



Géologie de la ceinture volcano-sédimentaire des Escoumins, Côte-Nord, Québec (rapport préliminaire)

Pierre-Arthur Groulier, Aphrodite Indares, Greg Dunning et Abdelali Moukhsil

MB 2015-09

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.

Géologie de la ceinture volcano-sédimentaire des Escoumins, Côte-Nord, Québec (rapport préliminaire)

Pierre-Arthur Groulier¹, Aphrodite Indares¹, Greg Dunning¹ et Abdelali Moukhsil².

1= Memorial University of Newfoundland

2= Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec

Mots-clés: Grenville, arc, arrière arc, Pinwarrien, SMV.

Résumé

La ceinture volcano-sédimentaire des Escoumins, située dans la partie sud du Grenville central (Québec) est caractérisée par la présence de roches supracrustales métamorphisées au faciès des amphibolites. Cette ceinture, connue aussi sous le nom de Groupe de Saint-Siméon se trouve associée aux orthogneiss du Complexe de Tadoussac, avec une configuration générale en dômes et bassins. Le Groupe de Saint-Siméon est subdivisé en 3 formations: Saint-Paul-du-Nord, Moulin-à-Baude et Port-aux-Quilles. Ces formations sont constituées d'un assemblage de roches supracrustales métasédimentaires (quartzite, méta-arkose, conglomérats, roches calco-silicatées, métagreywackes, quelques rares niveaux de marbres et de paragneiss) et métavolcaniques (basalte, basalte andésitique et andésite). Ces dernières sont observées sous forme de niveaux plus ou moins massifs d'amphibolites interprétées comme des coulées et dépôts volcanoclastiques (hyaloclastites, brèches, tuf à cendres, à lapillis, à ponces, à fiammes et à bombes), et le tout est injecté par des roches intrusives (filons, filons-couches et plutons felsiques à ultramafiques). Quelques faciès felsiques (dacitique à rhyolitique) sont intercalés localement au sein des amphibolites. La formation métavolcanique de Moulin-à-Baude est constituée de deux unités distinctes: une unité inférieure bimodale à dominance mafique de nature tholéiitique à transitionnelle et une unité supérieure intermédiaire à felsique calco-alkaline, datée à 1493 ± 3 Ma (U-Pb sur zircon par TIMS) avec un âge métamorphique à 1000 Ma. L'analyse U-Pb (TIMS) sur titanite du même tuf confirme un métamorphisme tardi-grenvillien avec deux groupes d'âge à 1000 Ma et 985 Ma. La ceinture volcano-sédimentaire des Escoumins, dans laquelle se situe plusieurs indices de type Au-EGP-Ni-Cu mais aussi Zn-Cu-Pb-Ag, possède un potentiel économique non négligeable pour les métaux de base et précieux associés à des gîtes de types filoniens, magmatiques, volcaniques et exhalatifs.

Table des matières	
Liste des figures	5
Liste des photos	7
Liste des tableaux	10
Liste des abréviations	12
INTRODUCTION	13
Travaux antérieurs	14
UNITÉS LITHOLOGIQUES ET ORGANISATION STRUCTURALE	17
Groupe de Saint-Siméon	17
Formation de Saint-Paul-du-Nord	17
Formation de Moulin-à-Baude	19
Formation de Port-aux-Quilles	22
Roches plutoniques dans le CESC	23
Syénite quartzifère	23
Lamprophyre	23
Leucogranites	24
Granite de Bon Désir	24
Organisation structurale	24
PÉTROGRAPHIE	26
Formation de Saint-Paul-du-Nord	26
Gneiss alumineux (13-PA-52) et quartzite (13-PA-51-A) de l'unité inférieure	26
Gneiss quartzo-feldspathique de l'unité supérieure (13-PA-42)	27
Formation du Moulin-à-Baude	27
Roches ultramafiques dans l'unité inférieure (Petit-Saguenay)	27
Roches métavolcaniques	28
Roches métasédimentaires	29
Altérations syn-volcanique dans les roches mafiques à intermédiaires	30
Altérations syn-volcanique associées aux roches felsiques	31
Formation du Port-aux-Quilles	31
Quartzite	31
Conglomérat	32
Paragneiss, gneiss nodulaire alumineux	32
Intrusions tardives	32

Leucogranite (13-PA-21Bet 13-PA-29).....	32
Lamprophyre (13-PA-30).....	33
Syénite quartzifère (13-PA-34-A)	33
LITHOGÉOCHIMIE	33
Roches volcaniques du Moulin-à-Baude	34
Caractéristiques générales	35
Basaltes.....	36
Roches volcanites intermédiaires à felsiques	37
Roches intrusives	38
Roches mafiques-ultramafiques de la Formation de Moulin-à-Baude	38
Complexe de Tadoussac.....	40
Intrusions récentes	40
GÉOCHRONOLOGIE U-Pb	41
Echantillonnage de l'ignimbrite dacitique (13-PA-32)	41
Protocole	41
Résultats.....	42
Tuf rhyolitique des Grandes-Bergeronnes (14-PA-95-A).....	42
Prochaines datations	42
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	42
Altérations dans la Formation de Moulin-à-Baude	43
Unité inférieure	43
Unité supérieure.....	43
Filons et filons couches ultramafiques	44
Description des principaux indices.....	44
CONCLUSION	50
RÉFÉRENCES	52

Liste des figures

Figure 1. Localisation et configuration géologique générale de la région étudiée. **(a)** Carte géologique simplifiée du Grenville québécois présentant les grandes subdivisions de la Province, les massifs anorthositiques, ainsi que la localisation de la ceinture volcano-sédimentaire des Escoumins. Modifié de Rivers et al. (2012). **(b)** Carte géologique du feuillet 22C modifiée d'après Rondot et Dion (1987) et Morin (1986) sur laquelle sont positionnés les affleurements étudiés. Les boîtes dénotent les localités étudiées.

Figure 2. Géologie détaillée des environs des Grandes-Bergeronnes et Escoumins (22C05 et 22C06). Modifiée d'après Rondot et Dion (1987) et Morin (1986).

Figure 3. Log stratigraphique de la séquence volcanique au sein de l'indice Rémi-PA.

Figure 4. Stéréonets des mesures structurales. (a) Foliations secondaires au niveau du synforme du Lac Jérôme (nord des Grandes-Bergeronnes). (b) Foliations secondaires au niveau du synforme du Lac Saint-Onge (nord des Escoumins). (c) Linéations d'étirement au niveau du synforme du Lac Jérôme. (d) Linéations d'étirement au niveau du synforme du Lac Saint-Onge.

Figure 5. Diagrammes géochimiques de classification générale des roches volcaniques. **(a)** Diagramme Nb/Y vs Zr/Ti (Pearce, 1996). **(b)** Diagramme Nb/Yb vs Th/Yb (Pearce, 2008).

Figure 6. Diagrammes de discrimination tectonique des basaltes. **(a)** Diagramme Ti/Y vs Zr/Y (Pearce et Gale, 1977) séparant les basaltes de bordures de plaques de ceux intraplaque. **(b)** Diagramme Nb/Y s Ti/Y (Pearce, 1982) ; VAB = basalte d'arc volcanique ; MORB = basalte de ride océanique ; WPG = basalte intraplaque. **(c)** Diagramme ternaire Zr/4-Nb*2-Y (Meschede, 1986). **(d)** Diagramme ternaire Zr-Ti/100-Y*3 (Pearce et Cann, 1973). **(e)** Diagramme Ti/1000 vs

V (Shervais, 1982) ; IAT = tholéiite d'arc océanique ; BON = boninite ; BAB = basalte d'arrière arc.

Figure 7. Diagrammes multiéléments pour les roches volcaniques mafiques à felsiques, normalisés par rapport au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989).

Figure 8. Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques felsiques. **(a)** Diagramme Yb_n vs $(La/Yb)_n$ (Leshner et al., 1986 ; Hart et al., 2004) donnant les affinités des roches volcaniques felsiques FI à FIV. **(b)** Spectre de terres rares normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989). **(c)** Diagramme $10000 Ga/Al$ vs Zr (Whalen et al., 1987) ; I-type = source ignée ; S-type = source sédimentaire ; A-type = type alcalin. **(d)** Diagramme Y vs Nb (Pearce et al., 1984) ; syn-COLG = granite syn-collisionnel ; ORG = granite de ride océanique ; WPG = granite intraplaque. **(e)** : Diagramme Yb vs Ta (Pearce et al., 1984).

Figure 9. Diagrammes multiéléments pour les roches plutoniques, normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989).

Figure 10 Diagrammes géochimiques pour les roches plutoniques **(a)** Diagramme Ti/Y vs Zr/Y (Pearce et Gale, 1977) séparant les basaltes de bordures de plaques des basaltes intraplaque. **(b)** Diagramme ternaire $Th-Hf/3-Nb/16$ (Wood, 1980); OIB = basalte d'île océanique (point chaud) ou rift. **(c)** Diagramme $Al/(Ca+Na+K)$ vs $Al/(Na+K)$ (Maniar et Piccoli, 1989). **(d)** Diagramme $10000 Ga/Al$ vs Zr (Whalen et al., 1987). **(e)** Diagramme Y vs Nb (Pearce et al., 1984). **(f)** Diagramme $R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ vs $R2 = 6Ca+2Mg+Al$ (Batchelor and Bowden, 1985).

Figure 11. Geochronologie U-Pb sur zircon. **(a)** Photos de zircons à la binoculaire provenant du tuf dacitique de l'unité supérieure de la Formation de Moulin-à-Baude daté. **(b-c)** Diagrammes

Concordia U-Pb obtenu sur zircon et titanite en utilisant un TIMS et donnant des âges de cristallisation (intercepte supérieur pour le zircon) et métamorphiques (intercepte inférieur à 1 Ga pour zircons et titanite).

Figure 12. Localisation des différents indices économiques décrits dans ce rapport.

Liste des photos

Photo 1. Alternance entre niveaux alumineux et pélitiques de l'unité inférieure de la Formation de Saint-Paul-du-Nord.

Photo 2. Gneiss quartzo-feldspathique de l'unité supérieure de la Formation de Saint-Paul-du-Nord.

Photo 3. Conglomérat polygénique entre les Formations de Saint-Paul-du-Nord et de Moulin-à-Baude.

Photo 4. Andésite avec des vésicules remplies de quartz tardif. Unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

Photo 5. Basaltes coussinés dans l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

Photo 6. Contact entre des basaltes coussinés (partie gauche de la photo) et des tufs intermédiaires à felsiques dans l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

Photo 7. Basalte à phénocristaux de plagioclase dans l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

Photo 8. Basalte à larges phénocristaux de plagioclase dans l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

Photo 9. Patches d'épidosite au sein des basaltes de l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

Photo 10. Niveau de basalte entièrement remplacé par de l'épidosite dans l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

Photo 11. Contact entre une coulée basaltique et un niveau de hyaloclastite. Des veines d'altération hydrothermale syn-volcanique sont visibles dans la coulée. Unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

Photo 12. Tuf mafique à fragments mafiques et felsiques dans l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

Photo 13. Brèche volcanique à fragments andésitiques dans une matrice basaltique. Unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

Photo 14. Contact entre un niveau de tuf rhyolitique à ponces (en bas) et un niveau andésitique à fragments lithiques. Unité supérieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

Photo 15. Alternance de niveaux centimétriques à décimétriques de tuf rhyolitique dans l'unité supérieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

Photo 16. Zone d'altération à andalousite (pseudomorphisée en sillimanite), muscovite, quartz, feldspath et tourmaline. Unité supérieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

Photo 17. Dacite (partie supérieure) entièrement hydrothermalisée et transformée en un assemblage d'Andalousite-Sillimanite-Muscovite-Quartz-Feldspath-Tourmaline avec des veines de sulfures.

Photo 18. Ignimbrite dacitique à fiamme. Unité supérieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

Photo 19. Alternance de niveaux calco-silicatés, chert et greywacke dans l'unité supérieur de la Formation de Moulin-à-Baude.

Photo 20. Conglomérat polygénique séparant les Formations de Moulin-à-Baude et de Port-aux-Quilles.

Photo 21. Alternance entre lits de quartzite impure et lits pélitiques dans la Formation de Port-aux-Quilles.

Photo 22. Stratification entrecroisées dans le quartzite impure de la Formation de Port-aux-Quilles.

Photo 23. Stratification obliques marquées par des niveaux plus pélitiques dans le quartzite.

Photo 24. Rides de courant reposant sur des lits subparallèles dans le quartzite de la Formation de Port-aux-Quilles.

Photo 25. Gneiss alumineux à Grenat-Sillimanite-Biotite-Feldspath potassique de l'unité inférieure de la Formation de Saint-Paul-du-Nord (photo prise en LPNA).

Photo 26. Gneiss quartzo-feldspathique riche en feldspath potassique, notez la présence d'un phénocryste de Quartz (LPA). Unité supérieure de la Formation de Saint-Paul-du-Nord.

Photo 27. Pyroxénite métamorphisée, altérée et hydrothermalisée en un assemblage d'amphiboles plus ou magnésiennes, chlorites et sulfures (LPNA). Filons ultramafiques de l'indice du lac Feuillo (Moulin-à-Baude).

Photo 28. Amphibolite à texture nématoblastique typique (LPNA, lame mince provient d'un basalte en coussin de l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude).

Photo 29. Vésicule remplie de quartz dans une amphibolite dans laquelle les plagioclases sont séricitisés (LPNA). Unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

Photo 30. Amygdule à cœur d'amphibole, titanite, carbonate et à bordure remplie de quartz dans une amphibolite de l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude (LPNA).

Photo 31. Amphibolite à porphyroclastes d'amphibole (LPNA). Unité inférieure du Moulin-à-Baude.

Photo 32. Tuf dacitique à fragments formés d'amphiboles, micas, titanite et parfois carbonates (LPNA). Unité supérieure du Moulin-à-Baude.

Photo 33. Tuf dacitique à fragment lithique felsique (LPA). Unité supérieure du Moulin-à-Baude.

Photo 34. Alternance de niveaux calco-silicatés et de chert à tourmaline dans des métasédiments de l'unité supérieure du Moulin-à-Baude (LPNA).

Photo 35. Veines de quartz associées à une altération à épidote dans une amphibolite de l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude (LPA).

Photo 36. Altération hydrothermale d'un basalte de l'unité inférieure du Moulin-à-Baude. Apparition de grenat (de couleur inusuelle orangé), clinopyroxène (à forte biréfringence), épidotes (probablement plusieurs types), séricite, quartz et d'autres minéraux non déterminés (LPNA).

Liste des tableaux

Tableau 1. Coordonnées des affleurements visités dans le cadre de cette étude.

Tableau 2. Description pétrologique des lames minces étudiées en termes d'assemblage minéralogique, de texture et de métamorphisme.

Tableau 3. Analyses géochimiques des roches d'origine volcanique de la Formation de Moulin-à-Baude utilisées dans le cadre de ce rapport.

Tableau 4. Analyses géochimiques utilisées dans ce rapport des roches intrusives du Complexe de Tadoussac, de la Formation de Moulin-à-Baude et des intrusions tardives recoupant les roches supracrustales.

Liste des abréviations

Act = actinolite, **Aln** = allanite, **Ap** = apatite, **Arf** = arfvedsonite, **Ath** = anthophyllite, **Bn** = bornite, **Bt** = biotite, **Cb** = carbonate, **Cct** = chalcocite, **Ccp** = chalcopyrite, **Chl** = chlorite, **Chr** = chromite, **Cv** = covérite, **Ep** = épidote, **Ged** = gedrite, **GH** = hornblende verte, **Grt** = grenat, **Hem** = hématite, **Kfs** = feldspath potassique, **Mlc** = malachite, **Mo** = molybdénite, **Mon** = monazite, **Ms** = muscovite, **Ox** = oxydes (**M** = magnétite, **I** = ilménite), **Phl** = phlogopite, **Po** = pyrrhotite, **Px** = pyroxène (**O** = ortho, **C** = clino), **Py** = pyrite, **Qz** = quartz, **Pl** = plagioclase, **Ser** = séricite, **Sil** = sillimanite, **Sp** = sphalérite, **Tlc** = talc, **Tr** = trémolite, **Ttn** = titanite, **Tur** = tourmaline, **Zrn** = zircon.

AM = amphibolite, **GS** = schiste vert, **AH** = altération hydrothermale

INTRODUCTION

Ce rapport présente les résultats des observations préliminaires de terrain, ainsi que des travaux de pétrographie, géochimie et géochronologie, effectués sur la ceinture volcano-sédimentaire des Escoumins (Ceinture des Escoumins, CESC). Ces travaux se font dans le cadre de Doctorat du premier auteur. L'objectif de cette étude est d'établir l'âge et le contexte tectonique de formation de la CESC, son potentiel économique et son histoire métamorphique. Les résultats vont permettre de mieux comprendre l'évolution de la marge Laurentienne, sur laquelle l'orogène du Grenville a été développé, ainsi que l'évolution de la Province de Grenville au Québec.

La CESC est située le long de la rive nord du St-Laurent de part et d'autre de l'embouchure du Saguenay dans la partie sud du Grenville central (figure 1a). Cette ceinture affleure de façon discontinue sur plus d'une centaine de kilomètres et elle est caractérisée par la présence de roches supra-crustales métamorphisées au faciès des amphibolites, connues sous le nom de Groupe de Saint Siméon (figure 1b). Ces roches sont exposées au sein de synformes séparés par des dômes d'orthogneiss migmatitiques (Complexe de Tadoussac) faisant ainsi ressortir une organisation structurale en dômes et bassins (figure 1b, voir partie sur la structurale). Les feuillets SNRC 22C05 et 22C06 (figure 2) sont ceux qui permettent de mieux définir les relations de terrain entre les différentes formations. Les travaux de terrain ont été concentrés jusqu'ici dans les environs du Petit-Saguenay (22C04, figure 1b), des Grandes-Bergeronnes (22C05) et des Escoumins (22C06). Cependant une plus ample reconnaissance du feuillet 22C11 sera effectuée au cours des travaux de terrain en 2015.

La région est accessible en prenant la route 138 direction nord à partir de Québec. Pour rejoindre la localité la plus au sud (Petit-Saguenay; 22C04) il faut prendre la route 170 au niveau de la ville de Saint-Siméon et rejoindre la ville de Petit-Saguenay. Le seul moyen d'avoir accès aux

affleurements est d'obtenir l'autorisation de circuler au sein de la ZEC Buteux. Pour rejoindre les deux autres localités, il faut prendre le traversier qui mène jusqu'à Tadoussac puis continuer sur la 138 en direction des Grandes-Bergeronnes et des Escoumins. Les affleurements situés au nord des Grandes-Bergeronnes sont accessibles par les chemins menant au Lac Raymond (figure 2). Ce chemin permet d'avoir accès aux deux lignes hydroélectriques de direction générale SW-NE sous lesquelles affleurent de façon optimal les roches supracrustales. Au niveau des Escoumins, des routes forestières donnent accès au synforme du Lac Saint-Onge (figure 2). Comme pour les Bergeronnes, les plus beaux affleurements se situent sous les lignes hydroélectriques.

Travaux antérieurs

Miller en 1973 est le premier à avoir décrit les roches supracrustales de la région dans le cadre de ses travaux de terrain aux environs de Saint-Siméon. Il a documenté de façon détaillée les différentes unités appartenant à la CESC mais a évoqué une origine sédimentaire pour les roches métavolcaniques. Ce n'est qu'à la fin des années 70 et pendant les années 80 que les campagnes de cartographie menées par Rondot (1979, 1986 et 1989) et Morin (1987) ont permis de définir de manière systématique les unités géologiques de la région et ont suggéré la présence de roches métavolcaniques, mais sans décrire des textures primaires, et sans élaborer sur la nature de ces roches. Les cartes géologiques actuelles dans le feuillet SNRC 22C proviennent de leurs travaux.

Selon la terminologie de Rondot (1986), les unités supracrustales de la CESC forment le **Groupe de Saint-Siméon** (Groupe de Grenville pour Miller, 1973) qui appartient au Supergroupe de Baie-Comeau (Rondot 1979) et est subdivisé en 3 formations qui de la base au sommet sont les suivantes: Saint-Paul-du-Nord, Moulin-à-Baude et Port-aux-Quilles.

La Formation de **Saint-Paul-du-Nord** a été définie par Rondot et Lavergne (1984) dans les environs de Tadoussac. Cette formation fut séparée en deux membres (inférieur et supérieur) par Rondot (1986) et fut définie comme étant un ensemble de paragneiss, conglomérat, gneiss quartzeux et feldspathiques appelés autrefois leptynites (équivalent de gneiss quartzo-feldspathiques). Elle a été donc interprétée comme étant constituée principalement de roches métasédimentaires d'origine détritique peu mature avec quelques niveaux d'amphibolite d'origine probablement volcanique. La nature du contact avec le Complexe de Tadoussac n'a pas été clairement définie, mais Rondot (1986) a évoqué l'existence possible d'une discordance sans pouvoir trancher entre une origine stratigraphique ou tectonique. Concernant la limite supérieure, Rondot (1986) a indiqué que la transition avec la Formation du Moulin-à-Baude est graduelle avec l'apparition progressive de niveaux d'amphibolite.

Rondot (1979), a défini la Formation de **Moulin-à-Baude** à partir d'une coupe type, et l'a divisé en deux membres : un membre inférieur constitué d'une alternance de niveaux décimétriques à métriques d'amphibolites et de gneiss felsiques, et un membre supérieur formé principalement de couches massives d'amphibolite. Il est intéressant de noter qu'il a décrit la présence d'amas à épidote-augite-quartz au sein des amphibolites et a fait état d'une ressemblance avec les roches du Groupe de Montauban. Il conclut que la Formation de Moulin-à-Baude constitue un ensemble métavolcanique constitué de laves et tufs. L'absence de structures et textures primaires claires, la présence de brèche et agglomérat ainsi que d'une unité métasédimentaire continentale (Saint-Paul-du-Nord) sont pour lui autant de preuves d'une origine continentale ou lagunaire.

La Formation de **Port-aux-Quilles** fut définie par Rondot (1977), comme étant composée d'un membre inférieur constitué de quartzite, conglomérat, gneiss quartzeux et des gneiss quartzo-feldspathique et un membre supérieur à amphibolite, quartzite et gneiss calco-silicaté.

De plus, Rondot (1986) a décrit diverses unités intrusives au Groupe de Saint Siméon (feuillet 22C06, 22C11 et 22C12) : des amas décamétriques mafiques à ultramafiques déformés, probablement contemporains aux roches volcaniques du Moulin-à-Baude, et des intrusions felsiques, localement charnockitiques (ex: Complexe plutonique du lac au Bonhomme Michaud : figure 2) qui sont discordantes par rapport à la structure régionale.

Enfin, le **Complexe de Tadoussac** sur lequel repose la CESC a été cartographié à l'échelle de reconnaissance par Rondot (1977) et est défini comme étant constitué des orthogneiss plus ou moins migmatitisés. Ce Complexe a été divisé par Rondot (1977) en deux sous-unités en fonction de la composition des roches: une unité de roches « grises » de composition mafique à felsique (tonalitique-grandioritique-trondhjémitique) et une unité de roches « roses » felsiques recoupant les premières. L'âge de formation du Complexe de Tadoussac est inconnu, mais des âges modèles Sm/Nd entre 1,6 et 1,5 Ga, obtenues par Dickin et Higgins (1992), suggèrent une origine juvénile probablement dans un contexte d'arc continental de type Andéen. Ceci est consistant avec les observations faites à l'échelle du Grenville et de la marge sud-est Laurentienne. À proximité des Grandes Bergeronnes, ce complexe est représenté par le granite des Petites-Bergeronnes, qui a été daté à 1511 Ma (Solgadi 2010).

Les données géophysiques disponibles pour la région proviennent du levé aéromagnétique fédéral datant des années 1980 avec des lignes espacées au 800 mètres, et ont été utilisées pour mieux définir la structure générale en dômes et bassins. Un nouveau levé aéromagnétique avec des lignes aux 300 mètres effectué par le ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec durant l'hiver 2014-2015 sera disponible prochainement et permettra d'obtenir des données plus précises qui permettront d'actualiser les cartes géologiques du 22C.

UNITÉS LITHOLOGIQUES ET ORGANISATION

STRUCTURALE

Cette section décrit nos principales observations de terrain, effectuées pendant ~40 jours au total sur 100 affleurements (voir tableau 1 et figure 1b), durant les étés de 2013 et de 2014. Nos travaux ont été concentrés aux unités supracrustales du Groupe de Saint Siméon, exposés à proximité des communautés des Escoumins, Grandes-Bergeronnes et Petit-Saguenay (figure 1b). De plus, quelques affleurements du Complexe de Tadoussac ont été examinés le long de la route 138 entre les Petites-Bergeronnes et Tadoussac dans le cadre d'une première reconnaissance du contexte géologique des environs des roches supracrustales, mais ils ne seront pas discutés dans le cadre de ce rapport car nous ne possédons pas assez d'informations sur ce Complexe.

Groupe de Saint-Siméon

Ce groupe forme de minces lambeaux de roches supracrustales préservés dans des synformes et séparés par des dômes ou antiformes constitués d'orthoigneiss du Complexe de Tadoussac ou par des intrusions plus récentes. Les trois (3) formations le constituant sont : Saint-Paul-du-Nord, Moulin-à-Baude et Port-aux-Quilles.

Formation de Saint-Paul-du-Nord

Nous avons observé la Formation de Saint-Paul-du-Nord à deux endroits différents : dans le synforme situé entre les Petites et Grandes-Bergeronnes (unité inférieure) et au niveau du synforme du Lac Raymond au Nord des Grandes-Bergeronnes (unité supérieure ; figure 2). **L'unité inférieure** est migmatitisée, déformées et plissées (photo 1), mais il est possible de reconnaître l'origine supracrustale des roches, en se basant sur les types de lithologies (quartzite, gneiss

alumineux, paragneiss, amphibolite et roche calco-silicatée). Cependant, certains niveaux riches en sillimanite et grenat pourraient marquer un hydrothermalisme associé à un lessivage de la roche originale avant le métamorphisme.

