

# MB 2021-08

Géochimie du Groupe de Watts, Ceinture de Cape Smith, Québec, Canada

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



Licence

Cette première page a été ajoutée  
au document et ne fait pas partie du  
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 



## **Géochimie du Groupe de Watts, Ceinture de Cape Smith, Québec, Canada**

Sacha Lafrance

MB 2021-08

**Avertissement**

Ce document est une copie fidèle du manuscrit soumis par l'auteur, sauf pour une vérification sommaire destinée à assurer une qualité convenable de diffusion.

Géochimie du Groupe de Watts, Ceinture de Cape Smith, Québec,  
Canada

Sacha Lafrance

Supervisé par Carl Guilmette

Université Laval

## RÉSUMÉ

---

Le Groupe de Watts, terrane de roches ignées mafiques et ultramafiques d'âge Paléoproterozoïque de la Fosse de l'Ungava au Nunavik, Québec, constitue l'une des croûtes océaniques les mieux exposées et préservées de cette période clé de l'évolution géodynamique de la Terre. Ce groupe fait partie de l'orogène de l'Ungava, où sont discernés quatre domaines tectonométamorphiques distincts et s'étant accrétés à la marge du craton Supérieur il y a environ 1,9-1,8 milliard d'années. On distingue du sud au nord : la séquence de marge riftée de Cape Smith, le fragment de lithosphère océanique du Groupe de Watts, le socle Néoarchéen du Complexe de Kovik et l'arc magmatique de Narsajuaq.

Le Groupe de Watts se compose de lithologies ignées, métamorphisées jusqu'au faciès amphibolite et imbriquées par des chevauchements hors séquence lors de l'orogène de l'Ungava. Il est constitué d'une séquence de basalte massif et cousiné, d'un complexe de dykes en feuillet et d'une suite plutonique cumulative mafique et ultramafique datée à 1998 Ma. Ces unités du Groupe de Watts ont historiquement été interprétées comme un fragment de lithosphère océanique nommé « l'ophiolite de Purtunig ».

Cette étude comporte la caractérisation pétrologique des roches plutoniques du Groupe de Watts et la discrimination de leur environnement de formation. Ce projet d'analyse géochimique présente les démarches employées pour préparer la base de données géochimiques, pour répertorier les altérations ainsi que pour repérer et caractériser les cumulats au sein des roches litées.

La caractérisation lithologique a précisé plusieurs subdivisions des ensembles lithologiques, préalablement identifiées lors de campagne de cartographie du MERN. On distingue deux types de roches volcaniques, soit un basalte tholéiitique et un ferrobasilte. Les roches plutoniques mafiques sont divisées en 8 sous-ensembles, selon leur classification lithologique ainsi que la présence et nature de cumulat pour les roches litées. Les unités ultramafiques sont pour leur part divisées en trois sous-ensembles, soit les pyroxénites, les péridotites et les dunités. La discrimination pétrogénétique de cette étude a permis de cibler l'influence d'un panache mantellique lors des processus magmatiques à

l'origine de basaltes de fonds océaniques. Il est alors possible que le Groupe de Watts représente un plateau océanique.

Ce projet de recherche permettra d'améliorer la compréhension de la géologie et de l'origine du Groupe de Watts et d'ainsi évaluer le potentiel économique de la région. Il contribuera de plus à la compréhension de la nature de la lithosphère océanique au Paléoprotérozoïque, période importante de l'évolution géodynamique de la Terre.

**Mots clés :** Groupe de Watts, ophiolite de Purtunq, Fosse de l'Ungava, géochimie, classification pétrologique, discrimination pétrogénétique, plateau océanique.

# Table des matières

Résumé.....	2
1 Introduction générale .....	6
1.1 Problématique et objectifs de recherche.....	6
1.2 Contexte géologique.....	7
1.2.1 Travaux antérieurs .....	7
1.2.2 Contexte régional .....	8
1.2.3 Géologie du Groupe de Watts.....	9
2 Géochimie .....	13
2.1 Compilation.....	13
2.1.1 Compilation de la base de données géochimiques.....	13
2.1.2 Caractérisation et filtrage des altérations et cumulats.....	13
2.1.3 Mobilité des éléments .....	16
2.2 Typologie lithologique du Groupe de Watts .....	17
3 Discrimination pétrogénétique.....	24
4 Discussion.....	26
4.1 Environnement géodynamique pour le Groupe de Watts .....	26
4.2 Problématiques complémentaires à résoudre .....	26
Conclusion .....	27
Références.....	28
Annexe 1 .....	34
Annexe 2.....	34

## **Table des figures**

Figure 1: Carte géologique simplifiée de l'Orogène de l'Ungava montrant les principaux domaines tectonostratigraphiques.....	8
Figure 2: Section schématique perpendiculaire à la direction des domaines tectonostratigraphiques de l'orogène de l'Ungava.....	9
Figure 3: Carte géologique simplifiée du Domaine Nord de la Fosse de l'Ungava, montrant les principaux groupes stratigraphiques et leurs principales unités lithologiques. ....	10
Figure 4: Diagramme des boîtes d'altération pour les (a) unités fraîches et (b) altérées..	14
Figure 5: Diagramme de discrimination de la présence de cumulats dans les roches ignées mafiques et ultramafiques du Groupe de Watts.....	16
Figure 6: Diagrammes de classification pétrologique pour les roches volcaniques du Groupe de Watts.. ....	19
Figure 7: Diagramme de classification pétrologique basé sur la norme CIPW pour les roches mafiques du Groupe de Watts. ....	21
Figure 8: Diagramme de classification pétrologique basé sur la norme CIPW pour les roches mafiques litées du Groupe de Watts.....	22
Figure 9: Diagramme de classification pétrologique basé sur la norme CIPW pour les roches ultramafiques du Groupe de Watts.....	23
Figure 10: Diagramme de discrimination montrant les composantes de composition mantellique et les champs de basaltes d'environnements géodynamiques variés. ....	25

# 1 INTRODUCTION GÉNÉRALE

---

Entre 1979 à 1995, de nombreux travaux de recherche et d'exploration ont été réalisés au sein de la ceinture orogénique de l'Ungava, au Nunavik, Québec. Ces études ont principalement porté sur la partie méridionale de la Fosse de l'Ungava, où de nombreux indices, gîtes et gisements de Ni-Cu-PGE ont été découverts, dont les mines Raglan et Nunavik Nickel.

Deux nouveaux levés géologiques, à l'échelle de 1 : 50 000, ont été réalisés au cours des étés 2018 (Mathieu et Beaudette, 2019) et 2019 (Beaudette *et al.*, 2020) dans la partie septentrionale de la Fosse de l'Ungava (SNRC 35G et 35H). Ces levés géologiques ont principalement couvert le Groupe de Watts, de Parent et de Spartan, ainsi que la Suite intrusive de Cape Smith. Cette étude porte principalement sur la compilation, la classification lithologique et la discrimination pétrogénétique des roches plutoniques et volcaniques du Groupe de Watts de ce secteur, et accessoirement sur les roches de la Suite de Cape Smith présente dans le Domaine Nord à titre de comparaison.

## 1.1 PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS DE RECHERCHE

La nature et l'environnement de formation du Groupe de Watts sont sujets à débat. Deux hypothèses prévalent actuellement dans la littérature pour en expliquer les origines. Le Groupe de Watts a, d'une part, été interprété comme un fragment de lithosphère océanique, nommé « l'ophiolite de Purtunig », généré par la fusion partielle du manteau au niveau d'une dorsale médio-océanique (Scott *et al.*, 1992; Scott *et al.*, 1999). D'autres auteurs ont proposé que le Groupe de Watts correspond plutôt à une portion de la province ignée Minto-Povungnituk, associée à l'arrivée d'un panache mantellique sous-jacent au craton archéen du Supérieur (Kastek, 2019; Kastek *et al.*, 2018). L'environnement dans lequel a évolué le Groupe de Watts n'est lui aussi pas clairement contraint. Quelle était l'étendue de l'Océan Manikewan? Le Groupe de Watts représente-t-il des plaines abyssales, un bloc avant-arc ou un plateau océanique?

À partir du traitement détaillé des analyses géochimiques d'éléments majeurs et traces, les objectifs spécifiques de cette étude sont :

- 1) Identifier et caractériser les principales lithologies formant le Groupe de Watts.
- 2) Définir les caractéristiques magmatiques intrinsèques aux constituants du Groupe de Watts afin d'évaluer leur pétrogenèse et leur mise en place.

## **1.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE**

### **1.2.1 Travaux antérieurs**

Les premiers travaux de cartographie de la Fosse de l'Ungava ont été réalisés par (Avramtchev *et al.*, 1981; Beall, 1959; Beall, 1960; Beall, 1977; Bergeron, 1957, 1959; De Montigny, 1959; Dimroth *et al.*, 1970; Gélinas, 1962; Gold, 1962; Taylor et Gorton, 1977). De nombreuses campagnes de cartographie géologique régionale ont été par la suite réalisées par le Ministère des Ressources Naturelles du Québec entre 1983 et 1995 (Hervet, 1984; Lamothe *et al.*, 1983; Moorhead, 1985, 1987, 1988; Picard, 1995; Picard *et al.*, 1994; Roy, 1989; Tremblay, 1987, 1989), et plus récemment, en 2018 et 2019 (Beaudette *et al.*, 2020; Mathieu et Beaudette, 2019), et par la Commission géologique du Canada, de 1986 à 1988 (Lucas et St-Onge, 1992; St-Onge *et al.*, 1992; St-Onge *et al.*, 1987, 1989).

Entre 1988 et 1987 ont suivi de nombreux travaux de recherche principalement portés sur la partie méridionale de la Fosse de l'Ungava et centrés sur l'évolution pétrologique des roches volcaniques et plutoniques et sur la métallogénie des nombreux indices, gîtes et gisements de Ni-Cu-PGE qui y ont été découverts, dont les deux plus renommés: les mines Raglan et Nunavik Nickel (Barnes *et al.*, 1982; Bédard *et al.*, 1984; Francis et Hynes, 1979; Francis *et al.*, 1981; Francis *et al.*, 1983; Gaonac'h *et al.*, 1989; Hegner et Bevier, 1989; Hynes et Francis, 1982; Picard, 1995; Picard *et al.*, 1994; Scott *et al.*, 1992; Scott *et al.*, 1989; Scott *et al.*, 1991; Scott *et al.*, 1999; Thibert *et al.*, 1989). Ces minéralisations sont localisées au sein du complexe volcano-sédimentaire des groupes de Povungnituk et de Chukotat, et sont associées aux conduits nourriciers de dykes de diabase et de filons-couches variablement différenciés qui alimentent ces ensembles volcaniques. Plus récemment, de nouveaux travaux de recherche ont porté sur la géochronologie et la

géochimie des unités de la Fosse de l'Ungava et de nouvelles réinterprétations géodynamiques (Bleeker et Kamo, 2017; Corrigan *et al.*, 2009; Kastek, 2019; Kastek *et al.*, 2018).

### 1.2.2 Contexte régional

La ceinture orogénique de l'Ungava constitue un segment régional de l'orogène Trans-Hudsonien d'âge Paléoprotérozoïque. L'orogène de l'Ungava représente une ceinture orogénique collisionnelle séparant le craton archéen du Supérieur du craton composite archéen de Churchill au sud et au nord, respectivement (Fig. 1). L'orogène a débuté par l'ouverture de l'océan Manikewan entre *ca* 2,07 à 1,92 Ga, suivi de sa fermeture par l'accumulation et l'accrétion successive de microcontinents et de fragments archéens crustaux formant le craton de Churchill entre *ca* 1,92 à 1,80 Ga (Corrigan *et al.*, 2009; St-Onge *et al.*, 1992).

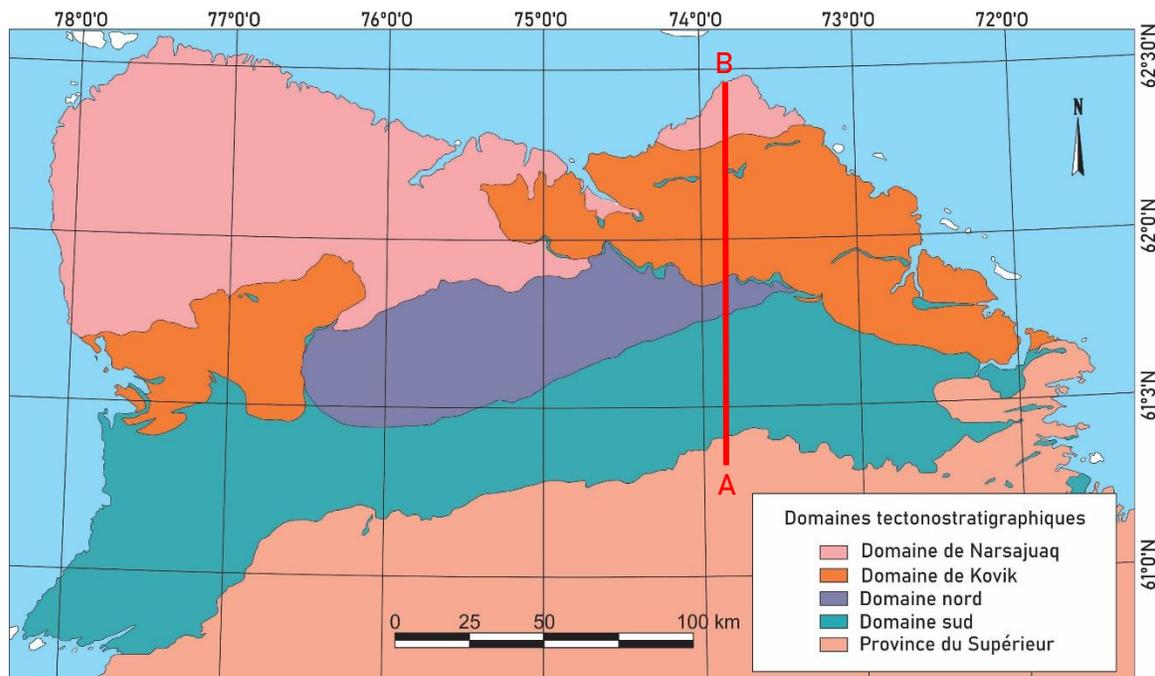


Figure 1: Carte géologique simplifiée de l'Orogène de l'Ungava montrant les principaux domaines tectonostratigraphiques. Modifié de Lamothe (2007).

