

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ À  
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAITRISE EN SCIENCE DE LA TERRE

PAR  
CHRISTIAN TREMBLAY  
B.Sc.A

LES ÉLÉMENTS DU GROUPE DU PLATINE DANS LE DYKE DE MÉQUILLON  
CEINTURE DE CAPE SMITH, NOUVEAU-QUÉBEC.

AVRIL 1990



### Mise en garde/Advice

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

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

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

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

## RÉSUMÉ

Des indices sulfurés de nickel-cuivre riches en éléments du groupe du platine (EGP) se trouvent associés aux basaltes komatiitiques du Groupe de Chukotat de la fosse de l'Ungava. Ces basaltes komatiitiques recourent, en formant des dykes et des sills, le Groupe sous-jacent Povungnituk qui est formé de basaltes continentaux et de sédiments clastiques. Le dyke de Méquillon est un exemple d'un tel conduit nourricier enrichi en Ni-Cu et en EGP.

Le dyke de Méquillon a une épaisseur de 120 m et un pendage réel de 20°. Il est zoné de façon asymétrique: sa bordure consiste en un mélagabbro composé de chlorite, d'actinote et de plagioclase à grains fins, alors que son centre est formé de grains d'olivine en phase cumulat et de grains poecilitiques d'orthopyroxène altérés en serpentine et amphibole. La chromite et les sulfures sont présents comme phases accessoires dans toute l'intrusion, mais les sulfures sont concentrés dans la partie inférieure de l'intrusion.

Le contenu en MgO des roches de la bordure (15-18%), le patron plat des terres rares et les proportions des éléments incompatibles comme  $Zr/Y=3.5$ ,  $Al_2O_3/TiO_2=20$ ,  $Sc/Y=3.6$  indiquent une composition de basalte komatiitique comme les basaltes à phénocristaux d'olivine du groupe de Chukotat. La valeur de  $\delta^{34}S$  se situant entre 0 à 5 et le ratio  $Se/S$  entre  $200-350 \cdot 10^6$  indiquent que le soufre est dérivé du manteau et n'est pas dû à la contamination par les sédiments.

La modélisation numérique a montré qu'il était possible de produire le coeur de notre dyke à partir de la composition des bordures. La soustraction d'un mélange d'olivine (entre 15 et 35%), d'orthopyroxène (entre 0 à 25%) et de sulfure entre (0 à 10%) suffit pour reproduire les différentes roches du dyke de Méquillon. Pour équilibrer les éléments incompatibles comme Zr, Sm, Sc, nous devons faire évoluer la composition du liquide initial par le fractionnement de 10 à 30% d'olivine, ce qui signifie que le magma a évolué entre la première injection qui a produit les bordures et celui qui est responsable du coeur du conduit. Le calcul de la balance de masse nous indique que le système était ouvert car la somme de la composition des roches du dyke est plus riche en MgO et FeO que celle des bordures.

Les valeurs maximum de Pt et Pd (1.5ppm) se trouvent dans les roches riches en soufre à la base de l'intrusion. L'abondance des sulfures dans cette intrusion (1.5%) indique que la phase sulfurée a interagi avec un important volume de magma pour produire cette concentration de sulfures. Il s'agit d'une évidence qui confirme que notre système était ouvert. La composition des sulfures est anormale pour des minéralisations associées à des magmas avec une composition de basalte komatiitique; Les rapports Pd/Ir et Cu/Ir sont plus élevés et le rapport Ni/Cu plus bas que normal, ce qui suggère que la phase sulfurée est en équilibre avec un liquide plus évolué que celui des bordures. La localisation physique de la minéralisation à la base de l'intrusion est due à la géométrie du conduit à cet endroit.

Mots-clés: Les éléments du groupe du Platine, Basalte komatiitique, ceinture plissée de Cape-Smith, Nickel, Cuivre, Nouveau-Québec, Protérozoïque

## ABSTRACT

Nickel-copper sulphides rich in platinum-group elements (PGE) occur associated with the komatiitic basalts of the Chukotat Group in the Ungava trough. These komatiitic basalts are fed by sills and dykes which cut the underlying Povungnituk continental basalts and sediments. The Mequillon dyke is an example of this type of feeder which contains Ni-Cu sulphides rich in PGE.

The dyke is 120 m thick with a dip of 20°. It is asymmetrically, concentrically zoned, the margins consist of melagabbro containing a fine-grained mat of chlorite, actinolite and plagioclase, the interior consists of poikilitic olivine cumulates partly altered to amphibole and serpentine. Chromite and sulphides are present as accessory phases throughout, but sulphides are concentrated towards the base of the dyke.

The MgO content of the marginal rocks (15-18%), their flat REE patterns and their near chondritic ratios for  $Zr/Y=3.5$ ,  $Al_2O_3/TiO_2=20$ ,  $Sc/Y=3.6$  indicate that the magma was a komatiitic basalt similar to the olivine pheric basalts of the Chukotat group. The  $\delta^{34}S$  values which cover the range 0 to 5 and Se/S ratios  $200-350 \cdot 10^6$  which indicate that the sulphur was mantle derived and not derived by contamination from the enclosing sediments.

It is possible to numerically model the major oxides and compatible trace elements of the rocks in the center of the intrusion by considering them to be a mixture of initial liquid with a composition similar to the margin rocks, 15 to 35% olivine, 0 to 25% orthopyroxene and 0 to 10% sulphides. However these models produce rocks too poor in the incompatible elements e.g. Zr, Sm and Sc. To model these elements it necessary to assume that the trapped liquid component is fractionated and has lost approximately 30% olivine. A mass balance calculation indicates that the system was open since the sum the rocks within the dyke is more MgO and FeO rich than the margins. The fact that the sum of rocks within the intrusion is more mafic than the margin rocks implies that some fractionated liquid has been expelled from system.

The rocks with highest Pd and Pt contents (1.5 ppm) are the sulphide-rich rocks towards the base of the intrusion. The amount of sulphide present in the dyke (average 1.5%) is too great to have formed from the volume of magma present, this provides further evidence that the system was open. The collection of the sulphides at the base of the dyke is attributed to the geometry of the intrusion and the sulphide segregation in the conduit. The composition of the sulphides are unusual for sulphides associated with a komatiitic basalt; the Pd/Ir and Cu/Ir ratios are higher and the Ni/Cu ratios are lower than normal, suggesting that the sulphides formed in equilibrium with a more fractionated liquid than a komatiitic basalt.

Key words: Platinum-group elements, komatiitic basalt, Cape-Smith Fold Belt,

Nickel, Copper, New Quebec, Proterozoic

## **REMERCIEMENTS**

Je remercie d'abord mon directeur de thèse Sarah-Janes Barnes pour l'encadrement et le suivi lors des travaux de recherche et les deux responsables scientifiques du projet, Jayanta Guha et Donald Francis, pour leurs conseils. Je remercie, également, le responsable du laboratoire SLOWPOKE II de l'École Polytechnique à Montréal, M. Greg Kennedy pour l'irradiation des échantillons ainsi que M. Richard Lechasseur et M. Paul Bédard, responsables des laboratoires de géochimie analytique et d'activation neutronique à l'UQAC, pour leur soutien pendant cette recherche.

Ce travail a été rendu possible grâce à un contrat conjoint de l'IREM-CERM obtenu du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec et d'une subvention du CRSNG (Sarah-Janes Barnes). Le programme d'Actions Structurantes a également soutenu financièrement le projet.

## TABLE DES MATIERES

	<u>pages</u>
RÉSUMÉ FRANCAIS.....	II
RÉSUMÉ ANGLAIS.....	III
REMERCIEMENTS.....	IV
TABLE DES MATIERES.....	V
Liste des figures.....	VII
Liste des tableaux.....	XI
Liste des annexes.....	XII
Liste des abréviations.....	XIII
1. INTRODUCTION.....	1
1.1 Géologie générale.....	3
1.2 Géologie locale.....	5
2. PÉTROGRAPHIE DU DYKE DE MÉQUILLON.....	15
2.1 Les mélagabbros de bordure.....	15
2.2 Les cumulats à olivine avec pyroxène poecilitique.....	17
2.3 Le cumulat à olivine tardif.....	17
2.4 La phase sulfurée.....	18
3. GÉOCHIMIE DU DYKE DE MÉQUILLON	
3.1 Méthodes analytiques.....	19
3.2 Le dyke de Méquillon: magmatisme du Chukotat ou du Povungnituk.....	20
3.3 Évolution des roches du conduit et de la minéralisation.....	24
3.3.1 Fusion partielle.....	24
3.3.2 La contamination.....	27
3.3.3 Cristallisation Fractionnée.....	29
3.4 Les EGP et la cristallisation fractionnée.....	37
3.5 Les sulfures à Méquillon.....	42

## 4. CONCLUSIONS

4.1	Modèle pour la production du magma et des minéralisations.....	44
	RÉFÉRENCES.....	47
	ANNEXE I.....	50
	ANNEXE II.....	59
	ANNEXE III.....	67
	ANNEXE IV.....	71
	ANNEXE V.....	74

## LISTE DES FIGURES

	<u>Pages</u>
<p>Figure 1 Contexte géologique régional et localisation du secteur du lac Méquillon et des principaux indices sulfurés de la ceinture supracrustale de Cape Smith-Weakeham bay. Les principaux indices se situent à la limite entre le Groupe de Chukotat et le à l'intérieur du Povungnituk .....</p>	2
<p>Figure 2 Localisation et contexte géologique du dyke de Méquillon et de la coupe d'échantillonnage.....</p>	6
<p>Figure 3 Photo A: Vue aérienne du dyke de Méquillon. Notez la discordance entre le dyke de Méquillon, dont les contacts sont soulignés par les lignes noires, et les roches encaissantes. Le haut de la photo montre la direction nord-est. Photo B: Microphotographie en lumière naturelle du mélagabbro de bordure. Les plages claires correspondent aux orthopyroxènes altérés en amphibole et serpentine. Elles sont entourées de petits grains de plagioclase transformés en épidote. Le trait blanc est égale à 0.5mm. Photo C: Microphotographie en lumière polarisée du cumulat à olivine avec pyroxène poecilitique. En clair on voit un grand cristal de pyroxène avec des grains d'olivine en inclusion. Le trait blanc est égal à 0.5mm. Photo D: Microphotographie en lumière naturelle du cumulat à olivine tardif. Il est formé à plus de 80% de grains arrondis d'olivine altérés en serpentine avec des reliques de pyroxène en bordure. Le trait blanc est égal à 2mm. Photo E: Microphotographie en lumière réfléchie de la minéralisation. Po=Pyrrhotite, Cp=Chalcopyrite, Pn=pentlandite, MGP= Minéraux du groupe du platine. Le trait blanc est égal à 0.5mm. Photo F: Microphotographie en lumière réfléchie de la minéralisation. En clair on voit les sulfures et en foncé les silicates. Notez la substitution des silicates par les sulfures. Le trait blanc est égal à 2mm.....</p>	7



- Figure 4 Coupe lithologique transversale du dyke de Méquillon avec la localisation des analyses..... 13
- Figure 5. Distribution des minéraux normatifs dans le dyke de Méquillon. Les sulfures se concentrent dans le premier tiers inférieur. Les silicates mafiques sont plus abondants dans le coeur de l'intrusion..... 16
- Figure 6 Diagramme des spectres de terres rares. À noter la similitude des spectres des roches de bordure du dyke de Méquillon et des basaltes à olivine précoce du Groupe de Chukotat (La source des données du Chukotat et du Povungnituk est Francis *et al.* 1983).... 21
- Figure 7 Diagramme des éléments incompatibles normalisés au manteau (Spidergram). Sur ce diagramme on peut voir le profil des roches de Méquillon qui est plat par rapport à ceux des roches volcaniques du Groupe de Chukotat et du Groupe de Povungnituk et des sédiments du Groupe de Povungnituk. Les roches de Méquillon sont similaires à celle du Groupe de Chukotat. De plus, elles n'ont pas été contaminé par les sédiments. (La source pour les données du Chukotat et du Povungnituk est Francis *et al.* 1983)..... 22
- Figure 8 Diagrammes des champs d'équilibre pour les rapports Pd/Ir versus Ni/Cu et Ni/Pd versus Cu/Ir. La localisation des échantillons nous montre que ceux du coeur et de la bordure inférieure de l'intrusion sont en équilibre avec un liquide plus évolué que ceux de la bordure supérieure qui représentent le mieux le liquide primitif. (source Barnes,1990)..... 23
- Figure 9 Diagramme du spectre des éléments métalliques suivants: Ni, Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd, Au, Cu. normalisés aux valeurs du manteau. Nous voyons que les roches de Méquillon sont enrichies en PPGE et appauvries en IPGE. La courbe de la bordure supérieure est très semblable à celle de la limite inférieure des

- basaltes à haut MgO. Cette faible quantité d'Ir pour Méquillon peut s'expliquer par une rétention de l'Ir par la cristallisation de l'olivine dans le conduit. (Tiré de Barnes et Naldrett, 1988)..... 25
- Figure 10 Diagramme du rapport  $Se/S \cdot 10^6$  versus le  $\delta^{34}S$  du S. Ce diagramme nous indique bien que le soufre des roches de l'intrusion vient du manteau et non de la contamination par les sédiments. (Tiré de Eckstrand *et al.* 1989)..... 28
- Figure 11 La figure 11A nous montre qu'avec l'olivine et le liquide il y a un pyroxène qui contrôle la composition des roches à Méquillon. La figure 11B indique qu'il s'agit d'un pyroxène pauvre en Ca..... 30
- Figure 12 Diagramme ternaire Fe-Ni-S. Ce diagramme nous montre que les sulfures n'ont pas été affectés par l'altération puisque la plupart des échantillons ont préservé leur signature magmatique. (Tiré de Naldrett *et al.* 1967)..... 31
- Figure 13 Diagrammes MgO versus Sm. Sur le diagramme 13a on voit les lignes de contrôle formées par le liquide initial (Liq i) avec l'olivine initiale (Ol i) et l'orthopyroxène initial (Px i), la plupart des échantillons tombent en dehors du champ. À la figure 13b nous avons de nouvelles lignes de contrôle formées par un liquide évolué (Liq.é) avec l'olivine évoluée (Ol.é) et l'orthopyroxène évolué (Px.é); Ces nouvelles lignes de contrôles incorporent mieux les échantillons, ce qui confirme que le liquide a évolué entre la première injection de magma qui a produit les bordures et le liquide du coeur de l'intrusion..... 34
- Figure 14 Matrice de corrélation entre les éléments métalliques Ni, Cu, Co, Ir, Pt, Pd, Rh, le soufre et le rapport Pd/Ir. Cette table montre que ces éléments ont une valeur de corrélation significative entre eux et avec le soufre..... 38

- Figure 15 Diagramme Pd versus Ni. Sur ce diagramme on peut voir l'influence de chacune des composantes de notre système sur la distribution des éléments métalliques. On remarque que la phase sulfurée est la composante qui contrôle la distribution des Pd et du Ni. Pour les valeurs du cumulat à olivine tardif. l'abondance des olivines est responsable des variations de Ni..... 39
- Figure 16 Distribution du Ni, Cu, Pt, Pd, Ir et du S dans le dyke de Méquillon. Le comportement des éléments métalliques est similaire à celui du S..... 40
- Figure 17 Modèle pour la production du liquide et des concentrations d'EGP à Méquillon..... 45

**LISTES DES TABLEAUX**

	<u>pages</u>
Tableau 1 Tableau des résultats d'analyse chimique des roches de Méquillon, des sédiments clastiques et des volcaniques du Povungnituk.....	51
Tableau 2 Tableau des valeurs du $\delta^{34}S$ pour les roches de Méquillon et des sédiments du Povungnituk.....	57
Tableau 3 Tableau de la précision et récurrence des analyses de EGP.....	58
Tableau 4 Modélisation numérique du cumulat à olivine avec OPX poecilitique du coeur de l'intrusion. Le liquide de départ est l'analyse de la bordure de l'intrusion. Si on soustrait 15% d'olivine 30% d'opx et 5% de sulfures au liquide de départ il est possible de reproduire assez bien la composition du coeur de l'intrusion, cependant, on n'arrive pas à équilibrer les éléments incompatibles comme Sm La, Y etc.....	32
Tableau 5 Tableau de la balance de masse pour les roches de Méquillon. La somme des compositions du conduit est différente de celle des bordures, ce qui signifie qu'une partie du magma plus évolué a été expulsé. Le coeur du dyke représente la composition d'un mélange entre la partie cumulat d'un liquide primitif et un liquide fractionné contenant une quantité plus importante d'éléments incompatibles.....	36

**LISTE DES ANNEXES**

	<u>Pages</u>
ANNEXE I Tableau des résultats d'analyse de roche.....	50
ANNEXE II Procédure de broyage et d'analyse de roche.....	59
ANNEXE III Calcul de la composition des sulfures.....	67
ANNEXE IV Calcul de la concentration du fer dans les sulfures.....	71
ANNEXE V Tableau de la Norme CPIW.....	74

LISTE DES ABRÉVIATIONS

PO	Pyrrhothine.
CP	Chalcopyrite.
PY	Pyrite.
mm	Millimètre.
cm	Centimètre.
Cpx	Clinopyroxène.
MSS	"Mono Sulphide Solution".
(D)	Coefficient de partage des éléments entre une phase minérale donnée et le liquide.
REE	Terres rares.
HREE	Terres rares lourdes.
LREE	Terres rares légères.
EGP	Éléments du groupe platine.
R	Facteur qui exprime le taux d'échange entre les sulfures et les silicates.
IREM	Institut de recherche en exploration minérale.
CERM	Centre d'étude en ressources minérales.
ol	Olivine.
opx	Orthopyroxène.
q	Quartz.
or	Orthose.
ab	Albite.
an	Anorthite.
ne	Néphéline.
lc	Leucite.
C	Carbone.
ac	Acmite.
wo	Wollastonite.
di	Diopside.
hy	Hyperstène.
mt	Magnétite.
he	Hématite.
il	Ilménite.
ap	Apatite.
PAF	Perte au feu.
Cn	Chondrite.
BKAA	Basalte komatiitique appauvrie en aluminium.
BKNAA	Basalte komatiitique non appauvrie en aluminium.
PKNAA	Péridotite komatiitique non appauvrie en aluminium.
PKAA	Péridotite komatiitique appauvrie en aluminium.
MGP	Minéraux du groupe des platinoïdes.
nor	Norme ou normatif.
É.I.	Éléments incompatibles.
MORB	"Mid Oceanic Ridge Basalt" (Basalte de crête mid-océanique).
pa	Pas analysé.
nd	Non disponible.
<Ld	Plus petit que la limite de détection.
IPGE	Les éléments du groupe de l'iridium platine (Iridium platinum group element).
PPGE	Les éléments du groupe du palladium platine (Paladium platinum group element).

## CHAPITRE I

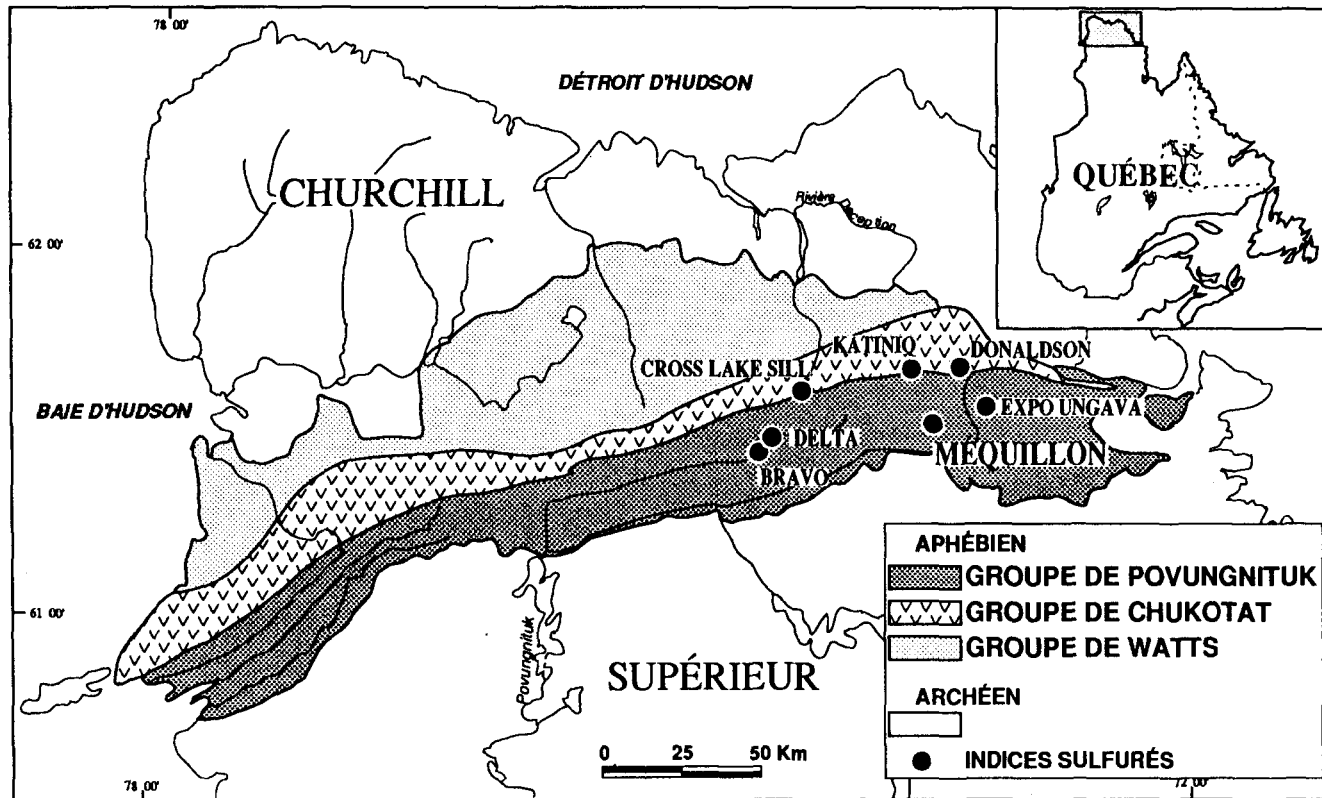
### INTRODUCTION

Dans la ceinture supracrustale de Cape Smith (fig.1) trois groupes de roche ont été cartographiés: Le Povungnituk, le Chukotat et le Watts. D'après Lamothe (1986), Picard *et al.* (1989), Hoffman (1985), Bédard *et al.* (1984), Francis *et al.* (1983, 1982, 1981), Hynes et Francis (1982) et Francis et Hynes (1979) les deux premiers représentent des séquences déposées lors de l'ouverture d'un rift en milieu continental (Povungnituk) et de son évolution vers un plancher océanique (Chukotat). Le groupe de Watts pourrait représenter, en partie, les restes d'une séquence ophiolitique (St-Onge et Lucas, 1989; St-Onge *et al.* 1987; Picard *et al.* 1989; Scott *et al.* 1988). Pour les indices de Ni-Cu-EGP (Éléments du groupe du platine), deux contextes de mise en place de la minéralisation sont reconnus, (Giovenazzo 1985: et Giovenazzo *et al.* 1988): **A**) Les gisements de Katiniq, Lac Cross et Raglan (fig.1) se trouvent à la base d'intrusions sub-volcaniques ou de lacs de lave situés à la limite entre le sommet du Povungnituk et la base du Chukotat (Barnes *et al.* 1982; Dillon-Leach *et al.* 1986); **B**) Les indices plus au sud comme Delta, Expo-Ungava et Méquillon (fig.1) sont associés à de petites intrusions qui percent le Groupe de Povungnituk.