L'unité supérieure est composée de gneiss quartzo-feldspathique avec un litage marqué par les changements de proportions entre feldspath potassique, plagioclase et quartz (photo 2). Ce gneiss est caractérisé par une faible proportion en minéraux ferromagnésiens et par la présence d'oxydes de Fe-Ti ainsi que de phénocristaux de quartz et feldspath potassique. Son origine n'est pas claire, mais cette roche pourrait représenter une méta-arkose ou une méta-rhyolite.

La limite supérieure de la Formation de Saint-Paul-du-Nord est marquée par un méta-conglomérat polygénique (photo 3) à matrice de quartz-biotite-feldspath. Les blocs, constitués de deux à trois lithologies différentes, sont arrondis et les moins résistants sont moulés contre les plus résistants. La présence de pegmatites plissées et boudinées au sein de la roche posa un problème de reconnaissance pour Rondot (1983) et Morin (1987). En effet Rondot nomma cette lithologie « métatillite » (roche sédimentaire formée lors de période glaciaire) alors que Morin opta pour un niveau riche en pegmatites démembrées. Mais la reconnaissance de fragments de granulométrie, de nature et de composition différente est en faveur d'une origine conglomératique. Ce constat est favorisé par l'observation d'un autre niveau conglomératique non injecté par des pegmatites dans la même position stratigraphique dans le flanc opposé du synforme, ne laissant ainsi plus place au doute. Ces niveaux conglomératiques qui séparent les deux formations au niveau des flancs ouest et est du synforme du Lac Raymond (nord des Grandes-Bergeronnes). Nos observations suggèrent que la formation de Saint-Paul-du-Nord est donc essentiellement une formation méta-sédimentaire d'origine détritique constituée de sédiments peu matures mis en place dans un milieu continental.

Formation de Moulin-à-Baude

Nous avons documenté la Formation de Moulin-à-Baude dans toutes les trois localités étudiées (figure 1b), mais avec des affleurements plus variés et de meilleure qualité aux environs des Grandes-Bergeronnes et des Escoumins. En nous basant sur nos observations nous avons séparé la formation en deux unités, inférieure et supérieure, en fonction de leur position au sein des synformes.

-Unité inférieure :

Cette unité est à dominance mafique, repose en discordance sur la Formation de Saint-Paul-du-Nord, comme suggéré par le conglomérat décrit à la section précédente. Dans la région du Petit Saguenay, les roches mafiques sont associées à des filons, des filons-couches et à des intrusions mafiques-ultramafiques intercalées avec de rares niveaux métasédimentaires.

Les roches mafiques consistent en des niveaux d'amphibolite massive et homogène d'épaisseur plurimétrique. Certains niveaux contiennent du quartz arrondi interprété comme le résultat de vésicules remplies par du quartz tardif (photo 4), ainsi que des amas de quartz-amphibole-carbonate-chlorite avec parfois les minéraux ferromagnésiens au cœur ou à la bordure interprétés comme les reliques d'amygdules. Dans toutes les trois localités, on y reconnaît aussi des formes arrondies et aplaties décimétriques à métriques délimitées par des variations minéralogiques, et interprétées comme des reliques de coussins (photos 5 et 6). Ces observations démontrent que l'unité inférieure du Moulin-à-Baude représente des anciennes coulées de basalte. De plus, certaines roches mafiques à porphyroclastes de plagioclases et/ou amphiboles dans une matrice à grain fin sont interprétées comme des laves porphyriques (photo 7 et 8).

Les amphibolites de l'unité inférieure, sont aussi caractérisées par des altérations à épidote-quartz en forme de veines, niveaux et amas (photos 9 et 10). Ces zones d'altération représentent probablement des niveaux particulièrement poreux, qui ont favorisé la circulation des fluides hydrothermaux. La présence quasi-systématique des reliques de quartz arrondi, représentant des anciennes vésicules, au sein des zones d'altération à épidote sont en accord avec cette interprétation. La photo 11 représente un contact entre un niveau mafique homogène (coulée de basalte) recoupé par des veines hydrothermales syn-volcanique sur lequel repose un niveau hétérogène à texture bréchique (fragments basaltique dans une matrice andésitique) riche en vésicules. Ce niveau est interprété comme une hyaloclastite en bordure d'une coulée mise en place en milieu marin.

La région au sud du Lac Rémi est la plus propice à la reconnaissance de textures primaires au sein de la séquence volcanique inférieure. La figure 3 représente un log de la séquence volcanique au niveau de l'indice Rémi-PA. En partant du sud-est jusqu'au nord-ouest on observe un changement de lithologies avec en base du log des niveaux volcanoclastiques (tuf à cendres, à lapilli et à bombes ; photo 12). La partie supérieure est quant à elle dominée par des niveaux homogènes mafiques dans lesquels on observe des reliques de coussins (photos 5 et 6). Deux types de basaltes ont été observés : un basalte homogène localement coussiné et un basalte porphyrique à phénocristaux de plagioclase (photos 7 et 8). On observe aussi une variation latérale des faciès avec la présence locale de brèche volcanique à fragments de composition mafique à intermédiaire (photo 13) et tufs à bombes (photo 12) matérialisant le caractère potentiellement explosif de l'activité volcanique.

-Unité supérieure :

Nous avons documenté l'unité supérieure de la formation du Moulin-à-Baude au sein des synformes du Lac Raymond et du Lac Saint-Onge. Cette unité est essentiellement constituée de roches métavolcaniques intermédiaires à felsiques avec de rares niveaux mafiques. Il est intéressant de noter la présence locale de niveaux métasédimentaires (gneiss calco-silicaté, quartzite, chert et paragneiss) dans la partie supérieure, au cœur du synforme du lac Raymond.

Au niveau du synforme du Lac Raymond, l'unité supérieure consiste en une alternance de niveaux intermédiaires à felsiques à grain fin, massifs ou hétérogènes avec des fragments lithiques, certains des quels ressemblent à d'anciens ponces, et ou des cristaux, (photo 14). Ces roches sont interprétées comme des tufs, et des laves felsiques. On note aussi que certains niveaux sont constitués des lits centimétrique à décimétrique qui pourraient représenter des turbidites volcanoclastiques (photo 15). Ces niveaux sont au contact direct avec un tuf rhyolitique massif, à matrice homogène et à fragments de biotite-muscovite (reliques de ponce; photo 14) ainsi que de tuf à bombes et lapilli de composition andésitique à dacitique. De plus, une masse dacitique (dôme?) variablement altérée en andalousite-muscovite-sillimanite-quartz-apatite-tourmaline (photos 16 et 17) a été observée sous un des pylônes de la ligne hydro-électrique (affleurement 14-PA-97, feuillet SNRC 22C05, Estant 459203 Nordant 5348406). Cet assemblage minéralogique témoigne d'une intense altération hydrothermale argillique.

Nos observations de l'unité supérieure au niveau du lac Raymond suggèrent la présence d'anciens faciès volcanoclastiques avec localement des coulées et dômes volcaniques.

Au niveau du synforme du Lac Saint-Onge, l'unité supérieure du Moulin-à-Baude est essentiellement constituée de niveaux massifs volcanoclastiques avec la présence de tufs dacitiques à fiamme, de cristaux et parfois de bombes (photo 18). La partie inférieure du log (figure

3) pourrait représenter la transition entre les deux unités avec l'apparition progressive de niveaux volcanoclastiques de plus en plus différenciés.

La formation de Moulin-à-Baude correspond donc à une séquence volcanique, et la présence de basaltes coussinés dans l'unité inférieure est en faveur d'une mise en place en milieu marin tout comme les nombreuses veines d'épidosites au sein des basaltes et andésites qui sont typique des systèmes hydrothermaux syn-volcanique dans les fonds océaniques (Hannington *et al.*, 2003 ; Galley *et al.*, 2007). Concernant l'unité supérieure, il est plus difficile de définir un environnement de dépôt mais la présence de séquence turbiditiques, d'un possible dôme dacitique au sein de dépôt volcanoclastique, de gneiss calco-silicaté associés à des quartzites, cherts et paragneiss (photo 19) semblent être aussi en faveur d'un domaine océanique (voir le chapitre «Lithogéochimie»).

Formation de Port-aux-Quilles

La formation de Port-aux-Quilles a été seulement documentée au niveau du synforme du Lac St Onge. Il s'agit d'une unité métasédimentaire qui repose sur la formation du Moulin-à-Baude par l'intermédiaire d'un conglomérat (photo 20). La formation de Port-aux-Quilles est constituée principalement d'épais niveaux de quartzite ayant gardé leur textures sédimentaires primaires. Les niveaux de quartzite sont en général impurs (présence de feldspath et micas), et contiennent de minces niveaux pélitiques ainsi que des horizons de types « placer » à minéraux lourds (grenat, magnétite, ilménite, apatite, zircon), qui permettent de faire ressortir le litage primaire (photo 21), les stratifications entrecroisées (photos 22 et 23) et parfois même des rides de courant (photo 24).

Les figures sédimentaires observées dans le synforme du Lac Saint-Onge (Les Escoumins) témoignent d'une mise en place en domaine océanique (dépôts sédimentaires d'avant arc ?). Il est intéressant de noter que localement le quartzite est hématisé.

Roches plutoniques dans le CESC

Syénite quartzifère

Cette intrusion (affleurement 13-PA-34) est observée le long du chemin du Rang St-Joseph, et son encaissant est incertain. La roche est foliée mais préserve sa texture ignée marquée par la présence de phénocristaux pluri-millimétriques de feldspath potassique, et localement du quartz, dans une matrice de granulométrie plus fine riche en biotite, rendant à la roche un aspect mélanocrate en section sciée.

Lamprophyre

Le lamprophyre est situé au sein du synforme du Lac Saint-Onge, et il est intrusif dans le quartzite de la Formation du Port-aux-Quilles. Cette lithologie affleure sur plusieurs centaines de mètres. Cette roche posa problème lors des premières observations sur le terrain et elle fut interprétée comme étant d'origine sédimentaire. En effet, on observe des bancs de quartzite bien préservés au sein de l'intrusion, l'interprétation la plus logique étant de les définir comme étant des dépôts turbiditiques gréseux se déposant dans un bassin marin. Cependant une observation plus détaillée des affleurements (13-PA-30, 13-PA-31 et 14-PA-88) a permis de faire ressortir la présence de fragments lithiques de taille centimétrique à métrique associés à des textures magmatiques primaires (phénocristaux, litage et foliation magmatique primaire). Cette intrusion correspond donc à un complexe magmatique polyphasé (niveau minoritaire ultrapotassique très riche en biotite d'aspect mélanocrate associé au faciès dominant mésocrate potassique riche en fragments et xénolithes de quartzite). La présence de fragments anguleux et de vésicules remplies de quartz-carbonates-chlorite indiquent une mise en place peu profonde dans les niveaux supérieurs de la croûte.

Leucogranites

Plusieurs petites masses de leucogranite sont observées au sein des métasédiments dans le 22C06. Ces roches sont caractérisées par la présence de biotite et muscovite (granite à 2 micas), ainsi que des traces de grenat et elles sont généralement radiogéniques indiquant la présence de minéraux radioactifs comme la monazite, la thorite et l'uraninite. Le leucogranite observé au niveau de la pointe à la Croix aux Escoumins est particulier, il est lité (rubanement magmatique marqué par les minéraux ferromagnésiens) et très radiogénique (monazite visible à l'œil nu). Ces intrusions proviennent vraisemblablement de la fusion des métasédiments du Groupe de Saint-Siméon.

Granite de Bon Désir

Le granite de Bon Désir est un granite rosâtre à grain moyen à grossier et à quartz sub-automorphe. Il est situé au sud des Escoumins et au nord-est des Grandes Bergeronnes. Ce granite est homogène et contient des lambeaux de roches supracrustales indiquant un âge plus jeune que les roches supracrustales. Il est composé principalement de quartz et feldspath potassique (syénogranite?) et semble être étroitement lié à la faille des Escoumins située dans sa partie nord.

Organisation structurale

Le grain structural de la région est visible sur les photographies aériennes et satellites ainsi que dans les cartes aéromagnétiques disponibles (levé aéromagnétique fédéral, gradient vertical du champ magnétique total résiduel faible résolution, consulté sur le site MERN à l'aide du produit « E-Sigéom à la carte » ; voir figures 1b et 2). Les roches supracrustales se retrouvent au sein de synformes et les roches migmatitiques et plutoniques forment les reliefs topographiques faisant ainsi ressortir une organisation structurale en dômes et bassins. Le travail effectué sur les structures est très préliminaire, mais permet cependant de ressortir certains éléments de premier ordre. Les mesures de foliation au nord des Grandes-Bergeronnes et des Escoumins (figure 4a, b)

sont consistantes avec la présence de deux synformes. Le synforme au nord des Grandes Bergeronnes est d'orientation générale nord-nord-ouest/sud-sud-est alors que le synforme des Escoumins est d'orientation nord-nord-est/sud-sud-ouest. Les foliations observées dans les roches supracrustales montrent une orientation préférentielle des minéraux (S_1) sub-parallèle au litage primaire (S_0) et un pendage généralement assez fort ($>50^\circ$, figure 4a, b). En de rares endroits (au sein des lithologies de faibles compétences dans les séquences volcaniques les mieux préservées) il est possible d'observer des plis de faible longueur d'onde (décimétrique) avec plan axial parallèle au S_1 . Ces plis sont interprétés comme les reliques de plis F_1 associés à la mise en place de la fabrique principale. Des plis isoclinaux de plan axial parallèle au S_0 mais qui replisse la S_1 sans générer de schistosité parallèle au plan axial sont interprétés comme étant des plis F_2 . Cette deuxième phase de déformation D_2 vient plisser les roches supracrustales et semble être corrélée à une compression est-ouest. L'ensemble est replissé par une phase de déformation D_3 caractérisée par des plis ouverts au niveau du synforme du Lac Raymond d'orientation générale nord-est/sud-ouest et par le synforme du lac Saint-Onge qui forme un pli isoclinal de premier ordre dans lequel on observe à l'échelle de l'affleurement des plis isoclinaux de second ordre miroir du premier. L'interférence de ces deux phases de déformation est responsable de l'organisation en dôme et bassin observé à l'heure actuelle.

Une forte linéation type pendage, observée dans les roches de la Formation du Moulin-à-Baude (figure 4c,d) est marquée par un fort allongement des clastes dans le conglomérat, des coussins et fragments dans les roches volcaniques et par un étirement des minéraux tels que les amphiboles, et des lattes de plagioclase. De plus, au niveau de la zone d'altération argillique cette linéation est définie par un spectaculaire étirement d'andalousite. Les mesures structurales tendent à montrer un plongement de la linéation de chaque côté des synformes (lien avec la mise en place des dômes

et bassins ?). Mais d'autres observations sont nécessaires avant de pouvoir définir si c'est une L₂ ou une L₃. Des failles tardives associées à des mouvements latéraux viennent recouper l'ensemble (D4 ?). Des travaux supplémentaires seront effectués lors de l'été 2015 afin de mieux caractériser la déformation et mieux définir les relations entre les dômes et bassins.

PÉTROGRAPHIE

Dans le cadre de ce travail, on a fait faire et examiné 100 lames minces polies, à partir des échantillons des unités lithologiques observés sur le terrain. Les localisations des échantillons sont indiquées dans le tableau 1 alors que les assemblages minéralogiques et les textures principales de chaque lame mince, sont répertoriés dans le tableau 2. Cette section du rapport documente les caractéristiques minéralogiques et texturales des roches prélevées sur des affleurements clés de la CESC.

Formation de Saint-Paul-du-Nord

Gneiss alumineux (13-PA-52) et quartzite (13-PA-51-A) de l'unité inférieure

Ces roches ont été échantillonnées entre les dômes des Petites et Grandes-Bergeronnes au niveau de la route 138. Les **gneiss alumineux** contiennent l'assemblage minéralogique grenat, sillimanite, feldspath potassique, biotite, quartz, et, dans certains cas, hornblende et graphite. Deux générations de sillimanite sont présentes: une première composée d'amas de fibrolite et une seconde composée de prismes automorphes qui recouper la fibrolite. L'assemblage minéralogique est indicatif d'un métamorphisme au faciès des amphibolites supérieur à granulite inférieur. Des structures de type C/S présentes à l'échelle de la lame mince indiquent une déformation syn- à tardi-métamorphique (photo 25).

Le quartzite appartenant à la formation de Saint-Paul-du-Nord est massif et homogène. Il est constitué de quartz, avec des feldspaths, de la biotite, de la muscovite et du grenat en traces. Le quartz forme des cristaux plurimillimétriques, a inclusions de feldspaths (texture poïkiloblastique), et sont partiellement recristallisés et à extinction ondulante. La présence de muscovite dans cette roche (avec du grenat-biotite) est compatible avec un métamorphisme au faciès des amphibolites supérieur.

Gneiss quartzo-feldspathique de l'unité supérieure (13-PA-42)

Le gneiss est très folié et rubané à gneissique. Le rubanement est produit par une variation des proportions en feldspath, quartz et minéraux opaques faisant ainsi ressortir un litage compositionnel (origine sédimentaire ou volcanique?). La forte proportion en feldspath potassique de type microcline pourrait indiquer une origine sédimentaire (méta-arkose) cependant la présence de quelques phénocristaux de quartz dans une matrice à grain fin (photo 26) peuvent aussi indiquer une origine volcanique (méta-rhyolite).

Formation du Moulin-à-Baude

Roches ultramafiques dans l'unité inférieure (Petit-Saguenay)

Complexe mafique-ultramafique lité du Lac du Pître

La lame 13-PA-1 provient de la partie ultramafique à la base du complexe. La roche est constituée principalement d'orthopyroxène (type bronzite présentant des lamelles d'exsolution de clinopyroxène) et d'olivine avec un peu de clinopyroxène (augite) indiquant que la roche est une harzburgite. Les minéraux accessoires sont les sulfures (pyrrhotite, chalcopyrite et pentlandite), l'ilménite et les spinelles (chromite, magnétite). La chromite est le spinelle dominant, elle est automorphe à sub-automorphe, incluse au sein des minéraux mafiques indiquant une cristallisation précoce. Il est intéressant de noter la présence d'exolutions d'un autre type de spinelle. La

magnétite présente des exsolutions d'ilménite. L'olivine ainsi que l'orthopyroxène sont par endroit serpentinisés. La présence d'amphiboles, de chlorites magnésiennes, de phlogopite et de serpentine indique que la roche est métamorphisée et hydrothermalisée. Un minéral de couleur vert bouteille à vert émeraude en LPNA associé aux spinelles dans les zones métamorphisées et hydrothermalisées semble être de l'hercynite mais il pourrait aussi s'agir de grenat chromifère (uvarovite), une étude au SEM de la lame nous permettrait d'en savoir plus.

Filons et filons-couches ultramafiques de l'indice du Lac Feuillo

Ces roches sont hydrothermalement altérées, déformées (en forme de « S » boudinées indiquant la présence d'une zone de cisaillement sénestre) et métamorphisées. Leur paragenèse minérale reflète cette histoire complexe, il n'y a plus de minéraux primaires et elles sont fortement recristallisées. Les minéraux principaux sont différents types d'amphibole (anthophyllite, trémolite et peut-être même d'autres types), de la chlorite magnésienne, du talc et des sulfures sont aussi présents (photo 27).

Roches métavolcaniques

Roches métavolcaniques mafiques de l'unité inférieure

Les roches interprétées sur le terrain comme des metabasaltes sont essentiellement composés d'hornblende verte, de plagioclase et d'oxydes de Fe-Ti (ilménite avec exsolution de magnétite majoritaire et magnétite avec exsolution d'ilménite). Par endroits l'épidote, la titanite, la séricite, la pyrrhotite et la chalcopyrite sont présentes en quantités mineures. Ces roches possèdent une texture nématoblastique à grain fin (photo 28). Dans certaines lames on observe aussi des textures primaires telles que des vésicules remplies de quartz-carbonate (photo 29), des amigdules de quartz-carbonate-amphibole-chlorite (photo 30) et de clastes (plagioclase ou amphibole) reliques

d'anciens phénocristaux (photo 31). Ces textures, ainsi que la granulométrie fine sont en générale de bons critères de reconnaissance pour les laves.

Les roches interprétées sur le terrain comme des tufs contiennent de l'amphibole, du plagioclase et des oxydes, (comme les metabasaltes) mais aussi de la biotite (en quantité proche à celle de l'amphibole) du quartz et, par endroits, du grenat. De plus, certaines de ces roches montrent à l'échelle de la lame mince, un litage primaire et des clastes (lithiques, cristaux, ponces et fiammes)

Roches métavolcaniques intermédiaires de l'unité inférieure

Ces roches possèdent le même assemblage minéralogique que les métavolcaniques mafiques, avec, en plus, du quartz et du feldspath potassique. Localement, des vésicules remplies de minéraux tardifs comme le quartz ou les carbonates, sont aussi présentes.

Roches métavolcaniques felsiques de l'unité supérieure

Les roches métavolcaniques felsiques qui préservent mieux leur caractère primaire ont été échantillonnées dans la partie Nord du synforme du Lac Saint-Onge, où les faciès felsiques sont principalement de composition dacitique avec une origine pyroclastique (présence de fiamme et parfois de bombes). La matrice de ces roches est constituée de quartz, plagioclase, feldspath potassique, hornblende verte, biotite et muscovite, alors que les fiammes sont composés d'un assemblage polyminérale à hornblende verte, micas (biotite et muscovite), apatite, titanite et épidote (parfois carbonates). Ce type de texture est typique de dépôts de type ignimbrite provenant d'éruption explosive (photos 32 et 33).

Roches métasédimentaires

Au niveau du Petit-Saguenay, la seule roche métasédimentaire observée au sein du Moulin-à-Baude est un greywacke (14-PA-71A). Le greywacke est au contact direct avec une amphibolite,

il est constitué de feldspath potassique et de plagioclase aux formes arrondies souvent séricitisé et de chlorite. La matrice est constituée d'un ciment de quartz à grain fin. Le faciès métamorphique semble faible (amphibolite inférieure?). Au niveau des Grandes-Bergeronnes, les métasédiments observés au sein des métavolcaniques sont des greywackes plus ou moins pélitiques. Au niveau de la deuxième ligne électrique, au cœur du synforme, les métasédiments (13-PA-10) sont constitués d'une alternance de greywacke (quartz, feldspaths et biotite), chert (quartz, quelques carbonates, épidotes et tourmalines), de niveaux calco-silicatés (épidote, carbonates, quartz et feldspaths) et de quartzite impur (principalement quartz avec quelques feldspaths et micas). La photo 34 montre l'alternance entre niveaux calco-silicatés et un niveau de chert dans lequel il y a une tourmaline.

Altérations syn-volcanique dans les roches mafiques à intermédiaires

Ces altérations sont observées au sein de l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude dans les feuillets 22C04, 22C05 et 22C06 indiquant un caractère régional. Elles se retrouvent sous la forme de veines recoupant la stratigraphie, de patches de forme arrondie et d'altération pervasive allant parfois jusqu'au remplacement de niveaux complets. Ces altérations présentent une zonation particulièrement marquée à partir de la roche saine jusqu'au cœur de la veine (voir lames 13-PA-7-alt et 13-PA-60). Les plagioclases sont de plus en plus séricitisés alors que l'amphibole disparaît progressivement pour laisser place à un assemblage d'épidote, quartz, titanite, chlorite, pyrrhotite et magnétite (photo 35). Au sud du Lac Rémi (synforme du Lac Saint-Onge), les assemblages minéralogiques sont plus complexes (voir lames 14-PA-81-log5, log7-2, log8, log9 et log12) et sont associés à une omniprésence des veines indiquant la présence d'une zone où l'altération hydrothermale était particulièrement active. Ces veines sont caractérisées par la présence de différents types d'épidote, d'apatite, de grenat orangé, de carbonates, de clinopyroxène (type aegyrine?; photo 36), de sulfures (principalement cuprifère comme la bornite) et d'autres minéraux

non identifiés pour le moment. Ces altérations sont caractérisées par la présence de quartz arrondi qui représente des reliques de vésicules dans les basaltes-andésites indiquant que la roche était poreuse facilitant la circulation du fluide hydrothermal.

Altérations syn-volcanique associées aux roches felsiques

Les échantillons de roches métavolcaniques felsiques de l'unité supérieure aux environs des Grandes Bergeronnes présentent de forts signes d'altération hydrothermale. Ces roches sont composées de quartz, de feldspaths potassique, de plagioclase, de muscovite, de biotite et d'oxydes de Fe-Ti, mais contiennent aussi du grenat de couleur orangée (calcique ou manganifère), des amphiboles sodiques, ainsi que de la séricite, de la cordiérite, de l'andalousite (plus ou moins transformée en sillimanite), de la tourmaline, et de l'albite, ainsi que des sulfures (pyrite, chalcopryrite, bornite, chalcocite et malachite). Cette paragenèse minérale indique une altération argilique associée à la circulation d'un fluide acide.

Formation du Port-aux-Quilles

Quartzite

Le quartzite de la formation de Port-aux-Quilles observé au sein du synforme du Lac Saint-Onge affleure sous la ligne électrique. Cette lithologie est constituée majoritairement de quartz, les micas permettent de faire ressortir la présence de niveaux plus pélitiques d'épaisseur millimétrique à centimétrique (13-PA-2Aet 13-PA-17). Il est intéressant de noter la présence de niveaux enrichis en minéraux lourds (grenat, magnétite, apatite et zircon) dans la lame 13-PA-2A. La texture est granoblastique indiquant une recristallisation de la roche souvent associé à des déformations des grains de quartz (extinction ondulante et apparition de sous-grains en bordure). La lame 13-PA-17, montre que le quartzite est plus impur avec une grande proportion de feldspaths mais moins de

micas, ceci indique un environnement de dépôt différent probablement plus proche de la source avec moins d'apport argileux.

