plus souvent une série de zones concentriques par rapport à la surface du pyrope. Au lac de Gras, la zone la plus proche du pyrope a habituellement une texture microcristalline ou est composée d'abondantes plaquettes de phlogopite (figure 2B,D). Une zone intermédiaire de colonnes et de plaques, que l'on considère être du pyroxène enchevêtré avec de la phlogopite, forme un réseau orienté perpendiculairement à la surface du grenat. La zone la plus extérieure, formant la surface kélyphitique de nombreux grains, semble former des prismes irréguliers et grossiers de pyroxène accompagnés de cristaux isotropes de spinelle/chromite/magnétite titanifère ainsi que divers minéraux non identifiés (figure 3B, 4A).

### SURFACES SUBKÉLYPHITIQUES

Le contact entre la kélyphite et le grenat est net. Durant le transport glaciaire, certaines kélyphites se sont séparées des surfaces de pyrope. La nouvelle surface ainsi créée est rarement vitreuse et plane (figure 2A). Le plus souvent, la surface du pyrope sous-jacent a une texture de pelure d'orange matte, ponctuée ou légèrement picotée (figure 2E, 4D,E). Garvie et Robinson (1984) a

décrit cette texture comme des minuscules trous triangulaires ou rhomboïdaux qui sont des impressions de cristaux (pyroxène) disposés selon une géométrie radiale. Les impressions de kélyphite en forme de chenal profond ou de sillon observées par Garvie et Robinson (1984) sont également présentes sur les grains du lac de Gras (non montrées). Les textures mates à picotées caractérisent les grenats de péridotite tandis que les surfaces ondulées ou écaillées plus rudes sont généralement présentes sous les couronnes de kélyphite dans les grenats d'éclogite sous forme d'une impression de grains de phlogopite (Garvie et Robinson, 1984). Les textures apparaissant sur les pyropes du lac de Gras sont semblables à celles des grenats péridotitiques plutôt qu'éclogitiques.

### CONCLUSIONS

La présente étude est une description des textures du pyrope provenant d'un matériau glaciaire près du lac de Gras, région faisant l'objet d'une exploration du diamant. Il s'agit d'une étude pilote; même si l'on a examiné plus de 1200 grains de pyrope, les résultats sont basés sur un ensemble de seulement quatre échantillons. Néanmoins, il s'agit des premières analyses de la forme des grains contenus dans un matériau ayant subi un transport glaciaire sur des distances considérables.

Dans la fraction de 0,25 à 0,5 mm, on note peu de changement dans la forme et la texture superficielle du grenat par suite d'un transport glaciaire. Les surfaces de la kélyphite sont arrondies même près des cheminées; les grains de grenat sont anguleux près des cheminées et demeurent anguleux malgré leur transport, mais les grains transportés sur de grandes distances ont des surfaces plus conchoïdales que les grains près des cheminées.

Le transport glaciaire n'a pas éliminé toute la kélyphite bien que la surface et l'épaisseur de la couche de kélyphite diminue avec la distance du transport. La présence de kélyphite n'indique pas la proximité d'une cheminée kimberlitique.

Les textures et la zonalité de la kélyphite sont semblables à celles indiquées pour la kimberlite in situ et les grains transportés par les eaux fluviales. Dans la région du lac de Gras, une couche microcristalline interne se compose de phlogopite, une zone colonnaire intermédiaire est formée de pyroxène enchevêtré avec de la phlogopite et une zone externe comprend des lattes grossières de pyroxène et des grains équidimensionnels de chromite/magnétite/spinelle.



## **RÉFÉRENCES**

**Averill, S.A. and McClenaghan, M.B.**

1994: Distribution and character of kimberlite indicator minerals in glacial sediments, C14 and Diamond Lake kimberlite pipes, Kirkland Lake, Ontario; Geological Survey of Canada, Open File 2819, 48 p.

**Dredge, L., Ward, B., and Kerr, D.**

1994: Esker deposition in central Slave Province; Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts, Waterloo, v. 19, p. A-30.

**Dredge, L., Kjarsgaard, I., Ward, B., Kerr, D., and Stirling, J.A.R.**

1995: Distribution and chemistry of kimberlite indicator minerals, Aylmer Lake map area, NWT; Geological Survey of Canada, Open File 3080, 81 p..

**Dummett, H., Fipke, C., and Blusson, S.**

1987: Diamond exploration geochemistry in the North American Cordillera; in *Geoexpo/86*, I. Elliot and B. Smee (ed.), Vancouver, Canada, p. 169-176.

**Garvie, O. and Robinson, D.**

1984: The formation of kelyphite and associated sub-kelyphitic and sculptured surfaces on pyrope from kimberlite; in *Proceedings of the Third International Kimberlite Conference, Kimberlites I Kimberlites and Related Rocks*, J. Kornprobst (ed.), v. 1; *Developments in Petrology 11A*, Elsevier, Amsterdam, p. 371-382.

**Kerr, D., Kjarsgaard, I., Ward, B., Dredge, L., and Stirling, J.A.R..**

1995: Distribution and chemistry of kimberlite indicator minerals, Winter Lake map area, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Open File 3081, 78 p.

**McCandless, T.**

1990: Kimberlite xenocryst wear in high-energy fluvial systems: experimental studies; *Journal of Geochemical Exploration*, v. 37, p. 323-331.

**Nixon, P., von Knorring, O., and Rooke, J.**

1963: Kimberlites and associated inclusions of Basutoland, a mineralogical and geochemical study; *American Mineralogist*, v. 48, p. 1090-1132.

**Reid, A. and Dawson, J.**

1972: Olivine-garnet reaction in peridotites from Tanzania; *Lithos*, v. 5, p. 115-124.

**Schulze, D.J.**

1996: Xénolites et xénocristaux ultramafiques dans la kimberlite et l'alloite: fenêtres sur le manteau supérieur; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 131-135.

**Ward, B.C., Dredge, L.A., Kerr, D.E. et Kjarsgaard, I.M.**

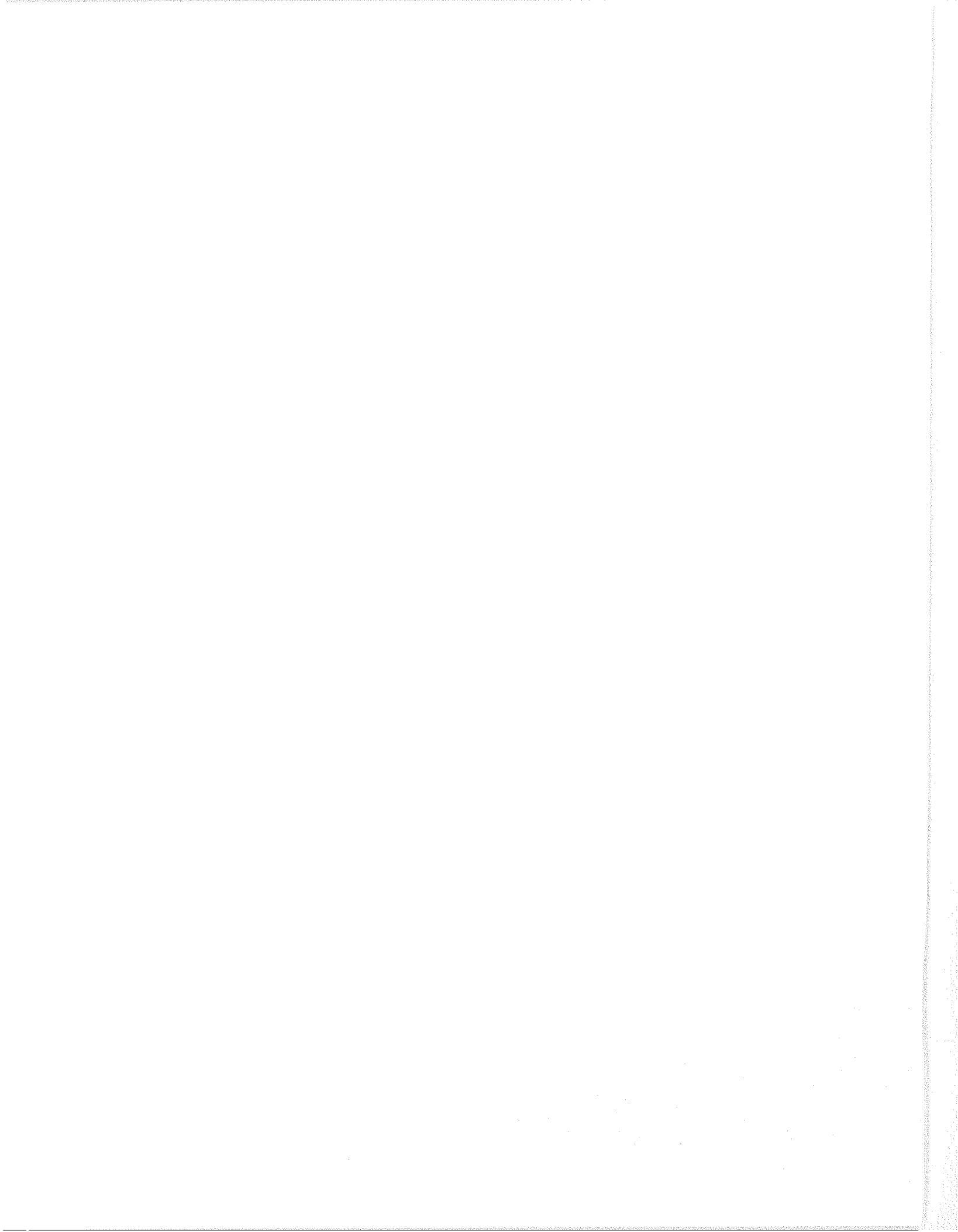
1996: Minéraux indicateurs de la kimberlite dans les dépôts glaciaires, région du lac de Gras, T.N.-O.; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 197-201.

**Ward, B., Kjarsgaard, I., Dredge, L., Kerr, D., and Stirling, J.**

1995: Distribution and chemistry of kimberlite indicator minerals, Lac de Gras area, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Open File 3079, 161 p.

---

\* Contribution au projet de la Province des Esclaves du programme de cartographie géoscientifique (CARTNAT) de la Commission géologique du Canada



# Minéraux indicateurs de la kimberlite et reconnaissance géochimique du sol dans la région des Prairies canadiennes

R.G. Garrett et L.H. Thorleifson

*Garrett, R.G. et Thorleifson, L.H., 1996: Minéraux indicateurs de la kimberlite et reconnaissance géochimique du sol dans la région des Prairies canadiennes; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 211-218.*

---

## INTRODUCTION

En 1988, on a annoncé la découverte de kimberlites en Saskatchewan. L'exploration privée qui s'ensuivit a été menée parallèlement à la mise en oeuvre de levés gouvernementaux conçus pour fournir des données systématiques permettant à l'industrie d'insérer ses levés locaux détaillés dans un contexte régional plus vaste. Le levé résumé ici a été proposé en 1990 avec pour objectifs de cartographier les tendances régionales relatives à la fréquence et à la chimie des minéraux indicateurs, d'appliquer et de comparer diverses méthodes d'exploration minéralogique et géochimique, de cartographier la composition des dépôts d'origine glaciaire pour retracer l'historique de leurs déplacements, de rechercher des gisements de minéraux métalliques et de cartographier la géochimie régionale des sols dans le but d'encourager les travaux appliqués touchant l'exploration et l'environnement. Les travaux ont débuté en 1991 dans le cadre de l'Entente Canada-Saskatchewan sur l'exploitation minérale (EEM). Ultérieurement, en 1992, le levé s'est poursuivi dans le sud de l'Alberta, sous l'égide de l'EEM Canada-Alberta, et dans le sud du Manitoba, en collaboration avec le ministère de l'Énergie et des Mines du Manitoba.

Les levés ont été réalisés uniquement dans des régions où affleurent des roches sédimentaires phanérozoïques, entre les Rocheuses et le Bouclier canadien (figure 1). À l'ouest de l'Escarpement du Manitoba se rencontrent des shales, des grès et des graviers créacés et tertiaires. À l'est de celui-ci gît en sous-affleurement une séquence de carbonates paléozoïques. Dans la plus grande partie de la région, ces sédiments préquaternaires sont profondément enfouis sous des sédiments glaciaires, essentiellement des séquences multiples et till dont l'épaisseur dépasse couramment 100 m. En surface et, dans une moindre mesure, en subsurface, se rencontrent d'autres dépôts quaternaires tels que des argiles glaciolacustres et des sables et graviers fluvioglaciaires.

On a choisi le till comme milieu d'échantillonnage des minéraux indicateurs plutôt que les sédiments fluviaux ou fluvioglaciaires parce que l'historique de ses déplacements est plus simple et sa composition est plus uniforme et en raison de sa plus grande utilité pour l'étude de la provenance des dépôts d'origine glaciaire. La géochimie des sols a été cartographiée au moyen d'échantillons des horizons A et C recueillis de manière aléatoire à partir de l'ensemble des matériaux parentaux provenant uniquement de terres agricoles contiguës. L'échantillonnage des sols a été étendu 100 km vers le sud aux États-Unis grâce à la coopération de l'United States Geological Survey (USGS) pour faciliter la cartographie géochimique trans-frontalière.

En 1991, à titre d'essai, des échantillons de till et de sol ont été recueillis à des intervalles de 40 à 50 km le long de transects allant respectivement d'Edmonton et de Calgary vers Winnipeg. Le traitement de ces échantillons a permis de perfectionner les protocoles de laboratoire et a mis en évidence que des tendances régionales bien définies pouvaient être cartographiées au moyen d'un échantillonnage à faible densité du sol et du till (Garrett et Thorleifson, 1993).

## CONCEPTION DES LEVÉS

Le projet a été conçu au départ dans le but d'effectuer une reconnaissance géochimique du sol à faible densité afin de définir des tendances régionales d'ensemble dans les teneurs géochimiques. Des levés semblables fondés sur des quadrillages de 100 x 100 km ont également été réalisés par l'USGS (Severson et Tidball, 1979; Severson et Wilson, 1990). Les fondements méthodologiques des levés à faible densité ont été discutés par Garrett (1983).

On a sélectionné un quadrillage de 80 x 80 km pour le levé dans les Prairies, conformément aux recommandations 259 du PICG sur les levés géochimiques à faible densité (Darnley et al., 1995). Ce quadrillage a été subdivisé en sous-cellules de 40 x 40 km, 20 x 20 km et 10 x 10 km; des cellules cibles de 1 x

1 km ont en outre été choisies au moyen d'un processus de randomisation pour échantillonnage (Garrett, 1994). Cette méthode d'échantillonnage permet de quantifier la variabilité spatiale des données par analyse des écarts. Des critères opérationnels permettent de choisir une cellule de 1 x 1 km de recharge si la cible ne peut être occupée. Dans chaque cellule de 80 x 80 km ou de 1600 km<sup>2</sup>, deux sites ont été échantillonnés pour l'horizon A et l'horizon C et pour le till, lorsque le permettait la présence à proximité d'affleurements tels que des coupes routières. Des échantillons de sol supplémentaires ont été prélevés de manière sélective afin de caractériser la variabilité spatiale entre échantillons rapprochés.

### **MÉTHODES DE TERRAIN ET DE LABORATOIRE**

L'échantillonnage a été complété au cours de l'été et de l'automne 1992 par les personnels du Alberta Research Council, du Saskatchewan Research Council (SRC), du ministère de l'Énergie et des Mines du Manitoba et de la CGC. Des échantillons de till ont été obtenus sur 734 sites en terres agricoles, cela à des profondeurs de 1 à 2 m afin de minimiser les effets de l'altération de surface. On a recueilli 82 échantillons supplémentaires de till le long de lignes transversales routières se prolongeant jusqu'à la limite des sédiments phanérozoïques en Saskatchewan et au Manitoba. Sur un total de 1 273 sites au Canada et aux États-Unis on a recueilli des échantillons de sol de l'horizon A (en moyenne 3-18 cm sous la surface) et de l'horizon C (en moyenne 40-66 cm sous la surface). Les méthodes d'échantillonnage sont décrites en détail par Thorleifson et Garrett (1993). Les données de terrain fournissent des informations sur le milieu général d'échantillonnage et des observations sur la couleur, la texture, l'état hygrométrique et la composition des sols et du till.

La préparation des échantillons géochimiques et la récupération initiale des concentrés minéraux lourds < 2 mm à partir des échantillons de till massifs de 25 litres ont été complétées par le SRC. Pour se conformer aux protocoles agricoles et environnementaux, la fraction < 2 mm des sols a été prélevée et la fraction < 63 µm des tills a été conservée pour des études géochimiques. La séparation des minéraux lourds a été réalisée par la société Overburden Drilling Management, à Nepean en Ontario, au moyen d'iodure de méthylène dilué avec de l'acétone jusqu'à une densité de 3,2. Les concentrés ont alors été retournés au SRC et examinés au microscope stéréoscopique pour la recherche de minéraux indicateurs potentiels. Les concentrés non ferromagnétiques de 0,5 à 2,0 mm ont été extraits et n'ont pas été traités

ultérieurement. La fraction non ferromagnétique a été triée par susceptibilité magnétique en fractions fortement, modérément et faiblement paramagnétiques au moyen d'un séparateur isodynamique Frantz. Des grains sélectionnés ont ensuite été examinés par le personnel en minéralogie de la société Consorminex à Gatineau, au Québec; des minéraux comme la staurotite et la hornblende ont été extraits avant monture des grains et analyse à la microsonde. On trouvera un compte rendu détaillé des techniques employées dans Thorleifson et Garrett (1993).

Les données obtenues à la microsonde électronique ont été utilisées pour la classification des minéraux. Les grenats ont été classifiés à l'aide d'une version simplifiée des classifications de Dawson et Stephens (1975, 1976) et de Gurney (1984). Les diopsides avec > 0,50 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Deer et al., 1982; Fipke, 1989) ont été considérés comme des diopsides chromifères. Les ilménites magnésiennes contenaient dans chaque cas nettement plus de 6 % de MgO. La composition des spinelles chromifères renfermant plus de 60 % de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et 12 % de MgO était considérée comme comparable à celle décrite dans les inclusions des diamants (Gurney et Moore, 1993). On trouvera les aspects détaillés de la classification dans Thorleifson et al. (1994).

Suite aux analyses initiales à la microsonde, diverses études supplémentaires ont été entreprises. Les grenats éclogitiques et subéclogitiques ont été analysés de nouveau avec des limites de détection réduites. Ces analyses avaient pour objectif l'obtention de données acceptables pour le sodium, la prédiction de la teneur des diamants (Gurney et Moore, 1993) et l'optimisation des données sur le titane qui avaient été utilisées pour définir les grenats éclogitiques. Les pyropes G7, G9, G10 et G11 et tous les spinelles chromifères ont été analysés à l'Université de Guelph à la microsonde protonique pour leur contenu en Ni et en nombreux autres éléments afin de permettre l'utilisation des méthodes de classification élaborées par Griffin et Ryan (1993). Les températures relatives au nickel ont été calculées pour des grenats périclites au moyen de l'équation proposée par Griffin et al. (1989).

La fraction de 8 à 16 mm des échantillons de till a été classifiée quant à sa composition lithologique à l'aide d'une classification fondée sur celle de Shetsen (1984). La composition minéralogique globale de la fraction de minéraux lourds non ferromagnétiques de 63 à 250 µm a été déterminée sur la base de l'identification au microscope stéréoscopique de 300 grains sur monture d'araldite.

Après broyage de la fraction < 2 mm des sols jusqu'à

< 150 µm, approximativement, des témoins et des étalons internes de la CGC et internationaux ont été insérés dans les séquences d'échantillons des horizons A et C du sol et de till. Les trois séquences ont été randomisées et renumérotées avant analyse afin de supprimer toute relation entre l'ordre d'analyse et le contexte spatial. Tous les échantillons ont été soumis à une série d'exams pour les éléments traces au moyen de l'analyse instrumentale par activation neutronique (INAA) et de la spectrophotométrie par absorption atomique (AAS), après dissociation complète à l'acide. En outre, les échantillons de till et de sol de l'horizon C ont été analysés pour les éléments majeurs et mineurs par fluorescence X (XRF), et des déterminations du contenu en carbonates des tills ont été réalisées à l'aide du procédé de Chittick. On trouvera des informations détaillées sur ces méthodes dans Thorleifson et Garrett (1993).

## RÉSULTATS

Un total de 1253 minéraux indicateurs de kimberlites ont été décrits par Garrett et Thorleifson (1993), dont 174 dans la fraction 0,5-2 mm et 1 079 dans la fraction 0,25-0,5 mm. La classe de minéraux la plus abondante était celle des diopsides chromifères, avec 776 spécimens. Au total, 206 pyropes chromifères (G7, G9, G10), y compris 12 pyropes chromifères subcalciques, 136 pyropes chromifères titanifères (G1, G2, G11) et 25 grenats écolitiques (almandins titanifères, calciques et magnésiens; G3, G4, G6) ont été initialement identifiés. Plus de 76 % de chacun de ces groupes minéraux appartenait à la fraction fine de 0,25 à 0,5 mm. Après l'analyse de contrôle, 76 grenats ont été reclassifiés comme écolitiques sur la base d'une valeur minimale réduite du  $TiO_2$  (> 0,2 %; Thorleifson et al., 1994). L'ilménite magnésienne manifestait la plus forte tendance à se présenter sous forme de gros grains; parmi un total de 110 ilménites magnésiennes, seulement 52 % proviennent de la fraction 0,25 à 0,5 mm.

Les minéraux indicateurs se concentrent dans le sud-ouest de la Saskatchewan, dans l'ouest du Manitoba central et en Saskatchewan centrale (figure 1). Cinq des grenats G10, le meilleur prédicteur connu de diamants, proviennent du sud du Manitoba. Les autres occurrences de grenats G10 sont dispersées de part en part du sud de la Saskatchewan jusqu'à la frontière de l'Alberta. Les minéraux indicateurs du sud-ouest de la Saskatchewan manifestent une relation spatiale avec l'affleurement de la Formation miocène de Wood Mountain. Aussi, s'agissant de déterminer la provenance ultime de ces minéraux, faut-il envisager la possibilité qu'il y ait eu au moins une

phase de transport fluviale préglaciaire.

Après une nouvelle analyse des 156 grains de grenat écolitiques et subécolitiques, 4 se sont révélés contenir des concentrations légèrement anormales de Na, c.-à-d. > 0,06 % de  $Na_2O$ . Trois proviennent de l'ouest du Manitoba et de la partie adjacente de la Saskatchewan, le dernier grain provenant du sud-ouest de la Saskatchewan.

Les déterminations du Ni des grains kimberlitiques effectuées à la microsonde protonique ont été utilisées au cours de l'étude géothermométrique. En supposant un flux thermique de surface de 40 mW/m<sup>2</sup> (Griffin et al., 1989) et en admettant une calibration adéquate des autres instruments, 13 % des grenats, surtout des G11, témoignent de températures supérieures à celles du champ de stabilité du diamant (> 1 250 °C, > 75 ppm Ni), 31 % s'inscrivent dans le champ de stabilité du diamant (32-75 ppm Ni) et 56 % reflètent des températures inférieures (< 950 °C, < 32 ppm Ni). Parmi les grains s'inscrivant dans la fenêtre du diamant de Griffin (950-1 250 °C, 32-75 ppm Ni), 80 % contiennent < 50 ppm de Zr, indice favorable quant à la teneur en diamants (Griffin et Ryan, 1993). Ces grains se rencontrent en Alberta, en Saskatchewan et au Manitoba et abondent particulièrement à proximité du lac Diefenbaker et de Prince Albert.

Les minéraux indicateurs extraits des échantillons de till ont été transportés par la nappe glaciaire continentale au cours du Pléistocène. Ils ont donc été déplacés vers les sites d'échantillonnage tout au moins au cours du dernier écoulement glaciaire dans la région. La direction dominante d'écoulement glaciaire est vers l'ouest et le sud-ouest, comme l'indique la composition des dépôts glaciaires de la région (p. ex., Shetsen, 1984). Dans de nombreuses régions ces traces d'écoulement ont été recouvertes en surimpression par des traces d'écoulement vers le sud-est à la fin de l'époque glaciaire (Prest et al., 1968; Dyke et Prest, 1987). Il est vraisemblable que dans la plupart des cas les grains ont subi une série de déplacements complexes mettant en jeu des transports fluviale interglaciaire et/ou préglaciaire.

Des indices utiles pour l'interprétation de l'historique du transport glaciaire ont été fournis par la classification de la fraction 8-16 mm et par la composition minéralogique globale de la fraction de minéraux lourds non ferromagnétiques entre 63 et 250 µm. Parmi ces indices figurent une abondance de galets carbonatés bruns dans le sud du Manitoba et le sud-est de la Saskatchewan, une concentration élevée de clastes de shale dans le sud-ouest du Manitoba, l'existence au nord de la rivière Saskatchewan de la

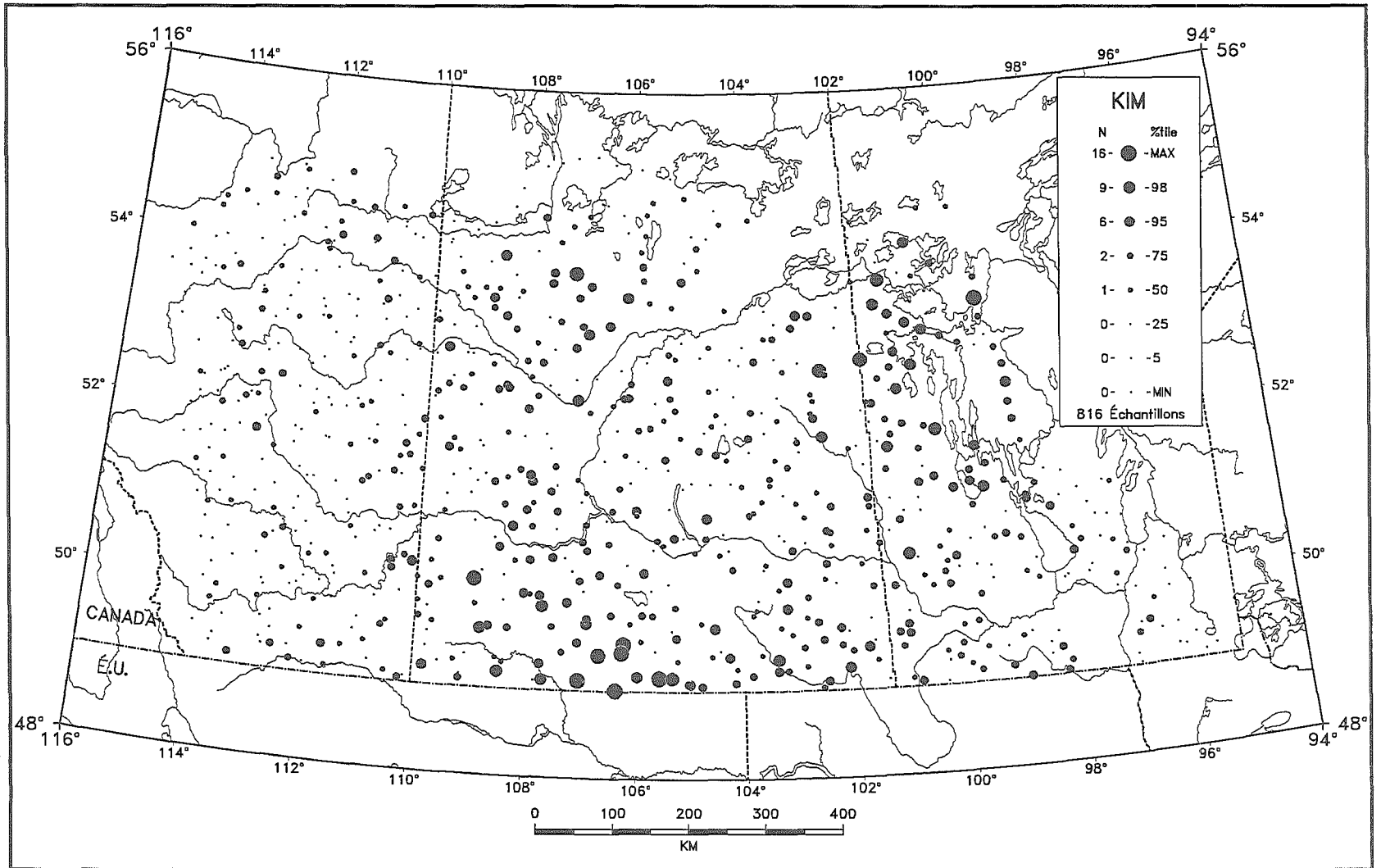


Figure 1. Abondance des minéraux indicateurs de kimberlite de 0,25 à 2,0 mm dans des échantillons de till de 25 kg.

concentration la plus élevée en Saskatchewan de galets provenant du Bouclier canadien et la présence de galets d'origine cordillérienne dans la partie ouest du sud de l'Alberta. Les comptages de minéraux lourds indiquent une abondance de grenat et de hornblende en Saskatchewan centrale de même qu'une abondance relative d'épidote et de titanite près de Winnipeg.

Les données géochimiques sur les tills présentent des caractéristiques de répartition à grande échelle qu'on peut associer à leur lieu d'origine. De plus, divers éléments manifestent des caractéristiques propres qui, bien qu'accusant un faible contraste géochimique, sont peut-être liées à des occurrences minérales.

La particularité la plus notable des données recueillies est la présence d'une zone riche en carbonates et pauvres en As (figure 2) à proximité des occurrences de carbonates paléozoïques dans le sud du Manitoba. Sont toutefois encore plus dignes d'intérêt la dilution rapide des tills riches en carbonates par des shales crétacés immédiatement à l'ouest et au sud-ouest de l'escarpement du Manitoba et la persistance de signatures marquées de carbonates aussi loin vers l'ouest que le coteau du Missouri, escarpement à direction nord-ouest situé à l'ouest d'Estevan-Regina-Saskatoon. Le domaine carbonaté occidental de Shetsen (1984) ressort clairement des données par la présence de valeurs élevées pour les carbonates dans la région de Calgary. La plupart des données relatives aux autres éléments présentent une signature inverse, c'est-à-dire que l'influence des terrains carbonatés de l'est et du centre du Manitoba se reflète dans la faible abondance d'éléments traces.

Les tills en aval-glaciaire des shales crétacés de l'escarpement du Manitoba se caractérisent par des teneurs plus élevées en Fe, Mn, V, As (figure 2), Sb et Zn et, dans une moindre mesure, en Cu et Ni que les tills présents à l'est ou à l'ouest. La signature du Cd diffère quelque peu, bien qu'elle soit en général d'allure comparable; les teneurs les plus élevées se rencontrent dans les tills septentrionaux des régions de Duck Mountain et de Tisdale.

Le trait linéaire du coteau du Missouri, à l'ouest d'Estevan-Regina-Saskatoon, paraît délimiter des tills de compositions chimiques régionales diverses. Les transitions sont les plus marquées parmi les données sur le carbonate total, Fe, V, As (figure 2), Rb, Ba et Br et, dans une moindre mesure, Pb, Zn et Cr. Les données relatives au Br sont d'intérêt particulier, car la région à l'est du coteau se caractérise par une zone à teneurs élevées.

Le till au nord de la rivière Saskatchewan se distingue par la faible abondance d'un certain nombre d'éléments traces en regard de celle des régions immédiatement au sud et/ou à l'ouest, c.-à-d. les éléments V, Mo, U, Br, As (figure 2) et Zn. Na et Th manifestent en revanche une tendance opposée puisqu'ils sont localement enrichis; on peut supposer que cela tient au fait que les tills de la région renferment une forte proportion de sédiments crétacés du Manville ou de matériaux provenant du Bouclier canadien. Il convient de noter que cette région se caractérise également par le contenu le plus élevé en amphiboles parmi les extraits de minéraux lourds.

Divers éléments sont plus abondants vers le nord-ouest, en Alberta, que dans la région voisine vers le sud, c.-à-d. Fe, V, Cu, Ni, Cr, Th, Sc, Rb et As (figure 2). Cela traduit vraisemblablement un contrôle lithologique sur la composition du till. Les shales sont plus abondants vers le nord et le nord-ouest, contrairement aux grès tertiaires et aux carbonates des Foothills, probablement plus pauvres en éléments traces, qu'on rencontre plus à l'ouest.

La principale tâche qui reste à accomplir est l'interprétation des données chimiques, minéralogiques et lithologiques relatives aux tills. Ces données renferment des indices d'avancées multiples de la glace à partir du nord-est et de l'est et d'avancées ultérieures provenant du nord. Il y a également des indications que plusieurs des tills de surface à l'est du coteau du Missouri, sauf le long de l'escarpement du Manitoba et dans certaines parties de la région d'Interlake, ont été transportés sur de longues distances avant d'être déposés. Par contraste, à l'ouest du coteau du Missouri et en particulier dans la partie sud de la région étudiée, les tills de surface sont d'origine plus locale.

