

ET 93-05

PETROGENESE DU BATHOLITE DE PREISSAC-LACORNE : IMPLICATIONS POUR LA METALLOGENIE DES GISEMENTS DE METAUX RARES

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

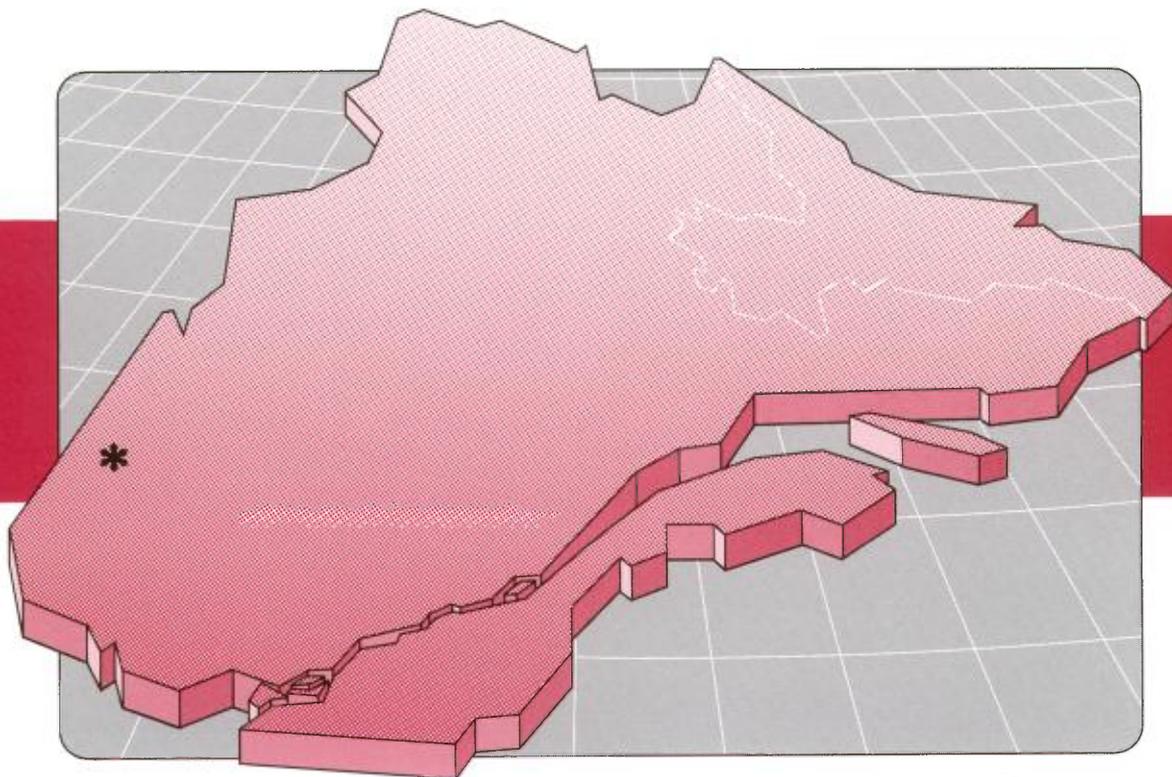
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Pétrogenèse du batholite de Preissac - Lacorne : implications pour la métallogénie des gisements de métaux rares

Michel Boily

ET 93-05



Pétrogenèse du batholite de Preissac - Lacorne : implications pour la métallogénie des gisements de métaux rares

Michel Boily

ET 93-05

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur : J.-L. Caty
SERVICE GÉOLOGIQUE DU NORD-OUEST
Chef : A. Simard

Accepté pour publication le : 93-11-11

Lecteurs critiques

P. Pilote
W. D. Sinclair
T.C. Birkett

Éditeur

M. Germain

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DAEM)

Le présent projet est financé par Ressources naturelles Canada
et le ministère des Ressources naturelles du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire
Canada-Québec sur le développement minéral

AVANT-PROPOS

Ce rapport constitue une étude de la pétrogenèse et de la métallogénie du batholite de Preissac-La Corne. Il est basé sur les observations de terrain et les données pétrographiques, minéralogiques, géochimiques et isotopiques acquises au cours des années 1988 à 1991. Nous avons cependant mis l'emphase sur l'étude des monzogranites et des pegmatites peralumineux qui recèlent une minéralisation substantielle en Li et Mo et possèdent un potentiel économique important pour le Ta et le Be.