L'orogène de l'Ungava comprend cinq domaines tectonostratigraphiques (Fig. 1). Ces domaines sont, du sud au nord : (1) un socle autochtone cratonique archéen (Province du Supérieur); (2) une imbrication d'unités paraautochtones appartenant au Domaine Sud de la Fosse de l'Ungava (Groupes de Povungnituk et de Chukotat); (3) des éléments supracrustaux allochtones du Domaine Nord de la Fosse de l'Ungava (Groupes de Watts, de Parent et de Spartan et la Suite de Cape Smith); (4) le bombement antiforme du socle archéen (Complexe de Kovik) et (5) d'un socle archéen recoupé de suites plutoniques d'affinité géochimique d'arc magmatique (Complexe de Narsajuaq) (Fig. 2).

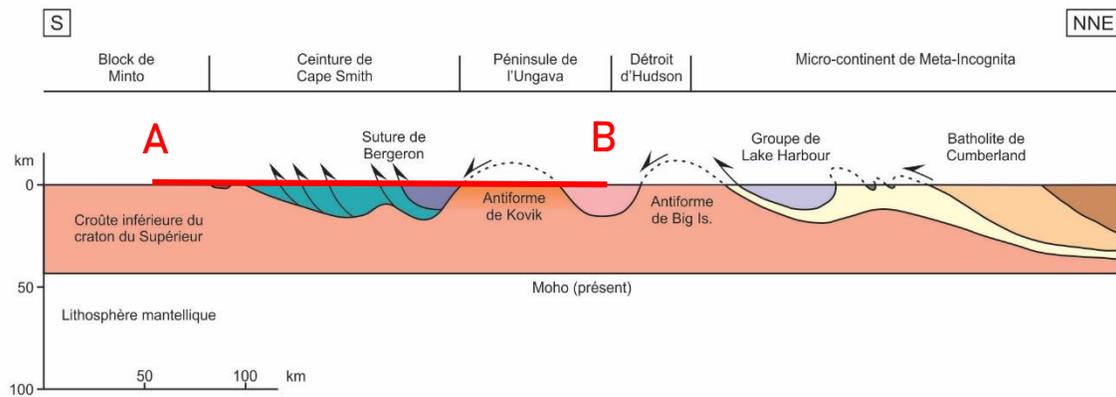


Figure 2: Section schématique perpendiculaire à la direction des domaines tectonostratigraphiques de l'orogène de l'Ungava.

### 1.2.3 Géologie du Groupe de Watts

Le sujet principal de ce projet de recherche est de déterminer la nature du Groupe de Watts. Ce groupe correspond aux unités allochtones plutoniques et volcano-sédimentaires mafiques à ultramafiques du Domaine Nord de la Fosse de l'Ungava (Fig. 3). La stratigraphie du Groupe de Watts se compose de quatre ensembles lithostratigraphiques, soit : (1) une séquence volcano-sédimentaire sommitale, (2) un complexe de dyke en feuillet, (3) une séquence litée de roches mafiques et (4) une séquence litée de roches ultramafiques (Mathieu et Beaudette, 2019; Scott *et al.*, 1992; Scott *et al.*, 1989; Scott *et al.*, 1991; Scott *et al.*, 1999; St-Onge *et al.*, 1992). Ces assemblages sont généralement limités par des failles bordières et imbriquées les uns aux autres.

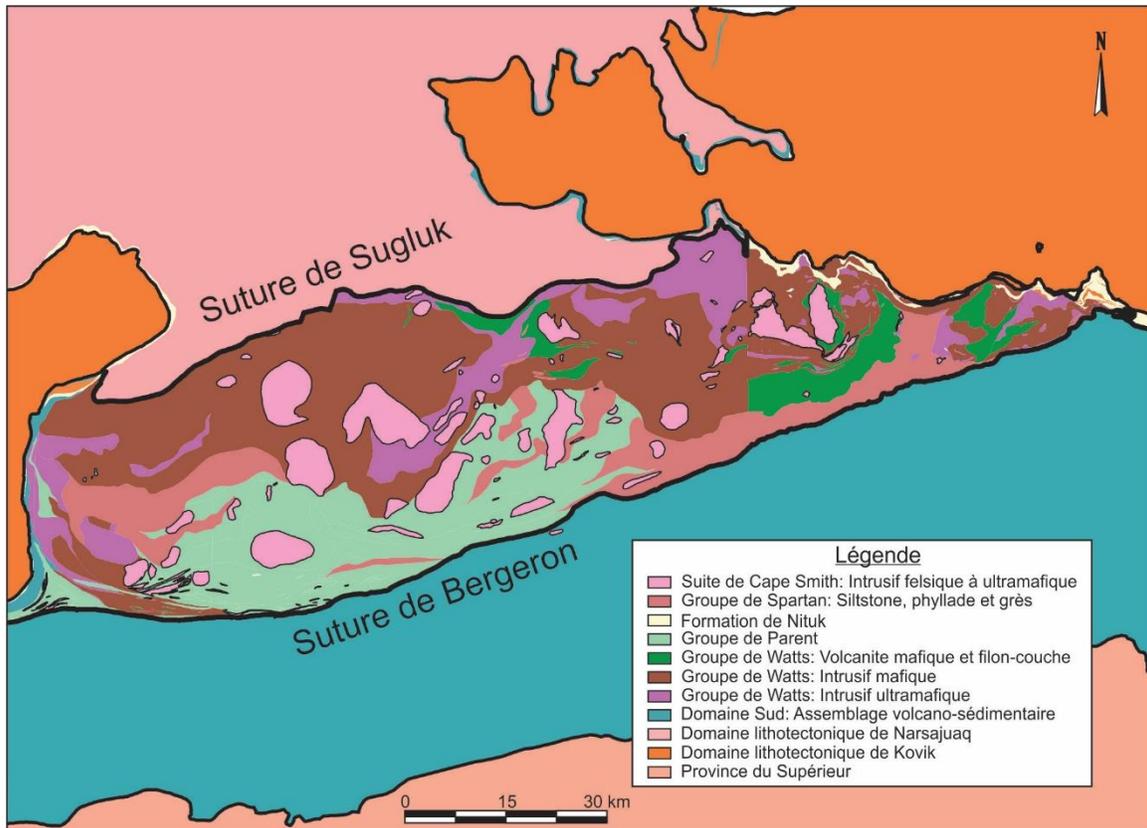


Figure 3: Carte géologique simplifiée du Domaine Nord de la Fosse de l'Ungava, montrant les principaux groupes stratigraphiques et leurs principales unités lithologiques. Modifié de Lamothe (2007) et Mathieu et Beaudette (2019).

La séquence volcano-sédimentaire est caractérisée par une prédominance de roches volcaniques mafiques interlitées d'horizons peu abondants de chert, de formation de fer et de sulfures massifs (Mathieu et Beaudette, 2019; Scott *et al.*, 1991). Le volcanisme s'exprime par des coulées de basalte massives et, en présence moindre, des coulées cousinées ainsi que des sills synvolcaniques de compositions basaltiques et d'épaisseurs métriques.

Un affleurement comprenant un complexe de dykes en feuillet est répertorié à environ 5 km à l'est du Lac Watts (Mathieu et Beaudette, 2019; Scott *et al.*, 1992; Scott *et al.*, 1991). La présence singulière de ce complexe serait attribuable à une préservation tectonique favorable. À cet endroit, le complexe se situe à la base d'une coulée de basalte cousinée et la transition entre les deux unités se fait graduellement sur une épaisseur de 300-400m. Le tout passe d'une prédominance de basalte recoupé de quelques dykes à un complexe uniquement constitué de dyke. Ils présentent majoritairement une texture massive, mais certains dykes ont des bordures figées sur l'un de leur côté.

La séquence litée de gabbro représente l'unité la plus abondante du Groupe de Watts (Mathieu et Beaudette, 2019; Scott *et al.*, 1991). Elle exhibe un litage compositionnel défini par une variation modale de plagioclase et pyroxène primaire métamorphisé. Cette unité présente une grande variété pétrologique (leucocrate à mélanocrate) et texturale (lité, massif, porphyrique, moucheté, pegmatitique et grenu). La nature du litage compositionnel de cette unité suggère une origine en cristallisation fractionnée (cumulat). L'épaisseur de chaque niveau est métrique et leur continuité latérale varie d'un mètre à plusieurs décimètres. Les niveaux sont généralement mal définis et discontinus latéralement dû à la forte transposition tectonique et au métamorphisme. La séquence de gabbro lité est localement recoupée de dyke de gabbro et de pegmatite gabbroïque. Une datation U-Pb sur zircon du gabbro lité présente un âge de  $1998 \pm 2$  Ma (Parrish, 1989). Cet âge est interprété comme l'âge de formation du Groupe de Watts.

La séquence de roches ultramafiques est décrite en corps de taille décimétrique à kilométrique au sein de la séquence de gabbro lité (Mathieu et Beaudette, 2019; Scott *et al.*, 1991). Le litage compositionnel de ces unités, généralement de l'échelle centimétrique à métrique, se caractérise par une variation modale de clinopyroxène et d'olivine primaire. Cette unité est composée principalement de péridotite et de dunite litée, avec en proportion mineure des niveaux métriques à décimétriques de pyroxénite intercalée au sein des péridotites. Il existe, au sein de cette séquence, certains faciès fortement serpentinisés majoritairement localisés à proximité des chevauchements recoupant le Groupe de Watts.

En se basant sur l'ensemble des observations décrites ci-dessus, certains auteurs ont proposé que le Groupe de Watts soit une ophiolite, « l'ophiolite de Purtunig », d'âge Paléoproterozoïque, obductée sur les unités de marge passive du Domaine Sud lors de l'orogène de l'Ungava (Lucas et St-Onge, 1992; Scott *et al.*, 1992; Scott *et al.*, 1999; St-Onge *et al.*, 1992). Ainsi, la séquence volcano-sédimentaire et le complexe de dykes en feuillet représentent la croûte océanique supérieure alors que la séquence litée de roches mafiques et ultramafiques correspond à la croûte océanique inférieure de la stratigraphie idéalisée d'une ophiolite telle que définie lors de la Conférence de Penrose (Anonymous, 1972). La portion mantellique de la séquence ophiolitique idéalisée n'a pas été observée. L'ophiolite se serait mise en place et aurait été démembrée par un système de

chevauchement hors-séquence. Ces chevauchements seraient plus jeunes que 1876 Ma, soit 140 Ma plus jeune que l'âge de l'ophiolite (Parrish, 1989; St-Onge *et al.*, 1992). L'épaisseur cumulative reconstituée de l'ensemble des écailles tectoniques de l'ophiolite serait de l'ordre d'au moins 9km (Scott *et al.*, 1991).

## **2 GÉOCHIMIE**

---

### **2.1 COMPILATION**

#### **2.1.1 Compilation de la base de données géochimiques**

Pour cette étude, une base de données d'analyses géochimiques de roches totales à éléments majeurs et traces a été créée pour réunir l'ensemble des échantillons localisés dans le Domaine Nord de la Fosse d'Ungava. Les données géochimiques ont été compilées à partir du Système d'information géominière du Québec (SIGÉOM), de la commission géologique du Canada (CGC), de la littérature scientifique ainsi que d'un échantillonnage sur le terrain. L'interprétation graphique des données géochimiques a été possible à l'aide du logiciel de traitement géochimique et pétrologique IGPET (Carr, 1995). Initialement, quelques 2490 analyses géochimiques composaient cette base de données, dont 730 analyses géochimiques spécifiquement associées au Groupe de Watts. Les éléments majeurs, les volatiles, la perte au feu (PAF) et la somme des oxydes (TOT) sont exprimés en pourcentage massique (% pd) alors que les éléments traces sont exprimés en ppm ou en ppb. Les méthodes analytiques employées peuvent varier selon la ressource consultée, selon l'élément chimique en question et en fonction de la technique analytique employée au moment de l'analyse.