Les signatures géochimiques des données de l'horizon C du sol ressemblent étroitement à celles des tills. Toutefois, étant donné que des échantillons de sol ont été prélevés sur tous les sites, certaines signatures sont liées aux produits fluviaux dérivés des tills, à savoir à des sables fluviaux et éoliens riches en quartz et à grain plus grossier, etc., et à des matériaux de la taille des argiles issus de sédiments glaciolacustres. Ces deux derniers types de matériaux se caractérisent par des teneurs généralement plus faibles en éléments traces parmi les sédiments riches en quartz plus grossiers et par des teneurs plus élevées en nombreux éléments parmi les matériaux parentaux à grain fin. Les échantillons provenant de l'échantillon A ont été influencés par des processus pédologiques qui ont entraîné, dans certaines régions et certains régimes pédologiques, une

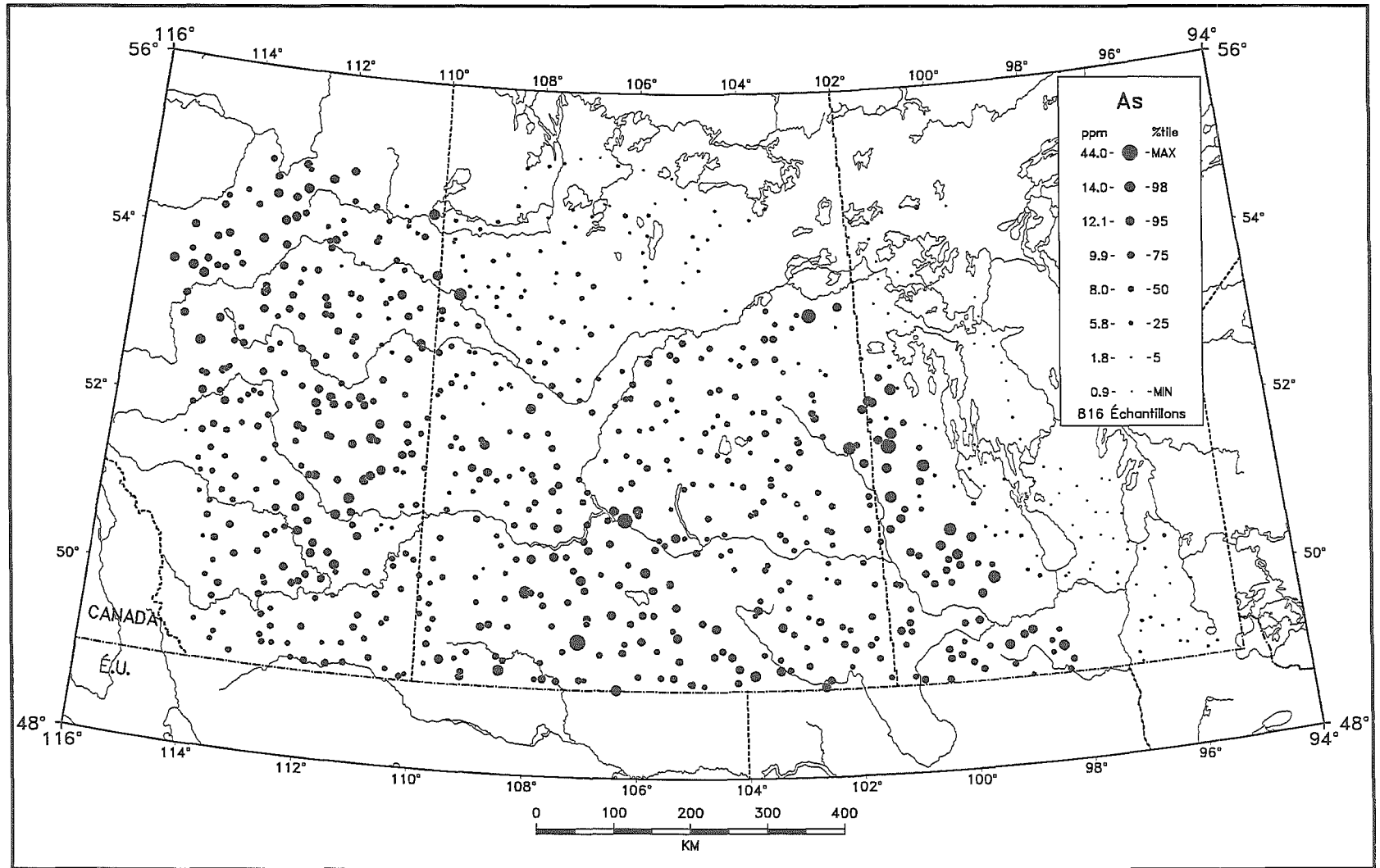


Figure 2. Teneur en As (ppm) de la fraction < 63  $\mu\text{m}$  d'échantillons de till.



modification des signatures de l'horizon C par concentration et appauvrissement de certains éléments. Ces données sont d'un intérêt tout particulier pour les scientifiques des domaines agricole et environnemental, s'agissant notamment du Cd (Garrett, 1994) et du Hg (Garrett et Thorleifson, 1994).

## CONCLUSIONS

Le projet de reconnaissance des minéraux kimberlitiques à l'échelle des Prairies, subventionné essentiellement par l'BEM, a fourni les premières données systématiques sur la répartition des minéraux indicateurs de kimberlites et de lamproïtes et sur la géochimie des tills et des sols de la région. Il s'en dégage les conclusions suivantes:

- 1) Les minéraux indicateurs sont largement répandus dans les Prairies. Les concentrations locales dans la région de Prince Albert, dans le centre nord de la Saskatchewan, de même que dans le sud-ouest de la Saskatchewan, étaient connues antérieurement. Le présent projet a révélé l'abondance de minéraux indicateurs favorables dans le centre nord et dans le sud du Manitoba de même que dans plusieurs régions du sud de l'Alberta.
- 2) Les données géochimiques relatives à la matrice de till sur la fraction de 8 à 16 mm de la classification lithologique, et les données géochimiques et minéralogiques globales sur la fraction de 63 à 250 µm des minéraux lourds non ferromagnétiques varient de manière systématique et sont liées à la nature du substratum rocheux dont sont issus les tills. Ces données faciliteront la reconstitution de l'historique de l'écoulement glaciaire des tills de surface échantillonnés au cours du présent projet; cet historique constitue le facteur le plus important pour l'identification des régions d'origine du substratum parental des minéraux indicateurs de kimberlite identifiés au cours du levé.
- 3) Les données géochimiques sur l'horizon A du sol se sont avérées utiles pour les études de base, tout au moins pour le Cd et le Hg, et seront utiles à l'avenir pour diverses recherches environnementales et agricoles. La disponibilité de données sur l'horizon C couplées à des échantillons de l'horizon A sus-jacent permet la cartographie régionale des enrichissements apparents en surface. Des travaux plus poussés permettront de quantifier les pertes en carbonates à partir d'échantillons prélevés à la tarière à main, mais il est évident que de nombreuses signatures présentes dans les échantillons de till

recueillis à une profondeur supérieure à 1 m se manifestent également dans les échantillons de l'horizon C, que l'on peut recueillir plus facilement à des profondeurs de l'ordre de 0,5 m; de telles profondeurs sont par ailleurs adéquates pour la séparation des minéraux lourds réfractaires.

## RÉFÉRENCES

- Darnley, A.G., Björklund, A., Bølviken, B., Gustavsson, N., Koval, P.V., Steenfelt, A., Tauchid, A., Xie Xuejing, Garrett, R.G., and Hall, G.E.M.**  
1995: A global geochemical database for environmental and resource management; UNESCO Earth Science Series, 19, Paris, 122 p.
- Dawson, J.B. and Stephens, W.E.**  
1975: Statistical classification of garnets from kimberlites and associated xenoliths; *Journal of Geology*, v. 83, p. 589-607.  
1976: Statistical classification of garnets from kimberlites and associated xenoliths - addendum; *Journal of Geology*, v. 84, p. 495-496.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J.**  
1982: *Orthosilicates: Rock Forming Minerals*; second edition, Volume 1A, Longman Group, London, 919p.
- Dyke, A.S. and Prest, V.K.**  
1987: Paleogeography of northern North America, 18,000 to 5,000 years ago; Geological Survey of Canada, Map 1703A (1:12 500 000 scale).
- Fipke, C.E. (ed.)**  
1989: The development of advanced technology to distinguish between diamondiferous and barren diatremes; Geological Survey of Canada, Open File 2124, Part 1, II, and III, 1183 p.
- Garrett, R.G.**  
1983: Sampling Methodology; in *Statistics and Data Analysis in Geochemical Prospecting*, Chapter 5, R.J. Howarth (ed.); *Handbook of Exploration Geochemistry*, v. 2, Elsevier, Amsterdam, p. 83-110.  
1994: The distribution of cadmium in A horizon soils of the prairies in Canada and the adjoining United States; in *Current Research 1994-C*; Geological Survey of Canada, p. 73-82.
- Garrett, R.G. and Thorleifson, L.H.**  
1993: Prairie Kimberlite Study - Soil and till geochemistry and mineralogy, low density orientation survey traverses, Winnipeg-Calgary-Edmonton-Winnipeg, 1991; Geological Survey of Canada, Open File 2685, (one 1.4MB diskette containing 25 ASCII files).

1994: The distribution of mercury in A and C horizon soils in the Prairies of Canada and adjoining United States; Conference on Mercury as a Global Pollutant, Whistler, B.C., July 10-14, 1994, Abstracts for Poster Session III.

**Griffin, W.L., Cousens, D.R., Ryan, C.G., Sie, S.H., and Suter, G.F.**

1989: Ni in chrome pyrope garnets: a new geothermometer; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 103, p. 199-202.

**Griffin, W.L. and Ryan, C.G.**

1993: Trace elements in garnets and chromites: evaluation of diamond exploration targets; *in* Diamonds: Exploration, Sampling, and Evaluation, P. Sheahan and A. Chater (ed.); Prospectors and Developers Association of Canada, p. 185-212.

**Gurney, J.J.**

1984: A correlation between garnets and diamonds in kimberlites; *in* Kimberlite Occurrence and Origin: A Basis for Conceptual Models in Exploration, J.E. Glover and P.G. Harris (ed.); University of Western Australia, Publication No. 8, p. 143-166.

**Gurney, J.J. and Moore, R.O.**

1993: Geochemical correlations between kimberlitic indicator minerals and diamonds; *in* Diamonds: Exploration, Sampling and Evaluation, P. Sheahan and A. Chater (ed.); Prospectors and Developers Association of Canada, p. 147-172.

**Prest, V.K., Grant, D.R., and Rampton, V.N.**

1968: Glacial map of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1253A (1:5 000 000 scale).

**Severson, R.C. and Tidball, R.R.**

1979: Spatial variation in total element concentration in soil within the Northern Great Plains coal region; U.S. Geological Survey, Professional Paper 1134-A, p. A1-A18.

**Severson, R.C. and Wilson, S.A.**

1990: Assessment of geochemical variability and a listing of geochemical data for surface soils of Eastern North Dakota and parts of Northeastern South Dakota and Northwestern Minnesota; U.S. Geological Survey, Open File Report 90-310, 58 p.

**Shetsen, I.**

1984: Application of till pebble lithology to the differentiation of glacial lobes in southern Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 920-933.

**Thorleifson, L.H. and Garrett, R.G.**

1993: Prairie kimberlite study - till matrix geochemistry and preliminary indicator mineral data; Geological Survey of Canada, Open File 2745 (one diskette).

**Thorleifson, L.H., Garrett, R.G., and Matile, G.**

1994: Prairie kimberlite study indicator mineral geochemistry; Geological Survey of Canada, Open File 2875, (one 1.4MB diskette containing 12 ASCII files).

---

\* Contribution à l'Entente Canada-Saskatchewan sur l'exploitation minière (1992-1995), entente auxiliaire négociée en vertu de l'Entente Canada/Saskatchewan de développement économique et régional et contribution à l'Entente Canada-Alberta sur l'exploitation minière (1992-1995), entente auxiliaire négociée en vertu de l'Entente Canada/Alberta de développement économique et régional.

# Géochimie et minéralogie (minéraux indicateurs) des dépôts d'origine glaciaire sus-jacents à des kimberlites à Kirkland Lake (Ontario)

M.B. McClenaghan

McClenaghan, M.B., 1996: *Géochimie et minéralogie (minéraux indicateurs) des dépôts d'origine glaciaire sus-jacents à des kimberlites à Kirkland Lake (Ontario)*; dans *La recherche des diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 219-224.

## INTRODUCTION

Le substratum rocheux de la région de Kirkland Lake est en général recouvert de sédiments glaciaires dont l'épaisseur varie de quelques mètres à 100 m. Grâce à l'application combinée de méthodes fondées sur les minéraux indicateurs et la géophysique, plusieurs pipes et dykes de kimberlite ont été découverts au cours des 10 dernières années dans la région de Kirkland Lake (Brummer et al., 1992a, b; McClenaghan, 1993). La recherche des minéraux indicateurs est toutefois compliquée par un manque d'informations publiées sur la dispersion glaciaire des débris kimberlitiques. En 1992, la Commission géologique du Canada (CGC) a entamé dans la région de Kirkland Lake un projet d'une durée de quatre ans dans le but de combler ce manque d'informations, de perfectionner les techniques

d'exploration des kimberlites ou d'en élaborer de nouvelles, et d'évaluer les perspectives de découverte de nouveaux gisements de kimberlite à proximité de Kirkland Lake. On a également procédé dans le cadre de ce projet à l'étude des caractéristiques géochimiques et minéralogiques des intrusions kimberlitiques connues et des signatures géochimiques associées dans divers milieux d'échantillonnage utilisés couramment au cours de l'exploration minérale (p. ex. le till, l'humus, le sol et la végétation).

## MÉTHODES

Trente-et-un sondages dans des morts-terrains ont été forés par la CGC au cours de l'hiver 1993 en amont-glaciaire (nord), à la verticale et en aval-glaciaire (sud) des pipes de kimberlite dits C14, B30 (Nickila Lake), A4

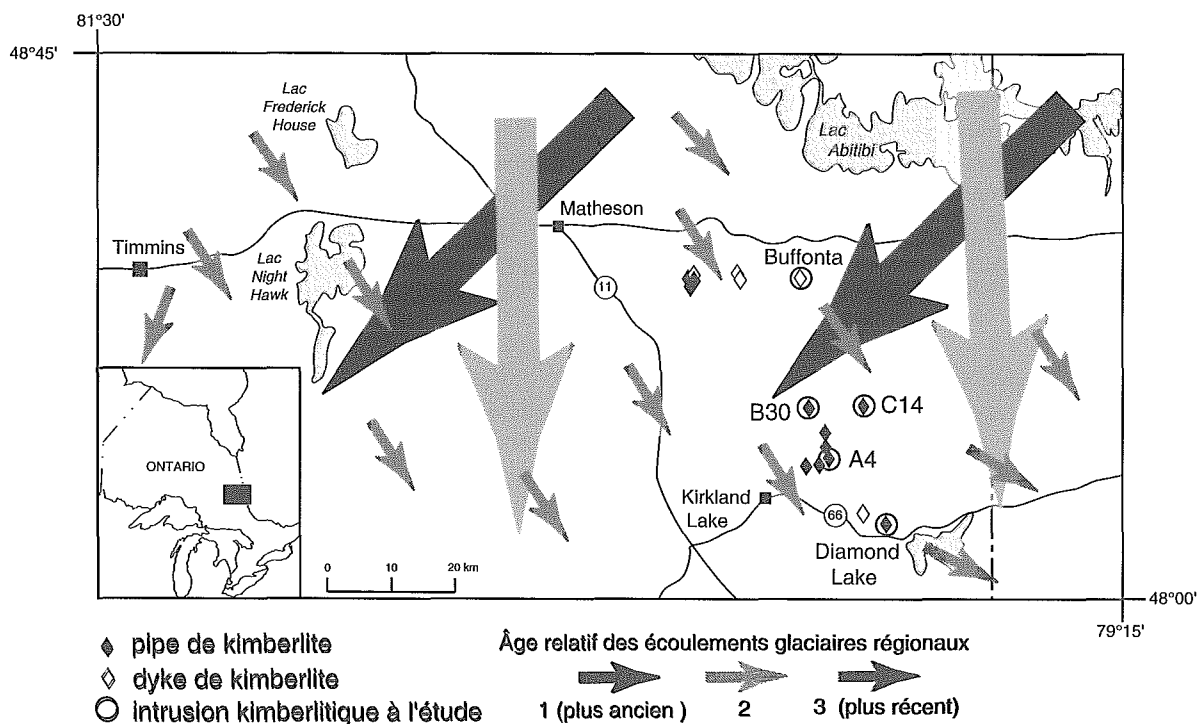


Figure 1. Emplacement des intrusions kimberlitiques dites C14, B30 et A4 et de Diamond Lake et Buffonta, dans le champ kimberlitique de Kirkland Lake, dans le nord-est de l'Ontario (l'emplacement des kimberlites est tirée de Zalnieriunas et Sage, 1995).

et Diamond Lake. Ces pipes ont été choisis dans le but d'étudier les modes de dispersion glaciaire dans des tills (C14, B30, A4) et des sédiments d'eskers (Diamond Lake). On a eu recours au forage par vibrations pour carotter les sédiments glaciaires et le substratum rocheux, car cette technique fournit une carotte continue de 9 cm de diamètre à partir de la surface jusqu'à l'intérieur du substratum. En raison de sa relativement faible résistance, la kimberlite est attaquée de manière préférentielle par l'altération préglaciaire et les glaciers, de sorte que les sous-affleurements de pipes kimberlitiques sont en général déprimés de 10 à 35 m par rapport à la surface du substratum environnant. Aussi les pipes kimberlitiques sont-ils recouverts d'épaisses séquences de dépôts d'origine glaciaire, généralement de 40 à 100 m d'épaisseur, contenant certains des dépôts de till de Matheson les plus épais dans la région. Ces séquences de till ont fait l'objet d'un échantillonnage intensif.

Les forages réalisés au-dessus des pipes de kimberlite ont été prolongés de 10 m dans le substratum rocheux de manière à permettre le prélèvement d'échantillons de taille suffisante pour des analyses pétrologiques, géochimiques et minéralogiques, de même que des datations à l'U-Pb et des études isotopiques au Sr-Nd-Pb. Des études détaillées du substratum kimberlitique extrait des forages ont été effectuées par Moser et Heaman (1994), Schulze et Andersen (1994), Vickers et Schulze (1994), Davis et al. (1996) et Katsube et Kjarsgaard (1996). Des diagraphies de fond de trou de sondage ont été complétées au cours de l'hiver 1993 pour analyser les caractéristiques géophysiques des kimberlites et des sédiments glaciaires qui les recouvrent (Douma, 1995; Mwenifumbo et al., 1996). Les diagraphies géophysiques ont été effectuées dans d'anciens forages d'exploration du diamant déjà tubés, outre les trois forages tubés en morts-terrains réalisés par la CGC.

Des échantillons de till ont également été prélevés au-dessus et en aval-glaciaire d'un petit dyke kimberlitique en sous-affleurement recouvert par 3 m de morts-terrains sur la propriété de Buffonta, dans le canton de Garrison. Des échantillons ont été prélevés dans deux tranchées creusées à la chargeuse-pelleteuse du nord au sud au travers du dyke, de direction nord-ouest, dans le but d'étudier la dispersion en aval-glaciaire à partir de cette petite source de substratum kimberlitique.

Des échantillons de sol (humus, horizons B et C) et de végétation ont été prélevés au-dessus et en aval-glaciaire des pipes C14 et de Diamond Lake et du dyke

de Buffonta afin d'identifier les signatures géochimiques de ces milieux sus-jacents à un substratum kimberlitique et d'évaluer leur potentiel pour l'exploration des kimberlites. On trouvera des analyses et interprétations sur la végétation dans McClenaghan et Dunn (1995) et Dunn et McClenaghan (1996).

Des échantillons massifs de till, de sable et de kimberlite pesant environ 10 à 15 kg ont été prélevés dans les forages effectués par vibrations et sur la propriété de Buffonta et ensuite traités par la société Overburden Drilling Management, à Nepean en Ontario (ODM); on a combiné d'une part un procédé de tabulation double élaboré par le ministère des Mines de l'Ontario et la CGC pour l'exploration des kimberlites et, d'autre part, la séparation densimétrique afin d'extraire une fraction < 2,0 mm non ferromagnétique de minéraux lourds (densité > 3,2). On a en outre procédé à l'extraction et au comptage des grains aurifères et sulfurés de la fraction des minéraux lourds, cette région étant susceptible de receler des gisements d'or et de métaux communs.

La fraction des minéraux lourds a été examinée et triée par la société Lakefield Research, de Lakefield en Ontario, afin d'y prélever des minéraux indicateurs de kimberlite : le pyrope et le grenat écolitique, le diopside chromifère (> 1,0 % poids  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), l'ilménite magnésienne (> 6 % poids MgO) et la chromite à inclusions diamantifères (ID) (> 62 % poids et 12-17 % poids MgO). Les grains sélectionnés ont été analysés à la microsonde électronique par la CGC et la Commission géologique de l'Ontario (CGO), sous la direction de J. Stirling (Stirling et Pringle, 1996) et D. Crabtree (CGO).

On a procédé à l'analyse géochimique des échantillons de morts-terrains afin d'évaluer les perspectives offertes par l'étude géochimique des tills comme outil d'exploration moins coûteux des kimberlites. Avant la sélection des minéraux indicateurs, la fraction des minéraux lourds non magnétiques < 1,0 mm a été analysée pour 34 éléments (ANII) par la société Activation Laboratories, à Ancaster en Ontario. La fraction < 0,063 mm des échantillons de till et de kimberlite a été analysée pour l'Au (essai pyrognostique-ICP-AFS) et 32 autres éléments (spectrométrie d'émission à plasma inductif) par la société Chemex Labs, de Vancouver en Colombie-Britannique, de même que pour Nb, Sr et Zr (fluorescence X) par la société X-Ray Laboratories, de Toronto en Ontario. Le contenu en carbonate matriciel et la répartition granulométrique des échantillons de till ont été analysés au Laboratoire de sédimentologie de la CGC.

## RÉSULTATS

### *Configurations de l'écoulement glaciaire*

Il importe de comprendre les configurations de l'écoulement glaciaire dans la région de Kirkland Lake lorsqu'il s'agit d'utiliser les minéraux indicateurs et la géochimie des tills pour explorer les kimberlites. Les plus anciens écoulements glaciaires dans la région sont vraisemblablement de directions ouest-sud-ouest et sud-est (Veillette et McClenaghan, 1996). Les fabriques des tills et la répartition des carbonates paléozoïques provenant des basses terres de la baie d'Hudson constituent les principaux vestiges de ces anciennes écoulements glaciaires, car ceux-ci n'ont pas laissé de traces parmi les stries actuelles (voir plus loin l'exemple sur le pipe B30).

Trois écoulements glaciaires principaux (figure 1) sont conservés parmi les stries actuelles (McClenaghan et al., 1995a); ils témoignent d'un déplacement contraire au sens des aiguilles d'une montre, du nord-ouest vers le sud-est. Le plus ancien de ces écoulements, qui a traversé la région vers l'ouest-sud-ouest (220-240°), est associé à la phase principale de l'inlandsis laurentidien. Vers la fin de la glaciation, la direction d'écoulement a viré vers le sud (160-180°). À mesure que s'amincissait l'inlandsis laurentidien pendant les phases finales de la glaciation, l'écoulement a obliqué vers le sud-est (120-160°), en direction de la Moraine de Harricana (Veillette, 1989). Ces trois phases d'écoulement glaciaire sont vraisemblablement associées au dépôt du Till de Matheson, la plus jeune et la plus ubiquiste parmi les nappes de till (Veillette et McClenaghan, 1996).

### *Reconnaissance régionale*

Les perspectives de découverte de nouveaux pipes kimberlitiques au nord des pipes B30 et C14 ont été évaluées par examen des concentrés de minéraux lourds archivés recueillis au cours du programme d'échantillonnage régional de dépôts d'origine glaciaire de la CGO dans la région de Black River-Matheson (BRiM) (McClenaghan, 1991). Parmi 450 échantillons, la fraction des minéraux lourds non ferromagnétiques (densité > 3,3) de 0,25 à 2,0 mm a été examinée afin d'y déterminer le nombre et la composition des minéraux indicateurs de kimberlite présents. Les données sur la localisation, la chimie et l'abondance des minéraux indicateurs de kimberlite dans les échantillons de la CGO ont été publiées (McClenaghan et al., 1993). De nombreux échantillons renferment des concentrations élevées de pyrope chromifère, de diopside chromifère et d'ilménite magnésienne méritant étude plus poussée.

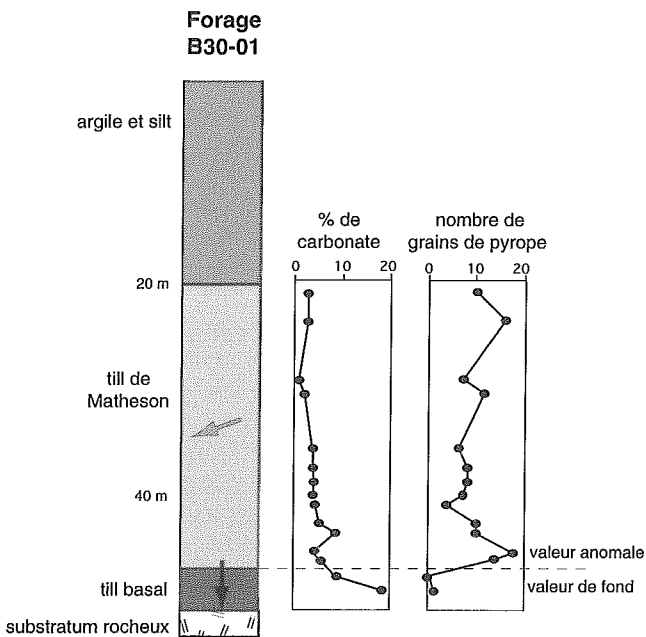
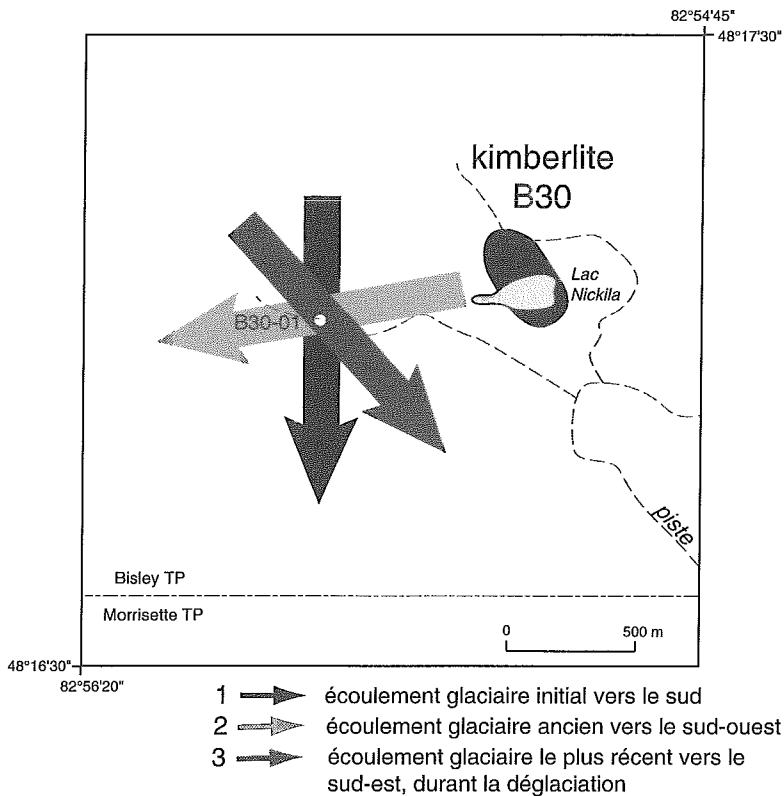
### *Chimie et abondance des minéraux indicateurs*

On a achevé l'analyse à la microsonde électronique des minéraux indicateurs extraits des pipes et du dyke kimberlitiques et des tills échantillonnés à leur proximité. Les résultats seront utilisés pour caractériser les assemblages de minéraux indicateurs de chaque pipe et les alignements de dispersion qui leur sont associés. On procède actuellement au développement d'une méthode permettant de distinguer diopsides chromifères régionaux et kimberlitiques; on effectuera à cette fin plusieurs centaines d'analyses à la microsonde de grains extraits de kimberlites et de tills provenant de Kirkland Lake et du lac de Gras, (T.-N.-O).

Les quatre pipes kimberlitiques contiennent des minéraux indicateurs abondants (milliers de grains dans un échantillon de 10 kg) qui ont été dispersés par la glace en aval-glaciaire des pipes. Le till recouvrant les pipes contient des centaines à des milliers de minéraux indicateurs. Mais les abondances dans les tills diminuent de manière spectaculaire dans un intervalle de quelques centaines de mètres en aval-glaciaire à partir des pipes, pour se chiffrer en dizaines de minéraux indicateurs (Averill et McClenaghan, 1993). Au sein de l'amas principal de pipes, les abondances de fond des minéraux indicateurs varient de quelques grains au nord des pipes B30 (figure 2) et C14 (au nord de l'amas principal de pipes) à des dizaines de grains au nord du pipe A4 (figure 3). L'abondance relative de chaque type de minéral indicateur varie considérablement d'un pipe à l'autre. Ainsi, le pipe C14 renferme très peu d'ilménites, alors que dans le pipe de Diamond Lake les ilménites constituent le minéral indicateur le plus abondant (Averill et McClenaghan, 1993). De telles différences d'abondance relative se reflètent dans les concentrations des minéraux indicateurs dans les dépôts d'origine glaciaire en aval-glaciaire des pipes.

Les minéraux indicateurs fournissent de précieux renseignements sur les caractéristiques de l'écoulement glaciaire lié au dépôt des tills. Ainsi, le till gris supérieur recèle des dizaines de minéraux indicateurs transportés 800 m vers le sud-ouest à partir du pipe B30 (figure B2). Le till brun basal ne contient que des abondances de fond des minéraux indicateurs, ce qui indique que la glace qui a déposé ce till ne s'écoulait pas vers le sud-ouest. Le contenu élevé en carbonates du till inférieur (figure 2) laisse supposer que l'écoulement glaciaire était dirigé vers le sud, et qu'il a transporté de la sorte des carbonates provenant des basses terres de la baie d'Hudson.

Les résultats relatifs au dyke de Buffonta ont été résumés par McClenaghan et al. (1995b). Le dyke



**Figure 2.** Caractéristiques de l'écoulement glaciaire et abondances du pyrope et de la matrice carbonatée au forage B30-01, 800 m au sud-ouest du pipe kimberlitique B30.

kimberlitique de Buffonta, épais de 1,0 m, contient quatre minéraux indicateurs : le pyrope chromifère, le diopside chromifère, l'ilménite magnésienne et la chromite à inclusions diamantifères. En regard des pipes kimberlitiques beaucoup plus volumineux de la région de Kirkland Lake, ce dyke renferme très peu de minéraux indicateurs (des dizaines de grains par échantillon de 10 kg). Conséquence de sa petite taille et de sa faible teneur en minéraux indicateurs, la dispersion glaciaire à partir de ce dyke est peu marquée et passerait inaperçue au cours d'une campagne d'échantillonnage régional de till.

### Taille et forme des minéraux indicateurs

Les résultats préliminaires indiquent que la plupart des pyropes chromifères se trouvent dans la fraction 0,25-0,50 mm du till parce qu'ils se sont disloqués le long de fractures pré-existantes lorsqu'ils ont été arrachés par le glacier chevauchant. Le transport glaciaire ultérieur des grenats sur plusieurs kilomètres n'entraîne ni une réduction de leur taille ni une modification de leur forme. Aussi la forme et le caractère anguleux des grenats ne sont pas des indicateurs concluants de la distance de transport glaciaire. On trouvera dans Averill et McClenaghan (1993) des résultats préliminaires à ce sujet, de même que des clichés en couleur de grenats extraits de kimberlites et de sédiments glaciaires en aval glaciaire.

### Géochimie des tills

Les résultats préliminaires indiquent que les tills renfermant des concentrations très anormales de minéraux indicateurs et situés à la verticale ou à l'aval-glaciaire de kimberlites contiennent également des concentrations élevées de Sr, Nb, Ba, Cr, Ni, Mg, Ca, Al, K, Ta, Th et d'ETR. Ainsi, les concentrations élevées en Nb, Ni et Sr dans le forage A4-02 (figure 3) correspondent à des niveaux anormaux d'ilménite magnésienne et de pyrope. Toutefois, les niveaux élevés d'éléments traces et mineurs ne peuvent être détectés aussi loin en aval glaciaire que les anomalies relatives aux minéraux indicateurs. Il convient de rechercher des combinaisons semblables de ces éléments dans les ensembles de données géochimiques sur le till recueillis au cours des programmes anciens ou actuels de recherche géochimique de l'or et de métaux communs dans la région, car de telles combinaisons pourraient révéler la présence de kimberlites non encore découvertes. Les données géochimiques sur les kimberlites et les dépôts d'origine glaciaire fournis par les forages dans les morts-terrains seront publiés en 1996. Les données géochimiques sur le dyke de Buffonta et le till sus-jacent ont déjà été publiées (McClenaghan et al., 1995b).

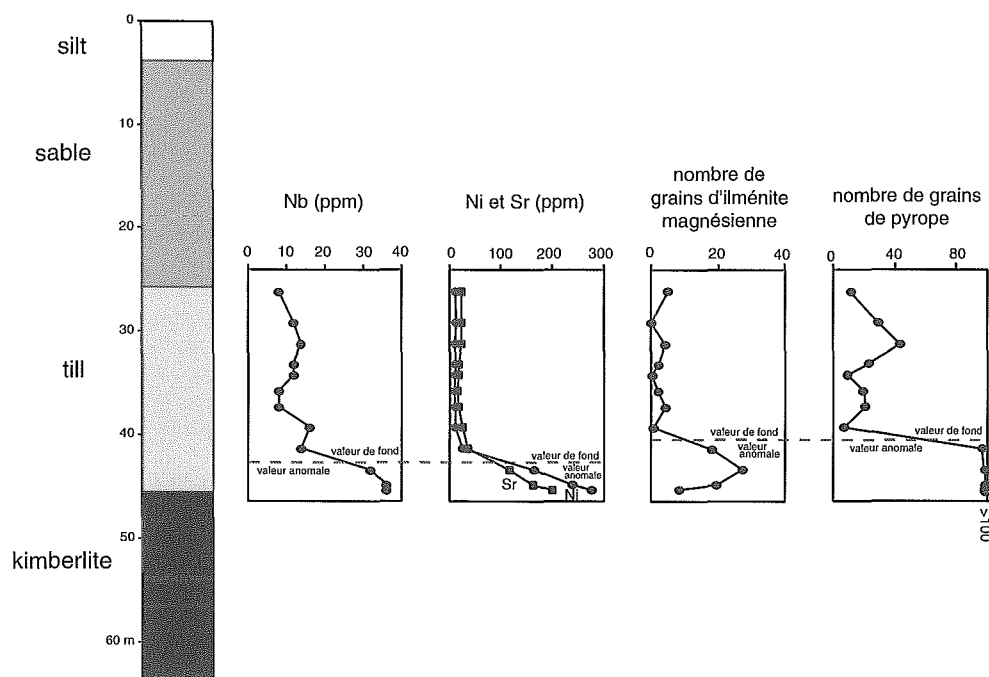


Figure 3. Abondance des éléments Nb, Sr et Ni, et de l'ilménite magnésienne et du pyrope dans le forage A4-02, au-dessus du pipe kimberlitique A4.

### Géochimie végétale

Les résultats préliminaires indiquent que les sapins baumiers et les épinettes noires croissant sur un substratum kimberlitique contiennent des concentrations élevées en Sr, Rb, Be, Mo (appauvrissement en Mn), Cr, Na, Ni, Co, Cu, Ba, Cs, ETR et Zn (McClenaghan et Dunn, 1995). On trouvera les résultats et leur interprétation dans Dunn et McClenaghan (1996).

### REMERCIEMENTS

La mise en oeuvre de ce projet n'aurait pas été possible sans la coopération et l'assistance fournies par des propriétaires actuels et antérieurs de la région de Kirkland Lake : la société Sudbury Contact Mines, la société W.A. Hubachek Consultants, la société Regal Goldfields, J.E. Tilsley and Associates, la société Gwen Resources et la société Monopros. La Commission géologique de l'Ontario a prêté des concentrés de minéraux lourds archivés recueillis au cours des programmes d'échantillonnage régional de till KLIP et BRIM et a fourni des analyses à la microsonde électronique. Les analyses à la microsonde et au microscope électronique à balayage ont été complétées sous la direction de J. Stirling, G. Pringle, A. Tsai (CGC) I. Kjarsgaard et D. Crabtree (CGO). Nous remercions L.H. Thorleifson d'avoir proposé des améliorations au

manuscrit. De précieux conseils et renseignements ont été fournis par J.J. Brummer, H.A. Lee et C.F. Gleeson.