Le milieu géologique, la minéralogie et la chimie des monzogranites et pegmatites granitiques qui appartiennent au batholite de Preissac-La Corne sont typiques du style de minéralisation en métaux rares (Li, Rb, Cs, Be, Ta et Nb) associé à des suites plutoniques granitiques peralumineuses archéennes. C'est pourquoi les modèles pétrogénétiques et les conclusions qui découlent de cette étude peuvent s'appliquer à la majorité des indices minéralisés en métaux rares trouvés à l'intérieur des ceintures de roches vertes archéennes.

RÉSUMÉ

Le batholite de Preissac-La Corne forme un complexe syn-à postcinématique mis en place à l'Archéen (2672-2643 Ma) dans les roches métasédimentaires et métavolcaniques comprises dans le bloc structural de Malartic (sous-Province de l'Abitibi). Le batholite est constitué de deux suites plutoniques : 1) une suite précoce dioritique à granodioritique métalumineuse et 2), une suite monzogranitique peralumineuse, tardive, représentée par quatre plutons : La Corne, La Motte, Preissac et Moly Hill. Les monzogranites à biotite et muscovite prédominent dans les plutons de La Corne et de La Motte, tandis que les plutons de Preissac et de Moly Hill sont principalement constitués de monzogranites à muscovite et grenat. La suite monzogranitique est par ailleurs associée à une auréole de pegmatites granitiques minéralisées en Li, Be et Ta qui affleurent dans les plutons granitiques et les encaissants. Plusieurs veines hydrothermales de quartz, feldspath et muscovite minéralisées en Mo recoupent les faciès monzogranitiques à muscovite et grenat des plutons de Preissac et de Moly Hill.

Les données isotopiques de l'oxygène et du néodyme combinées à la composition des éléments majeurs et en traces indiquent que les monzogranites à biotite sont dérivés par fusion partielle d'une source quartzofeldspathique. Ils ne constituent pas les liquides résiduels résultant de la cristallisation fractionnée d'un parent granodioritique appartenant à la suite précoce. Cependant, la cristallisation fractionnée et/ou la diffusion thermogravitationnelle et/ou le transport par les volatiles contrôlent la différenciation des magmas granitiques à partir des magmas les plus primitifs (à biotite) vers les termes les plus évolués (à muscovite et grenat). Ces processus sont responsables de l'appauvrissement en Fe, K, Ba, Sr, Zr, terres rares légères (TRLÉ) et Th et de l'enrichissement en Nb, Ta, U et Mo qui caractérisent l'évolution de la suite peralumineuse. Les faibles concentrations en Li et Cs des monzogranites à muscovite et grenat relativement aux faciès monzogranitiques à biotite et muscovite, suggèrent toutefois que les monzogranites proviennent d'une chambre magmatique soumise à un important gradient chimique et thermique. Il est proposé que la formation et la migration de complexes de chlorure avec le Li, le Cs, le Be, le Ta et le Nb ont contribué à l'enrichissement de la portion apicale de cette chambre magmatique au détriment de sa portion médiane.