Tous les faciès lithostratigraphiques et lithodémiques du Groupe de Watts et de la Suite de Cape Smith tels que décrits par Mathieu et Beaudette (2019) ont été sélectionnés pour cette étude. L'échantillonnage sur le terrain s'est effectué auprès d'unités homogènes et représentatives qui ont été nettoyées, sciées et dont la croûte d'altération météorique superficielle a été retirée. Une liste des opérations préliminaires à la caractérisation des lithologies et des altérations est présentée en annexe 1.

#### **2.1.2 Caractérisation et filtrage des altérations et cumulats**

Avant de procéder à la classification lithologique et à la discrimination tectoniques des échantillons à l'étude, il est préalablement nécessaire de distinguer la présence

d'altération et de cumulats parmi ceux-ci. Les échantillons altérés et/ou cumulatifs ne sont pas éliminés de la base de données, mais plutôt caractérisés et classés.

Plusieurs roches volcaniques et plutoniques paléoprotérozoïques de la Fosse de l'Ungava ont subi une l'altération en fond marin et/ou une altération hydrothermale. Ces processus d'altération peuvent générer de l'interférence dans le traitement des données dû à la remobilisation de certains éléments chimiques et (Hynes, 1980; Pearce, 1996). Les échantillons altérés ne peuvent donc pas être utilisés pour discriminer l'environnement de formation géodynamique. L'analyse de la PAF permet d'examiner le contenu en éléments volatils d'un échantillon et donc d'en évaluer le degré d'altération. Les échantillons de composition felsique, intermédiaire et mafique ayant une PAF de plus de 4% poids sont considérés comme altérés. Il en est de même pour les roches ultramafiques ayant une PAF de plus de 17% poids. L'altération est caractérisée par l'usage du diagramme d'altération *Box plot* construit par Large *et al.* (2001) et modifié par Trépanier (2011) à partir de l'indice chlorite-carbonate-pyrite (CCPI) et de l'indice d'Hashimoto (AI) d'Ishikawa *et al.* (1976) (Fig. 4 a et b):

$$AI = 100 \times (MgO + K_2O) / (MgO + K_2O + CaO + Na_2O)$$

$$CCPI = 100 \times (Fe_2O_3t + MgO) / (Fe_2O_3t + MgO + K_2O + Na_2O)$$

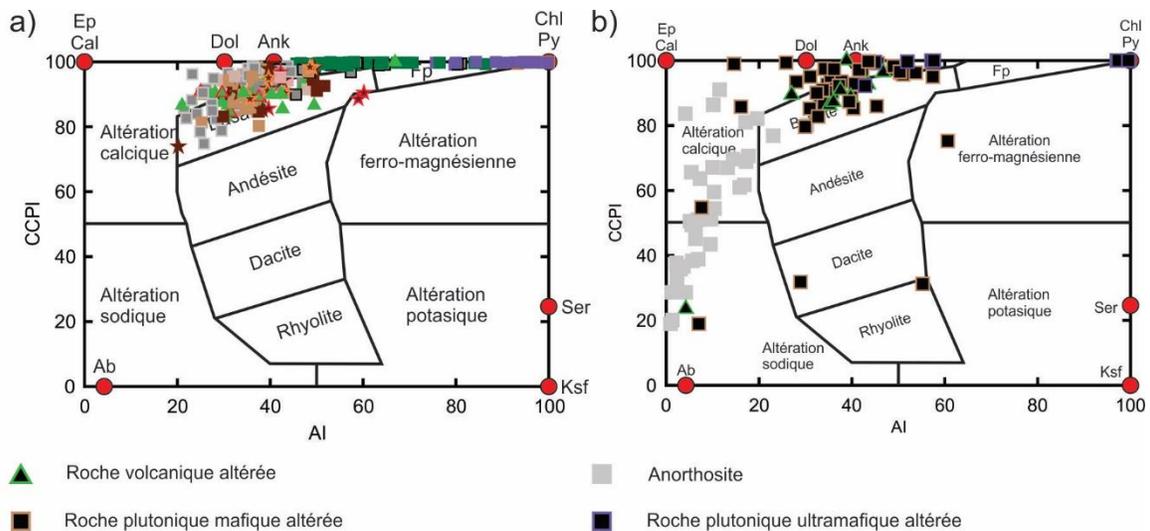


Figure 4: Diagramme des boîtes d'altération pour les (a) unités fraîches et (b) altérées. Modifié de Large *et al.* (2001) et de Trépanier (2011).

La nature cumulative des roches plutoniques de composition mafique à ultramafique du Groupe de Watts est bien documentée dans la région (Scott *et al.*, 1991). Puisque la composition géochimique des roches à cumulats reflète la nature et la proportion des phases cumulatives, les échantillons à cumulats ne peuvent également pas être utilisés pour discriminer l'environnement de formation des liquides parents. Il est possible de discerner la présence et la nature des cumulats par plusieurs méthodes. L'une de ces méthodes consiste à identifier les échantillons à cumulats de plagioclase, de minéraux ferromagnésiens (olivine, ortho- et clinopyroxène) et d'oxydes de Fe-Ti (ilménite et/ou magnétite), sur la base du diagramme SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> versus Mg# de Kempton et Harmon (1992) (Fig. 5 a, b et c). Les cumulats de plagioclase (ou de grenat) se distinguent alors par un ratio SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> inférieur à 2,9. Ce ratio est fixé à 5,0 et plus pour les cumulats ferromagnésiens. L'utilisation de ce diagramme est avantageuse, car le ratio SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se base sur des éléments à mobilité très faible, voire nulle, lors du métamorphisme (Guilmette *et al.*, 2009). Il est également possible de discerner la présence de cumulats de plagioclase, de clinopyroxène et d'olivine par l'usage de seuil en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (20% poids), Sc (70 ppm) et Ni (250 ppm), respectivement (Pearce, 1996). Une anomalie positive en Eu peut aussi représenter une indication supplémentaire de la présence de cumulats de plagioclase. Finalement, l'existence de cumulats d'oxyde de Fe-Ti est, pour sa part, mise en évidence par l'application d'un seuil de 1,5 à l'indice de l'anomalie en titane, Ti/Ti\*, tel que définit:

$$Ti/Ti^* = Ti_N / (Sm_N * Tb_N)^{1/2}$$

où N indique une normalisation à la composition du manteau primitif (McDonough et Sun, 1995)

Les valeurs des seuils en Sc, Ni et Ti/Ti\* ont été adaptées au secteur à l'étude en se basant sur leurs valeurs maximales au sein de la suite de laves basaltiques du Groupe de Watts.

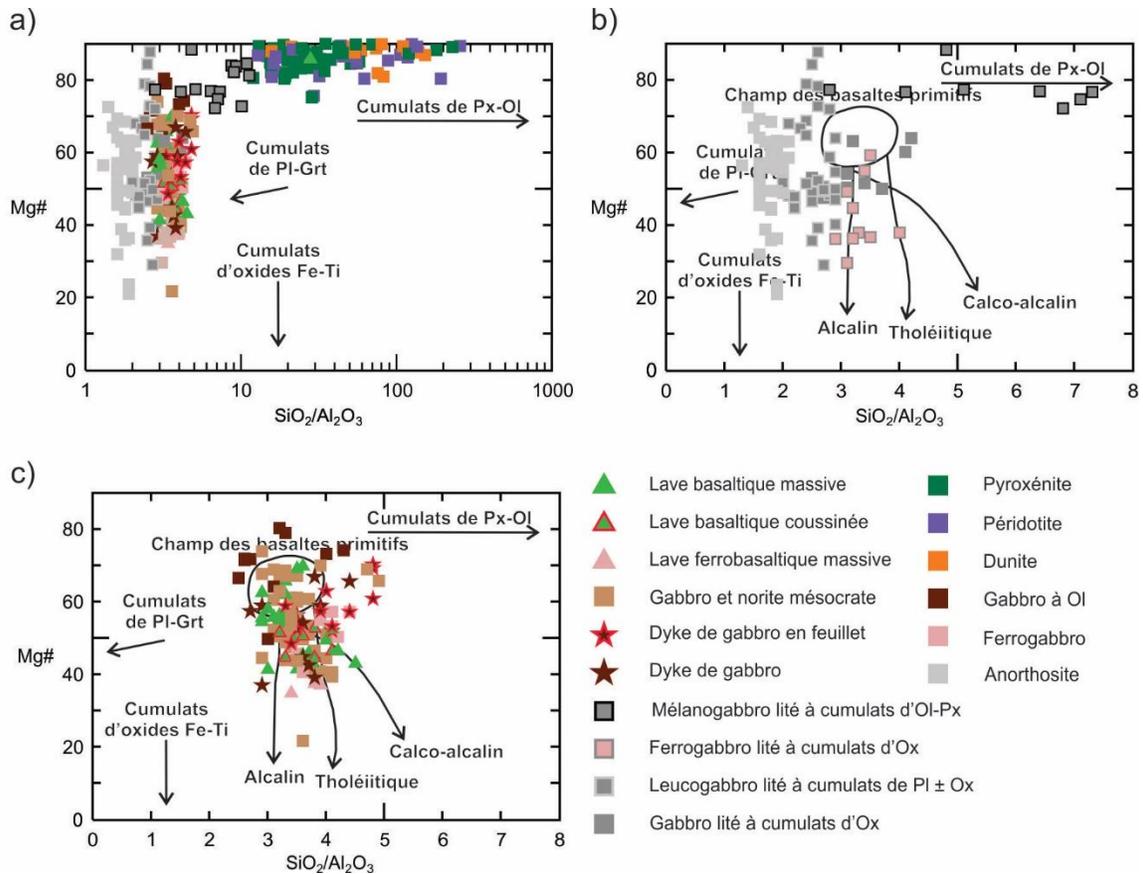


Figure 5: Diagramme de discrimination de la présence de cumulats dans les roches ignées mafiques et ultramafiques du Groupe de Watts pour (a) l'ensemble des échantillons, (b) pour les roches litées et (c) pour les roches non litées. Tiré de Kempton et Harmon (1992).

### 2.1.3 Mobilité des éléments

Un test est effectué sur la suite basaltique non cumulative et peu altérée du Groupe de Watts pour évaluer le degré de mobilité des éléments majeurs et traces de la région afin de justifier la validité de leur utilisation à venir dans les diagrammes de classification lithologique et de discrimination tectonique. La concentration de ces éléments est comparée à l'aide d'une analyse bivariée à un élément relativement immobile pour les roches mafiques, le Gd, pour en déterminer le carré de la corrélation linéaire ( $R^2$ ), tel qu'effectué par Polat et Hofmann (2003). Les diagrammes bivariés du Gd en fonction de la plupart des éléments majeurs ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), des éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE : Rb, Sr, Cs, Ba, Sr, Pb) et des métaux de transition excluant les éléments à fortes liaisons ioniques (Co, Cu, Ga, Ge, In, Ni, EGP, Sb, Se, Sn, Tl et V) ont produit des nuages de points fortement dispersés ( $R^2 \leq 0,3$ ),

suggérant que ces éléments ont probablement été mobilisés lors de processus postérieur à la cristallisation magmatique. Inversement, la plupart des éléments majeurs et traces restants (TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, HSE et REE) ont affiché une bonne relation linéaire avec Gd ( $0,3 > R^2 > 0,97$ ), suggérant qu'ils ont peu été affectés par les processus postérieurs à la cristallisation magmatique (Tableau 1). Il est donc possible de conclure qu'il est valide d'interpréter avec précautions les données géochimiques du Groupe de Watts au moyen de diagrammes pétrologiques et pétrogénétiques utilisant ces éléments immobiles.

Tableau 1: Test de mobilité des éléments majeurs et traces, basé sur le coefficient de détermination ( $R^2$ ) d'une régression linéaire de ceux-ci en fonction du contenu en Gd des basaltes du Groupe de Watts (n=49) ayant une perte au feu de moins de 4%.

LOI	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
0-4%	0.05	0.65	0.03	0.43	0.51	0.24	0.05	0.00	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ba	Cd	Ce	Co	Cs	Dy	Er	Eu
0.73	0.16	0.00	0.05	0.61	0.00	0.02	0.92	0.85	0.90
Ga	Ge	Hf	Ho	In	La	Lu	Nb	Nd	Ni
0.53	0.01	0.85	0.88	0.42	0.49	0.79	0.50	0.77	0.20
Pb	Pd	Pr	Pt	Rb	Sc	Se	Sm	Sr	Ta
0.02	0.29	0.66	0.28	0.01	0.00	0.04	0.91	0.01	0.45
Tb	Th	Tl	Tm	U	V	Y	Yb	Zr	
0.97	0.37	0.00	0.83	0.13	0.06	0.87	0.79	0.76	

Aa	$R^2 < 0,3$
Bb	$0,3 < R^2 < 0,56$
Cc	$R^2 > 0,56$

## 2.2 TYPOLOGIE LITHOLOGIQUE DU GROUPE DE WATTS

Le nom de terrain assigné aux échantillons a été privilégié pour le traitement des données et a servi de base pour le choix des diagrammes de classification pétrologique appropriée. L'assignation des échantillons aux unités stratigraphiques répertoriées dans le secteur à l'étude sert à l'interprétation géochimique qui suit. Pour simplifier la nomenclature et étant convenu que l'ensemble des roches traitées ont été métamorphosées, le préfix méta- est évité. La composition des échantillons, la source des données et

l'ensemble des informations complémentaires sont présentés dans la base de données accompagnant ce rapport.