Conglomérat

Le conglomérat (13-PA-16) qui marque la limite entre les formations de Moulin-à-Baude et Port-aux-Quilles est constitué de clastes de différentes natures (extrusive-intrusive mafique à felsique et sédimentaire), de granulométrie différente (grain fin à grain grossier) dans une matrice à grain fin constituée principalement de quartz, de biotite et de feldspath.

Paragneiss, gneiss nodulaire alumineux

Dans le feuillet SNRC 22C04 à proximité du lac à David, la formation de Port-aux-Quilles est constituée de paragneiss localement migmatisés, de minces niveaux de quartzite et de niveaux nodulaires à quartz, à feldspath, à grenat, à sillimanite, à muscovite et à biotite (14-PA-75-C). Ces niveaux nodulaires alumineux se situent à proximité d'indices minéralisés, ils pourraient constituer un bon métallotecte en vue de travaux d'explorations futures. Leur composition minéralogique associée à une texture particulière (nodules alumineux) semble être en faveur d'une altération hydrothermale.

Intrusions tardives

Leucogranite (13-PA-21Bet 13-PA-29)

Les leucogranites dans la région représentent de petites intrusions étroitement liées à des pegmatites de couleur blanchâtre. Ces roches sont constituées principalement de quartz-feldspath, de deux micas (biotite-muscovite) et de grenat. Le quartz est déformé (extinctions ondulantes) et les feldspaths sont parfois séricitisés mais les intrusions ne sont pas ou peu déformées indiquant une intrusion tardive.

Lamprophyre (13-PA-30)

Le lamprophyre situé au cœur du synforme du lac Saint-Onge recoupe les quartzites de la formation de Port-aux-Quilles. Il est constitué principalement de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique et de biotite avec une importante concentration d'apatite, de titanite et de zircons. Il est intéressant de noter la présence de molybdénite magmatique ainsi que de vésicules remplies de carbonate et de chlorite indiquant une mise en place dans la partie supérieure de la croûte en adéquation avec la présence de fragments anguleux de quartzite en enclave dans le lamprophyre.

Syénite quartzifère (13-PA-34-A)

Cette roche à l'aspect porphyrique est constituée de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase et de biotite. Concernant les minéraux accessoires, la monzonite est riche en allanite (présentant des zonations), en apatite et en zircons. La forte présence de biotite dans la matrice lui donne un aspect mésocrate en section sciée. Elle semble être associée à une anomalie magnétique (levé aéromagnétique fédéral, gradient vertical du champ magnétique total résiduel faible résolution, consulté sur le site MERN à l'aide du produit « E-Sigéom à la carte») et pourrait faire partie d'une intrusion plus importante.

LITHOGÉOCHIMIE

Les analyses lithogéochimiques (45 analyses) présentées dans ce rapport proviennent des travaux de terrains effectués durant les étés 2013 et 2014. La majorité des échantillons ont été analysés pour les oxydes majeurs, les éléments traces et les métaux de base. Les roches ultramafiques observées dans le feuillet 22C04 furent aussi analysées pour les éléments du groupe du platine (EGP) et l'Au. Toutes les analyses ont été faites par le laboratoire Actlabs en utilisant différentes

techniques (ICP-MS, ICP-AES ou INAA) selon les éléments analysés. Les résultats complets des analyses sont disponibles sur demande, en version numérique, ou peuvent être consultés sur le site MERN à l'aide du produit « E-Sigéom à la carte ». Voir les tableaux 3 et 4 pour les résultats d'analyse utilisées dans cette partie.

Roches volcaniques du Moulin-à-Baude

Les analyses de ces roches ont d'abord été triées en suivant le protocole suivant :

- 1) Type d'échantillon (roche homogène, ne présentant pas de signe d'altération, origine certaine)
- 2) Valeurs en Na₂O contenue principalement entre 2 et 5 %
- 3) Valeurs en Al₂O₃ comprises entre 12 et 19 %
- 4) Peu de perte au feu
- 5) Bon bouclage des analyses
- 6) Valeurs en Ba ne dépassant pas les 800 ppm
- 7) Utilisation des indices d'altération (AI) et l'indice de chlorite-carbonate-pyrite (CCPI) afin d'identifier les roches les plus fraîches

La reconnaissance de systèmes hydrothermaux intimement associés aux roches volcaniques nous force à utiliser les éléments chimiques considérés comme étant immobiles durant ce genre de processus mais aussi durant le métamorphisme. Ces éléments sont : Ti, Al, Ta, Nb, Hf, Zr, Y, Th et les ETR à l'exception de l'Eu (Winchester et Floyd, 1977 ; Barrett et MacLean, 1994 et 1999; Jenner, 1996; Gifkins *et al.*, 2005).

Caractéristiques générales

Le diagramme de Pearce (2008) utilisant les ratios Zr/Ti et Nb/Y permet de classer les roches en fonction de leur type. On y voit que les roches volcaniques de la Formation de Moulin-à-Baude couvrent une large gamme de rapport Zr/Y et sont surtout distribués dans les champs de basalte, et basalte andésitique, avec quelques analyses dans le champ de dacite et rhyolite (le Zr marque les processus de différenciation et de cristallisation fractionnée) indiquant que le volcanisme possède un caractère bimodale à dominance mafique (figure 5a). Le rapport Nb/Y indique quant à lui que les roches sont à tendance sub-alkaline (la concentration en Nb augmente avec l'alkalinité du magma).

La figure 5b, est utilisée pour suggérer la nature de la source (type de manteau), les processus magmatiques impliqués, ainsi que les possibles interactions entre le magma et la croûte (processus de contamination crustale). Le rapport Nb/Yb donne des indications sur la nature de la source (manteau), plus il est faible plus la source est appauvrie et plus il est élevé plus la source est enrichie. Le rapport Th/Yb indique quant à lui l'apport de fluide qui enrichit le magma en Th pendant le processus de subduction ou une interaction avec la croûte continentale (Pearce, 2008). L'apparition de tendance oblique parallèle à l'évolution du manteau marque le processus de cristallisation fractionnée. Ce diagramme montre que la source des roches les plus primitives (basaltes) varie entre NMORB et EMORB indiquant que le manteau d'origine était hétérogène. Le décalage vers le haut avec un enrichissement en Th est typique des zones de subduction. La tendance magmatique observée suit une évolution par cristallisation fractionnée, cependant pour les roches les plus évoluées il est intéressant de noter une autre tendance verticale avec un enrichissement en Th résultant d'une possible interaction avec une croûte plus mature.

Basaltes

Les basaltes peuvent être utilisés pour déterminer le contexte géodynamique de formation. La figure 6a montre que les basaltes de la Formation de Moulin-à-Baude sont typiques des limites de plaques (zone de subduction). Le diagramme Ti/Y vs Nb/Y (figure 6b) montre que les basaltes possèdent une signature tholéiitique, il n'est cependant pas possible de séparer le contexte de formation entre basalte d'arc volcanique et MORB. L'utilisation des diagrammes ternaires (figure 6c et 6d) ne permet pas non plus de faire la séparation entre basalte d'arc volcanique et de ride océanique (MORB) c'est pour cela que l'utilisation du diagramme binaire V vs Ti (figure 6e) permet d'apporter plus d'information. Deux groupes de basaltes ressortent avec un premier groupe plus pauvre en V et surtout Ti provenant de l'unité volcanique inférieure dans la région des Grandes-Bergeronnes à cheval entre des tholéiites d'arc océanique et des basaltes de type ride océanique ou arrière arc. Le deuxième groupe est formé de basaltes de l'unité volcanique inférieure de la région des Escoumins (Sud du Lac Rémi). Ces basaltes sont enrichis en V et Ti et tombent dans le champ des basaltes de ride océanique ou d'arrière arc. Cependant le fait que ce soit des basaltes de limite de plaques indique, pour les deux groupes, la présence d'un bassin d'arrière arc qui semble cependant moins mature dans les environs des Bergeronnes (début du rifting de l'arc ?).

Les diagrammes multiéléments référencés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) peuvent apporter d'importantes informations concernant le style de magmatisme et le contexte de formation. Les spectres des basaltes des Grandes-Bergeronnes (figure 7a) sont enrichis (en moyenne 6 fois) par rapport au manteau primitif, et sont relativement plats avec une anomalie négative marquée en Nb et une légère en Ti. Ce type de spectre est typique des basaltes tholéiitiques d'arc océanique et de bassin d'arrière arc (« BABB »). Il est intéressant de noter que les roches intermédiaires et felsiques reflètent la même géochimie.

Au niveau des Escoumins, les basaltes possèdent aussi une signature tholéiitique avec des spectres multiéléments plats (figure 7e), une anomalie négative en Nb mais à la différence de ceux des Bergeronnes ils ne possèdent pas d'anomalie en Ti et ils sont plus enrichis (en moyenne les éléments sont 10 fois plus enrichis que le manteau primitif). Ces basaltes sont aussi typiques des bassins d'arrière arc (« BABB ») mais matérialise probablement une source légèrement différente ou un taux de fusion différent compatible avec une variation géographique de l'activité magmatique couplé au fait que le manteau est hétérogène.

Roches volcanites intermédiaires à felsiques

Les andésites (figure 7b) présentent cependant un fractionnement entre les ETR avec un enrichissement en terres rares légères due au processus de cristallisation fractionnée et une nature plus transitionnelle. La dacite (figure 7c) et la rhyolite (figure 7d) des Grandes-Bergeronnes possèdent aussi un spectre plat (nature tholéiitique) avec une anomalie très marquée en Ti et une légère voir non présente en Nb. Ceci est aussi corroboré par le fait que le tuf rhyolitique tombe dans la catégorie FIV (figure 8a ; Lesher *et al.* 1986, Hart *et al.* 2004) avec un rapport $Zr/Y < 4$ et une teneur en Zr < 100 ppm et que son spectre de terres rares normalisés aux chondrites est plat avec une anomalie négative en Eu (figure 8b). La catégorie FIV correspond à des roches volcaniques felsiques se formant dans des terrains juvéniles sans anomalie thermique prononcée. La dacite est cependant différente, elle possède le même spectre plat tholéiitique cependant plus enrichie que la rhyolite (figures 7c et 8b). Elle est aussi enrichie en Zr (298 ppm), en Hf (7.3 ppm), en P_2O_5 (0.4 %) et Nb (10 ppm) indiquant une nature plus alcaline (elle tombe dans le champ des granites de ride océanique ORG et des granites de type-A, figure 8c, 8d et 8e) et elle appartient aux rhyolites de type FIIIa (figure 8a). Ce type de rhyolite possède des rapports Zr/Y et La/Yb faibles mais des teneurs en HFSE élevée ($Zr > 200$ ppm) associée à des spectres de terres rares

plats typique de roche tholéiitique. Ces roches sont interprétées comme provenant de la fusion à haute température ($>900^{\circ}\text{C}$) lors de phase de rifting de croûte basaltique hydratée à de faible profondeur ($< 10 \text{ km}$) permettant à la roche de ne pas trop refroidir favorisant ainsi la création de système hydrothermaux vigoureux propices au développement de gisement de type SMV (Leshner *et al.* 1986, Barrie 1995, Hart *et al.* 2004, Piercey, 2010). La présence au contact direct de la dacite d'altération à Andalousite-Muscovite-Quartz-Tourmaline en est la preuve directe.

Au niveau des Escoumins, les roches volcanoclastiques dacitiques dans l'unité volcanique supérieure possèdent une signature transitionnelle à calco-alcaline avec des rapports $\text{La/Lu} > 67$ et $\text{Zr/Y} > 6$ (figures 7f et 8b). Ces roches tombent dans les champs des granites d'arc volcanique (figure 8d et 8e), des granites de type I (figure 8c) et des rhyolites de type FII (figure 8a). Le fait que l'on n'observe pas ce type de roche ailleurs peut-être expliqué soit par une érosion, soit par un manque d'exploration, soit par une hétérogénéité spatiale du type de volcanisme.

Roches intrusives

Différents types de roches intrusives sont observables au sein de la CESC. Ces roches via l'utilisation de leur signature géochimique permettent de mieux comprendre l'évolution de la région durant le Mésoprotérozoïque.

Roches mafiques-ultramafiques de la Formation de Moulin-à-Baude

Les intrusions ultramafiques observées au sein de la formation du Moulin-à-Baude dans le feuillet 22C04 peuvent être classées en deux catégories : contemporaine de l'unité volcanique inférieure dans un bassin d'arrière arc (Complexe mafique-ultramafique du lac du Pitre) et contemporaine de l'unité volcanique supérieure dans un contexte d'arc plus mature (filons et filons-couches ultramafiques de l'indice du lac Feuillos).

Complexe mafique-ultramafique lité du Lac du Pitre

L'harzburgite du Complexe mafique-ultramafique lité possède un spectre plat de nature tholéiitique (figure 9a) avec des anomalies négatives en HFSE (Th, Nb, Zr et Hf). Ce type de spectre ressemble fortement à celui des basaltes du bassin d'arrière arc. Le diagramme Zr/Y vs Ti/Y (figure 10a) montre que cette intrusion est associée à un contexte de bordure de plaque, le diagramme ternaire Hf/3-Th-Nb/16 (figure 10b) lui donne quant à lui une signature de bassin d'arrière arc proche du champ N-MORB consistant avec les caractéristiques des roches métavolcaniques de l'unité inférieure du Moulin-à-Baude. Les fortes teneurs en Ni et Cr dans la roche associé au fait que la superficie du complexe est potentiellement importante en fait une bonne cible pour la prospection de gisement de type magmatique (chromitite et sulfures enrichis en EGP).

Filons et filons-couches ultramafiques de l'indice du lac Feuillos

Les filons et filons-couches ultramafiques de l'indice du lac Feuillos constitués essentiellement de pyroxénites possèdent des spectres d'éléments (figure 9b) plus différenciés avec un fractionnement entre terres rares légères et lourdes associé à de fortes anomalies négatives en Nb typiques des zones de subduction. Le figure 10a leur donne aussi des caractéristiques de roches formées en bordure de plaque confirmées par un fort caractère calco-alcalin (figure 10b) associé à un enrichissement en Th. Ils forment de petites intrusions au sein des roches métavolcaniques et elles sont fortement minéralisées en métaux de base (jusqu'à 1.76 % Cu et 0.12 % Ni) et précieux (jusqu'à 1.32 g/t Au, 2.98 g/t Pd et 714 ppb Pt). Le contexte d'arc océanique mature semble être particulièrement propice pour la formation de ce genre de dépôts comme l'atteste les travaux effectués par Sappin *et al.* (2009, 2011 et 2012) dans la région de Montauban.

Complexe de Tadoussac

Le Complexe de Tadoussac est séparé en deux unités : une unité constituée principalement de « gneiss gris » et une unité constituée de « gneiss rose ». Les gneiss gris possèdent une signature calco-alcaline marquée avec un fort fractionnement entre les terres rares légères et lourdes ($La/Lu > 100$, figure 9c). Ces roches ont des anomalies négatives en Nb typique des zones de subduction et aussi en Ti. Il est intéressant de noter que les tonalites possèdent une anomalie positive en Al due à la forte présence de plagioclases. Ces roches sont métalumineuses (figure 10c), de type-I à A (figure 10d) et tombent dans le champ des granites d'arc volcanique (certaines semblent tomber proches des granites de ride océanique ORG, figure 10e). Leurs rapports La/Yb , Sr/Y et Zr/Y varient entre ceux d'arc mature (probablement continental mais les isotopes pourront en dire plus) jusqu'à ceux d'arc relativement immature océanique. Les gneiss roses sont principalement de composition granitique et présentent un fort enrichissement en terres rares légères et Th comparé au manteau primitif (figure 9d) avec des anomalies négatives en Nb et Ti. La figure 10e montre que ces roches sont principalement anorogéniques (type intraplaque ou WPG) et de type-A (Figure 10d). Ces roches sont plus récentes que les gneiss gris car elles les recoupent, leur signature alcaline intraplaque indique un probable épisode de rifting de l'arc.

Intrusions récentes

Les intrusions les plus récentes sont de deux types: granitique et alcaline de type lamprophyre. Les granites sont leucocrates à deux micas et grenat et ils intrudent les roches métasédimentaires au sein des synformes. Ces granites sont fortement enrichis en Th (figure 9e) et sont caractérisés par des enrichissements en terres rares lourdes qui peuvent être expliqués par la présence du grenat. Le diagramme $Al/(Na+K)$ vs $Al/(Ca+Na+K)$ (figure 10c) montre que ces leucogranites sont peralumineux alors que la figure 10d montre qu'ils sont de type-S. Toutes ces caractéristiques

confirment les observations de terrain, ces granites proviennent de la fusion partielle des métasédiments durant un épisode orogénique (Grenvillien ?).

Le lamprophyre observé au cœur du synforme du lac Saint-Onge possède un spectre multiélément très différencié (figure 9f) avec un fort enrichissement en Th, Zr, Hf et terres rares légères ainsi que des anomalies négatives en Nb et Ti. Cette roche possède une signature mantellique caractérisée par une nature métalumineuse (figure 10c) et alcaline intraplaque (figure 10d et 10e). Le diagramme R1 vs R2 de référence (figure 10f) est intéressant car il permet d'avoir plus d'information sur le contexte géodynamique de formation, les deux analyses coïncident avec le champ des roches associées à un épisode post-orogénique d'extension.

GÉOCHRONOLOGIE U-Pb

Echantillonnage de l'ignimbrite dacitique (13-PA-32)

L'échantillon daté fut échantillonné lors de la campagne de terrain 2013, il fut sélectionné afin de dater le volcanisme dans la région des Escoumins. Cette ignimbrite dacitique à fiamme appartient à l'unité volcanique supérieure de la Formation du Moulin-à-Baude et c'est une roche homogène formant un dépôt relativement étendu et épais indiquant un important épisode volcanique. Elle est située au Nord-Ouest du lac Saint-Onge à proximité du conglomérat séparant la formation du Moulin-à-Baude de celle du Port-aux-Quilles.

Protocole

Après broyage de la roche, les minéraux furent séparés afin de ne garder que les minéraux les plus denses possédant la susceptibilité magnétique la plus faible en utilisant en premier une table à secousse puis un aimant à main. La phase minérale restante fut passée dans une solution de liquide lourd avant d'être ensuite passée au Frantz. Les zircons utilisés pour la procédure ont été choisis

en fonction de leur morphologie et de leur clarté (figure 11a) afin de ne sélectionner que les grains les moins altérés et les plus à même de donner des âges précis et fiable. La suite du protocole est détaillée dans le papier de Sparkes et Dunning (2014). Les zircons et titanites seront documentés d'avantage dans les mois prochains.

Résultats

Les zircons ont ensuite été datés par TIMS donnant un âge de cristallisation Pinwarien à 1492 ± 3 Ma avec un âge métamorphique Grenvillien à 1000 Ma (figure 11b). L'analyse U-Pb (TIMS) sur titanite du même tuf confirme un métamorphisme tardi-grenvillien (phase du Rigolet de Rivers, 1997) avec deux groupes d'âge à 1001 ± 3 Ma et 983 ± 3 Ma (figure 11c).

Tuf rhyolitique des Grandes-Bergeronnes (14-PA-95-A)

Afin d'obtenir un âge du volcanisme dans la région des Escoumins dans le but d'obtenir une corrélation entre les unités un tuf rhyolitique à pumices fut échantillonné. L'échantillon est sur le point d'être traité les résultats seront disponibles dans les prochaines semaines.

Prochaines datations

Les autres cibles qui sont en train d'être traitées sont le quartzite de la formation du Port-aux-Quilles, le leucogranite qui intrude ces quartzites, le lamprophyre et le granite des Petites-Bergeronnes. D'autres cibles qui vont être utilisées pour les datations seront échantillonnées durant l'été 2015 comme le granite de Bon Désir et le granodiorite du Complexe du lac au Bonhomme Michaud.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La CESC possède un potentiel économique non négligeable du fait de son histoire géologique et de sa bonne préservation malgré le fait d'avoir subi l'orogénèse grenvillienne. Plusieurs indices

minéralisés sont connus au sein de la CESC (figure 12). Une dizaine des indices connus ont été visités pendant la campagne de terrain et de plus un nouvel indice a été découvert (indice Rémi-PA). Cette section décrit le type d'altérations observées au sein des roches de la Formation de Moulin-à-Baude ainsi que les indices minéralisés.

Altérations dans la Formation de Moulin-à-Baude

Unité inférieure

L'unité inférieure est associée à une intense altération hydrothermale à quartz-épidote-titanite-apatite-séricite-carbonates±grenat±chlorite±clinopyroxène±scapolite (photos 20 et 21) associée ponctuellement à des minéralisations en Cu-Ag-Au. Ces altérations d'origine syn-volcanique qui entraîne une forte perte en Na dans les roches volcaniques sont typiques des formations volcaniques à dominance mafique associées à des gisements de type SMV (Hannington 2009 ; Galley et al., 2007 ; Piercey 2008 ; Piercey 2010 ; Piercey 2011). Le volume de roches altérées, la forte présence de veines indique un système hydrothermal particulièrement actif.

Unité supérieure

Dans les environs des Grandes-Bergeronnes l'unité volcanique supérieure composée de roches intermédiaires à felsiques présente des signes d'intense altération hydrothermale de type argilique, potassique voir sodique. Ces altérations sont matérialisées par des niveaux de muscovite-andalousite-sillimanite-anthophyllite-albite-feldspath potassique - grenat (photos 14, 15 et 19) localement minéralisés en Cu-Zn-Ag-Au et sont particulièrement favorables à l'exploration de gisement de type Sulfures Massifs Volcanogènes (SMV). Ce type d'altération est associé à des veines de sulfures (photo 17) et elle ressemble fortement à la zone d'altération à quartz-andalousite-muscovite-pyrite associée au SMV de la mine Bousquet 2 (Dubé *et al.*, 2007).

Il est important de noter que l'unité supérieure dans le synforme du Lac Raymond semble correspondre à un niveau d'altération hydrothermale avec la présence de nombreuses zones d'altération (albitite, veines à muscovite-biotite-albite-feldspath potassique-anthophyllite et veines de quartz) parfois minéralisées. Les lithologies observées dans cette zone indiquent la présence d'un centre volcanique constitué d'un dôme dacitique, de laves felsiques associées à des niveaux pyroclastiques proximaux (ignimbrites intermédiaires à felsiques). Ce type d'association, les nombreuses anomalies en métaux de base et précieux, ainsi que leur signature géochimique, sont autant de facteurs très favorables à la présence de gisement de type SMV mis en place dans un bassin d'arrière arc.

Filons et filons couches ultramafiques

Les filons et filons-couches de pyroxénite qui recoupent ou parfois sont concordantes aux amphibolites de la Formation de Moulin-à-Baude sont parfois altérés avec apparition d'anthophyllite, trémolite, chlorite magnésienne et talc. Cette paragenèse d'altération semble être propice aux minéralisations en Ni-Cu-EGP-Au.

Description des principaux indices

Indice du Lac Feuillos (Estant 427230; Nordant 5324597), feuillet 22C04, visité

Cet indice, visité lors de l'été de terrain 2014, est localisé dans des intrusions ultramafiques qui recoupent des amphibolites. Les amphibolites sont à grain grossier et sont recoupées par des veines de quartz ainsi que par des injections felsiques plissées et boudinées qui sont principalement concordantes à la foliation. Les intrusions ultramafiques (méta-pyroxénite) recoupent les amphibolites de façon concordante à la foliation, et contiennent des d'apophyses discordantes. Une zone de cisaillement d'orientation nord-est/sud-ouest recoupe l'ensemble. La minéralisation en EGP-Au-Cu-Ni est observée au sein de l'ultramafite, elle est marquée par la présence de sulfures

(2-5% de chalcoppyrite et pyrrhotite) disséminés et parfois en veines associées aux zones de cisaillement. La roche ultramafique est entièrement recristallisée et métamorphisée et présente de fortes évidences d'altération hydrothermale (veines, paragenèse à talc-anthophyllite-trémolite-actinote-chlorite magnésienne). Les textures de sulfures observées en lames minces semblent être en faveur d'une minéralisation magmatique primaire remobilisée par une circulation fluide (associée à la zone de cisaillement ?). Nos analyses ont données des valeurs maximales de 1.3 g/t Au, 2.98 g/t Pd, 714 ppb Pt, 1.76% Cu et 0.12% Ni.

Indice du Lac Fafard (Estant 433517 ; Nordant 5324702), feuillet 22C04, non visité

Cet indice d'uranium est contenu au sein de pegmatites qui recourent des paragneiss. Nous n'avons pas visité cet indice, et nous invitons le lecteur à lire la fiche de gîte disponible sur SIGEOM pour plus d'information.

Sud-Est du Lac à David (Estant 425946 ; Nordant 5323732), feuillet 22C04, visité

Cet indice d'Au est situé dans un niveau d'amphibolite à grenat compris au sein d'une séquence de paragneiss à sillimanite-andalousite. Cette séquence se fait recouper une pegmatite d'épaisseur décimétrique dans laquelle nous avons pu observer la présence de monazite et zircon visible à l'œil nu (cible pour les ETR ?). Selon la fiche de gîte, la minéralisation en Au est observée au sein de veines de sulfures semi-massifs (arsénopyrite, pyrrhotite, pyrite et chalcoppyrite) d'épaisseur centimétrique à décimétrique (maximum 10 cm ?) qui recourent l'amphibolite de façon concordante à la foliation. Nous n'avons malheureusement pas pu observer l'affleurement de façon optimale en raison d'une forte couverture végétale ainsi que de lichens. Il n'a pas été possible non plus d'échantillonner (surface plane nécessitant l'usage d'une scie. Les analyses présentées dans la fiche de gîte ont données un maximum de 216 ppb Au et 0.2% Cu.