Les premiers granites à cristalliser, les monzogranites à biotite et muscovite, forment une carapace sous laquelle les liquides résiduels s'accablent. Ils expulsent des pegmatites à spodumène (qui montrent de hautes teneurs en Cs, Rb, Ta, Nb et Be) dans les épontes. Ces liquides résiduels évoluent progressivement vers les monzogranites à biotite et muscovite qui génèrent des pegmatites granitiques mises en place dans les fractures et joints de la carapace de monzogranite à biotite. Ces pegmatites, provenant de la portion médiane de la chambre magmatique peu enrichie en éléments lithophiles, forment les pegmatites nonéconomiques à béryl et colombo-tantalite. Ce modèle peut expliquer la zonalité grossière de l'enveloppe pegmatitique du batholite de Preissac-La Corne (i.e. pegmatites lithinifères dans les épontes et pegmatites non économiques à l'intérieur des plutons monzogranitiques). Les derniers liquides résiduels, ne pouvant percer la carapace granitique, se mettent en place en périphérie des plutons, au contact des roches encaissantes, pour former les faciès monzogranitiques à muscovite et grenat. Des fluides aqueux de basse température (<350°C) et riches en molybdène sont expulsés lors de leur consolidation et circulent dans le monzogranite et les épontes. Ces fluides précipiteront par la suite pour former des veines et veinules de quartz-feldspath-muscovite-molybdénite dans les fractures.

Table des matières

	Page
GÉNÉRALITÉS	1
Suite dioritique à granodioritique précoce	2
Suite monzogranitique tardive	2
Introduction	2
Pluton de Preissac	3
Description	3
Géologie économique	5
Pluton de Moly Hill	5
Pluton de La Corne	5
Description	5
Géologie économique	8
Pluton de La Motte	9
Description	9
Géologie économique	10
Pétrographie des masses intrusives du batholite de Preissac - La Corne	10
Suite dioritique à granodioritique précoce	10
Suite monzogranitique tardive	10
Géochimie des éléments majeurs et en traces	11
Suite dioritique à granodioritique précoce	11
Suite monzogranitique tardive	12
Comparaison avec les suites granitiques peralumineuses archéennes et phanérozoïques	14
District de Winnipeg River, Manitoba	14
Pluton de Sweetwater Wash, Californie	15
Batholite de South Mountain, Nouvelle-Écosse	16
PEGMATITE GRANITIQUE	17
Morphologie, minéralogie et zonalité interne	17
Distribution spatiale	17
Géochimie des éléments majeurs et en traces	18
GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE	21
Introduction	21
Composition isotopique de l'oxygène : les rapports $\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ smow	21
Suite dioritique à granodioritique précoce	21
Suite monzogranitique tardive	21
Roches encaissantes	22
Données isotopiques du néodyme	23

PÉTROGENÈSE DU BATHOLITE DE PREISSAC-LA CORNE : IMPLICATIONS POUR LA MÉTALLOGÉNIE

DU Li, Be, Ta ET Mo	25
Introduction	25
Discussion sur l'évolution magmatique de la suite dioritique à granodioritique précoce	25
Pétrogenèse des suites granitiques et pegmatitiques peralumineuses tardives	26
Comportement du Li, Cs, Be, Ta, Nb et Mo dans les systèmes granitiques	26
Formation des monzogranites peralumineux : fusion partielle ou cristallisation fractionnée?	26
Cristallisation fractionnée d'un magma granodioritique parent	27
Fusion partielle d'une source quartzofeldspathique	28
Évolution magmatique interne des monzogranites	30
Cristallisation fractionnée	30
Diffusion thermogravitationnelle et transport par les phases volatiles	31
Formation des pegmatites lithinifères	32
DISCUSSION	35
Milieu tectonique des monzogranites peralumineux du batholite de Preissac-La Corne	35
Modèle de formation et d'évolution magmatique de la suite monzogranitique tardive et des pegmatites granitiques	35
Formation des gisements de molybdénite	37
CONCLUSIONS	39
MÉTHODE ANALYTIQUE	41
RÉFÉRENCES	43
ANNEXE 1 - Analyses chimiques des principaux minéraux des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne	51
Suite dioritique-granodioritique précoce	51
Suite monzogranitique tardive	53
ANNEXE 2 - Analyses chimiques des éléments majeurs et en traces des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne	55
Suite dioritique-granodioritique précoce	55
Suite monzogranitique tardive	57
Pegmatites et aplites	64