Le traitement des analyses géochimiques du Groupe de Watts se base sur la subdivision informelle des unités cartographiées par Mathieu et Beaudette (2019) et se décline en quatre ensembles pétrogéochimiques, soit les roches volcaniques mafiques (basalte et ferrobasilte), les roches plutoniques mafiques (gabbro, norite, gabbro à olivine et ferrogabbro), les roches plutoniques mafiques litées à cumulats de plagioclase, de pyroxène, d'olivine et/ d'oxyde de fer-titane (anorthosite, gabbro leucocrate à mélanocrate et ferrogabbro) ainsi que les roches plutoniques ultramafiques litées (péridotite, dunite et pyroxénite).

La classification lithologique des roches volcaniques se base dans cette étude sur le diagramme Nb/Y vs de Zr/Ti de Pearce (1996), modifié de Winchester et Floyd (1977), ainsi que sur le diagramme ternaire (Fe + Ti)-Al-Mg (Jensen et Pyke, 1982). Ces diagrammes permettent de classer les liquides basaltiques subcalins et les échantillons du secteur se positionnent dans le champ des basaltes tholéitiques (Fig. 6 a et b). L'affinité magmatique de ces roches est déterminée à partir du diagramme à éléments immobiles Zr/Y vs Th/Yb de Ross et Bédard (2009). La tendance est principalement tholéitique à légèrement transitionnel (Fig.6 c). Il est à noter que plusieurs échantillons du secteur correspondent à la définition d'un ferrobasilte proposée par Natland (1980), soit d'un basalte (ou gabbro) ayant un contenu en FeO<sub>t</sub> et en TiO<sub>2</sub> supérieurs à 12% et 1,8% poids, respectivement. Le Mg# de ces roches varie de 41,4 à 69,8 pour les basaltes et de 34,9 à 42,5 pour les ferrobasalts (Annexe 3). Le fractionnement des terres rares, mis en évidence par le rapport (La/Yb)<sub>C1</sub>, est de 0,5 à 4,5 pour les basaltes et de 1,5 à 5,9 pour les ferrogabbros (Annexe 3). Le patron des terres rares (REE) des basaltes et ferrobasalts présente un enrichissement absolu du contenu en REE de l'ordre de 10 fois supérieur à la composition chondritique C1 (Palme *et al.*, 2003) ainsi qu'un léger fractionnement de terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) (annexe 2 a, b et c). L'observation des profils multi-éléments normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995) de ces unités soulève la présence d'une anomalie négative prononcée en Hf et d'une légère décroissance en Th et Nb par rapport à la portion Ta-Sm du profil. Sur ces

deux types de profils, les ferrogabbros sont les roches volcaniques mafiques les plus enrichies dans les éléments les plus incompatibles (LREE, Th, Nb et Ta).

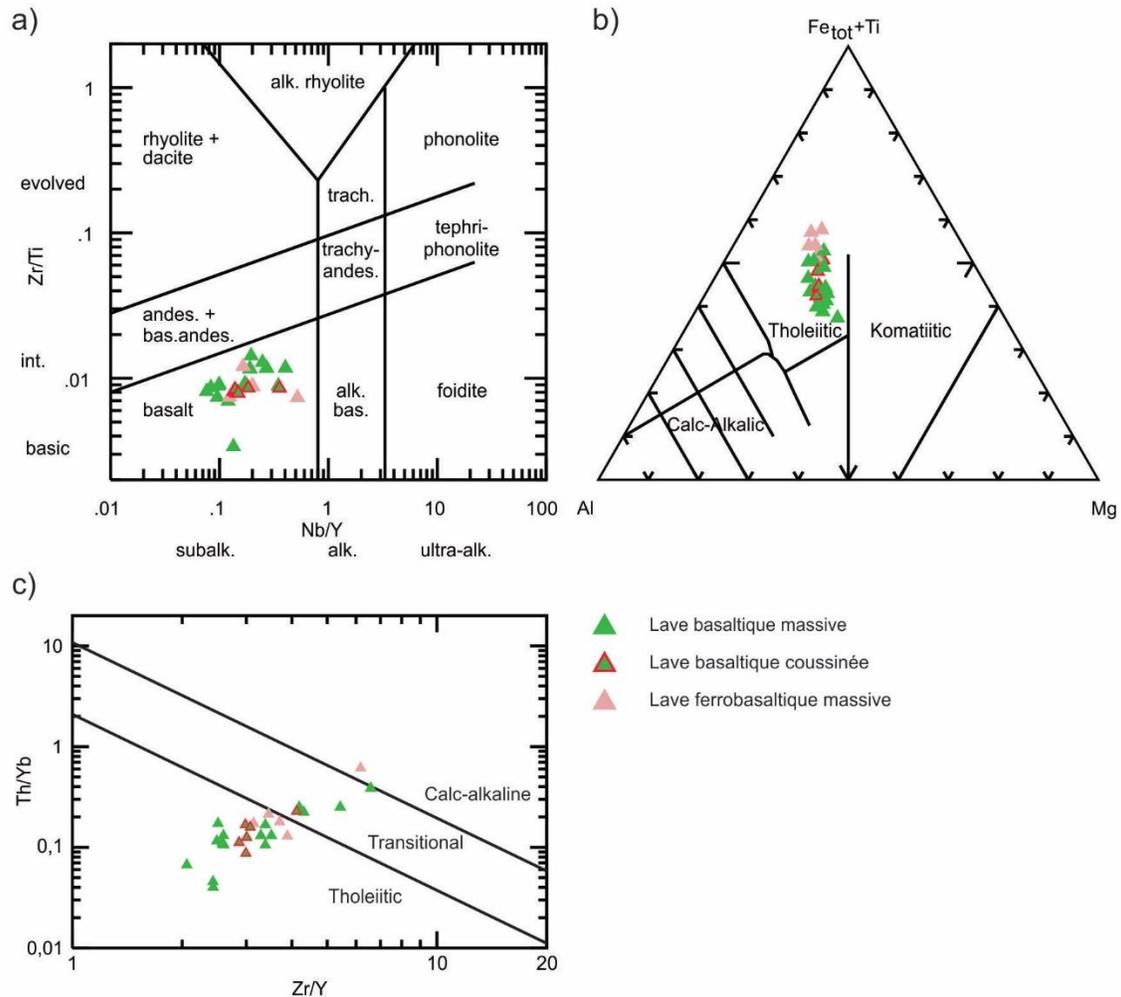


Figure 6: Diagrammes de classification pétrologique pour les roches volcaniques du Groupe de Watts. (a) Zr/Ti versus Nb/Y de Pearce (1996), modifié de Winchester et Floyd (1977), (b) Al-(Fe + Ti)-Mg de Jensen et Pyke (1982) et (c) Th/Yb versus Zr/Y de Ross et Bédard (2009).

Après avoir identifié les roches litées et la nature de leur cumulat tel qu'élaboré dans la section 3.1.2 de ce rapport, les roches intrusives mafiques à ultramafiques sont classées au moyen du calcul de la norme CIPW et des diagrammes de classification ternaire en minéraux normatifs (Streckeisen, 1976). Le calcul de la norme CIPW estime la minéralogie théorique d'une roche ayant cristallisé une séquence typique de minéraux provenant de la fusion partielle en conditions à l'équilibre, anhydre et de basse pression.

Ces calculs considèrent que les minéraux ferromagnésiens ne contiennent pas d'aluminium et que les minéraux hydratés ne précipitent pas. Cette méthode conserve sa validité en contexte de roche ignée métamorphisée.

On distingue au sein des roches plutoniques mafiques trois ensembles géochimiques. La représentation graphique des échantillons sur les diagrammes ternaires de Streckeisen (1976) illustre un ensemble de gabbro et, en portion moindre de norite, mésocrates, ainsi qu'un ensemble de ferrogabbros et quelques échantillons de gabbros à olivine (Fig.7 a et b). Les diagrammes de variation en éléments majeurs en fonction de la croissance en MgO soulignent des appauvrissements en SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> au sein de ces unités. Le Mg# de ces roches varie de 21,8 à 73,9 pour les gabbros et norites mésocrates, de 49,8 à 80,3 pour les gabbros à olivine et de 40,7 à 57,3 pour les ferrogabbros (Annexe 3). Le contenu en Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> et en TiO<sub>2</sub> est enrichi dans les ferrogabbros relativement aux gabbros-norites et aux gabbros à olivine. Le rapport (La/Yb)<sub>C1</sub> est de 0,1 à 18,4 pour les gabbros et norites mésocrates, de 0,1 à 5,8 pour les gabbros à olivine et de 1,2 à 20,7 pour les ferrogabbros (Annexe 3). Le patron multi-élément normalisé au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995) des gabbros et norites reflète l'hétérogénéité des tendances d'enrichissement des éléments plus incompatibles (Annexe 2 d). On note une anomalie négative en Hf et quelques échantillons ont une anomalie négative en Nb-Ta et en Ti. Les REE présentent une tendance généralement à faible pente négative, avec toutefois quelques échantillons montrant un enrichissement ou un appauvrissement relatif plus prononcé des LREE par rapport aux HREE (Annexe 2 d). Les gabbros à olivine ont une anomalie négative en Zr-Hf et parfois en Nb, Ta et Ti (annexe 2 e). Les ferrogabbros montrent un fort enrichissement en éléments incompatibles, avec toutefois un appauvrissement en Th et Nb relatif à la portion Ta-Sm du profil et comme il a été observé dans la comparaison des basaltes et des ferrobasaltes, les ferrogabbros se démarquent encore pour leur plus haut contenu en éléments les plus incompatibles parmi les roches plutoniques mafiques (annexe 2 f). L'ensemble des unités ont un enrichissement moyen du contenu en REE de l'ordre de 10 fois supérieur à la composition chondritique C1 (Palme *et al.*, 2003). Des dykes de gabbro ont aussi été étudiés, indifféremment de leur interprétation génétique sur le terrain, soit les dykes en feuillet et les dykes non catégorisés (annexe 2 h). Ces intrusions mafiques

se classent principalement en gabbro mésocrate et quelques échantillons de norite mélanocrate à leucocrate (Fig.7 a et b). Les profils multi-éléments de ces dykes en feuillets et non catégorisés sont présentés à l'annexe 2 g et h, respectivement. Les analyses géochimiques effectuées sur les dykes en feuillets par Scott *et al.* (1992) présentent une plus grande homogénéité (profil de couleur orange en annexe 2 g) que les analyses plus récentes effectuées pour cette étude (profil de couleur rouge en annexe 2 g). Ils ont une tendance générale d'enrichissement en éléments plus incompatibles, des anomalies négatives en Hf et Y ainsi que des anomalies positives en Ta et Zr. Certains échantillons de dykes en feuillet et de dykes non catégorisés ont des profils multi-éléments similaires aux basaltes provenant de zones de subduction ou de contamination crustale, avec les anomalies négatives en Nb, Ta et Ti typiques de ces roches (annexe 2 g et h). Ce type de profils est aussi observé parmi certains échantillons de gabbro et norite mésocrate (Annexe 2 d).

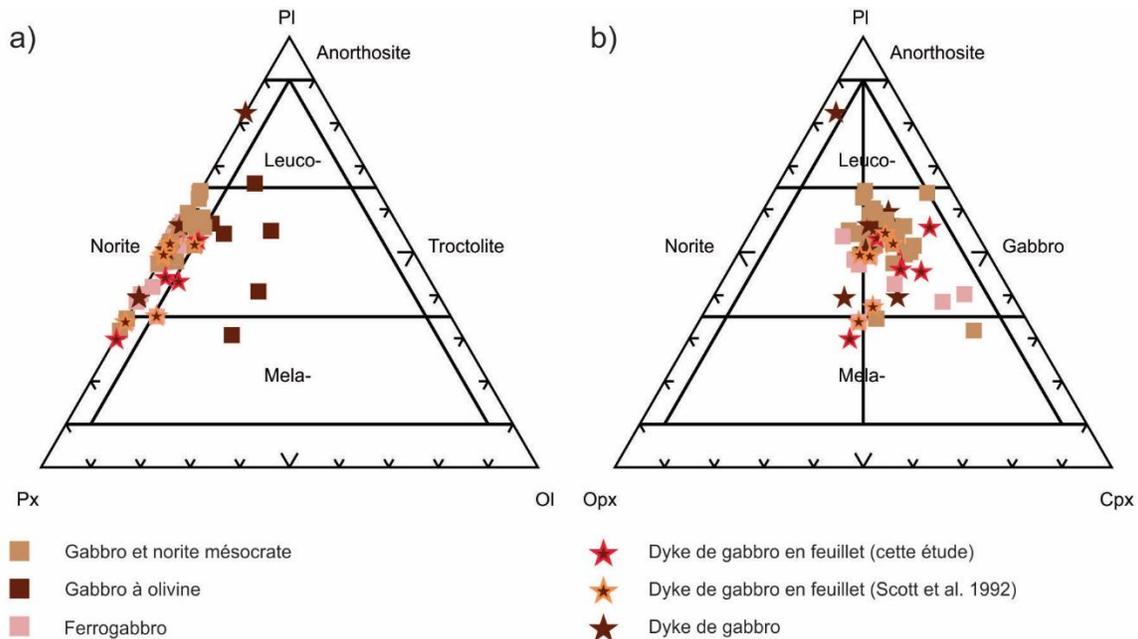


Figure 7: Diagramme de classification pétrologique basé sur la norme CIPW pour les roches mafiques du Groupe de Watts avec (a) Px-Pl-Ol et (b) Opx-Pl-Cpx (Streickesen, 1976).