Indice LFA-2 (Estant 435267 ; Nordant 5324158), feuillet 22C04, non visité

Indice d'U, Th, Nb et Zr localisé dans des pegmatites granitiques qui intrudent des granodiorites et granites. Nous invitons le lecteur à consulter la fiche de gîte pour plus d'informations.

Indice Beauchemin (Estant 428121 ; Nordant 5324742), feuillet 22C04, non visité

Cette indice de cuivre est associé à un stockwork de veines de quartz-carbonates recoupant des gneiss à biotite et hornblende et des gneiss quartzo-feldspathiques (Formation de Moulin-à-Baude) dans une zone de cisaillement d'orientation NE-SO. Les veines sont associées à une alteration à chlorite-prehnite-carbonates-biotite-séricite et la minéralisation cuprifère est associée à la présence de chalcopryrite et de bornite au sein des veines, les analyses ont données 6.6% Cu sur échantillons choisis.

Indice Camille (Estant 427471 ; Nordant 5324742), feuillet 22C04 non visité

La minéralisation en Au-Cu-Ag est située au sein d'une lentille d'amphibolite massive et homogène (basalte ?) elle-même comprise au sein de gneiss à biotite et hornblende (tuf ?). Les sulfures (Po-Ccp-Py) sont disséminés dans la roches et ils semblent renfermer l'Au. La minéralisation semble être syn-génétique à la mise en place des roches volcano-sédimentaires. Les analyses ont retournées jusqu'à 2 g/t Au, 0.26% Cu et 5.5 g/t Ag.

Indice du Pylone 300 (Estant 458946 ; Nordant 5348923), feuillet 22C05, visité

La minéralisation en Cu-Ag-Au est associée à une veine de quartz d'épaisseur centimétrique pour un mètre de long. La veine qui est discordante à la stratigraphie recoupe une amphibolite de la formation de Moulin-à-Baude. En lame mince les sulfures cuprifères observés témoignent d'une paragenèse complexe avec la présence de bornite, covérite, chalcocite, malachite. À noter aussi la présence de pyrrhotite. La veine est associée à la présence d'apatite, de carbonate et de titanite. Les meilleurs valeurs ont données 1.75% Cu, 7.5 g/t Ag et 470 ppb Au.

Indice du Pont-Couvert (Estant 432557 ; Nordant 5346513), feuillet 22C05 visité

Cet indice situé à la sortie Nord-Ouest de Sacré-Cœur proche de la route 172 en direction de la ville de Saguenay. La minéralisation en Zn-Pb-Cu-Ag est associée à une séquence métasédimentaire (paragneiss et marbre) à proximité d'amphibolite et de gneiss quartzo-feldspathique (séquence volcanique ?). Les paragneiss sont caractérisés par la présence de sillimanite et de phlogopite qui sont interprétés comme des marqueurs d'une altération hydrothermale pré-métamorphisme. La minéralisation caractérisée par la présence de sphalérite, galène, chalcopirite et pyrite semble être syn-génétique comme l'atteste son caractère concordant (les sulfures sont disséminés de façon concordante à la schistosité). L'observation sous le pont couvert de roches altérées en albitite et épidosite avec une forte présence d'oxydes de fer est en faveur d'une circulation hydrothermale. Les niveaux de gneiss quartzeux à sillimanite et sulfures ainsi que les paragneiss à phlogopite, sillimanite et sulfures sont interprétés par Morin (1987) comme l'équivalent métamorphisé de dépôts de sulfures exhalatifs (type SEDEX) dans un bassin à proximité d'un environnement volcanique. Nous en accord avec cette interprétation, la présence de cet indice ainsi que de nombreuses anomalies géochimiques de fond de lac met en évidence le fort potentiel de la CESC pour les métaux de base. Les plus fortes teneurs (sur échantillons choisis) ont été de 3.88% Zn, 0.95% Pb, 0.23% Cu et 12.5 g/t Ag.

Indice Marguerite (Éstant 428196 ; Nordant 5349073), feuillet 22C05 non visité

L'indice situé à proximité de l'indice du Pont-Couvert correspond à des veines de carbonates minéralisée en Zn-Cu-Ag-Pb qui recourent des gneiss quartzo-feldspathiques et des amphibolites de la formation de Moulin-à-Baude. La minéralisation semble être intimement associée à un réseau de failles orientées N-E et N-O qui longent et parfois recourent la minéralisation. Les meilleurs teneurs obtenus sur forage ont données 14% Zn sur 0,5 m avec 0.046% Pb, 0.002% Cu et 0.001% Ag.

Indice Serem-Boudrias (Estant 460036 ; Nordant 5345422), feuillet 22C05, visité

Cet indice situé le long du chemin St-Joseph au nord des Grandes-Bergeronnes peut être divisé en deux : un indice Cu-Au-Ag dans la partie ouest de la route et un indice Au dans la partie est.

Le premier indice est associé à des veines de quartz-carbonates mm à cm observées dans le plan de foliation d'une amphibolite à grains moyens (méta-gabbro ?) de la Formation de Moulin-à-Baude ainsi que dans des pegmatites. La minéralisation est matérialisée par la présence de malachite, sulfate de cuivre, bornite et chalcocite. De part et d'autres de la zone minéralisée les hornblendes sont altérées en biotite indiquant une altération potassique. Il est intéressant de noter la présence d'apatite et de fluorite associée aux veines, ces observations suggèrent la circulation d'un fluide alcalin porteur de la minéralisation (associé à une intrusion ?). Les meilleures teneurs obtenues sont 1.07% Cu, 1.4 g/t Au et 5 g/t Ag

Le second indice est un indice aurifère associé à des veines de quartz et des pegmatites qui recoupe le quartzite (Moulin-à-Baude ?). Ces veines et pegmatites sont caractérisées par la présence de pyrite et de chalcopyrite et l'Au semble être associé à la pyrite. En lame mince il est possible d'observer une altération à séricite, feldspath potassique et hématite. Des structures de type C/S marque la présence d'une zone de cisaillement ayant pu permettre la circulation de fluide. Des levés géochimiques de sols effectués dans les années 80 par la compagnie Serem ont permis de relever des anomalies en Au, As, Hg, Pb et Li. Ces assemblages minéralogiques sont souvent observés dans les minéralisations associées à des intrusions (confirmant les observations du premier indice décrit). Les meilleurs teneurs en Au obtenues sur échantillon choisi sont de 7 g/t.

Indice de la Ligne Hydro (Estant 458856 ; Nordant 5348232), feuillet 22C05, non visité

La minéralisation en Cu-Ag est disséminée au sein d'amphibolites hydrothermalement altérées de la Formation de Moulin-à-Baude elles-mêmes au contact de gneiss à biotite et sillimanite. La

minéralisation est marquée par la présence de chalcocite, bornite, chalcopyrite, covellite, malachite et azurite disséminée dans l'amphibolite. Des veinules de calcite recoupant l'amphibolite sont aussi minéralisées en Cu. Ce genre de minéralisation semble être liée à l'altération syn-volcanique et au veines d'épidosites. Les meilleures teneurs sont de 10.6% Cu et 185 g/t Ag (échantillons choisis).

Indice Lac Gervais Est (indice 404, Estant 467146 ; Nordant 5361848), feuillet 22C06, visité

La minéralisation à Au-Cu est associée à des veines de quartz-carbonate-épidote qui recoupent dans le plan de foliation des amphibolites (à biotite) de la Formation de Moulin-à-Baude. Ces amphibolites situées dans le flanc ouest du synforme du Lac Saint-Onge sont plus déformées qu'un peu plus au nord (sud du Lac Rémi) indiquant une zone de déformation (faille ?). Les sulfures (chalcopyrite et pyrrhotite) sont associés aux veines et portent la minéralisation aurifère, les meilleures teneurs obtenues ont été de 2.4 g/t Au et 0.12% Cu.

Indice Lac aux Brochets (Estant 470396 ; Nordant 5365348), feuillet 22C06, non visité

Cet indice de Cu-Ag est localisé dans la partie nord du synforme du Lac Saint-Onge, la minéralisation est associée à un réseau de veines de quartz (carbonate ?) qui recoupent des amphibolites à biotite de la Formation de Moulin-à-Baude. Les meilleures teneurs sont de 1.02% Cu et 3.2 g/t Ag.

Indice du Lac Rémi-PA (Estant 468230 ; Nordant 5364050), feuillet 22C06, nouvelle découverte

Ce nouvel indice de Cu-Ag que nous avons découvert lors de la campagne de terrain 2014 est localisé dans la partie nord-ouest du synforme du Lac Saint-Onge juste au sud du Lac Rémi. La minéralisation est associée à un stockwork de veines de quartz-carbonates±chlorite±épidote±titanite±grenat±clinopyroxène d'épaisseur millimétrique à métrique qui recoupent de façon concordante et discordante une séquence volcanique bien préservée (voir

figure 3). Les veines minéralisées sont encaissées au sein de metabasaltes à texture primaire préservée (coussins et porphyroclastes de plagioclase). Les sulfures observés en microscopie optique sont chalcopyrite, pyrrhotite, bornite, covelite, malachite et pyrite mais les concentrations ne dépassent pas quelques %. Les meilleures analyses ont données 0.55% Cu, 1.1 g/t Ag et 60 ppb Au. Les analyses géochimiques des roches métavolcaniques fraîches et altérées montrent une perte en Na typique des systèmes de type Sulfures Massif Volcanogène (SMV).

Tous ces indices sont en concordance avec les observations de terrain ainsi que par nos premières conclusions indiquant que la CESC est une ceinture volcano-sédimentaire possédant un potentiel économique non négligeable. Sa grande superficie la place au même niveau que la ceinture du Flin-Flon au Manitoba, le manque d'indices minérales majeurs en métaux de base et précieux est vraisemblablement due à un manque d'exploration (réticence des compagnies travaillant en Abitibi pour financer des projets dans le Grenville ?) et à un manque de connaissance. C'est pour quoi ces travaux de thèse sont importants car ils peuvent changer la vision sur le potentiel économique du Grenville, montrer aux compagnies et aux géologues que le Grenville possède au même titre que l'orogène du Trans-Hudson un potentiel économique au sein des ceintures volcano-sédimentaire et favoriser ainsi l'exploration.

CONCLUSION

Les observations de terrains nous ont permis de confirmer et de mieux documenter la présence d'une ceinture volcano-sédimentaire bien préservée au sein de la partie sud du Grenville Central québécois. La région du feuillet 22C à partir de Saint-Siméon jusqu'au sud de Forestville correspond à un domaine à part à l'échelle de la Province de Grenville en raison du métamorphisme

plus faible (présence importante d'amphibolite), du type de structurale en dômes et bassins avec des structures à pendages forts et du type de roches que l'on peut y observer.

La lithogéochimie nous a permis d'établir que la ceinture volcano-sédimentaire des Escoumins (CESC) est la relique d'un arc et bassin d'arrière arc probablement océanique. Dans ce contexte, la présence des grands volumes de quartzite indiquerait des dépôts de type avant-arc. Les roches métavolcaniques sont surtout présentes dans la Formation de Moulin-à-Baude, qui est divisée en deux unités : une unité inférieure à caractère tholéiitique et transitionnel bimodale à dominance mafique et une unité supérieure calco-alcaline felsique.

La datation d'un tuf dacitique de l'unité supérieure a donné un âge de cristallisation de 1492 ± 3 Ma (U-Pb par TIMS sur zircon). Cet âge indique que la CESC (ou tout du moins une partie de celle-ci) est une ceinture pinwarienne, contemporaine aux roches volcaniques du Wakeham (plus à l'est ; par exemple : Bonnet *et al.*, 2005 ; Corriveau et Bonnet, 2005), et, peut-être, de Montauban (plus à l'ouest ; Sappin *et al.*, 2009). Le tuf dacitique a aussi donné un âge métamorphique à 1000 Ma. La datation de titanites (U-Pb par TIMS) provenant du même tuf a permis de confirmer cette âge (1003 ± 3 Ma) en y ajoutant un deuxième à 983 ± 3 Ma. Ces deux âges indiquent que la CESC a subi au moins deux épisodes métamorphiques durant la phase Rigolet de l'orogénèse grenvillienne.

La présence de nombreux indices ainsi que d'anomalies géochimiques à métaux de base (Cu-Zn-Pb), précieux (Au-EGP-Ag) et rares (ETR-W-Mo), le contexte géologique d'arc et d'arrière arc, ainsi que les altérations syn-volcaniques documentées, qui sont typiques des systèmes de type SMV, indiquent que la CESC possède un potentiel économique important.

RÉFÉRENCES

BARRETT, T.J. - MACLEAN, W.H., 1994 - Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda Area. *Exploration and Mining Geology*, volume. 3, No. 2, pages. 131-160.

BARRIE, C.T., 1995 - Zircon thermometry of high-temperature rhyolites near volcanic-associated massive sulfide deposits, Abitibi subprovince, Canada. *Geology*, volume. 23, No. 2, pages. 169-172.

BATCHELOR, R.A. - BOWDEN, P., 1985 - Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, *Chemical Geology*, volume. 48, pages. 43-55.

BONNET, A.-L. - CORRIVEAU, L. - LA FLÈCHE, M.R., 2005 - Chemical imprint of highly metamorphosed volcanic-hosted hydrothermal alterations in the La Romaine Supracrustal Belt, eastern Grenville Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume. 42, pages. 1783-1814.

CORRIVEAU, L. - BONNET, A.-L., 2005 - Pinwarian (1.5 Ga) volcanism and hydrothermal activity at the eastern margin of the Wakeham Group, Grenville Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume. 42, pages. 1749-1782.

DICKIN, A.P. - HIGGINS, M.D., 1992 - Sm /Nd evidence for a major 1.5 Ga crust-forming event in the central Grenville Province. *Geology*, volume. 20, pages.137-140.

DUBÉ, B. - GOSSELIN, P. - MERCIER-LANGEVIN, P. - HANNINGTON, M. - GALLEY, A., 2007 - Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of*

Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, pages. 75-94.

GALLEY, A.G. - HANNINGTON, M.D. - and JONASSON, I.R., 2007 - Volcanogenic massive sulphide deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, pages. 141-161.

GIFKINS, C. - HERRMANN, W. - and LARGE, R.R., 2005 - Altered volcanic rocks: a guide to description and interpretation; Centre for Ore Deposits Research; University of Tasmania, Hobart, Tasmania, Australia, 275 pages.

HANNINGTON, M.D. - SANTAGUIDA, F. - KJARSGAARD, I.M. - CATHLES, L.M., 2003 - Regional-scale hydrothermal alteration in the Central Blake River Group, western Abitibi subprovince, Canada: implications for VMS prospectivity. *Mineralium Deposita*, volume. 38, pages. 393-422.

HART, T.R. - GIBSON, H.L - LESHER, C.M., 2004 - Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits. *Economic Geology*, volume. 99, pages. 1003-1013.

JENNER, G.A. – 1996 - Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry, in Wyman, D.A., ed., Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration: Geological Association of Canada, Short Course Notes, Volume. 12, pages. 51-77.

LESHER, C.M. - GOODWIN, A.M. - CAMPBELL, I.H. - GORTON, M.P., 1986 - Trace-element geochemistry of ore associated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Volume. 23, pages. 222-237.

MANIAR, P.D. - PICCOLI, P.M., 1989 - Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin*, Volume. 101, pages. 635-643.

MESCHEDÉ, M., 1986 - A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, Volume. 56, pages. 207-218.

MILLER, M.L., 1973 - Région de Saint-Siméon Tadoussac, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec ; GM 159, 94 pages.

MORIN, G., 1987 - Gîtologie des régions de Sacré-Coeur et de Grandes-Bergeronnes, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec ; ET 85-11, 25 pages.

PEARCE, J.A. - CANN, J.R., 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume. 19, pages. 290-300.

PEARCE, J.A. - GALE, G.H., 1977 - Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, Volume. 7, pages. 14-24.

PEARCE, J.A., 1982 - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Orogenic Andesites*. Wiley, Chichester, U.K., pages. 528-548.

PEARCE, J.A. - HARRIS, N.B.W. - TINDLE, A.G., 1984 - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, Volume. 25, issue 4, pages. 956-983.

PEARCE, J.A., 1996 - Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, Volume. 19 (4), pages. 120-125.

PEARCE, J.A., 2008 - Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, Volume. 100, pages. 14-48.

PIERCEY, S.J., 2010 - An overview of petrochemistry in the regional exploration for volcanogenic massive sulphide (VMS) deposits. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, Volume. 10, pages. 1-18.

RIVERS, T. - CULSHAW, N. - HYNES, A. - INDARES, A. - JAMIESON, R. - MARTIGNOLE, J., 2012 - The Grenville Orogen – A post-LITHOPROBE perspective, Chapter 3, in Percival, J.A., Cook, F.A., and Clowes, R.M., eds., *Tectonic Styles in Canada: the LITHOPROBE Perspective*: Geological Association of Canada, Special Paper 49, pages. 97-236.

RONDOT, J. - MARLEAU, J.R., 1977 - La silice de Charlevoix, *CIM Bull.* 70, pages. 105-115.

RONDOT, J., 1979 - Reconnaissances Géologiques dans Charlevoix-Saguenay, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec ; DPV-682, 44 pages.

RONDOT, J., 1983 - Carte géologique – Bas Saguenay (synthèse). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec ; DP 83-16.

RONDOT, J., 1986 - Géologie de la région de Forestville-Les Escoumins, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec ; ET 85-05, 47 pages.

RONDOT, J. - DION, D.-J., 1987 - Géologie de la région de Grandes-Bergeronnes_Les Escoumins, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec ; DP 86-13, une carte.

RONDOT, J., 1989 - Géologie de Charlevoix, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec ; MB 89-21, 606 pages.

RONDOT, J. - LAVERGNE, G., 1984 - Carte géologique de la région de Forestville-Les Escoumins, 2 cartes annotées, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec ; DP 84-54.

SAPPIN, A.-A. - CONSTANTIN, M. - CLARK, T. - VAN BREEMEN, O., 2009 - Geochemistry, geochronology, and geodynamic setting of Ni-Cu ± PGE mineral prospects hosted by mafic and ultramafic intrusions in the Portneuf-Mauricie Domain, Grenville Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume.46, pages. 331-353.

SAPPIN, A.-A. - CONSTANTIN, M. - CLARK, T., 2011 - Origin of magmatic sulfides in a Proterozoic island arc – an example from the Portneuf-Mauricie Domain, Grenville Province, Canada. *Mineralium Deposita*, Volume. 46 (3), pages. 211-237.

SAPPIN, A.-A. - CONSTANTIN, M. - CLARK, T., 2012 - Petrology of mafic and ultramafic intrusions from the Portneuf-Mauricie Domain, Grenville Province, Canada: Implications for plutonic complexes in a Proterozoic island arc. *Lithos*, Volume. 154, pages. 277-295.

SHERVAIS, J.W., 1982 - Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*., Volume. 59 (1), pages. 101-118.

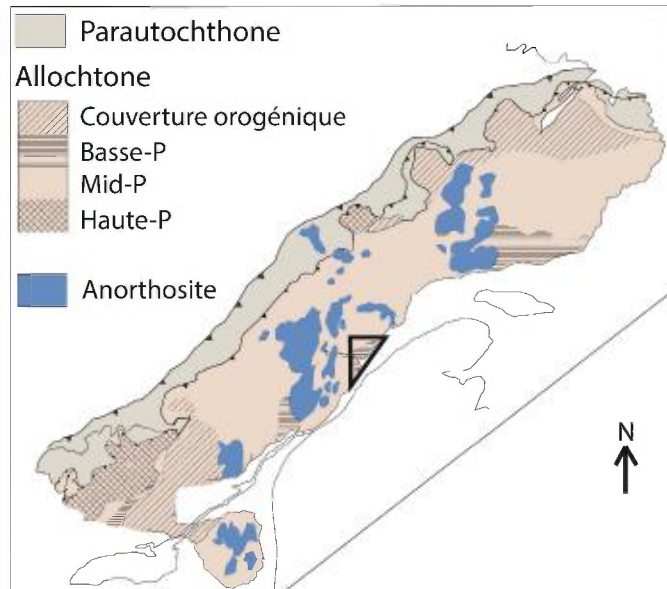
SOLGADI, F., 2010 - Origine et développement de litages dans des roches de composition granitique. Thèse de doctorat en ressources minérales de l'Université du Québec à Chicoutimi, 458 pages.

SPARKES, G.W. - DUNNING, G.R., 2014 - Late Neoproterozoic epithermal alteration and mineralization in the western Avalon zone: a summary of mineralogical investigations and new U/Pb geochronological results. Current Research, Newfoundland and Labrador Department of Natural Resources, Geological Survey, Report 14-1, pages. 99-128.

SUN, S.S. - MCDONOUGH, W.F., 1989 - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Magmatism in the ocean basins. Edited by A. D. Saunders and M. J. Norry. Geological Society of London, Special Publication 42, pages. 313-345.

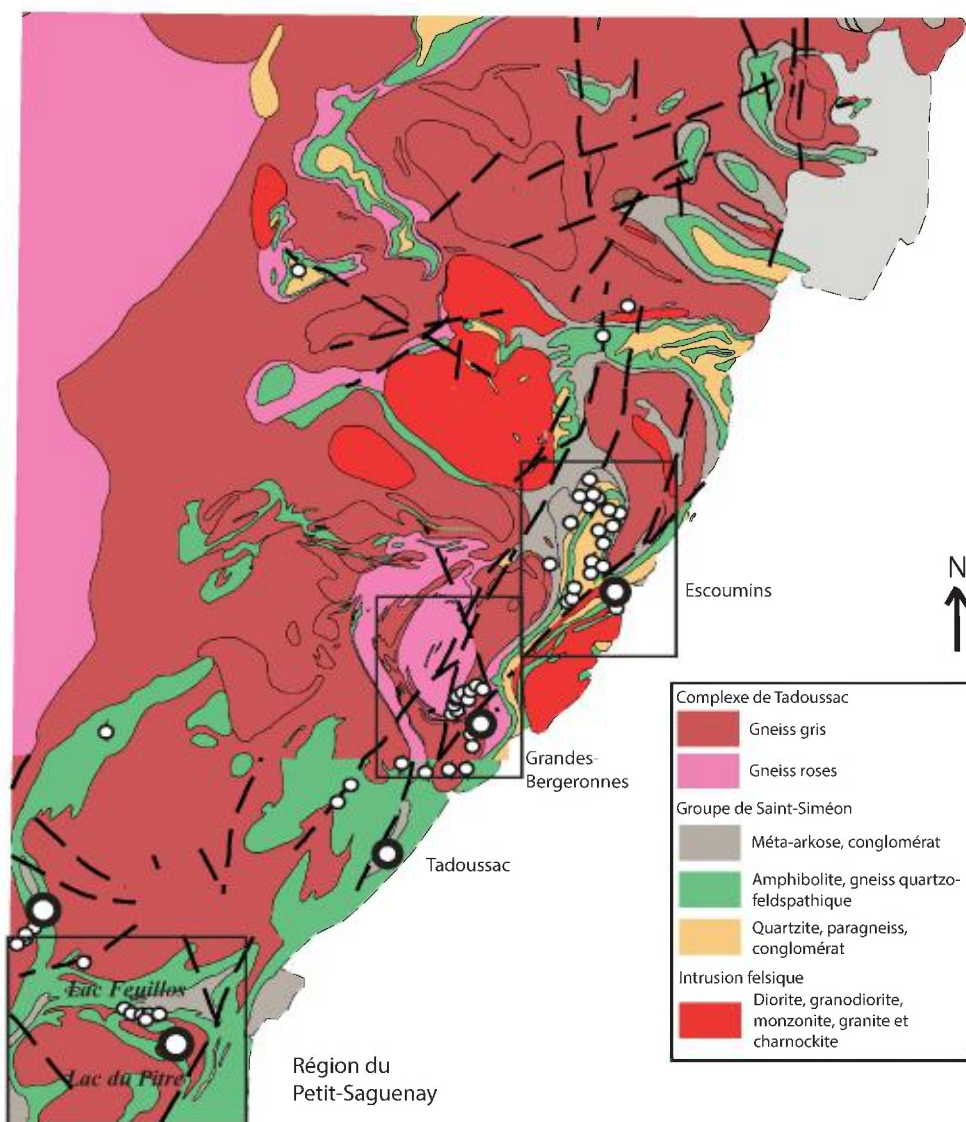
WHALEN, J.B. - CURRIE, K.L. - CHAPPELL, B.W., 1987 - A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, Volume. 95, pages. 407-419.

WINCHESTER, J.A. - FLOYD, P.A., 1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, Volume. 20, pages. 325-343.