Le but de cet article est: 1) de décrire un des indices septentrional: le dyke de Méquillon; 2) de voir la relation entre ce type d'intrusion et le magmatisme de la ceinture; 3) de tenter d'expliquer la distribution des EGP.

Cette recherche a été orientée afin de comprendre les problèmes suivants:

- Évolution des roches du conduit depuis la fusion dans le manteau jusqu'à leur cristallisation.



**Figure 1: Contexte géologique régional et localisation du secteur du lac Méquillon et des principaux indices sulfurés de la ceinture supracrustale de Cape Smith.**  
 Les principaux indices se situent à la limite entre le Groupe de Chukotat et le Groupe de Povungnituk.



- Pourquoi la minéralisation semble concentrée là où le conduit recoupe les volcaniques avec un angle très fort?
- Pourquoi y-a-t-il autant de minéralisation dans un si petit conduit?
- À quel moment la démixion de la phase sulfurée a eu lieu?
- Quelle a été la dynamique de cristallisation dans le conduit puisque l'ensemble des lithologies du coeur de l'intrusion sont plus magnésienne que les bordures qui représentent le mieux le liquide parent?
- Où est allée la fraction plus évoluée du liquide?

## **1.1 GÉOLOGIE GÉNÉRALE**

Le dyke de Méquillon se trouve dans la partie sud de la fosse de l'Ungava, dans la formation de base de la stratigraphie de la ceinture supracrustale de Cape Smith, le Groupe de Povungnituk. Ce groupe est divisé en deux sous-groupes, le Lamarche et le Beuparlant. Le Lamarche repose en discordance de faille sur le socle Archéen. Il est constitué d'une séquence dominée par les sédiments de marge continentale. Le Beuparlant surmonte structurellement le Lamarche dont il est séparé par une faille de chevauchement. Il est formé d'un assemblage volcano-sédimentaire. La proportion de roches volcaniques augmente vers le sommet du Beuparlant. Plusieurs filons-couches et dykes ultramafiques s'insèrent à travers l'empilement volcano-sédimentaire. Le sommet du Beuparlant est caractérisé par l'abondance des roches pyroclastiques et volcaniques de composition intermédiaire. Le Povungnituk représente bien les séquences du début de l'ouverture d'un rift en milieu continental (Francis *et al.* 1982; Lamothe *et al.* 1983, 1987, 1989).

Le groupe de povungnituk est surmonté par une importante séquence volcanique d'affinité komatiitique: Le groupe de Chukotat. Une évolution magmatique caractérise

l'ensemble de ce groupe (Picard, 1986). À la base du Chukotat se trouve les unités les plus mafiques qui sont les basaltes à phénocristaux d'olivine. Un peu plus haut ce sont les basaltes à phénocristaux de pyroxène qui dominent; ces roches marquent une différenciation par soustraction principalement de l'olivine et du pyroxène. Finalement, les basaltes à phénocristaux de plagioclase représentent l'unité la plus différenciée. Cette unité se rencontre au sommet du Groupe de Chukotat. La succession des unités à l'intérieur du groupe de Chukotat s'interprète comme l'évolution des stades matures d'un rift continental vers la formation d'un plancher océanique. La différenciation s'est faite en grande partie dans les conduits (Francis *et al.* 1983; Bédard *et al.* 1984).

Le Groupe de Watts forme la partie supérieure de la fosse de l'Ungava. Structuralement, il prend la forme d'un grand synclinal épais qui est bordé au Nord et au Sud par des contacts tectoniques. Au Sud, le Watts chevauche l'empilement volcanique du Chukotat le long de la faille Bergeron. Au Nord le Watts est séparé du socle Archéen par une zone de décollement indiquant un mouvement vers le Sud des unités de la Fosse sur le socle Archéen (Moorshead, 1987: sous presse). Hoffman (1985), propose que l'ensemble de la ceinture de Cape Smith représente une nappe de charriage ("klippe") qui a été transportée du nord et qui repose en discordance sur le socle Archéen. Dans le secteur du Lac Hubert, le Watts peut se diviser en deux grands sous-ensemble:

Le premier occupe la partie occidentale du Groupe de Watts. La similarité entre plusieurs des lithologies de ce sous-ensemble et celle du groupe de Povungnituk nous incite à le corréler avec ce dernier.

Le deuxième sous-ensemble se situe dans la partie orientale. Il présente des ressemblances marquées avec l'empilement volcanique-volcanoclastique de la formation de Parent (Moorshead, 1987). St-Onge et Lucas (1989) ont reconnu des lithologies et des structures typiques des complexes ophiolitiques et suggère cette interprétation pour une

partie du Watts se trouvant dans le secteur de Purtuniq. L'Ensemble du Groupe de Watts est recoupé par des intrusions pré, syn à post-tectoniques. La composition de ces intrusions varie de ultramafique à granitique en passant par granodioritiques.

## **1.2 GÉOLOGIE LOCALE**

La région du lac Méquillon se trouve dans la partie supérieure du Groupe de Povungnituk (fig.1). Nous avons cartographié, à l'échelle de 1:20, 000, une superficie de 75 km<sup>2</sup> dont une partie importante est présentée à la figure 2. Les roches cartographiées comprennent les sédiments clastiques et les volcanites coussinées à massives du Povungnituk ainsi que les roches intrusives mafiques et ultramafiques reliées au magmatisme du Chukotat et du Povungnituk (fig. 2).

L'intrusion de Méquillon mesure 1.5 km de long par 120 m d'épaisseur. Elle recoupe à angle fort les roches volcaniques adjacentes (fig. 2, Fig. 3A). Le dyke de Méquillon est formé d'une bordure de mélagabbro de 5 à 20 m d'épaisseur et d'une partie centrale consistant en un cumulat à olivine avec orthopyroxène poecilitique. Un petit dyke de cumulat à olivine de 1 à 2m d'épaisseur recoupe le conduit principal (fig.4). Picard (1986) a décrit quatre types d'intrusion dans le Povungnituk: les types 1,2,3,4. Le dyke de Méquillon correspond au type (4) de cette classification c'est-à-dire filon nourricier de pyroxénite-péridotite-dunite. En se basant sur les informations de forage et de terrain et après une reconstruction structurale de la géométrie du conduit il est possible d'estimer le pendage du dyke, au moment de sa mise en place, à environ 20 et 30°. Cette reconstruction n'est valable que pour le recoupement entre le dyke et les volcanites.

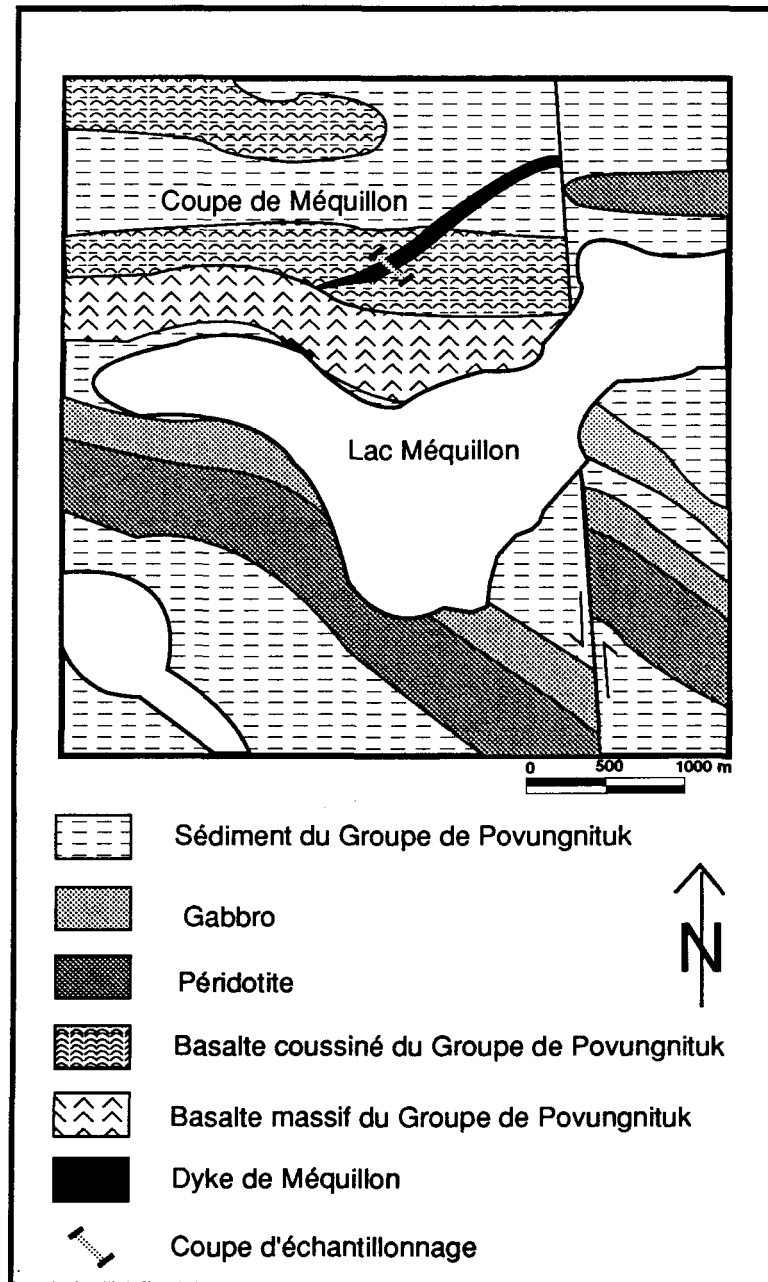


Figure 2: Localisation et contexte géologique du dyke de Méquillon et de la coupe d'échantillonnage

Figure3: **Photo A:** Vue aérienne du dyke de Méquillon. Notez la discordance entre le dyke de Méquillon dont les contacts sont soulignés par les lignes noires et les roches encaissantes. Le haut de la photo montre la direction nord-est. **Photo B:** Microphotographie en lumière naturelle du mélagabbro de bordure. Les plages claires correspondent aux orthopyroxènes altérés en amphibole et serpentine. Elles sont entourées de petits grains de plagioclase transformés en épidote. Le trait blanc est égale à 0.5mm. **Photo C:** Microphotographie en lumière polarisée du cumulat à olivine avec pyroxène poecilitique. En clair on voit un grand cristal de pyroxène avec des grains d'olivine en inclusion. Le trait blanc est égal à 0.5mm. **Photo D:** Microphotographie en lumière naturelle du cumulat à olivine tardif. Il est formé à plus de 80% de grains arrondis d'olivine altéré en serpentine avec des reliques de pyroxène en bordure. Le trait blanc est égal à 2mm. **Photo E:** Microphotographie en lumière réfléchie de la minéralisation. Po=pyrrhotite, Cp=chalcopyrite, Pn=pentlandite, MGP= minéraux du groupe du platine. Le trait blanc est égal à 0.5mm. **Photo F:** Microphotographie en lumière réfléchie de la minéralisation. En clair on voit les sulfures et en foncé les silicates. Notez la substitution des silicates par les sulfures. Le trait blanc est égal à 2mm.