### RÉFÉRENCES

#### Averill, S.A. and McClenaghan, M.B.

1993: Distribution and character of kimberlite indicator minerals in glacial sediments, C14 and Diamond Lake kimberlite pipes, Kirkland Lake, Ontario; Geological Survey of Canada, Open File 2819, 48 p.

#### Brummer, J.J., MacFadyen, D.A., and Pegg, C.C.

1992a: Discovery of kimberlites in the Kirkland Lake area, northern Ontario, Part I: Early surveys and surficial geology; Exploration and Mining Geology, v. 1, p. 339-350.

1992b: Discovery of kimberlites in the Kirkland Lake area, Northeastern Ontario, Part II: Kimberlite discoveries, sampling, diamond content, ages and emplacement; Exploration and Mining Geology, v.1, p. 351-370.

#### Davis, W.J., Parrish, R., Roddick, J.C. et Heaman, L.

1996: Détermination des âges isotopiques des kimberlites et de roches associées: méthodes et applications; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 39-42.

**Dunn, C.E. et McClenaghan, M.B.**

1996: Études biogéochimiques des kimberlites; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 225-229.

**Douma, M.**

1995: Characterization of overburden stratigraphy with the geonics EM-39 borehole logging instrument; in Drift Exploration in the Canadian Cordillera, P.T. Bobrowsky, S.J. Sibbick, J. Newell, and P.F. Matysek (ed.); British Columbia Geological Survey, Paper 1995-2, p. 247-250.

**Katsube, T.J. et Kjarsgaard, B.A.**

1996: Caractéristiques physiques des kimberlites canadiennes; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 247-248.

**McClenaghan, M.B.**

1991: Geochemistry of tills from the Black River-Matheson (BRiM) sonic overburden drilling program and implications for exploration; Ontario Geological Survey, Open File Report 5800, 263 p.

1993: Location of known kimberlite bedrock, float and indicator minerals in drift in the Kirkland Lake area; Geological Survey of Canada, Open File 2636 (map).

**McClenaghan, M.B. and Dunn, C.E.**

1995: Biogeochemical survey over kimberlites in the Kirkland Lake area, northeastern Ontario; Geological Survey of Canada, Open File 3005, 50p.

**McClenaghan, M.B., Kjarsgaard, I.M., Stirling, J.A.R., Pringle, G., and Crabtree, D.**

1993: Chemistry of kimberlite indicator minerals in drift from the Kirkland Lake area, northeastern Ontario; Geological Survey of Canada, Open File 2761, 375p.

**McClenaghan, M.B., Veillette, J.J., and DiLabio, R.N.W.**

1995a: Ice flow indicators in the Timmins and Kirkland Lake areas, northeastern Ontario; Geological Survey of Canada, Open File 3014 (map).

**McClenaghan, M.B., Kjarsgaard, I.M., Crabtree, D., and DiLabio, R.N.W.**

1995b: Till mineralogy and geochemistry of the Buffonta kimberlite dyke area, Kirkland Lake, Ontario; Geological Survey of Canada, Open File 3007, 150p.

**Moser, D.E. and Heaman, L.M.**

1994: A U-Pb zircon study of lower-crustal xenoliths from the Archean Superior Province; evidence for two anomalously "young" metamorphic events at 2.58 Ga and 2.49 Ga; in Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts, Annual Meeting, v. 19, p. A79.

**Mwenifumbo, C.J., Hunter, J.A.M. et Killeen, P.G.**

1996: Caractéristiques géophysiques des kimberlites canadiennes; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 243-246.

**Schulze, D.J. and Anderson, P.F.N.**

1994: Indicator mineral chemistry of Kirkland Lake kimberlites; in Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts, v. 19, p. A100.

**Stirling, J.A.R. et Pringle, G.J.**

1996: Outils d'analyse: la microsonde électronique et le microscope électronique à balayage; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 47-53.

**Veillette, J.J.**

1989: Ice movements, till sheets and glacial transport in Abitibi-Timiskaming, Quebec and Ontario; in Drift Prospecting; R.N.W. DiLabio and W.B. Coker (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 89-20, p. 139-154.

**Veillette, J.J. and McClenaghan, M.B.**

1996: Sequence of ice flow in the Abitibi-Timiskaming region; implications for mineral exploration and dispersal of carbonate, Quebec and Ontario; Geological Survey of Canada, Open File 3033.

**Vickers, P.A. and Schulze, D.J.**

1994: Garnet peridotite xenoliths in Kirkland Lake; in Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts, v. 19, p. A116.

**Zalnierunas, R. and Sage, R.P.**

1995: Known kimberlites of eastern Ontario; Ontario Geological Survey, Preliminary map P.3321.

---

\* Contribution à l'Entente auxiliaire Canada/Ontario de développement du nord de l'Ontario (1991-1995), entente auxiliaire négociée en vertu de l'Entente de développement économique et régional.



# Études biogéochimiques des kimberlites

C.E. Dunn et M.B. McClenaghan

Dunn, C.E. et McClenaghan, M.B., 1996: *Études biogéochimiques des kimberlites; dans La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 225-229.

## INTRODUCTION

Des études biogéochimiques à petite échelle sur des occurrences kimberlitiques reconnues en Saskatchewan et en Ontario ont été entreprises dans le but d'analyser les modes de répartition des arbres (géobotanique) et la chimie distinctive des tissus d'arbres et d'arbustes (biogéochimie). Des études de corrélation entre pipes kimberlitiques et type, abondance et chimie des végétaux ont été réalisées en Sibérie (Buks, 1965), en Afrique (Cole, 1980) et en Inde (Mathur et Alexander, 1983; Alexander et Shrivastava, 1984), mais aucune recherche de cette nature n'a été signalée au Canada. De telles études s'appuient sur le fait que la végétation absorbe des éléments chimiques issus de kimberlites et les concentre suffisamment pour présenter une signature biogéochimique distinctive. Aussi l'identification de telles signatures pourrait-elle faciliter la caractérisation et la délimitation des kimberlites masquées par des matériaux de surface.

## CUEILLETTE DES ÉCHANTILLONS

### *Saskatchewan*

À l'occurrence de kimberlite située près de Sturgeon Lake en Saskatchewan centrale les trois espèces végétales les plus communes sont le peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides*), le cornouiller stolonifère (*Cornus stolonifera*) et le noisetier à long bec (*Corylus cornuta*). Des échantillons de ces espèces ont été recueillis le long de trois profils qui transectent la kimberlite et se prolongent vers le sud. Des ramilles (correspondant aux cinq dernières années de croissance) de chacune des espèces ont été prélevées; des échantillons matérialisant les 3 à 5 dernières années de croissance de la tige de peuplier ont été prélevés en ployant ces arbres chétifs à la main et, au moyen de cisailles, en coupant des morceaux de tige de 2 cm de diamètre. Au total, 114 échantillons ont été prélevés sur 32 sites. On trouvera des informations supplémentaires dans Dunn (1989, 1993).

### *Ontario septentrionale*

Des échantillons de tissus d'arbres ont été recueillis dans la région de Kirkland Lake le long de transects au-dessus de deux pipes kimberlitiques (Diamond Lake et C14) et d'un dyke kimberlitique (Buffonta). La composition du couvert forestier diffère sur chaque kimberlite, ce qui permet d'évaluer la réponse géochimique à la kimberlite de divers types d'espèces végétales et d'échantillons : ramilles de sapin baumier (*Abies balsamea*), à Diamond Lake; ramilles et écorce extérieure d'épinette noire (*Picea mariana*), au pipe C14; et ramilles de sapin baumier et de cerisier de Pennsylvanie (*Prunus pennsylvanica*), à Buffonta. Au total, 55 échantillons ont été prélevés sur 34 sites. On trouvera des informations détaillées dans McClenaghan et Dunn (1995).

## PRÉPARATION ET ANALYSE DE L'ÉCHANTILLONS

Une fois séchés à l'air, les échantillons ont été réduits en cendres par combustion contrôlée à 470 °C et analysés pour 35 éléments par activation neutronique instrumentale (ANI) et analysés pour 30 éléments par spectrométrie d'émission à plasma inductif (SE-PI) après dissolution dans une solution d'acide nitrique et d'acide chlorhydrique. On trouvera des détails supplémentaires dans Dunn (1993) et McClenaghan et Dunn (1995).

## RÉSULTATS

### *Saskatchewan*

Des études en Inde (Alexander et Shrivastava, 1984) et en Sibérie (Buks, 1965) ont permis d'établir des corrélations positives entre la présence de pipes kimberlitiques et le type et l'abondance de la végétation. Des concentrations relativement élevées de P issu de la kimberlite ont favorisé une croissance plus luxuriante des arbres au-dessus des pipes. Aucune expression géobotanique semblable de la kimberlite de Sturgeon Lake n'est apparente, mais des échantillons de tissus des trois espèces dominantes présentent une réponse biogéochimique liée spatialement à la kimberlite, avec enrichissement en Ni, Rb, Sr, Cr, Nb, Mg et P et appauvrissement en Mn et Ba (Dunn, 1993).

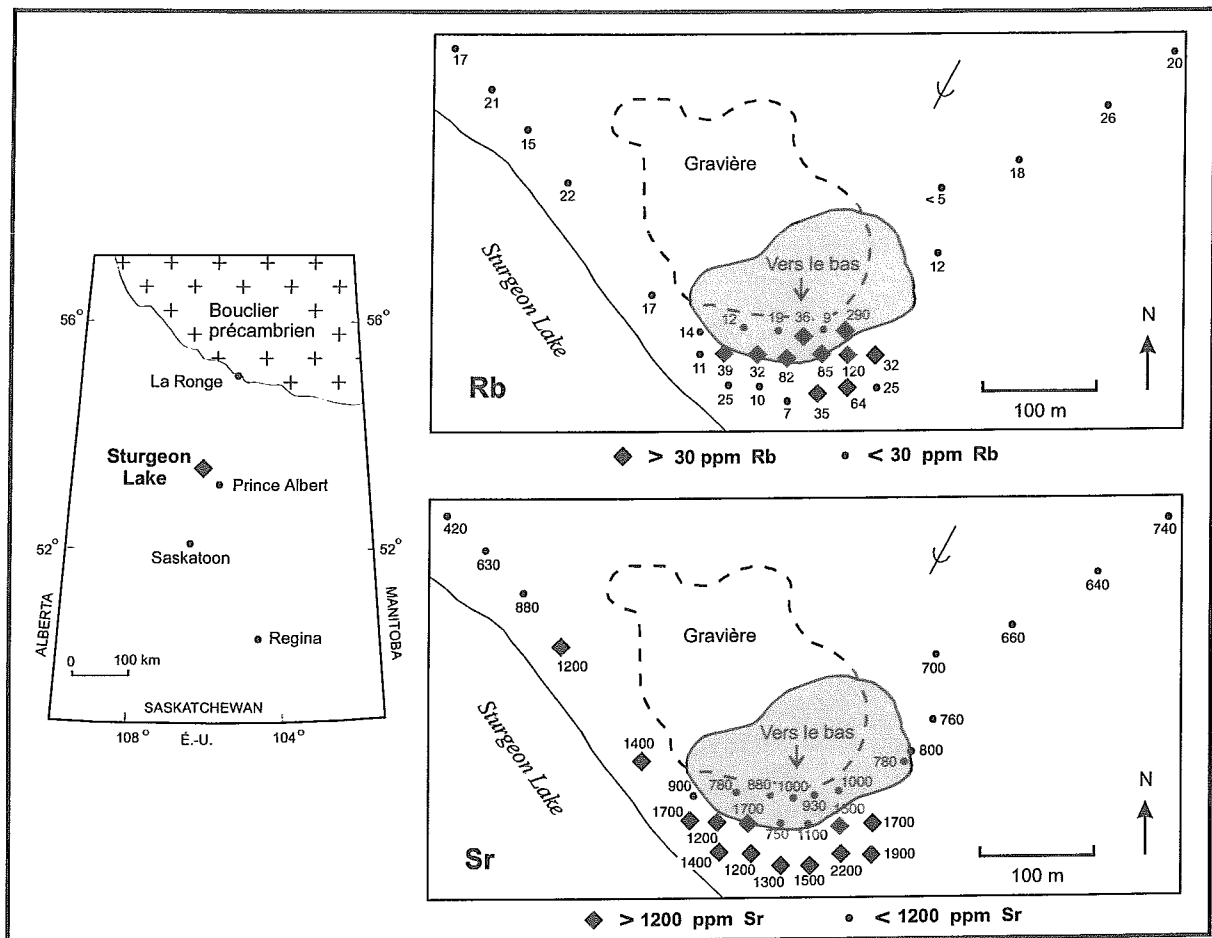


Figure 1. Kimberlite de Sturgeon Lake. Répartition du rubidium dans les sommets de peuplier et du strontium dans les ramilles de peuplier (ppm dans les cendres). La zone hachurée à l'extrémité sud de la gravière représente de la kimberlite.

La teneur en Ni des ramilles de cornouiller est beaucoup plus élevée que celle des ramilles d'autres espèces à proximité de la kimberlite, généralement enrichie en cet élément. Les trois espèces sont enrichies en Rb et Sr en regard des sites sur les couches créacées et quaternaires environnantes (figure 1). Le Sr provient probablement des carbonates, alors que le Rb dérive peut-être de la phlogopite au sein de la kimberlite, où il est mobilisé pendant l'altération sous forme de complexe carbonaté très soluble.

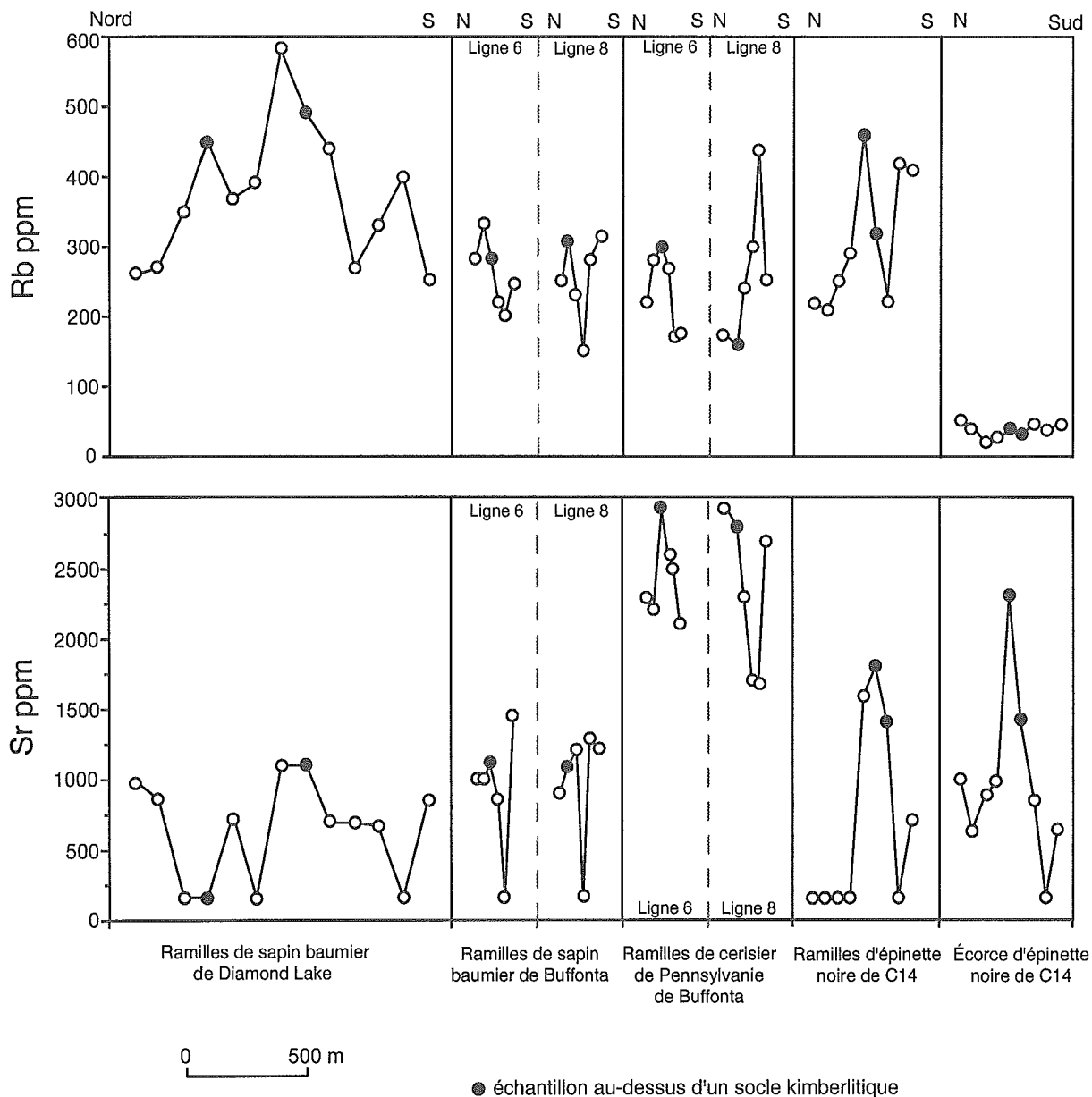
### Ontario septentrionale

On n'a pas constaté d'expression géobotanique distincte des kimberlites. Des transects biogéochimiques en travers de trois corps kimberlitiques ont démontré que parmi les espèces et tissus recueillis, à quelques exceptions près, leur capacité relative à concentrer des métaux communs et lourds est, en ordre descendant, la suivante : ramilles d'épinette noire > écorce d'épinette

noire > ramilles de sapin baumier > ramilles de cerisier de Pennsylvanie (McClenaghan et Dunn, 1995).

Tout comme à Sturgeon Lake, Sr et Rb sont enrichis dans la plupart des tissus provenant de sites à la verticale et à proximité des kimberlites (figure 2). La figure 3 reproduit des profils étendus des teneurs en Sr, Rb et Ba dans des tissus d'épinette noire échantillonnés de part et d'autre du pipe C14, illustrant de la sorte la différence de réponse des deux milieux d'échantillonnage et les rapports entre concentrations en éléments et compositions lithologiques sous-jacentes.

On a noté dans les trois régions un appauvrissement en manganèse dans tous les types de tissus sauf l'écorce d'épinette. La plupart des autres éléments présents dans les tissus végétaux ne présentaient pas de contrastes géochimiques suffisants pour faciliter de manière fiable la recherche de corps kimberlitiques. Les données



**Figure 2.** Kirkland Lake. Répartition du rubidium et du strontium (ppm dans les cendres) dans les arbres voisins de trois occurrences kimberlitiques (Diamond Lake, C14 et Buffonta). Pour connaître la localisation des kimberlites, consulter la figure 1 dans McClenaghan (1996).

relatives à l'enrichissement/appauvrissement en éléments pour chaque kimberlite sont les suivantes :

- a) **Diamond Lake:** *Sapin baumier*-Sr, Rb, Be, Mo, (appauvrissement en Mn);
- b) **Buffonta:** *Sapin baumier*-Sr, Rb, Be, Mo, (appauvrissement en Mn), Au, Cr, Na, Cd, Ni, Al; *Cerisier de Pennsylvanie*-Sr, Rb, Au;

- c) **C14 :** *Ramilles d'épinette*-Sr, Rb, (appauvrissement en Mn), Au, Cr, Na, Cd, Co, Cu, Ba, Cs, ETR, Zn; *Écorce d'épinette*-Sr, Ba, Zn

### CONCLUSIONS

Les études biogéochimiques entreprises pour analyser le mode de répartition d'un vaste éventail d'éléments pourraient faciliter la recherche de corps kimberlitiques

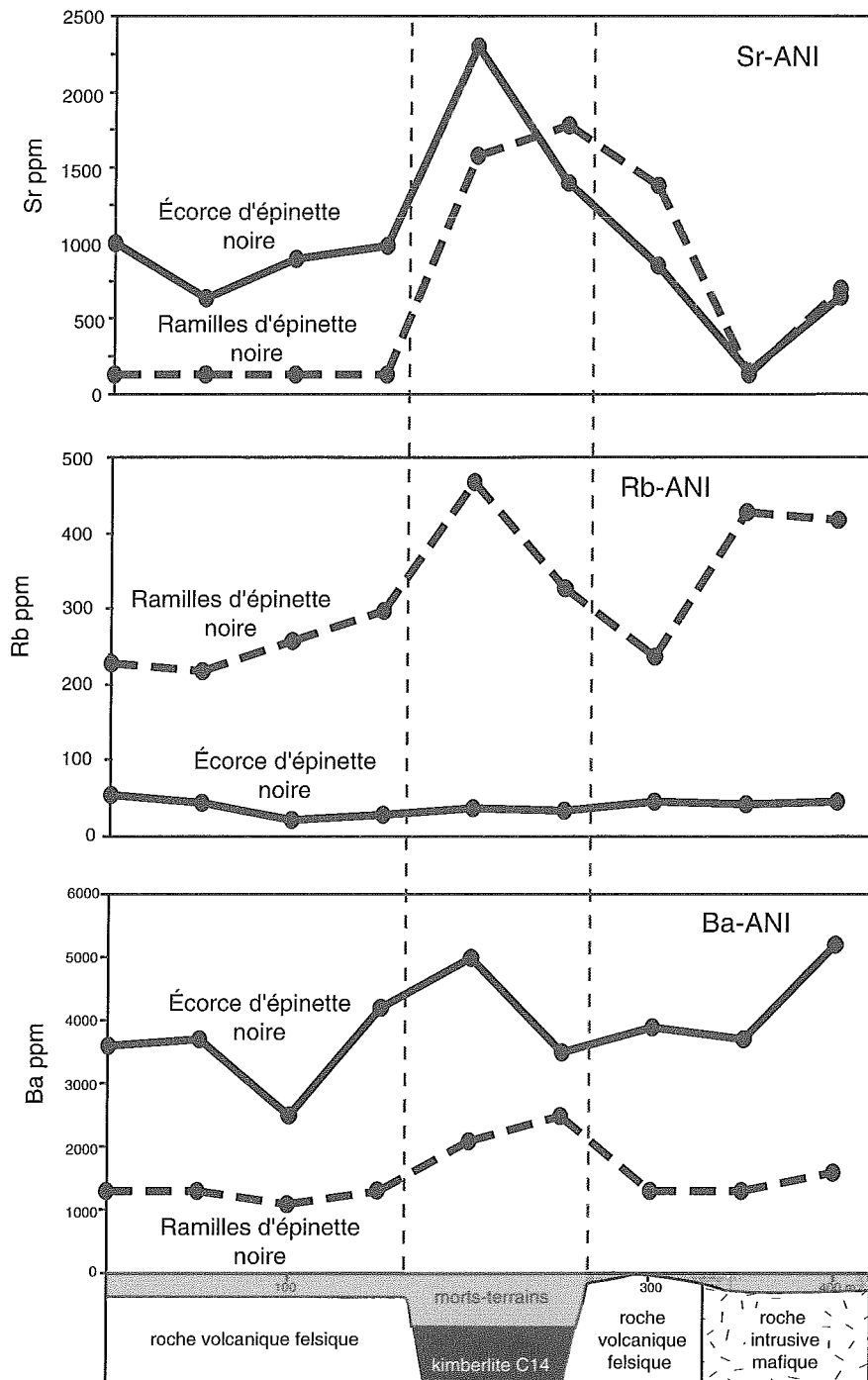


Figure 3. Kirkland Lake. Répartition des éléments Sr, Rb et Ba dans les cendres d'écorce et de ramilles d'épinette noire.

de faible profondeur et se révéler utiles pour délimiter leur étendue. Bien que cette méthode puisse être superflue pour la délimitation de corps manifestant une signature géophysique accusée, elle pourrait s'avérer précieuse pour la localisation de corps présentant des réponses géophysiques indistinctes, notamment là où un

régime d'eaux souterraines ascendantes est capable d'entraîner des éléments associés aux kimberlites jusqu'aux systèmes racinaires des plantes. Il convient de noter à propos des levés réalisés jusqu'ici l'enrichissement relatif systématique en Sr et Rb dans les arbres et arbustes croissant au-dessus et à proximité des

kimberlites, enrichissement qui dérive, estime-t-on, respectivement de carbonates et de la phlogopite. Récemment, des échantillons de bouleau glanduleux (*Betula glandulosa*), de saule (*Salix sp.*) et de lédon des marais (*Ledum palustre*) ont été recueillis à proximité de kimberlites dans la région du lac de Gras, dans les Territoires-du-Nord-Ouest (B. Ward, Division des sciences de terrain). Les données seront bientôt rendues publiques.

## RÉFÉRENCES

### **Alexander, P.O. and Shrivastava, V.K.**

1984: Geobotanical expression of a blind kimberlite pipe, Central India; in Proceedings of the Third International Kimberlite Conference, Kimberlites, I: Kimberlites and Related Rocks, J. Kornprobst (ed.), v. 1; Elsevier, Amsterdam, p. 33-40.

### **Buks, I.I.**

1965: The use of the geobotanical method in the search for kimberlite tubes in the Yakutian polar region; in Plant Indicators of Soils, Rocks, and Subsurface Waters, A.G. Chikishev (ed.); Consultants Bureau, New York, p. 173-175.

### **Cole, M.M.**

1980: Geobotanical expression of orebodies; Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy, Section B, v. 89, p. 73-91.

### **Dunn, C.E.**

1989: The Sturgeon Lake kimberlite - an investigation into the geochemical response exhibited by organic sample media; in Summary of Investigations 1989; Saskatchewan Geological Survey, Miscellaneous Report, v. 89-4, p. 172-177.

### **Dunn, C.E.**

1993: Diamondiferous kimberlite in Saskatchewan, Canada - a biogeochemical study; Journal of Geochemical Exploration, v. 47, p. 131-141.

### **Mathur, S.M. and Alexander, P.O.**

1983: Preliminary pedogeochemical and biogeochemical studies on the Hinota kimberlite, Panna District, MP; Indian Academy Sciences (Earth and Planetary Science), Proceedings, v. 92/1, p. 81-88.

### **McClenaghan, M.B.**

1996: Géochimie et minéralogie (minéraux indicateurs) des dépôts d'origine glaciaire sus-jacents à des kimberlites à Kirkland Lake (Ontario); dans La recherche des diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 219-224.

### **McClenaghan, M.B. and Dunn, C.E.**

1995: Biogeochemical survey over kimberlites in the Kirkland Lake area, northeastern Ontario; Geological Survey of Canada, Open File, 3005, 69p.

---

\* Contribution à l'Entente auxiliaire Canada/Ontario de développement du nord de l'Ontario (1991-1995), entente auxiliaire négociée en vertu de l'Entente de développement économique et régional.



# PARTIE 3: UTILISATION DES LEVÉS GÉOPHYSIQUES ET DES SYSTÈMES D'INFORMATION GÉOGRAPHIQUE (SIG)

## Introduction

K.A. Richardson

*Richardson, K.A., 1996: Partie 3: Utilisation des levés géophysiques et des systèmes d'information géographique (SIG); dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 231-234.*

---

La documentation sur l'utilisation de la géophysique pour la recherche de diamants remonte 65 ans en arrière, jusqu'au rapport de Stearn (1930) sur un levé géomagnétique effectué pour localiser des intrusions diamantifères en Arkansas, aux États-Unis. Bien que les levés magnétiques tant terrestres qu'aéroportés soient toujours fondamentaux lorsque l'on cherche des diamants, plusieurs autres méthodes géophysiques sont maintenant utilisées pour décrire les grands terranes encore mal définis, amis aussi pour identifier et délimiter les amas de roches diamantifères.

On a fait un usage intensif des levés magnétiques en Yakoutie, en Russie, au cours des années 50 et 60 (Atkinson, 1989); Barygin (1962) a fait état de l'utilisation de levés aéromagnétiques, en conjonction avec la photographie aérienne en couleur, pour la prospection de « gisements de diamants in situ » sur la plate-forme sibérienne. Les autres méthodes géophysiques mentionnées dans le résumé de Gerrits (1970) sur les pratiques en géophysique utilisées pour la prospection des diamants à travers le monde sont les levés gravimétriques (URSS et Afrique) et les levés de résistivité (Afrique), outre les levés magnétométriques (USA, URSS et Afrique). Gerrits conclut que les méthodes gravimétriques et de résistivité ne sont utiles qu'à l'échelle locale et que seuls les levés magnétiques offrent une méthode aérienne fournissant des résultats utiles.

En 1970, Burley et Greenwood (1972) ont réalisé diverses recherches en géophysique (magnétiques, résistivité, gravimétriques, électromagnétiques et sismiques) afin de déterminer les méthodes d'exploration les plus fructueuses des kimberlites diamantifères au Lesotho, en Afrique. Ils ont tiré les conclusions suivantes : les méthodes magnétiques et de résistivité sont les plus utiles pour le contrôle sur le terrain; les levés gravimétriques et électromagnétiques pourraient s'avérer

utiles pour la délimitation des kimberlites altérées; les levés gravimétriques décèlent des anomalies mineures qui pourraient être utilisées pour la localisation des pipes enfouis; enfin, il est peu probable que la sismique réfraction puisse permettre la détection de corps kimberlitiques enfouis au sein du basalte de la région étudiée.

À la fin des années 70, lorsque Macnae (1979) a passé en revue les techniques géophysiques de prospection des kimberlites, les levés électromagnétiques aéroportés (EMA) s'étaient révélés efficaces pour la détection de pipes en Afrique du Sud. Il a présenté de nombreux exemples de levés magnétiques et de résistivité terrestres et de levés EM et magnétiques aéroportés effectués pendant une période de deux ans en Afrique du Sud; il en a conclu que l'EMA constitue un complément de grande valeur aux levés aéromagnétiques en région profondément altérée. Smith (1985) a discuté l'emploi de levés EM terrestres et aéroportés à Ellendale, en Australie occidentale; les réponses obtenues par EMA ont mis en relief de très faibles réponses magnétiques.

Une décennie plus tard, Atkinson (1989) a dressé le bilan de l'exploration du diamant; bien que de nombreuses techniques géophysiques se fussent révélées efficaces pour la délimitation des limites des pipes kimberlitiques, les levés aéromagnétiques restaient l'unique outil de reconnaissance exploratoire qui soit rapide et peu coûteux. En Australie, la technique géophysique d'exploration du diamant la plus couramment utilisée combinait les méthodes radiométrique et magnétique.

Peu de résultats ont été publiés sur l'application des levés par radioactivité à l'exploration des diamants. Macnae (1979) a cité les travaux de Paterson et al. (1977), au terme desquels celui-ci a conclu que les méthodes radiométriques n'étaient que d'utilité limitée au

Lesotho, car les anomalies étaient trop petites pour être détectées par reconnaissance aérienne. Malgré que Drew (1986) ait décrit un levé aéromagnétique/radiométrique de la région du pipe lamproïtique d'AK1 en Australie occidentale au cours duquel les données radiométriques n'ont pu permettre de détecter une réponse reconnaissable à la verticale du pipe, Jenke et Cowan (1994) ont décrit l'application réussie de la radiométrie aérienne pour la cartographie de la couche de sol noir dans la province lamproïtique d'Ellendale, où ont été découverts un certain nombre de diatrèmes. Des levés aériens par spectrométrie gamma à petite échelle ont été réalisés par la Commission géologique du Canada dans la région de Sturgeon Lake, en Saskatchewan (Héty, 1989), et au lac de Gras, dans les Territoires-du-Nord-Ouest (Shives et Holman, 1995). Aucun de ces levés préliminaires n'a permis la détection de réponses par radiation gamma à des kimberlites connues, mais les résultats gamma, complétés par des données magnétiques et VLF-EM, ont fourni des informations géologiques utiles sur le substratum rocheux et les dépôts de surface. Macnae (1995) a récemment présenté un bilan complet du rôle de la géophysique d'exploration pour la localisation des gisements primaires de diamant, l'accent y étant mis sur les levés aériens EM intégrés et magnétiques. Il a cité en exemple des rapports faisant état de réponses radioactives anormales à des kimberlites en Inde et en Sibérie, de même qu'un profil de sismique réflexion au-dessus d'une kimberlite en Yakoutie.

Dans son bilan intitulé « Diamonds in Canada » (1978), Brummer a décrit l'emploi d'anomalies géophysiques régionales comme indicateur général des régions favorables à la présence d'occurrences kimberlitiques, mais jusqu'à cette époque l'exploration du diamant au Canada s'appuyait essentiellement sur l'échantillonnage des dépôts d'origine glaciaire et des sédiments fluviatiles pour la recherche de minéraux indicateurs, plutôt que sur la prospection géophysique. À l'époque où fut publiée une version ultérieure de ce texte (Brummer, 1984), on avait de plus en plus recours à des méthodes magnétiques et électromagnétiques aéroportées à haute résolution pour la recherche de diamants au Canada. Et en effet, au cours de la « Grande ruée canadienne vers le diamant » des années 90, on a employé ces techniques géophysiques aéroportées de manière intensive, de même que des méthodes géophysiques terrestres pour les travaux de contrôle et la localisation des cibles de forage.

Les huit chapitres suivants du présent volume résument des travaux entrepris par la Commission géologique du Canada et comportant l'emploi de la géophysique, de la pétrophysique et de la télédétection de

même que l'application des systèmes d'information géographique pour la recherche de diamants au Canada. Keating et al. (1996) dressent le bilan de la Base de données aéromagnétiques nationale. Les données systématiques fournies depuis 1947 par les levés aéromagnétiques couvrent une bonne partie du Canada; elles constituent une source de données qui joue encore un rôle actif dans la découverte de champs de kimberlites. Elles illustrent en outre le fait que des levés gravimétriques systématiques peuvent contribuer à l'évaluation à l'échelle régionale du potentiel d'une région eu égard à la genèse et à la préservation des diamants (Morgan, 1995). Dans un second chapitre, Keating (1996) décrit une technique automatisée pour l'identification des anomalies aéromagnétiques susceptibles d'être causées par des pipes kimberlitiques et explique comment l'emploi combiné des données EMA et magnétiques permet d'améliorer cette technique.

Katsube et Kjarsgaard (1996) et Mwenifumbo et al. (1996) décrivent la mesure des propriétés physiques des kimberlites, telles que mesurées au laboratoire de pétrophysique et in situ par l'application de méthodes géophysiques de sondage. Les données de laboratoire permettent de faire la distinction entre kimberlites de faciès hypabyssal, de diatrème et de cratère. Des mesures diagrammées de la conductivité électrique et de la radioactivité gamma au Fort à la Corne ont permis de classer les kimberlites d'un sondage particulier en cinq phases ou éruptions distinctes.