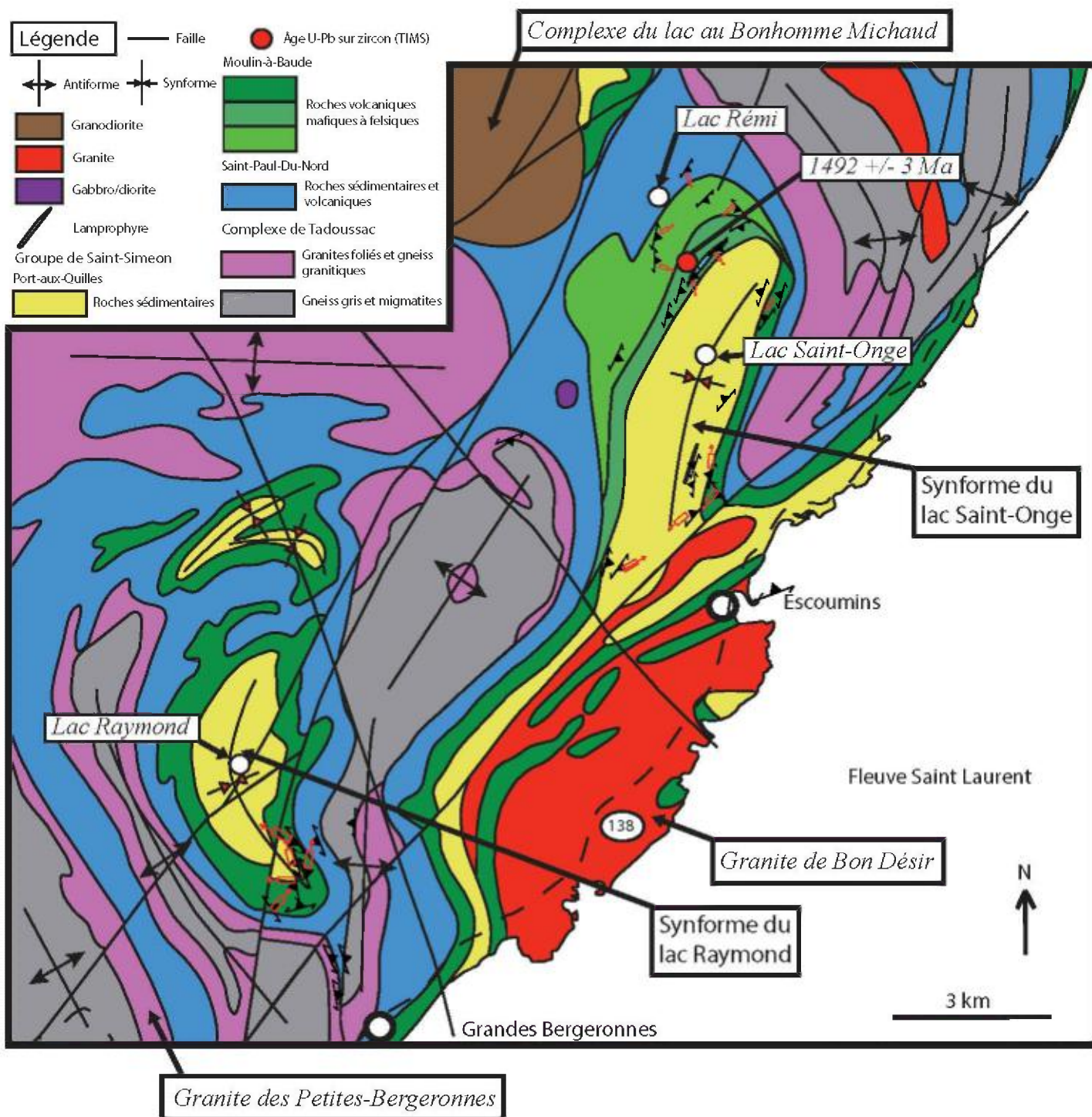
Modifié de Rivers et al. 2012

Figure 1a. Carte géologique simplifiée du Grenville québécois présentant les grandes subdivisions de la Province, les massifs anorthositiques, ainsi que la localisation de la ceinture volcano-sédimentaire des Escoumins. Modifié de Rivers et al. (2012).



Modifié de Rondot et Dion 1987 et Morin 1986, MERN

Figure 1b. Carte géologique du feuillet 22C modifiée d'après Rondot et Dion (1987) et Morin (1986) sur laquelle sont positionnés les affleurements étudiés. Les boîtes dénotent les localités étudiées.



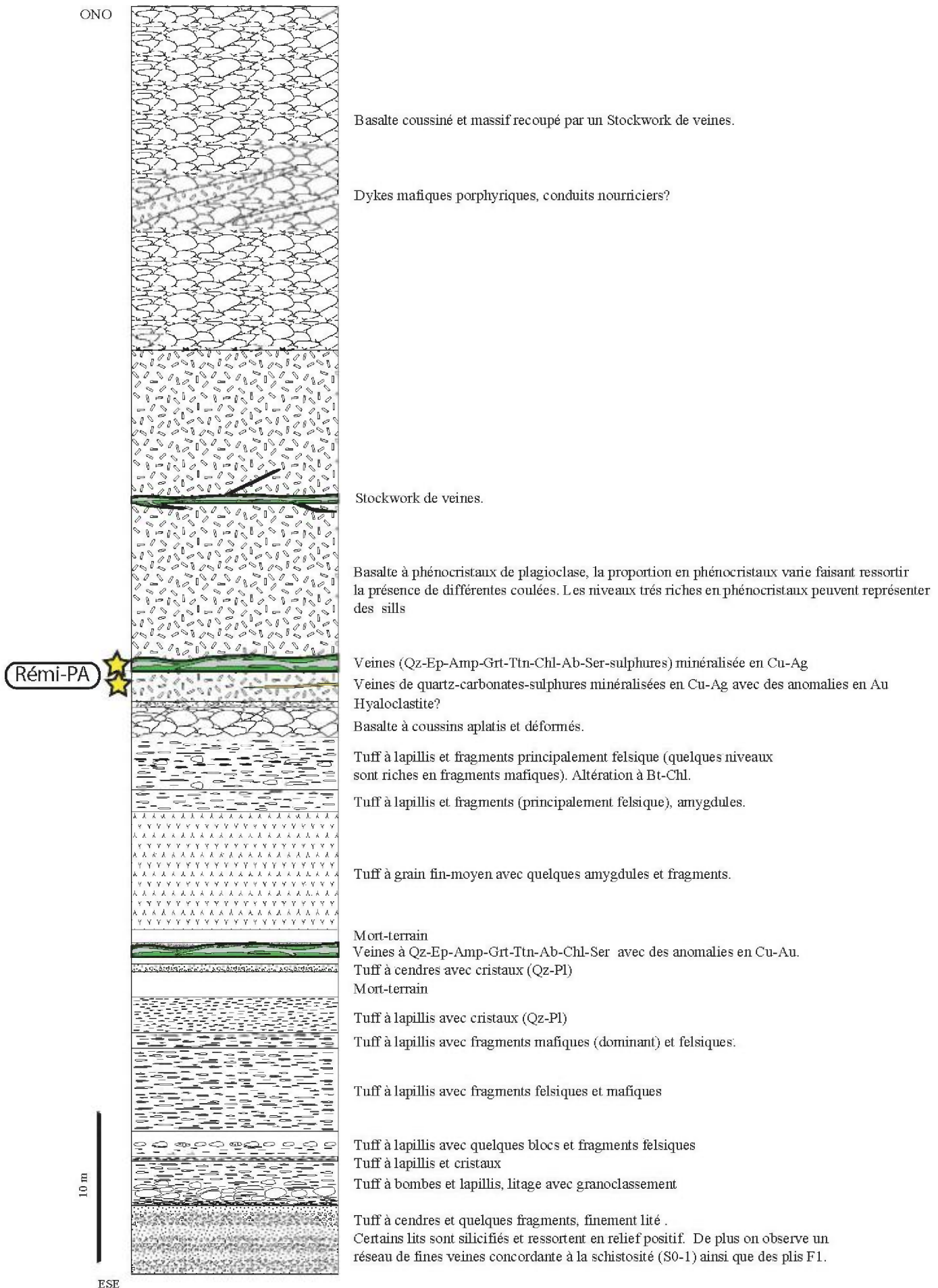
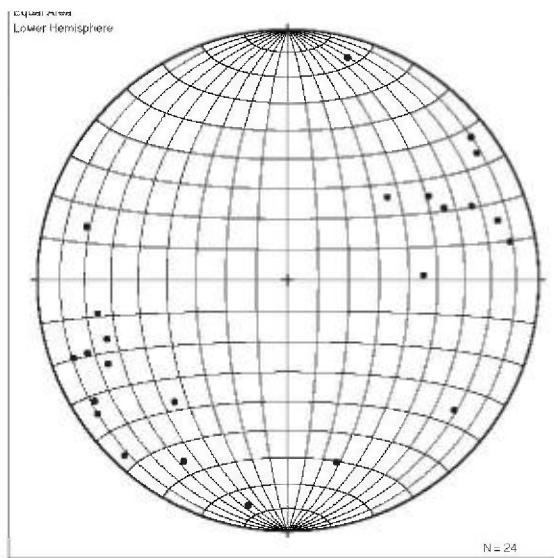
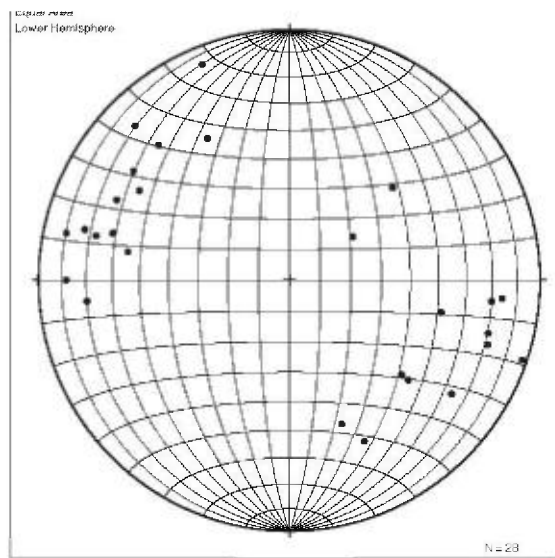


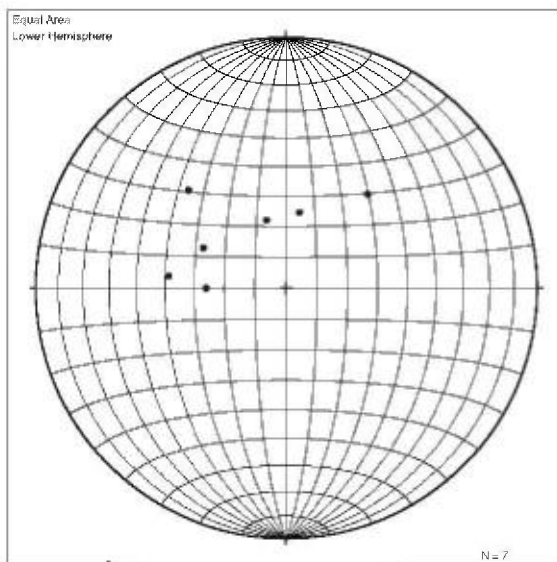
Figure 3. Log stratigraphique de la séquence volcanique au sein de l'indice Rémi-PA.



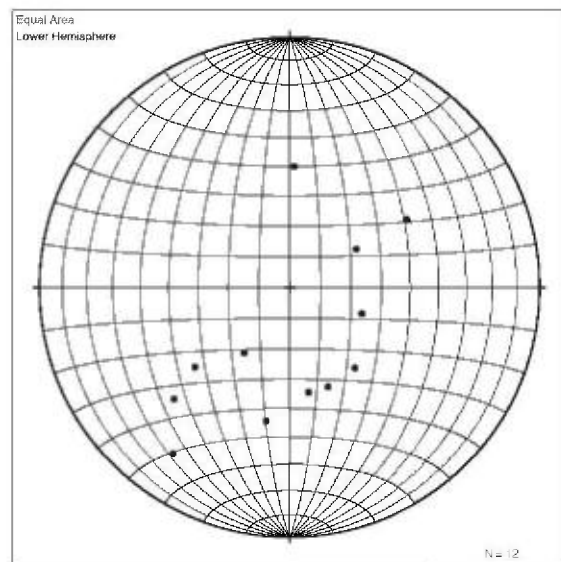
a) Foliations secondaires au niveau du synforme du Lac Jérôme (nord des Grandes-Bergeronnes).



b) Foliations secondaires au niveau du synforme du Lac Saint-Onge (nord des Escoumins).



c) Linéations d'étirement au niveau du synforme du Lac Jérôme.



d) Linéations d'étirement au niveau du synforme du Lac Saint-Onge.

Figure 4. Stéréonets des mesures structurales.

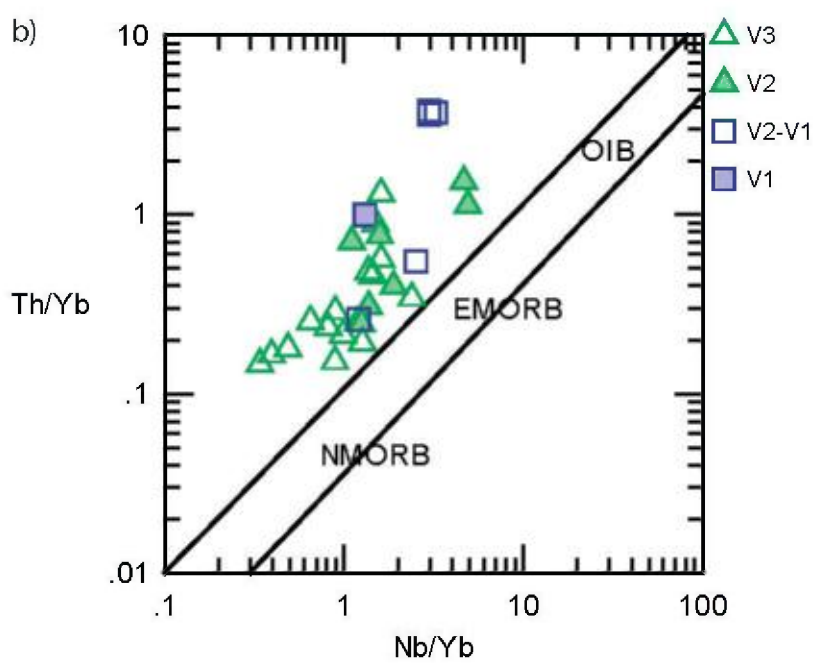
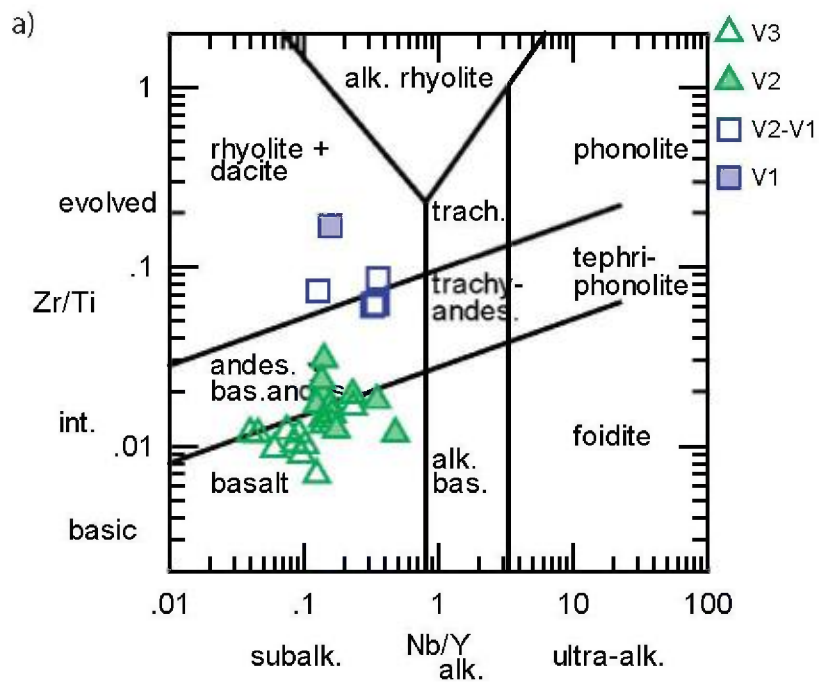


Figure 5. Diagrammes géochimiques de classification générale des roches volcaniques. (a) Diagramme Nb/Y vs Zr/Ti (Pearce, 1996). (b) Diagramme Nb/Yb vs Th/Yb (Pearce, 2008).

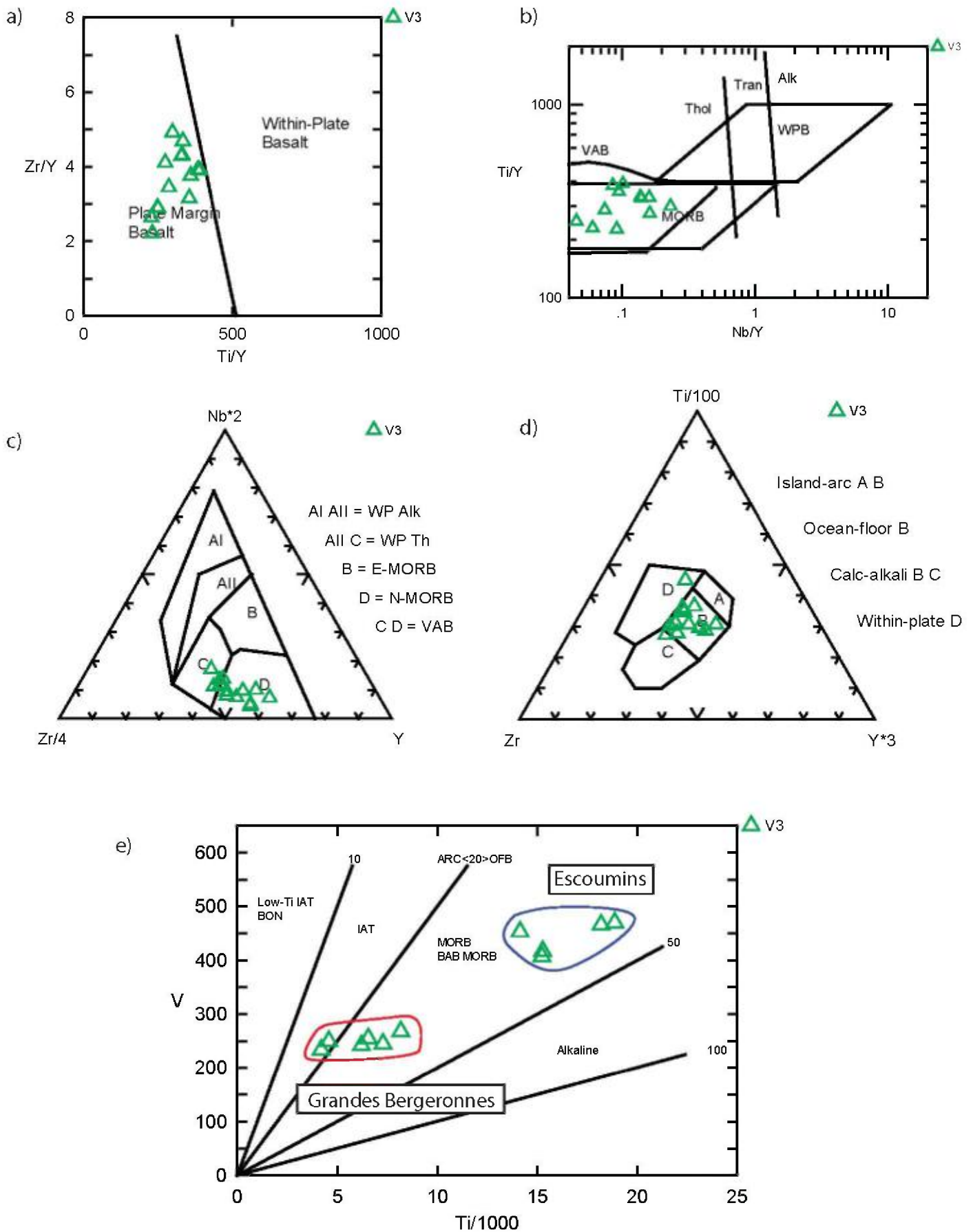


Figure 6. Diagrammes de discrimination tectonique des basaltes. (a) Diagramme Ti/Y vs Zr/Y (Pearce et Gale, 1977) séparant les basaltes de bordures de plaques de ceux intraplaque. (b) Diagramme Nb/Y vs Ti/Y (Pearce, 1982) ; VAB = basalte d'arc volcanique ; MORB = basalte de ride océanique ; WPG = basalte intraplaque. (c) Diagramme ternaire Zr/4-Nb*2-Y (Meschede, 1986). (d) Diagramme ternaire Zr-Ti/100-Y*3 (Pearce et Cann, 1973). (e) Diagramme Ti/1000 vs V (Shervais, 1982) ; IAT = tholéiite d'arc océanique ; BON = boninite ; BAB = basalte d'arrière arc.

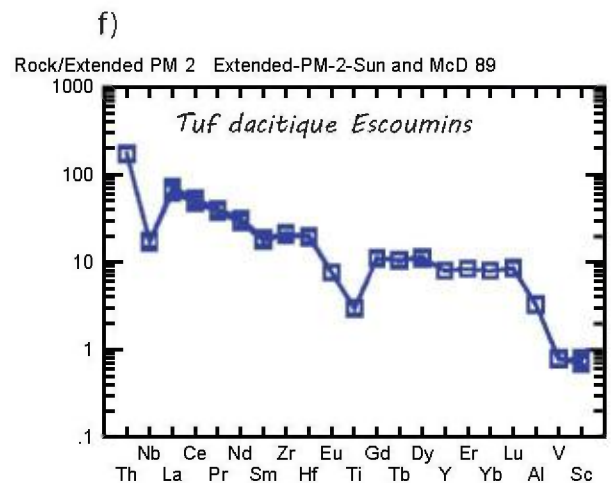
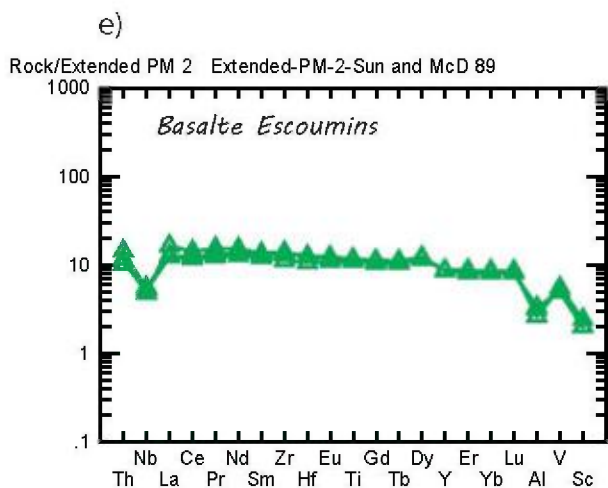
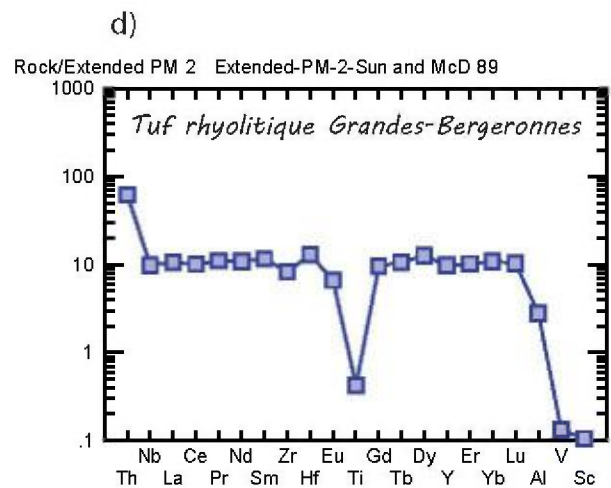
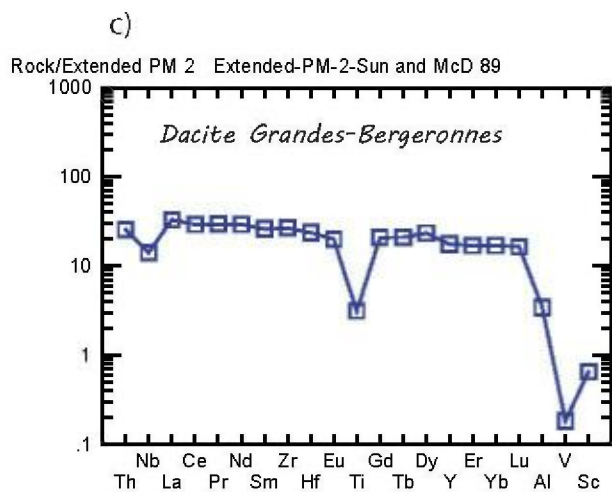
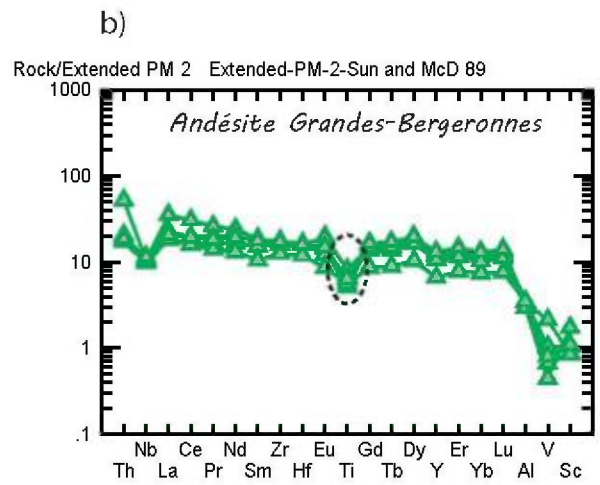
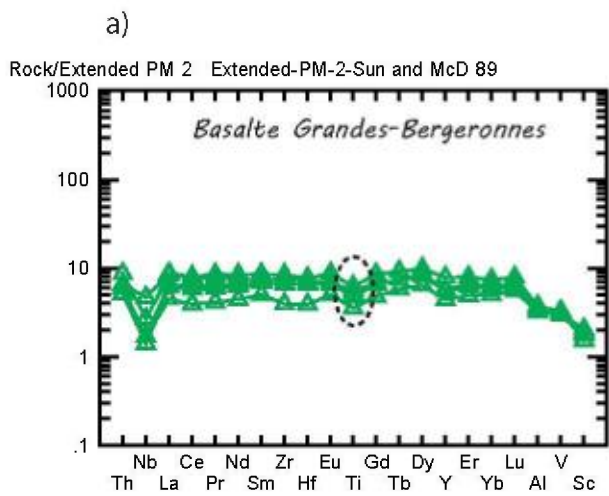


Figure 7. Diagrammes multiéléments pour les roches volcaniques mafiques à felsiques, normalisés par rapport au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989).