Figure 3A

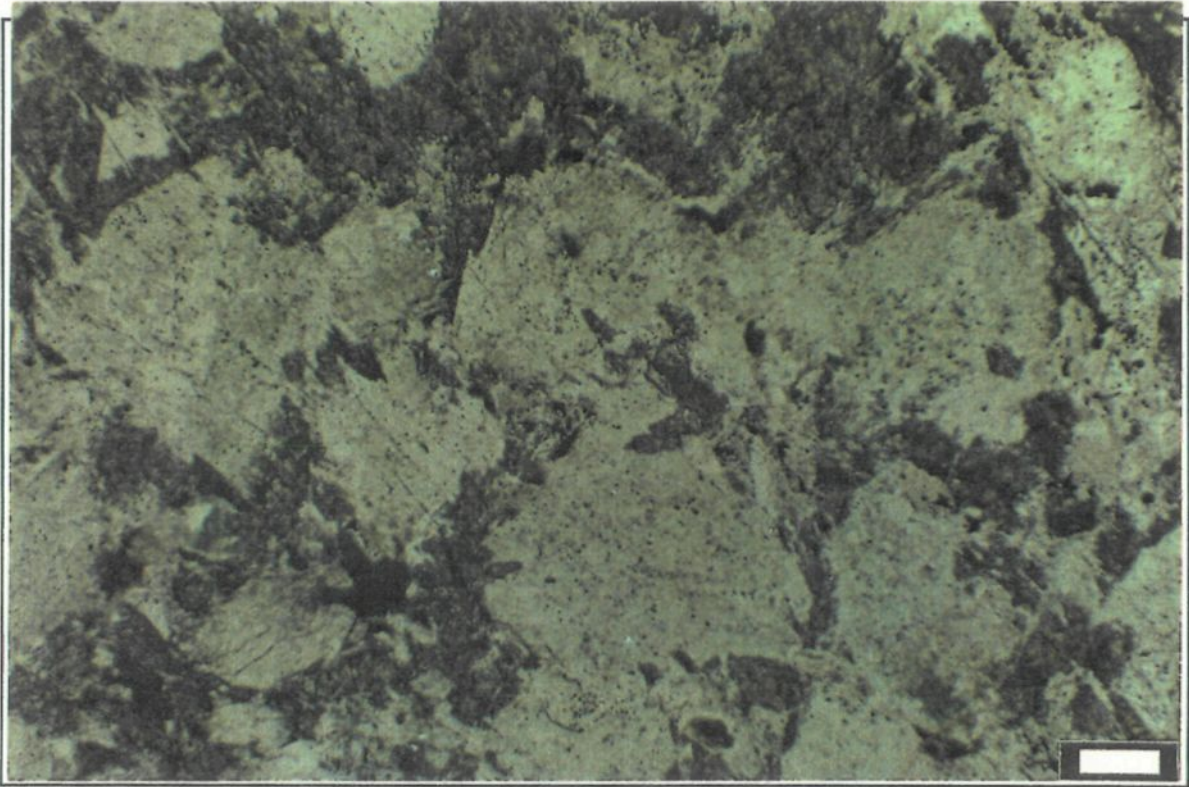


Figure 3B

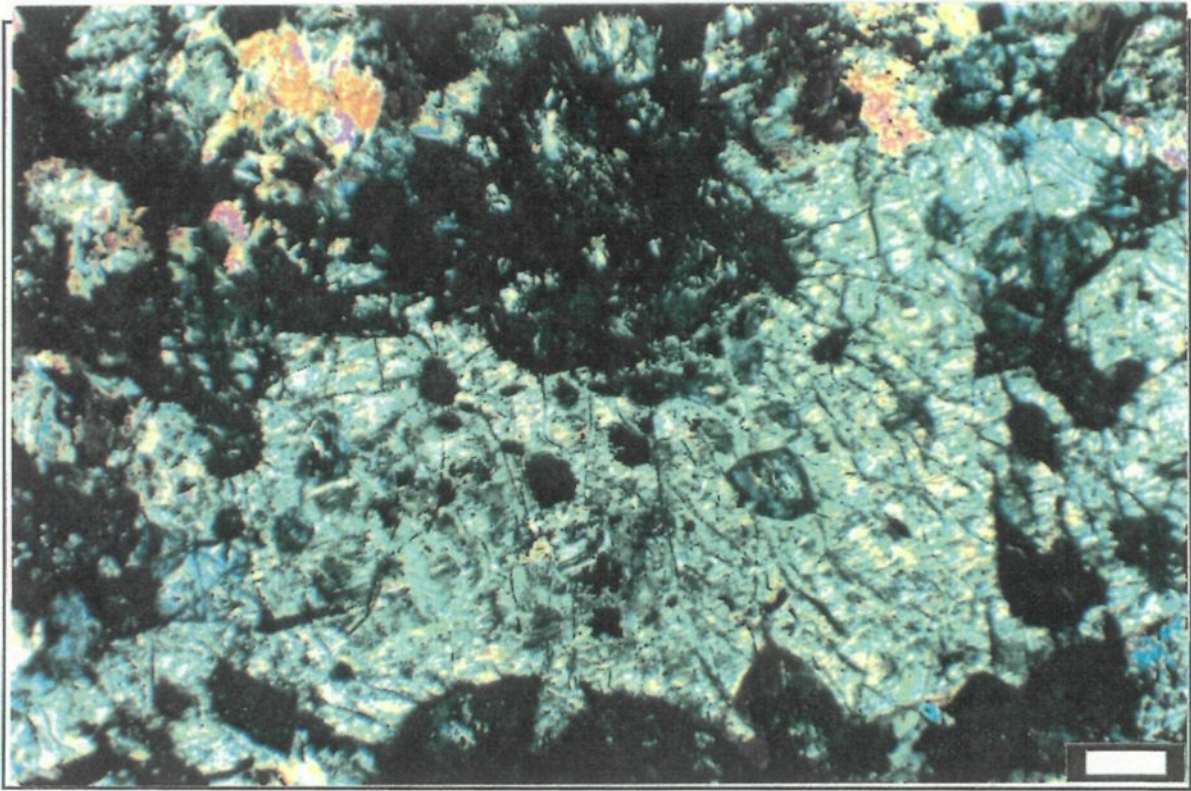


Figure 3C



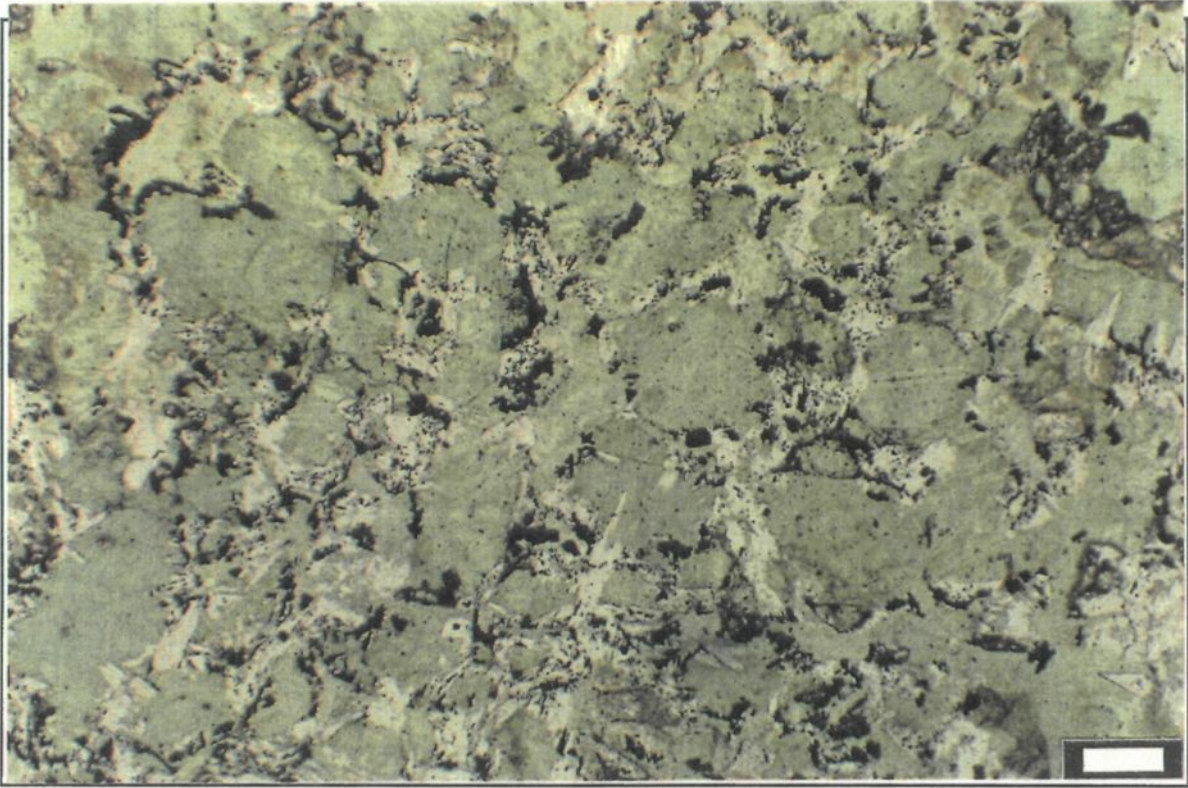


Figure 3D



Figure 3E

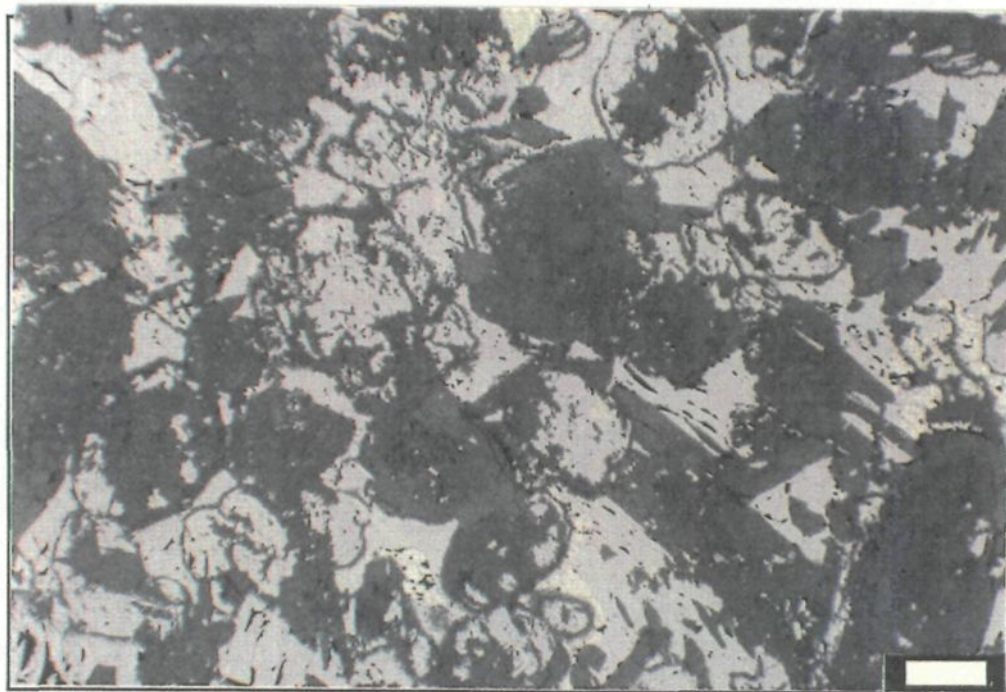


Figure 3F

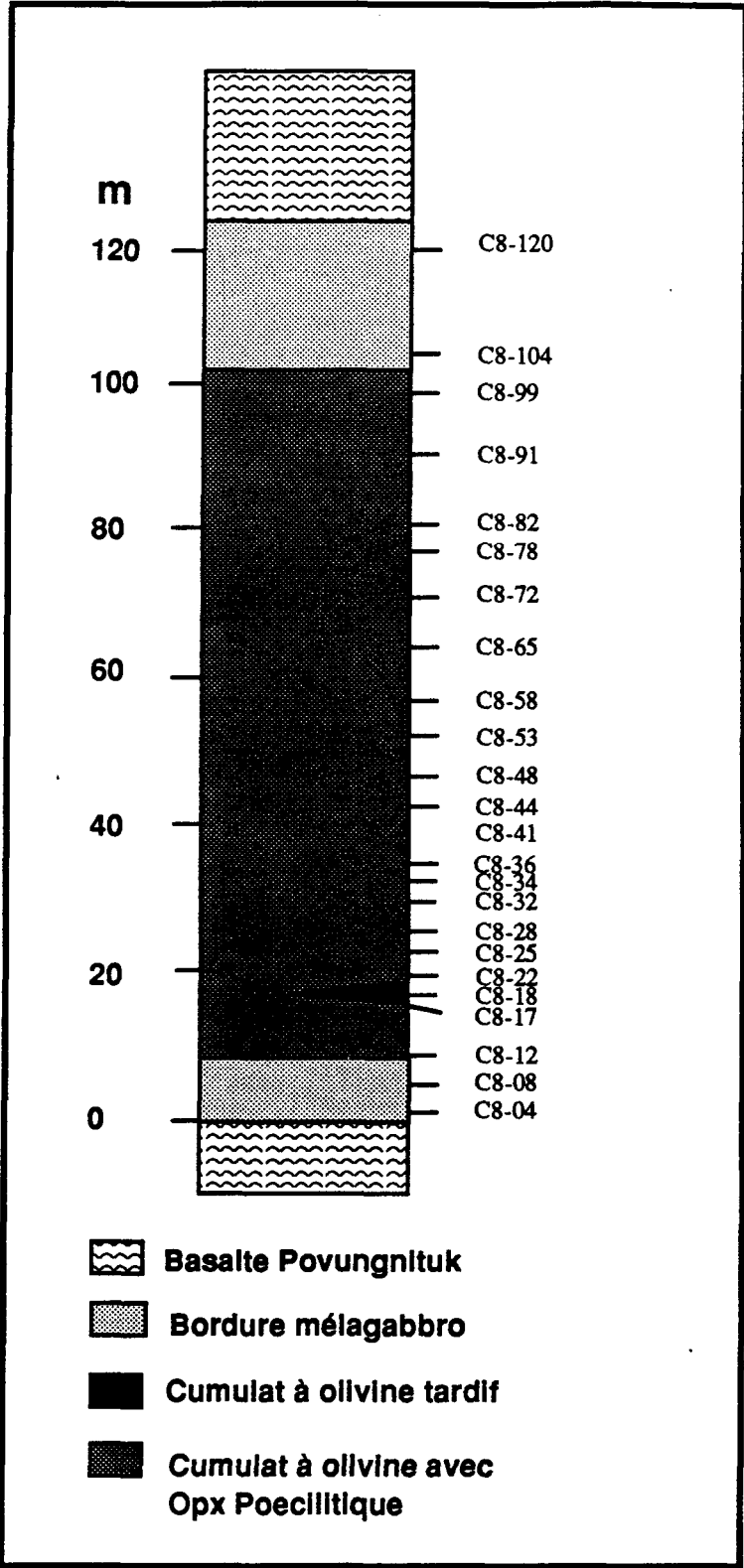


Figure 4: Coupe lithologique transversale du dyke de Méquillon avec emplacement des analyses.

Pour ce qui est du recoupement dyke-sédiment nous ne disposons pas d'observations de terrain.

## CHAPITRE II

### PÉTROGRAPHIE DU DYKE DE MÉQUILLON.

Les minéraux primaires du dyke de Méquillon ont été transformés en minéraux métamorphiques de basse température (faciès des schistes verts). Les minéraux ignés ont été reconstitués selon la norme CIPW (fig.5 et annexe V).

La figure 5 montre la distribution et la concentration de l'olivine, des plagioclases des pyroxènes et des sulfures normatifs dans l'intrusion de Méquillon. Nous avons établi les divisions pétrographiques suivantes:

#### 2.1 LES MÉLAGABBROS DE BORDURE.

Les mélagabbros sont des faciès de bordure de l'intrusion. Ils sont formés de pyroxènes automorphes (1 à 2 mm) transformés en actinolite et serpentine et de plagioclase xénomorphe (<1 mm) altérés en épidote et chlorite (fig.3B). Les plagioclases se trouvent à l'intersection des pyroxènes, ce qui indique qu'ils ont été les derniers à cristalliser (fig.3B). Les mélagabbros sont interprétés comme représentant le mieux la composition du liquide parent parce qu'ils ont une texture à grain fin et qu'ils ne montrent pas d'évidence de fractionnement. On note la présence de pyrrhotite, de chalcopyrite et de pentlandite dans les deux bordures de l'intrusion. Les sulfures sont disséminés (<0.1mm, 1%) dans la bordure supérieure, et constituent des amas polyminéraliques xénomorphes (1 à 6mm, 2 à 10%) à l'intersection des grains dans la bordure inférieure.

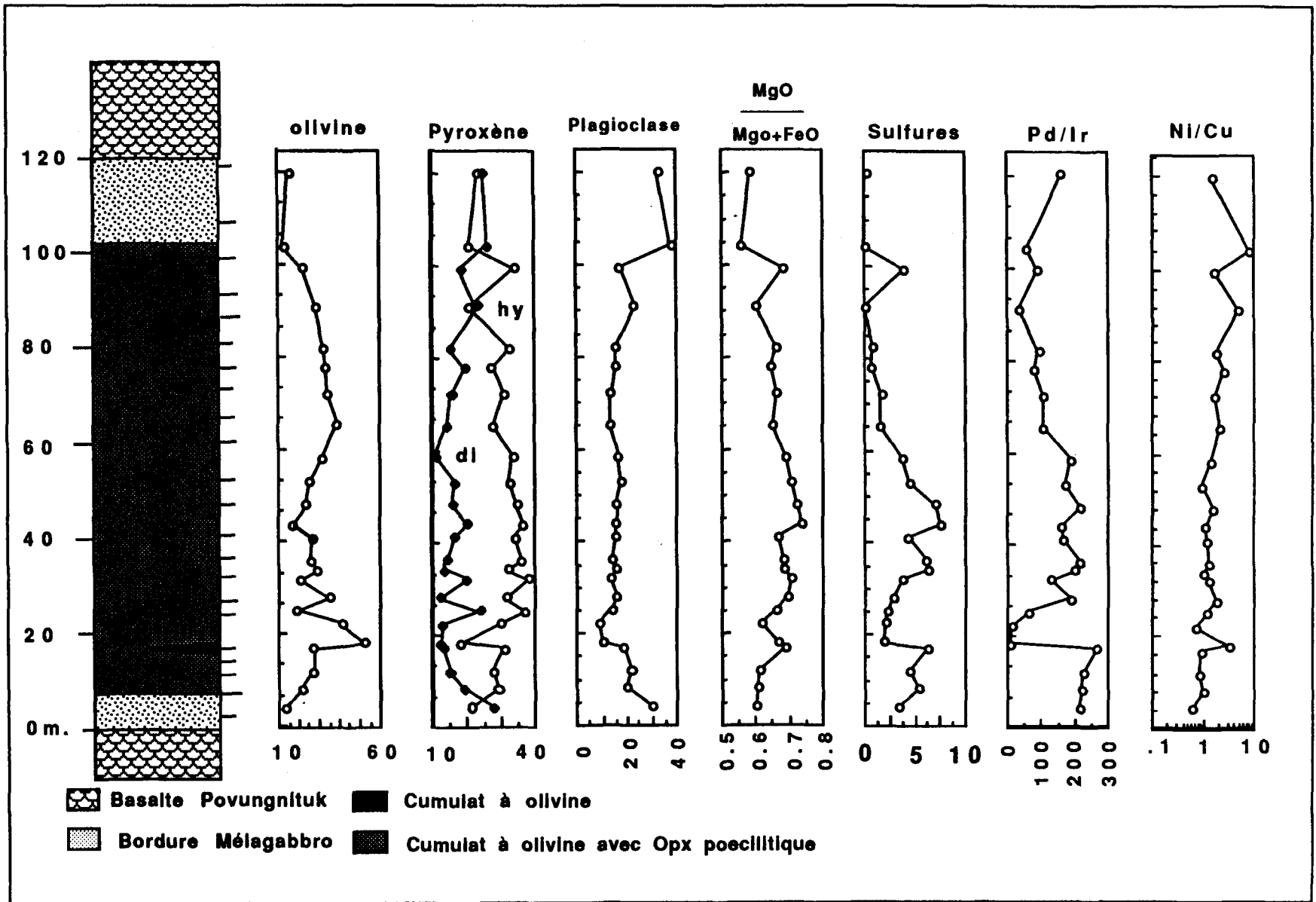


Figure 5: Distribution des minéraux normatifs dans le dyke de Méquillon. Les sulfures se concentrent dans le tiers inférieur. Les silicates mafiques sont plus abondants dans le coeur de l'intrusion.

## **2.2 LES CUMULATS À OLIVINE AVEC PYROXÈNE POECILITIQUE**

Les cumulats à olivine avec pyroxène poécilitique forment la partie centrale de l'intrusion. Ils sont formés d'olivine cumulus altérée en serpentine et chlorite et de pyroxène poécilitique transformé en serpentine et amphibole. L'olivine (2 à 4mm) est arrondie à tabulaire et le pyroxène (5mm à 1cm) est sub-automorphe et possède une altération complexe en serpentine et actinote (fig.3C). C'est dans cette lithologie que se retrouve la partie la plus importante de la minéralisation et les phases sulfurées montrent les mêmes relations que dans le faciès de la bordure inférieure.

## **2.3 LE CUMULAT À OLIVINE TARDIF**

Le cumulat à olivine tardif se trouve sur une épaisseur de 1 à 2 mètres dans la partie inférieure du dyke (fig.4). Ce petit niveau est discontinu et montre des contacts nets avec les autres roches du conduit. Cette roche est formée à plus de 80% d'olivine (2 à 4 mm) arrondie altérée en serpentine et de pyroxène interstitiel xénomorphe (1mm) altéré en amphibole (fig. 3D). La présence de contacts nets avec les autres roches du dyke suggère que cette lithologie représente une petite pulsion tardive de magma par rapport à la mise en place du conduit principal.

## **2.4 LA PHASE SULFURÉE**

Les sulfures sont la pyrrhotine, la chalcopryrite et la pentlandite. Le plus souvent, ces sulfures forment des amas polyminéraliques xénomorphes (2 à 10%) à l'intersection des grains de silicate (fig.3E). La quantité de sulfure varie de 1 à 5% dans la partie centrale du dyke et de 5 à 10 % dans le premier tiers à la base du dyke (fig.5). Localement, nous

avons pu observer des évidences de remplacement des silicates par les sulfures (fig.3F) et sur certaines lames minces des minéraux de platine qui n'ont pas été identifiés (fig.3E).



## **CHAPITRE III**

### **GÉOCHIMIE DU DYKE DE MEQUILLON.**

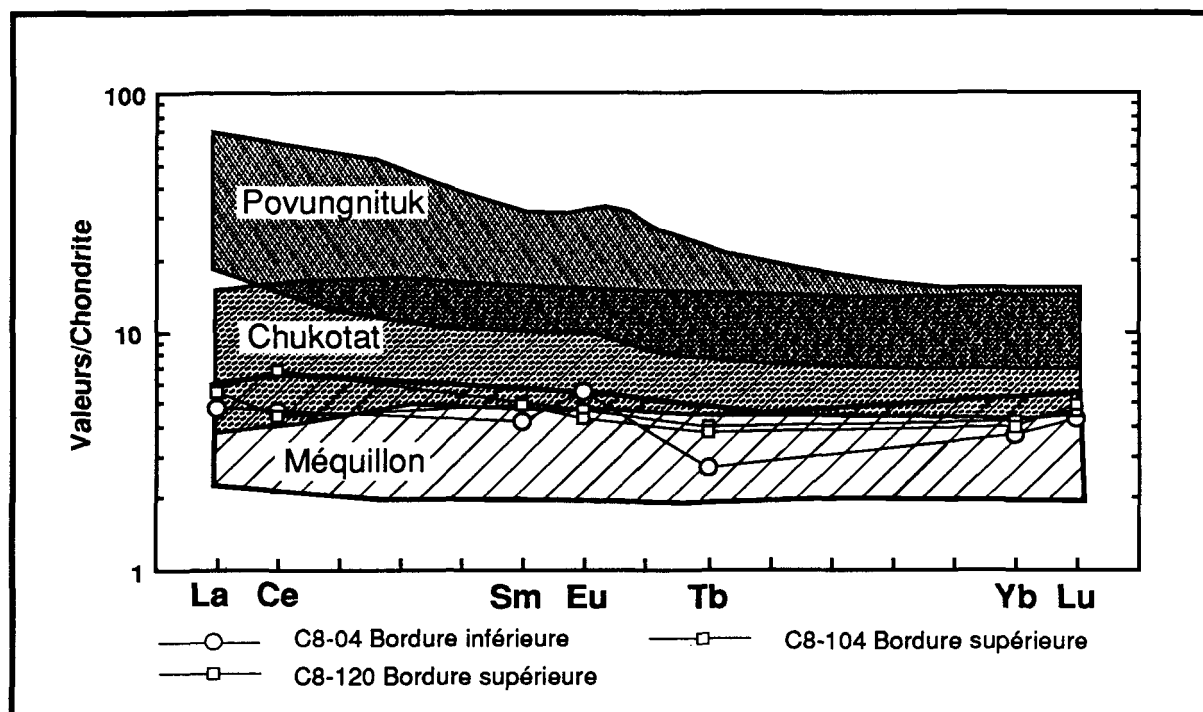
#### **3.1 MÉTHODES ANALYTIQUES**

Les résultats obtenus sont basés sur 24 analyses de roches du dykes de Méquillon réparties de façon à obtenir une section complète perpendiculairement à la direction de l'intrusion. Les résultats sont présentés aux tableaux 1 et 2 de l'annexe I et la localisation des échantillons à la figure 4. Les poudres de roches furent obtenues à l'aide d'un pulvérisateur en alumine (Shatter box). Les oxydes, à part le  $\text{Na}_2\text{O}$ , et le Cu, Ni, S, Zr, Y ont été déterminés par fluorescence X au laboratoire de Caleb Brett International (Angleterre). Les autres éléments traces et le  $\text{Na}_2\text{O}$  ont été déterminés à l'Université du Québec à Chicoutimi par activation neutronique après une irradiation par le réacteur SLOWPOKE II de l'École Polytechnique à Montréal. Les platinoïdes furent également analysés par activation neutronique à l'Université du Québec à Chicoutimi après concentration de ces éléments par la méthode de la pyrolyse de pastille de Nickel-soufre (fire assay) (Haines et Robért, 1982). Pour les détails de ce type d'analyse voir le texte à l'annexe II. Une estimation de la précision et de la récurrence des analyses des EGP est présentée au tableau 3, annexe I. Les analyses  $\delta^{34}\text{S}$  du soufre ont été faites par le centre géoscientifique de Carlton à Ottawa. Les valeurs de tous les éléments analysés ont été recalculées à 100% de roche de façon à éliminer la perte au feu.

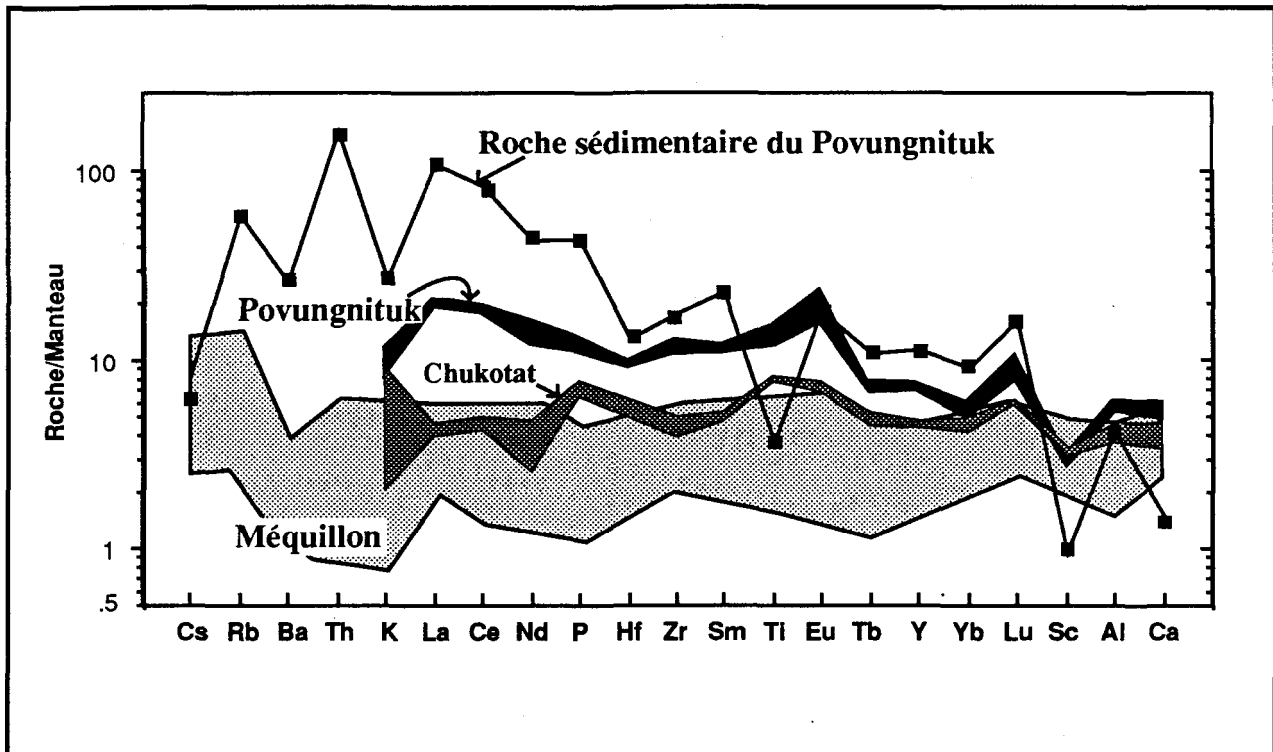
### **3.2 LE DYKE DE MÉQUILLON: MAGMATISME DU CHUKOTAT OU DU POVUNGNITUK?**

Les différents types d'intrusions plus ou moins différenciés, de cette partie de la ceinture, ont déjà été identifiés comme étant associés au magmatisme du Povungnituk et du Chukotat (Picard, 1986; Picard et Giovenazzo, 1989 ). Le dyke de Méquillon recoupe de façon claire les roches du Povungnituk (fig.3A). Une question importante est de savoir si le magma de l'intrusion de Méquillon est relié au Povungnituk ou au Chukotat. Le contenu en MgO des mélagabbros de bordure de l'intrusion, qui représente la composition du liquide initial, se situe entre 15 et 18% (Éch C8-04, C8-104 et C8-120, tableau 2, Annexe I). Cela suggère que ce liquide est relié au magmatisme du Chukotat qui montre des teneurs en MgO de 12 à 18% alors que le contenu en MgO des liquides du Povungnituk se situe entre 5 et 12% (Francis *et al.*, 1983; Picard, 1986). Sur le diagramme des terres rares (fig. 6) on voit que le champ des roches de Méquillon recoupe la partie inférieure du champ des roches du Chukotat. De plus, les roches de bordure de l'intrusion sont au même niveau et avec la même pente que la partie la plus primitive des roches du Chukotat. Le diagramme des éléments incompatibles normalisés au manteau (fig.7) donne la même indication que le diagramme de la figure 6. Ces diagrammes confirment le lien magmatique entre les roches de Méquillon et les basaltes komatiitiques du Groupe de Chukotat.