Morgan (1995) décrit une stratégie exploratoire fondée sur la recherche des conditions lithosphériques favorables à la genèse et la conservation des diamants. Les principaux traits caractéristiques des régions cibles sont un faible flux thermique de surface sur une étendue de 300 à 400 km, une épaisseur lithosphérique > 150 km, des conducteurs électriques lithosphériques relativement profonds, des vitesses sismiques faibles et l'enfouissement à de grandes profondeurs de la zone sismique à faible vitesse. Jones et al. (1996) résument les expériences du programme canadien LITHOPROBE; celles-ci mettent en oeuvre une nouvelle génération de techniques télésismiques et EM profondes, qui contribuent à l'étude de la lithosphère continentale et fournissent des informations sur l'âge, l'épaisseur et la géométrie interne du manteau supérieur permettant d'optimiser les stratégies d'exploration régionale des kimberlites.

À une échelle plus locale, Gendzwill et Maticshin (1996) ont complété une étude d'essai par sismique réflexion au-dessus d'un corps kimberlitique connu à Fort à la Corne, en Saskatchewan, dans le but de définir la



géométrie et la structure de ce corps. Si l'on a déjà fait usage de la sismique réfraction pour cartographier les bordures d'une kimberlite en Afrique du Sud (da Costa, 1989), ce n'est que récemment qu'on a fait état de l'application des levés par sismiques à la cartographie des cheminées de kimberlites dans leur ensemble (Erkhov et al., 1993; Macnae, 1995). Les travaux de Gendzwill et Matieshin sur une kimberlite de la région de Fort à la Corne ont permis d'affiner l'interprétation géologique basée sur les données de sondage en indiquant sa taille, son étendue et ses liens stratigraphiques.

Rencz et al. (1996) présentent une application intéressante des images thermiques de LANDSAT pour la localisation de pipes kimberlitiques. On a en effet identifié par image satellite les lacs de la région du lac de Gras dont la température de l'eau est inférieure à celle des autres lacs de taille comparable. Ces températures inférieures traduisent une profondeur d'eau supérieure, qu'on attribue à un surcreusement glaciaire profond de kimberlites facilement érodées.

Outre les diverses mesures géophysiques fournies par les levés aéroportés et terrestres, la base de données utilisée dans le cadre d'un programme d'exploration du diamant comporte des observations géologiques sur le substratum rocheux et les dépôts de surface, des données fournies par des levés géochimiques et des images obtenues par télédétection, soit par avion ou par satellite. Cela représente un véritable défi pour l'utilisateur que de gérer, d'intégrer, d'analyser et d'interpréter un ensemble aussi complexe d'informations obtenues de sources différentes et sous des formes différentes. Dans le dernier chapitre du présent volume, Bowie et al. (1996) décrivent un système d'information géographique (SIG), qui constitue un outil efficace pour la manipulation de données multidisciplinaires. L'utilisation de cet outil pour l'étude de la région du lac de Gras illustre la manière dont le SIG fournit de nouveaux moyens de traitement de vastes ensembles d'informations et les possibilités qu'il offre pour la recherche de diamants.

## RÉFÉRENCES

### **Atkinson, W.J.,**

1989: Diamond exploration philosophy, practice, and promises: a review; *in* Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Kimberlites and Related Rocks: Their Mantle/Crust Setting, Diamonds and Diamond Exploration, J. Ross (ed.), v. 2; Geological Society of Australia, Special Publications no.14, p. 1075-1107.

### **Barygin, V. M.**

1962: Prospecting for kimberlite pipes from the air; *The Mining Magazine*, London, v. 107, p. 73-78.

### **Bowie, C., Kjarsgaard, B.A., Broome, H.J. et Rencz, A.N.**

1996: Système d'information géographique (SIG) pour la recherche et l'exploration liées au diamant dans la région du lac de Gras, district de Mackenzie (T.N.-O.); *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 267-271.

### **Brummer, J.J.**

1978: Diamonds in Canada; *Canadian Mining and Metallurgical Bulletin*, v. 71, no. 798, p. 64-79.

1984: Diamonds in Canada; *in* The geology of industrial minerals in Canada, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 29, G.R.Guile & W.Martin, (eds.), p. 311-320

### **Burley, A.J. and Greenwood, P.G.**

1972: Geophysical surveys over kimberlite pipes in Lesotho; Institute of Geological Sciences, Geophysical Division, Report No. IGS 540 100 9/72, 32 p.

### **da Costa, A.**

1989: Palmietfontein kimberlite pipe, South Africa - a case history; *Geophysics*, v. 54, p.689-700.

### **Drew, G.J.**

1986: A geophysical case history of the AK1 Lamproite pipe (extended abstract); Fourth International Kimberlite Conference, Geological Society of Australia Abstract Series Number 16, Perth, Western Australia. p.454-456.

### **Erkhov, V., Erinchek, Y., Dobrynina, N., Grib, V., Yefimov, A., Kalinin, O., Kontaovich, R., Parasotka, B., and Cherny, S.**

1993: Geophysics of sub-vertical objects: advanced prospecting technology for kimberlite pipes; Society of Economic Geologists/Moscow '93, Abstracts.

### **Gendzwill, D. et Matieshin, S.**

1996: Levé par sismique réflexion d'une intrusion kimberlitique dans le district de fort à la corne, en saskatchewan; *dans* La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 259-261.

### **Gerryts, E.**

1970: Diamond prospecting by geophysical methods - a review of current practice; *in* Mining and Groundwater Geophysics/1967, L.W. Morley (ed.), Geological Survey of Canada Economic Geology Report No. 26, Ottawa, Canada, p. 439-446.

**Hetu, R.**

1989: Saskatchewan Kimberlite Study: Airborne Gamma-ray Spectrometric Test Survey; Geological Survey of Canada Open File No. 2128.

**Jenke, G. and Cowan, D.R.**

1994: Geophysical signature of the Ellendale lamproite pipes, western Australia; in: Geophysical Signatures of Western Australian Mineral Deposits, University of Western Australia. Perth. p. 403-414.

**Jones, A.G., Eaton, D., White, D., Bostock, M., Mareschal, M. et Cassidy, J.**

1996: Mesures géophysiques des paramètres lithosphériques; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public, 3228, p. 249-257.

**Katsube, T.J. et Kjarsgaard, B.A.**

1996: Caractéristiques physiques des kimberlites canadiennes; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 247-248.

**Keating, P.**

1996: Kimberlites et données aéromagnétiques; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 239-242.

**Keating, P., Tod, J. et Dumont, R.**

1996: La base de données aéromagnétiques nationale; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 235-238.

**Macnae, J.**

1979: Kimberlites and exploration geophysics; Geophysics, v. 44, no. 8, p. 1395-1416.

1995: Applications of geophysics for the detection and exploration of kimberlites and lamproites; in Diamond Exploration into the 21st Century, W.L.Griffin (ed.), Journal of Geochemical Exploration. v. 53, p. 213-243.

**Morgan, P.**

1995: Diamond exploitation from the bottom up: regional geophysical signatures of lithosphere conditions favorable for diamond exploration; in, Diamond Exploration into the 21st Century, W.L.Griffin (ed.), Journal of Geochemical Exploration, v. 53, p. 145-165.

**Mwenifumbo, C.J., Hunter, J.A.M. et Killeen, P.G.**

1996: Caractéristiques géophysiques des kimberlites canadiennes; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 243-246.

**Paterson, N.R., MacFadyen, D.A., and Turkeli, A.**

1977: Geophysical exploration for kimberlites with special reference to Lesotho; Geophysics, v. 42, no.7, p.1531.

**Rencz, A., Bowie, C. et Ward, B.**

1996: Applications des images thermiques tirées des données LANDSAT à la localisation de kimberlites, région du lac du Gras, district de Mackenzie (T.N.-O.); dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 263-265.

**Shives, R.B.K. and Holman, P.B.**

1995: Digital data for an airborne gamma ray- spectrometric, magnetic, VLF-EM survey, Paul Lake, Northwest Territories (parts of NTS 76D/9,10); Geological Survey of Canada Open File No. 3123.

**Smith, R. J.**

1985: Geophysics in Australian mineral exploration; Geophysics, v. 50, no. 12, p.2637 - 2665

**Stearn, N. H.**

1930: Practical geomagnetic exploration with the Hotchkiss Superdip. American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, Technical Publication No. 370, 31p.

# La base de données aéromagnétiques nationale

P. Keating, J. Tod et R. Dumont

*Keating, P., Tod, J. et Dumont, R., 1996: La base de données aéromagnétiques nationale; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 235-238.*

Sur la grande partie du Canada continental, on a exécuté des levés aéromagnétiques. Depuis le premier levé, en 1947, la hauteur moyenne des levés au-dessus du sol est de 305 m et l'espacement des parcours de 800 m. Les trajectoires de vol étaient initialement orientées dans la direction nord-sud ou est-ouest; cependant, les derniers levés ont suivi une direction perpendiculaire à la direction géologique principale des régions ciblées. On a également effectué des levés détaillés, au moyen surtout d'un gradiomètre vertical magnétique au-dessus de certaines régions touchées par les Ententes fédérales-provinciales sur l'exploitation minière. Dans la plupart des cas, l'espacement des parcours est d'au plus 300 m et l'altitude de vol d'au plus 150 m. Les levés gradiométriques détaillés ont été effectués dans des régions comme les Maritimes et la zone de Flin Flon; ailleurs, comme la région de Kirkland Lake, les levés étaient à la fois magnétiques et électromagnétiques. On peut obtenir du Centre de données géophysiques un catalogue des produits et des services offerts.

C'est en 1967 qu'a été publiée la première carte à l'échelle de 1/5 000 000 des anomalies magnétiques. Pour faciliter les études régionales, on a entrepris ultérieurement la compilation de cartes à 1/1 000 000. Si les données des levés modernes sont saisies et traitées de façon numérique, celles des levés plus anciens ont dû être numérisés à partir des cartes hypsométriques originales. Le champ géomagnétique de référence définitif ou le champ géomagnétique de référence international a été soustrait et les données ont été reportées sur un quadrillage au moyen d'une simple formule de distance inversée. Les discontinuités situées aux limites des levés ont été corrigées.

En 1987, la Commission géologique de l'Ontario a entrepris un projet de recompilation des données magnétiques pour retracer les cartes à l'échelle de 1/50 000. Les petites erreurs de numérisation et les problèmes de correction des levés qui ne peuvent pas être détectés aux échelles de compilation plus grandes ont été corrigées pour produire un quadrillage magnétique homogène de 200 m sur 200 m de l'Ontario. Ce projet a été étendu à tout le pays. Les levés sont fusionnés et

nivelés à un niveau de référence commun, les données numérisées à partir des cartes hypsométriques sont vérifiées et corrigées. Le projet progresse si bien que tout l'est du pays, le Manitoba, la Saskatchewan et les Territoires du Nord-Ouest forment maintenant un ensemble de données homogène. Les données sur la Colombie-Britannique et l'Alberta seront incorporées au cours de l'an prochain. Les données enregistrées par les levés réalisés à une altitude barométrique constante au-dessus de ces régions devront être informatiquement modifiées pour tenir compte de la topographie et simuler une hauteur moyenne de survol par drapage qui permette de faire correspondre les levés adjacents.

Toutes les données nivelées sont stockées dans la base de données aéromagnétiques nationale sous forme de profils. Les produits dérivés, comme les cartes hypsométriques ou les cartes en couleur sont faciles à produire sur demande. La base de données archive en outre les données magnétiques et électromagnétiques obtenues par des levés détaillés réalisés par la CGC et d'autres organismes gouvernementaux.

Les données aéromagnétiques ont joué un rôle dans la découverte des principaux champs de kimberlites au Canada. Même si la cheminée de kimberlite de Point Lake dans la région du lac de Gras dans les Territoires du Nord-Ouest ne correspond qu'à une petite signature magnétique négative, on peut encore la déceler par des levés aéromagnétiques régionaux suivant un espacement linéaire de 800 m et une hauteur de 300 m. Le champ de kimberlites de Fort à la Corne en Saskatchewan est facile à identifier sur les cartes d'isovaleurs aéromagnétiques de 1/50 000; de plus, Strnad (1991) a noté que cinq jours d'interprétation seulement suffisaient pour délimiter ce champ de kimberlites entièrement nouveau à partir des cartes aéromagnétiques publiées. Les levés détaillés font également ressortir les cheminées de kimberlite; mentionnons à titre d'exemple le levé magnétique-électromagnétique de Kirkland Lake qui révèle que les cheminées de kimberlite ont des réponses à la fois magnétiques et électriques (conductivité) (Keating, 1996).

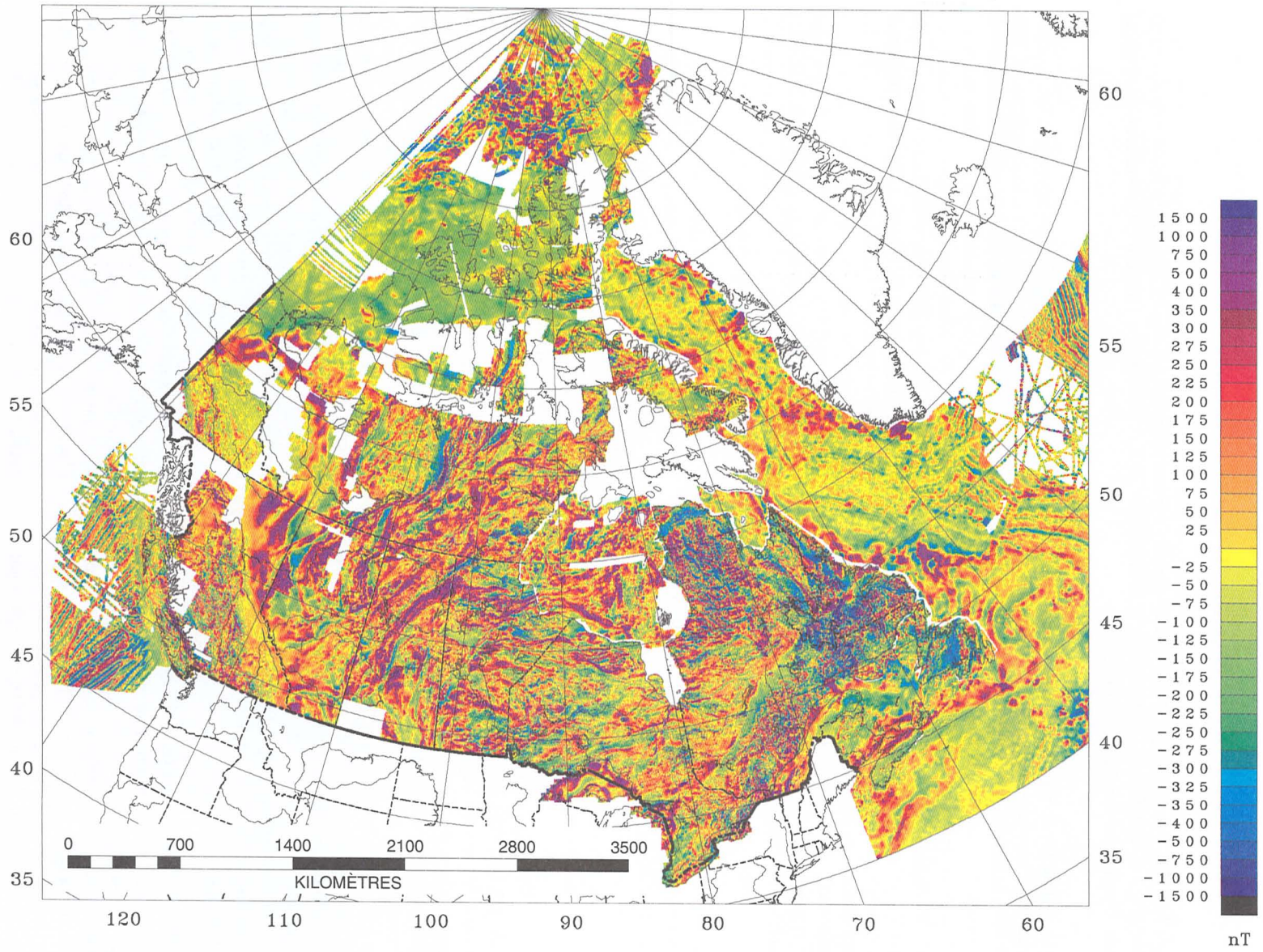


Figure 1. Carte des anomalies magnétiques au Canada.

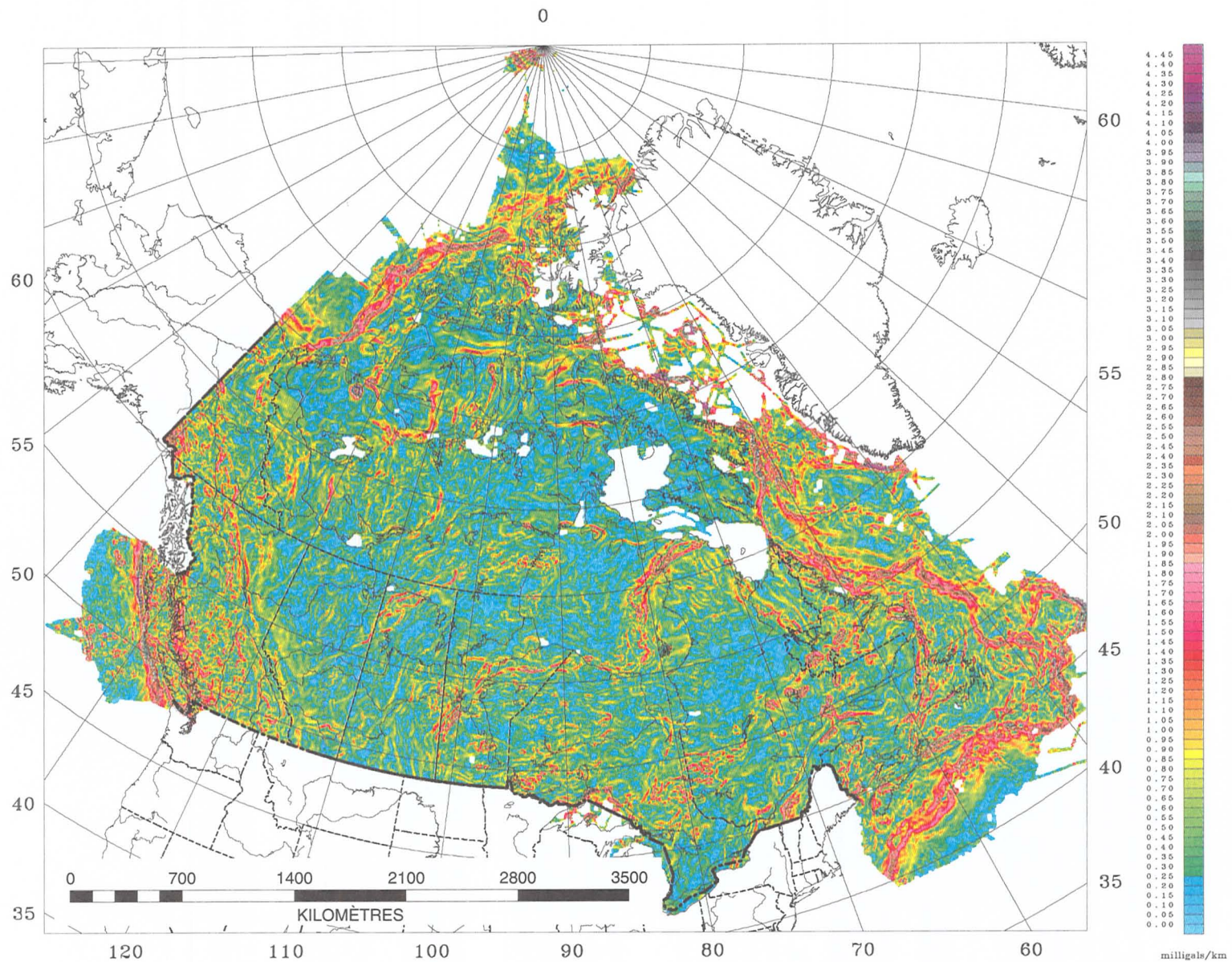


Figure 2. Gradient horizontal de la carte des anomalies gravimétriques du Canada.

La figure 1 montre les régions du pays pour lesquelles le Centre de données géophysiques dispose de données aéromagnétiques. Les données se présentent sous forme de profils : latitude, longitude et valeurs magnétiques mesurées le long des trajectoires de vol et(ou) données de quadrillage utilisant habituellement des pixels de 200 m. La figure 2 montre le gradient horizontal des anomalies gravimétriques du Canada et illustre la couverture gravimétrique régionale du pays. Ces cartes ont permis de délimiter les principaux éléments tectoniques du Canada (Gibb et Thomas, 1976; Hoffman, 1989).

## RÉFÉRENCES

**Gibb, R. A. and Thomas, M. D.**

1976: Gravity signature of fossil plate boundaries in the Canadian Shield; *Nature*, v. 262, p. 199-200.

**Hoffman, P. F.**

1989: Precambrian geology and tectonic history of North America; in *The Geology of North America: An Overview*, A. W. Bally and A. R. Palmer (ed.); Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. A., p. 447-512.

**Keating, P.**

1996: Kimberlites et données aéromagnétiques; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 239-242.

**Strnad, J.**

1991: The discovery of diamonds in Siberia and other northern regions: explorational, historical and personal notes; *Earth Sciences Technology*, v. 10, p. 227-246.

# Kimberlites et données aéromagnétiques

P. Keating

*Keating, P., 1996: Kimberlites et données aéromagnétiques; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 239-242.*

## INTRODUCTION

La plupart des kimberlites connues dans le monde ont des signatures géophysiques, généralement magnétiques et électromagnétiques, distinctives. Dans le Bouclier canadien, leur signature aéromagnétique est souvent celle d'une anomalie circulaire. Le choix des cibles à partir des données aéromagnétiques est, par conséquent, basée sur l'identification des anomalies magnétiques à peu près circulaires. La technique simple, basée sur une régression linéaire entre l'anomalie théorique d'un cylindre vertical et les données magnétiques dans une fenêtre en mouvement, est un outil efficace pour repérer les kimberlites potentiels. Le choix des cibles peut s'affiner partant du fait que la plupart des kimberlites sont conductives.

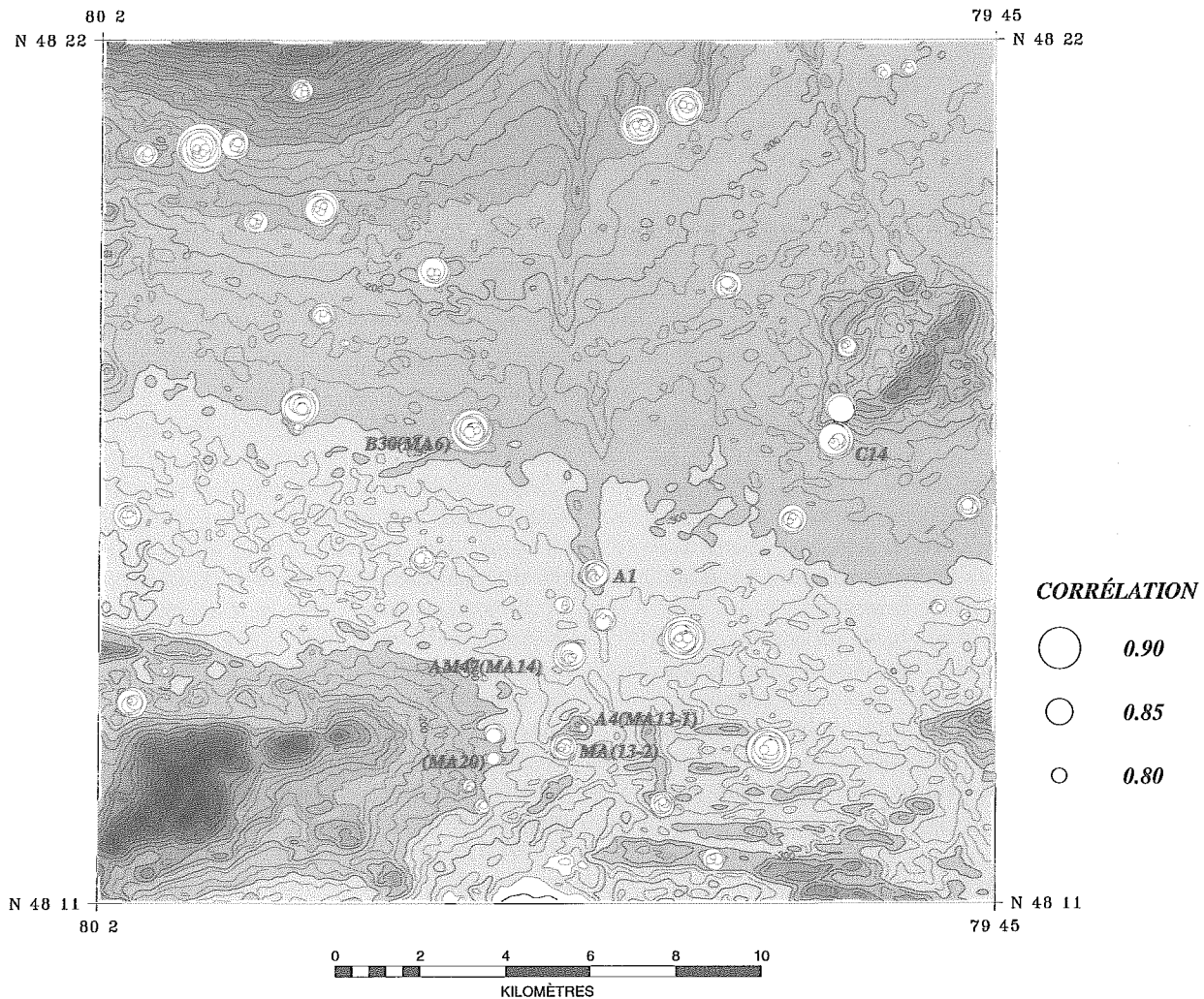
## SIGNATURE GÉOPHYSIQUE DES KIMBERLITES

La plupart des kimberlites connues dans le monde, qui constituent la principale source de diamants, présentent des signatures géophysiques, généralement magnétiques ou électromagnétiques ou les deux, distinctives. Macnae (1979) a passé en revue les diverses caractéristiques géophysiques des kimberlites d'Afrique du Sud et a présenté des modèles d'interprétation simples. Les critères d'identification proposés sont les suivants : 1) une forme en oeil-de-boeuf sur les isovaleurs magnétiques et/ou électromagnétiques; 2) l'anomalie EM, s'il y a lieu, devrait avoir une source moins profonde que l'anomalie magnétique; 3) l'anomalie qu'elle soit magnétique ou EM devrait être de grande amplitude; 4) les cheminées ont tendance à être regroupées dans un rayon de quelques kilomètres et devraient distinctement apparaître sur les photographies aériennes. De nombreuses cheminées de kimberlite sont quasi circulaires dans les affleurements. La zone de diatrème a la forme d'une carotte en coupe; sa taille diminue vers la profondeur et se transforme vers le bas en une zone radicale de dykes nourriciers (Mitchell, 1991; Brummer et al., 1992).

Dans le Bouclier canadien, la signature aéromagnétique de la plupart des kimberlites est celle

d'une anomalie circulaire. Cependant, au niveau du sol, l'anomalie est souvent plus complexe; elle peut être légèrement allongée et même comporter des crêtes internes. Des exemples représentatifs sont présentés par Macnae (1979) et Brummer et al., (1992). La susceptibilité magnétique peut varier dans une même cheminée. Une rémanence peut être ou ne pas être présente; par exemple, nombre des kimberlites dans les Territoires du Nord-ouest se caractérisent par une magnétisation inverse (Reed, 1993a) tandis que certaines ne produisent pas de réponses magnétiques significatives. La susceptibilité magnétique de la région de Kirkland Lake (Ontario) varie de  $0,2$  à  $2,5 \times 10^{-3}$  cgs (Reed, 1993a). Reed (1993b) a estimé, à partir de modèles, que dans les Territoires du Nord-ouest, leur susceptibilité magnétique ne dépasse pas  $0,6 \times 10^{-3}$  cgs. Macnae (1979) a indiqué qu'en Afrique du Sud, la dimension apparente de la source des anomalies magnétiques varie de 100 à 1600 m. Reed (1993b) a observé que dans les basses terres de la baie James, les diamètres varient de 50 m à 1,5 km. Le diamètre médian des cheminées dans le champ de kimberlites de Fort à la Corne (Saskatchewan) mesure environ 350 m et le diamètre maximal ne dépasse pas 1 km (Strnad, 1993). Dans la région de Kirkland Lake, le diamètre des cheminées de kimberlite connues est de quelques centaines de mètres (Brummer et al., 1992). L'amplitude des anomalies magnétiques est proportionnelle à la susceptibilité magnétique et la superficie est proportionnelle au diamètre de la cheminée. Le choix des cibles à partir des données aéromagnétiques est, par conséquent, basé sur l'identification des anomalies à peu près circulaires.

Brummer et al. (1992) a montré comment les levés aéromagnétiques ont été en mesure de repérer avec succès des kimberlites non autrement décelées dans la région de Kirkland Lake dans le nord de l'Ontario. Leur façon de procéder consiste à rechercher les petites anomalies circulaires isolées. Paterson et al. (1991) ont utilisé avec succès une technique d'interprétation magnétique automatisée, la déconvolution d'Euler (Reid et al., 1990), pour choisir les cibles magnétiques circulaires aux fins de l'exploration des kimberlites. Ces techniques automatisées sont des plus utiles pour traiter



**Figure 1.** Carte des anomalies magnétiques de la région de Kirkland Lake (partie nord de l'Ontario). L'emplacement et la numérotation des cheminées de kimberlite sont tirés de la figure 2 de Brummer et al. (1992). Le diamètre des cercles est proportionnel à la valeur absolue du coefficient de corrélation, laquelle valeur dérive de la régression linéaire entre l'anomalie théorique d'un cylindre vertical et les données magnétiques observées à l'intérieur d'une fenêtre que l'on déplace sur l'ensemble de la région étudiée. L'intervalle entre les courbes d'isovaleurs est de 25 nT (nanoteslas).

les données couvrant de grandes régions; en outre, toutes les données aéromagnétiques recueillies au Canada sont enregistrées sous forme numérique.

### TECHNIQUES AUTOMATISÉES

Une régression simple (Davis, 1973) entre l'anomalie magnétique théorique due à un cylindre vertical (Singh, 1978) et le champ magnétique observé dans une fenêtre en mouvement s'est avérée un outil efficace pour identifier les anomalies magnétiques circulaires attribuables aux cheminées de kimberlite (Keating, 1995). Le diamètre du cylindre détermine la taille des cheminées à localiser. La valeur absolue du coefficient de

corrélation et l'écart type de la régression servent à trier les cibles possibles. Le fait de tracer les solutions sur carte de conductivité de la région à l'étude permet d'améliorer la technique, étant donné que la plupart des kimberlites ont une conductivité positive. La méthode a été testée dans la région de Kirkland Lake étant donné que les kimberlites connues y sont bien documentées. Les données proviennent d'un levé magnétique et électromagnétique réalisé dans le cadre de l'Entente auxiliaire Canada-Ontario sur le développement du nord de l'Ontario (1991-1995), (Commission géologique du Canada, 1993). Les trajectoires de vol sont orientées dans le sens nord-sud et le capteur du magnétomètre est situé à une hauteur moyenne de 70 m au-dessus du sol. Les



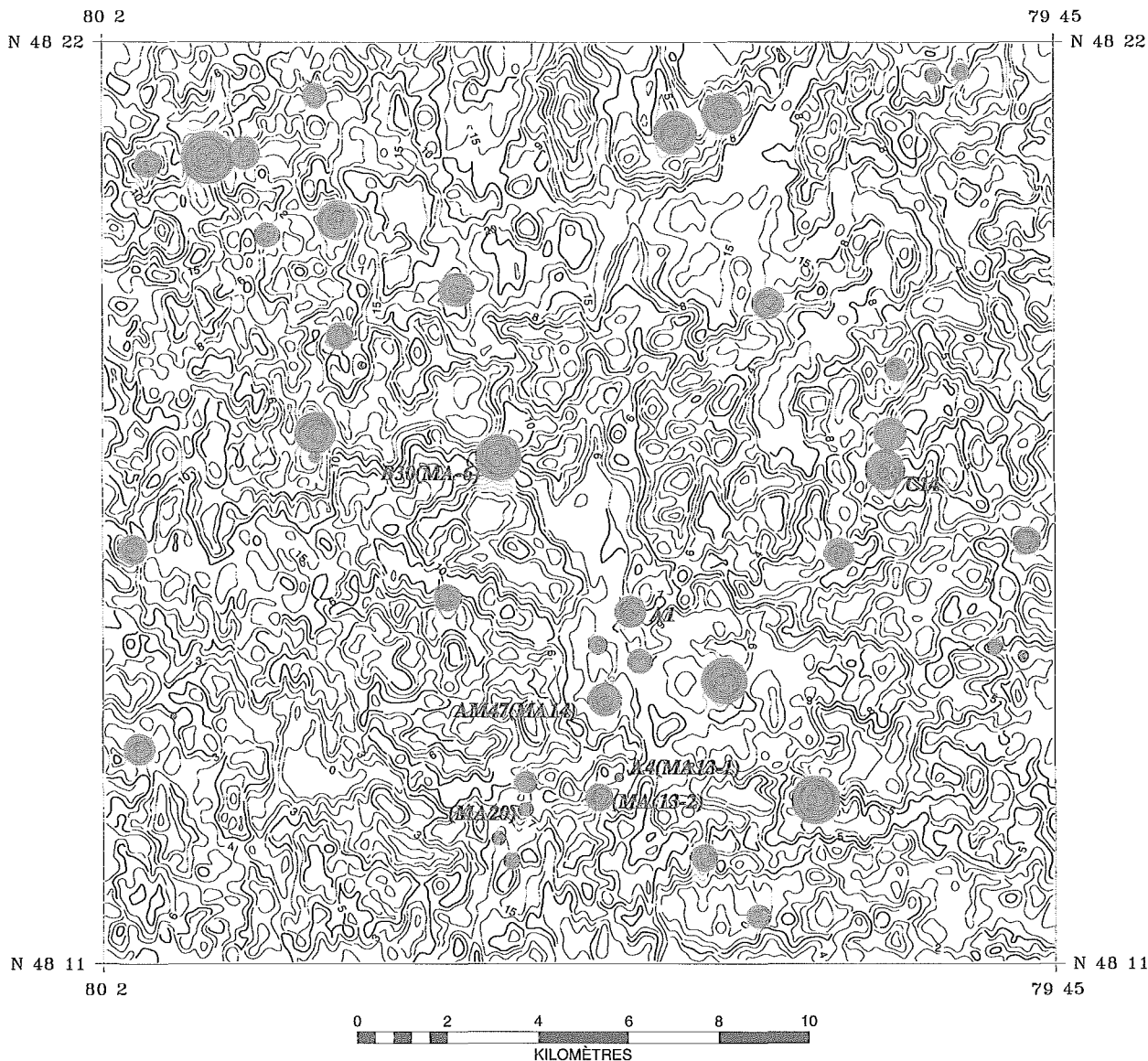


Figure 2. Carte de la conductivité apparente dans la région de Kirkland Lake (partie nord de l'Ontario). L'emplacement et la numérotation des cheminées de kimberlite sont tirés de la figure 2 de Brummer et al. (1992). Le diamètre des cercles ombrés est proportionnel à la valeur absolue du coefficient de corrélation (voir figure 1). Courbes d'isovaleurs en mS/m (millisiemens/mètre).

données électromagnétiques (EM dans le domaine temporel) ont également été utilisées pour produire une carte de conductivité. Dans cette région, on connaît l'existence de sept kimberlites (figure 1) (Brummer et al., 1992). Les solutions donnant une valeur absolue du coefficient de corrélation plus élevée que 0,75 et un écart type de la régression inférieure à 75 nT sont données à la figure 1. Dans les calculs, on suppose que les cheminées se trouvent à environ 120 m sous le magnétomètre (profondeur de 50 m) et que leur rayon est de 75 m.