Cinq ensembles géochimiques de roches mafiques lités sont distingués dans le secteur à l'étude, soit les anorthosites, les gabbros méso- à leucocrate à cumulats de plagioclase, les mélanogabbros à cumulats ferromagnésien, les ferrogabbros à cumulats d'oxydes de Fe-Ti et les gabbros à cumulats d'oxyde de fer. L'explication de la méthode employée pour distinguer les divers types de cumulats est présentée dans la section 3.1.2

de ce rapport. L'ensemble de ces roches cumulatives représente la gamme des types de minéraux et du mode relatif de ceux-ci généré par le processus de cristallisation fractionnée. Le traitement géochimique des unités mafiques et ultramafiques met en évidence quatre pôles de composition minéralogique qui influence principalement la nature des roches plutoniques litées, soit le plagioclase, les pyroxènes, l'olivine et les oxydes de fer. Et puisque la composition géochimique de ces lithologies litées ne représente pas le liquide magmatique parent, alors l'utilisation du diagramme ternaire de Streckeisen (1976) ne peut pas permettre l'identification lithologique précise des unités, mais fournit plutôt une indication générale de la nature cumulative des échantillons (Fig.8 a et b). Il y a des anomalies positives en Eu pour les roches mafiques contenant des cumulats de plagioclase (Annexe 2 i, k et l) et des anomalies positives en Ti pour les roches mafiques contenant des cumulats d'oxydes de Fe-Ti (Annexe 2 i et j).

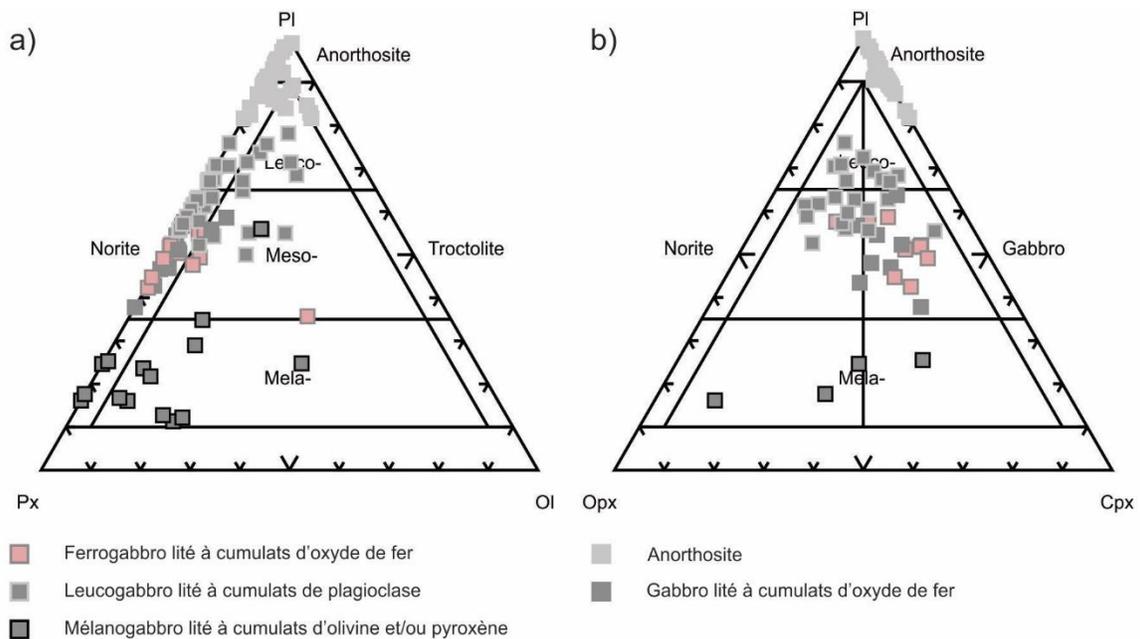


Figure 8: Diagramme de classification pétrologique basé sur la norme CIPW pour les roches mafiques litées du Groupe de Watts avec (a) Px-Pl-Ol et (b) Opx-Pl-Cpx (Streckeisen, 1976).

Le traitement des données montre la présence de trois types de roches plutoniques ultramafiques : les pyroxénites, les péridotites et les dunites. La classification lithologique de ces unités se fait par l'utilisation du diagramme ternaire de Streckeisen (1976). Les dunites se situent dans le champ de la dunite (Fig. 9 a et b). Les pyroxénites se trouvent dans le champ de la webstérite à olivine et clinopyroxénite à olivine (Fig. 9 a et b). Ces

roches sont particulièrement plus riches en clinopyroxène qu'en orthopyroxène. Les péridotites se situent surtout dans le champ de l'harzburgite, avec notablement quelques échantillons dans le champ des lherzolites (Fig. 9 a et b). Le Mg# de ces roches varie de 75,2 à 89,9 pour les pyroxénites, de 75,6 à 92,4 pour les péridotites ainsi que de 80,9 à 95,3 pour les dunites (Annexe 3). Le profil multi-élément des pyroxénites montre une tendance générale négative des LREE par rapport aux HREE, une anomalie négative en Zr et un enrichissement notable du La relatif à Ce (Annexe 2 n). Le profil REE des péridotites est généralement plat, avec des anomalies négatives en Zr et Ti et quelques échantillons présentent un enrichissement des LREE par rapport aux HREE (annexe 2 o). La majorité des analyses géochimiques des unités les plus réfractaires, telles que l'ensemble des dunites et quelques échantillons de péridotite, présente des compositions en REE près ou sous la limite de détection des méthodes analytiques employées (annexe 2 o et p). Les profils multi-éléments des pyroxénites et des péridotites illustrent un découplage notable du Nb par rapport au Ta (Annexe 2 n et o).

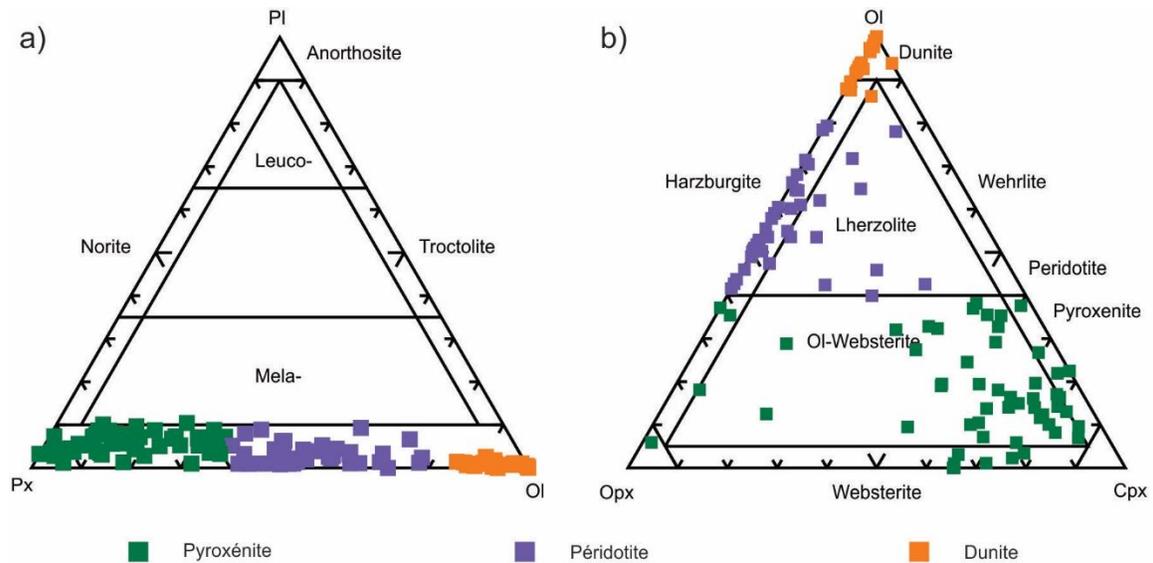


Figure 9: Diagramme de classification pétrologique basé sur la norme CIPW pour les roches ultramafiques du Groupe de Watts avec (a) Px-Pl-Ol et (b) Opx-Ol-Cpx (Streckesen, 1976).

### 3 DISCRIMINATION PÉTROGÉNÉTIQUE

---

La discrimination des environnements de formation géodynamique des liquides basaltiques du Groupe de Watts est effectuée sur les roches mafiques ne présentant pas d'indications de cumulats et peu altérées. Cette discrimination pétrogénétique s'effectue en trois étapes : (1) distinction des roches ayant été influencées par une zone de subduction ou de contamination crustale; (2) discrimination des roches ayant subi une fusion partielle associée à la présence d'un panache mantellique et (3) distinction des types de basalte de zone de supra-subduction (Pearce, 1996, 2008, 2014). Les données, lorsque projetées dans le diagramme Th/Yb-Nb/Yb, se positionnent dans le champ des basaltes provenant de la fusion partielle du manteau, sans évidence de l'influence d'une zone de subduction ou de contamination crustale (Fig.9 a). Le second diagramme de discrimination, TiO<sub>2</sub>/Yb-Nb/Yb, illustre une tendance intermédiaire et diagonale des échantillons entre les pôles de composition typique de basalte provenant du manteau peu profond appauvri et de panache mantellique (Fig.9 b). Cette tendance s'apparente au P-MORB, des basaltes de rides médio-océaniques ayant subi l'influence proximale d'un panache mantellique (Pearce, 2008, 2014). Les données représentées sur le diagramme de V-Ti de Shervais (1982) se situent dans le champ des basaltes tholéïtiques d'arc océanique et à la frontière entre ceux-ci et le champ des basaltes provenant de zones de supra-subduction. Il est toutefois d'intérêt de souligner la présence de quelques échantillons de dykes de composition basaltique qui présentent des évidences de contamination crustale (Fig.9 a et c). Finalement, il est possible de corroborer ces observations en projetant les données sur le diagramme Nb/Th-Zr/Nb (Condie, 2005). Les liquides basaltiques du Groupe de Watts se situent entre la source représentative de composition du manteau primitif (PM) et la source de manteau profond appauvri (Fig.9 d). Certains des échantillons sont présents dans le champ des arcs volcaniques (Fig.9 d).

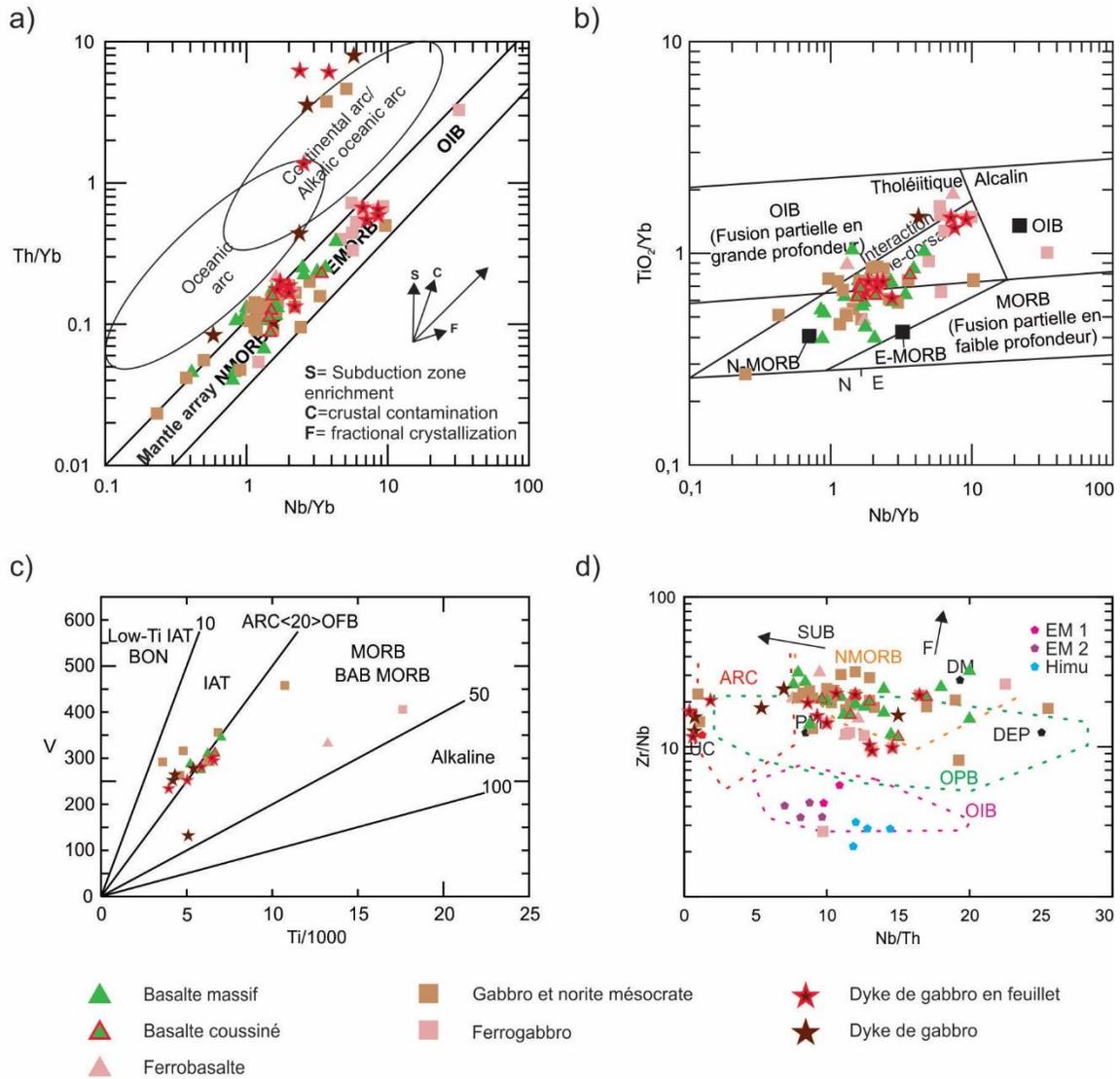


Figure 10: Diagramme de discrimination montrant les composantes de composition mantellique et les champs de basaltes d'environnements géodynamiques variés. (a) Th/Yb- Nb/Yb, (b) TiO<sub>2</sub>/Yb-Nb/Yb (Pearce et al., 2014), (c) Ti-V (Shervais, 1982) et (d) Zr/Nb-Nb/Th (Condie, 2005). Les flèches en (d) indique l'effet de la fusion partielle en équilibre (F) et de la subduction (SUB). UC, croûte continentale supérieure; PM, manteau primitif; DM, manteau supérieur appauvri; HIMU, source haut U/Pb; EM1 and EM2, sources de manteau enrichies; ARC, basalte d'arc; NMORB, basalte de ride médio-océanique normale; OIB, basalte d'île océanique; DEP, manteau profond appauvri; EN, composante enrichie; REC, composante recyclée. Modifié de Pearce et al. (2014), Shervais (1982) et Condie (2005).