Les diagrammes discriminants Pd/Ir-Ni/Cu et Ni/Pd-Cu/Ir (Barnes *et al.* 1988) (fig.8) permettent de faire ressortir les caractéristiques suivantes pour les roches du dyke: ils ne sont pas dans le champ des basaltes riches en MgO (basaltes komatiitiques), ils tombent plutôt à la limite supérieure du champ des basaltes de plateau (fig.8). Un des échantillons de la bordure supérieure et ceux du cumulat à olivine tardif possèdent des rapports Ni/Cu, Pd/Ir et Ni/Pd, Cu/Ir qui sont très près de ceux retrouvés dans les basaltes à phénocristaux d'olivine du Groupe de Chukotat (Picard *et al.* 1989) et des gîtes de Katinik et Donaldson ouest (fig. 8). On peut voir, également, que toutes les autres



**Figure 6: Diagramme des spectres de terres rares. À noter la similitude des spectres des roches de bordure du dyke de Méquillon et des basaltes à olivine précoces du Chukotat (La source des données du groupe de Chukotat et du Povungnituk est Francis, 1983).**



**Figure 7: Diagramme des éléments incompatibles normalisés au manteau (Spidergraph). Sur ce diagramme on peut voir le profil des roches de Méquillon qui est plat par rapport à ceux des roches volcaniques et sédimentaires du Povungnituk. Les roches de Méquillon sont similaires à celles du Groupe de Chukotat. (La source pour les données du Chukotat et du Povungnituk est Francis, 1983).**

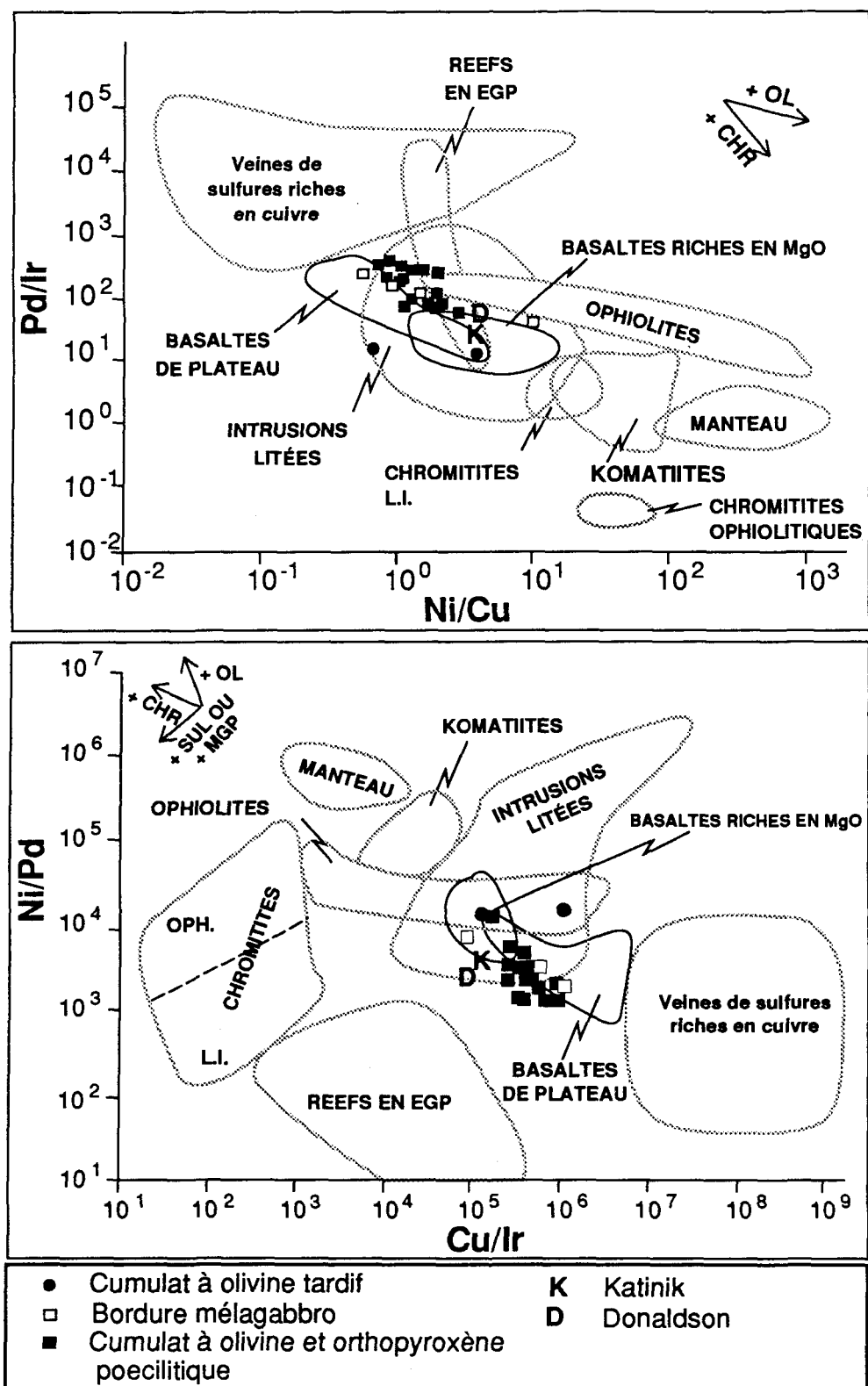


Figure 8: Diagrammes des champs d'équilibre pour les rapports Pd/Ir et Ni/Pd versus Ni/Cu et Cu/Ir. La localisation des échantillons nous montre que ceux du coeur et de la bordure inférieure de l'intrusion sont en équilibre avec un liquide plus évolué que ceux de la bordure supérieure. (source Barnes et al. 1988).

roches de Méquillon possèdent un rapport Ni/Cu et Cu/Ir plus bas avec un rapport Pd/Ir et Ni/Pd plus élevé que ceux des basaltes riches en MgO. Également, si on regarde les spectres des métaux normalisés par rapport au manteau on peut voir que les patrons de la bordure supérieure ainsi que celui des cumulats à olivine tardif sont similaires à celui des basaltes à haut MgO (fig.9). Pour les autres roches du dyke, on remarque un enrichissement en platinoïdes du groupe du Pd (PEGP, Barnes *et al.* 1985) en Au et en Cu comparativement aux platinoïdes du groupe de l'Ir (IEGP, Barnes *et al.* 1985) et du Ni qui sont appauvris par rapport aux valeurs du manteau, ce qui donne à cette courbe une pente plus forte que celle des basaltes riches en MgO (fig. 9). Ces diagrammes nous indiquent que seules les roches de la bordure supérieure et celles du cumulat à olivine tardif sont en équilibre avec un liquide de basalte komatiitique. La minéralisation du coeur de l'intrusion est en équilibre avec un liquide plus évolué (fig. 8).

### **3.3 ÉVOLUTION DES ROCHES DU CONDUIT ET DE LA MINÉRALISATION**

L'évolution de la minéralisation est intimement liée à celle du magma puisqu'il s'agit de sulfures magmatiques. Ainsi, chacune des étapes de l'évolution des roches de Méquillon, depuis la génération du magma dans le manteau supérieur jusqu'à la transformation de la minéralogie par le métamorphisme, a influencé les caractères de la minéralisation.

#### **3.3.1 Fusion partielle**

La génération de liquides ayant une composition aussi magnésienne requiert un taux de fusion partielle élevé. Pour les basaltes à phénocristaux d'olivine du Groupe de Chukotat ce taux se situe à environ 25-30% (Francis *et al.* 1983; Picard *et al.* 1989).

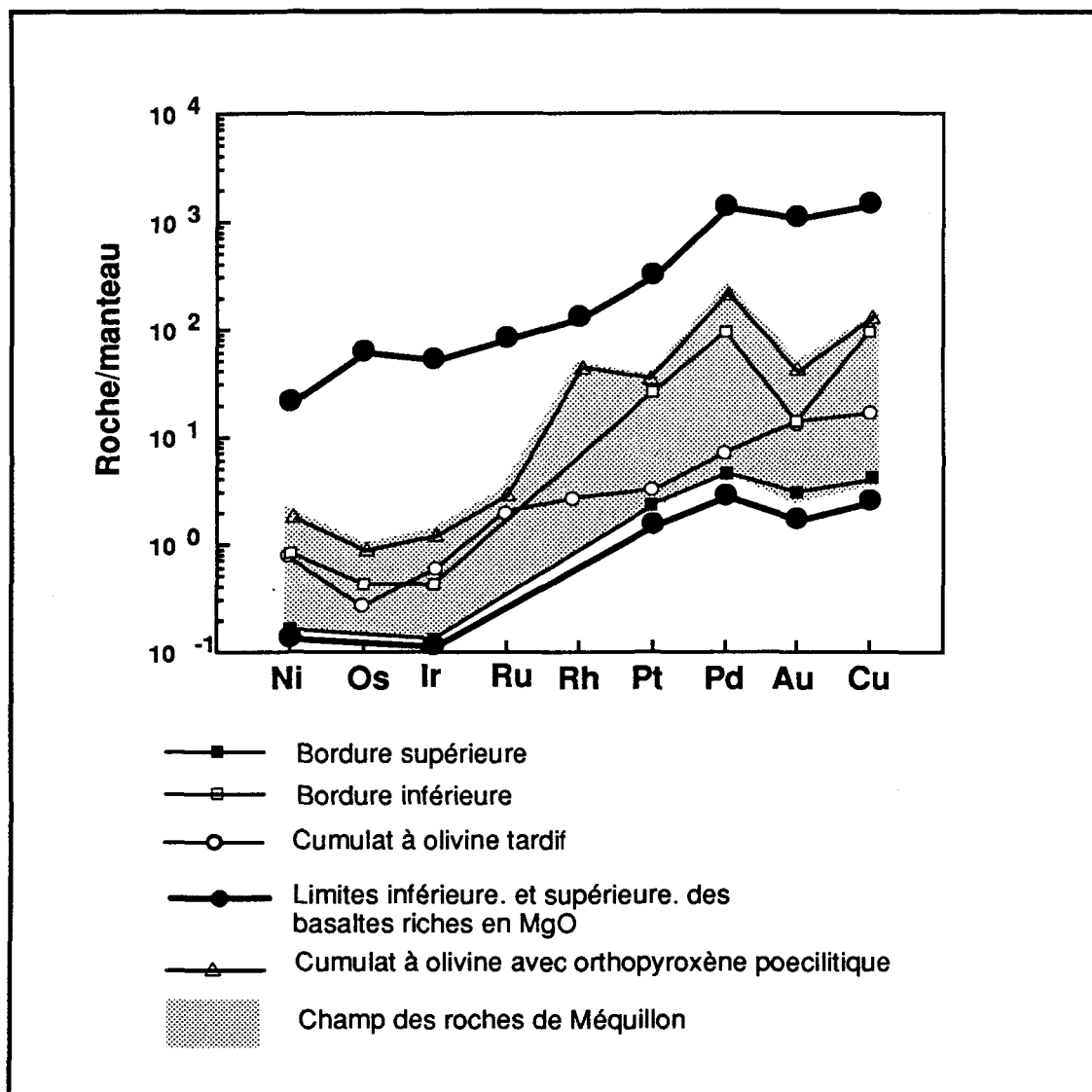


Figure 9: Diagramme du spectre des éléments métalliques suivants: Ni, Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd, Au, Cu. normalisé aux valeurs du manteau. Les roches de Méquillon sont enrichies en PPGE et appauvries en IPGE. La courbe de la bordure supérieure est très semblable à celle de la limite inférieure des basaltes à haut MgO. Cette faible quantité d'Ir pour Méquillon peut s'expliquer par une rétention de l'Ir par la cristallisation de l'olivine dans le conduit. (Tiré de Barnes et al. 1988.)

Pour Méquillon le taux de fusion partielle devrait se situer aux alentours de celui des basaltes à phénocristaux d'olivine du Groupe de Chukotat puisque la composition des roches de Méquillon est similaire à ces derniers (fig. 6 et 7). La figure 7 montre les spectres des éléments traces incompatibles normalisés par rapport au manteau. Le patron pour les roches de Méquillon est très plat et les valeurs à faible concentration par rapport aux celles du manteau. Ces caractéristiques indiquent que ces roches sont primitives et qu'elles n'ont subi que peu de modifications depuis leur production dans le manteau.

Une caractéristique importante de la fusion partielle concerne le comportement du soufre et des éléments métalliques incluant les platinoïdes. Le diagramme de la figure 9 peut nous donner des indications concernant ces paramètres. Ce diagramme est le spectre des platinoïdes ainsi que du Ni, de l'Au et du Cu, normalisés aux valeurs du manteau. Le Ni se trouve au même niveau que les IEGP et le Cu est au même niveau que les PEGP. Cela indique que la totalité des EGP disponibles furent captés, lors de la fusion partielle, par le liquide de fusion (Morgan, 1986; Barnes et al. 1985). Pour que les EGP se retrouvent dans le liquide et non dans le matériel du manteau, il faut également que la totalité du soufre ait été capté par le liquide. Le coefficient de partage des EGP pour le soufre est très élevé (plus de 20,000 Peach *et al.* 1989); celui du Cu et du Ni est plus bas, autour de 200. Si une faible quantité de soufre était demeuré dans le matériel réfractaire du manteau, il aurait retenu avec lui les EGP en quantité plus importante que le Ni et le Cu. Ceci aurait donné des courbes avec des pics positifs pour le Cu et le Ni et des concentrations plus faibles pour les EGP.

En résumé, pour les roches de Méquillon, nous avons une fusion partielle qui se caractérise par son taux élevé (25 à 30%). Le magma produit possède les caractéristiques géochimiques de la série komatiitique.



### 3.3.2 Contamination

La contamination du magma se fait lors de son ascension à travers la croûte. Il est difficile d'imaginer qu'un magma de cette nature, qui est à une température très élevée, (1400C°) (Huppert et Sparks, 1985) puisse traverser toute la croûte sans incorporer une certaine quantité du matériel adjacent. La contamination du magma sera d'autant plus évidente si la composition de la roche incorporée est très différente de celle du liquide. Par exemple, si le magma a incorporé 5% de roches sédimentaires ou de volcanites intermédiaires du Povungnituk, sa composition sera beaucoup plus modifiée que s'il a assimilé 5% de volcanites mafiques comme celle du Chukotat. Le diagramme des éléments incompatibles de la figure 7 montre bien que la contamination est négligeable puisque pour les roches de Méquillon la concentration des différents éléments du diagramme ne semble pas influencée par l'abondance des éléments se trouvant dans les roches qui aurait pu contaminer notre magma.

Une partie du soufre contenu dans le liquide aurait pu être incorporée par l'assimilation de sédiments riches en soufre. Pour vérifier cette possibilité on peut regarder le rapport Se/S versus le  $\delta S^{34}$  (Eckstrand *et al.* 1989) (fig. 10). Les valeurs  $\delta S^{34}$  des échantillons de Méquillon se situent entre 4.1 et 5.1 et celles des sédiments entre 0.2 et 3.0 (tableau 2, annexe I). Les valeurs de  $\delta S^{34}$  ne permettent pas, à elles seules, de distinguer la source du soufre. Par contre le rapport Se/S, des échantillons de l'intrusion est beaucoup plus élevé que celui des roches sédimentaires (figure 10). Ces valeurs combinées nous permettent de dire que le soufre de Méquillon est igné.

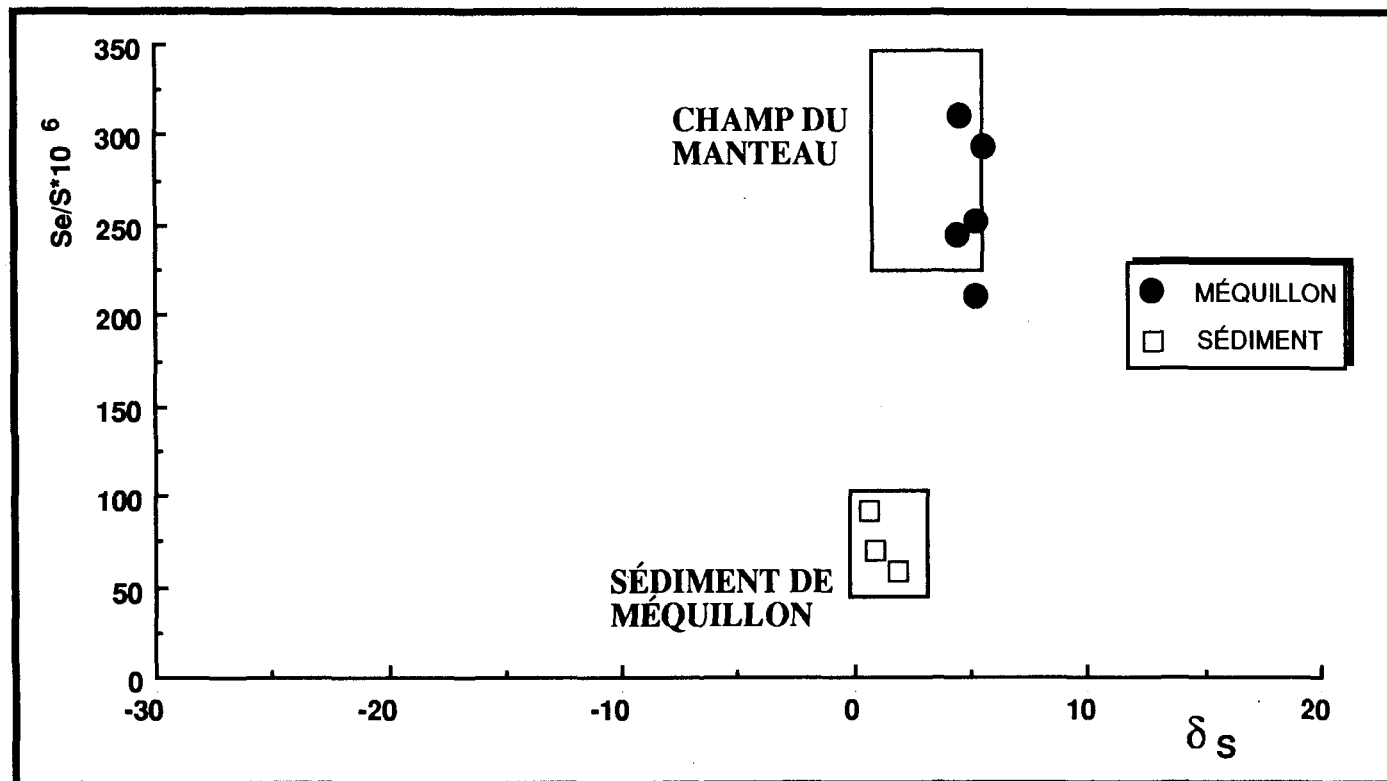


Figure 10: Diagramme du rapport  $Se/S \cdot 10^6$  versus le  $\delta S$ . Ce diagramme nous indique bien que le soufre des roches de l'intrusion vient du manteau et non de la contamination par les sédiments. Tiré de Ecktrand 1989

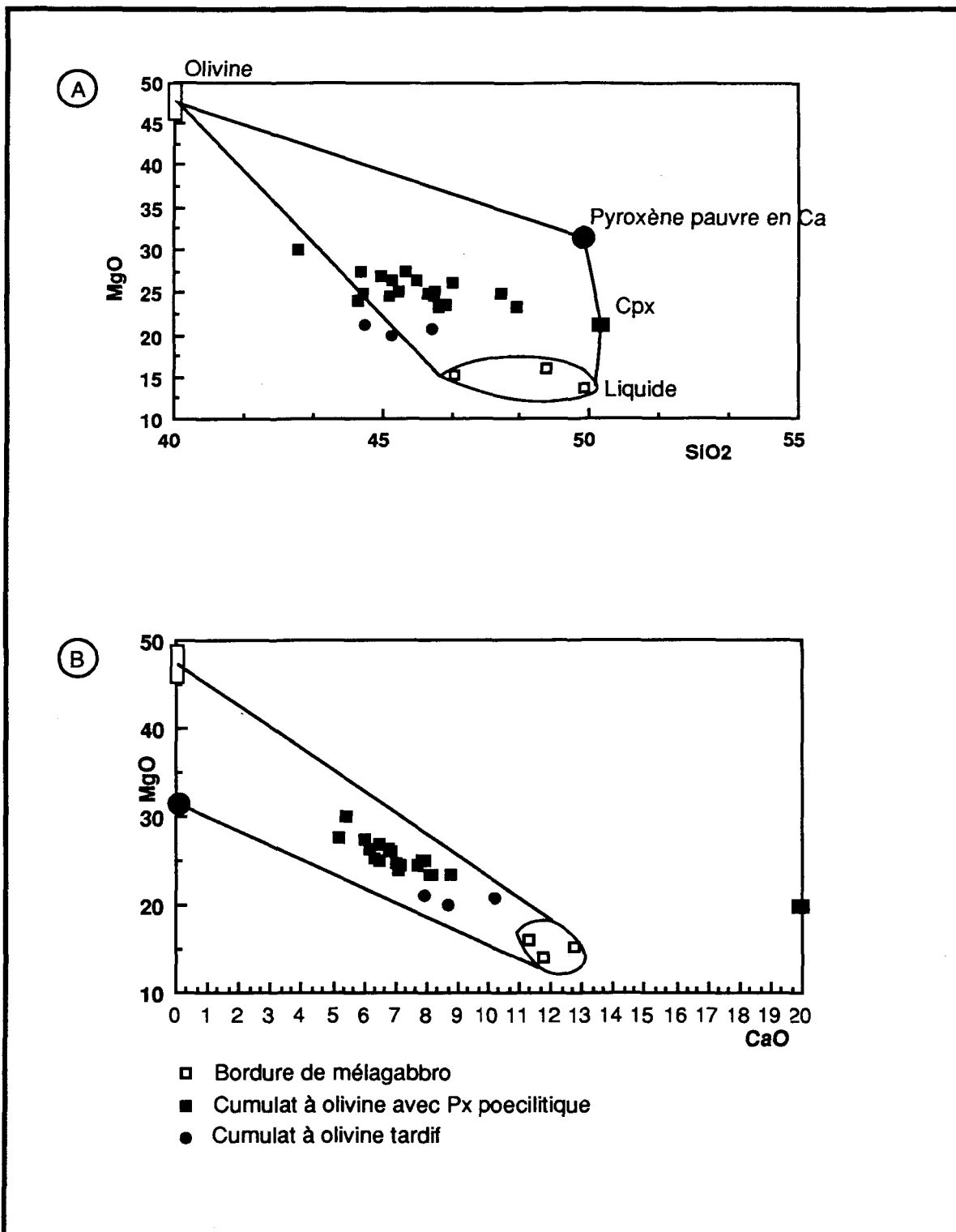
### 3.3.3 Cristallisation fractionnée

Pendant la cristallisation fractionnée, la distribution des EGP a pu être influencée par la cristallisation de l'olivine, de la chromite ou des sulfures. Les évidences pétrographiques indiquent bien que la partie centrale du conduit a évolué par accumulation de cristaux d'olivine, de pyroxène et de sulfures (fig. 3C, D, E).