On observe de fortes corrélations absolues ( $>0,85$ ) dans le cas de la plupart des kimberlites connues, à l'exception de MA 20 et MA 13-1 qui donnent des corrélations absolues plus faibles, soit un peu plus que 0,75. Cette faible valeur est attribuable à la forme ellipsoïdale allongée des anomalies qui s'éloigne du modèle circulaire utilisé. Le report des solutions sur la carte de conductivité (figure 2) permet d'améliorer le choix ces cibles, puisque la plupart des kimberlites ont une conductivité positive. L'augmentation de la conductivité est due à la présence d'argiles conductrices près de la surface dans la kimberlite altérée (Palacky,

1987). Dans la région de Kirkland Lake, les kimberlites documentées par Brummer et al. (1992) sont également associées à une augmentation de l'épaisseur des morts-terrains, probablement causée par une érosion récessive du sommet météorisé de la cheminée avant la dernière glaciation. C'est ce qui cause la conductivité apparente plus élevée, critère que l'on peut utiliser pour réduire le nombre de cibles possibles. Toutes les kimberlites connues de la région de Kirkland Lake ont une conductivité positive.

## CONCLUSIONS

La plupart des cheminées de kimberlite correspondent à des signatures géophysiques distinctives que l'on peut déceler par des levés aériens. Dans le Bouclier canadien, ces roches donnent des anomalies magnétiques à peu près circulaires. Une simple régression entre l'anomalie magnétique théorique attribuable à un cylindre vertical et le champ magnétique observé dans une fenêtre en mouvement est un outil efficace pour déceler les anomalies magnétiques dues à la présence de cheminées de kimberlite. La valeur absolue du coefficient de corrélation et l'écart type de la régression servent à trier les cibles possibles. Le fait de tracer les solutions sur une carte de conductivité de la région à l'étude permet d'améliorer la technique, étant donné que la plupart des kimberlites ont une conductivité positive. Pour donner foi à l'interprétation, on peut recourir à des critères géologiques.

## RÉFÉRENCES

**Brummer, J.J., Macfadyen, D. A., and Pegg, C.C.**

1992: Discovery of kimberlites in the Kirkland Lake Area; Part II: Kimberlites discoveries, sampling, diamond content, ages and emplacement; *Exploration Mining Geology*; v. 1, p. 351-370.

**Davis, J.C.**

1973: *Statistics and data analysis in geology*; John Wiley & Sons, 550p.

**Geological Survey of Canada**

1993: Aeromagnetic maps 20369 G (scale 1:50 000) and 25056 G (scale 1:20 ,000).

**Keating, P.**

1995: A simple technique to identify magnetic anomalies due to kimberlite pipes, *Exploration Mining Geology*, v. 4, p. 121-125.

**Macnae, J. C.**

1979: Kimberlites and exploration geophysics; *Geophysics*; v. 44, p. 1395-1416.

**Mitchell, R.H.**

1991: Kimberlites and lamproites: primary sources of diamond; *Geoscience Canada*; v.18, no. 1, p. 1-16.

**Palacky, G.J.**

1987: Airborne electromagnetics, geological mapping, and prospecting for nontraditional targets; *in* *Developments and applications of modern airborne electromagnetic surveys*, D.V. Fitterman (ed); U.S. Geological Survey, Bulletin 1925.

**Paterson, N. R., Kwan, K. C. H., and Reford, S. W.**

1991: Use of Euler deconvolution in recognizing magnetic anomalies of pipe-like bodies; *Expanded Abstracts of the 61st International Annual Meeting of the Society of Exploration Geophysicists*, p. 642-645.

**Reed, L. E.**

1993a: Exploration for kimberlites using magnetics; *The Gangee, Geological Association of Canada-Mineral Deposits Division Newsletter*, 43, p. 1-2.

1993b: The application of geophysics to exploration for diamonds; *in* *Mid-Continent Diamonds*; Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada Symposium Volume, K.P.E Dunne and B. Grant (ed.), p. 21-26.

**Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millet, A. J., and Somerton, I. W.**

1990: Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution; *Geophysics*, v. 55, p. 80-91.

**Singh, S. K.**

1978: Magnetic anomaly due to a vertical right circular cylinder with arbitrary polarization; *Geophysics*, v. 43, p. 173-178.

**Strnad, J. G.**

1991: The discovery of diamonds in Siberia and other northern regions: explorational, historical and personal notes; *Earth Sciences Technology*, v. 10, p. 227-246.

1993: Diamondiferous kimberlite in Saskatchewan, Canada: global, continental, regional and local settings; *in* *Mid-Continent Diamonds*, Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada Symposium Volume, K.P.E Dunne and B. Grant (ed.), p. 11-17.

\* Contribution à l'Entente auxiliaire Canada-Ontario sur le développement du nord de l'Ontario (1991-1995), entente auxiliaire négociée en vertu de l'Entente Canada-Ontario de développement économique et régional.

# Caractéristiques géophysiques des kimberlites canadiennes

C.J. Mwenifumbo, J.A.M. Hunter et P.G. Killeen

*Mwenifumbo, C.J., Hunter, J.A.M. et Killeen, P.G., 1996: Caractéristiques géophysiques des kimberlites canadiennes; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 243-246.*

## INTRODUCTION

Au cours des toutes dernières années, un large éventail de levés géophysiques terrestres et aériens ont été effectués au Canada pour la recherche de pipes kimberlitiques. On a eu recours surtout à des levés magnétiques et électromagnétiques (Keating, 1996) et, dans une moindre mesure, à des levés radiométriques, sismiques et gravimétriques. Bien qu'il existe déjà certaines données sur les propriétés physiques des kimberlites canadiennes (p. ex. Katsube et Scromeda, 1994), il y a un manque de données in situ pouvant permettre l'interprétation quantitative des données géophysiques recueillies par levé aérien ou terrestre. De telles données constitueraient des informations d'importance fondamentale pour la planification, l'interprétation et la compréhension d'une multitude de résultats fournis par les levés géophysiques.

La Commission géologique du Canada (CGC) procède actuellement à un inventaire de données recueillies in situ sur les propriétés physiques des roches à l'aide de techniques géophysiques diagraphiques, cela pour divers types de gisements au Canada, notamment kimberlitiques. Les principaux objectifs des études sur les kimberlites sont les suivants :

- 1) compiler des informations sur les propriétés physiques des pipes kimberlitiques et des roches encaissantes;
- 2) élaborer une base de données sur les signatures géophysiques des diverses kimberlites; et
- 3) déterminer les réponses des divers outils diagraphiques susceptibles d'être utilisés pour la délimitation et l'exploration des kimberlites.

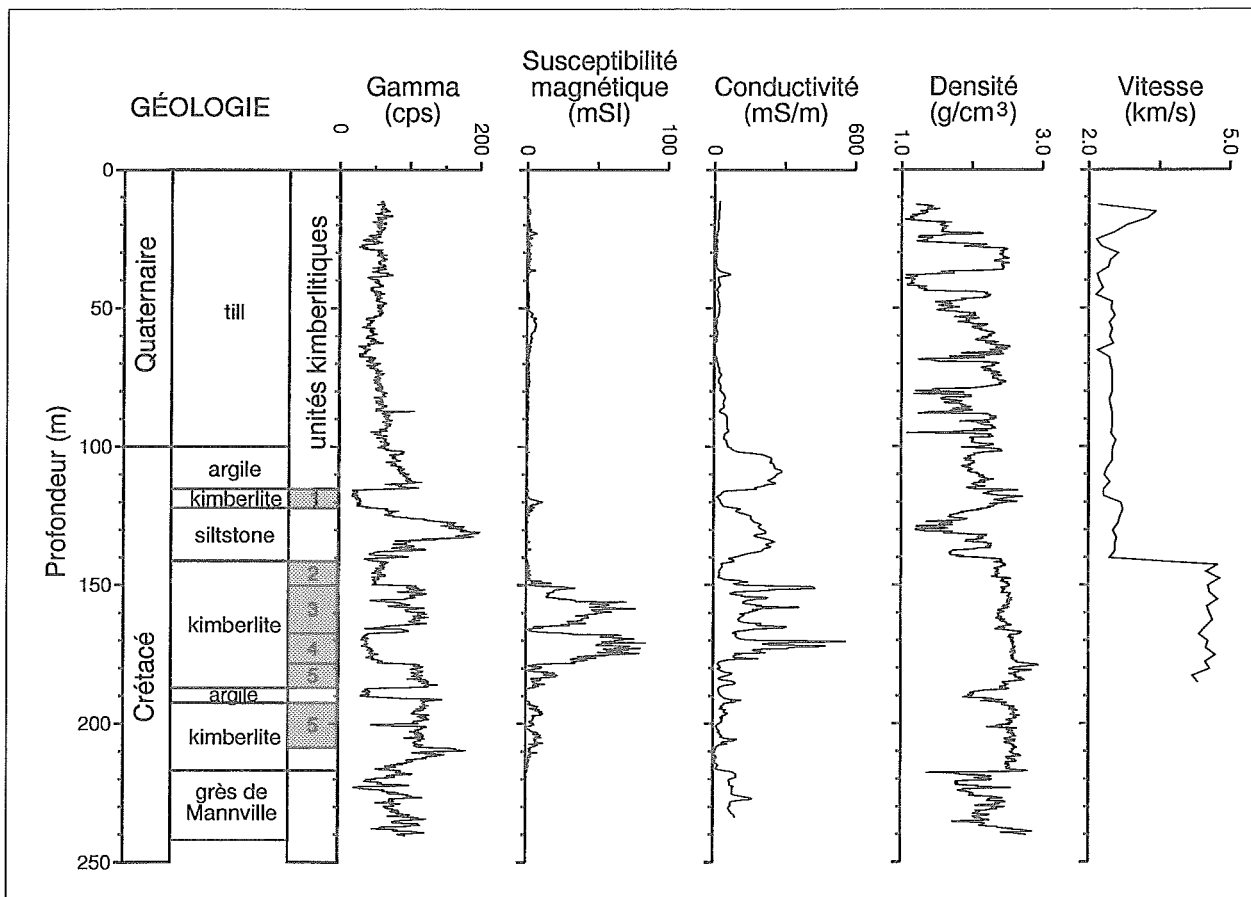
La compilation des signatures géophysiques des kimberlites fournira des points de repère permettant de comparer les données géophysiques et d'évaluer les nouvelles techniques d'exploration diagraphique conçues pour découvrir de nouvelles kimberlites au Canada. Les données in situ sur les propriétés physiques pourraient en outre orienter la conception de nouvelles générations de matériel d'exploration géophysique et le développement

de nouvelles méthodes aériennes, terrestres et diagraphiques.

## LA KIMBERLITE DE FORT À LA CORNE, EN SASKATCHEWAN

Un sondage de 242 m de profondeur dans une kimberlite près de Smeaton, en Saskatchewan, a été foré spécifiquement pour permettre des recherches géologiques et géophysiques (diagraphiques) menées par la Commission géologique du Canada. Ce sondage a recoupé 100 m de sédiments quaternaires, 40 m de shales et de siltstones crétacés interstratifiés avec de la kimberlite, 80 m de kimberlite renfermant de minces couches de shale et de grès et 20 m de grès de Manville. Des données géophysiques de nature diagraphique ont été recueillies afin de déterminer les caractéristiques géophysiques in situ de la kimberlite et des roches encaissantes. Le trou de sondage menaçant de se combler, il a été tubé avec un tuyau en « plastique » PVC de 2 pouces de diamètre intérieur, ce qui a limité l'emploi de méthodes électriques galvaniques. Sept instruments diagraphiques différents ont toutefois pu être installés dans la cavité à l'intérieur du tuyau en PVC. En effet, les appareils à détection nucléaire, électromagnétique et magnétique peuvent tous « voir » à travers le tuyau en plastique. Les mesures diagraphiques ont été obtenues notamment par spectrométrie naturelle aux rayons gamma (total du rayonnement gamma, K, U et Th), conductivité inductive par susceptibilité magnétique, gamma gamma spectral (GGS - indicateur de densité et d'éléments lourds), mesure de la température, magnétomètre à trois composantes et mesure de la vitesse des ondes P acoustiques. La dernière mesure a été effectuée au moyen d'une source d'énergie de surface et d'un ensemble de douze hydrophones permettant l'enregistrement dans le trou de sondage.

Il ressort des résultats que, bien qu'il y ait un fort degré de variabilité au sein de la kimberlite, la plupart des mesures géophysiques réalisées au sein de la kimberlite se distinguent nettement de celles des sédiments encaissants. Les diagraphies sur la densité, la susceptibilité magnétique et la vitesse des ondes P



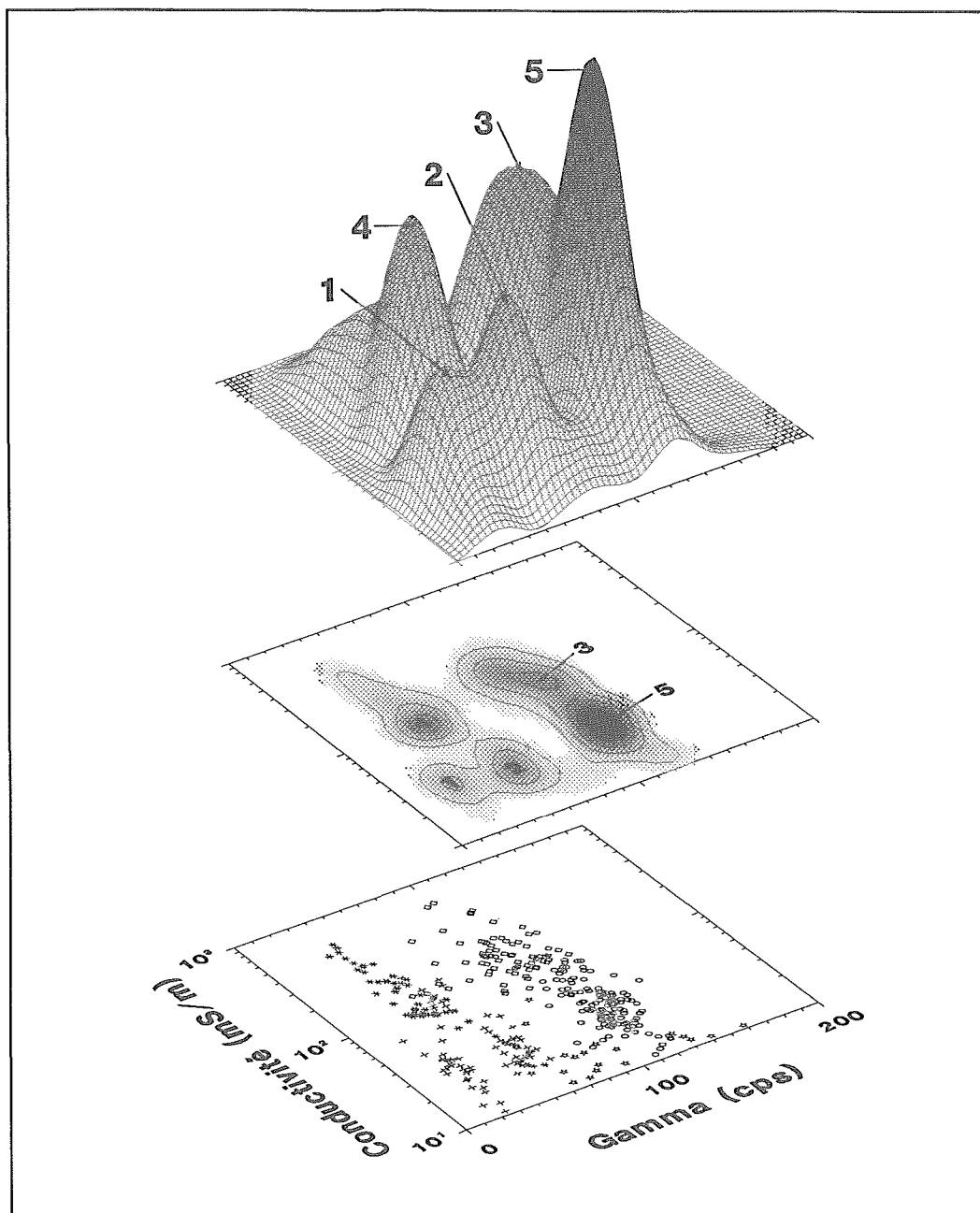
**Figure 1.** Comptage gamma total et diagraphies sur la susceptibilité magnétique, la conductivité inductive, la densité et la vitesse des ondes P enregistrées dans le trou de sondage de la CGC au pipe kimberlitique de Fort à la Corne. Les chiffres indiqués dans la colonne des unités kimberlitiques représentent les amas identifiés à la figure 2.

sismiques présentent des valeurs nettement plus élevées dans la kimberlite que dans les sédiments encaissants. La signature des rayons gamma est toutefois fort variable et ne diffère pas de manière significative de celle observée dans les sédiments quaternaires ou dans les shales, siltstones et grès crétacés. Les données aux rayons gamma considérées isolément ne suffisent donc pas pour caractériser la kimberlite. La figure 1 reproduit les résultats de cinq diagraphies géophysiques : comptage total de rayons gamma, susceptibilité magnétique, conductivité, densité et vitesse des ondes P. Les données gamma et sur la conductivité électrique présentent des distributions bimodales au sein de la kimberlite, ce qui laisse supposer la présence de deux populations distinctes. Toutefois, lorsque ces deux ensembles de données sont reportés ensemble sur un graphique, cinq amas distincts apparaissent: 1) gamma faible, faible conductivité; 2) gamma moyen, faible conductivité; (3) gamma élevé, forte conductivité; 4) gamma faible, forte conductivité; et 5) gamma élevé, faible conductivité,

amas qui traduisent vraisemblablement autant de phases des éruptions kimberlitiques. Ces cinq amas sont identifiés aux figures 1 et 2, qui comprennent un graphique comparatif, une carte d'isovaleurs et une représentation en perspective de l'estimation de la densité de noyau (Mwenifumbo, 1993) des données sur le rayonnement gamma versus la conductivité au sein de la kimberlite. On a également réalisé des graphiques d'autres mesures de diagraphies géophysiques dans le but d'observer les rapports entre paramètres. On constate une forte corrélation linéaire entre la susceptibilité magnétique et la conductivité ( $r = 0,74$ ).

#### **PIPES KIMBERLITIQUES DANS LA RÉGION DE KIRKLAND LAKE (ONTARIO)**

En 1993, quatre pipes de kimberlite ont été étudiés dans la région de Kirkland Lake, en Ontario. Des diagraphies géophysiques de sondage ont été réalisées à l'aide du



**Figure 2.** Graphique, carte d'isovaleurs et représentation en perspective de l'estimation de la densité de noyau des données gamma versus conductivité dans la kimberlite de Fort à la Corne. La représentation en perspective et la carte d'isovaleurs de l'estimation de la densité de noyau font apparaître cinq amas distincts représentant peut-être autant de phases d'éruptions kimberlitiques distinctes. Elle figure 1 = valeurs gamma basses, faible conductivité; 2 = valeurs gamma moyennes, faible conductivité; 3 = valeurs gamma hautes, forte conductivité; 4 = valeurs gamma faibles, forte conductivité; 5 = valeurs gamma élevées, faible conductivité.

système diagraphique R&D de la CGC dans plusieurs trous de sondage de sociétés privées et dans trois trous de sondage rotoacoustiques peu profonds forés par la CGC.

Les trous de sondage de la CGC ont été percés pour permettre la recherche de minéraux indicateurs dans des dépôts glaciaires quaternaires sus-jacents à la kimberlite

(McClenaghan, 1996). Les variables géophysiques mesurées comprennent notamment la susceptibilité magnétique, la densité, la polarisation induite, la résistivité, la polarisation spontanée (PS), la conductivité inductive, la spectrométrie du rayonnement gamma naturel (total des comptages gamma, K, U, Th), le rayonnement gamma spectral (GGs - indicateur de densité et éléments lourds) et la mesure de la température. Des relevés magnétométriques à trois composantes dans les trous de sondage ont également été effectués dans trois sondages forés dans deux pipes. Il ressort des résultats obtenus que les quatre pipes étudiés diffèrent quant à leurs caractéristiques géophysiques. Deux des pipes sont magnétiques, ont une forte résistivité et sont plus denses que les roches encaissantes. Les deux autres sont non magnétiques. On note en outre des écarts sensibles eu égard aux propriétés physiques mesurées entre kimberlites épicrostiques et intrusives.

## CONCLUSION

Les données géophysiques obtenues sur les kimberlites étudiées indiquent que les propriétés physiques varient au sein d'un pipe donné et entre pipes. Malgré que les propriétés physiques manifestent une forte variabilité à l'intérieur des kimberlites, la plupart des mesures géophysiques présentent des valeurs anormales qui sont caractéristiques des kimberlites en regard des sédiments encaissants. Ainsi, les diagraphies sur la densité, la susceptibilité magnétique et la vitesse des ondes P acoustiques présentent des valeurs nettement plus élevées au sein des kimberlites. Les données géophysiques sont également utiles pour classer les divers faciès et matériaux d'origine des kimberlites. Cinq phases kimberlitiques distinctes ont été facilement identifiées sur la base de mesures géophysiques de sondage dans un pipe kimberlitique à Fort à la Corne.

## REMERCIEMENTS

Cette étude sur les kimberlites canadiennes a été réalisée dans le cadre de l'Entente Canada-Saskatchewan sur l'exploitation minière (1990-1995) et de l'Entente sur le développement du nord de l'Ontario (1991-1996). Les travaux sur la kimberlite de Fort à la Corne, en Saskatchewan, ont été réalisés avec la coopération de la société Uranerz Exploration and Mining au nom de la coentreprise de Fort à la Corne, qui regroupe Uranerz (exploitant), la société Cameco, la société Monopros et la société Kensington Resources.

## RÉFÉRENCES

### **Katsube, T.J. and Scromeda, N.**

1994: Physical properties of Canadian kimberlites: in Current Research, Part E, Geological Survey of Canada, Paper 92-1E, 357-364.

### **Keating, P.**

1996: Kimberlites et données aéromagnétiques; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 239-242.

### **McClenaghan, M.B.**

1996: Géochimie et minéralogie (minéraux indicateurs) des dépôts d'origine glaciaire sus-jacents à des kimberlites à Kirkland Lake (Ontario); dans La recherche des diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 219-224.

### **Mwenifumbo, C.J.**

1993: Kernel density estimation in the analysis and presentation of borehole geophysical data; *The Log Analyst*, v. 34, no. 5, p. 34-45.

---

\* Contribution à l'Entente de partenariat Canada-Saskatchewan sur l'exploitation minière 1990-1995, entente auxiliaire négociée en vertu de l'Entente Canada-Saskatchewan de développement économique et régional, et l'Entente auxiliaire Canada-Ontario de développement du nord de l'Ontario (1991-1995), entente auxiliaire négociée en vertu de l'Entente de développement économique et régional.

# Caractéristiques physiques des kimberlite canadiennes

T.J. Katsube et B.A. Kjarsgaard

*Katsube, T.J. et Kjarsgaard, B.A., 1996: Caractéristiques physiques des kimberlites canadiennes; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 247-248.*

## INTRODUCTION

Les propriétés physiques (p. ex. la densité, la porosité, la résistivité, la susceptibilité magnétique) de 41 échantillons de kimberlite dans les Territoires-du Nord-Ouest, en Saskatchewan (Fort à la Corne et Sturgeon Lake) et en Ontario ont été mesurées (Katsube et al., 1992; Katsube et Scromeda, 1994; Scromeda et al., 1994) pour obtenir des informations sur les processus physiques en jeu au cours d'une intrusion kimberlitique. Ces informations sont nécessaires pour la compréhension des signatures géophysiques caractérisant les pipes kimberlitiques et pour le développement de méthodes géophysiques offrant des capacités de détection accrues sous les morts-terrains, capacités requises pour l'exploration géophysique de pipes diamantifères inclus dans des kimberlites au Canada central et septentrional. Bien que certaines données sur les propriétés physiques des kimberlites soient disponibles (p. ex., da Costa, 1989), elles sont insuffisantes. Dans le présent travail ont été décrites, probablement pour la première fois, les données physiques propres aux faciès kimberlitiques, à savoir les faciès hypabyssal (HP), de diatrème (DT) et de cratère (CR). On y discute en outre le contenu des études effectuées par la CGC sur les propriétés physiques des kimberlites et la nature des progrès réalisés dans cette voie.

## MÉTHODES DE MESURE

Les mesures de laboratoire effectuées couramment sur les échantillons de kimberlite concernent la densité apparente ( $\delta$ ), la susceptibilité magnétique (SM), la porosité ( $\phi$ ), la résistivité électrique ( $\rho_r$ ) et le facteur de résistivité de formation (F). On projette en outre d'effectuer sur des échantillons sélectionnés des mesures de répartition du diamètre interstitiel. Les méthodes et procédés utilisés au cours de ces mesures sont décrits dans plusieurs publications de la CGC (p. ex., Katsube et al., 1992; Katsube et Scromeda, 1994).

## PROGRÈS RÉALISÉS

Des mesures de propriétés physiques ont été effectuées sur 41 échantillons de kimberlite; les résultats ont été publiés (plutôt sous forme de données brutes) dans trois rapports des Recherches en cours de la CGC (Katsube et al., 1992; Katsube et Scromeda, 1994; Scromeda et al., 1994). Un autre rapport est en voie de préparation pour une publication de la CGC sur une kimberlite à Smeaton, en Saskatchewan (champ de Fort à la Corne). L'analyse et l'interprétation des données sur la plupart de ces échantillons sont déjà terminées. Les kimberlites analysées à ce jour appartiennent surtout aux faciès hypabyssal (HB) et de cratère (CR). On a en outre amorcé l'étude de kimberlites du faciès de diatrème (DT) dans le canton de Guigge (Québec) et à proximité de Kirkland Lake (Ontario). L'accent sera mis dans les études futures sur les kimberlites du faciès de diatrème.

## RÉSULTATS

Les résultats obtenus indiquent que les propriétés physiques reflètent étroitement la classification des faciès kimberlitiques, en l'occurrence les faciès hypabyssal (HB) et de cratère (CR). Il en ressort que certaines kimberlites ont une résistivité électrique ( $\rho_r$ ) de l'ordre de 1 000 à 60 000  $\Omega\text{m}$ , ce qui indique, probablement pour la première fois, qu'il existe des kimberlites dont la  $\rho_r$  est supérieure à 500  $\Omega\text{m}$ . Les résultats relatifs à la structure interstitielle démontrent que les deux groupes de kimberlites (HB et CR) possèdent à cet égard des propriétés physiques tout à fait distinctes. Les kimberlites HB se caractérisent par une densité apparente ( $\delta$ ), une résistivité électrique ( $\rho_r$ ) et un facteur de formation (F) élevés et par une porosité effective ( $\phi_e$ ) faible en raison du degré élevé de cloisonnement entre les pores. Quant aux kimberlites CR, elles se caractérisent par des valeurs faibles pour  $\delta$ ,  $\rho_r$  et F et des valeurs élevées pour  $\phi_e$  en raison du faible degré de cloisonnement interstitiel. Les figures 1 et 2 illustrent les écarts relatifs à  $\delta$  et à  $\rho_r$ . La susceptibilité magnétique (SM) étant indépendante de la structure interstitielle, elle ne présente aucune corrélation

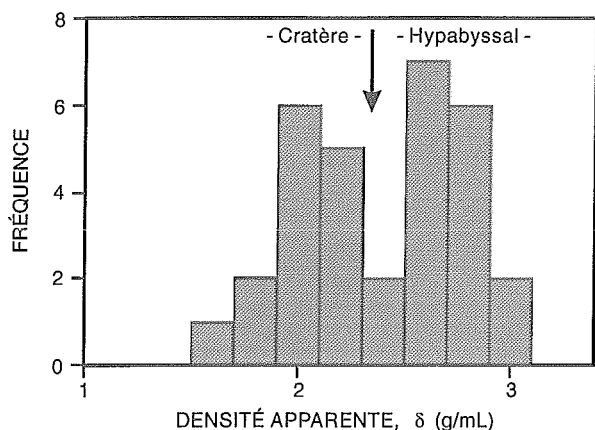


Figure 1. Histogrammes de fréquence de la densité apparente ( $\delta$ ).

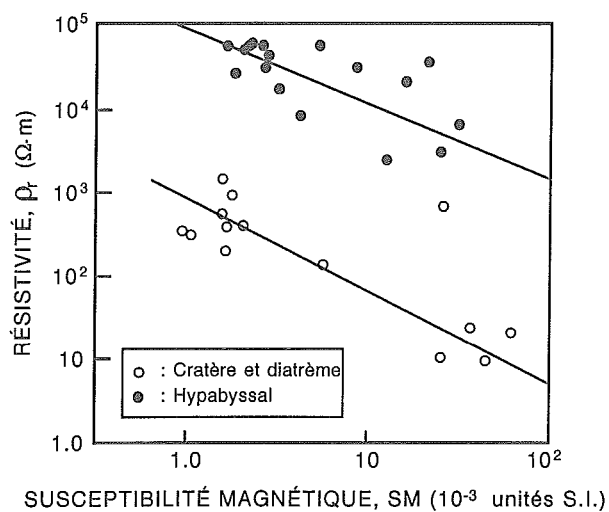


Figure 2. Résistivité électrique moyenne ( $\rho_r$ ) en fonction de la susceptibilité magnétique ( $SM$ ); on distingue deux groupes de valeurs distinctes : un pour les kimberlites hypabyssales (HB) et l'autre pour les kimberlites de diatrème/cratère (DT/CR).

avec le faciès kimberlitique. Toutefois, s'agissant des faciès kimberlitiques HB et CR, la corrélation relativement étroite entre  $\rho_r$  et  $SM$  varie selon le faciès, comme l'illustre la figure 2.

Ces études pourront faciliter la compréhension des signatures géophysiques permettant l'identification des kimberlites et donc d'importance économique. Malgré que les kimberlites présentent à la fois des valeurs élevées et faibles de  $\rho_r$  et de  $SM$  (figure 2), il peut arriver que des valeurs élevées de  $\rho$  et de  $SM$  soient peu susceptibles d'être associées à la présence de diamants.

Les résultats de ces études indiquent également qu'à la « limite de faciès hypabyssal-diatrème/cratère » il y a un changement brutal de porosité effective ( $\phi_E$ ), de porosité totale ( $\phi_T$ ) et d'interconnectivité interstitielle ( $\alpha = \phi_E / \phi_T$ ). À la transition de faciès HB à CR, ces valeurs passent de 1,8-5,5 à 8,9-27 % pour  $\phi_E$ , de 5-16 à 12-28 % pour  $\phi_T$  et de 0,21-0,36 à 0,66-1,0 pour  $\alpha$ , étant donné les changements de faciès de HB à CR des kimberlites. L'accroissement prononcé des valeurs de  $\phi_E$  et de  $\alpha$  dans les kimberlites CR s'explique vraisemblablement par un événement de type explosif qui serait survenu à la limite de faciès.

## RÉFÉRENCES

- da Costa, A.,  
1989: Palmietfontein kimberlite pipe, South Africa -A case history; *Geophysics*, v.54, p. 689-700.
- Katsube, T.J., Scromeda, N., Bernius, G., and Kjarsgaard, B.A.,  
1992: Laboratory physical property measurements of kimberlites; in *Current Research, Part E*, Geological Survey of Canada, Paper 92-1E, p. 357-364.
- Katsube, T.J. and Scromeda, N.,  
1994: Physical properties of Canadian kimberlites; Somerset Island and Saskatchewan; in *Current Research, Part B*, Geological Survey of Canada, Paper 94-1B, p. 35-42.
- Scromeda, N., Katsube, T.J., Bernius, G., and Kjarsgaard, B.A.,  
1994: Physical properties of Canadian kimberlites from Fort a la Corne, Saskatchewan; in *Current Research, Part E*, Geological Survey of Canada, Paper 94-1E, p. 171-175.
- Kjarsgaard, B.A. and Peterson, T.D.  
1992: Kimberlite-derived ultramafic xenoliths from the diamond stability field: a new Cretaceous geotherm for Somerset Island, Northwest Territories; in *Current Research, Part B*, Geological Survey of Canada, Paper 92-1B, p. 1-6.

\* Contribution aux Mesures Canada-Territoires du Nord-Ouest relatives aux minéraux (1991-1996), mesures négociées en vertu de l'Entente de coopération Canada/Territoires du Nord-Ouest de développement économique, et l'Entente de partenariat Canada-Saskatchewan sur l'exploitation minière (1990-1995), entente auxiliaire négociées en vertu de l'Entente Canada-Saskatchewan de développement économique et régional.



# Mesures géophysiques des paramètres lithosphériques

A.G. Jones, D.W. Eaton, D. White, M. Bostock, M. Mareschal et J.F. Cassidy

*Jones, A.G., Eaton, D.W., White, D., Bostock, M., Mareschal, M. et Cassidy, J.F., 1996: Mesures géophysiques des paramètres lithosphériques; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public, 3228, p. 249-257.*

## INTRODUCTION

À l'exception des xénolites mantelliques et d'affleurements limités de roches mantelliques dans les zones orogéniques de collision, le manteau lithosphérique continental est généralement inaccessible à une observation directe. Certains paramètres, comme l'âge, l'épaisseur et la géométrie interne du manteau supérieur, dont on peut se servir pour optimiser les stratégies d'exploration des kimberlites ou des lamproïtes ayant vraisemblablement pris naissance dans le champ de stabilité du diamant, ne peuvent être définis qu'indirectement par des méthodes géophysiques. Une nouvelle génération de méthodes télésismiques et électromagnétiques par sondage profond ont vu le jour récemment. Elles constituent des moyens passifs et rentables d'obtenir ces informations et de cartographier le manteau lithosphérique dans sa globalité, soit de la base de la croûte à l'asthénosphère.