## 4 DISCUSSION

---

### 4.1 ENVIRONNEMENT GÉODYNAMIQUE POUR LE GROUPE DE WATTS

Le traitement des analyses géochimiques des échantillons représentant les liquides basaltiques du Groupe de Watts permet de soutirer plusieurs éléments clés vis-à-vis leur environnement de formation géodynamique. D'une part, outre certains dykes mafiques tardifs, la tendance géochimique générale observée par les diagrammes de discrimination tend à démontrer que ces roches proviennent de la fusion partielle d'une source de composition mantellique et ne présentent pas d'évidence de l'influence d'une zone de subduction ou de contamination crustale. La géochimie de ces unités suggère que ces liquides basaltiques proviennent soit d'une ride médio-océanique ayant subi l'influence proximale d'un panache mantellique, soit d'un plateau océanique (Condie, 2005; Pearce, 2008, 2014). Ces interprétations géodynamiques vont de pair avec les réinterprétations plus récentes des origines du Groupe de Watts et de l'influence du panache mantellique Minto-Povungnituk sous-jacent le craton archéen du Supérieur (Bleeker et Kamo, 2017; Kastek, 2019; Kastek *et al.*, 2018). Ces observations n'invalident toutefois pas les arguments proposés pour l'hypothèse ophiolitique du Groupe de Watts (Scott *et al.*, 1992; Scott *et al.*, 1991).

### 4.2 PROBLÉMATIQUES COMPLÉMENTAIRES À RÉSOUDRE

Cette étude n'offre pas de conclusion définitive en ce qui a trait à l'origine de formation du Groupe de Watts, mais en considérant les évidences géochimiques présentées ici et par d'autres auteurs, il est dorénavant important de considérer un mode de formation du Groupe de Watts directement influencé par un panache mantellique proximal, que ce soit directement par une formation contexte de plateau océanique ou par l'influence de ce panache mantellique sur sa formation au niveau d'une dorsale médio-océanique. Puisque l'argument clé de l'hypothèse ophiolite du Groupe de Watts est centré sur la présence d'un complexe de dyke en feuillet, il serait d'intérêt d'une part de dater si possible les dykes présents sur l'affleurement en question et d'autre part, de tester la cogénéicité magmatique de ceux-ci avec les autres unités du Groupe de Watts.

## CONCLUSION

---

L'objectif général de cette étude était de caractériser les unités mafiques et ultramafiques du Groupe de Watts, ainsi que d'en établir l'environnement de formation géodynamique le plus probable. Ces premiers résultats ont permis d'approfondir la classification des unités lithologiques cartographiées sur le terrain en affinant la méthode géochimique spécifique à chaque type de lithologie. De plus, certains éléments pétrographiques ont été précisés tels que la présence de ferrogabbro et la discrimination des cumulats. En effet, il peut être difficile de distinguer les roches cumulatives sur le terrain lorsque les éléments diagnostiques à ce type de roche (litage compositionnel, cumulat, etc.) sont oblitérés par le métamorphisme régional, l'altération hydrothermale et la déformation. Ce projet présente alors une série de critères clairs permettant de reconnaître l'ensemble des lithologies, la nature de leur cumulat, si présent, et la nature des d'altération. Finalement, le traitement des données géochimiques a permis de contraindre plus en profondeur l'environnement de formation du Groupe de Watts. Effectivement, les évidences géochimiques suggèrent la formation de ce groupe a directement été influencée par la présence d'un panache mantellique proximal, probablement la province ignée Minto-Povungnituk, et l'absence d'une zone de subduction ou de contamination crustale. Ce rapport constitue une première étape dans la redéfinition de la nature du Groupe de Watts et sert de base à la compréhension de son évolution tectonométamorphique à venir. Il serait intéressant de réévaluer les évidences accumulées sur le complexe de dykes en feuillet afin d'en préciser l'interprétation et le rôle dans la genèse du Groupe de Watts.

## RÉFÉRENCES

---

Anonymous (1972). « Penrose field conference on ophiolites. » *Geotimes* 17(12): p. 24-25.

Avramtchev, L., Lebel-Drolet, S. and Piché, G. (1981). « Carte des gîtes minéraux du Québec: DPV-897. Région de la Fosse de l'Ungava. ». Québec, Gouvernement du Québec, Ministère de l'énergie et des ressources (Mines ....

Barnes, S. J., Coats, C. J. A. and Naldrett, A. J. (1982). « Petrogenesis of a Proterozoic nickel-sulfide-komatiite association; the Katiniq Sill, Ungava, Quebec. » *Economic geology* 77(2): 413-429.

Beall, G. H. (1959). « Cross Lake area, New Quebec, Québec. ». Québec, Québec Department of Mines, PR. Rapport préliminaire 396 et carte préliminaire 1267.

Beall, G. H. (1960). « Laflamme Lake area, New Quebec, Québec. ». Québec, Québec Department of Mines, PR. Rapport préliminaire 435 et carte préliminaire 1351.

Beall, G. H. (1977). « Cross Lake and Laflamme lake areas. ». Québec, Ministère des Richesses Naturelles du Québec. DP-460.

Beaudette, M., Bilodeau, C. and Mathieu, G. (2020). « Géologie de la région du Lac Parent, Orogène de l'Ungava, Nunavik, Québec, Canada. ». Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles du Québec. BG 2020-04.

Bédard, J. H., Francis, D. M., Hynes, A. J. and Nadeau, S. (1984). « Fractionation in the feeder system at a Proterozoic rifted margin. » *Canadian Journal of Earth Sciences* 21(4): 489-499.

Bergeron, R. (1957). « Cape Smith-Wakeham Bay belt, New Quebec, Québec. ». Québec, Québec Department of Mines, PR. Rapport préliminaire 355 et cartes préliminaires 1090 et 1196.

Bergeron, R. (1959). « Povungnituk range area, New Quebec, Québec. ». Québec, Québec Department of Mines, PR. Rapport préliminaire 392 et carte préliminaire 1279.

Bleeker, W. and Kamo, S. L. (2017). « Extent, origin, and deposit-scale controls of the 1883 Ma Circum-Superior large igneous province, northern Manitoba, Ontario, Quebec, Nunavut and Labrador. » *Targeted Geoscience Initiative*: 5-14.

Carr, M. (1995). « Program IgPet. » Somerset, NJ: Terra Softa.

Condie, K. C. (2005). « High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? » *Lithos* 79(3-4): 491-504.

Corrigan, D., Pehrsson, S., Wodicka, N. and De Kemp, E. (2009). « The Palaeoproterozoic Trans-Hudson Orogen: a prototype of modern accretionary processes. » Geological Society, London, Special Publications 327(1): 457-479.

De Montigny, P. A. (1959). « Upper Deception River area, New Quebec, Québec. ». Québec, Québec Department of Mines, PR. Rapport préliminaire 398 et carte préliminaire 1285.

Dimroth, E., Baragar, W. R. A., Bergeron, R. and Jackson, G. D. (1970). « The filling of the Circum-Ungava geosyncline. ». Québec, Geological Survey of Canada. Symposium on basins and geosynclines of the Canadian shield.: 45-144.

Francis, D. M. and Hynes, A. J. (1979). « Komatiite-derived tholeiites in the Proterozoic of New Quebec. » Earth and Planetary Science Letters 44(3): 473-481.

Francis, D. M., Hynes, A. J., Ludden, J. N. and Bédard, J. (1981). « Crystal fractionation and partial melting in the petrogenesis of a Proterozoic high-MgO volcanic suite, Ungava, Quebec. » Contributions to Mineralogy and Petrology 78(1): 27-36.

Francis, D. M., Ludden, J. N. and Hynes, A. J. (1983). « Magma evolution in a Proterozoic rifting environment. » Journal of Petrology 24(4): 556-582.

Gaonac'h, H., Picard, C., Ludden, J. N. and Francis, D. M. (1989). « A proterozoic oceanic island from Cape Smith, New Quebec? » Geosciences Canada 16(3): 4.

Gélinas, L. (1962). « Watts Lake area, New Quebec. ». Québec, Ministère des Richesses Naturelles du Québec. Rapport préliminaire 471 et carte préliminaire 1414.

Gold, D. P. (1962). « Brisebois Lake area, New Québec. ». Québec, Ministère des Richesses Naturelles du Québec. Rapport préliminaire 470 et carte préliminaire 1413.

Guilmette, C., Hébert, R., Wang, C. and Villeneuve, M. (2009). « Geochemistry and geochronology of the metamorphic sole underlying the Xigaze ophiolite, Yarlung Zangbo Suture Zone, south Tibet. » Lithos 112(1-2): 149-162.

Hegner, E. and Bevier, M. (1989). « Geochemical constraints on the origin of mafic rocks from the Cape Smith Belt. » Geoscience Canada 16(3).

Hervet, M. (1984). « Région de la vallée de Narsajuaq, Fosse de l'Ungava. ». Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Cartes préliminaires, DP 85-05.

Hynes, A. (1980). « Carbonatization and mobility of Ti, Y, and Zr in Ascot Formation metabasalts, SE Quebec. » Contributions to Mineralogy and Petrology 75(1): 79-87.

Hynes, A. and Francis, D. M. (1982). « A transect of the early Proterozoic Cape Smith foldbelt, New Quebec. » Tectonophysics 88(1-2): 23-59.

Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. and Horiuchi, M. (1976). « Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on. » *Mining Geology* 26(136): 105-117.

Jensen, L. and Pyke, D. (1982). « Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. ».

Kastek, N. (2019). « 2.0 to 1.9 Ga large igneous province magmatism in northern Quebec—U-Pb geochronology and geochemistry. », Carleton University.

Kastek, N., Ernst, R. E., Cousens, B., Kamo, S., Bleeker, W., Söderlund, U., Baragar, W. and Sylvester, P. (2018). « U-Pb Geochronology and Geochemistry of the Povungnituk Group of the Cape Smith Belt: Part of a Craton-Scale Circa 2.0 Ga Minto-Povungnituk Large Igneous Province, Northern Superior Craton. » *Lithos* 320: 315-331.

Kempton, P. D. and Harmon, R. S. (1992). « Oxygen isotope evidence for large-scale hybridization of the lower crust during magmatic underplating. » *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56(3): 971-986.

Lamothe, D., Picard, C. and Moorhead, J. (1983). « Bande de Cap Smith-Maricourt, région du lac Beauparlant. ». Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Carte et rapport préliminaires, DP 84-39.

Large, R. R., Gemmell, J. B., Paulick, H. and Huston, D. L. (2001). « The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. » *Economic geology* 96(5): 957-971.

Lucas, S. and St-Onge, M. (1992). « Terrane accretion in the internal zone of the Ungava orogen, northern Quebec. Part 2: Structural and metamorphic history. » *Canadian Journal of Earth Sciences* 29(4): 765-782.

Mathieu, G. and Beaudette, M. (2019). « Géologie de la région du lac Watts, Domaine Nord, Fosse de l'Ungava, Nunavik, Québec, Canada. ». Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles du Québec.

Mcdonough, W. F. and Sun, S.-S. (1995). « The composition of the Earth. » *Chemical Geology* 120(3-4): 223-253.

Moorhead, J. (1985). « Géologie de la région du lac Chukotat. ». Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. DP- 86-01.

Moorhead, J. (1987). « Géologie de la région du lac Hubert, Fosse de l'Ungava. ». Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Cartes préliminaires, DP 86-31.

Moorhead, J. (1988). « Géologie de la région du lac Vigneau, Nouveau Québec. ». Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Cartes préliminaires, DP 88-05.