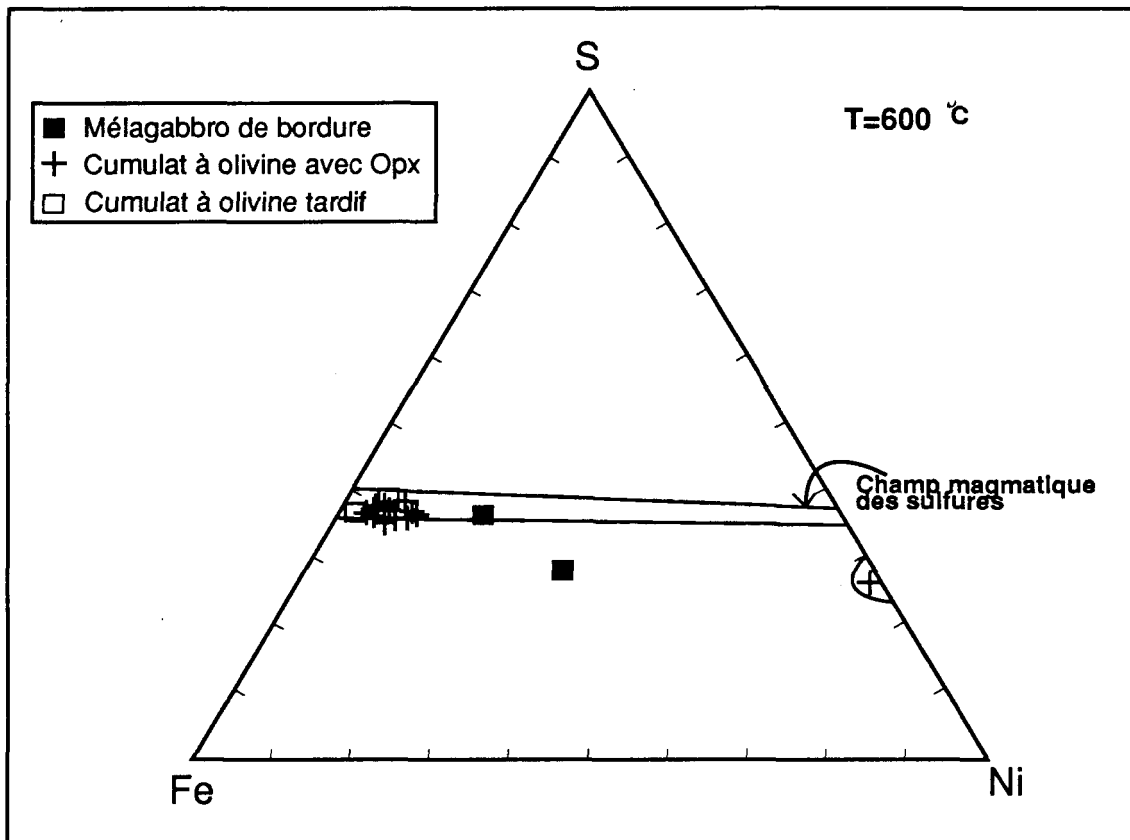
Les pyroxènes du conduit sont complètement altérés en trémolite, chlorite et bastite. Pour vérifier le type de pyroxène présent dans l'intrusion, nous avons utilisé les diagrammes MgO-SiO<sub>2</sub> et MgO-CaO (fig. 11A et B). La figure 11A nous montre qu'avec l'olivine et le liquide il y a un pyroxène qui contrôle la composition des roches à Méquillon. La figure 11B indique qu'il s'agit d'un pyroxène pauvre en Ca. Donc, les pyroxènes en phase cumulus sont vraisemblablement des pyroxène pauvre en Ca, contrairement aux pyroxènes des autres intrusions du Chukotat qui sont des clinopyroxènes (Bédard *et al.* 1984; Picard *et al.* 1989).

Le diagramme Fe-Ni-S de la figure 12 montre que la composition recalculée à 100% de sulfure des échantillons de Méquillon se trouvent dans le champ du liquide immiscible sulfuré (Monosulphide Solid Solution, MSS) (pour les calculs voir annexe III et IV). Donc, il semble que la composition des sulfures est demeurée ignée malgré le métamorphisme.

Les composantes principales qui contrôlent la composition de ces roches sont l'olivine, le pyroxène pauvre en Ca, les sulfures et le liquide. En prenant les bordures comme liquide initial il est possible d'obtenir, par modélisation, la composition des roches du coeur de l'intrusion (tableau 4). Cependant, le contenu en éléments incompatibles est beaucoup moins élevé dans le cumulat modélisé que dans celui observé pour les roches du coeur de l'intrusion (tableau 4). Pour obtenir les valeurs en éléments incompatibles des roches du coeur de l'intrusion, le liquide qui a produit cette partie de



**Figure 11:** La figure 11A montre qu'avec l'olivine et le liquide, il y a un pyroxène qui contrôle la composition des roches à Méquillon. La figure 11B nous indique qu'il s'agit d'un pyroxène appauvrie en Ca.



**Figure 12: Diagramme ternaire Fe-Ni-S. Ce diagramme nous montre que les sulfures n'ont pas été affecté par l'altération puisque la plupart des échantillons ont préservé leur signature magmatique. (Tire de Naldrett et al. 1967)**

	Liq. i	Liq. Fra.	Cumulat	Ech 41	Olivine	Sulfure	Opx
%		0.05			0.15	0.05	0.3
SiO <sub>2</sub>	48.95	48.87	47.9	46.11	40.43	0	57.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.6	10.84	5.39	5.42	0	0	0.13
FeO	10.5	10.24	11.4	13.1	11.82	53.73	7.83
MgO	16	15.46	25.47	24.79	46.84	0	33.84
CaO	12.75	13.03	6.6	7.00	0	0	0.56
Na <sub>2</sub> O	0.45	0.46	0.22	0.12	0	0	0
S	0.2	0.1	1.92	18206	0	37	0
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.47	0.37	0.34	0	0	0.45
MnO	0.18	0.18	0.15	0.16	0.17	0	0.11
K <sub>2</sub> O	0.05	0.05	0.02	0.01	0	0	0
Ni	0.05	0.02	3600	3169	0.1	4.63	0.11
Co	73	0	0.02	174	0	0	0
Cu	0.035	0.01	2300	2662	0.04	4.63	0.05
Zr	38	40	19.24	27.63	0	0	0
Sm	1.25	1.31	0.63	0.88	0	0	0
Th	0.247	0.26	0.12	---	0	0	0
Hf	0.568	0.59	0.28	0.43	0	0	0
Cr	1352	1397	926	2217	0	0	813.6
Yb	1.08	1.12	0.61	1.03	0	0	0.21
Y	9.29	9.74	4.98	9.5	0	0	0.91
Sc	37.91	39.28	24.95	31	0	0	19.02
Pd	20	0	1160	723	0	23200	0
Ir	0.2	0	10.39	4.3	0	208	0
Rb	4.44	4.67	2.22	1.8	0	0	0
Se	1.03	1.08	0.52	3.19	0	0	0
As	7.89	8.3	3.99	0.68	0	0	0
La	2.27	2.38	1.14	1.42	0	0	0

**Tableau 4: Modélisation numérique du cumulat à olivine avec pyronène poecilitique du coeur de l'intrusion. Le liquide de départ (Liq.i) est la bordure de l'intrusion. Si on soustrait 15% d'olivine (Fo 80) 30% d'opx (En 81) et 5% de sulfure au liquide de départ (Liq.i) il est possible de reproduire assez bien la composition du coeur de l'intrusion pour les éléments compatibles. Cependant, on n'arrive pas à équilibrer les éléments incompatibles Zr, Sm, Sc, La, Y, etc...**

ECH.	moyenne	1	2	3
SiO <sub>2</sub> %	45.05	46.77	49.89	48.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.39	10.81	11.65	10.60
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.38	0.48	0.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.21	13.24	10.74	11.32
MgO	<b>23.52</b>	<b>15.32</b>	<b>13.65</b>	<b>16.00</b>
CaO	7.84	12.75	11.60	11.29
Na <sub>2</sub> O	0.20	0.35	1.49	0.97
K <sub>2</sub> O	0.02	0.07	0.05	0.05
MnO	0.18	0.18	0.29	0.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02	0.03	0.06
<b>TOTAL</b>	<b>99.79</b>	<b>99.89</b>	<b>99.88</b>	<b>99.89</b>
<b>Cu ppm</b>	1758	2564.05	38.02	349.99
<b>Ni</b>	2166	1557.85	314.43	510.01
<b>Co</b>	147	137.61	52.62	73.13
<b>Cr</b>	2251	1357.44	995.68	1352.47
<b>S</b>	14543	14314.03	274.35	1069.58
<b>Y</b>	8.2	10.33	11.30	9.29
<b>Zr</b>	32.8	34.09	40.07	38.20
<b>Sm</b>	1.165	1.082	1.29	1.25
<b>Pd ppb</b>	471	390	13	58
<b>Ir</b>	3.19	1.77	0.33	0.53

Tableau 5: Tableau de la balance de masse pour les roches de Méquillon  
 La moyenne (la somme des compositions du dyke est pondérée par l'abondance de chacune de ces compositions) est différente de celle bordures. Ce qui signifie qu'une partie du magma à été expulsée. Le coeur du dyke représente la composition d'un mélange entre la partie cumulat d'un liquide primitif et un liquide fractionné contenant une quantité plus importante d'éléments incompatibles.  
 1 Bordure inférieure contenant 5% de sulfure  
 2 Bordure supérieure 3 Bordure inférieure

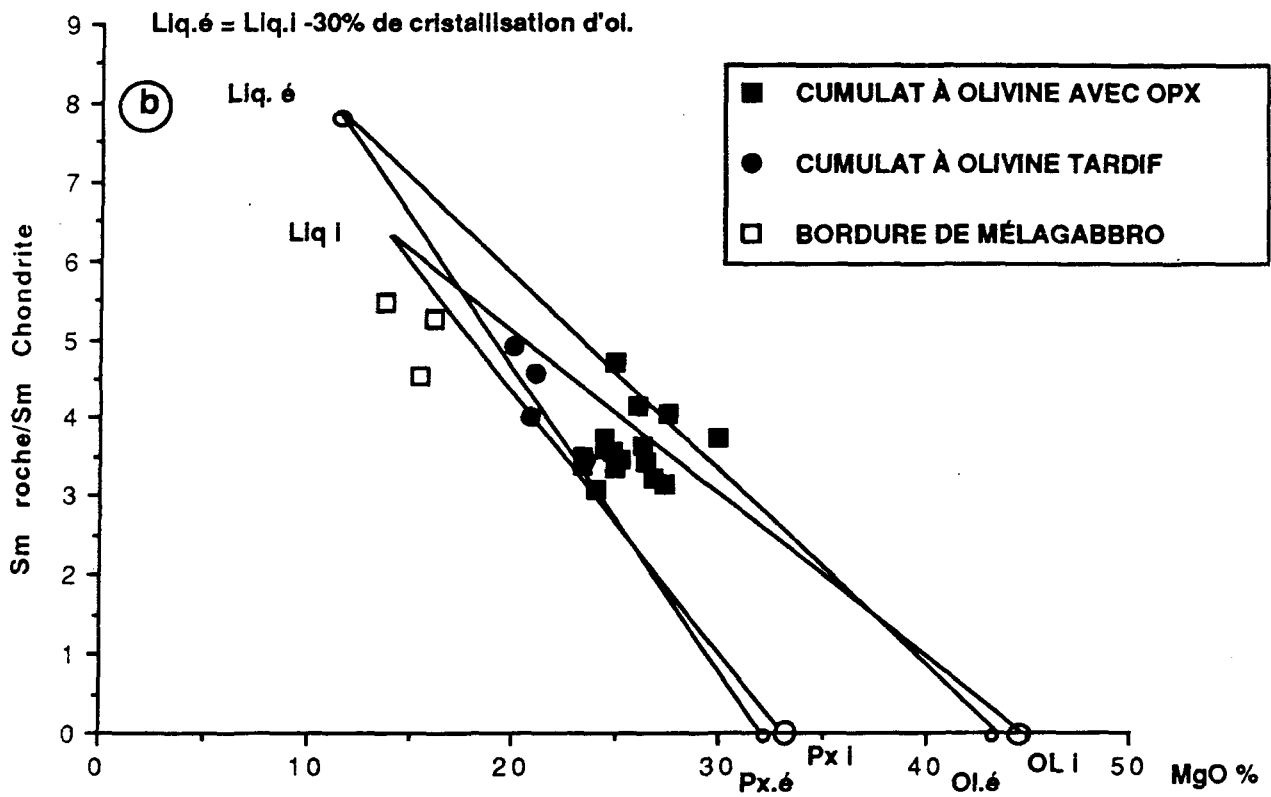
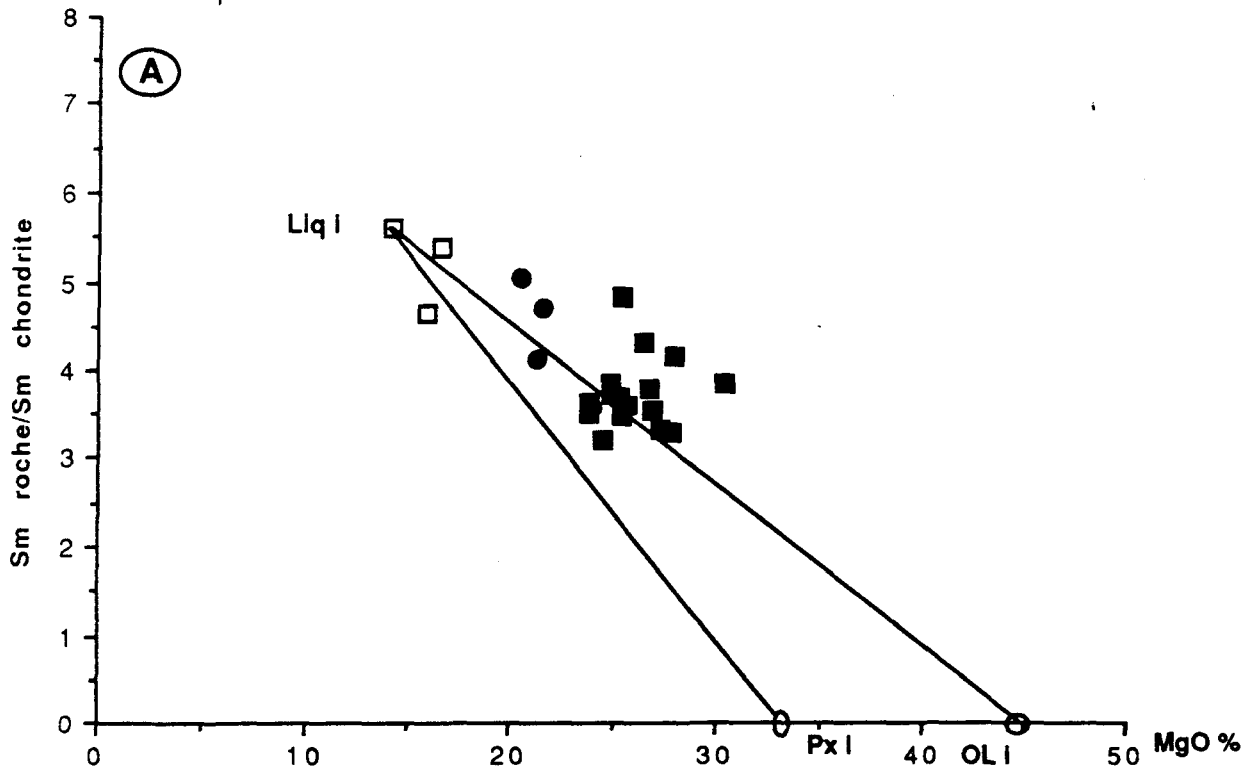
	Ni	Cu	Co	S	Ir	Pt	Pd	Rh	Pd/Ir
Ni	1								
Cu	0.875	1							
Co	0.939	0.816	1						
S	0.957	0.906	0.93	1					
Ir	0.92	0.775	0.838	0.891	1				
Pt	0.894	0.818	0.867	0.871	0.858	1			
Pd	0.902	0.852	0.869	0.931	0.841	0.81	1		
Rh	0.949	0.69	0.95	0.88	0.91	0.96	0.96	1	
Pd/Ir	0.719	0.801	0.749	0.781	0.599	0.71	0.896	0.784	1

n=24 Sauf Rh=15       $r_{99.9} = 0.652$

Figure 14: Matrice de corrélation entre les éléments métalliques Ni, Cu, Co, Ir, Pt, Pd, Rh, le soufre et le rapport Pd/Ir. Cette table montre que ces éléments ont une valeur de corrélation significative entre eux et avec le soufre.



Figure 13 Diagrammes MgO versus Sm. Sur le diagramme 13a on voit les lignes de contrôle formées par le liquide initiale (Liq i) avec l'olivine initiale (Ol i) et l'orthopyroxène initial (Px i), la plupart des échantillons tombent en dehors du champ. À la figure 13b nous avons de nouvelles lignes de contrôle formées par un liquide évolué (Liq.é) avec l'olivine évoluée (Ol.é) et l'orthopyroxène évolué (Px.é). Ces nouvelles lignes de contrôles incorporent mieux les échantillons. Ce qui confirme que le liquide a évolué entre la première injection de magma qui a produit les bordures et le liquide du coeur de l'intrusion.



l'intrusion devait être plus fractionné que celui des bordures actuelles (tableau 4). Le diagramme Sm/MgO de la figure 13a, qui met en relation un élément incompatible (Sm) avec un élément compatible (MgO), illustre bien ce point. La plupart des échantillons du coeur de l'intrusion possèdent une quantité de Sm plus élevée que celle résultant d'un mélange liquide initial-olivine-orthopyroxène. Par contre, si le liquide capté dans la partie centrale de l'intrusion est plus fractionné que le liquide initial, on peut expliquer les valeurs élevées de Sm et d'éléments incompatibles. Sur la figure 13b, la ligne de mélange entre le liquide évolué (30%, d'olivine soustrait) et le pyroxène pauvre en Ca en équilibre représente mieux les échantillons du coeur de l'intrusion.

Dans un système en équilibre, la somme des compositions des composantes du système devrait être égale à celle du liquide parent. Pour Méquillon ce n'est pas le cas. Le tableau 5 montre que la moyenne pondérée de la composition de l'ensemble du dyke contient plus d'éléments compatibles comme le MgO et le FeO et moins d'éléments incompatibles comme le CaO et l' $Al_2O_3$  comparée au contenu des bordures. Ceci met en évidence le déséquilibre dans la balance de masse qui résulte du mécanisme de cristallisation dans un système ouvert où une partie du magma, partiellement cristallisée, est partiellement expulsée et remplacée par une fraction de liquide nouveau venant de plus profond dans la croûte.

### **3.4 LES EGP ET LA CRISTALLISATION FRACTIONNÉE**

Les éléments du groupe du platine montrent une bonne corrélation avec le S, le Ni, le Cu et le Co (fig.14). Ce qui indique que la distribution de ces éléments a été contrôlée par la phase sulfurée. On peut estimer la composition des sulfures avec la formule suivante:

$$\frac{M_{\text{sulfure}}}{S_{\text{roche}}} = \frac{(M_{\text{roche}} - M_{\text{litho}})}{S_{\text{roche}}} * 37 \quad (1)$$

M sulfure est le métal dans la phase sulfurée.

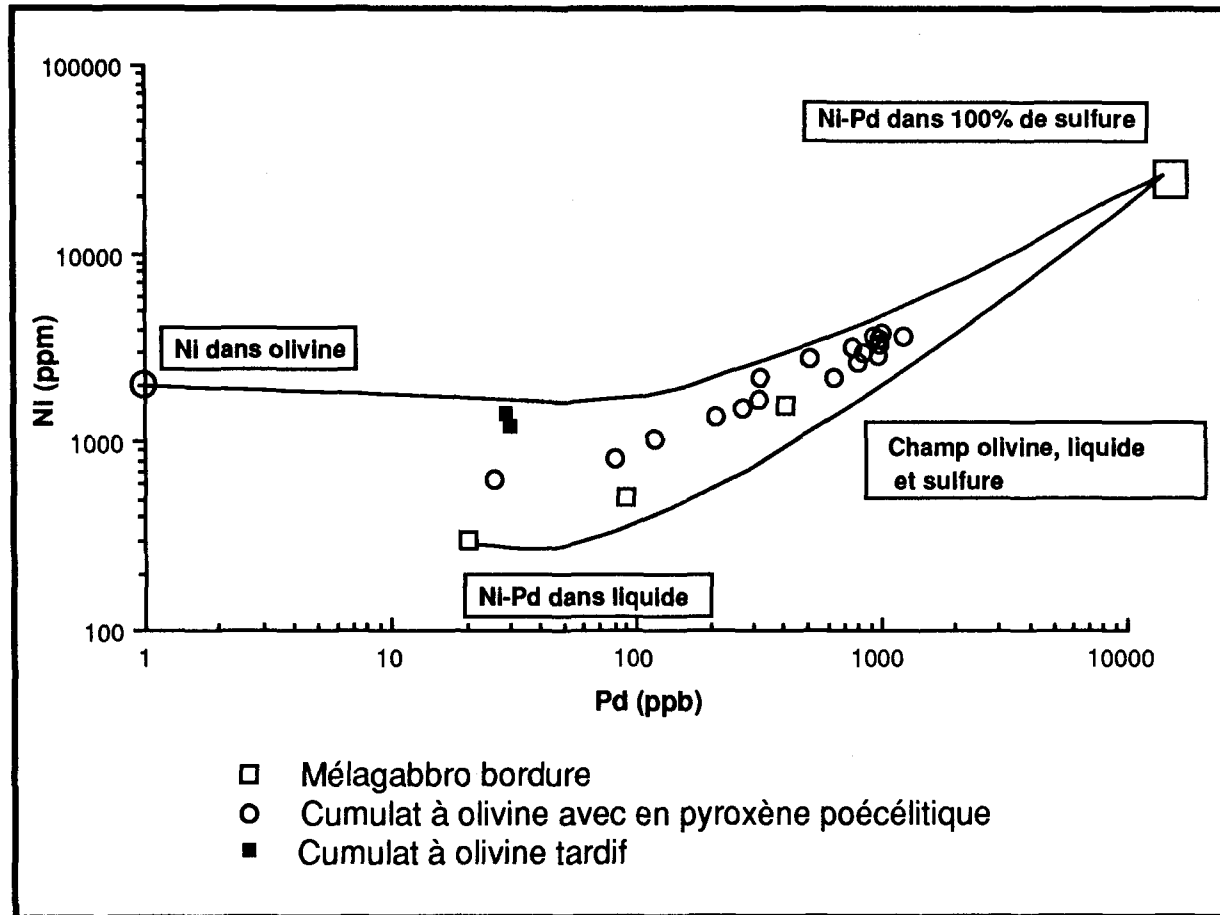
M roche est le métal dans la roche.

S roche est le soufre dans la roche.

M litho est le métal dans les minéraux lithophiles de la roche.

Pour estimer le M litho on a pris le contenu en Ni, Cu, Pd, Ir d'une intrusion similaire à celle de Méquillon mais ne contenant aucun sulfure comme Delta 1A (Tremblay, 1989). Le contenu de ces éléments dans ce cumulat à olivine est Ni=1,000-2,000 ppm, Cu=20-40 ppm, Ir=1-2 ppb, Pd=10-20 ppb (Tremblay, 1989). Avec ces valeurs de M litho la composition des sulfures est Ni=2-3%, Cu=3-4%, Ir=40-70ppb et Pd=10,000-15,000. Sur la figure 15, le diagramme Ni versus Pd montre que tous les échantillons se retrouvent dans le champ formé par le liquide initial, le MSS et l'olivine. On peut expliquer la distribution du Pd et du Ni par une variation en sulfures, en liquide et en olivine dans les roches.

Avec les données que nous possédons sur les sulfures et les silicates on peut penser à un magma, avec une composition de basalte komatiitique, qui s'injecte à Méquillon et que par la suite une démixion de la phase sulfurée sur place capte les EGP et le Ni-Cu pour produire les minéralisations observées. Les sulfures se concentrent à la base de l'intrusion par gravité (fig.16) Mais, quand on regarde la composition des sulfures ceux-ci ne sont pas en équilibre avec un magma de la composition d'un basalte komatiitique. Comme nous l'avons déjà mentionné, les proportions Pd/Ir Cu/Ir sont plus hautes et les proportions Ni/Cu Ni/Pd sont plus basses que celles d'un basalte komatiitique (fig.8 et fig.9).