Le présent article passe en revue ces techniques et décrit les expériences en cours qui comprennent une partie de LITHOPROBE, le programme géoscientifique de collaboration national du Canada auquel participent la CGC et le CRNSG (figure 1). D'autres expériences ont été proposées à l'extérieur de LITHOPROBE; si les fonds nécessaires sont obtenus, elles contribueront à approfondir la lithosphère canadienne. Les techniques pertinentes sont décrites dans les grandes lignes; pour un traitement plus détaillé des diverses méthodes, on se reportera aux sources citées.

## ÉTUDES TÉLÉSISMQUES

Les techniques classiques de sismique réflexion et de sismique réfraction ne permettent généralement pas de reconstituer la structure du manteau supérieur, étant donné que l'énergie pénétrant jusqu'aux profondeurs subcrustales est insuffisante. Les études télésismiques, qui consistent à détecter et à analyser les ondes produites par des séismes éloignés, lèvent cette limite. Il existe des techniques complémentaires permettant d'examiner les différentes portions du champ d'ondes télésismiques

enregistré afin d'approfondir les divers aspects du manteau supérieur. En particulier, quatre techniques sont particulièrement adaptées à la caractérisation de la structure du manteau supérieur. Ce sont 1) le dédoublement des ondes S; 2) l'analyse fonctionnelle du récepteur; 3) l'inversion des ondes de surface; et 4) la tomographie du temps de parcours des ondes de volume. Elles fournissent un éventail d'informations complémentaires sur la structure du manteau supérieur. En voici une description sommaire.

### *Études télésismiques du dédoublement des ondes S appliquées à la déformation du manteau supérieur*

En général, une onde de cisaillement qui traverse un milieu anisotrope se dédouble en modes de propagation rapide et lent. Les deux paramètres diagnostiques de ce phénomène sont, d'une part, le temps de retard de l'arrivée lente, qui est peu près proportionnel à l'épaisseur de la couche anisotrope et à l'importance de l'anisotropie et, d'autre part, les directions de la polarisation, qui traduisent l'orientation du système de symétrie élastique (Crampin, 1981). Les observations de ces paramètres relativement aux ondes SKS dédoublées (arrivées des ondes de cisaillement qui ont traversé le noyau externe de la Terre sous forme d'ondes de compression) corroborent l'anisotropie du manteau supérieur sous le point d'observation. L'alignement créé par la déformation des minéraux constitutifs (olivine et orthopyroxène) est maintenant généralement reconnu comme la principale cause de l'anisotropie du manteau supérieur (Kern, 1993; Babuska et al., 1993; Mainprice et Silver, 1993). Cette orientation réticulaire est habituellement attribuée aux régimes d'écoulement dans le manteau, soit par les mouvements actuels des plaques ou par la déformation fossile causée par le dernier événement tectonique important (p. ex. Vinnik et al., 1984; Silver et Chan, 1991; Silver et Kaneshima, 1993).

Le temps de retard et la polarisation des arrivées des ondes SKS se mesurent facilement au moyen d'un sismographe à trois composantes et à large bande. L'application de cette technique nécessite une

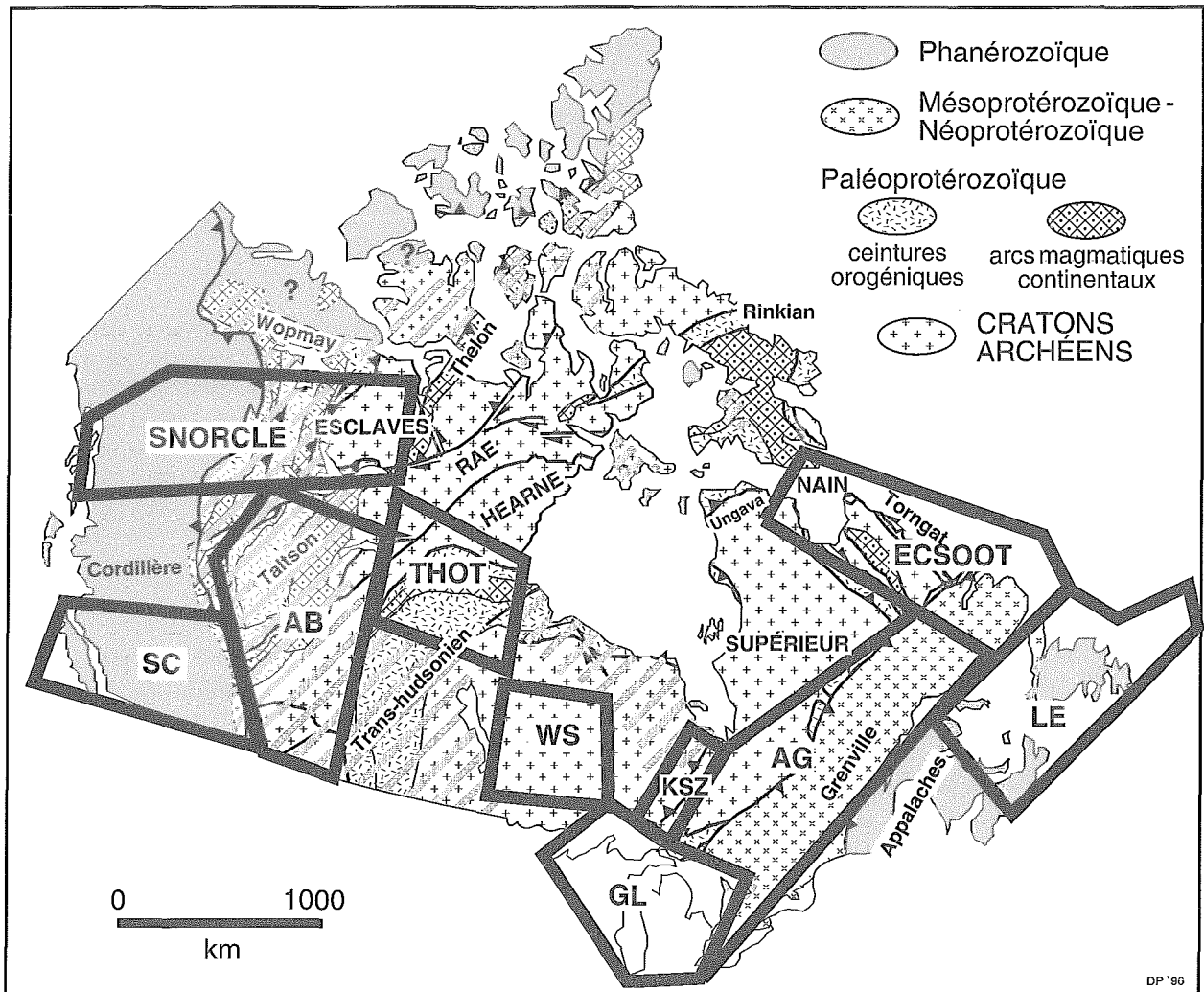
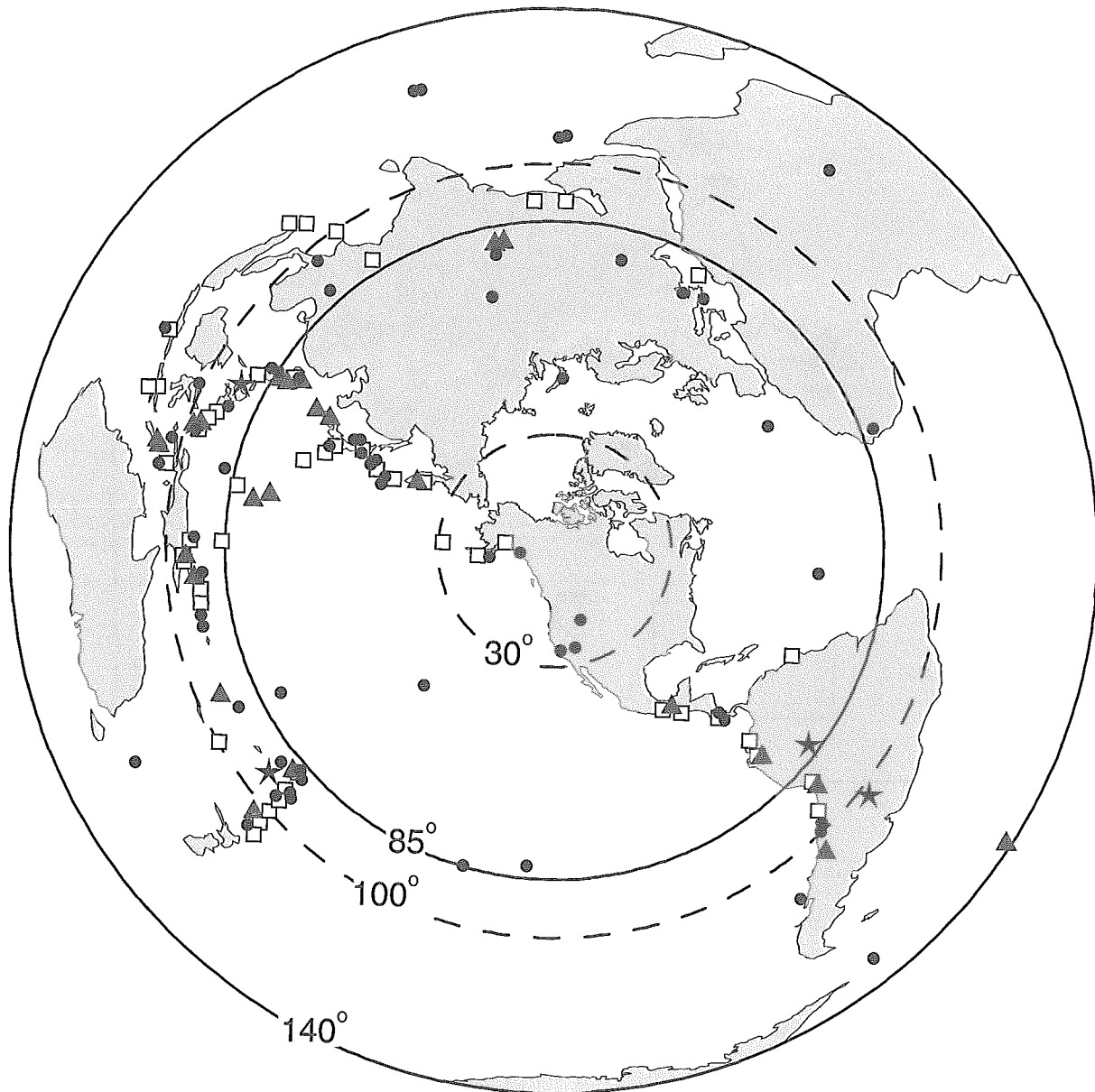


Figure 1. Localisation des transects de LITHOPROBE sur une carte montrant les âges des principaux éléments tectoniques du Canada. Les transects sont : SC - Cordillère méridionale, AB - Socle albertain, SNORCLE - Évolution lithosphérique de la Province des Esclaves et de la Cordillère septentrionale, THOT - Orogène trans-hudsonien, WS - Lac Supérieur occidental, KSZ - Zone structurale de Kapuskasing, GL - Programme international sur l'évolution de la croûte dans les Grands Lacs, AG - Abitibi-Grenville, LE - Lithoprobe-Est et ECSOOT - Bouclier canadien est (continental et océanique). Les hachures représentent les zones où le socle précambrien est recouvert d'une plate-forme phanérozoïque.

distribution fiable de la source à des distances épacentrales de  $85^\circ$  à  $140^\circ$  à partir du lieu d'intérêt. Selon ce critère, les régions sismiquement actives dans l'ouest des arcs insulaires du Pacifique et, dans une moindre mesure, de l'Amérique du Sud, sont des sources applicables à toute la masse continentale du Canada (figure 2). La figure 3 illustre les résultats provisoires des paramètres de dédoublement mesurés sur le Réseau sismographique canadien (Bostock et Cassidy, 1995a), procurant une structure à grande échelle pour la tenue de recherches régionales plus détaillées.

#### Analyses fonctionnelles des récepteurs en rapport aux discontinuités du manteau supérieur

Les analyses fonctionnelles des récepteurs télésismiques servent à dériver un modèle de la structure de la vitesse des ondes S sous un sismographe à large bande. Pour ce faire, on réalise une déconvolution du signal de la composante verticale (dominé par l'énergie de l'onde P) des composantes radiales et transversales afin d'éliminer la source non voulue et les effets de parcours et isoler les conversions P-S locales. Cette méthode a été jusqu'à maintenant appliquée à des problèmes crustaux (p. ex.

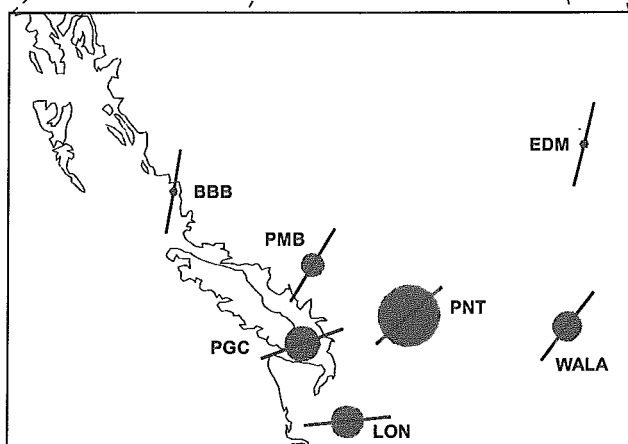
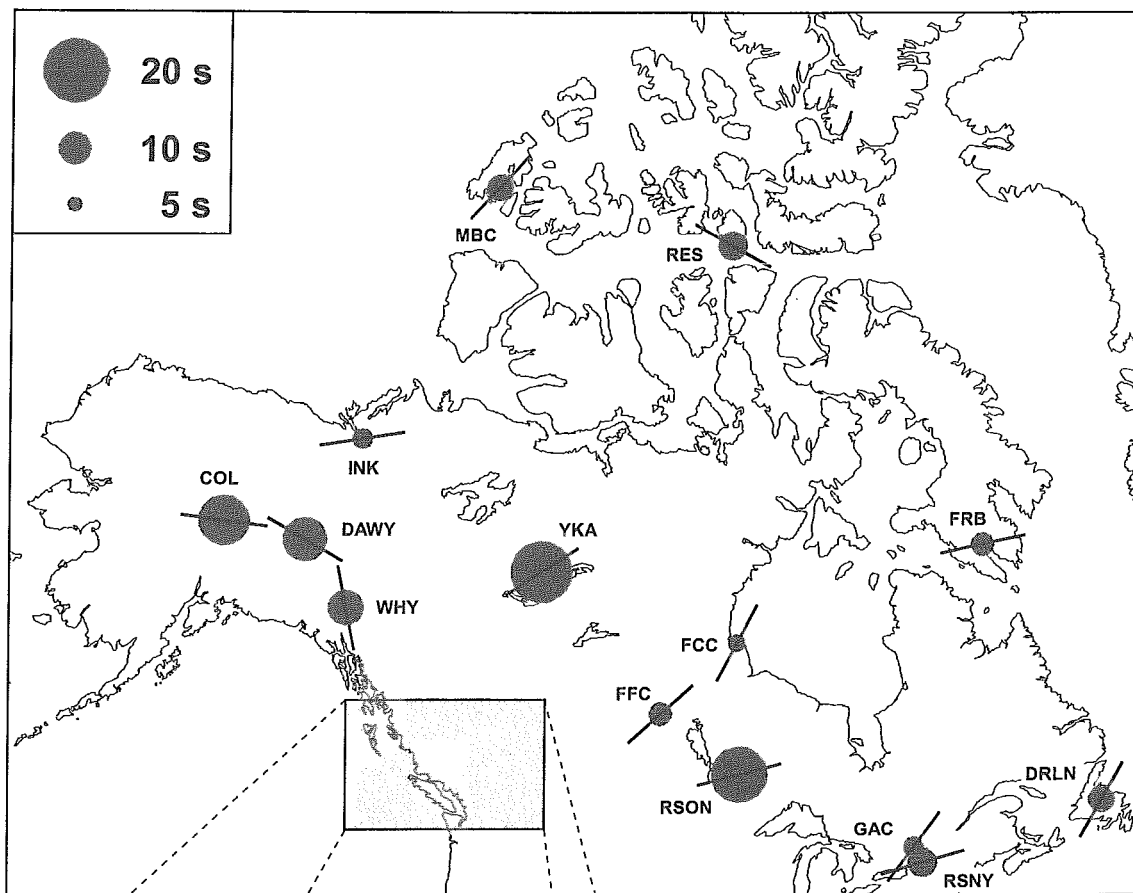


**Figure 2.** Répartition des séismes de 1993 dont la magnitude est plus élevée que 5,7. Les symboles indiquent les profondeurs focales suivantes : cercles, < 35 km; carrés, 35 à 70 km; triangles, 75 à 300 km; étoiles, >300 km. Les cercles concentriques montrent l'intervalle (en degrés) d'une zone à l'étude centrée sur le craton des Esclaves. L'intervalle idéal pour des études sur le dédoublement des ondes de cisaillement est de 85 à 140 ° (lignes continues); pour l'analyse fonctionnelle des récepteurs, il est de 30 à 100 ° (lignes tiretées).

Mangino et al., 1993; Cassidy, 1995). Cependant, on a récemment montré que, par l'application de techniques semblables à la formation d'un faisceau dans les études sur le dispositif sismique, il est possible de déterminer les produits vitesse-profondeur dans le cas des discontinuités de 410 et 670 km (Vinnik, 1977; Bostock et Cassidy, 1995b). Étant donné que ces discontinuités sont causées par des changements de phase, il a été montré que leur profondeur sont des indicateurs de sensibilité du régime

des températures ambiantes ou des matières volatiles dans le manteau supérieur (Vidale et Benz, 1992; Wood, 1995), ce qui a des répercussions importantes sur la convection dans un manteau entier versus stratifié.

La Cordillère est un cadre idéal pour traiter cette question puisque la structure peu accentuée des vitesses a été établie avec précision (Bostock et VanDecar, 1995). À titre d'exemple du type d'étude proposée, nous



Abréviations et lieux des stations sismographiques	
BBB	Bella Bella, Colombie-Britannique
COL	Fairbanks, Alaska, É.-U.
DAWY	Dawson, Yukon
DRLN	Deer Lake, Terre-Neuve
EDM	Edmonton, Alberta
FCC	Churchill, Manitoba
FFC	Flin Flon, Manitoba
FRB	Frobisher Bay, Territoires du Nord-Ouest
GAC	Glen Almond, Québec
INK	Inuvik, Territoires du Nord-Ouest
LON	Longmire, État de Washington, É.-U.
MBC	Mould Bay, Territoires du Nord-Ouest
PGC	Sidney, (Centre géoscientifique du Pacifique), Colombie-Britannique
PMB	Pemberton, Colombie-Britannique
PNT	Penticton, Colombie-Britannique
RES	Resolute Bay, Territoires du Nord-Ouest
RSNY	Adirondack, État de New York, É.-U.
RSON	Red Lake, Ontario
YKA	Yellowknife, Territoires du Nord-Ouest
WALA	Waterton Lake, Alberta
WHY	Whitehorse, Yukon

Figure 3. Résultats sur le dédoublement des ondes de cisaillement tirés de Bostock et Cassidy (1995a, données non publiées). Le diamètre du cercle est proportionnel au délai entre les arrivées rapides et lentes; la ligne montre la polarisation de l'arrivée rapide. Ces paramètres sont expliqués dans le corps du texte.

utiliserons le modèle de vitesse de Bostock et de VanDecar en les combinant à des analyses fonctionnelles de récepteurs appliquées à des données provenant du RSC et des stations à large bande temporaires situées dans le sud de la Colombie-Britannique de façon à fixer des contraintes sur les profondeurs des discontinuités, soit 410 et 670 km. La structure observée sur la discontinuité de 670 km permettra d'établir une discrimination entre la pénétration de la plaque dans le manteau inférieur et l'accumulation du matériau lithosphérique dans la zone de transition (Silver et al., 1988). Les analyses fonctionnelles des récepteurs nécessitent des sources sismiques situées à des distances variant entre 30 et 100°. Comme en témoigne la figure 2, la grande partie de la masse continentale canadienne est bien située par rapport à la sismicité des zones de subduction du Pacifique-Ouest et de l'Amérique du Sud.

### *Études des ondes de surface pour une détermination globale de la structure du manteau supérieur*

Les ondes de surface se propagent en suivant la trajectoire de grands cercles parallèles à la surface de la Terre. La vitesse d'une onde de surface et sa sensibilité par rapport à la structure dépendent des fréquences utilisées. Aux faibles fréquences, les vitesses de phase et de groupe augmentent, l'onde étant sensible aux vitesses dans les zones profondes du manteau supérieur. En analysant la variation de la vitesse en fonction des fréquences (c'est-à-dire la dispersion), il est possible d'inférer la structure des vitesses des ondes dans le manteau supérieur. De plus, les inversions de formes d'onde là où sont incluses les harmoniques supérieures sont non seulement faisables mais améliorent considérablement la résolution du manteau supérieur (Nolet, 1990). L'application de ces techniques nécessite au moins deux stations sismographiques à large bande en ligne avec les sources sismiques et perpendiculaires à la direction des éléments d'intérêt. Ces informations sur la structure des vitesses permettent de définir les propriétés moyennes du manteau supérieur entre deux stations sismiques à large bande. Elles complètent d'autres études télésismiques dont la résolution latérale est excellente, mais les données sur la profondeur de l'hétérogénéité sont moins nombreuses. Étant donné que les sources sismiques potentielles, le long des arcs insulaires du Pacifique et, dans une moindre mesure, en Amérique centrale et en Amérique du Sud, couvrent un large éventail d'azimuts, il est possible de mener des études sur les ondes de surface dans la plupart des régions canadiennes offrant un intérêt pour l'exploration du diamant (figure 2).

### *Tomographie télésismique des durées de trajet*

La tomographie télésismique constitue un moyen d'analyser les variations tridimensionnelles peu accentuées de la vitesse des ondes P et S dans le manteau supérieur. Il faut pour cela que la durée de parcours des ondes provoquées par des séismes éloignés soit mesurée à partir d'un réseau de stations sismiques mis en place à la surface de la Terre. Les trajectoires des ondes s'entrecroisent dans le manteau supérieur qui s'étend sous le réseau et, lorsqu'on combine les trajectoires de plusieurs événements, on peut dresser des cartes et des coupes détaillées des vitesses souterraines. Des études récentes (VanDecar et al., 1995, voir aussi Bostock et VanDecar, 1995) ont démontré la faisabilité de la tomographie des temps de parcours dans le cadre d'expériences utilisant des dispositifs à trois composantes portables pour reconstituer la structure du manteau supérieur et déterminer les contributions d'origine tant thermique que compositionnelle. Ces informations sont essentielles à la caractérisation du réservoir mantellique où prennent naissance les kimberlites diamantifères. L'efficacité de cette technique est dictée par l'accès à un grand nombre de stations réceptrices (>10) et la couverture globale de la sismicité. Dans le cas des études sur les ondes P, il suffit d'utiliser des instruments pour ondes à période courte du type vertical, tandis que dans le cas des ondes S, il est généralement nécessaire de recourir à des sismomètres à large bande. Une couverture globale des événements en azimut et à des distances variant entre 30 et 100° est primordiale pour obtenir une résolution efficace, ce que permet la sismicité globale de la plupart des sites au Canada (figure 2)

### ÉTUDES ÉLECTROMAGNÉTIQUES

Le sondage électromagnétique passif du manteau supérieur peut être réalisé en enregistrant simultanément: 1) les variations temporelles des trois composantes du champ magnétique ( $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ ) à certains sites; ou 2) deux composantes électriques ( $E_x$  et  $E_y$ ) et trois composantes magnétiques ( $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ ) à un seul site. La première technique est appelée «sondage géomagnétique en profondeur» et à partir du gradient du champ horizontal, méthode du «gradient spatial horizontal», tandis que la dernière est appelée technique «magnétotellurique» (MT). Les mesures proviennent des deux sources : le champ externe (soit les ondes électromagnétiques ionosphériques et magnétosphériques causées principalement par l'interaction de la magnétosphère de la Terre et du plasma éjecté par le soleil) et le champ induit (soit les champs secondaires produits par les courants induits dans les zones conductrices (électriquement) dans la Terre).

La profondeur de pénétration du champ de la source externe dépend de la fréquence de la source ainsi que de la résistivité électrique du matériau terrestre qui s'étend de la surface à cette profondeur. Par exemple, comme la croûte supérieure du bouclier canadien présente une résistivité élevée, l'intervalle de période habituel pour l'acquisition des données magnétotelluriques de grande qualité (0,02 - 500 s) permet de résoudre les structures électriques de quelques kilomètres à environ 50 kilomètres de profondeur. Pour mesurer les réponses du manteau à l'échelle d'une région géographique couvrant un large intervalle de réponses électriques dans la croûte supérieure, il faut accroître l'intervalle de la période à 30 000 s, et, à certains sites, à plusieurs jours (p. ex. Shultz et al., 1993). La CGC a récemment conçu des instruments appelés LIMS (système magnétotellurique intelligent pour longues périodes) qui fonctionnent dans cette gamme de fréquences.

Les études par sondage profond des types HSG et MT réalisées au début des années 1980 en Scandinavie (Jones, 1984; Jones et al., 1983) ont illustré le fait que les variations latérales en profondeur jusqu'au sommet de l'«asthénosphère électrique» pourraient être cartographiées en appliquant les méthodes EM appropriées. Il a été montré que ces profondeurs correspondent aux épaisseurs du «couvercle» lithosphérique par compression déterminées à partir d'études sur les ondes de surface (Calcagnile, 1991; Calcagnile et Panza, 1987).

Si la détermination des caractéristiques électriques peu marquées du manteau n'était pas possible il y a à peine quelques années (Jones, 1992), elle l'est depuis que l'on a amélioré l'acquisition et le traitement des données magnétotelluriques. Le premier élément caractéristique était situé dans le manteau supérieur sous l'est du bouclier canadien, où une anisotropie électrique azimutale a été découverte par l'interprétation de 140 sondages MT enregistrés le long des transects d'Abitibi-Grenville et de Kapuskasing (Mareschal et al., 1995). Les rapports des résistivités horizontales peut atteindre 1/15 et la zone anisotropique se trouve entre environ 50 et 150 km de profondeur. L'azimut des conductivités électriques très inégales varie horizontalement de quelques centaines de kilomètres, mais contrairement à l'anisotropie sismique, il ne présente pas de lien net avec les limites géologiques. Même si les mécanismes physiques de l'anisotropie électrique ne sont pas claires, il est improbable que l'orientation réticulaire préférentielle de l'olivine en soit la cause. En fait, les conductivités des principaux minéraux contenues dans les roches du manteau supérieur sont trop faibles pour expliquer la conductivité globale observée. La conduction électrique dans le

manteau supérieur est surtout observée dans les constituants secondaires, comme le graphite ou les sulfures ou les fluides salins, sauf là où le manteau est suffisamment chaud pour contenir un magma partiel (Jones, 1992); par conséquent, l'anisotropie doit être causée par la géométrie de l'interconnexion entre les phases conductrices. Dans le bouclier canadien, l'azimut conducteur est en corrélation raisonnablement bonne avec les directions de deux zones de cisaillement d'échelle crustale qui traversent le sud de la Province du lac Supérieur. Ces zones de cisaillement ont pu servir de conduits à la migration de fluides riches en Au et CO<sub>2</sub> ainsi qu'aux magmas alcalins provenant du manteau supérieur durant l'Archéen tardif. Selon Mareschal et al. (1995), l'anisotropie du manteau supérieur sous l'est de la Province du lac Supérieur serait d'âge archéen et attribuable à la présence de veines ou de microfractures remplies de graphite dans le manteau, sous les zones de cisaillement crustales.

Pour confirmer cette hypothèse, on analysera notamment la réponse électrique du manteau sur la portion ouest de la Province du lac Supérieur (à travers laquelle se prolongent les zones de cisaillement crustales) en utilisant 150 sondages MT qui seront réalisés en 1998 dans le cadre du transect LITHOPROBE dans l'ouest de la Province du lac Supérieur (figure 1). La transition entre le craton des Esclaves et les terranes accrésés progressivement plus jeunes vers l'ouest (transect SNORCLE, figure 1) permettra également de vérifier les sources et la signification de la réponse électrique du manteau supérieur. L'interprétation de ces données, toutefois, pourrait être limitée par la forte conductivité de la croûte dans la Cordillère qui a masqué les caractéristiques du manteau révélées par le levé MT exécuté sur toute la longueur du transect de LITHOPROBE traversant le sud de la Cordillère (Jones et al., 1992).

## **ACTIVITÉS PRÉVUES AVANT L'AN 2000**

### ***Transect d'Abitibi-Grenville***

Au cours de l'été 1994, une expérience télésismique de trois mois utilisant au plus 10 sismomètres large bande à trois composantes (prêtés par LITHOSCOPE, programme télésismique français) a été menée dans la ceinture de l'Abitibi. Les données sont d'excellente qualité et les analyses du dédoublement des ondes de cisaillement indiquent un dédoublement marqué, l'axe rapide étant approximativement dans le sens est-ouest, conformément aux données EM (Senechal et al., 1995). En 1996, une expérience télésismique complète (30 stations) aura lieu en Abitibi, à peu près parallèlement à

une ligne N-S allant de l'Opatca au Grenville. En plus de déterminer les paramètres de dédoublement des ondes de cisaillement, cette expérience vise à comprendre les variations structurales du manteau supérieur le long du principal transect N-S d'Abitibi-Grenville où des données de sismique réflexion et de réfraction ont été saisies. L'expérience durera entre 6 et 10 mois de façon continue, en utilisant les séismes dans l'azimut sud, surtout d'Amérique du Sud et des Caraïbes. Les valeurs résiduelles (Buchbinder et Poupinet, 1977) seront complétées par les retards de parcours des ondes S (phase PKS), ce qui permettra d'évaluer le coefficient de Poisson moyen. Cette expérience sera exécutée concurremment à un levé télésismique juste au sud de la zone à l'étude, qui traverse les Appalaches vers la Province de Grenville, donnant un transect d'une longueur totale de 1000 km.

### *Transect de l'orogène trans-hudsonien*

La découverte à la fin des années 1980 de kimberlites diamantifères dans le centre nord de la Saskatchewan, conjuguée à de nouvelles données sur la structure interne de l'orogène trans-hudsonien (St-Onge et Lucas, 1996) sont à l'origine de la tenue d'expériences télésismiques visant à élucider la structure lithosphérique dans la cible économiquement rentable de l'orogène (Ellis et Hajnal, 1993). Une étude de faisabilité télésismique a été réalisée avec un dispositif de 8 stations exploitées pendant 4 à 6 mois (Ellis et al., sous presse). L'analyse fonctionnelle des récepteurs relativement à la structure de la croûte a fourni de nouveaux indices des fortes variations (~7 km) de l'épaisseur de la croûte dans le sud-ouest de la Saskatchewan. L'analyse de SKS, qui affiche des variations rapides de l'anisotropie dans l'orogène, ajoute des éléments à l'analyse. Un programme plus vaste utilisant 17 stations à trois composantes a été entrepris dans le centre de la Saskatchewan et du Manitoba; il servira à cartographier la structure lithosphérique tridimensionnelle de la région, en les combinant aux études par sismique réflexion et réfraction de LITHOPROBE.

### *Transect SNORCLE*

Un levé sismique sur large bande a été entrepris le long du transect SNORCLE au cours de l'été de 1994; des données télésismiques seront enregistrées pendant deux ans à partir des stations permanentes de Whitehorse, Yellowknife et Churchill, et des stations temporaires de Watson Lake, Fort Simpson et Snowdrift. La détermination des dédoublements des ondes S au-dessus de la Cordillère canadienne, par le recours, entre autres, à des stations sismographiques à large bande dans l'est de l'Alaska et à Yellowknife (Silver et Chan, 1991) a

déjà permis d'établir l'existence d'anomalies dans le dédoublement des ondes de cisaillement et d'une anisotropie sismique, reflétant probablement une déformation associée à l'orogène de la Cordillère. Par contre, le dédoublement des ondes de cisaillement dans le manteau cratonique sous le bouclier canadien adjacent, en particulier dans la région du transect de LITHOPROBE dans l'ouest de la Province du lac Supérieur, est dominé par une anisotropie probablement liée à une orogénèse archéenne (Silver et Kaneshima, 1993). Un dispositif sismique à large bande entre Whitehorse et Churchill et un levé magnétotellurique sont des parties intégrantes du transect SNORCLE de LITHOPROBE, offrant une occasion unique de déterminer les variations de l'anisotropie sismique et électrique dans le manteau supérieur, entre le craton archéen et les terranes accrétés du Phanérozoïque de la Cordillère canadienne, et de corréliser ces variations.

Le début des expériences magnétotelluriques de la structure profonde est prévu à la fin de 1995 avec la mise en place d'un petit nombre de sites près de Yellowknife, et ce, pour une période de 4 à 6 mois. À l'un des sites, on tirera avantage des lignes électriques abandonnées en les utilisant comme lignes d'électrodes (de plusieurs kilomètres). On réduira ainsi les effets de déformation locaux et on déterminera peut-être la conductivité du manteau avec une précision aussi grande que celle qu'ont obtenue récemment sous le craton du lac Supérieur Schultz et al. (1993). L'acquisition de données MT le long du transect SNORCLE, sous les auspices de LITHOPROBE, est prévue pour 1997 et 1999. Les sites seront situés dans l'ouest du craton des Esclaves en 1997 et dans le segment de la Cordillère en 1999. À cause de sa proximité du champ de kimberlites du lac de Gras, le segment des Esclaves du transect SNORCLE a été établi comme un corridor de priorité élevée pour les études lithosphériques additionnelles, tant sismiques qu'électromagnétiques.

## RÉFÉRENCES

- Babuska, V., Plomerova, J., and Sileny, J.  
1993: Models of seismic anisotropy in the deep continental lithosphere; *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 78, 167-191.
- Bostock, M.G. and Cassidy, J.F.  
1995a: Variations in SKS splitting across western Canada; *Geophysical Research Letters*, v. 22, no. 1, p. 5-8.
- 1995b: The upper mantle discontinuities in western Canada from Ps conversions; *Pure and Applied Geophysics*, v. 145, p. 219-233.