Natland, J. H. (1980). « Effect of axial magma chambers beneath spreading centers on the compositions of basaltic rocks. » Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 54: 833-850.

Palme, H., O'Neill, H. S. C. and Benz, W. (2003). « Evidence for collisional erosion of the Earth. » Lunar and Planetary Science Conference.

Parrish, R. R. (1989). « U-Pb geochronology of the Cape Smith Belt and Sugluk block, northern Quebec. » Geoscience Canada.

Pearce, J. A. (1996). « A user's guide to basalt discrimination diagrams. » Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12: 79-113.

Pearce, J. A. (2008). « Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. » Lithos 100(1-4): 14-48.

Pearce, J. A. (2014). « Immobile element fingerprinting of ophiolites. » Elements 10(2): 101-108.

Picard, C. (1995). « Synthèse pétrogéochimique des roches volcaniques protérozoïques de la ceinture orogénique de l'Ungava : évolution géologique des Groupes de Povungnituk, de Chukotat et de Parent. ». S. d. mines. Québec, Ministère des Ressources naturelles du Québec. MB 95-01: 264.

Picard, C., Giovenazzo, D., Thibert, F. and Tremblay, C. (1994). « Pétrographie, géochimie et gîtologie 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. ». Québec, Ministère des Ressources naturelles du Québec. MB 94-30.

Polat, A. and Hofmann, A. (2003). « Alteration and geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. » Precambrian Research 126(3-4): 197-218.

Ross, P.-S. and Bédard, J. H. (2009). « Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. » Canadian Journal of Earth Sciences 46(11): 823-839.

Roy, C. (1989). « Géologie de la région du lac Bélanger, Fosse de l'Ungava. ». Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Rapport et cartes finales, MB 89-13.

Scott, D., Helmstaedt, H. and Bickle, M. (1992). « Purtuniqu ophiolite, Cape Smith belt, northern Quebec, Canada: A reconstructed section of Early Proterozoic oceanic crust. » Geology 20(2): 173-176.

Scott, D., St-Onge, M., Lucas, S. and Helmstaedt, H. (1989). « The 1998 Ma Purtunioophiolite: imbricated and metamorphosed oceanic crust in the Cape Smith Thrust Belt, northern Quebec. » *Geoscience Canada*.

Scott, D. J., St-Onge, M., Lucas, S. and Helmstaedt, H. (1991). « Geology and chemistry of the early Proterozoic Purtunio ophiolite, Cape Smith belt, northern Quebec, Canada. ». *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, Springer: 817-849.

Scott, D. J., St-Onge, M. R., Lucas, S. B. and Helmstaedt, H. (1999). « The 2.00 Ga Purtunio ophiolite, Cape Smith Belt, Canada: MORB-like crust intruded by OIB-like magmatism. » *Ofioliti* 24(2): 199-215.

Shervais, J. W. (1982). « Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. » *Earth and Planetary Science Letters* 59(1): 101-118.

St-Onge, M. R., Lucas, S. and Parrish, R. (1992). « Terrane accretion in the internal zone of the Ungava orogen, northern Quebec. Part 1: Tectonostratigraphic assemblages and their tectonic implications. » *Canadian Journal of Earth Sciences* 29(4): 746-764.

St-Onge, M. R., Lucas, S., Scott, D. and Bégin, N. (1987). « Tectonostratigraphy and structure of the lac Watts-lac Cross-rivière Deception area, central Cape Smith Belt, northern Quebec. » *Geological Survey of Canada* 87: 619-632.

St-Onge, M. R., Lucas, S., Scott, D. and Bégin, N. (1989). « Evidence for the development of oceanic crust and for continental rifting in the tectonostratigraphy of the early Proterozoic Cape Smith Belt. » *Geoscience Canada*.

Streckeisen, A. (1976). « To each plutonic rock its proper name. » *Earth-science reviews* 12(1): 1-33.

Taylor, S. R. and Gorton, M. P. (1977). « Geochemical applications of spark source mass spectrography HI element sensitivity, precision and accuracy. » *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 41: 1375-1380.

Thibert, F., Picard, C. and Trzciencki, W. (1989). « Pétrologie des filons-couches différenciés Roméo 1 et 2 dans la partie centrale de la bande du Cap Smith. » *Geoscience Canada* 16(3).

Tremblay, G. (1987). « Géologie de la région du lac Lessard, Fosse de l'Ungava. ». Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Cartes préliminaires, DP 86-30.

Tremblay, G. (1989). « Géologie de la région du lac Vanasse, Fosse de l'Ungava. ». Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. ET 87-08 et carte 2057A.

Trépanier, S. (2011). « Guide pratique d'utilisation de différentes méthodes de traitement de l'altération et du métasomatisme. » *Projet CONSOREM 2008-07*: 209.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977). « Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. » *Chemical Geology* 20: 325-343.

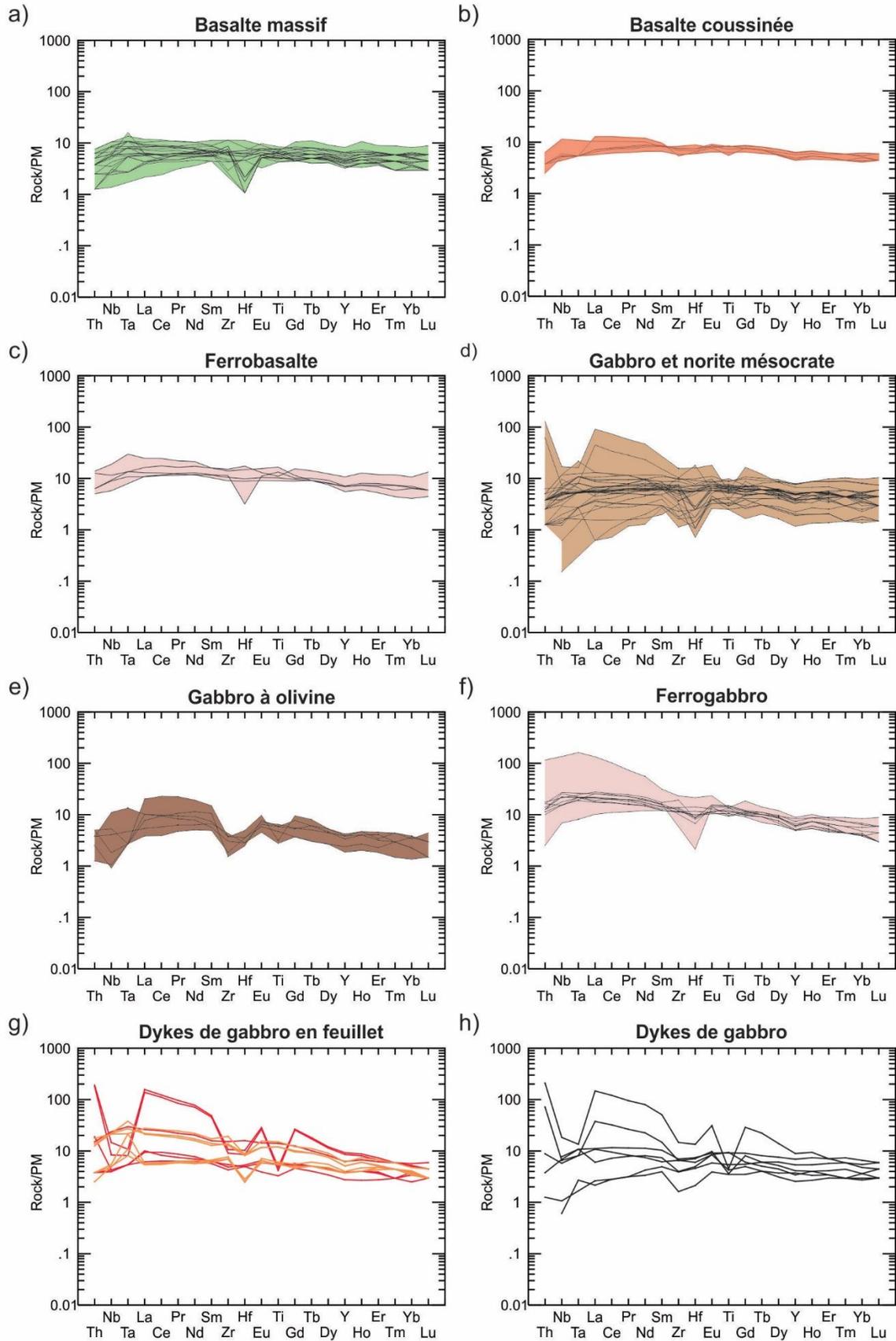
# ANNEXE 1

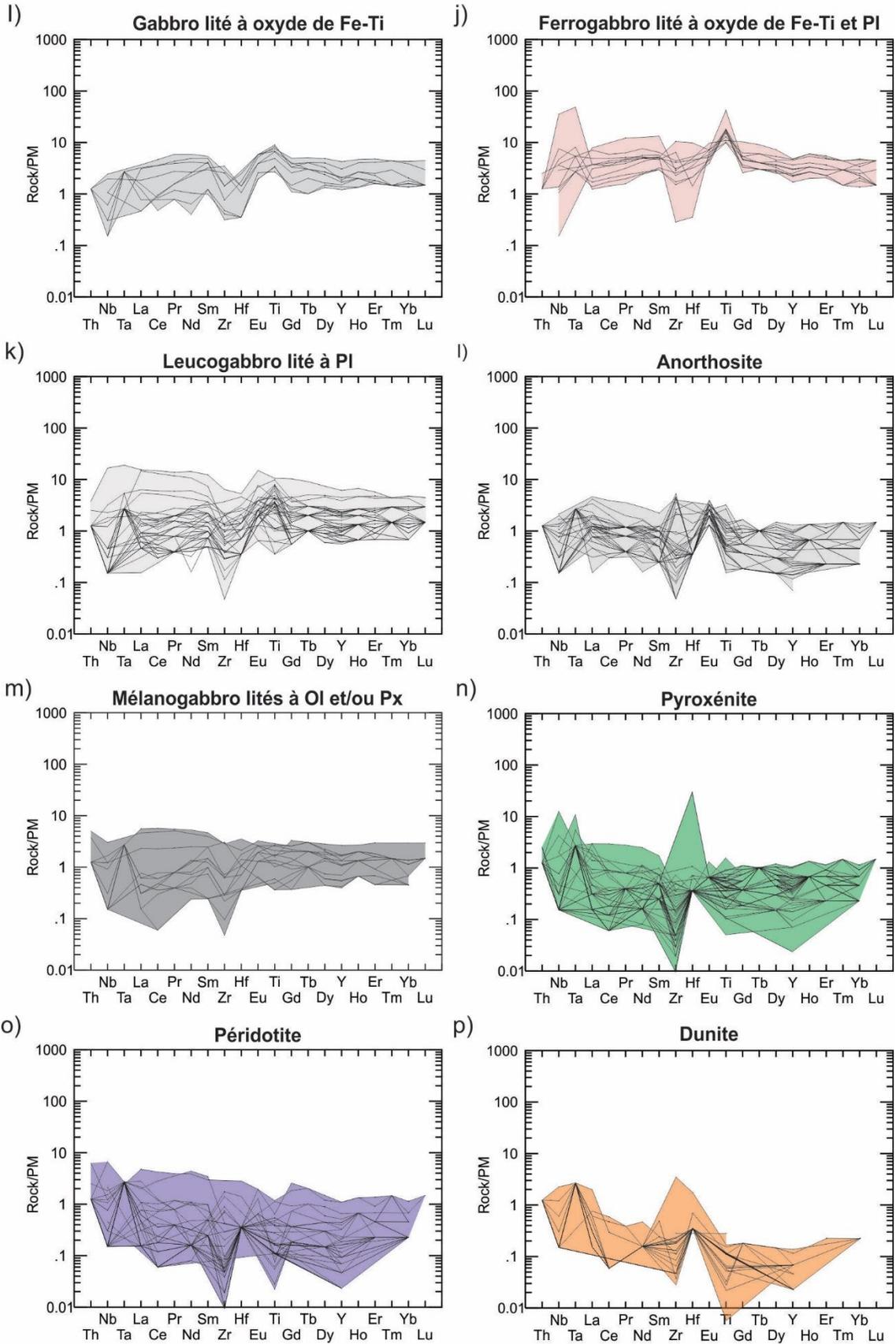
## Liste de la démarche employée pour préparer la base de données géochimiques