**Figure 15: Diagramme Pd versus Ni. Sur ce diagramme on peut voir l'influence de chacune des composantes de notre système sur la distribution des éléments métalliques. On remarque que la phase sulfurée est la composante qui contrôle la distribution du Pd et du Ni. Pour les valeurs du cumulat à olivine tardif l'abondance des olivines est responsable de leur emplacement.**

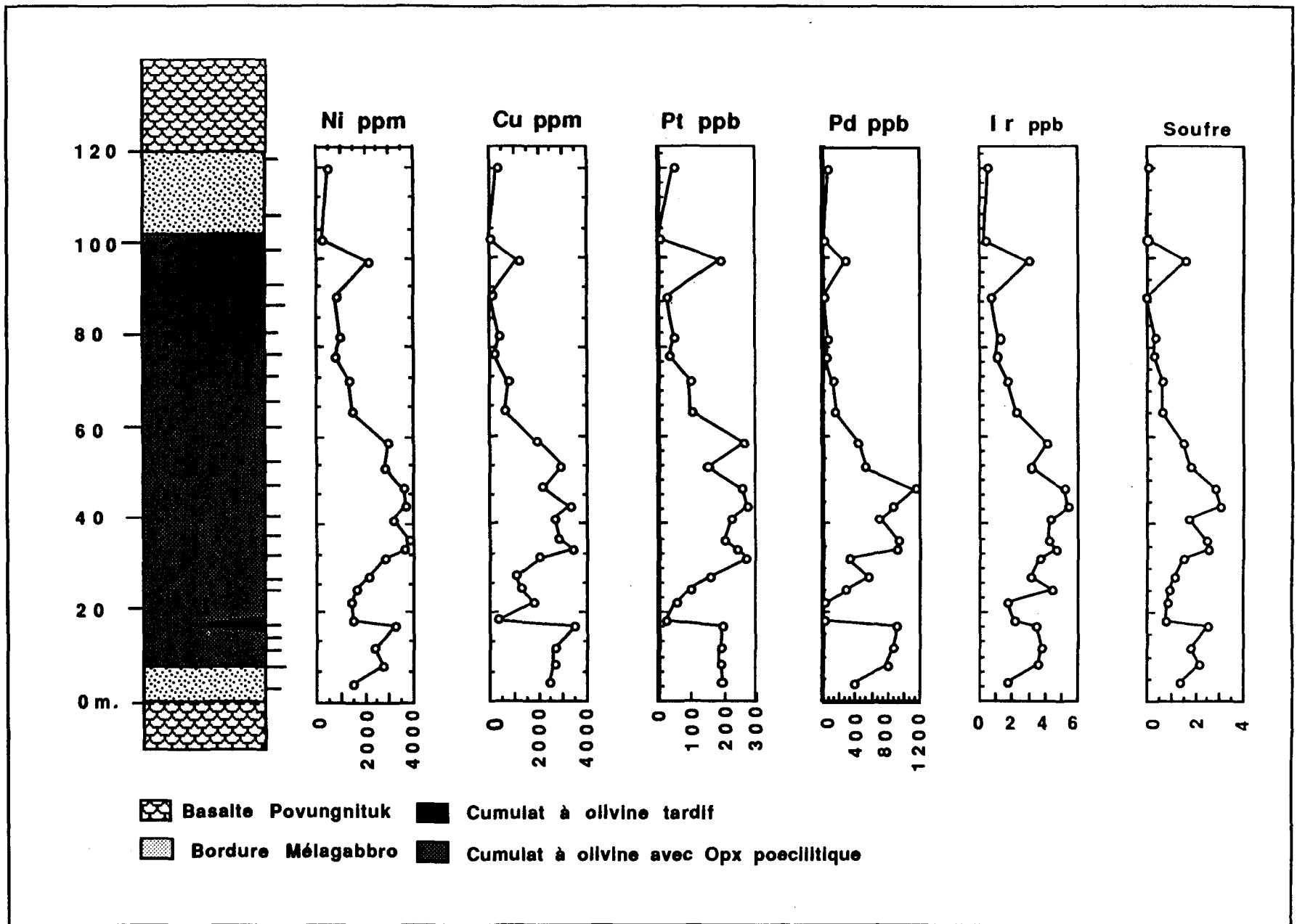


Figure 16: Distribution du Ni, Cu, Pt, Pd, Ir, S dans le dyke de Méquillon. Le comportement des éléments métalliques est similaire à celui du S.

Pour expliquer ces caractéristiques, rappelons que le liquide qui a produit le coeur de l'intrusion était plus fractionné que le liquide initial qui a formé les bordures. Ainsi, si on soustrait 30% d'olivine et de chromite d'un magma de la composition d'un basalte komatiitique qui contient 10ppb Pd, 0.5ppb Ir, 500ppm Ni et 100ppm Cu, nous allons obtenir les valeurs suivantes 14ppb Pd, 0.07ppb Ir, 171ppm de Ni et 142ppm de Cu. La phase sulfurée d'un tel liquide possèdera des proportions Pd/Ir Cu/Ir et Ni/Cu Ni/Pd similaire à celles des roches du coeur de Méquillon. Donc, les caractéristiques de la phase sulfurée nous suggèrent également que le magma a évolué par cristallisation fractionnée entre la première injection qui a produit les bordures et le liquide responsable du coeur de l'intrusion et de la minéralisation.

La variation des proportions Pd/Ir et Ni/Cu à l'intérieur du dyke peut-être expliquée par cette évolution du magma . Le rapport Pd/Ir est plus élevé à la base de l'intrusion que dans la partie supérieure et le rapport Ni/Cu est plus bas à la base de l'intrusion et plus élevé dans la partie sommitale (fig.5). Il y a une bonne corrélation entre le rapport Pd/Ir et le S (fig.14 et fig.16), ce qui signifie que plus il y a de S plus le rapport Pd/Ir est élevé. Une explication possible est le mélange entre un magma partiellement cristallisé ayant une composition de basalte komatiitique avec des proportions Pd/Ir et Ni/Cu normales, c'est-à-dire comme celle de Katiniq (K) et Delta (D) sur les figures 8a et 8b et une nouvelle injection de magma plus fractionné qui apporte avec elle la phase sulfurée en équilibre avec ce nouveau magma. Le résultat sera ce qui est observé à Méquillon c'est-à-dire un mélange entre sulfures fractionnés et roche initiale. La figure 3F montre le remplacement de l'olivine par des sulfures. Cette observation soutient l'idée de plusieurs injections de magma dont l'une aurait contenu une phase sulfurée capable de remplacer les silicates déjà formés. La présence de sulfures dans la bordure inférieure qui possèdent les mêmes caractéristiques géochimiques que les sulfures du coeur de l'intrusion pourrait s'expliquer par ce mécanisme de remplacement.

### 3.5 LES SULFURES À MÉQUILLON.

La quantité de sulfures qui se trouve à Méquillon est très élevée pour un système magmatique de cette taille. À la base de l'intrusion, on trouve de 1 à 10% de sulfures sur une épaisseur de 40 mètres. Si on additionne les sulfures de l'intrusion, ils représentent environ un et demi pourcent de l'ensemble de l'intrusion (voir tableau 5). Nous connaissons la composition de ces sulfures (voir annexe III) et celle du liquide initial. Nous pouvons donc calculer s'il est possible de produire cette quantité de sulfures avec le volume de magma que nous avons à Méquillon. Le calcul est le suivant:

$$\text{EX. de C8-04: } \mathbf{Pd}_{\text{sulfure}} = \frac{\mathbf{Pd}_{\text{roche}} - \mathbf{Pd}_{\text{litho}}}{\mathbf{S}_{\text{roche}}} * 37\% = 10,280 \quad (2)$$

$\mathbf{Pd}_{\text{sulfure}}$  est la quantité de Pd dans la phase sulfurée.  $\mathbf{Pd}_{\text{roche}}$  est la quantité de Pd dans la roche. Le 37% est la quantité de sulfure dans le MSS.  $\mathbf{S}_{\text{roche}}$  est la valeur de soufre dans l'échantillon et  $\mathbf{Pd}_{\text{litho}}$  est le quantité de Pd dans les minéraux lithophile. Avec 20 ppb dans liquide et 10,280 ppb dans sulfure, nous pouvons produire 0.2% de sulfure si on captait tout le Pd du liquide soit 20/10,280 multiplié par 100. Mais la proportion de sulfures est beaucoup plus grande que cette valeur pour le conduit de Méquillon (environ 1.5%), ce qui implique, que la phase sulfurée a été en contact avec un volume de magma qui est beaucoup plus grand que celui du conduit lui même. Si on veut estimer ce volume, nous pouvons faire un rapport entre la quantité de sulfures observée dans l'intrusion et la quantité théorique:  $1.5/0.2 = 7.5$ . La phase sulfurée aurait été en contact avec 7.5 fois plus de magma que la quantité à Méquillon pour pouvoir produire la quantité de sulfure présente dans l'intrusion. Ce calcul démontre que le



facteur d'échange (R) (Campbell et Naldrett, 1979) entre la phase sulfurée et silicatée est déterminant pour concentrer les sulfures dans des proportions importantes. Pour ce faire, nous avons besoin d'un mécanisme de mise en place qui permette cet échange. Il semble que les meilleurs endroits pour produire ces échanges sont dans les conduits nourriciers et dans les coulées comme à Katinik et Raglan où l'écoulement continu du magma permet à la phase sulfurée de réagir avec beaucoup de liquide et de se concentrer.

Un autre processus que nous avons discuté est la circulation d'une certaine quantité de liquide, après que la cristallisation ait débuté à Méquillon même. Ce mécanisme est la raison pour laquelle le coeur de l'intrusion est enrichi en Mg et Fe et que la partie plus felsique n'est plus là. Cette circulation de liquide à travers le conduit partiellement cristallisé a pu contribuer à enrichir la phase sulfurée déjà en place.

## CHAPITRE IV

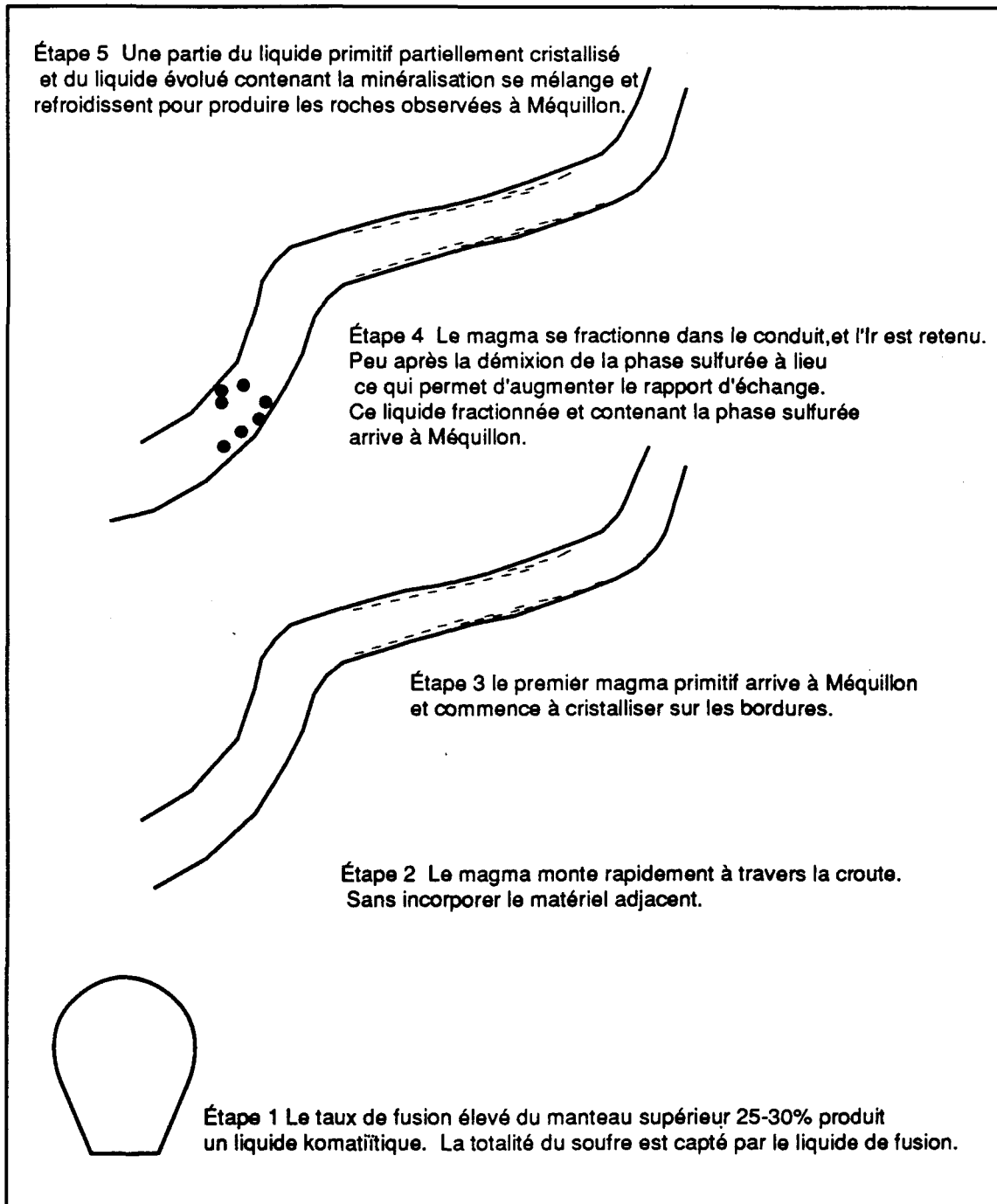
### CONCLUSION

#### 4.1 MODELE POUR LA PRODUCTION DU MAGMA ET DES MINERALISATIONS

En intégrant l'ensemble de ces caractéristiques, nous proposons un modèle général pour les roches de Méquillon et ses minéralisations en Ni-Cu-EGP. Le croquis de la figure 17 résume les traits de chacune des étapes importantes dans l'évolution du magma de Méquillon.

À l'étape 1, un taux élevé de fusion partielle d'environ 25 à 30% à partir du manteau produit le liquide initial de composition komatiitique. De plus, nous pouvons déduire des caractéristiques qualitatives de ce liquide. Le taux de fusion est assez élevé pour dégager la totalité du soufre du manteau (Morgan, 1986; Barnes et al. 1985) et ce soufre se retrouve dans le fondu. Ainsi, les éléments métalliques possédant un coefficient de partage élevé pour le soufre comme les EGP et le Ni-Cu sont captés et entraînés par ce liquide. Le liquide initial était riche en soufre et contenait un maximum d'éléments métallique; il a pu produire plus tard, avec la contribution d'autres mécanismes, des minéralisations de Ni-Cu fortement enrichies en platinoïdes:

À l'étape 2, le liquide débute son ascension à travers la croûte. Ce liquide est très chaud ~ 1400C° (Francis *et al.* 1983) et très fluide. Ses propriétés rhéologiques et le contexte tectonique permettent à ce liquide une montée très rapide à travers la croûte, de façon qu'il ne puisse incorporer les roches adjacentes.



**Figure 17: Modèle pour la production du magma et des minéralisations en Ni-Cu-EGP à Méquillon.**

À l'étape 3, le magma primitif arrive à Méquillon et commence à cristalliser. Les bordures de l'intrusion sont alors formées.

À l'étape 4, le magma qui circule à Méquillon est plus évolué et apporte avec lui la phase sulfurée immiscible. La phase sulfurée est en équilibre avec un liquide plus évolué que celui représenté par la bordure supérieure de l'intrusion. La cristallisation précoce de l'olivine et de la chromite dans le conduit est interprétée comme le mécanisme responsable de cette caractéristique du liquide. La cristallisation à Méquillon implique un mélange d'une partie du liquide primitif partiellement cristallisé et du nouveau liquide évolué qui amène la phase sulfurée en équilibre. Pour le contrôle de la minéralisation, il semble qu'un mélange de sulfure, olivine et liquide évolué soit suffisant pour expliquer son évolution (fig.15) Nous avons mentionné la possibilité qu'une partie du liquide ait circulé après que la quantité de cristaux ait été suffisamment importante pour obstruer partiellement le conduit. Comme on ne retrouve pas la partie la plus évoluée de la cristallisation, cela implique que ce liquide a été expulsé avant que le système soit fermé.

Pour la localisation physique de la minéralisation, la cassure à travers le sillon volcanique représente un brusque changement dans l'angle d'ascension du magma. Selon nous, le dyke devait monter avec un angle très fort, proche de la verticale, à travers la plupart des roches de la croûte. À certains endroits, comme à Méquillon, le conduit aurait changé brusquement son angle d'ascension pour traverser un niveau de roche plus compétent. Ce changement dans l'angle d'ascension du conduit, de vertical à presque horizontal (20 à 30°) se traduit par des changements importants dans le comportement du liquide et particulièrement lorsqu'il commence à cristalliser. Ces changements permettent aux sulfures plus denses et aux cristaux de s'accumuler dans ce piège géométrique.

## RÉFÉRENCES

- BARNES, S.J., COATS, C.J.A. et NALDRETT, A.J. 1982. Petrogenesis of a Proterozoic nickel sulfide komatiite association: The Katinik sill, Ungava, Québec. *Economic Geology*, Vol. 77: 413-429.
- BARNES, S-J., NALDRETT, A.J., GORTON, M.P. 1985. The origin of the fractionation of platinum group elements in terrestrial magmas. *Chemical Geology*, 53: 303-323.
- BARNES, S-J., NALDRETT, A.J. 1987. Fractionation of the Platinum-Group elements and gold in some komatiites of the Abitibi Greenstone Belt, Northern Ontario." *Economic Geology*, Vol.82: 165-183.
- BARNES, S-J. -1988. Unusual nickel and copper to noble metals ratios from the Rana layered Intrusion, northern Norway. *Norsk. Geologisk Tidsskrift*, vol.67, pp.
- BÉDARD, J.H., FRANCIS, D.M., HYNES, A.J., NADEAU, S. 1984. Fractionation in the feeder system at a proterozoic rifted margin. *Canadian Journal of Earth Sciences.*, Vol.21: 489-499.
- CAMPBELL, I.H., NALDRETT, A.J. 1979. The influence of silicate:sulfide ratios on the geochemistry of magmatic fluids. *Economic Geology*, Vol.74: 1503-1506.
- DILLON-LEICH, H.C.H., WATKINSON, D.H. et COATS, C.J.A. 1986. Distribution of Platinum-Group elements in the Donaldson West deposits, Cape-Smith Belt, Quebec. *Economic Geology*, Vol.81: 1147-1158.
- ECKSTRAND, O.R., GRINENKO, L. N., KROUSE, H. R., PAKTUNC, A. D., SCHWANN, P. L. AND SCOATES, R. F. J. 1989. Preliminary data on sulphur isotopes Se/S ratio, and the source of sulphur in magmatic sulphides from the Fox river sill, Molson dykes and Thompson nickel deposits, northern Manitoba. In: *Current Research, Part C, Geological survey of Canada, Paper 89-1C*: 235-242
- FRANCIS, D.M., LUDDEN, J.N. et HYNES. A.J. 1983. Magma evolution in a proterozoic rifting environment. *Journal of Petrology*, Vol.24: 556-582.
- FRANCIS, D. M., HYNES, A. J. 1979. Komatiite-derived tholeiites in the Proterozoic of New Quebec. *Earth and Planetary Science Letters*, 44: 473-481
- FRANCIS, D. M., HYNES, A. J., LUDDEN, J. N., BÉDARD, J. H. 1981. Crystal fractionation and partial melting in the petrogenesis of a Proterozoic high-Mgo volcanic suite, Ungava, Québec. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78: 27-36.
- FRANCIS, D. M., HYNES, A. J., LUDDEN, J. N., BÉDARD, J. H. and NADEAU, S. 1982. Magma evolution and metallogeny in a Proterozoic rift zone. *Geological Association of Canada- Mineralogical Association of Canada. Program with Abstracts*. Vol. 7: 47.

- GIOVENAZZO, D. 1985. Etude des minéralisations du secteur centre du sillon de Cap Smith : région des lacs Nuvilik. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, Québec, rapport final, MB **85-13**
- GIOVENAZZO, D., PICARD, C. TREMBLAY, C. LEFEBVRE, C. 1988. Géologie de la partie ouest de la Fosse de l'Ungava: régions des lacs Chukotat, Hubert, Vanasse et Lessard. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, Québec, rapport final. Sous-presse.
- HAINES, J. AND ROBERT, R.V.D. 1982. The determination, by atomic-absorption spectrophotometry using electrothermal atomization, of platinum, palladium, rhodium, ruthenium, and iridium. Mintek report No. **M34**. (Council for mineral technology 200 Hans Strijdom Road Randburg South Africa.
- HOFFMAN, P.F. 1985. Is the Cape Smith belt (Northern Québec) a klippe?" *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, Vol. **22**: 1361-1369.
- HUPPERT, H. E. AND SPARKS, S.R.J. 1985. Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust. *Earth and planetary sciences letters*. **74**: 371-386.
- HYNES, A.J. AND FRANCIS, D. M. 1982. A transect of the early Proterozoic Cape Smith foldbelt, New Quebec. *Tectonophysics*, **88**: 23-59.
- KUSHIRO, I. 1972. Determination of liquidus relations in synthetic silicate systems with electron probe analysis; The system forsterite-diopside-silica at 1 atmosphere. *American mineralogist* Vol. **57**: 1260-1271
- LAMOTHE, D., PICARD, C. and MOORHEAD, J.O. 1983. Bande de Cap Smith-Maricourt, région du lac Beauparlant. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, Québec, Carte et rapport préliminaires, DP **84-39**.
- LAMOTHE, D. 1986. Développements récents dans la Fosse de l'Ungava. Dans: *Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la géologie*. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, Séminaire d'information 1986, DV **86-16**: 1-6.
- LAMOTHE D., GIOVENAZZO D. & PICARD C. 1987. Platinum group element occurrences in the Ungava Trough, New Québec. Colloque P.D.E. Toronto, Mars 1987. Document de promotion n°15, Ministère Energie et des Ressources du Québec, Québec, 14 p.
- LAMOTHE, D., ST-JULIEN P. and PICARD, C. 1989. Stratigraphy and Structural Evolution of the Ungava trough, New Quebec. Geological Association of Canada, Program with abstracts, in press.
- MOORHEAD, J., 1987. Géologie de la région du Lac Hubert, Fosse de l'Ungava: Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec, Carte préliminaire, DP **86-31**
- MORGAN, J.W. 1986. Ultramafic xenoliths due to earths late accretionary history. *J. Geophysic Res.* **91**, **B12** 12375-12387.