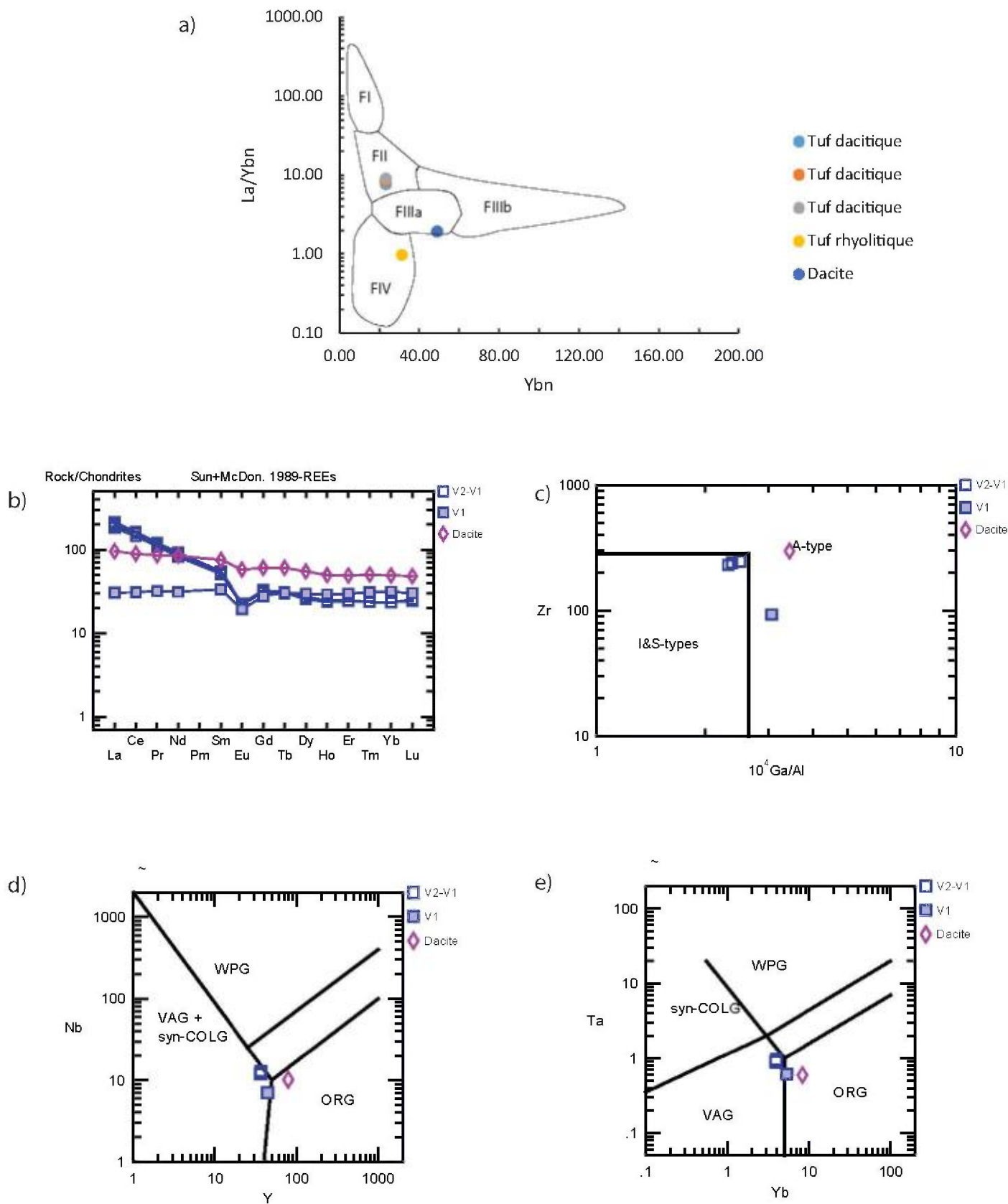


Figure 8. Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques felsiques. (a) Diagramme Ybn vs $(La/Yb)_n$ (Leshner et al., 1986 ; Hart et al., 2004) donnant les affinités des roches volcaniques felsiques FI à FIV. (b) Spectre de terres rares normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1989). (c) Diagramme 10000 Ga/Al vs Zr (Whalen et al., 1987) ; I-type = source ignée ; S-type = source sédimentaire ; A-type = type alcalin. (d) Diagramme Y vs Nb (Pearce et al., 1984) ; syn-COLG = granite syn-collisionnel ; ORG = granite de ride océanique ; WPG = granite intraplaque. (e) : Diagramme Yb vs Ta (Pearce et al., 1984).

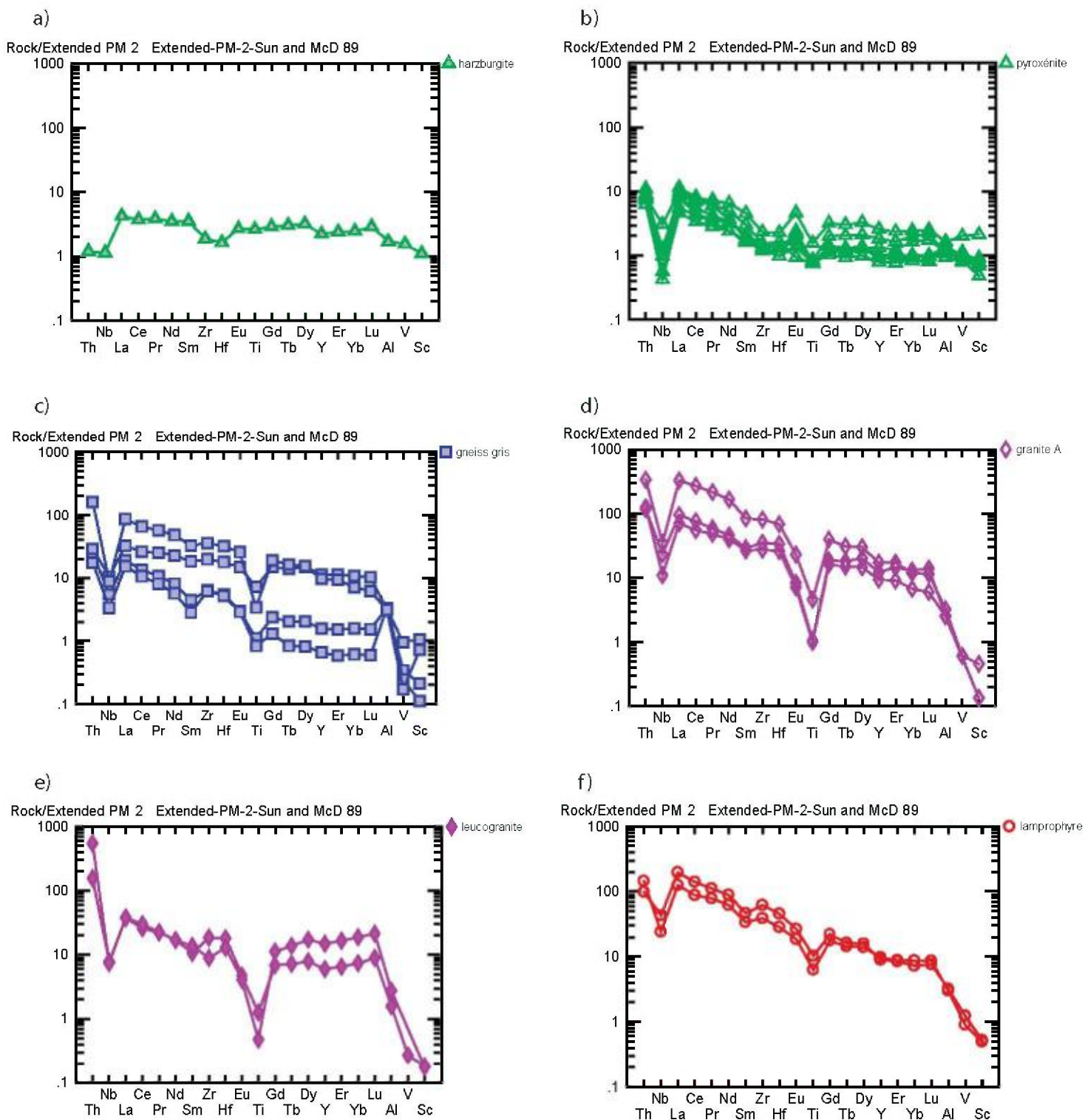


Figure 9. Diagrammes multiéléments pour les roches plutoniques, normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989).

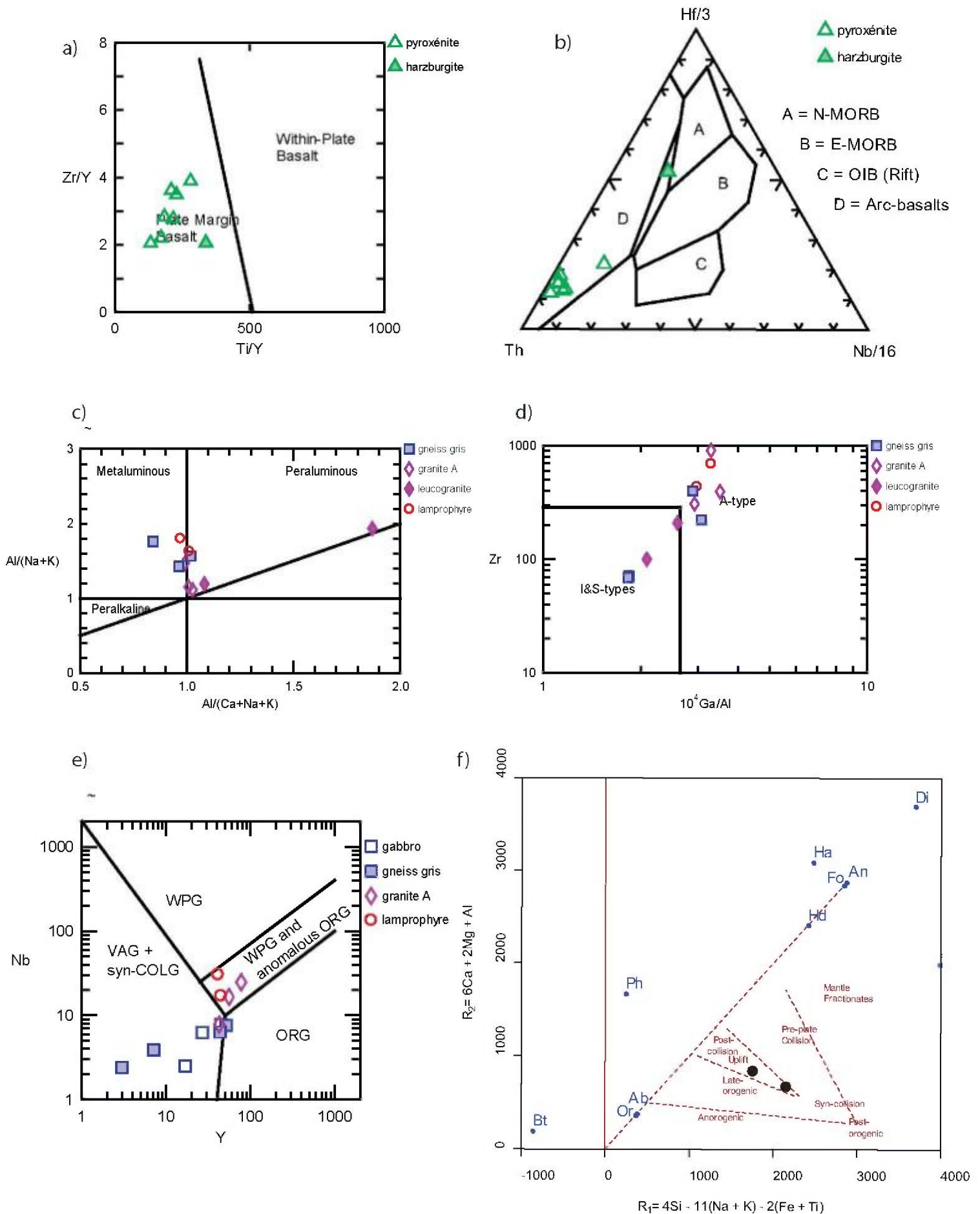
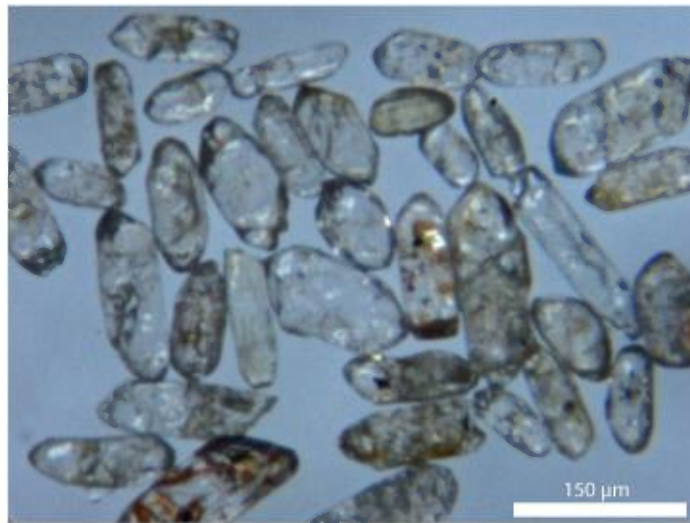
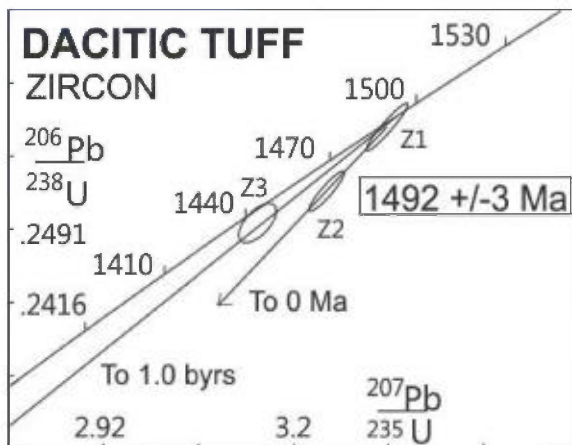


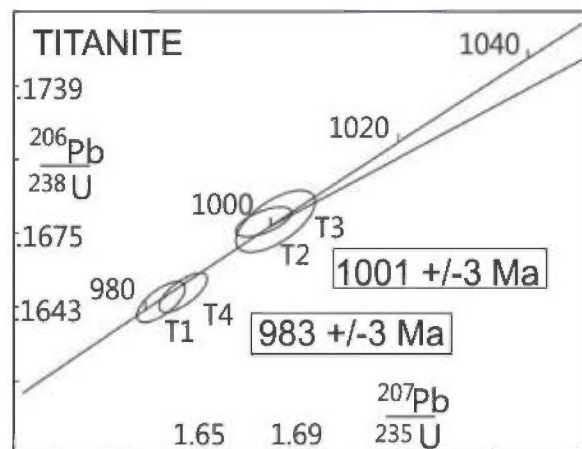
Figure 10. Diagrammes géochimiques pour les roches plutoniques (a) Diagramme Ti/Y vs Zr/Y (Pearce et Gale, 1977) séparant les basaltes de bordures de plaques des basaltes intraplaque. (b) Diagramme ternaire Th-Hf/3-Nb/16 (Wood, 1980); OIB = basalte d'île océanique (point chaud) ou rift. (c) Diagramme Al/(Ca+Na+K) vs Al/(Na+K) (Maniar et Piccoli, 1989). (d) Diagramme 10000 Ga/Al vs Zr (Whalen et al., 1987). (e) Diagramme Y vs Nb (Pearce et al., 1984). (f) Diagramme $R_1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$ vs $R_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$ (Batchelor and Bowden, 1985).



a) Photos de zircons à la binoculaire provenant du tuf dacitique de l'unité supérieure de la Formation de Moulin-à-Baude daté.

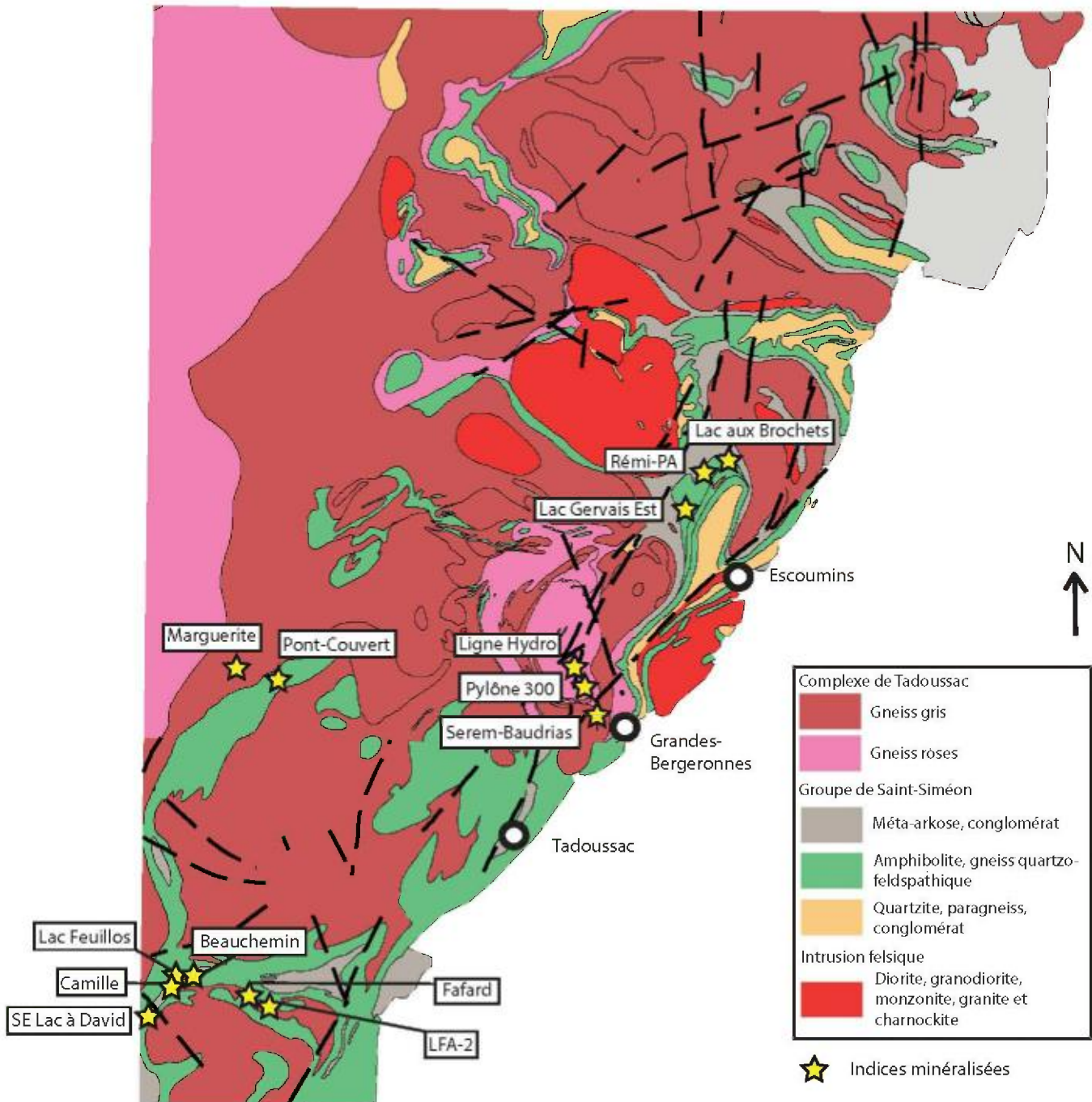


b) Diagrammes Concordia U-Pb obtenu sur zircon en utilisant un TIMS et donnant des âges de cristallisation (intercepte supérieur pour le zircon) et métamorphiques (intercepte inférieur à 1 Ga).



c) Diagrammes Concordia U-Pb obtenu sur titanite en utilisant un TIMS et donnant des âges métamorphiques à 1001 Ma et 983 Ma.

Figure 11. Geochronologie U-Pb sur zircon.



Modifié de Rondot et Dion 1987 et Morin 1986, MERN

Figure 12. Localisation des différents indices économiques décrits dans ce rapport.



Photo 1. Alternance entre niveaux alumineux et pélitiques de l'unité inférieure de la Formation de Saint-Paul-du-Nord.



Photo 2. Gneiss quartzo-feldspathique de l'unité supérieure de la Formation de Saint-Paul-du-Nord.



Photo 3. Conglomérat polygénique entre les Formations de Saint-Paul-du-Nord et de Moulin-à-Baude.



Photo 4. Andésite basaltique avec des vésicules remplies de quartz tardif. Unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

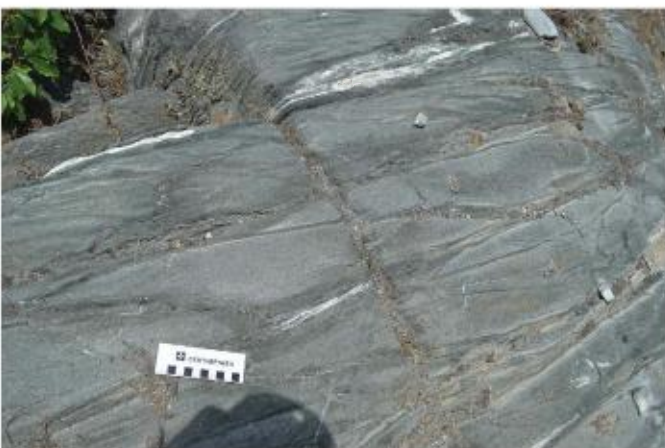


Photo 5. Basaltes coussinés dans l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.



Photo 6. Contact entre des basaltes coussinés (partie gauche de la photo) et des tufs intermédiaires à felsiques dans l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.



Photo 7. Basalte à phénocristaux de plagioclase dans l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.



Photo 8. Basalte à larges phénocristaux de plagioclase dans l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.



Photo 9. Patches d'épidosite au sein des basaltes de l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

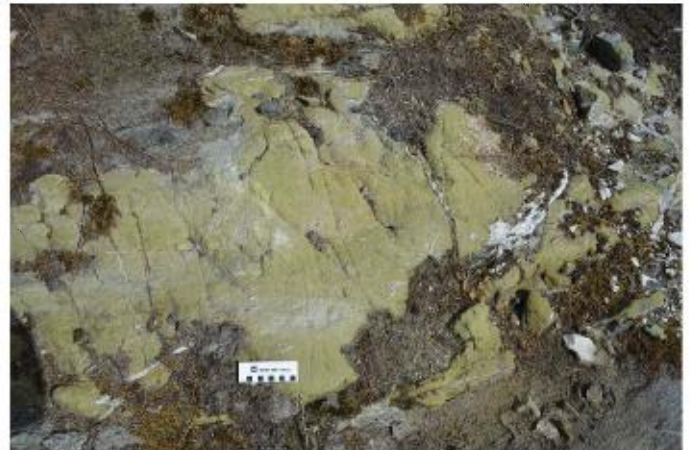


Photo 10. Niveau de basalte entièrement remplacé par de l'épidosite dans l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.



Photo 11. Contact entre une coulée basaltique et un niveau de hyaloclastite. Des veines d'altération hydrothermale syn-volcanique sont visibles dans la coulée. Unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude. Notez les plis ouverts F3 au niveau des veines.



Photo 12. Tuf mafique à fragments mafiques et felsiques dans l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.



Photo 13. Brèche volcanique à fragments andésitiques dans une matrice basaltique. Unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.



Photo 14. Contact entre un niveau de tuf rhyolitique à ponces (en bas) et un niveau andésitique à fragments lithiques. Unit. sup. de la Formation de Moulin-à-Baude.



Photo 15. Alternance de niveaux centimétriques à décimétriques de tuf rhyolitique dans l'unit. sup. de la Formation de Moulin-à-Baude.



Photo 16. Zone d'altération à andalousite (pseudomorphisée en sillimanite), muscovite, quartz, feldspath et tourmaline. Unité supérieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

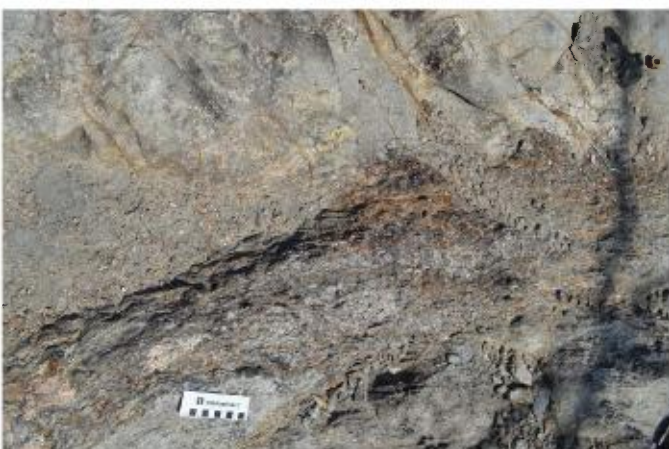


Photo 17. Dacite (partie supérieure) entièrement hydrothermalisée et transformée en un assemblage d'Andalousite-Sillimanite-Muscovite-Quartz-Feldspath-Tourmaline avec des veines de sulfures. Unit. sup. de la Formation de Moulin-à-Baude.



Photo 18. Ignimbrite dacitique à fiamme. Unité supérieure de la Formation de Moulin-à-Baude.



Photo 19. Alternance de niveaux calco-silicatés, chert et greywacke dans l'unité supérieure de la Formation de Moulin-à-Baude.



Photo 20. Conglomérat polygénique séparant les Formations de Moulin-à-Baude et de Port-aux-Quilles.



Photo 21. Alternance entre lits de quartzite impure (greywacke?) et lits pélitiques dans la Formation de Port-aux-Quilles.



Photo 22. Stratification entrecroisées dans le quartzite impure de la Formation de Port-aux-Quilles.



Photo 23. Stratification obliques marquées par des niveaux plus pélitiques dans le quartzite.