Généralités

Le batholite de Preissac-La Corne affleure dans la partie sud de la sous-Province de l'Abitibi, à environ 40 km au NE de la ville de Val-d'Or (Tremblay, 1950 ; Dawson, 1966). Ce batholite syn à tardi-cinématique s'est mis en place à l'Archéen (datations U-Pb de 2672 à 2643 Ma ; Feng et Kerrich, 1991 ; 2697 ± 40 Ma ; Gariépy et Allègre, 1985 et 2647 ± 80 Ma par méthode Sm-Nd, figure 22) dans les roches volcano-sédimentaires métamorphisées au faciès des schistes verts à amphibolite inférieur qui constituent les Formations de Jacola, La Motte-Vassan, Dubuisson et du Lac Caste (Imreh, 1984) (figure 1), qui appartiennent au Groupe de Malartic. Celui-ci est délimité par le couloir de déformation de Cadillac-Larder Lake au sud, en marge de la sous-Province de Pontiac, et au nord par le couloir de déformation de Manneville (Ludden et Hubert, 1986 ; Daigneault et Archambault, 1990).

Le batholite de Preissac-La Corne se distingue des autres suites plutoniques archéennes du Pontiac et de l'Abitibi par la présence de nombreux indices, prospects et mines de molybdène soit Preissac Molybdénite, Cadillac Molybdénite et Morono (anciennement Molybdénite Corporation Ltd. ou La Corne Molybdénite) ont opérées sporadiquement entre les années 1940 à 1979. Les gisements se présentent sous forme de molybdénite disséminée dans des veines de quartz, feldspath et muscovite d'origine

hydrothermale recoupant les monzogranites à muscovite et grenat (Taner, 1989). La minéralisation en Li, Be et Ta, se localise dans les dykes de pegmatite granitique qui remplissent les fractures dans des masses intrusives monzogranitiques et dans des roches métavolcaniques, métasédimentaires et plutoniques constituant les épontes. La mine Québec Lithium, qui entra en opération en 1955, fut le plus grand producteur de lithium de l'est canadien jusqu'en 1967. Le gisement recèle encore des réserves prouvées et probables atteignant 18,0 millions de tonnes métriques de minerai à 1,4% Li₂O (Karpov, 1957).

Les travaux récents de Bourne et Danis (1987), de Boily *et al.* (1989a, 1990) et de Boily *et al.* (en préparation) permettent de subdiviser le batholite de Preissac-La Corne en deux suites magmatiques distinctes, soit : 1) une suite dioritique à granodioritique précoce, métalumineuse, contenant de nombreux xénolithes métasédimentaires et métavolcaniques, et 2) une suite monzogranitique peralumineuse, tardive, modérément à peu foliée, sans xénolithes et associée à une auréole pegmatitique minéralisée en Li, Be, Ta et Mo. La suite monzogranitique est représentée par 4 plutons, dont l'exposition en surface varie de satisfaisante à exceptionnelle, soit les plutons de Preissac, La Corne, La Motte et Moly Hill (figure 1).