- NALDRETT, A.J., CRAIG, J.R. AND KULLERUD, G. 1967. The central portion of the Fe-Ni-S system and its bearing on pentlandite exsolution in iron-nickel sulfide ores. *Economic Geology*, Vol. 62: 826-847 .
- PICARD, C., LAMOTHE, D., PIBOULE, M. AND OLIVIER, R., (sous presse): Magmatic and geotectonic evolution of a proterozoic oceanic basin system: The Cape Smith fold Belt (New Quebec). *Precambrian Research*.
- PICARD, C., 1986. Lithogéochimie de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava. Dans *Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la géologie*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Québec. Séminaire d'information 1986, DV 86-16: 57-72.
- PICARD, C., GIOVENAZZO, D. 1989. (éditeur) *Pétrographie, géochimie et géologie des roches plutoniques ultramafiques et mafiques protérozoïques de la partie centrale de la fosse de l'Ungava: Implications sur la distribution des éléments du groupe des platinoïdes*. Rapport final Ministère Énergie et des Ressources du Québec. Sous presse.
- PICARD, C., GIOVENAZZO, D. et LAMOTHE, D. 1989. Geotectonic evolution by asymmetric rifting of the Proterozoic Ungava trough, New Quebec. *Geological Association of Canada. Program with abstracts, Montréal, Vol.14: A57.*
- SCOTT, D.J., ST-ONGE, M.R., LUCAS, S.B. ET HELMSTAEDT, H. 1988. The 1999 Ma. Purtunig ophiolite: imbricated oceanic crust obliquely exposed in the Cape Smith Trust-Fold Belt, northern Quebec Canada. *Geological Society of America, Abstracts with programs, Vol.20, no° 7: A158.*
- ST-ONGE, M.R., LUCAS, S.B. 1989. Evolution of the Cape Smith belt: Proterozoic continental underthrusting, ophiolite obduction and thick-skinned folding. Dans Lewry, J.F. and Stauffer, M.R. (eds.) *The early Proterozoic Trans-Hudson Orogen: lithotectonic correlations and evolution*. Association Géologique du Canada, Special Paper, sous presse.
- ST-ONGE, M.R., LUCAS, S.B., SCOTT, D.J. et BEGIN, N.J. 1987. Tectono-stratigraphy and structure of the Lac Watts-Lac Cross-Rivière Déception area, central Cape Smith Belt, northern Québec. Dans: *Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A: 619-632.*
- TREMBLAY, D. 1989. Étude pétrographique et géochimique d'une partie de l'intrusion Delta 1A, Fosse de l'Ungava. *Projet de fin d'étude Université du Québec à Chicoutimi*. 41 pages.

**ANNEXE I****Tableau des résultats d'analyse de roche**



ECH.	C8-04	C8-08	C8-012	C8-17	C8-18
SiO <sub>2</sub>	% 46.63	44.84	44.44	43.89	43.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.78	7.06	7.63	6.85	4.10
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.58	0.51	0.36	0.20
FeO	9.03	11.35	11.82	9.44	13.51
MgO	15.27	19.73	20.98	23.67	30.22
CaO	12.71	8.62	7.91	7.02	5.48
Na <sub>2</sub> O	0.35	0.27	0.23	0.07	0.00
K <sub>2</sub> O	0.07	0.06	0.04	0.02	0.00
MnO	0.18	0.21	0.22	0.15	0.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01
S	1.43	2.24	1.92	2.66	0.86
Fe(Sul)	3.15	5.00	4.27	5.87	2.00
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
PAF	3.31	4.68	5.24	6.15	9.62
Cu ppm	2564	2684	2685	3536	432
Ni	1558	2760	2411	3284	1493
Co	138	187	172	204	127
Cr	1357	1625	1785	1977	4228
Se	4	5	4	5	1
As	0.2	0.3	0.4	0.4	28.8
Sb	1.48	0.84	0.66	1.28	0.48
La	1.94	2.80	1.89	1.54	2.37
Ce	4.90	5.98	3.92	2.70	3.92
Nd	1.12	4.26	1.49	1.54	2.51
Sm	1.08	1.67	1.11	0.76	0.95
Eu	0.54	0.43	0.24	0.08	0.29
Tb	0.17	0.30	0.20	0.16	0.16
Ho	<Ld	0.70	<Ld	0.48	0.36
Yb	1.00	1.26	0.92	0.75	0.67
Lu	0.15	0.20	0.15	0.12	0.12
Zr	34	45	41	31	24
Y	10	13	8	9	8
Sc	38	36	37	37	19
Th	0.2	0.5	0.2	0.3	0.1
Hf	0.49	0.94	0.62	0.35	0.26
Rb	2	5	6	6	1
Ba	5	3	5	12	10
Os ppb	1.7	2.5	3.2	1.6	1
Ir	1.77	3.64	3.78	3.50	2.14
Ru	11	7	8	11	9
Pt	196	192	193	194	23
Pd	391	816	871	928	27
Rh	50	55	49	54	4
Au	15.04	39.00	17.45	32.47	14.09

ÉCH.	C8-22	C8-25	C8-28	C8-32	C8-34	C8-36
SiO2 %	44.87	48.35	45.54	47.61	43.98	44.80
Al2O3	3.41	4.89	5.62	4.93	5.58	4.92
TiO2	0.31	0.38	0.38	0.36	0.40	0.34
FeO	15.22	10.62	10.71	9.1	10.16	10.31
MgO	27.75	23.41	27.32	24.76	24.56	24.87
CaO	5.22	8.77	6.04	7.84	6.41	6.29
Na2O	0.02	0.07	0.09	0.10	0.11	0.06
K2O	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
MnO	0.23	0.17	0.17	0.16	0.19	0.18
P2O5	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02
S	0.93	1.02	1.27	1.61	2.69	2.58
Fe(Sul)	2.00	2.28	2.84	3.48	5.89	5.65
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
PAF	7.37	4.72	6.96	5.56	6.47	6.59
Cu ppm	1884	1374	1163	2098	3417	2889
Ni	1426	1667	2214	2835	3614	3838
Co	97	104	153	159	205	210
Cr	3709	3692	2340	2261	2182	2360
Se	1	3	2	3	6	5
As	0.3	0.3	23.4	0.7	0.4	0.4
Sb	0.24	0.41	0.83	0.77	1.07	1.17
La	1.41	1.21	1.38	1.36	1.48	1.37
Ce	1.85	2.36	3.14	2.89	4.30	3.70
Nd	3.45	0.65	2.23	1.20	2.86	1.35
Sm	1.01	0.82	0.78	0.82	0.82	0.86
Eu	0.27	0.16	0.27	0.21	0.22	0.22
Tb	0.16	0.17	0.11	0.12	0.16	0.14
Ho	0.67	0.55	0.26	0.27	0.23	0.23
Yb	0.93	0.75	0.73	0.83	0.85	0.88
Lu	0.14	0.11	0.12	0.14	0.12	0.14
Zr	23.73	36.72	34.40	29.64	30.92	31.01
Y	8.63	6.29	5.38	5.29	9.59	7.49
Sc	22.95	49.92	30.14	33.71	32.52	31.92
Th	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2
Hf	0.28	0.41	0.49	0.45	0.50	0.31
Rb	5	2	2	4	3	2
Ba	10	10	10	10	10	10
Os ppb	1.4	1.3	1.6	2.3	3.5	1.5
Ir	1.79	4.48	3.13	3.74	4.67	4.21
Ru	4	26	10	21	14	14
Pt	57	100	159	271	241	200
Pd	27	303	597	486	930	930
Rh	5	22	46	pa	69	68
Au	68.10	17.62	19.68	26.87	43.77	14.49

ECH.	C8-41	C8-44	C8-48	C8-53	C8-58	C8-65
SiO2	% 45.91	45.49	44.49	46.08	45.13	45.44
Al2O3	5.40	5.52	5.79	6.42	6.08	5.10
TiO2	0.34	0.34	0.31	0.32	0.33	0.34
FeO	10.85	7.27	8.37	9.06	10.47	12.86
MgO	24.68	22.86	24.08	24.33	26.31	27.10
CaO	6.97	8.03	7.07	7.66	6.20	6.57
Na2O	0.12	0.11	0.06	0.13	<d	<d
K2O	0.01	0.02	0.01	0.02	<d	<d
MnO	0.16	0.16	0.16	0.16	0.18	0.21
P2O5	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01
S	1.81	3.18	2.97	1.88	1.67	0.73
Fe(Sul)	3.87	7.13	6.75	4.07	3.60	1.64
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
PAF	5.92	5.71	6.08	5.95	6.68	6.79
Cu ppm	2662	3340	2274	2997	2053	713
Ni	3169	3686	3654	2801	2979	1522
Co	174	202	194	154	166	139
Cr	2217	2119	2164	2168	2213	2507
Se	3	6	5	3	4	1
As	0.7	0.2	0.4	0.3	0.7	11.3
Sb	0.85	0.86	1.33	0.63	1.23	0.52
La	1.42	1.71	1.54	1.34	1.41	1.33
Ce	3.64	4.27	4.07	2.82	2.60	2.33
Nd	1.16	1.26	1.41	2.31	2.31	1.67
Sm	0.88	0.86	0.91	0.88	0.85	0.79
Eu	0.16	0.19	0.16	0.17	0.14	0.16
Tb	0.20	0.12	0.16	0.16	0.15	0.14
Ho	0.54	<d	0.35	0.50	0.25	0.42
Yb	1.03	0.80	0.95	0.97	0.79	0.80
Lu	0.15	0.11	0.15	0.13	0.12	0.12
Zr	27.63	32.77	31.81	28.61	27.80	31.03
Y	9.56	6.34	9.54	8.48	7.48	5.35
Sc	31.78	33.60	32.73	34.72	34.02	31.90
Th	<d	0.2	0.1	<d	0.1	0.1
Hf	0.44	0.43	0.32	0.35	0.36	0.46
Rb	2	2	3	3	3	3
Ba	10	10	10	10	10	10
Os ppb	3.3	3	2.7	1.5	4.4	1.7
Ir	4.32	5.45	5.28	3.14	4.11	2.28
Ru	19	16	15	13	15	15
Pt	224	275	257	154	263	104
Pd	724	893	1149	551	697	250
Rh	59	74	80	46	pa	pa
Au	18.50	19.86	23.90	18.20	18.90	16.90

ECH.	C8-72	C8-78	C8-82	C8-91	C8-99	C8-104
SiO2	% 46.34	46.92	47.15	46.88	46.36	50.49
Al2O3	5.16	5.63	5.59	8.31	6.17	11.79
TiO2	0.37	0.37	0.38	0.41	0.39	0.49
FeO	12.23	12.51	11.99	12.49	9.74	9.71
MgO	26.57	25.33	26.32	21.01	23.31	13.81
CaO	6.87	8.06	6.93	10.38	8.05	11.74
Na2O	0.03	0.09	0.12	0.19	0.11	1.51
K2O	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.05
MnO	0.19	0.18	0.18	0.24	0.17	0.29
P2O5	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
S	0.67	0.27	0.41	0.03	1.71	0.03
Fe(Sul)	1.52	0.60	0.89	0.00	3.96	0.06
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
PAF	6.31	5.92	6.01	5.47	5.34	2.80
Cu ppm	816	315	544	157	1225	38
Ni	1371	835	1051	820	2185	314
Co	129	97	110	97	187	53
Cr	2334	2242	2311	1658	2230	996
Se	<Ld	<Ld	<Ld	<Ld	2	<Ld
As	9.6	12.3	15.1	0.8	0.1	5.9
Sb	0.51	0.23	0.37	0.11	0.55	0.27
La	1.55	2.09	1.59	1.40	0.98	2.35
Ce	3.43	4.16	2.81	2.91	2.85	7.26
Nd	1.96	2.61	1.98	2.24	2.69	2.33
Sm	0.90	1.16	1.02	0.98	0.84	1.30
Eu	0.15	0.22	0.20	0.35	0.17	0.44
Tb	0.16	0.22	0.17	0.23	0.15	0.26
Ho	0.5	0.4	0.4	0.3	0.3	0.7
Yb	0.91	1.01	0.93	0.97	0.65	1.14
Lu	0.13	0.15	0.14	0.15	0.10	0.17
Zr	29.76	32.86	38.28	31.71	34.77	40.07
Y	7.44	10.60	9.57	8.45	4.21	11.30
Sc	34.38	33.07	35.46	39.11	32.01	40.25
Th	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2
Hf	0.46	0.34	0.48	0.58	0.38	0.72
Rb	2	2	3	2	4	6
Ba	10	10	10	10	10	10
Os ppb	1.4	2.5	1.6	0.9	2.4	<Ld
Ir	1.80	0.96	1.18	0.71	3.07	0.33
Ru	12	<Ld	<Ld	<Ld	14	<Ld
Pt	101	30	51	25	189	5
Pd	199	76	109	26	293	20
Rh	pa	pa	pa	pa	43	pa
Au	38.69	4.34	3.00	1.81	15.00	0.95

ÉCH.	C8-120	C5-105	C5-BAS	CT-61
SiO <sub>2</sub>	% 49.50	48.49	47.53	56.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.72	14.33	14.11	11.04
TiO <sub>2</sub>	0.48	1.34	1.35	0.44
FeO	10.12	13.22	12.57	5.91
MgO	16.18	6.89	6.86	4.98
CaO	11.42	12.87	15.56	2.65
Na <sub>2</sub> O	0.98	2.14	1.26	4.00
K <sub>2</sub> O	0.05	0.28	0.13	0.62
MnO	0.18	0.22	0.21	0.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.10	0.11	0.27
S	0.11	0.04	0.10	3.99
Fe(Sul)	0.19	0.06	0.20	9.91
Total	100.00	100.00	100.00	100.00
PAF	3.25	1.68	1.46	3.16
Cu ppm	349.99	31.48	102.34	293.18
Ni	510.01	88.33	93.22	51.62
Co	73.13	48.85	50.15	25.52
Cr	1352.47	pa	pa	pa
Se	1	1	1	3
As	7.9	pa	pa	pa
Sb	0.20	0.60	0.64	0.14
La	2.27	5.15	6.79	50.25
Ce	4.70	11.46	20.47	103.11
Nd	1.62	8.53	7.16	38.72
Sm	1.25	3.25	3.76	6.79
Eu	0.41	1.02	1.16	1.51
Tb	0.24	0.60	0.68	0.81
Ho	0.60	1.04	0.62	0.59
Yb	1.08	2.31	2.67	2.93
Lu	0.18	0.37	0.39	0.51
Zr	38.20	84.27	89.17	133.17
Y	9.29	25.38	24.32	32.00
Sc	37.91	44.54	44.56	9.98
Th	0.3	0.3	0.5	10.8
Hf	0.57	1.89	2.12	2.88
Rb	4	14	7	27
Ba	10	35	28	122
Os ppb	<Ld	pa	pa	pa
Ir	0.53	<Ld	<Ld	<Ld
Ru	<Ld	<Ld	<Ld	<Ld
Pt	49	<Ld	1	14
Pd	87	<Ld	4	17
Rh	pa	pa	pa	<Ld
Au	3.32	<Ld	<Ld	1.41

**Tableau 1: Tableau des résultats d'analyse de roche de Méquillon  
des sédiments clastiques et des volcanites du Povungnituk  
<Ld= Valeur inférieure à la limite de détection. pa:= pas analysé  
C5-105 et C5-BAS roches volcaniques encaissantes  
CT-61 roche sédimentaire encaissante**

No. Éch	$\delta^{34}\text{S}$	Se	S	Se/S*10 <sup>6</sup>
CT-65-i*	4.0	1.8	7174	250
CT-04-i	5.1	3.4	14314	237
CT-99-i	4.1	4.5	17242	260
CT-18-i	4.7	2	8475	236
CT-36-i	4.7	5.6	26056	215
CT-61-s**	0.8	3	41344	72
CT-173-s	0.2	1.6	16514	90
CT-24-s	3.0	1.4	22559	62

**Tableau 2:** Résultats d'analyse de l'isotope 34 du S, du Se et du S. \* i=Intrusion  
Méquillon \*\*s=Sédiment,

	Précision SARM-7*		Récurance AX-90**	Ø	Erreur standard***
	(i)	(ii)			
Os	59	63	2.06	0.47	22.81
Ir	74	74	2.6	0.14	5.4
Ru	425	430	18	1.7	9.4
Rh	269	240	11.8	0.7	5.9
Pt	3767	3740	129	9.6	7.4
Pd	1597	1530	325	37	11.4

**Tableau 3:** Précision et récurance des analyses des EGP.

\* SARM-7 Standard international d'Afrique du Sud.

\*\* AX-90 Standard de l'UQAC . n=15

\*\*\* Erreur standard= (déviation standard/moyenne\*100).

(i) UQAC

(ii) Robért et al. (1982).

Ø Déviation standard



**ANNEXE II**

Procédure de broyage et d'analyse de roche

## Manipulations et procédures de broyage et d'analyse.

### **Broyage:**

1. Nous avons coupé les échantillons par tranche d'un centimètre d'épais de façon à obtenir environ un kilogramme de roche sans altération ni fracture .
2. De ce kilo de roche environ la moitié a été broyé dans un petit broyeur à machoir de type Bicho.
3. La dernière étape consiste à pulvériser environ 150 grammes du produit du premier broyage. Pour séparer la quantité requise nous avons utilisé la méthode du quartage qui consiste à séparer en quatre l'ensemble de la roche qui a subit le premier broyage. Nous avons fait particulièrement attention à bien proportionné les différentes classes granulométriques. Nous avons beaucoup de roche avec des sulfures qui étaient à l'intersection des grains de silicate et qui, après le premier broyage, devait se retrouver en plus grande quantité dans la fraction granulométrique fine.
4. La pulvérisation s'est faite à l'aide d'un pulvérisateur(shooter box) avec l'intérieur en alumine afin de réduire au maximum la contamination par les éléments métalliques comme le chrome le nickel et le fer. Au total entre 100 et 150 grammes de roche furent pulvérisés.
5. De cette quantité 50 grammes furent utilisés pour l'analyse des éléments majeurs. Un autre 50 grammes a été utilisé ici même pour l'analyse des platinoïdes par activation neutronique (Pt,Pd, Ir, Rh,Ru Os) (Robért et al. 1982) et quelques grammes pour les terres rares

## Procédure pour la fusion et la dissolution des boutons de sulfures de Nickel.

### 1. Fusion

Les différentes étapes de cette recette se trouve dans Robért et al. 1982.

a) Mettre dans un creuset en céramique 50 grammes de poudre de l'échantillon, 10 grammes de S (soufre), 16 grammes de Ni (nickel métal), 30 grammes de carbonate de sodium ( $\text{NaCo}_3$ ) et 60 grammes de borate de sodium ( $\text{Na}_2\text{Bo}_4$ ). Bien mélanger les ingrédients en prenant garde de ne pas les renverser. Les quantités de S et de Ni ne devront pas dépasser 10 et 16 gr. Il faudra toujours soustraire la quantité présente dans l'échantillon à celle qui est ajoutée. Par exemple si un échantillon contient 3% de S et 2% de Ni la quantité à ajouter sera de 8.5 gr. de S (10gr.-3% de 50gr. de roche) et de 15gr. de Ni (16gr.-2% de 50gr. de roche). Si la quantité de soufre dans l'échantillon est supérieure à 20% il ne sera plus nécessaire d'ajouter du soufre et il faudra réduire la quantité d'échantillon dans la recette de façon à toujours conserver la quantité de 10 grammes de S dans la recette. Par exemple si un échantillon contient 30% de S la quantité d'échantillon à ajoutée sera de 33gr. (10gr./la quantité de soufre de l'échantillon \*100). La quantité de Ni devra s'ajuster à la nouvelle quantité d'échantillon.

b) Il faudra ajouter également de la silice si la quantité de soufre est supérieure à 8%.

Si  $S < 8\%$  pas ajouter de  $\text{Sio}_2$

Si  $S > 8\% < 15\%$  ajouter 5 grammes de  $\text{Sio}_2$

Si  $S > 15\% < 30\%$  ajouter 10 grammes de  $\text{Sio}_2$

Si  $S > 30\% < 40\%$  ajouter 13 grammes de  $\text{Sio}_2$

c. Mettre les creusets dans le four pendant une heure et demie à 1000 C. S'assurer que le four est bien à la bonne température car la fusion se produit à 851 C.

d. Retirer du four et laisser refroidir. Pour retirer le bouton, briser le creuset à l'aide d'un marteau. Attention de ne pas briser le bouton de sulfure qui se trouve dans le fond du creuset.

e. Pour s'assurer que la fusion a bien réussi il faut que le bouton soit bien formé et qu'il ne reste pas de petites gouttelettes de sulfures à travers le verre. Ce qui signifierait que la démixion fut incomplète. Aussi il faut peser le bouton de sulfure. Son poids doit se situer entre 24 et 34 grammes. Si son poids est inférieur cela pourrait signifier que la séparation entre les silicates et les sulfures a été incomplète. Si le poids est supérieur cela pourrait signifier que la quantité des ingrédients n'a pas été respectée. Si notre mélange contenait trop de S le bouton de sulfure sera formé de phases minérales plus difficile à dissoudre.

Pour s'assurer que les ingrédients que nous avons ajoutés pour la préparation des boutons de sulfures n'a pas contaminés nos échantillons nous avons fait un "blanc" qui ne contenait que les ingrédients ajoutés c'est-à-dire 10 grammes de S (soufre), 16 grammes de Ni (nickel métal), 30 grammes de carbonate de sodium ( $\text{NaCO}_3$ ) et 60 grammes de borate de sodium ( $\text{Na}_2\text{Bo}_4$ ).

### **Dissolution du bouton.**

a. Broyer le bouton à l'aide d'un broyeur à bouton. Cet étape est nécessaire afin d'accélérer le processus de dissolution. Il est très important de bien nettoyer le broyeur entre chaque échantillon. Attention de ne pas perdre des petits morceaux du bouton.

b. Ajouter dans chacun des béchers, où se trouve le bouton broyé, 400 ml d'acide chlorhydrique concentré (HCl à 37%). Recouvrir le béchers d'un verre de montre.

c. Placer sur une plaque chauffante les bécères. La température doit être juste en dessous du point d'ébullition (90 à 95 C). N.B. Pour la dissolution il faut bien sur que le tout se fasse sous une hotte parfaitement étanche. La moindre fuite dans les conduits peut entraîner des odeurs très désagréables. Rajouter de l'acide chloridrique si le niveau baisse en dessous du 2/3 de celui de départ. Nettoyer le verre de montre et les parois du bécère avec de l'eau distillée lorsque des dépôts s'y accumulent. La dissolution est complétée lorsque qu'il n'y a plus d'ébullition dû à l'activité de l'acide et que l'acide devient claire (entre trois et six heures cela dépend de la taille des grains de sulfure, de la température de la plaque chauffante et du contenu des boutons de sulfure).

d. Pour le filtrage laisser refroidir jusqu'à pouvoir le tenir dans les mains. Rincer le dessous du couvercle et les parois du bécère avec de l'eau distillée. Filtrer à travers un filtre millipore (N.B. le papier filtre millipore doit être du bon côté vers le haut sinon le filtrage ne sera pas efficace).

e. Plier le papier millipore en quatre et l'insérer dans la petite bouteille de plastic utilisée pour l'activation neutronique. Attention de ne pas échapper le résidu de dissolution car il contient les PGM. Placer les petites bouteilles dans un four ouvert à faible température (50 à 60 C) afin de faire sécher complètement le papier. Attention de ne pas surchauffer, les bouteilles de plastic ne résistent pas à la chaleur intense. Ensuite fermer la bouteille et sceller à chaud.