Photo 24. Rides de courant reposant sur des lits subparallèles dans le quartzite de la Formation de Port-aux-Quilles.

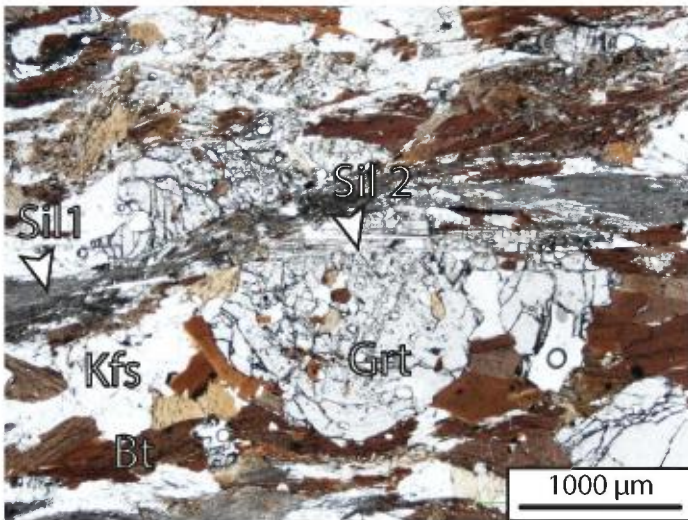


Photo 25. Gneiss alumineux à Grenat-Sillimanite-Biotite-Feldspath potassique de l'unité inférieure de la Formation de Saint-Paul-du-Nord (photo prise en LPNA).

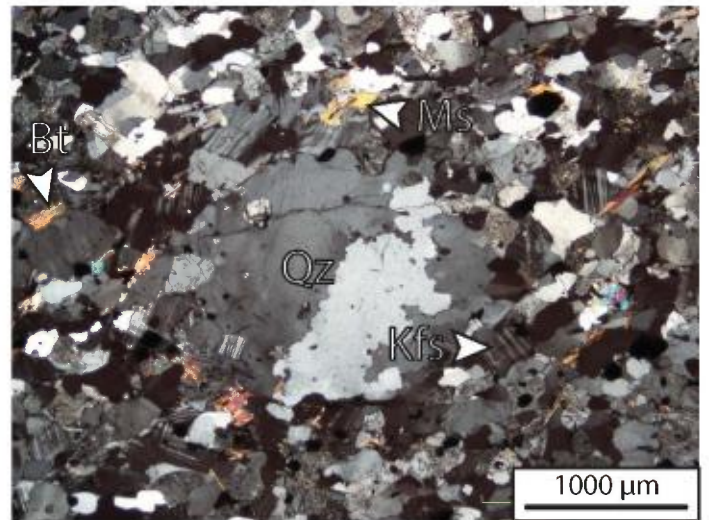


Photo 26. Gneiss quartzo-feldspathique riche en feldspath potassique, notez la présence d'un phénocryste de Quartz (LPA). Unité supérieure de la Formation de Saint-Paul-du-Nord.

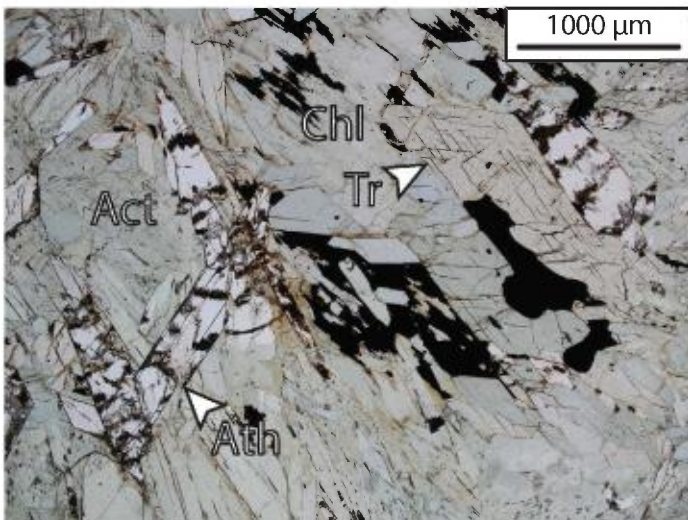


Photo 27. Pyroxénite métamorphosée, altérée et hydrothermalisée en un assemblage d'amphiboles plus ou magnésiennes, chlorites et sulfures (LPNA). Filons ultramafiques de l'indice du lac Feuillos (Moulin-à-Baude).

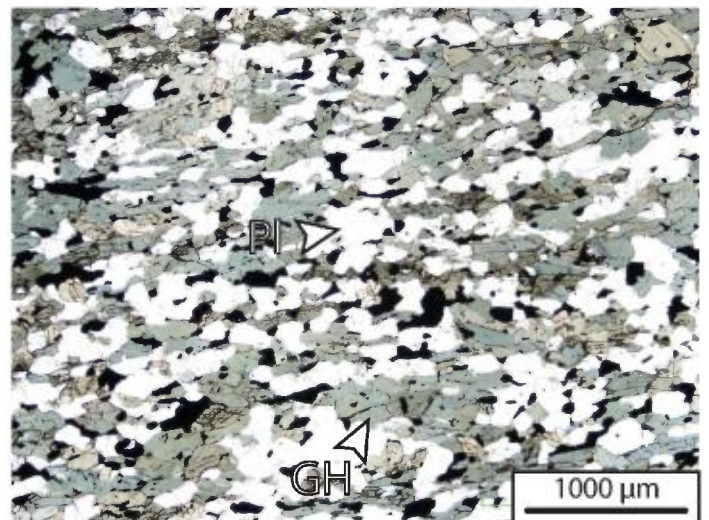


Photo 28. Amphibolite à texture nématoblastique typique (LPNA, lame mince provient d'un basalte en coussin de l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude).

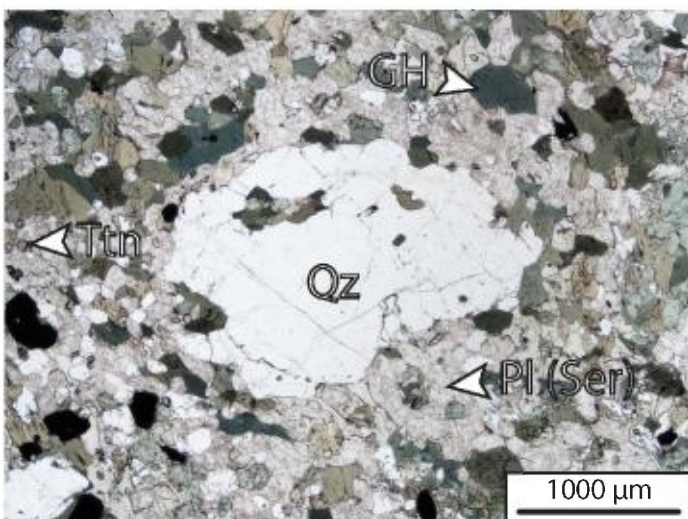


Photo 29. Vésicule remplie de quartz dans une amphibolite dans laquelle les plagioclases sont séricitisés (LPNA). Unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude.

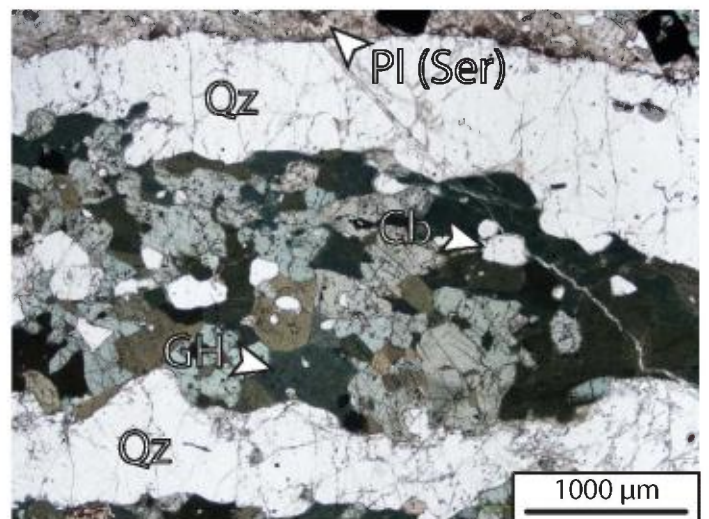


Photo 30. Amygdale à cœur d'amphibole, titanite, carbonate et à bordure remplie de quartz dans une amphibolite de l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude (LPNA).

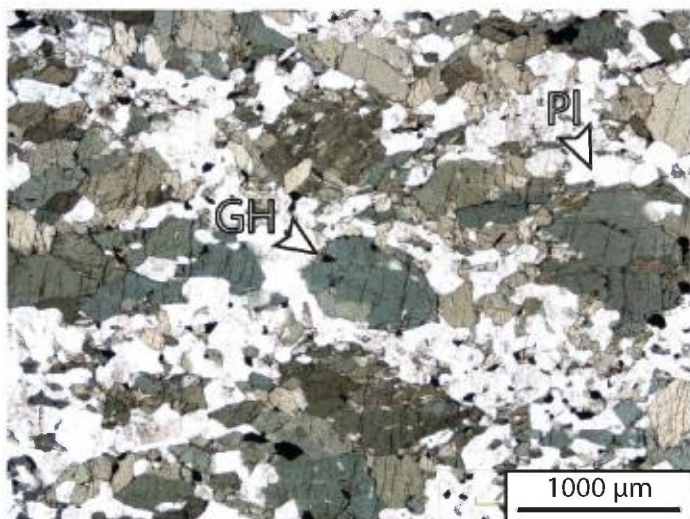


Photo 31. Amphibolite à porphyroclastes d'amphibole (LPNA). Unité inférieure du Moulin-à-Baude.

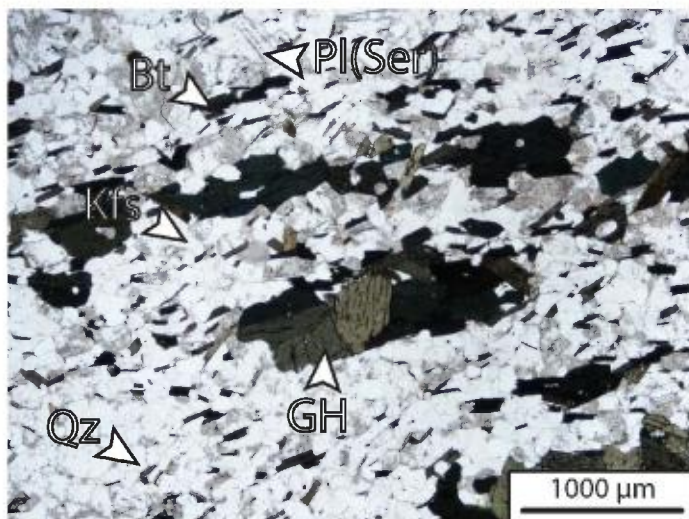


Photo 32. Tuf dacitique à fragments formés d'amphiboles, micas, titanite et parfois carbonates (LPNA). Unité supérieure du Moulin-à-Baude.

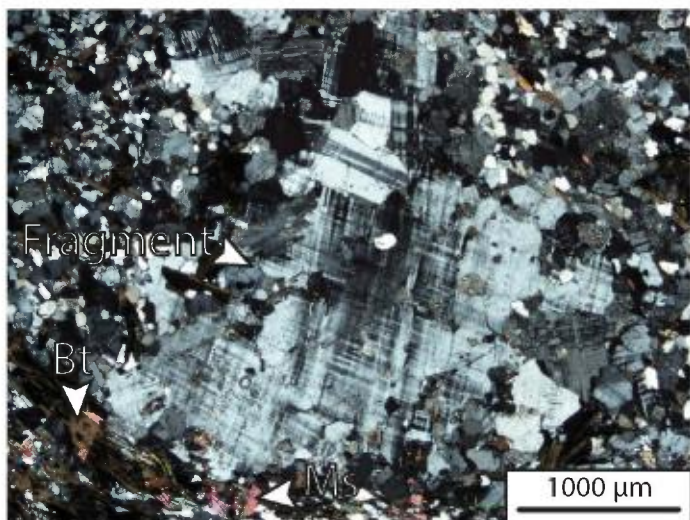


Photo 33. Tuf dacitique à fragment lithique felsique (LPA). Unité supérieure du Moulin-à-Baude.

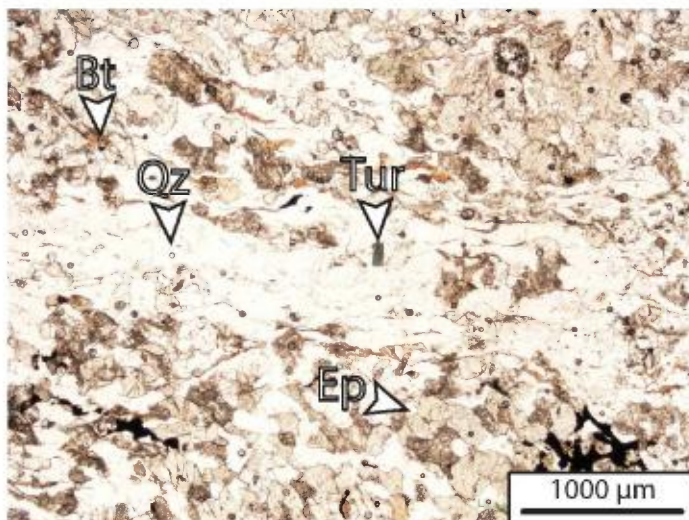


Photo 34. Alternance de niveaux calco-silicatés et de chert à tourmaline dans des métasédiments de l'unité supérieure du Moulin-à-Baude (LPNA).

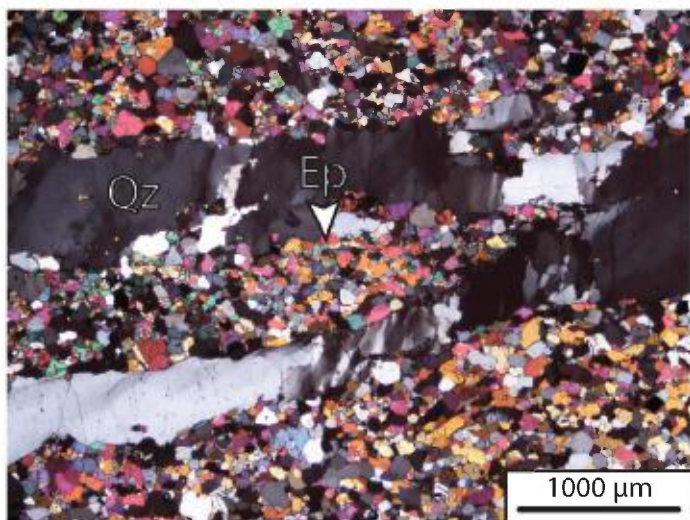


Photo 35. Veines de quartz associées à une altération à épidote dans une amphibolite de l'unité inférieure de la Formation de Moulin-à-Baude (LPA).

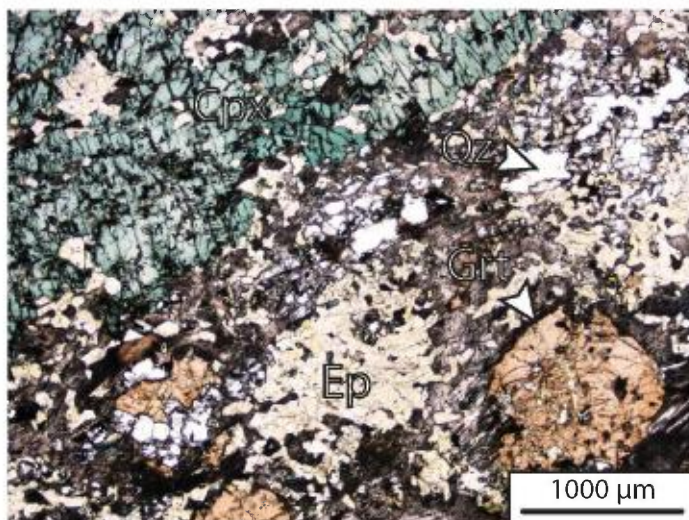


Photo 36. Altération hydrothermale d'un basalte de l'unité inférieure du Moulin-à-Baude. Apparition de grenat (de couleur inusuelle orangé), clinopyroxène (à forte biréfringence), épidotes (probablement plusieurs types), séricite, quartz et d'autres minéraux non déterminés (LPNA).

Tableau 1

No de terrain	SNRC	Estant	Nordant
13-PA-1	22C04	436786	5322590
13-PA-2	22C06	467066	5356031
13-PA-5	22C05	459909	5346013
13-PA-6	22C05	460013	5345453
13-PA-7	22C05	458693	5347943
13-PA-8	22C05	458769	5348126
13-PA-9	22C05	458723	5347899
13-PA-10	22C05	458796	5348964
13-PA-11	22C05	432524	5346489
13-PA-12	22C11	469683	5375955
13-PA-13	22C12	447109	5380878
13-PA-14	22C11	471670	5378303
13-PA-15	22C06	468740	5363685
13-PA-16	22C06	469379	5363958
13-PA-17	22C06	469790	5360541
13-PA-18	22C06	469779	5358806
13-PA-19	22C05	471018	5362724
13-PA-20	22C05	458686	5347980
13-PA-21	22C06	567014	5356046
13-PA-22	22C06	467321	5362013
13-PA-29	22C06	467424	5356370
13-PA-30	22C06	469067	5359066
13-PA-31	22C06	469021	5359161
13-PA-32	22C06	468768	5363165
13-PA-33	22C06	468818	5363263
13-PA-34	22C05	460801	5349653
13-PA-35	22C05	460415	5349838
13-PA-36	22C05	460014	5349314
13-PA-37	22C05	459791	5349013
13-PA-38	22C05	459685	5349121
13-PA-39	22C05	459978	5346135
13-PA-40	22C05	458722	5347854
13-PA-41	22C05	458624	5347811
13-PA-42	22C05	458497	5347744
13-PA-43	22C05	458650	5347861
13-PA-44	22C05	458799	5348175
13-PA-45	22C05	458844	5348210
13-PA-46	22C05	458918	5348309
13-PA-47	22C05	459060	5348449
13-PA-48	22C05	459146	5348540
13-PA-49	22C04	459496	5343513
13-PA-50	22C04	458299	5343483
13-PA-51	22C04	456567	5343361
13-PA-52	22C04	456508	5343454
13-PA-53	22C04	454673	5344009
13-PA-54	22C05	432531	5346453
13-PA-55	22C05	459025	5349114
13-PA-56	22C05	459126	5349216
13-PA-57	22C05	458911	5349049
13-PA-58	22C05	458889	5349027
13-PA-59	22C05	458742	5347865

No de terrain	SNRC	Estant	Nordant
13-PA-60	22C04	433878	5325317
13-PA-61	22C04	433839	5325342
13-PA-62	22C04	434026	5325329
13-PA-63	22C04	433825	5325188
13-PA-64	22C04	433796	5325174
13-PA-65	22C04	427470	5324689
13-PA-66	22C04	427484	5324657
14-PA-67	22C04	430706	5329086
14-PA-68	22C04	433588	5325510
14-PA-69	22C04	433878	5325317
14-PA-70	22C04	435354	5325269
14-PA-71	22C04	434195	5325336
14-PA-72	22C04	425947	5323694
14-PA-73	22C04	425950	5323844
14-PA-74	22C04	426808	5324221
14-PA-75	22C04	426774	5324233
14-PA-76	22C04	427234	5324594
14-PA-77	22C04	427395	5324643
14-PA-78	22C05	458748	5347890
14-PA-79	22C04	456509	5344196
14-PA-80	22C05	460187	5345769
14-PA-81	22C06	468230	5364050
14-PA-82	22C06	469885	5364683
14-PA-83	22C06	470313	5365157
14-PA-84	22C06	469515	5364125
14-PA-85	22C06	469649	5358766
14-PA-86	22C06	469671	5358775
14-PA-87	22C06	469248	5358418
14-PA-88	22C06	469026	5359161
14-PA-89	22C06	465089	5359605
14-PA-90	22C06	468364	5364799
14-PA-91	22C06	469017	5365784
14-PA-92	22C06	470950	5362815
14-PA-93	22C06	470602	5355299
14-PA-94	22C06	470880	5362847
14-PA-95	22C05	459148	5348547
14-PA-96	22C05	459159	5348464
14-PA-97	22C05	459203	5348406
14-PA-98	22C06	469379	5365416
14-PA-99	22C04	450877	5341963
14-PA-100	22C04	449955	5340643

Tableau 2

Lame mince	UTM/zone	Unité	Type de roche	Qz	Pl	Kfs	GH	Act	Tr	Ath	Ged	Arf	Bt	Ms	Px	Oi	Ox	Sulphures	Ap	Ttn	Ep	Grt	Sil	Chl	Autres	AH	Texture	Métam.		
13-PA-1a	22C04 Petit-Saguenay	Moulin-A-Baude	Harzburgite					x		x					O,C	x	M, I	Ccp, Po, Pn							x	Chr, Srp, Hc?	x	Cumulat	AM + GS	
13-PA-2a	22C06 Escoumins	Port-aux-Quilles	Quartzite avec des niveaux pélitiques	x		x												Po										Granoblastique, folié	AM + GS	
13-PA-6a	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude?	Veine à Qz-Kfs-Ser-Py-Ccp *	x														Py, Ccp							Hem, Ser	x	C/S, veine	AM		
13-PA-6a2	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude?	Veine à Qz-Kfs-Ser-Py-Ccp *	x														Py, Ccp							Hem, Ser	x	C/S, veine	AM		
13-PA-7-ALT	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Veine à Qz-Ep dans un basalte	x														Po, Cct								Limonite, Ser	x	Nématoblastique	AM	
13-PA-8a	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Tuff andésitique	x	x	x											I, M										Litage, Grain fin	AM		
13-PA-9a	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Amphibolite mafique														I, M	Ccp, Bn										Nématoblastique, vésicules	AM	
13-PA-10a1	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Niveaux calco-silicatés, pélitiques et cherts	x		x											M	Ccp, Po							Tur, Cb, Ser		Litage, Grain fin, folié	AM		
13-PA-10b2	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Niveaux calco-silicatés et pélitiques	x																					Cb, Py, Ser		Litage, Grain fin, folié	AM		
13-PA-10d	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Veine à Amp dans une métapélite	x																							Litage, Grain fin, folié	AM		
13-PA-10f1	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Tuf?	x													M	Py, Po										Grain fin, folié	AM	
13-PA-10f2	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Tuf?	x													M	Py, Po, Ccp								Aln, Ser		Grain fin, folié	AM	
13-PA-11c	22C05 Pont-Couvert	Moulin-A-Baude?	Niveau exhalatif?	x	?	?							Phi?					Py, Po, Ccp, Sp											AM sup	
13-PA-11d	22C05 Pont-Couvert	Moulin-A-Baude?	Niveau exhalatif?	x	?	?							Phi?					Py, Po, Ccp, Sp											AM sup	
13-PA-15	22C06 Escoumins	Moulin-A-Baude	Tuf dacitique	x													M	Py											AM	
13-PA-16	22C06 Escoumins	Port-aux-Quilles	Conglomérat polygénique	x													M	Py											AM	
13-PA-17	22C06 Escoumins	Port-aux-Quilles	Quartzite à niveaux hématisés	x																									AM	
13-PA-19	22C06 Escoumins	Moulin-A-Baude	Veine à Qz-Ep dans un basalte	x													I, M												AM	
13-PA-20-A1	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Basalt à vésicules	x													I, M												AM	
13-PA-20-A2	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Basalt à vésicules	x													I, M												AM	
13-PA-21-B	22C06 Escoumins	Granite tardif	Granite/pegmatite	x													M												AM	
13-PA-22-A1	22C06 Escoumins	Moulin-A-Baude	Veine à Qz-Ep dans un basalte	x	x												I, M	Ccp, Po											AM	
13-PA-29	22C06 Escoumins	Granite tardif	Leucogranite	x	x	x																							AM	
13-PA-30-A	22C06 Escoumins	Intrusion tardive	Lamprophyre	x													M, I	Mo?								Zrn, Aln, Cb, Ser		Vésiculaire, folié, coronitique	sub-GS	
13-PA-32-A	22C06 Escoumins	Moulin-A-Baude	Tuff dacitique	x													M												AM	
13-PA-33-C	22C06 Escoumins	Moulin-A-Baude	Tuff dacitique	x																										AM
13-PA-34-A	22C05 Bergeronnes	? À dater	Monzonite quartzifère shoshonitique	x													M, I	Py, Ccp												AM
13-PA-35-B	22C05 Bergeronnes	Saint-Paul-du-Nord?	Méta-arkose?	x																										AM
13-PA-35-C	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Amphibolite	x																										AM
13-PA-35-D	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Amphibolite à Bt	x													I, M													AM
13-PA-35-E	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Gneiss quartzo-feldspathique nodulaire	x														Py								Zrn, Ser	x	Folié, C/S	AM	
13-PA-37	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Andésite à fragments	x													I	Py, Ccp												AM
13-PA-39	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Gneiss à Grt-Sil-Ms	x													M, I													AM
13-PA-40	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Andésite à vésicules	x													I, M													AM
13-PA-42	22C05 Bergeronnes	Saint-Paul-du-Nord	Gneiss quartzo-feldspathique	x													M, I	Po												AM
13-PA-43-C	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Andésite à Grt	x													I, M	Po												AM
13-PA-44	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Gneiss quartzo-feldspathique	x													M, I													AM
13-PA-45	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Gneiss quartzo-feldspathique à Grt-Amp	x	x	x											M, I													AM
13-PA-46	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Albite	x													M, I													AM
13-PA-47-C	22C05 Bergeronnes	Moulin-A-Baude	Amphibolite à Grt-Ath-Ms	x													I, M													AM
13-PA-50	22C04 Bergeronnes	Complexe de Tadoussac	Granite à Hornblende-Biotite	x													M													AM
13-PA-51-A	22C04 Bergeronnes	Saint-Paul-du-Nord?	Quartzite	x																										AM
13-PA-52-A	22C04 Bergeronnes	Saint-Paul-du-Nord?	Gneiss à Sil-Kfs-Bt	x																										AM
13-PA-52-B1/B2	22C04 Bergeronnes	Saint-Paul-du-Nord?	Gneiss à Sil-Kfs-Bt	x																										AM
13-PA-52-D	22C04 Bergeronnes	Saint-Paul-du-Nord?	Gneiss à Grt-Kfs-Bt	x													M	Py, Po, Ccp												AM
13-PA-52-C	22C04 Bergeronnes	Saint-Paul-du-Nord?	Gneiss à Grt-Bt-Kfs-Amp	x																										AM
13-PA-52-E	22C04 Bergeronnes	Saint-Paul-du-Nord?	Gneiss à Grt-Bt-Kfs	x																										AM
13-PA-52-I	22C04 Bergeronnes	Saint-Paul-du-Nord?	Gneiss à Grt-Sil-Bt-Kfs	x																										AM
13-PA-52-2	22C04 Bergeronnes	Saint-Paul-du-Nord?	Gneiss à Grt-Sil-Bt-Kfs	x																										AM
13-PA-54-A	22C05 Pont-Couvert	Moulin-a-Baude	Niveaux à Ab-Ep-Ox	x																										AM
13-PA-54-B	22C05 Pont-Couvert	Moulin-a-Baude	Albite	x																										AM
13-PA-54-C	22C05 Pont-Couvert	Moulin-a-Baude	Niveaux à Ab-Ep-Ox	x																										AM
13-PA-55-A	22C05 Bergeronnes	Moulin-a-Baude	Basalte	x																										AM
13-PA-55-B	22C05 Bergeronnes	Moulin-a-Baude	Basalte porphyrique	x	x																									AM
13-PA-55-C	22C05 Bergeronnes	Moulin-a-Baude	Basalte	x																										AM
13-PA-55-D	22C05 Bergeronnes	Moulin-a-Baude	Basalte	x																										AM
13-PA-55-E	22C05 Bergeronnes	Moulin-a-Baude	Tuf?	x																										AM
13-PA-57-A	22C05 Bergeronnes	Moulin-a-Baude	Veines à Mus-Ab-Kfs	x																										AM
13-PA-58	22C05 Bergeronnes	Moulin-a-Baude	Veine à Qz-Cb-Ag-sulfures dans amphibolite	x																										AM
13-PA-60	22C04 Petit-Saguenay	Moulin-a-Baude	Veine à Qz-Ep dans un basalte	x																										AM
14-PA-71-A	22C04 Petit																													