- Bostock, M.G. and VanDecar, J.C.**  
1995: Upper mantle structure of the northern Cascadia subduction zone; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 32, p. 1-12.
- Buchbinder, G. and Poupinet, G.**  
1977: P-wave residuals in Canada; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 14, p. 1292-1304.
- Calcagnile, G.**  
1991: Deep structure of Fennoscandia from fundamental and higher mode dispersion of Rayleigh waves; *Tectonophysics*, v. 195, p. 139-149.
- Calcagnile, G. and Panza, G.F.**  
1987: Properties of the lithosphere-asthenosphere system in Europe with a view towards Earth conductivity; *Pure and Applied Geophysics*, v. 125, p. 241-254.
- Cassidy, J.F.**  
1995: A comparison of the receiver structure beneath stations of the Canadian National Seismograph Network; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 32, p. 938-951.
- Crampin, S.**  
1981: A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media; *Wave Motion*, v. 3, p. 343-391.
- Ellis, R.M. and Hajnal, Z.**  
1993: Investigation of the properties of the Saskatchewan lithosphere using teleseismic waves; *Geological Survey of Canada, Open File 2771*, 66p.
- Ellis, R.M., Hajnal, Z., and Bostock, M.G.**  
in press: Seismic studies in the Trans Hudson orogen of western Canada; *Tectonophysics*.
- Jones, A.G.**  
1984: The electrical structure of the lithosphere and asthenosphere beneath the Fennoscandian shield; *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, v. 35, p. 811-827.  
1992: Electrical conductivity of the continental lower crust; in *Continental Lower Crust*, D.M. Fountain, R.J. Arculus and R.W. Kay, (ed.); Elsevier, Amsterdam, Chapter 3, p. 81-143.
- Jones, A.G., Gough, D.I., Kurtz, R.D., DeLaurier, J.M., Boerner, D.E., Craven, J.A., Ellis, R.G., and McNeice, G.W.**  
1992: Electromagnetic images of regional structure in the southern Canadian Cordillera; *Geophysical Research Letters*, v. 12, p. 2373-2376.
- Jones, A.G., Olafsdottir, B., and Tiikkainen, J.**  
1983: Geomagnetic induction studies in Scandinavia; *Journal of Geophysics*, v. 54, p. 35-50.
- Kern, H.**  
1993: P- and S-wave anisotropy and shear-wave splitting at pressure and temperature in possible mantle rocks and their relation to the rock fabric; *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 78, p. 245-256.
- Mainprice, D. and Silver, P.G.**  
1993: Interpretations of SKS-waves using samples from the subcontinental lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 78, p. 257-280.
- Mangino, S.G., Zandt, G., and Ammon, C.J.**  
1993: The receiver structure beneath Mina, Nevada; *Seismological Society of America, Bulletin*, v. 83, p. 542-560.
- Mareschal, M., Kellett, R.L., Kurtz, R.D., Ludden, J.N., Ji, S., and Bailey, R.C.**  
1995: Archean cratonic roots, mantle shear zones, and deep electrical anisotropy; *Nature*, v. 375, p. 134-137.
- Nolet, G.**  
1990: Partitioned waveform inversion and two-dimensional structure under the network of autonomously recording seismographs; *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 8499-8512.
- Schultz, A., Kurtz, R.D., Chave, A.D., and Jones, A.G.**  
1993: Conductivity discontinuities in the upper mantle beneath a stable craton. *Geophysical Research Letters*, v. 20, p. 2941-2944.
- Senechal, G., Rodenay, S., and Mareschal, M.**  
1995: Teleseismic shear wave splitting and electrical anisotropy across the Grenville front, Canada; *Canadian Geophysics Union conference, Banff*, May 22-26, 1995, Abstract in proceedings volume, p. 167.
- Silver, P.G., Carlson, R.W., and Olson, P.**  
1988: Deep slabs, geochemical heterogeneity and the large scale structure of mantle convection: Investigation of an enduring paradox; *Annual Reviews Earth and Planetary Science*, v. 16, p.477-541.
- Silver, P.G. and Chan, W.W.**  
1991: Shear-wave splitting and subcontinental mantle deformation; *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 16,429-16,454.
- Silver, P.G. and Kaneshima, S.**  
1993: Constraints on mantle anisotropy beneath Precambrian North America from a transportable teleseismic experiment; *Geophysical Research Letters*, v. 20, p. 1127-1130.
- St-Onge, M.R. et Lucas, S.B.**  
1996: Ceintures orogéniques paléoprotérozoïques; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); *Commission géologique du Canada, Dossier public 3229*, p. 17-24.



**VanDecar, J.C., James, D., and Assumpcao, M.**

1995: Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces; *Nature*, v. 378, p. 25-31.

**Vidale, J.E. and Benz, H.M.**

1992: Upper mantle seismic discontinuities and the thermal structure of subduction zones; *Nature*, v. 356, p. 678-683.

**Vinnik, L.P.**

1977: Detection of waves converted from P to SV in the mantle; *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 15, p. 39-45.

**Vinnik L.P., Kosarev, G.L., and Makeyeva, L.I.**

1984: Anisotropy in the lithosphere from the observations of SKS and SKKS; *Dokl. Acad. Nauk. SSSR*, v. 278, p. 1335-1339.

**Wood, B.J.**

1995: The effect of H<sub>2</sub>O on the 410-kilometer seismic discontinuity; *Science*, v. 268, p. 74-76.



# Levé par sismique réflexion d'une intrusion kimberlitique dans le district de fort à la corne, en saskatchewan

D.J. Gendzwill et S.D. Matieshin

Gendzwill, D.J. et Matieshin, S.D., 1996: *Levé par sismique réflexion d'une intrusion kimberlitique dans le district de fort à la corne, en saskatchewan*; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 259-261.

## INTRODUCTION

Un levé par sismique réflexion dans le district de Fort à la Corne, en Saskatchewan centrale, s'est avéré efficace pour l'évaluation de la géométrie et de la structure d'un corps kimberlitique. Cette kimberlite, située près de Smeaton sur une propriété appartenant à la société Uranerz Exploration and Mining, en coentreprise avec les sociétés Cameco Corporation, Monopros et Kensington Resources, a été découverte au cours de la vérification sur le terrain d'une anomalie aéromagnétique. Le site

correspond à l'anomalie 169, d'environ 1 km de diamètre, et à l'anomalie 269 (extension orientale plus petite de l'anomalie 169) (figure 1).

Plusieurs sondages ont été forés dans l'anomalie 169, qui est d'environ 1 km de diamètre, et on a découvert de la kimberlite dans la carotte de sondage sous quelque 100 m de till glaciaire. Les sondages ont traversé jusqu'à 100 m d'épaisseur la kimberlite avant de pénétrer dans

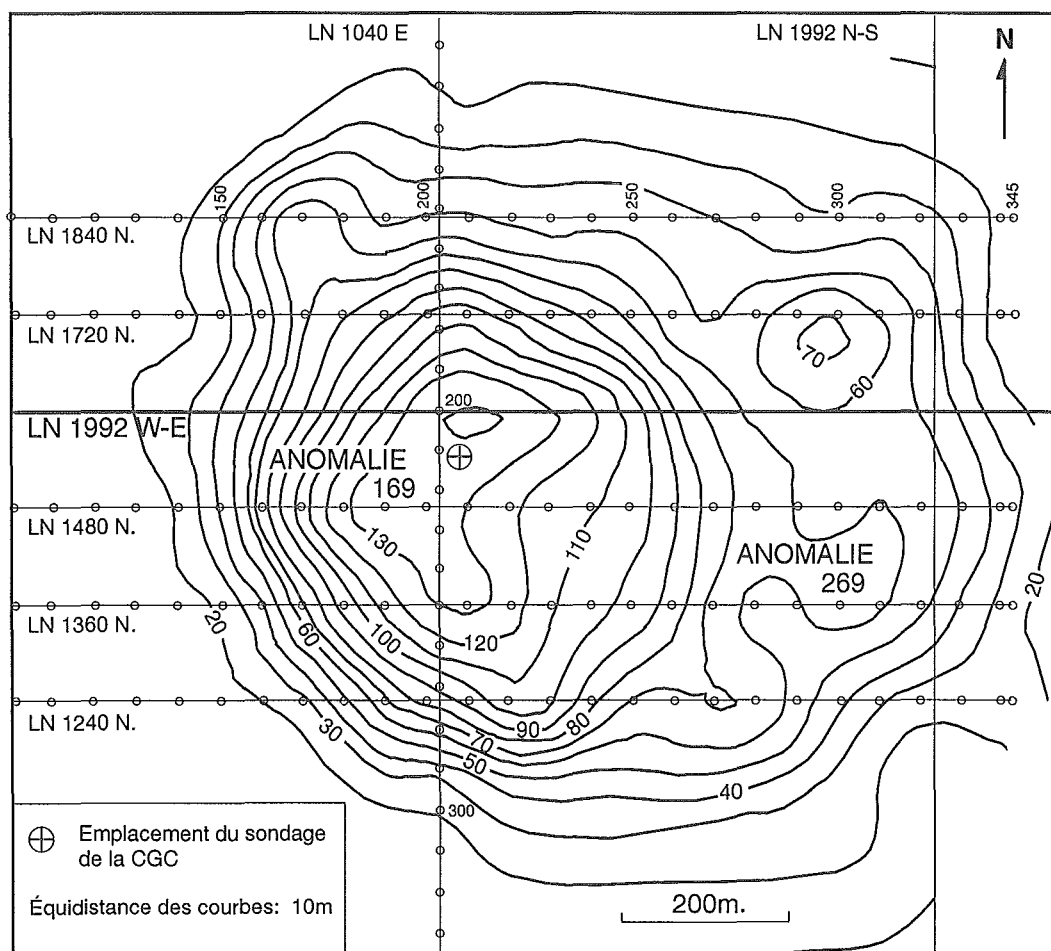


Figure 1. Carte de la zone du levé sismique de Fort à la Corne (anomalie 169-269); y sont figurés le lieu du sondage de la CGC; les lignes sismiques de 1992 et 1993, incluant la trace de LN 1992 W-E montré à la figure 2, et les isopaques de kimberlite déduites des données sismiques.

des couches sous-jacentes de siltstone et de grès du Groupe de Mannville (Formation de Cantuar) du Crétacé inférieur. Un des sondages, foré et analysé par la Commission géologique du Canada, a recoupé environ 20 m de siltstone et de grès sous la kimberlite avant de s'arrêter dans à peu près 2 m de kimberlite à une profondeur de 242 m. Les données sur les propriétés physiques recueillies dans le sondage Smeaton de la CGC sont contenues dans Mwenifumbo et al. (1996) et Richardson et al. (1996).

## MÉTHODOLOGIE

Des profils verticaux de sismique réflexion totalisant 13 km de longueur ont été réalisés en 1992 et 1993 au-dessus des anomalies 169 et 269; il s'agissait de tester les levés de sismique réflexion comme méthode de détermination de la géométrie et de la structure des corps kimberlitiques. Les conditions de réalisation du levé étaient a priori excellentes, car le site se trouve sur un champ dégagé et on s'attendait à ce que les couches sédimentaires horizontales fournissent de bons réflecteurs sismiques. Au cours du levé de 1992, on a installé deux lignes traversant la kimberlite et s'étendant 1,5 km de part et d'autre de celle-ci, l'intervalle entre géophones étant de 20 m. En 1993, on a obtenu des informations plus détaillées à l'intérieur de la kimberlite au moyen de six

lignes, avec un intervalle entre géophones de 5 m (figure 1). On a eu recours au dynamitage pendant les deux levés. Pour le traitement des données, on a utilisé des programmes informatisés fournis par l'Université de la Saskatchewan. On a appliqué les méthodes normales relatives au contrôle de l'amplification, au filtrage, aux corrections d'élévation et d'altération, aux variations de temps de propagation et aux sommations (12 fois); on a veillé tout particulièrement à exploiter la fréquence de signal la plus élevée possible parmi les données. Des signaux avec une fréquence dominante atteignant 200 Hz sont présents pendant les 200 premières millisecondes des enregistrements finaux.

Dans le présent rapport, seule la ligne sismique est-ouest principale est illustrée (figure 2). La kimberlite apparaît comme un dôme au milieu de la ligne. Le flanc ouest de la ligne recoupe une structure plissée qui est peut-être contrôlée par plusieurs petites failles. Des réflexions non perturbées des tills, des shales du Crétacé supérieur et du sommet des calcaires dévoniens apparaissent sur le flanc est de la ligne. Les réflexions provenant des roches paléozoïques et de la surface précambrienne plus profondes n'apparaissent ici que faiblement. Dans les données de 1993, la réflexion émanant de la base de la kimberlite apparaît clairement près de la périphérie du corps mais elle est difficile à

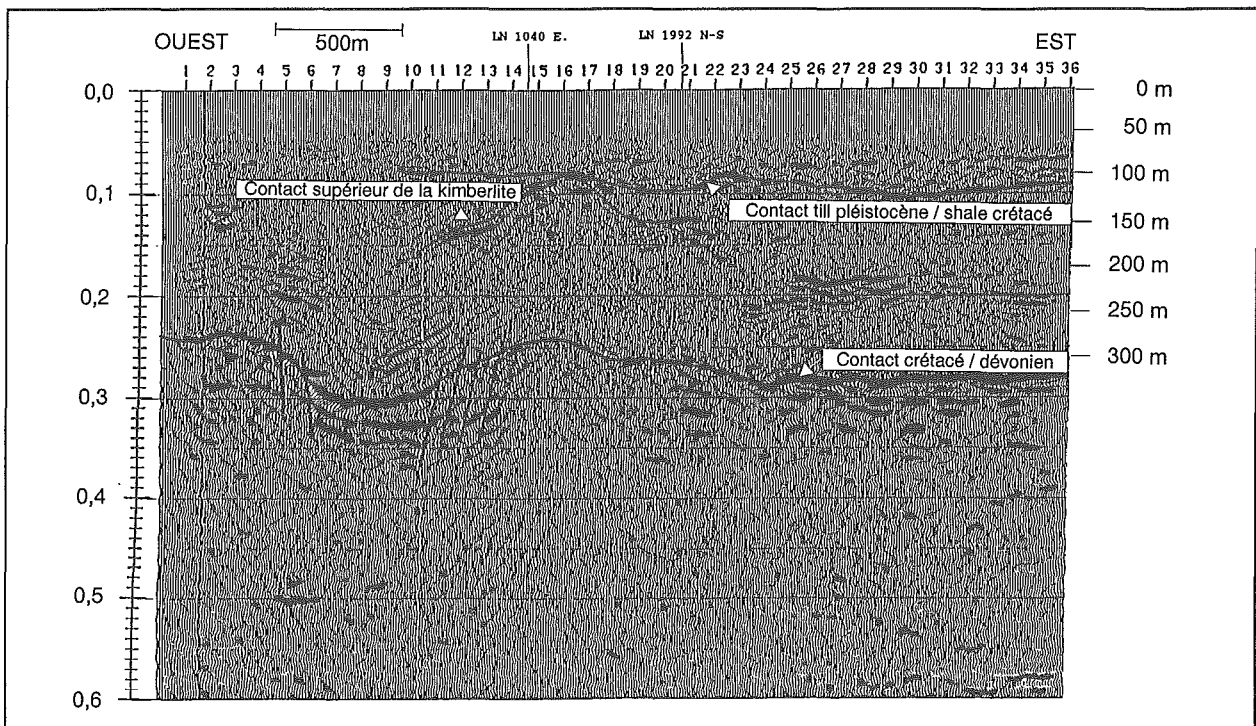


Figure 2. Profil sismique de la ligne de levé est-ouest de 3,6 km (LN 1992 W-E), au travers de la kimberlite de Fort à la Corne. Les échelles verticales correspondent au temps de propagation en secondes (à gauche) et à la profondeur approximative en mètres (à droite) en supposant une vitesse de 2300 m/s.

de la kimberlite apparaît clairement près de la périphérie du corps mais elle est difficile à interpréter près du centre en raison de sa complexité structurale. Sous la kimberlite, les réflexions sont déformées à cause de la vitesse plus élevée des ondes sismiques dans les kimberlites que dans les roches sédimentaires adjacentes.

## RÉSULTATS

L'interprétation des données sismiques indique que la kimberlite est recouverte par 40 m de shales près de ses bordures, seule une mince couche subsistant près du centre du corps. La figure 1 représente une carte d'isopaques de la kimberlite basée sur l'interprétation sismique. Au centre de l'anomalie 169, le corps est d'environ 130 m d'épaisseur, y compris des interstratifications de shales, de siltstones et de grès. L'anomalie 269 correspond à une extension et à un léger épaissement de la kimberlite sur son flanc est. L'épaisseur et la forme lenticulaire de ce corps kimberlitique, la couverture de shales stratifiés et la présence en son sein de plusieurs réflecteurs latéralement continus laissent supposer qu'on a affaire à un faciès de cratère formé au cours de nombreuses explosions volcaniques, la sédimentation se poursuivant entre les explosions (voir Kjarsgaard, 1996). Le caractère favorable du milieu a permis la conservation de la plus grande partie des brèches du faciès de cratère. En effet, le faciès de cratère est rare car il est rapidement enlevé par l'érosion après sa mise en place subaérienne.

Il n'existe pas d'indice sismique clair de la présence d'un dyke nourricier sous l'anomalie 169. Un petit dyke à parois abruptes constitue toutefois une cible sismique très difficile à localiser, aussi un tel dyke pourrait-il bien être présent sous l'épaisse portion centrale du corps 169, où la qualité des données sismiques est pauvre. Les données sismiques permettent en outre de supposer qu'il y a eu formation de failles dans la région adjacente, du côté ouest de la kimberlite. Il pourrait également exister une faille sous la kimberlite, mais on ne possède pas d'indice direct en ce sens. Sous l'anomalie 269, les réflexions sismiques sont uniformes et continues, ce qui indique qu'il n'existe pas de dyke nourricier à cet endroit. L'anomalie 269 est interprétée comme une extension latérale de l'anomalie 169 qui aurait donc été mise en place en même temps que celle-ci.

Les données sismiques ont permis d'affiner l'interprétation géologique basée sur les données de sondage; elles mettent en évidence la forme et la taille du corps kimberlitique, ses liens stratigraphiques, la présence d'une structure voisine dans les sédiments et des

indices de volcanisme à phases multiples. Ces données sont certes utiles, mais elles sont incomplètes en raison de la géométrie du processus d'acquisition d'un profil sismique linéaire. Il serait possible de parvenir à une interprétation plus complète et précise (et plus coûteuse) en incorporant la géométrie exacte de subsurface au moyen d'un véritable levé sismique tridimensionnel au-dessus de la kimberlite.

## REMERCIEMENTS

Le présent levé sismique a été réalisé dans le cadre de l'Entente Canada-Saskatchewan sur l'exploitation minière. Les recherches sur la kimberlite de Smeaton en Saskatchewan ont été menées à bien avec la coopération de la société Uranerz Exploration and Mining, au nom de la coentreprise de Fort à la Corne, qui regroupe Uranerz (exploitant) et les sociétés Cameco Corporation, Monopros et Kensington Resources.

## RÉFÉRENCES

**Kjarsgaard, B.A.**

1996: Les kimberlites; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 29-38.

**Mwenifumbo, C.J., Hunter, J.A.M., and Killeen, P.G.**

1996: Caractéristiques géophysiques des kimberlites canadiennes; dans *La recherche de diamants au Canada*, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 243-246.

**Richardson, K.A., Katsube, T.J., Mwenifumbo, C.J., Killeen, P.G., Hunter, J.A.M., Gendzwill, D.J., and Matieshin, S.D.**

1996: Geophysical studies of kimberlite in Saskatchewan; in *Investigations completed by the Saskatchewan Geological Survey and the Geological Survey of Canada under the Geoscience Program of the Canada-Saskatchewan Partnership Agreement on Mineral Development (1990-1995)*, D.G. Richardson (ed.); Geological Survey of Canada Open File 3119; Saskatchewan Geological Survey Open File Report 95-3, p. 197-205.

---

\* Contribution à l'Entente de partenariat Canada-Saskatchewan sur l'exploitation minière (1990-1995), entente auxiliaire négociée en vertu de l'Entente Canada-Saskatchewan de développement économique et régional.



# Applications des images thermiques tirées des données LANDSAT à la localisation de kimberlites, région du lac de Gras, district de Mackenzie (T.N.-O.)

A.N. Rencz, C. Bowie et B.C. Ward

*Rencz, A.N., Bowie, C. et Ward, B.C., 1996: Applications des images thermiques tirées des données LANDSAT à la localisation de kimberlites, région du lac de Gras, district de Mackenzie (T.N.-O.); dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 263-265.*

## INTRODUCTION

Au cours de l'exploration minérale on fait souvent appel à des méthodes indirectes pour localiser les zones potentielles de minéralisation. Dans ce cas, la présence d'une minéralisation est déduite d'observations sur des phénomènes environnementaux spécifiques. Nous décrivons ci-dessous une telle méthode indirecte, y expliquons ses fondements théoriques et présentons un exemple d'application fructueuse pour la localisation de pipes kimberlitiques dans la région du lac de Gras.

Cette méthode se fonde sur l'observation que les pipes kimberlitiques peuvent être associés à la présence de lacs profonds et froids; c'est pourquoi l'identification d'un lac exceptionnellement froid peut indiquer la présence d'une kimberlite. Les informations sur la localisation des lacs et la température de l'eau sont tirées des données TM de LANDSAT.

## CADRE GÉOLOGIQUE

Les données géoscientifiques sur la lithologie et la géologie quaternaire ont été rendues accessibles grâce au Projet CARTNAT dans la Province des Esclaves (Bowie et al., 1996).

En général, la kimberlite s'altère plus facilement que les roches encaissantes. Au cours de la glaciation, les kimberlites de la région du lac de Gras ont été érodées de manière préférentielle, ce qui s'est traduit par la formation de profondes dépressions; là où ces dépressions n'ont pas été comblées ultérieurement par des sédiments, des lacs profonds se sont formés (DiLabio et al., 1992). Les lacs plus profonds renferment un plus grand volume d'eau que les autres lacs de superficie comparable. Ces lacs plus profonds présentent ainsi des écarts thermiques mesurables permettant de les classer. Les lacs plus profonds se caractérisent par des eaux plus fraîches pendant l'été et au début de l'automne en raison de

l'échauffement plus lent de leur plus grand volume d'eau. Les lacs plus profonds tendent en outre à être les derniers à geler en hiver et les premiers à fondre au printemps.

Le fondement de la présente méthode d'exploration est la détection de ces écarts au moyen des données thermiques acquises par le Thematic Mapper de LANDSAT.

## DONNÉES TM de LANDSAT

Le capteur TM de LANDSAT capte des données dans sept intervalles de longueur d'onde distincts et contigus du spectre électromagnétique (EM) (figure 1). Six des sept bandes mesurent l'énergie EM réfléchi par des pixels de 30 x 30 m (Siegal et Gillespie, 1980). La septième bande mesure l'énergie EM émise dans l'intervalle de 10,5 à 12,5  $\mu\text{m}$  par des pixels de 120 x 120 m. On désigne cet intervalle « bande thermique ». Les données TM de LANDSAT sont captées à 10 h 30 heure locale de sorte que la différence de température à travers l'image peut ne pas être optimale; cependant, les différences entre les températures lacustres ne devraient pas indiquer de fluctuations diurnes significatives.

La classification des données LANDSAT en une carte des températures lacustres relatives est un procédé en deux étapes. Premièrement, les lacs sont identifiés sur l'imagerie LANDSAT en utilisant un seuil sur l'une des bandes. La bande 7 du TM est habituellement utilisée étant donné qu'elle est la moins modifiée par le brouillard atmosphérique et elle est celle qui pénètre le moins en profondeur dans l'eau. Le procédé de seuillage produit une image binaire qui identifie chaque pixel comme étant ou n'étant pas de l'eau. Cette image sert à masquer les données de la bande thermique. Les valeurs de la bande thermique, si elles sont classifiées comme un pixel d'eau, sont codées en couleur ou classifiées pour que le numéro numérique corresponde à un code de température relatif unique. Dans ce code, les chiffres les plus élevés

représentent les températures les plus élevées. Il faut noter que les températures ne sont que relatives, étant donné qu'aucun étalonnage n'est fait au sol. Il faut également faire preuve de prudence puisque les différences de température peuvent être attribuables à des facteurs autres que la profondeur du lac, comme l'altitude et la latitude, le cadre géologique et l'étendue du lac.

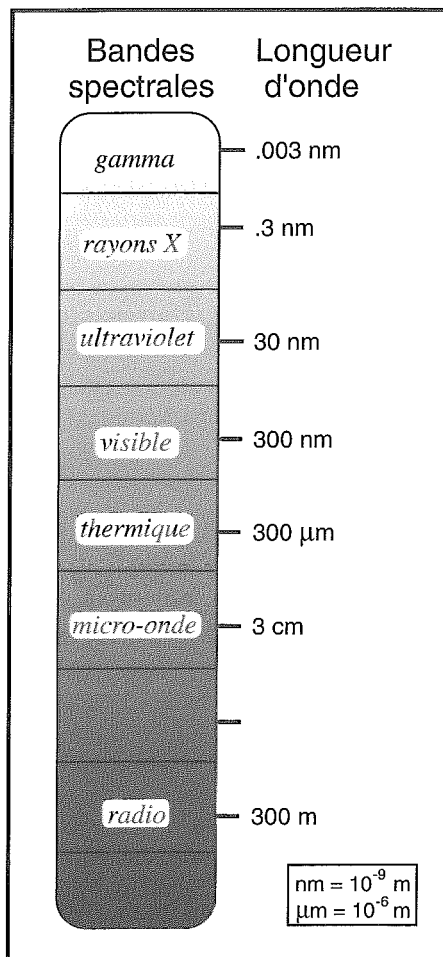


Figure 1. Le spectre électromagnétique.

### EXEMPLE D'APPLICATION

La présente application concerne la région du lac de Gras, dans les Territoires du Nord-Ouest. Le traitement des images a été réalisé au moyen du logiciel

EASIPACE, sur ordinateur IBM RISC 6000 (Anonyme, 1994).

L'image de la figure 2 a été créée par la méthode décrite ci-dessus à partir d'un cliché TM de LANDSAT pris le 12 septembre 1984. En pratique, l'image idéale pour l'observation des différences de température montrerait des couleurs différentes pour chaque niveau de température à une échelle d'environ 1/50 000. Cela ne fut pas possible pour la rédaction du présent chapitre, aussi y a-t-il une perte considérable d'informations dans la figure présentée. Les valeurs numériques, qui correspondent à la présence d'eau sur l'image (variant de 107 à 117), ont été groupées en trois niveaux différents de gris sur la figure 2. Cette image illustre certains écarts de température. Manifestement, les plus grands lacs, et notamment le lac de Gras, sont les plus froids, les plus petits étant en général plus chauds.

La recherche de pipes kimberlitiques a été limitée à des lacs « ronds » d'un diamètre de quelque 400 m, taille qui reflète le diamètre de certains pipes kimberlitiques. Plusieurs lacs de la région sont sensiblement plus froids que d'autres lacs de la même taille. Ainsi, le lac Point, site de la première découverte de kimberlite dans la région du lac de Gras, est beaucoup plus froid que les autres lacs de taille semblable. Le lac Point est le plus occidental des trois lacs situés à l'intérieur du cercle central du médaillon B (figure 2). Les deux autres lacs, à la connaissance des auteurs, ne recouvrent pas des kimberlites. Cette méthode indique en outre correctement qu'il y a un lac au-dessus d'un pipe kimberlitique encerclé à la limite nord du médaillon B. Il est toutefois reconnu que le lac encerclé dans la partie inférieure du médaillon B recouvre une kimberlite, mais ce lac ne présente pas d'écart de température manifeste. De même, trois lacs encerclés dans le médaillon A (figure 2) dont on admet qu'ils recouvrent une kimberlite, mais seulement deux des trois lacs présentent une anomalie de température.

### CONCLUSION

Dans la région du lac de Gras, les images thermiques LANDSAT peuvent être utilisées pour localiser certains pipes kimberlitiques. L'emploi de cette méthode suppose que des écarts de température importants entre lacs de taille semblable sont liés à la présence de pipes kimberlitiques. Cette technique est utile dans ce cadre géologique particulier, mais cela n'est pas nécessairement le cas dans d'autres contextes géologiques.



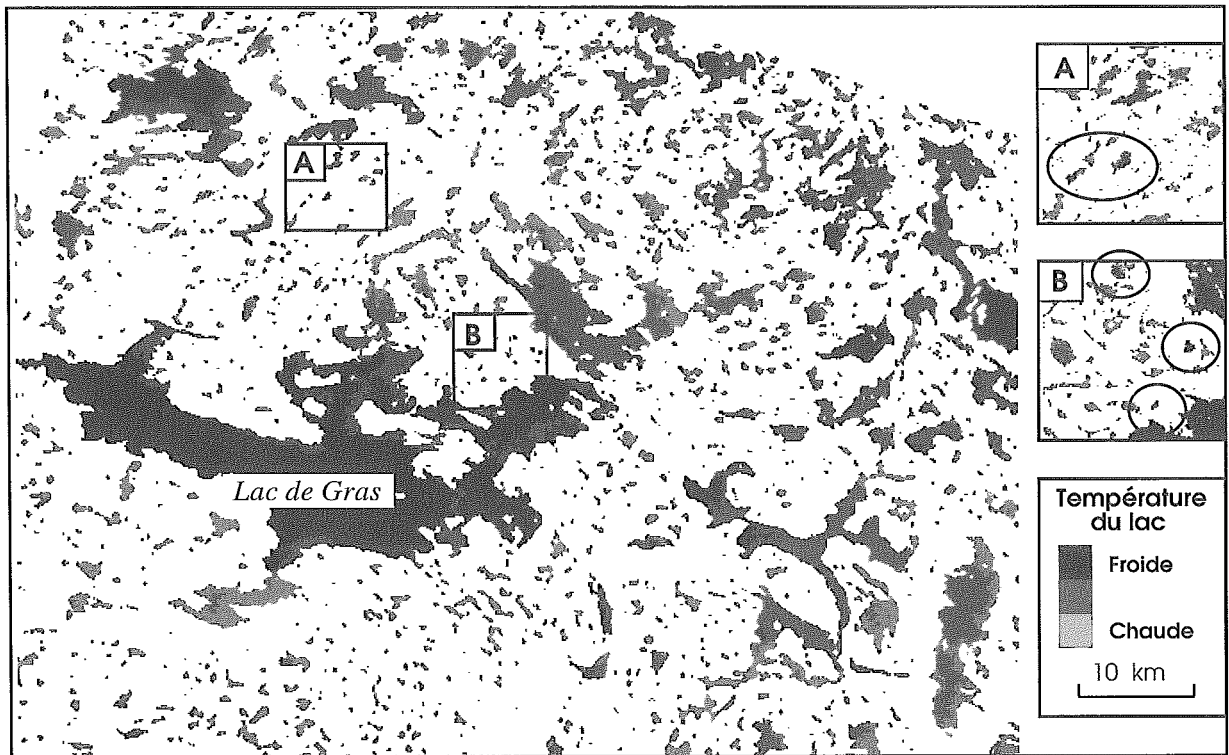


Figure 2. Températures relatives des eaux lacustres, tirées des images LANDSAT. Se reporter au texte pour une discussion sur les médaillons A et B.

## RÉFÉRENCES

### **Anonymous**

1994: Using PCI Software: Version 5.3 EASI/PACE

### **Bowie, C., Kjarsgaard, B.A., Broome, H.J. et Rencz, A.N.**

1996: Système d'information géographique (SIG) pour la recherche et l'exploration liées au diamant dans la région du lac de Gras, district de Mackenzie (T.N.-O.); dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 267-271.

### **DiLabio R.N.W., Aylsworth, J.M., Rencz, A.N., and Ward, B.C.**

1992: Surficial geology of the Lac de Gras area: New data in support of kimberlite exploration; Exploration Overview 1992, Northwest Territories, Mining, Exploration and Geological Investigations, J.A. Brophy (ed.), NWT Geology Division, Indian and Northern Affairs Canada, p. 19.

### **Siegal, B.S. and Gillespie, A.R.**

1980: Remote Sensing in Geology; John Wiley and Sons, 702p.

\* Contribution au projet de la Province des Esclaves du programme de cartographie géoscientifique (CARTNAT) de la Commission géologique du Canada.



# Système d'information géographique (SIG) pour la recherche et l'exploration liées au diamant dans la région du lac de Gras, district de Mackenzie (T.N.-O.)

C. Bowie, B.A. Kjarsgaard, H.J. Broome et A.N. Rencz

*Bowie, C., Kjarsgaard, B.A., Broome, H.J. et Rencz, A.N., 1996: Système d'information géographique (SIG) pour la recherche et l'exploration liées au diamant dans la région du lac de Gras, district de Mackenzie (T.N.-O.); dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 267-271.*

---

## INTRODUCTION

Pour donner des résultats concluants, l'exploration des kimberlites au Canada doit être abordée de façon multidisciplinaire. Les géologues, qu'ils s'intéressent aux roches souterraines ou superficielles, ainsi que les géophysiciens et les géochimistes doivent unir leurs efforts pour identifier et évaluer les terranes diamantifères prometteurs. L'utilisation efficace et accrue de la base d'information créée par chacune de ces disciplines est redevable à certaines technologies qui procurent des outils conçus sur mesure pour gérer et analyser les données géoscientifiques. L'une de ces technologies est le système d'information géographique (SIG).

Le présent document décrit comment on applique la technologie du SIG pour faciliter les projets de recherche et de cartographie dans la région du lac de Gras dans la province des Esclaves. On y traite principalement de la façon dont le SIG a contribué à cette recherche en ce qui concerne la gestion, la distribution et l'analyse des données.

## HISTORIQUE

La méthodologie basée sur l'utilisation d'un SIG, décrite dans le présent document, a été élaborée dans le cadre du Programme national de cartographie (CARTNAT) mis sur pied en 1988 par la Commission géologique du Canada pour parfaire la qualité des cartes géoscientifiques au Canada par la mise en oeuvre de projets multidisciplinaires auxquels collaborent plusieurs institutions. Le projet de la Province des Esclaves, projet inaugural du CARTNAT, est le résultat d'une coopération entre la Division des géosciences continentales de la CGC et d'autres divisions de la CGC (Division des ressources minérales, Division de la science des terrains), le Bureau Canada-Territoires du Nord-Ouest des initiatives minérales et le Bureau de géologie du

MAINC. Ce projet a pour but d'accroître la base de données géoscientifiques sur la Province des Esclaves par une cartographie plus exhaustive du socle et des matériaux superficiels et la réalisation d'études multidisciplinaires, notamment des analyses géochronologiques, géochimiques et géophysiques. On trouvera dans Bromme et al. (1993) une description concise de la façon dont le projet CARTNAT dans la Province des Esclaves utilise un système d'information géographique et une base de données relationnelles enchaînée pour gérer, distribuer et analyser les ensembles de données géoscientifiques.