## Procédure d'analyse par activation neutronique.

### Terres Rares.

Les échantillons furent activés par le réacteur nucléaire "SLOWPOKE" de l'institut de génie énergétique de l'école polytechnique à Montréal. Le temps d'irradiation était de deux heures et le flux de neutrons se situait entre 9.5 et 10.5  $\phi$ . La lecture s'est faite au laboratoire d'analyse par activation neutronique de l'Université du Québec à Chicoutimi.

Le délai de lecture était entre six et dix jours. Comme nous avions des roches ultramafiques qui ne contiennent pas beaucoup de terres rares nous avons fait qu'une seule lecture. Cependant, le temps de lecture était de beaucoup plus long (entre 15,000 et 30,000 secondes). Le temps mort variait de 8% à 12%.

L'utilisation du standard de Toronto C-55 nous a permis de contrôler la qualité de l'analyse (Voir tableau 3)

### Platinoides.

Les échantillons furent activés par le réacteur nucléaire "SLOWPOKE" de l'institut de génie énergétique de l'école polytechnique à Montréal. Pour ces éléments nous avons procédé de deux façons:

1. La première était pour l'analyse des éléments qui possèdent une demie vie entre trois et sept jours (Pt, Os, Ir, Ru, Au). Pour ces derniers La procédure d'irradiation et de lecture étaient les mêmes que pour les terres rares. Seul le temps de délai entre l'irradiation et la lecture était plus court entre cinq et sept jours.

2. La seconde procédure était pour l'analyse des éléments qui ont une courte demie vie comme le Palladium et le Rhodium. Le délai de transport de Montréal à Chicoutimi,

qui est de deux jours, nous a obligé à faire compter les échantillons à Montréal par le laboratoire de génie énergétique de l'école polytechnique à Montréal. Pour le Palladium le flux et le temps d'irradiation sont les mêmes que pour les autres platinoïdes. Le temps de délai se situait entre neuf et vingt sept heures. Le temps de comptage était autour de 3000 secondes.

Pour le Rhodium la procédure était très différente. Comme cet élément possède une demie vie de quelques minutes, nous avons plutôt fait des irradiations de courtes durées avec des lectures immédiatement après avoir sortie l'échantillon du réacteur. Le temps d'irradiation n'était que de 30 secondes. Le temps de délai était égale à zéro car le comptage était faite immédiatement après avoir sortie l'échantillon du réacteur. Le temps de comptage variait entre 200 à 250 secondes: Le temps mort entre 20 à 35%. Pour ces deux éléments le comptage a été fait à l'école polytechnique par le laboratoire de génie énergétique. L'utilisation des standards de roche et des standards fabriqués nous a permis de contrôler la qualité des analyses et de corriger, lorsque nécessaire, les procédures d'analyse (Voir tableau 2 annexe1).

#### **Analyse des éléments majeurs et traces.**

Ces analyses ont été faitent à l'extérieur par le laboratoire de CALEB BRETT INTERNATIONAL LIMITED d'Angleterre. Les analyses ont été faitent par XRF pour les éléments majeurs ainsi que pour les traces

### Analyse isotopique du soufre ( $^{34}\text{S}$ )

Ces analyses ont été faites par le centre d'études géoscientifiques d'Ottawa-Carleton, dans la division des isotopes stables Département de géologie, Université d'Ottawa. La préparation des échantillons s'est faite à l'université du Québec à Chicoutimi. Afin d'augmenter la précision des résultats il est souhaitable que les minéraux contenant le soufre, les sulfures, soient séparés des autres minéraux. Cette séparation a été réussie sur deux échantillons, Les autres échantillons contenaient de la magnétite ce qui compliquait beaucoup le procédé de séparation. Dans un premier temps nous avons séparé, par liqueur dense (bromoforme) les différents minéraux. Les résultats furent décevants. Et la manipulation fastidieuse Ce que nous avons obtenu ce n'est qu'un concentré d'un ensemble de minéraux dont la densité était supérieure à celle de la solution 3.1 ce qui comprend une foule de minéraux. Nous avons donc utilisé le séparateur magnétique Franz pour concentrer nos phases sulfurées. Là encore, l'ajustement est long. La magnétite que contenaient la plupart des échantillons rendait difficile la procédure de séparation. Finalement nous avons réussi à séparer les phases sulfurées pour deux échantillons. Les analyses sont plus précises lorsque les minéraux contenant le soufre sont séparés. Chaque phase sulfurée va capter une proportion différente de  $^{34}\text{S}$ .



**ANNEXE III**

Calcul de la composition des sulfures.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
1	Ech.	Cu ppm	Ni ppm	Ni-1000*	Co ppm	Co-100**	Osppb	Ir ppb	Ru ppb
2		dans roche	dans roche	dans roche	dans roche	dans roche	dans roche	dans roche	dans roche
3	C8-04	2564	1558	558	138	38	1.67	1.77	11
4	C8-08	2684	2760	1760	187	87	2.4	3.64	7
5	C8-012	2685	2411	1411	172	72	0	3.78	8
6	C8-17	3536	3284	2284	204	104	1.53	3.5	11
7	C8-18	432	1493	493	127	27	0	2.13	9
8	C8-22	1884	1426	426	97	1	1.299	1.79	4
9	C8-25	1374	1667	667	104	4	1.26	4.48	26
10	C8-28	1163	2214	1214	153	53	1.51	3.13	10
11	C8-32	2098	2835	1835	159	59	2.2	3.74	21
12	C8-34	3417	3614	2614	205	105	3.32	4.67	14
13	C8-36	2889	3838	2838	210	110	1.42	4.21	14
14	C8-41	2662	3169	2169	174	74	3.06	4.32	19
15	C8-44	3340	3686	2686	202	102	2.85	5.45	16
16	C8-48	2274	3654	2654	194	94	0	5.28	15
17	C8-53	2997	2801	1801	154	54	1.4	3.14	13
18	C8-58	2053	2979	1979	166	66	4.1	4.11	15
19	C8-65	713	1521	521	139	39	1.6	2.28	15
20	C8-72	816	1371	371	129	29	0.1	1.8	12
21	C8-82	544	1051	51	110	10	1.5	1.18	0
22	C8-99	1225	2185	1185	187	87	2.3	3.07	14
23									
24	*Ni-1000: Cette soustraction est nécessaire afin de tenir compte du Nickel qui se trouve dans l'olivine								
25	**Co-100: Cette soustraction est nécessaire afin de tenir compte du Cobalt qui se trouve dans l'olivine								
26									
27									
28									

	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S
1	Pt ppb	Pd ppb	Au ppb	Rh ppb	S ppm	S MSS %	S MSS	Facteur (1)	Cu ppm	Ni ppm
2	<i>dans roche</i>	<i>dans roche</i>	<i>dans roche</i>	<i>dans roche</i>	<i>dans roche</i>		<i>ppm</i>	<i>P/N</i>	<i>dans MSS</i>	<i>dans MSS</i>
3	196	391	15.04		14314	37.68	376849	26.33	67504	14687
4	192	816	39	55.41	22608	37.29	372887	16.49	44276	29026
5	193	871	17.45	49.47	19343	37.43	374325	19.35	51953	27306
6	194	928	32.47	53.895	26928	37.54	375382	13.94	49295	31846
7	23	27	14.09	3.78	8475	35.53	355264	41.92	18089	20675
8	57	27	68.1	4.78	9159	37.49	374872	40.93	77120	17428
9	100	303	17.62	21.64	10199	36.77	367715	36.05	49548	24048
10	159	597	19.68	46.12	12701	36.49	364874	28.73	33420	34869
11	271	324	26.87	pa	16153	37.15	371533	23.00	48256	42200
12	241	930	43.77	69.02	27199	37.47	374656	13.77	47065	36007
13	200	930	14.49	67.91	26056	37.26	372580	14.30	41313	40576
14	224	724	18.5	58.89	18206	37.45	374519	20.57	54761	44618
15	275	893	19.86	73.85	32403	37.27	372709	11.50	38421	30895
16	257	1149	23.9	79.68	30221	36.90	368996	12.21	27760	32408
17	154	551	18.2	45.86	18908	37.63	376329	19.90	59657	35853
18	263	465	18.9	pa	16662	37.10	370985	22.26	45701	44072
19	104	168	16.9	pa	7174	35.81	358143	49.92	35574	26034
20	101	134	38.69	pa	6642	35.93	359333	54.10	44155	20070
21	51	74	3	pa	4127	36.35	363473	88.07	47951	4458
22	189	278	15	pa	17242	36.55	365520	21.20	25979	25130
23										
24	(1) Le facteur est obtenu en divisant la quantité de soufre dans le MSS avec la quantité dans l'échantillon.									
25	Ainsi, pour obtenir la valeur virtuelle de nos éléments dans le MSS il suffit de									
26	multiplier la valeur dans la roche par le facteur.									
27	(2) On note une grande variation dans la valeur du facteur. Ce qui est normal plus la valeur en soufre									
28	dans la roche est faible et plus le facteur sera élevé									

	T	U	V	W	X	Y	Z	AA
1	Co ppm	Os ppb	Ir ppb	Ru ppb	Pt ppb	Pd ppb	Au ppb	Rh
2	dans MSS	dans MSS	dans MSS	dans MSS	dans MSS	dans MSS	dans MSS	dans MSS
3	990	43.97	46.60	282	5147	10286	396	0
4	1429	39.58	60.04	109	3168	13465	643	914
5	1397	0.00	73.15	161	3743	16856	338	957
6	1444	21.33	48.79	157	2704	12940	453	751
7	1128	0.00	89.29	391	968	1141	591	158
8	41	53.17	73.27	158	2330	1119	2787	196
9	158	45.43	161.52	934	3615	10927	635	780
10	1526	43.38	89.92	293	4559	17154	565	1325
11	1367	50.60	86.02	483	6229	7445	618	#VALUE!
12	1449	45.73	64.33	199	3322	12812	603	951
13	1567	20.30	60.20	193	2859	13293	207	971
14	1530	62.95	88.87	390	4603	14890	381	1211
15	1173	32.78	62.69	183	3166	10271	228	849
16	1142	0.00	64.47	182	3142	14023	292	973
17	1072	27.86	62.49	266	3063	10959	362	913
18	1469	91.29	91.51	323	5847	10362	421	#VALUE!
19	1962	79.87	113.82	729	5192	8372	844	#VALUE!
20	1547	5.41	97.37	628	5442	7222	2093	#VALUE!
21	849	132.11	103.93	9	4456	6500	264	#VALUE!
22	1848	48.76	65.08	295	4015	5887	318	#VALUE!
23								
24								
25								
26								
27								
28								

**ANNEXE IV**

Calcul de la concentration du fer dans les sulfures.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
1	ECH.	Fe2O3	Cu ppm	Ni ppm	Co ppm	S/32.06	Cu/63.54	Ni-1000	Ni/58.7	Co-100
2										
3	C8-04	13.24	2564.05	1557.85	137.61	446.48	40.35	557.85	9.50	37.61
4	C8-08	17.78	2684.40	2759.84	186.61	705.17	42.25	1759.84	29.98	86.61
5	C8-012	17.47	2684.68	2411.05	172.17	603.34	42.25	1411.05	24.04	72.17
6	C8-17	16.57	3536.12	3284.45	203.57	839.91	55.65	2284.45	38.92	103.57
7	C8-18	16.88	431.52	1493.20	126.92	264.34	6.79	493.20	8.40	26.92
8	C8-22	18.76	1884.17	1425.80	96.53	285.68	29.65	425.80	7.25	46.53
9	C8-25	14.06	1374.32	1667.02	104.39	318.13	21.63	667.02	11.36	54.39
10	C8-28	14.77	1163.32	2213.74	153.10	396.16	18.31	1213.74	20.68	53.10
11	C8-32	13.68	2098.02	2834.76	159.42	503.85	33.02	1834.76	31.26	59.42
12	C8-34	17.42	3416.82	3614.04	205.22	848.38	53.77	2614.04	44.53	105.22
13	C8-36	17.34	2889.22	3837.68	209.58	812.74	45.47	2837.68	48.34	109.58
14	C8-41	16.02	2662.06	3168.97	174.39	567.88	41.90	2168.97	36.95	74.39
15	C8-44	15.51	3340.34	3686.01	202.01	1010.71	52.57	2686.01	45.76	102.01
16	C8-48	16.32	2273.56	3654.23	193.53	942.64	35.78	2654.23	45.22	93.53
17	C8-53	14.19	2997.42	2801.41	153.89	589.78	47.17	1801.41	30.69	53.89
18	C8-58	15.29	2052.59	2979.46	165.98	519.72	32.30	1979.46	33.72	65.98
19	C8-65	15.84	712.60	1521.50	139.31	223.77	11.21	521.50	8.88	39.31
20	C8-72	14.94	816.22	1371.00	128.60	207.19	12.85	371.00	6.32	28.60
21	C8-78	14.31	314.78	835.18	96.64	84.80	4.95	335.18	5.71	46.64
22	C8-82	14.09	544.45	1050.62	109.63	128.73	8.57	550.62	9.38	9.63
23	C8-91	13.69	157.47	820.12	96.77	8.34	2.48	320.12	5.45	46.77
24	C8-99	14.84	1225.49	2185.44	187.20	537.81	19.29	1185.44	20.19	87.20
25	C8-104	10.74	38.02	314.43	52.62	8.56	0.60	14.43	0.25	2.62
26	C8-120	11.32	349.99	510.01	73.13	33.36	5.51	210.01	3.58	23.13
27	C3-47	27.57	4372.61	6942.67	340.94	2392.27	68.82	5942.67	101.24	240.94
28	C2-248	37.65	9734.76	14454.90	533.22	4133.03	153.21	13454.90	229.21	433.22
29	C5-105	14.53	31.48	88.33	48.85	10.48	0.50	88.33	1.50	48.85
30	C5-BAS	13.98	102.34	93.22	50.15	29.17	1.61	93.22	1.59	50.15
31	C61	17.04	293.18	51.62	25.52	1289.58	4.61	51.62	0.88	25.52
32	C384	11.72	67.15	276.75	34.70	16.95	1.06	276.75	4.71	34.70
33	C80-4	15.13	38.66	34.59	38.12	117.21	0.61	34.59	0.59	38.12
34	AX-90	17.14	846.04	7050.32	0.00	1346.29	13.32	6050.32	103.07	0.00

	K	L	M	N	O	P	Q	R	S
1	Co-100	S-Cu-Ni-Co	Fer dans sul.	% FE*10000	Fe2O3*.6996	FeE-FeS2	Fe2O3 COR.	FeO COR.	Fe dans sul
2	/58.9		AG3*55.84	AH3/10000	E3*0.6996			Fe2o3*.899	
3	0.64	395.98	22111.60	2.21	9.26	7.05	10.08	9.06	3.16
4	1.47	631.48	35261.66	3.53	12.44	8.91	12.74	11.45	5.04
5	1.22	535.83	29920.60	2.99	12.22	9.23	13.19	11.86	4.28
6	1.76	743.59	41521.82	4.15	11.59	7.44	10.63	9.56	5.94
7	0.46	248.69	13886.82	1.39	11.81	10.42	14.90	13.39	1.98
8	0.79	247.98	13847.13	1.38	13.12	11.74	16.78	15.09	1.98
9	0.92	284.22	15870.69	1.59	9.84	8.25	11.79	10.60	2.27
10	0.90	356.27	19894.13	1.99	10.33	8.34	11.93	10.72	2.84
11	1.01	438.56	24489.27	2.45	9.57	7.12	10.18	9.15	3.50
12	1.79	748.29	41784.52	4.18	12.19	8.01	11.45	10.29	5.97
13	1.86	717.07	40041.02	4.00	12.13	8.13	11.62	10.44	5.72
14	1.26	487.77	27237.05	2.72	11.21	8.48	12.13	10.90	3.89
15	1.73	910.65	50850.86	5.09	10.85	5.77	8.24	7.41	7.27
16	1.59	860.06	48025.61	4.80	11.42	6.61	9.46	8.50	6.86
17	0.91	511.01	28534.59	2.85	9.93	7.07	10.11	9.09	4.08
18	1.12	452.58	25271.91	2.53	10.70	8.17	11.68	10.50	3.61
19	0.67	203.01	11335.87	1.13	11.08	9.95	14.22	12.78	1.62
20	0.49	187.54	10472.05	1.05	10.45	9.40	13.44	12.09	1.50
21	0.79	73.34	4095.36	0.41	10.01	9.60	13.72	12.34	0.59
22	0.16	110.61	6176.69	0.62	9.86	9.24	13.21	11.87	0.88
23	0.79	-0.39	-21.51	0.00	9.58	9.58	13.69	12.31	0.00
24	1.48	496.85	27744.12	2.77	10.38	7.61	10.87	9.78	3.97
25	0.04	7.67	428.23	0.04	7.51	7.47	10.68	9.60	0.06
26	0.39	23.88	1333.66	0.13	7.92	7.79	11.13	10.01	0.19
27	4.09	2218.12	123859.93	12.39	19.29	6.90	9.87	8.87	17.70
28	7.35	3743.26	209023.55	20.90	26.34	5.44	7.77	6.99	29.88
29	0.83	7.65	427.37	0.04	10.17	10.12	14.47	13.01	0.06
30	0.85	25.12	1402.82	0.14	9.78	9.64	13.78	12.39	0.20
31	0.43	1283.66	71679.45	7.17	11.92	4.75	6.79	6.11	10.25
32	0.59	10.59	591.18	0.06	8.20	8.14	11.64	10.46	0.08
33	0.65	115.36	6441.78	0.64	10.58	9.94	14.21	12.77	0.92
34	0.00	1229.91	68678.06	6.87	11.99	5.12	7.32	6.58	9.82

**ANNEXE V**

Tableau de la norme CPIW.



Éch. No.	Q	or	ab	an	ne	lc	C	ac	wo	di
C8-04	0.00	0.41	2.96	27.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	28.46
C8-08	0.00	0.35	2.28	18.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	19.93
C8-012	0.00	0.24	1.94	19.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	15.66
C8-17	0.00	0.12	0.59	18.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.26
C8-18	0.00	0.00	0.00	11.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	12.62
C8-22	0.00	0.12	0.17	9.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.20
C8-25	0.00	0.12	0.59	12.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	24.23
C8-28	0.00	0.06	0.76	14.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.96
C8-32	0.00	0.12	0.85	13.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	20.57
C8-34	0.00	0.06	0.93	14.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.64
C8-36	0.00	0.06	0.51	13.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	14.50
C8-41	0.00	0.06	1.01	14.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	16.32
C8-44	0.00	0.12	0.93	14.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	20.37
C8-48	0.00	0.06	0.51	15.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	15.74
C8-53	0.00	0.12	1.10	16.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	16.78
C8-58	0.00	0.00	0.00	16.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.22
C8-65	0.00	0.00	0.00	13.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	14.72
C8-72	0.00	0.12	0.25	13.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	15.80
C8-78	0.00	0.06	0.76	14.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	19.69
C8-82	0.00	0.06	1.01	14.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	15.46
C8-91	0.00	0.18	1.61	21.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	23.49
C8-99	0.00	0.06	0.93	16.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	18.81
C8-104	0.00	0.30	12.60	24.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	26.17
C8-120	0.00	0.30	8.20	24.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	25.11

hy	ol	mt	he	il	ap	sum	PAF	TOTAL	DI.Index	Norm.Plug
21.53	13.40	0.01	0.00	0.72	0.05	95.24	0.00	95.24	3.37	90.35
29.53	21.65	0.01	0.00	1.10	0.09	92.98	0.00	92.98	2.64	88.76
28.09	26.83	0.01	0.00	0.97	0.05	93.53	0.00	93.53	2.18	91.03
31.27	27.59	0.01	0.00	0.68	0.02	92.10	0.00	92.10	0.71	96.91
18.87	52.57	0.01	0.00	0.38	0.02	95.55	0.00	95.55	0.00	100.00
30.20	42.09	0.01	0.00	0.59	0.05	95.49	0.00	95.49	0.29	98.17
37.87	19.38	0.01	0.00	0.72	0.05	95.92	0.00	95.92	0.71	95.62
31.83	35.09	0.01	0.00	0.72	0.02	95.38	0.00	95.38	0.82	95.15
38.61	20.97	0.01	0.00	0.68	0.07	94.90	0.00	94.90	0.96	93.90
32.61	29.04	0.01	0.00	0.78	0.07	92.02	0.00	92.02	0.99	94.12
36.68	26.66	0.01	0.00	0.65	0.05	92.40	0.00	92.40	0.57	96.32
34.55	27.44	0.01	0.00	0.65	0.02	94.27	0.00	94.27	1.07	93.34
37.04	17.12	0.01	0.00	0.67	0.05	91.11	0.00	91.11	1.05	94.09
34.88	23.71	0.01	0.00	0.61	0.02	91.27	0.00	91.27	0.57	96.88
33.12	25.31	0.01	0.00	0.61	0.05	94.01	0.00	94.01	1.22	93.90
33.85	31.99	0.01	0.00	0.63	0.05	94.38	0.00	94.38	0.00	100.00
28.13	38.70	0.01	0.00	0.65	0.02	96.00	0.00	96.00	0.00	100.00
31.25	34.15	0.01	0.00	0.70	0.07	96.07	0.00	96.07	0.37	98.18
27.83	33.33	0.01	0.00	0.68	0.05	97.11	0.00	97.11	0.82	95.08
32.69	32.56	0.01	0.00	0.72	0.05	97.10	0.00	97.10	1.07	93.48
21.17	29.25	0.01	0.00	0.76	0.05	97.92	0.00	97.92	1.78	93.01
34.59	22.58	0.01	0.00	0.74	0.05	94.13	0.00	94.13	0.99	94.62
20.84	12.42	0.01	0.00	0.91	0.07	98.26	0.00	98.26	12.89	66.44
23.68	15.34	0.01	0.00	0.89	0.14	98.08	0.00	98.08	8.50	74.85