Préparation de la base de données géochimiques		
Titre	Explication	Source
Localisation	Domaine Nord et groupe stratigraphique concerné	
Échantillons minéralisés	Exclure les analyses géochimiques d'échantillons minéralisés	
Données incomplètes	Données géochimiques-clés manquantes	
TOT	Exclure les somme des oxydes (TOT) < 97 et > 102%	
Limite de détection	Enlever les valeurs sous la limite de détection	
Limite de quantification	Enlever les valeurs sous la limite de quantification (3 x la limite de détection)	
Anhydre	Recalcule des oxydes à 100% anhydre	
Fe	Mise au propre de Fe <sub>2</sub> O <sub>3v</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> et FeO	
Cations	Calcul de cations des oxydes majeurs (Al, Ca, Na, Si, Ti, P, Mg, Mn, P, Cr)	
Pic anomalique	Calcul des indices anomaliques pour Eu, Ti, Nb, Hf	Peters et Day (2014)
Ratio	Calcul des ratios d'éléments immobiles	
Caractérisation des altérations		
Perte au feu (LOI)	LOI > 4% pour MgO < 17 wt%	Ex: Sappin et al. (2018)
	LOI > 17% pour MgO > 17 wt%	Ex: Sappin et al. (2018)
Indice d'altération	Indice d'altération AI	Ishikawa et al. (1976)
	Indice d'altération CCPI (Alteration box plot)	Large et al. (2001)
	20 < A.I. > 50 (I2-I3/V2-V3)	Ishikawa et al. (1976)
	20 < CCPI > 40 (I1-V1)	Large et al. (2001)
	40 < CCPI > 65 (I2/V2)	Large et al. (2001)
Silicification	65 < CCPI > 90 (I3/V3)	Large et al. (2001)
	Exclusion des valeurs de SiO <sub>2</sub> > 80%	Ex: Sappin et al. (2018)
Nomenclature lithologique		
Patron REE	Normalisation à la chondrite C1	Palme et O'Neill (2004)
Patron multi-éléments	Normalisation au niveau primitif	McDonough et Sun (1995)
Roche sédimentaire métamorphisée	Identification des roches sédimentaires	Winchester et al., 1980
Affinité magmatique	Affinité magmatique pour roche volcanique	Ross et Bédard (2009)
Roche volcanique mafique à ultramafique	Al vs Fe+Ti vs Mg	Jensen et Pyke (1982)
	Nb/Y vs Zr/Ti	Pearce (1996) d'après Winchester et Floyd (1977)
Roche volcanique felsique à mafique	Zr/TiO <sub>2</sub> vs SiO <sub>2</sub>	Winchester et Floyd (1977)
	SiO <sub>2</sub> vs Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	Le Bas et al. (1986)
Roche plutonique mafique à ultramafique	Gabbro Pl-Px-Ol	Streckeisen (1976)
	Gabbro Pl-Opx-Cpx	Streckeisen (1976)
	UM Ol-Opx-Cpx	Streckeisen (1976)
Roche plutonique felsique à intermédiaire	R1 vs R2	De La Roche et al. (1980)
	TAS	Le Bas et al. (1986)
Identification des roches cumulatives		
Unités mafiques à ultramafiques	Exclure les roches felsiques à intermédiaires ainsi que les sédiments	
Patron REE irrégulier	Exclure les patrons de REE et Spider trop irrégulier	
Cumulat ferromagnésien	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> > 5 pour un Mg# < 70	Kempton et Harnon (1992)
Cumulat de Px	Sc > 70 ppm	Pearce (1996) ajusté
Cumulat d'Ol	Ni > 250ppm	Pearce (1996)
Cumulat de Pl	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> < 2,9	Kempton et Harnon (1992)
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> > 20%	Pearce (1996)
Cumulat d'oxyde Ti-Fe	Ti/Ti* > 1,5	

# ANNEXE 2

Voici les profils multi-éléments associés à l'ensemble des unités du Groupes de Watts identifié dans ce projet.





## ANNEXE 3

Unité stratigraphique ou lithologique	Classification	Affinité	Environnement tectonique	N <sup>bre</sup> Mg	Terres rares	Diagramme multi-élément	Remarque
Roches volcaniques et associées							
Filon-couche de gabbro synvolcanique (pPwa5c) 6 échantillons	Basalte	Thoéilitique	N-MORB à P-MORB	37,7 à 54,7	0,2 < (La/Yb) <sub>N</sub> < 2,9 0,3 < (La/Sm) <sub>N</sub> < 1,7 0,9 < (Gd/Yb) <sub>N</sub> < 1,5 0,9 < Eu/Eu* < 1,6 0,8 < Ti/Ti* < 1,0	Anomalie négative en Nb occasionnelle	Patron multi-élément à pente positive et plate
Volcanoclastite basaltique (pPwa5b) 2 échantillons	Basalte	Thoéilitique	-	43,1 à 54,3	-	-	Patron multi-élément à pente positive et plate
Basalte coussiné (pPwa5a) 4 échantillons	Basalte	Thoéilitique à transitionnel	P-MORB	44,6 à 52,7	1,2 < (La/Yb) <sub>N</sub> < 3,1 0,8 < (La/Sm) <sub>N</sub> < 1,4 1,4 < (Gd/Yb) <sub>N</sub> < 1,8 0,9 < Eu/Eu* < 1,1 0,7 < Ti/Ti* < 1,1	-	Patron multi-élément plat et légèrement négatif
Basalte (pPwa5) 30 échantillons	Basalte	Thoéilitique à transitionnel	N-MORB à P-MORB	41,4 à 69,8	0,5 < (La/Yb) <sub>N</sub> < 4,5 0,5 < (La/Sm) <sub>N</sub> < 1,8 0,9 < (Gd/Yb) <sub>N</sub> < 1,7 0,8 < Eu/Eu* < 1,5 0,6 < Ti/Ti* < 1,4	Anomalie négative en Zr et Hf occasionnelle	Patron multi-élément plat et légèrement négatif
Ferrobasalte (pPwa5) 4 échantillons	Ferrobasalte	Transitionnel	P-MORB	34,9 à 42,5	1,5 < (La/Yb) <sub>N</sub> < 5,9 0,9 < (La/Sm) <sub>N</sub> < 1,6 1,3 < (Gd/Yb) <sub>N</sub> < 2,7 0,8 < Eu/Eu* < 1,2 0,7 < Ti/Ti* < 1,4	Anomalie négative en Th et Nb	Patron multi-élément à pente négative

Unité stratigraphique ou lithologique	Classification	Affinité	Environnement tectonique	N <sup>bre</sup> Mg	Terres rares	Diagramme multi-élément	Remarque
Roches intrusives et associées							
Anorthosite (pPwa3i) 37 échantillons	Anorthosite	Tholéitique	-	21,1 à 72,5	0,1 < (La/Yb) <sub>N</sub> < 19,9 0,5 < (La/Sm) <sub>N</sub> < 6,3 0,7 < (Gd/Yb) <sub>N</sub> < 3,6 1,6 < Eu/Eu* < 14,5 0,6 < Ti/Ti* < 3,8	Anomalie négative en Zr et anomalie positive en Eu	Patron multi-élément à pente négative
Gabbro mélanocrate lités à cumulats de Px et/ou Ol ± Ox (pPwa3e) 15 échantillons	Gabbro	Tholéitique	-	72,2 à 89,2	0,1 < (La/Yb) <sub>N</sub> < 3,6 0,1 < (La/Sm) <sub>N</sub> < 1,3 0,7 < (Gd/Yb) <sub>N</sub> < 2,4 0,5 < Eu/Eu* < 1,6 0,4 < Ti/Ti* < 1,6	Anomalie négative en Nb, Zr et Hf	Patron multi-élément à pente positive et plate
Gabbro mésocrate (pPwa3d) 54 échantillons	Gabbro	Tholéitique	-	21,8 à 73,9	0,1 < (La/Yb) <sub>N</sub> < 18,4 0,2 < (La/Sm) <sub>N</sub> < 3,4 0,7 < (Gd/Yb) <sub>N</sub> < 3,4 0,6 < Eu/Eu* < 1,4 0,3 < Ti/Ti* < 1,5	Anomalie négative en Zr et Hf	Patron multi-élément à pente positive et plate
Gabbro lités à cumulats d'Ox (pPwa3c) 9 échantillons	Gabbro	Tholéitique	-	47,6 à 64,0	0,1 < (La/Yb) <sub>N</sub> < 2,5 0,1 < (La/Sm) <sub>N</sub> < 1,7 0,7 < (Gd/Yb) <sub>N</sub> < 2,8 1,2 < Eu/Eu* < 2,0 1,6 < Ti/Ti* < 2,9	Anomalie négative en Zr et Hf et anomalie positive en Ti	Patron multi-élément à pente positive
Gabbro lités à cumulats de Pl ± Ox (pPwa3a) 38 échantillons	Gabbro	Tholéitique	-	29,1 à 87,7	0,3 < (La/Yb) <sub>N</sub> < 6,6 0,3 < (La/Sm) <sub>N</sub> < 2,0 0,4 < (Gd/Yb) <sub>N</sub> < 2,8 0,9 < Eu/Eu* < 4,7 0,4 < Ti/Ti* < 6,6	Anomalie négative en Zr et Hf et anomalie positive en Eu et Ti	Patron multi-élément à pente positive

Unité stratigraphique ou lithologique	Classification	Affinité	Environnement tectonique	N <sup>bre</sup> Mg	Terres rares	Diagramme multi-élément	Remarque
Roches intrusives et associées							
Ferrogabbro lités à cumulats d'Ox (pPwa3c) 11 échantillons	Ferrogabbro	Tholéitique	-	29,7 à 59,3	0,4 < (La/Yb) <sub>N</sub> < 2,7 0,4 < (La/Sm) <sub>N</sub> < 1,1 0,9 < (Gd/Yb) <sub>N</sub> < 3,1 0,8 < Eu/Eu* < 1,5 1,0 < Ti/Ti* < 8,8	Anomalie négative en Zr et Hf et anomalie positive en Ti	Patron multi-élément à pente positive
Gabbro à olivine (pPwa3) 11 échantillons	Gabbro à olivine	Tholéitique	-	49,8 à 80,3	0,1 < (La/Yb) <sub>N</sub> < 5,8 0,2 < (La/Sm) <sub>N</sub> < 1,4 0,8 < (Gd/Yb) <sub>N</sub> < 3,3 0,8 < Eu/Eu* < 2,2 0,3 < Ti/Ti* < 1,5	Anomalie négative en Nb, Zr et Hf	Patron multi-élément à pente positive et plate
Ferrogabbro (pPwa3) 11 échantillons	Ferrogabbro	Transitionnel	P-MORB et OIB	40,7 à 57,3	1,2 < (La/Yb) <sub>N</sub> < 20,7 0,9 < (La/Sm) <sub>N</sub> < 4,3 1,3 < (Gd/Yb) <sub>N</sub> < 2,9 1,0 < Eu/Eu* < 1,1 0,7 < Ti/Ti* < 1,3	Anomalie négative en Th, Hf et Y	Patron multi-élément à forte pente négative
Dyke en feuillet (pPwa3) 13 échantillons	Gabbro	Tholéitique	P-MORB et C-MORB	48,6 à 70,3	0,9 < (La/Yb) <sub>N</sub> < 27,6 0,7 < (La/Sm) <sub>N</sub> < 3,2 1,2 < (Gd/Yb) <sub>N</sub> < 5,0 0,8 < Eu/Eu* < 1,2 0,2 < Ti/Ti* < 1,2	P-MORB: Anomalie négative en Hf C-MORB: Anomalie négative en Nb, Ta, Zr, Hf et Ti	P-MORB: Patron multi-élément à pente négative C-MORB: Patron multi-élément à pente fortement négative
Dyke de gabbro (pPwa3) 5 échantillons	Gabbro	Tholéitique	P-MORB et C-MORB	44,9 à 66,9	1,0 < (La/Yb) <sub>N</sub> < 31,2 0,7 < (La/Sm) <sub>N</sub> < 2,9 1,3 < (Gd/Yb) <sub>N</sub> < 6,2 0,8 < Eu/Eu* < 1,2 0,1 < Ti/Ti* < 1,5	P-MORB: Anomalie négative en Hf C-MORB: Anomalie négative en Nb, Ta, Zr, Hf et Ti	P-MORB: Patron multi-élément à pente négative C-MORB: Patron multi-élément à pente fortement négative

Unité stratigraphique ou lithologique	Classification	Affinité	Environnement tectonique	N <sup>bre</sup> Mg	Terres rares	Diagramme multi-élément	Remarque
Roches volcaniques et associées							
Pyroxénite (pPwa1d) 54 échantillons	Webstérite à olivine Clinopyroxénite à olivine Orthopyroxénite à olivine Webstérite	-	-	75,2 à 89,9	0,1 < (La/Yb) <sub>N</sub> < 9,1 0,1 < (La/Sm) <sub>N</sub> < 16,3 0,1 < (Gd/Yb) <sub>N</sub> < 7,8 0,3 < Eu/Eu* < 5,2 0,5 < Ti/Ti* < 4,1	Anomalie négative en Zr	Patron multi-élément à pente positive et plate
Péridotite (pPwa1a) 40 échantillons	Harzburgite Lherzolite	-	-	75,6 à 92,4	0,1 < (La/Yb) <sub>N</sub> < 37,7 0,1 < (La/Sm) <sub>N</sub> < 17,6 0,1 < (Gd/Yb) <sub>N</sub> < 8,1 0,1 < Eu/Eu* < 5,0 0,1 < Ti/Ti* < 6,5	Anomalie négative en Zr et Ti	Patron multi-élément plat
Dunite (pPwa1b) 25 échantillons	Dunite	-	-	80,9 à 95,3	0,7 < (La/Yb) <sub>N</sub> < 35,0 0,6 < (La/Sm) <sub>N</sub> < 32,7 0,2 < (Gd/Yb) <sub>N</sub> < 2,6 0,1 < Eu/Eu* < 1,7 0,2 < Ti/Ti* < 3,1	Anomalie négative en Zr	Patron multi-élément à pente négative