Depuis la découverte de diamants dans la région du lac de Gras (Province des Esclaves), on a pris des mesures pour accroître la quantité des données géoscientifiques à jour sur cette région. Ces données sont issues de la cartographie régionale détaillée du socle et des matériaux superficiels, de l'échantillonnage des tills pour leur analyse géochimique et la détermination de leur teneur en minéraux indicateurs des kimberlites ainsi que de levés aériens haute résolution des valeurs magnétiques et spectrométriques gamma. De plus, on a obtenu des données géoscientifiques accessoires, comme l'imagerie satellitaire et les cartes topographiques numériques de 1/50 000.

## QU'EST-CE QU'UN SIG?

Les utilisations et les applications de la technologie basée sur un système d'information géographique ont connu un essor exponentiel. C'est pourquoi les nombreuses définitions du SIG ont évolué et qu'il n'existe pas de définition globale unique du SIG. À la lumière de ce qui précède, nous présentons comme point de référence provisoire la définition établie par l'Environmental Systems Research Institute (1991) :

*Système d'information géographique-Groupe organisé de matériels et logiciels informatiques, de données géographiques et de personnes conçu pour recueillir, entreposer, mettre à jour, manipuler, analyser et afficher toutes les formes d'information à référence géographique.*

Pour une définition plus concise liée aux applications géologiques, le lecteur est prié de se reporter à Bonham-Carter (1994). Le principal point à ne pas oublier quand on tente de définir un SIG est que son but ultime est de faciliter les prises de décisions basées sur des données spatiales.

## GESTION DES DONNÉES

On a choisi un SIG pour la base de données géoscientifiques du lac de Gras en raison de sa capacité intrinsèque à administrer des informations spatiales. Contrairement aux systèmes de gestion de données relationnelles classiques, un SIG stocke les informations en utilisant deux types d'attributs: descriptifs (quelle est la mesure du phénomène) et spatiaux (quel est l'emplacement et l'étendue du phénomène mesuré). L'incorporation de l'attribut spatial dans les capacités du SIG à gérer une base de données permet à celui-ci de comparer et de combiner des données de résolution, d'échelle et de projection différentes.

**Tableau 1.** Base de données numériques sur le lac de Gras

PRODUITS CARTOGRAPHIQUES			
Type de données	Échelle/résolution des données	Format des données	Source des données
Géologie du socle	1/50 000 1:250 000 1:1 000 000	point/ligne/polygone point/ligne/polygone point/ligne/polygone	Dossiers publics, CGC, 2739*, 2966*, 2967* Dossier public, CGC, 2740* Hoffman and Hall (1993)
Géologie des dépôts superficiels	1:250 000	point/ligne/polygone	Dossier public, CGC, 2798*
Indicateurs d'écoulement	1:250 000	point/ligne	Dossier public, CGC, 2808*
Essaims de dykes protérozoïques	1:250 000	ligne	Dossier public, CGC 2975*
INVENTAIRES DES MINÉRAUX, GÉOCHIMIE ET GÉOCHRONOLOGIE			
Type de données	Échelle/résolution des données	Format des données	Source des données
Cheminées de kimberlite et teneurs	variable	point	Pell (1995) et autres sources
Géochimie des sédiments lacustres	grille d'échantillonnage de 2 milles	point	Allen et al. (1973), Kjarsgaard et al. (1992)
Géochimie des tills	10 échantillons/carte SNRC de 1:50 000	point	Dossier publics, CGC 2867*, 2868*, 2908*
Inventaires des minéraux indicateurs de kimberlite	3 échantillons/carte SNRC de 1:50 000	point	Dredge et al. (1995); Kerr et al. (1995); Ward et al. (1995)
Géochronologie	variable	point	Dossier public, CGC, 2972*
IMAGERIE GÉOPHYSIQUE ET DE TÉLÉDETECTION			
Type de données	Échelle/résolution des données	Format des données	Source des données
Aériennes du champ magnétique total (lissées)	800m, 200	grille matricielle	Centre de données géophysiques, CGC
Aériennes du champ magnétique total (non lissées)	espacement des lignes de 250 m, maille de 50 m	grille matricielle	Section de la géophysique aéroportée, CGC
Radiométriques aériennes	espacement des lignes de 250 m, maille de 50 m	grille matricielle	Section de la géophysique aéroportée, CGC
Gravimétriques (Bouguer)	intervalle d'échantillonnage de 8km	grille matricielle	Centre de données géophysiques, CGC
Densité des roches	intervalle d'échantillonnage de 8km	grille matricielle	Centre de données géophysiques, CGC
Imagerie du Thematic Mapper de LANDSAT	30m (7 bandes)	grille matricielle	RADARSAT International
Imagerie radar ERS-1	30m (1 bandes)	grille matricielle	RADARSAT International
Photographies aériennes balayées	variable	grille matricielle	Photothèque nationale de l'air
DONNÉES TOPOGRAPHIQUES			
Type de données	Échelle/résolution des données	Format des données	Source des données
SNRC hydrologie	1:250 000, 1:50 000	point/ligne/polygone	Géomatique Canada
SNRC courbes de niveau	1:250 000, 1:50 000	point/ligne/polygone	Géomatique Canada

\* Renvoi détaillé aux dossiers publics de la CGC au tableau 2.

De plus, le SIG offre un jeu d'outils puissants pour alimenter la base de données avec des données contenues dans des formats de fichier, des structures de données et des projections cartographiques de divers types. Ces outils permettent d'incorporer sans difficulté les données de différentes disciplines dans le format central du fichier de la base de données du SIG en utilisant une projection cartographique commune. Par exemple, les mesures structurales établies par des observations sur le terrain peuvent être transférées par le géologue sous forme de structures de données ponctuelles dans un format de fichier DXF tandis que les données de télédétection et les données géophysiques peuvent être transférées par un géophysicien sous forme de structures de données tramées dans divers formats de fichiers et les données hydrologiques peuvent être acquises des organismes gouvernementaux de cartographie sous forme de structures de données linéaires dans un format de fichier ISIF.

Le tableau 1 énumère les ensembles de données qui sont contenues dans la base de données du lac de Gras. En plus des ensembles de données brutes, la base de données stocke des données dérivées et des interprétations de données. Le principal avantage d'inclure les données d'interprétation avec les données brutes est de donner aux scientifiques de toutes les disciplines la possibilité de comparer et de partager rapidement et facilement leurs interprétations.

## **DISTRIBUTION DES DONNÉES**

Pour que les participants au projet, quelle que soit leur discipline, bénéficient au maximum de la base de données, celle-ci doit être facile d'accès. Un SIG possède la souplesse nécessaire pour produire et distribuer des produits normalisés et sur mesure. Les données peuvent être distribuées sur un support papier, dans des tableaux ou des fichiers numériques avec une facilité relative.

C'est ainsi que, durant la saison des travaux sur le terrain de 1994, la cartographie régionale du socle dans la région du lac de Gras (Kjarsgaard et al., 1994) a pu s'appuyer sur des cartes sur support papier et des produits numériques dérivés de la base de données. Les produits sur papier incluaient l'imagerie LANDSAT (TM) améliorée pour différencier les roches et la végétation, que l'on a recouvert de symboles linéaires représentant les contacts géologiques et les dykes figurés sur les cartes précédentes. Ces cartes ont été apportées par chaque équipe sur les parcours pour faciliter la cartographie des contacts et des affleurements. Les produits numériques utilisés dans le projet de cartographie incluaient tous les

ensembles de données géoscientifiques archivés sur disque compact. Le format des données sur disque compact était compatible avec ARCVIEW, un logiciel d'affichage et de recherche fonctionnant sur Windows 3.1. Les liens entre les divers ensembles de données pourraient être rapidement établis sur l'écran d'un ordinateur portatif sur le terrain ce qui faciliterait la cartographie.

La diffusion des données au public est également facilitée par l'emploi d'un SIG. Grâce aux techniques d'intégration d'un SIG, il est facile de dresser des cartes sur papier selon les besoins d'un client, comme superposer la carte géologique à l'échelle de 1:1 000 000 à des valeurs magnétiques ombrées (Bowie, 1994). Comme elles sont numériques, ces cartes peuvent être tracées sur demande; une copie de la carte est produite à partir du SIG sur réception de la demande. Cela permet de réduire le coût des cartes produites selon les méthodes plus classiques, production qui nécessitait une estimation du nombre de cartes suffisant pour répondre aux besoins avant de les imprimer toutes ensemble.

À ce jour, deux compilations de données CD-ROM ont été diffusées. Dans les deux cas, on utilise deux formats d'échange communs (DXF et ARC/INFO ASCII) pour assurer la compatibilité maximale des données avec un large éventail de SIG et de systèmes CAO. Le premier CD-ROM produit dans le cadre de ce projet contenait une compilation géologique de 1:1 000 000 du craton des Esclaves et des environs (Hoffman et Hall, 1993). Il contenait également un ensemble de données hydrologiques à 1:1 000 000 dérivées de la carte numérique du monde. Le deuxième CD-ROM était plus ambitieux. Il contenait plusieurs cartes et des ensembles de données d'appui couvrant un large éventail de disciplines (Bowie, 1995). Le tableau 2 énumère le contenu de ce CD-ROM. De plus, un logiciel élaboré par la CGC, SurView (Grant, 1993), était en outre inclus pour permettre la visualisation, la consultation et le traçage des ensembles de données.

## **APPUI EN MATIÈRE D'ANALYSE ET DE PRISE DE DÉCISIONS**

L'un des points forts d'un SIG est sa capacité de représenter une abstraction ou une simplification du monde réel (sous la forme de données) et, par l'intermédiaire d'une manipulation guidée par l'utilisateur de sa base de données relationnelles et de ses logiciels, de tirer des conclusions sur les relations de ces ensembles de données pour résoudre un problème spécifique. En ce qui concerne l'exploration des kimberlites et du diamant, il

**Tableau 2.** Contenu du Dossier public 2974 de la CGC: données géoscientifiques choisies pour le projet de la Province des Esclaves du programme de cartographie géoscientifique (CARNAT), district de Mackenzie, Territoires du Nord-Ouest (Bowie, 1995).

DOSSIERS PUBLICS SUR LA GÉOLOGIE DU SOCLE	
Kjarsgaard, B.A. (1993) Geology of the Paul Lake area (NTS 76D/9), Lac de Gras, NWT; Geological Survey of Canada Open File 2739 (1:50 000 scale map).	
Thompson, P.H. and Kerswill, J.A. (1993) Preliminary geology of the Winter Lake-Lac de Gras area, District of Mackenzie, N.W.T.; Geological Survey of Canada Open File 2740 (1:250 000 scale map).	
Henderson, J.R., Henderson, M.N., and Kerswill, J.A. (1994) Preliminary geological map of north central High Lake Greenstone Belt, NWT (NTS 76M/6E half; 76M/7); Geological Survey of Canada Open File 2782 (1:50 000 scale map).	
Kjarsgaard, B.A., Sparks, R.N., and Jakop, Z.J. (1994) Preliminary geology, Koala, District of Mackenzie, NWT (NTS 76D/10); Geological Survey of Canada Open file 2966 (1:50 000 scale map).	
Kjarsgaard, B.A., Sparks, R.N., and Jakop, Z.J. (1994) Preliminary geology, Ursula Lake, District of Mackenzie, NWT (NTS 76D/16); Geological Survey of Canada Open file 2967 (1:50 000 scale map).	
DOSSIERS PUBLICS SUR LA GÉOLOGIE DES DÉPÔTS SUPERFICIELS	
Dredge, L.A., Ward, B.C., and Kerr, D.E. (1994) Surficial geology, Aylmer Lake area (NTS 76C), NWT; Geological Survey of Canada Open File 2798 (1:50 000 scale map).	
Ward, B.C., Dredge, L.A., and Kerr, D.E. (1994) Ice flow indicators, Winter Lake-Lac de Gras-Aylmer Lake, NWT; Geological Survey of Canada Open File 2808 (1:250 000 scale map).	
Dredge, L.A., Ward, B.C., Kerr, D.E. (1994) Till geochemistry, Aylmer Lake (NTS 76C), District of Mackenzie, NWT; Geological Survey of Canada Open File 2867.	
Ward, B.C., Dredge, L.A., and Kerr, D.E. (1994) Till geochemistry, Lac de Gras (NTS 76D), District of Mackenzie, NWT; Geological Survey of Canada Open File 2868	
Kerr, D.E., Ward, B.C., and Dredge, L.A. (1994) Till geochemistry, Winter Lake (NTS 86A), District of Mackenzie, NWT; Geological Survey of Canada Open File 2908.	
DOSSIERS PUBLICS SUR DIVERS SUJETS	
Bowie, C. (1994) Cartographic overlay of geology, Slave craton and environs (Open File 2559) on shaded total field magnetic data, District of Mackenzie, NWT; Geological Survey of Canada Open File 2964 (1:1 000 000 scale map).	
LeCheminant, A.N. (1994) Proterozoic diabase dyke swarms, Lac de Gras and Aylmer Lake areas, District of Mackenzie, NWT; Geological Survey of Canada Open File 2975 (1:250 000 scale map).	
Villeneuve, M. and van Breemen, O. (1994) A compilation of U-Pb age data from the Slave Province; Geological Survey of Canada Open File 2972.	
Format de fichier:	DXF et format Arc/Info ASCII Interchange. Fichiers d'images BMP and BIL.
Logiciel de visualisation:	Programme SurView et fichiers compatibles avec SurView

s'agit surtout de délimiter les zones prometteuses en gisements rentables. Au Canada, ce procédé repose sur une approche descendante par laquelle les régions sont classées d'après leur susceptibilité de renfermer des

kimberlites ou lamproïtes rentables et par laquelle les régions de rang élevé sont approfondies en procédant à des échantillonnages de recherche des minéraux indicateurs de la kimberlite et en vérifiant les anomalies géophysiques. Les cibles se voient accorder une priorité et forées. Cette façon de procéder s'accorde bien avec le paradigme d'analyse d'un SIG.

Mimmi (1993) a élaboré un système d'analyse régional basé sur un SIG pour déterminer les régions prometteuses de kimberlite et de lamproïte dans le centre-nord des États-Unis, appelé Diamond Exploration Geoscientific Information System (DEGIS). Ce système utilise les données géoscientifiques publiques et trois modèles de données tramées différents (empiriques, superposés et de proximité) pour délimiter les terranes susceptibles de loger des gisements diamantifères primaires rentables. Le modèle empirique utilise deux facteurs critiques pour établir sa prédiction : l'âge des roches de socle précambriennes et l'épaisseur de la lithosphère. Le modèle superposé est la couche d'ajout des éléments ponctuels et linéaires connus et inférés que l'on considère importants pour la mise en place et la découverte des kimberlites et des lamproïtes. Le modèle de proximité évalue la distance de chaque cellule par rapport aux éléments linéaires et ponctuels présents dans le modèle superposé, en plus de la distance des «charnières» ou des lignes centrales de gauchissement de la croûte. Les résultats des trois modèles sont intégrés pour identifier les zones prometteuses. L'efficacité de cette modélisation n'a pas encore été déterminée.

Kaminsky et al. (1995) ont proposé un système semblable basé sur la géologie régionale, les structures et les milieux tectoniques pour localiser les sites potentiels en Russie et en Australie. Ce modèle s'est avéré efficace dans la pratique. Au cours des cinq dernières années, il a prédit quatre nouveaux champs de kimberlite qui ont été par la suite découverts dans le nord de la Sibérie, la région d'Arkhangelsk, l'Ukraine et la Biélorussie. On pourrait appliquer des techniques d'analyse semblables à la Province des Esclaves et à tout le Canada.

Dans la Province des Esclaves, on utilisera un SIG pour identifier les cibles de kimberlite prometteuses et pour approfondir les contrôles environnementaux. Par exemple, on a entrepris des études pour évaluer les relations spatiales des kimberlites connues dans la région du lac de Gras et localiser les contrôles structuraux, comme les dykes, les failles et les réseaux de fracturation, à partir des cartes du socle et des interprétations de photographies aériennes et d'images satellitaires. Lorsqu'on utilise un SIG, l'emplacement de chaque cheminée de kimberlite est relié à chacune de ces

caractéristiques et la mesure statistique de la probabilité d'occurrence est comparée aux probabilités d'occurrence aléatoire de la région. Cette mesure statistique sert alors à déterminer si l'une de ces caractéristiques influe sur la mise en place des cheminées. Les connaissances acquises par cette analyse seront combinées aux connaissances existantes sur les minéraux indicateurs normalisés de la kimberlite (Ward et al., 1996) tirées des études sur les matériaux superficiels et les anomalies géophysiques servant à identifier et à classer les zones prometteuses. Les modèles basés sur de petites régions pour lesquelles les données sont abondantes seront alors appliqués à des régions plus vastes où les densités de données sont plus faibles.

## RÉFÉRENCES

- Allan, R.J., Cameron, E.M., and Durham, C.C.**  
1973: Reconnaissance geochemistry using lake sediment and a 36,000 square mile area of the northwest Canadian Shield (Bear-Slave Operation 1972); Geological Survey of Canada Paper 72-50, 69 p.
- Bonham-Carter, G.F.**  
1994: Geographic Information Systems for Geoscientists: Modelling with GIS; Computer Methods in the Geosciences, v. 13, Pergamon Press, p. 1-23.
- Bowie, C.**  
1994: Cartographic overlay of geology, Slave craton and environs (OF2559) on shaded total field magnetic data, District of Mackenzie, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Open File 2964 (1:1 000 000 scale map).  
1995: Selected geoscience data for the Slave NATMAP Project, District of Mackenzie, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Open File 2974 (one CD-ROM).
- Broome, J., Brodaric, B., Viljoen, D., and Baril D.**  
1993: The Natmap Digital Geoscience Data-management System; Computers and Geosciences, v. 19, no. 10, p. 1501-1516.
- Dredge, L.A., Kjarsgaard, I.M., Ward, B.C., Kerr, D.E., and Stirling, J.A.R.**  
1995: Distribution and chemistry of kimberlite indicator minerals, Winter Lake map area, Northwest Territories (NTS 86A); geological Survey of Canada Open File 3081, 78 p., 1 diskette.
- Environmental Systems Research Institute (ESRI)**  
1991: Understanding GIS: The ARC/INFO method; Environmental Systems Research Institute Glossary, Inc. Redlands CA, USA.
- Grant, J. A.**  
1993: SurView Version 1.19; Geological Survey of Canada, Open File 2661.
- Hoffman, P. and Hall, L.**  
1993: Geology, Slave craton and environs, District of Mackenzie, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Open File 2559 (1:1 000 000 scale map).
- Kaminsky, F. V., Feldman, A. A., Varlamov, V. A., Boyko, A. N., Olofinsky, L. N., Shofman, I. L., Vagnov, V. I.**  
1995: Prognostication of Primary Diamond Deposits; in Diamond Exploration into the 21st century, Journal of Geochemical Exploration, Special Volume, W.L. Griffin (ed.), v. 53, no. 1-3, p. 167-182.
- Kerr, D.E., Kjarsgaard, I.M., Ward, B.C., Dredge, L.A. and Stirling, J.A.R.**  
1995: Distribution and chemistry of kimberlite indicator minerals, Alymer Lake map area, Northwest Territories (NTS 76C); Geological Survey of Canada Open File 3080, 81 p., 1 diskette.
- Kjarsgaard, B.A., Friske, P.W.B., McCurdy, M.W., Lynch, J.J., Gross, H., Durham, C.C. and Day, S.A.**  
1992: Reanalysis of selected lake sediment samples from the Bear-Slave operation, Northwest Territories (parts of NTS 76B and 76D); Geological Survey of Canada Open File 2578, 40 p., 1 map.
- Mimmi, J. M.**  
1993: Integrated approach diamond exploration in the north-central United States; Ph.D. Thesis, The Ohio State University, 223p.
- Pell, J.**  
1995: Kimberlites and diamond exploration in the Central Slave Province, N.W.T. (NTS areas 75 M,N; 76 C, D, E, F; 85 P; 86 A,H); NWT Geological Mapping Division, Department of Indian Affairs and Northern Development, EGS 1995-01, 1 compilation map (1:500 000 scale) with marginal notes.
- Ward, B.C., Dredge, L.A., Kerr, D.E. et Kjarsgaard, I.M.**  
1996: Minéraux indicateurs de la kimberlite dans les dépôts glaciaires, région du lac de Gras, T.N.-O.; dans La recherche de diamants au Canada, A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, R.N.W. DiLabio et K.A. Richardson (rév. par); Commission géologique du Canada, Dossier public 3228, p. 197-201.
- Ward, B.C., Kjarsgaard, I.M., Dredge, L.A., Kerr, D.E., and Stirling, J.A.R.**  
1995: Distribution and chemistry of kimberlite indicator minerals, Lac de Gras map area; Geological Survey of Canada Open File 3079, 161 p., 1 diskette.

---

\* Contribution au projet de la Province des Esclaves du programme de cartographie géoscientifique (CARTNAT) de la Commission géologique du Canada.





## ANNEXE A: Noms et adresses des auteurs

**Y. Amelin (Yuri)**  
Department of Geology  
Royal Ontario Museum  
100 Queen's Park  
Toronto, Ontario  
Tel: 416-586-5811  
Fax: 416-586-5814  
E-mail: yuria@rom.on.ca

**A.E. Armitage (Al)**  
Department of Earth Sciences  
University of Western Ontario  
London, Ontario, N6A 5B7  
Tel: 519-661-3178  
E-mail: aarmitag@julian.uwo.ca

**A.D. Armstrong (Derek)**  
Ontario Geological Survey  
933 Ramsey Lake Road  
Sudbury, Ontario, P3E 6B5  
Tel: 705-670-5913  
Fax: 705-670-5905  
E-mail: armstrong\_d@torv05.ndm.gov.on.ca

**W.R.A. Baragar (Bob)**  
Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-4864  
Fax: 613-995-9273  
E-mail: baragar@gsc.emr.ca

**J.H. Bédard (Jean)**  
Centre géoscientifique de Québec,  
Commission géologique du  
Canada-Québec  
2535 Laurier Blvd.  
Sainte-Foy, Québec, G1V 4C7  
Tel: 418-654-2671  
Fax: 418-654-2615  
E-mail: bedard@gsc.emr.ca

**R.G. Berman (Rob)**  
Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-6368  
Fax: 613-995-9273  
E-mail: berman@gsc.emr.ca

**M. Bostock (Michael)**  
Department of Geophysics and  
Astronomy  
University of British Columbia  
2075 Wesbrook Place  
Vancouver, British Columbia,  
V6T 1Z4  
Tel: 604-822-2082  
Fax: 604-822-9014  
E-mail: bostock@geop.ubc.ca

**C. Bowie (Cameron)**  
INCO Exploration  
Highway 17 West  
Copper Cliffs, Ontario  
Tel: 705 -682-8491  
E-mail:

**H.J. Broome (John)**  
Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-6914  
Fax: 613-947-1819  
E-mail: broome@gsc.emr.ca

**K.L. Buchan (Ken)**  
Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-4386  
Fax: 613-995-7997  
E-mail: kbuchan@gsc.emr.ca

**J.F. Cassidy (John)**  
Commission géologique du  
Canada-Pacifique  
9860 West Saanich Road  
P.O. Box 6000  
Sidney, British Columbia,  
V8L 4B2  
Tel: 604-363-6382  
Fax: 604-363-6565  
E-mail: cassidy@pgc.emr.ca

**L. Corriveau (Louise)**  
Centre géoscientifique de Québec,  
Commission géologique du  
Canada-Québec  
2535 Laurier Blvd.  
Sainte-Foy, Québec, G1V 4C7  
Tel: 418-654-2672  
Fax: 418-654-2615  
E-mail: corriveau@gsc.emr.ca

**K.L. Currie (Ken)**  
Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-1208  
Fax: 613-995-7997  
E-mail: currie@gsc.emr.ca

**A. Davidson (Tony)**  
Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-4793  
Fax: 613-995-9273  
E-mail: tdavidson@gsc.emr.ca

**W.J. Davis (Bill)**  
Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-943-8780  
Fax: 613-995-7997  
E-mail: bdavis@gsc.emr.ca

**R.N.W. DiLabio (Ron)**  
Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-992-1380  
Fax: 613-992-2468  
E-mail: dilabio@gsc.emr.ca

**L.A. Dredge (Linda)**  
Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-992-5770  
Fax: 613-992-2468  
E-mail: ldredge@gsc.emr.ca

**R. Dumont (Regis)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-0735  
Fax: 613-992-2787  
E-mail: dumont@agg.emr.ca

**C.E. Dunn (Colin)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-996-2373  
Fax: 613-996-3726  
E-mail: dunn@gsc.emr.ca

**D.W. Eaton (Dave)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-947-2783  
Fax: 613-992-8836  
E-mail: eaton@cg.emr.ca

**R.E. Ernst (Richard)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-4386  
Fax: 613-995-7997  
E-mail: rernst@gsc.emr.ca

**R.G. Garrett (Bob)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-4517  
Fax: 613-996-3726  
E-mail: garrett@gsc.emr.ca

**D.J. Gendzwill (Don)**

Department of Geological Sciences  
University of Saskatchewan  
114 Science Place  
Saskatoon, Saskatchewan,  
S7N 5E2  
Tel: 306-966-5693  
Fax: 306-966-8593  
E-mail: don.gendzwill@sask.usask.ca

**R.A.F. Grieve (Richard)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-5372  
Fax: 613-952-8987  
E-mail: impact@gsc.emr.ca

**L.M. Heaman (Larry)**

Department of Geology  
University of Alberta, 1-26 Earth  
Sciences Building  
Edmonton, Alberta, T6G 2E3  
Tel: 403-492-3265  
Fax: 403-492-2030  
E-mail: lheaman@gpu.srv.ualberta.ca.

**D.D. Hogarth (Don)**

Department of Geology  
University of Ottawa  
Ottawa, Ontario, K1N 6N5  
Tel: 613-562-5800 (loc 6207)  
Fax: 613-562-5192

**J.A.M. Hunter (Jim)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-992-2650  
Fax: 613-992-2468  
E-mail: jhunter@gsc.emr.ca

**O.J. Ijewliw (Olga)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-943-8060  
Fax: 613-995-9273  
E-mail: ijewliw@gsc.emr.ca

**A.G. Jones (Alan)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-992-4968  
Fax: 613-992-8836  
E-mail: jones@gc.emr.ca

**A.L. Jones (Adrienne)**

Department of Earth Sciences  
University of Western Ontario  
London, Ontario, N6A 5B7  
Tel: 519-661-3178  
E-mail: ajones@julian.uwo.ca

**A.S. Judge (Alan)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-996-9323  
Fax: 613-992-2468  
E-mail: ajudge@gsc.emr.ca

**T.J. Katsube (Jon)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-5239  
Fax: 613-992-2468  
E-mail: jkatsube@gsc.emr.ca

**P. Keating (Pierre)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-996-9318  
Fax: 613-952-8987  
E-mail: keating@gsc.emr.ca

**D.E. Kerr (Dan)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-4523  
Fax: 613-992-2468  
E-mail:

**P.G. Killeen (Pat)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-996-2312  
Fax: 613-996-3726  
E-mail: pkilleen@gsc.emr.ca

**B.A. Kjarsgaard (Bruce)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-5705  
Fax: 613-995-7997

**I.M. Kjarsgaard (Ingrid)**

Private Consultant  
15 Scotia Place  
Ottawa, Ontario  
Tel: 613-730-0136

**A.N. LeCheminant (Tony)**  
Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-4850  
Fax: 613-995-7997

**T.J. Lewis (Trevor)**  
Commission géologique du  
Canada-Pacifique  
9860 West Saanich Road  
P.O. Box 6000  
Sidney, British Columbia,  
V8L 4B2  
Tel: 604-363-6438  
Fax: 604-363-6739  
E-mail: lewis@slocan.pgc-emr.ca

**S.B. Lucas (Steve)**  
Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-4534  
Fax: 613-995-9273  
E-mail: slucas@gsc.emr.ca

**N.D. MacRae (Neil)**  
Department of Earth Sciences  
University of Western Ontario  
London, Ontario, N6A 5B7  
Tel: 519-661-3178  
Fax: 519-661-3198  
E-mail: nmacrae@julian.uwo.ca

**V.L. Masaitis (Victor)**  
Karpinsky Geological Institute  
Sredny prospekt 74  
St. Petersburg 199026  
Russia  
Tel: 7-812-218-92-06  
Fax: 7-812-213-57-38  
E-mail: vsg@sovamsu.sovusa.com

**S.D. Matieshin (Scott)**  
Department of Geological Sciences  
University of Saskatchewan  
114 Science Place  
Saskatoon, Saskatchewan,  
S7N 5E2  
Tel: 306-966-5700  
Fax: 306-966-8593

**M.B. McClenaghan (Beth)**  
Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-992-7805  
Fax: 613-992-2468  
E-mail: bmcclenaghan@gsc.emr.ca

**A.D. McCracken (Sandy)**  
Commission géologique du  
Canada-Calgary  
3303-33<sup>rd</sup> Street N.W.  
Calgary, Alberta, T2L 2A7  
Tel: 403-292-7089  
Fax: 403-292-6014  
E-mail: mccracken@gsc.emr.ca

**D.C. McGregor (Colin)**  
Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-4680  
Fax:  
E-mail: mcgregor@gsc.emr.ca

**D.J. McIntyre (Dave)**  
Commission géologique du  
Canada-Calgary  
3303-33<sup>rd</sup> Street N.W.  
Calgary, Alberta, T2L 2A7

**A.R. Miller (Al)**  
Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-4106  
Fax: 613-996-9820  
E-mail: amiller@gsc.emr.ca

**D. Morin (David)**  
Centre géoscientifique de Québec,  
Institut national de la Recherche  
scientifique, Géoresources  
2535 boul Laurier,  
P.O. Box 7500  
Sainte-Foy, Quebec, G1V 4C7  
Tel: 418-654-2604  
Fax: 418-654-2672  
E-mail: dmorin@gsc.emr.ca

**D. Moser (Desmond)**  
Department of Geology  
Royal Ontario Museum  
Toronto, Ontario, M5S 2C6  
Tel: 416-586-5811  
Fax: 416-586-5814  
E-mail: desmondm@rom.on.ca

**M.P. Mudry (Phillip)**  
Comaplex Minerals Corp.  
901-1015 4th Street S.W.  
Calgary, Alberta, T2R 1J4  
Tel: 403-265-2846  
Fax: 403-265-7488  
E-mail: mudryp@cadvision.com

**C.J. Mwenifumbo (Jonathan)**  
Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-992-6520  
Fax: 613-996-3726  
E-mail: jarako@gsc.emr.ca

**W.W. Nassichuk (Walter)**  
Commission géologique du  
Canada-Calgary  
3303-33<sup>rd</sup> Street N.W.  
Calgary, Alberta, T2L 2A7  
Tel: 403-292-7150  
Fax: 403-292-5377  
E-mail: wnassichuk@gsc.emr.ca

**R.R. Parrish (Randy)**  
Department of Geology  
Leicester University  
University Road  
Leicester, LE1 7RH, U.K.  
Fax: 011 44 115 936 3302  
E-mail: rrp@le.ac.uk

**J. Pell (Jennifer)**  
Northwest Territories Geological  
Mapping Division  
Department of Indian Affairs  
and Northern Development  
Box 1500  
Yellowknife, NWT, X1A 2R3  
Tel: 403-669-2640  
Fax: 403-669-2709  
E-mail: Jennifer.Pell@INAC.X400.gc.ca

**J.A. Percival (John)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-4723  
Fax: 613-995-9273  
E-mail: jpercival@gsc.emr.ca

**T.D. Peterson (Tony)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-992-3573  
Fax: 613-995-7997  
E-mail: peterson@gsc.emr.ca

**G.J. Pringle (Gord)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-992-5006  
Fax: 613-943-1286  
E-mail: gpringle@gsc.emr.ca

**A.N. Rencz (Andy)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario  
K1A 0E8  
Tel: 613-995-4786  
Fax: 613-996-3726  
E-mail: arencz@gsc.emr.ca

**D.G. Richardson (Dan)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario  
K1A 0E8  
Tel: 613-996-9151  
Fax: 613-992-5051  
E-mail: drichardson@gsc.emr.ca

**K.A. Richardson (Keith)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario  
K1A 0E8  
Tel: 613-992-4078  
Fax: 613-996-3726  
E-mail: krichardson@gsc.emr.ca

**B. Ryan (Bruce)**

Newfoundland Geological Survey Branch  
95 Bonaventure Ave.  
P.O. Box 8700  
St. John's, Newfoundland, A1B 4J6  
Tel: 709-729-2111  
Fax: 709-729-3493  
E-mail:  
abr@zeppo.geosurv.gov.nf.ca

**D.J. Schulze (Dan)**

Department of Geology  
University of Toronto  
Erindale College  
Mississauga, Ontario  
L5L 1C6  
Tel: 905-828-3970  
Fax: 905-828-3717  
E-mail: dschulze@credit.erin.utoronto.ca

**R.A. Stern (Richard)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario  
K1A 0E8  
Tel: 613-995-8935  
Fax: 613-995-7997

**L.D. Stasiuk (Vern)**

Commission géologique du  
Canada-Calgary  
3303-33rd Street, N.W.  
Calgary, Alberta, T2L 2A7  
Tel: 403-292-7199  
Fax: 403-292-5377  
E-mail: lstasiuk@gsc.emr.ca

**J.A.R. Stirling (John)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-943-0270  
Fax: 613-943-1286  
E-mail: stirling@gsc.emr.ca

**M.R. St-Onge (Marc)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-4935  
Fax: 613-995-9273  
E-mail: mstonge@gsc.emr.ca

**M. Tellier (Maxime)**

Centre géoscientifique de Québec,  
Institut national de la Recherche  
scientifique, Géoresources  
2535 boul Laurier, P.O. Box 7500  
Sainte-Foy, Québec, G1V 4C7  
Tel: 418-654-2604  
Fax: 418-654-2672  
E-mail: tellier@gsc.emr.ca

**P.H. Thompson (Peter)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-943-8950  
Fax: 613-995-7997  
E-mail: pthompson@gsc.nrcan.gc.ca

**L.H. Thorleifson (Harvey)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-992-3643  
Fax: 613-992-2468  
E-mail: thorleifson@gsc.emr.ca

**J. Tod (Joan)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-992-6438  
Fax: 613-992-2787  
E-mail: jtod@gsc.emr.ca

**O. van Breemen (Otto)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-995-0810  
Fax: 613-995-7997  
E-mail: ovanbreemen@gsc.emr.ca

**B.C. Ward (Brent)**

Prince George Forest Region  
5th Floor-1011 4th Avenue,  
Prince George, B.C., V2L 3H9  
Tel: 604-565-6174

**D. White (Don)**

Commission géologique du Canada  
601, rue Booth  
Ottawa, Ontario, K1A 0E8  
Tel: 613-992-0758  
Fax: 613-992-8836  
E-mail: white@cd.emr.ca