Lame mince	UTM/zone	Unité	Type de roche	Qz	Pl	Kfs	GH	Act	Tr	Ath	Ged	Arf	Bt	Ms	Px	OI	Ox	Sulphures	Ap	Ttn	Ep	Grt	Sil	Chl	Autres	AH	Texture	Métam.	
14-PA-81-log7-2	22C06 Escoumins	Moulin-a-Baude	Basalt porphyrique (Pl), veine à Cb	x		x											I, M	Ccp, Po, Bn, Cv, Mlc							Cb, Tlc	x	porphyroclastique (Pl), relique d'Amp, veine minéralisée	AM	
14-PA-81-log8	22C06 Escoumins	Moulin-a-Baude	Veine à Qz-Chl-Ep-Grt-Cpx dans basalte	x			?									C		Py, Ccp, Po				x			Cb, Tlc, Ser	x		AM	
14-PA-81-log9	22C06 Escoumins	Moulin-a-Baude	Veine à Qz-Chl-Ep-Grt-Amp dans basalte	x		?																x			Cb, Aln, Ser	x		AM	
14-PA-81-log10	22C06 Escoumins	Moulin-a-Baude	Basalte	x		?																					x	Nématoblastique	AM
14-PA-81-log11	22C06 Escoumins	Moulin-a-Baude	Basalte	x		x																					x	Nématoblastique	AM
14-PA-81-log12	22C06 Escoumins	Moulin-a-Baude	Veine à Qz-Ep-Ttn-Grt-Ap-Ser	x																			x		Ser	x		AM	
14-PA-97-A	22C05 Tadoussac	Moulin-a-Baude	Altération argillique à And dans dacite	x		x																			Tur	x	Plis isoclinaux, folié, andalousite pseudomorphisée en sillimanite	AM	
14-PA-100-A	22C05 Tadoussac	Complexe de Tadoussac	Gneiss granodioritique à tonalitique	x		x								x											Cb, Zrn		C/S, quartz déformé	GR	

Tableau 3

Echantillon	Grandes-Bergeronnes														Escourmins													
	Tuf and.	Basalte	B.andé.	Basalte	Andésite	B.andé.	Basalte	Basalte	Basalte	Tuf rhyo.	Dacite	Tuf dacit.	Tuf dacit.	Tuf dacit.	Tuf bas.andé	B. andé.	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte				
Samples	13-PA-8A	13-PA-7A	13-PA-8B	13-PA-9A	13-PA-37B	13-PA-40	13-PA-43	13-PA-55B	13-PA-55C	13-PA-55D	13-PA-55E	14-PA-95-A1	14-PA-97-B	13-PA-15	13-PA-32A	13-PA-33C	14-PA-81-log1	14-PA-70-A	14-PA-78	14-PA-81-log10	14-PA-81-log11	14-PA-81-log12	14-PA-81-log6	14-PA-81-log7-1	14-PA-91-A	14-PA-91-B		
SiO2	57.56	46.31	56.96	46.32	58.57	58.15	57.06	49.26	47.63	46.83	60.57	72.39	59.6	65.77	65.57	64.79	53.84	53.91	52.94	51.21	52.27	46.18	45.82	49.54	53.58	49.13		
Al2O3	15.88	16.88	15.94	14.86	15.79	13.6	16.12	16.2	17.2	16.94	15.83	12.93	15.93	15.45	15.11	15.1	17.3	15.52	13.36	12.69	13.1	15.46	14.44	18.92	14.57	12.3		
Fe2O3(T)	11.55	14.55	12.49	11.77	8.6	13.16	12.19	11.96	12.95	10.61	5.52	5.98	5.65	11.2	10.13	10.55	16.44	17.89	17.89	16.2	16.44	17.89	16.2	8.96	9.44	14.88		
FeO*	10.61	13.37	11.51	10.74	7.99	12.14	11.22	10.45	11.19	11.65	8.43	2.07	9.72	5.09	5.51	5.21	10.34	9.31	9.67	14.66	15.25	16.51	14.97	8.25	8.68	13.76		
FeO	9.37	11.85	9.84	9.82	6.06	10.20	9.67	9.09	9.95	10.47	7.06	1.83	8.89	4.30	4.70	4.41	8.59	8.17	8.82	11.48	11.95	13.82	12.27	7.14	7.58	11.25		
MgO	1.93	4.89	2.38	10.79	2.96	2.01	2.03	8.09	7.55	6.9	1.91	0.69	0.78	1.6	1.55	1.76	2.8	5.74	6.83	4.16	4.89	5.52	5.59	6.28	8.26	6.16		
MnO	0.23	0.249	0.254	0.202	0.108	0.291	0.243	0.204	0.195	0.213	0.138	0.038	0.167	0.079	0.068	0.088	0.139	0.171	0.182	0.229	0.278	0.262	0.205	0.111	0.16	0.235		
CaO	5.72	10.12	6.02	9.12	5.88	5.01	6.57	8.68	9.61	9.01	5.55	1.99	5.1	3.29	3.09	2.67	6.29	7.42	10.35	6.91	6.46	8.84	8.51	3.28	7.37	8.76		
Na2O	3.56	1.51	3.65	2.37	4.2	3.71	3.72	3.26	2.71	3.34	4.48	1.77	3.24	3.02	3.17	3.3	4.62	3.38	2.27	2.8	3.07	2.7	3.16	5.19	4.39	2.75		
K2O	0.94	1.65	0.87	0.15	1.34	1.56	0.52	0.3	0.14	0.23	0.7	5.41	1.31	4.34	3.63	3.89	0.32	1.27	0.46	0.43	0.29	0.12	0.1	2.32	0.14	0.21		
TiO2	1.094	1.365	1.511	0.765	1.784	1.791	1.398	1.216	1.094	1.037	1.222	0.092	0.678	0.638	0.663	0.651	1.604	0.998	0.701	3.035	3.149	2.542	2.548	0.96	0.949	2.36		
P2O5	0.44	0.15	0.43	0.07	0.28	0.81	0.44	0.16	0.12	0.11	0.23	<0.01	0.4	0.17	0.17	0.16	0.42	0.14	0.04	0.46	0.46	0.32	0.32	0.19	0.13	0.28		
Cr2O3	<0.01	<0.01	<0.01	0.08	<0.01	<0.01	<0.01	0.04	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.08	<0.01	<0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.02		
LOI	0.62	1.23	0.46	1.57	0.98	0.29	0.35	0.87	0.68	0.77	0.4	0.54	0.66	0.79	1.14	0.97	0.27	1.29	1.12	0.32	0.48	0.41	0.52	1.81	0.92	0.54		
Total	99.52	98.9	101	97.95	100.5	100.4	100.6	99.61	99.12	98.08	100.2	98.48	98.87	100.7	100.1	99.01	100.1	100.4	99.35	98.73	100.9	100.2	98.07	98.08	100.2	98.42		
Sr	244	168	280	192	682	402	284	306	222	188	311	164	190	243	301	232	684	205	122	260	163	278	264	215	368	316		
Ba	467	202	285	23	411	806	207	60	31	28	200	743	281	794	819	674	314	271	103	125	44	42	46	261	31	31		
Nb	7.9	3.3	7.2	1.2	8.4	7.6	8.2	1.9	1.2	1	7	7	10.1	11.9	12.8	11.8	7.4	3.2	<0.2	7.8	7.8	3.4	4	2.8	2.8	3.8		
V	54	268	85	250	116	36	65	245	255	242	172	11	15	67	64	63	92	234	234	466	470	407	417	157	245	453		
Co	18	59	24	51	24	15	20	45	52	51	18	3	8	11	11	10	26	35	39	40	41	59	56	35	36	45		
Ga	23	20	22	16	20	21	23	18	19	18	20	21	29	19	20	19	24	18	14	23	23	24	24	19	18	22		
Ge	1.7	1.7	1.5	1.9	1.5	1.9	2.1	2	1.8	1.8	1.5	2.6	3.8	1.7	1.9	1.9	1.9	2	1.4	3	2.5	2	2.6	2	2.3	3		
Ag	1	<0.5	1.2	<0.5	0.8	0.9	1	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	<0.3	<0.3	1.1	1.9	1.7	0.3	<0.3	<0.3	<0.3	0.4	<0.3	<0.3	<0.3	0.3	<0.3		
In	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1		
Sn	2	<1	2	<1	1	2	2	<1	<1	<1	1	3	2	2	3	2	2	<1	<1	2	2	1	1	<1	<1	1		
Cs	1.6	1.4	3.7	0.3	0.9	10.5	0.6	0.2	0.1	<0.1	1.1	3.3	2	3.3	11.1	3.8	0.2	1.4	2.2	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	3	<0.1	<0.1		
Pb	5	4	7	<3	6	14	5	5	4	<3	4	20	7	27	26	23	22	8	8	13	7	12	7	4	10	10		
Be	1	<1	<1	<1	2	2	1	<1	<1	<1	2	2	2	3	3	3	1	<1	<1	2	1	1	1	<1	<1	2		
Hf	5.1	2.4	5.1	1.2	3.3	4.9	5	2.3	2	2.1	3.7	4	7.3	5.9	6.1	6.3	4.4	2.6	1.2	6	6.5	3.9	3.8	1.9	1.9	3.3		
Ta	0.51	0.14	0.47	0.06	0.51	0.45	0.46	0.08	0.05	0.05	0.05	0.61	0.59	0.97	0.9	0.88	0.43	0.17	<0.01	0.48	0.62	0.34	0.2	0.13	0.14	0.2		
W	1	<0.5	0.6	<0.5	<0.5	0.7	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	0.9	<0.5	1.4	1	3.1	2.5	<0.5	0.9	1.2	0.8	1.5	0.8	0.8	<0.5	<0.5	0.5		
Tl	<0.05	0.25	0.12	<0.05	0.22	0.37	0.08	<0.05	0.07	<0.05	0.2	0.59	0.22	0.58	0.86	0.89	0.12	0.24	0.1	0.15	<0.05	<0.05	<0.05	0.27	0.06	<0.05		
Bi	<0.1	0.2	0.1	0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1		
Th	1.76	0.56	1.5	0.44	1.92	4.49	1.6	0.74	0.5	0.43	1.47	5.29	2.17	14.4	14.5	15	2.46	2.04	0.27	2.47	2.73	0.98	0.86	0.98	1.35	1.22		
U	0.81	0.37	0.65	0.18	0.87	1.61	0.73	0.33	0.24	0.23	0.89	1.32	1.08	4.51	4.34	3.5	1.08	0.5	0.18	1.09	1.18	0.35	0.37	0.43	0.71	0.44		
Rb	20	56	18	4	38	69	8	8	2	4	13	100	45	162	144	171	5	39	12	23	6	2	1	51	2	2		
Y	56	36	53.7	19.9	17.6	48.4	60.4	25.5	26.3	25.1	30.4	44.5	79.7	36.7	36.9	36	21.5	25.7	11.7	55.5	56.7	39.8	39.2	17.4	16.1	39.9		
Zr	199	95	181	44	125	180	194	88	76	73	141	93	298	230	246	240	172	101	44	238	266	156	153	75	70	126		
La	15.7	6.06	12.7	3.05	13.3	24.5	14.2	5.82	4.5	4.19	12.7	7.23	22.6	42.9	46.2	50.1	19.4	11.4	1.7	18.9	19.4	11.3	8.76	9.61	6.7	8.48		
Ce	37.1	15.1	30.9	7.31	31.6	57.9	36.3	14.7	11.8	10.7	29.9	18.9	54.4	88.4	97	100	45.3	24.9	4.27	45.4	47.9	26.7	23.1	20.6	20.4	21.8		
Pr	5.53	2.37	4.68	1.13	4.21	7.3	5.05	2.12	1.76	1.63	3.89	3.03	8.12	10.4	10.7	11.4	6.3	3.54	0.66	6.71	7.11	4.28	3.71	2.84	2.96	3.42		
Nd	26.4	11.5	22.3	5.96	20.3	33	26.1	10.6	9.13	8.44	17.8	14.6	39.4	38.2	41	42.8	28.2	15.5	3.54	31.6	33.2	20.7	18.7	12.4	12.8	17.3		
Sm	8.08	3.82	6.82	2.21	4.89	8.35	8.05	3.21	3.04	3.02	4.69	5.13	11.5	7.79	8.27	8.44	6.66	3.93	1.23	9.38	9.43	6	5.64	2.98	3.24	5.4		
Eu	2.42	1.48	2.04	0.834	1.83	3.35	2.5	1.13	1.2	1.1	1.45	1.11	3.34	1.27	1.27	1.31	2.02	1.19	0.466	2.41	2.33	2.08	1.99	1.01	1.01			

Tableau 4

	Harzburgite	Pyroxénite	Pyroxénite	Pyroxénite	Pyroxénite	Pyroxénite	Pyroxénite	Pyroxénite	Pyroxénite	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gneiss gris	Gneiss gris	Tonalite	Gneiss gris	Syenite qtz	Granite A	Granite A	Leucogranite	Leucogranite	Lamprophyre	Lamprophyre
samples	13-PA-1A	14-PA-76-B	14-PA-76-D	14-PA-76-E	14-PA-76-I1	14-PA-76-J2	14-PA-76-K	14-PA-76-L	13-PA-5A	13-PA-12A1	13-PA-14A	14-PA-100-A	14-PA-99-B	14-PA-67-A	14-PA-80-A	13-PA-34A	14-PA-99-C	13-PA-50	13-PA-21B	13-PA-29	13-PA-30A	14-PA-88-A	
SiO2	42.43	50.08	49.86	53.5	53.04	47.6	46.4	49.87	49.23	57.86	52.42	68.56	65.56	70.71	59.22	64.93	76.3	75.41	84.21	74.73	57.5	63.16	
Al2O3	7.8	7.57	5.81	4.33	4.97	6.57	5.94	5.17	17.78	14.6	17.1	15.41	14.36	15.48	14.74	14.91	11.6	11.83	7.28	12.67	14.92	13.97	
Fe2O3(T)	13.85	12.77	10.21	11	10.14	10.45	12.5	12.03	10.79	8.98	8.93	2.35	7.34	2.11	11.37	6.47	2.29	2.54	2.43	1.18	9.03	6.65	
FeO	11.93	11.17	8.99	9.72	8.92	9.21	11.08	10.63	8.57	7.11	7.00	1.78	5.87	1.62	8.78	4.84	1.75	1.96	1.82	0.84	6.04	4.66	
Fe2O3	0.723	0.486	0.318	0.313	0.332	0.319	0.313	0.333	1.366	1.161	1.235	0.388	0.885	0.331	1.716	1.142	0.367	0.38	0.423	0.253	2.391	1.521	
MgO	25.73	16.37	18.95	21.59	20.32	19.78	19.09	20.47	5.32	4.69	5.36	0.76	0.52	0.54	1.89	1.17	0.12	0.27	0.16	0.19	2.66	1.91	
MnO	0.197	0.265	0.171	0.177	0.151	0.146	0.169	0.217	0.175	0.167	0.145	0.045	0.101	0.037	0.21	0.061	0.018	0.035	0.01	0.021	0.118	0.07	
CaO	4.4	9.36	9.83	6.05	9.08	8.4	7.75	6.99	8.09	8.07	8.52	2.91	2.67	2.91	5.02	2.71	0.79	0.49	0.07	0.6	3.91	2.89	
Na2O	0.64	0.87	0.87	0.58	0.66	0.62	0.83	0.69	3.32	3.34	4.56	4.75	3.68	4.59	4.14	2.73	3.04	3.16	0.46	3.1	2.67	2.85	
K2O	0.1	0.26	0.08	0.06	0.06	1.47	0.12	0.15	1.83	0.97	1.28	1.88	3.7	2.17	1.44	5.2	4.69	5.02	2.78	5.1	3.59	3.58	
TiO2	0.573	0.336	0.168	0.163	0.182	0.169	0.163	0.183	1.216	1.011	1.085	0.238	0.735	0.181	1.566	0.992	0.217	0.23	0.273	0.103	2.241	1.371	
P2O5	0.14	0.03	0.08	0.07	0.07	0.04	0.08	0.05	0.32	0.16	0.28	0.07	0.14	0.07	0.42	0.46	<0.01	0.04	0.03	0.04	1.08	0.6	
Cr2O3	0.35	0.2	0.06	0.12	0.09	0.16	0.06	0.09	0.01	0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	
LOI	4.49	3.03	2.59	1.79	2.07	2.92	3.46	2.59	0.86	0.8	0.92	0.77	0.42	1.24	0.7	0.94	0.35	0.45	0.84	0.52	1.15	1.2	
Total	100.4	100.9	99.56	100.2	100.7	98.88	97.16	98.47	98.94	100.7	100.6	97.94	100.1	100.2	100.7	100.6	99.72	99.48	98.54	98.26	98.86	98.62	
Sr	35	26	21	13	17	18	16	12	402	257	477	683	346	748	417	306	80	56	42	74	837	516	
Ba	7	65	7	30	10	21	3	4	402	251	346	824	2760	1483	620	1494	851	881	510	290	1717	1038	
Nb	0.8	2.2	0.7	0.3	0.9	0.4	0.3	0.4	6.2	7.8	2.5	3.9	6.3	2.4	7.5	24.8	7.8	16.6	5.6	5.3	30.7	17.2	
V	126	165	68	68	92	80	64	76	172	214	194	28	14	20	78	50 < 5	< 5		22 < 5		102	74	
Co	108	81	78	81	75	80	83	70	40	29	30	4	4	3	20	12 < 1	< 1		7 < 1		18	13	
Ga	8	11	7	6	7	7	6	7	19	19	17	15	22	15	24	26	18	22	10	14	26	22	
Ge	1.5	3	3	3	2.6	3.1	2.6	3.1	1.6	1.6	1.7	1.4	2.1	1.3	2.1	2.2	1.9	1.8	1.3	1.6	1.9	2.4	
Ag	<0.5	<0.3	<0.3	0.4	<0.3	<0.3	5	<0.3	<0.5		0.7	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	7.3	0.5	2.8	1.1	0.6	5	0.8	
In	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	
Sn	<1	1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	2	1	<1	2	<1	3	5	2	3	1	2	3	3	
Cs	0.2	0.5	<0.1	<0.1	<0.1	5.4	0.2	0.4	6.6	0.3	1.1	0.8	1.1	0.5	3	1.9	0.4	0.5	3.1	1.2	3.2	6.2	
Pb	<3	<3	11	12	6	5 < 3	<3	7	12	11	51	19	38	32	22	32	18	11	49	19	29	29	
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	1	1	2	1	2	3	2	3	<1	1	4	3	3	
Hf	0.5	0.7	0.3	0.5	0.4	0.4	0.3	0.4	2.5	4	1.4	1.7	9.9	1.6	5.5	21.1	8.1	10.4	5.6	4	14.1	8.8	
Ta	<0.01	0.06	<0.01	<0.01	0.09	<0.01	<0.01	<0.01	0.31	0.49	0.11	0.17	0.17	0.03	0.54	1.05	0.38	0.85	1.08	0.13	1.55	1.38	
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.2	0.6	0.6	<0.5	0.8	<0.5	8.8	1	<0.5	0.6	2.1	<0.5	1.1	0.6	
Tl	0.33	0.06	0.11	0.05	<0.05	0.37	0.31	0.24	0.51	<0.05	0.27	0.25	0.42	0.21	<0.05	1.1	0.55	0.66	0.34	1.16	0.75	0.84	
Bi	0.2	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.1	0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	<0.1	0.1	<0.1	
Th	0.1	0.7	0.64	0.74	0.79	0.69	0.54	0.94	1.1	4.22	0.92	2.1	13.6	1.48	2.45	28.6	10.7	9.94	13.3	46.8	8.4	12.3	
U	0.07	0.49	0.38	0.39	0.37	0.26	0.37	0.47	0.52	1.53	0.53	0.31	1.28	0.25	1.03	2.2	2.18	1.36	2.35	20.5	2.24	4.92	
Rb	1	5	<1	<1	<1	4.2	2	3	83	16	50	42	69	34	24	181	95	126	69	241	115	162	
Y	10.2	11.8	3.6	4.7	8.3	4.7	4.3	6	26.9	44.7	16.9	7.1	43.6	3	51.6	78.4	42.6	55.6	67.9	27.3	40.9	44.5	
Zr	21	26	14	17	17	13	15	17	110	149	63	71	400	69	222	906	307	394	208	100	694	436	
La	2.93	6.77	5.52	3.77	6.01	5.39	3.2	7.9	13.8	18.4	9.92	13	59.3	10.5	22.2	225	48.1	65.1	25.7	26.4	135	86.2	
Ce	7.02	14.5	8.48	8.12	13.2	10.5	6.38	15.4	31.8	42	22.2	25.2	122	19.8	48.8	505	103	142	48.6	56.3	263	165	
Pr	1.07	2.04	0.93	1.06	1.73	1.17	0.8	1.64	4.45	5.75	3.04	2.96	15.7	2.24	6.93	59.4	13.3	16.2	6.18	6.24	30.8	21.7	
Nd	4.77	8.85	3.25	4.44	6.68	4.67	3.28	5.05	19.6	24	13.5	11	64.4	7.66	30.8	224	53.5	62	23	120	83.9		
Sm	1.58	2.04	0.7	0.91	1.36	0.95	0.75	0.8	4.84	6.38	3.48	1.96	14.5	12.5	8.11	37.2	11.8	12.9	4.75	6.07	20.7	15.1	
Eu	0.456	0.782	0.406	0.157	0.279	0.371	0.23	0.345	1.48	1.46	1.27	0.506	4.29	0.486	2.5	3.85	1.19	1.4	0.801	0.684	4.47	3.12	
Gd	1.74	1.93	0.61	0.84	1.2	0.76	0.71	0.7	4.86	6.87	3.5	1.41	11.3	0.78	8.91	23.5	9.54	11.2	4.09	6.71	13.2	10.5	
Tb	0.33	0.33	0.1	0.14	0.22	0.13	0.12	0.13	0.87	1.33	0.6	0.22	1.76	0.09	1.49	3.33	1.62	1.95	0.78	1.49	1.76	1.56	
Dy	1.92	1.97	0.59	0.82	1.25	0.79	0.75	0.79	5.03	8.1	3.26	1.22	9.25	0.49	9.01	17.9	8.67	12	4.71	10.3	9.46	8.34	
Ho	0.4	0.39	0.12	0.16	0.25	0.17	0.16	0.17	1.04	1.66	0.63	0.25	1.71	0.09	1.8	3.18	1.6	2.41	1.01	2.37	1.61	1.57	
Er	1.16	1.14	0.37	0.45	0.79	0.49	0.44	0.59	3.02	4.83	1.73	0.73	4.51	0.28	5.43	8.27	4.36	6.95	3.14	7.96	4.07	4.26	
Tm	0.178	0.173	0.063	0.072	0.134	0.073	0.062	0.107	0.449	0.73	0.244	0.116	0.608	0.042	0.823	1.02	0.615	0.995	0.502	1.33	0.557	0.655	
Yb	1.22	1.21	0.41	0.5	0.98	0.48	0.41	0.8	2.92	5.04	1.56	0.78	3.49	0.3	5.3	5.83	3.32	6.38	3.66	9.3	3.57	4.32	
Lu	0.215	0.187	0.059	0.074	0.159	0.071	0.061	0.129	0.483	0.844	0.244	0.114											