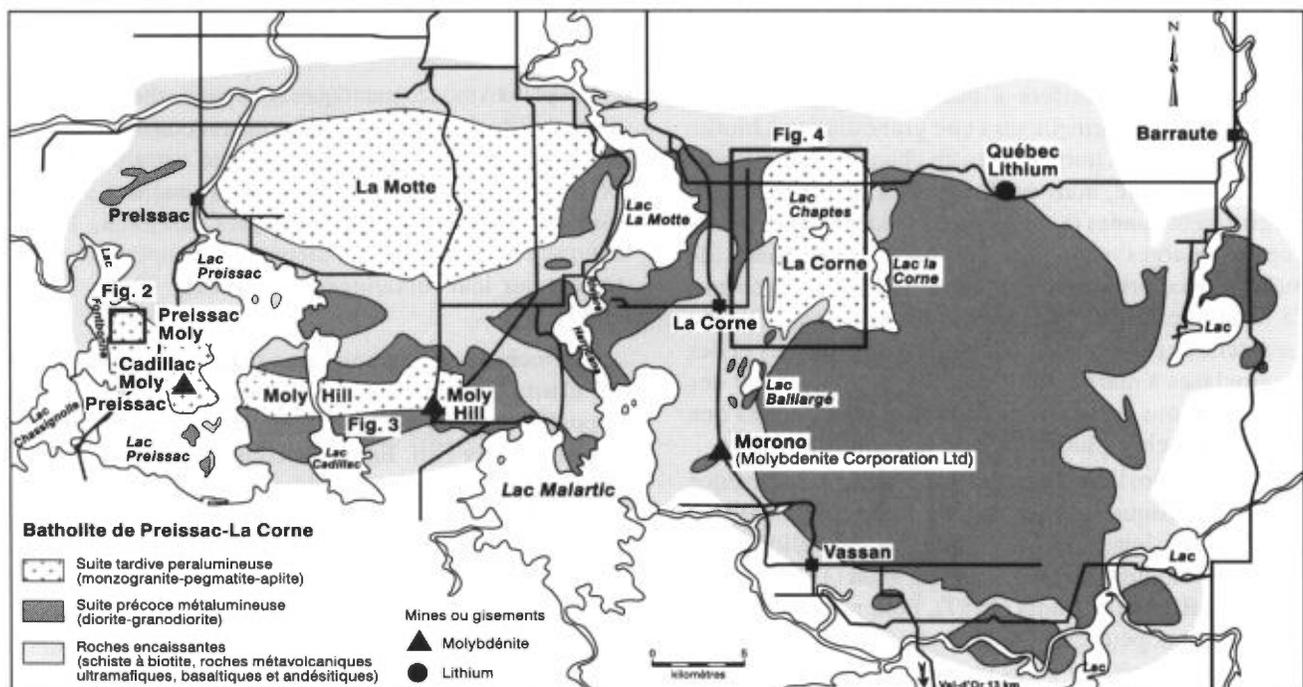


FIGURE 1 - Carte géologique du batholite de Preissac-Lac Corne

Suite dioritique à granodioritique précoce

La suite dioritique à granodioritique précoce couvre en superficie environ les deux tiers du batholite, principalement dans sa partie est. Elle affleure dans la partie sud du batholite, plus particulièrement le long d'une bande orientée N-S située entre les villages de Vassan et La Corne au contact des roches encaissantes. Quelques affleurements apparaissent également entre la portion est du pluton de La Motte et la rive ouest du lac Malartic. En général, les masses intrusives dioritiques à granodioritiques sont constituées de petits affleurements à faible relief qui présentent un niveau d'exposition en surface très faible relativement aux plutons monzogranitiques. Un âge intrusif de 2675 ± 24 Ma, obtenu par la méthode U-Pb sur un échantillon de granodiorite prélevé dans la partie SE du batholite, a récemment été publié par Feng et Kerrich (1991).

Les travaux de Dawson (1966), de Bourne et Danis (1987) et les nôtres ont permis de reconnaître 8 lithologies montrant des contacts graduels : a) les diorites quartzifères à biotite et à hornblende, b) les diorites-gabbros et/ou hornblendites c) les monzodiorites quartzifères à hornblende et à biotite, d) les monzodiorites à hornblende et biotite, e) les monzonites à hornblende, f) les monzonites à hornblende et biotite, g) les tonalites à hornblende et biotite, et h), les granodiorites à biotite et hornblende. Les études de Bourne et Danis (1987), réalisées dans la portion SW du batholite, permettent de regrouper le faciès précoce en deux suites plutoniques distinctes. La première, appelée zone interne, montre des compositions variant d'une brèche gabbroïque à biotite et hornblende vers une monzonite et contient moins que 5% de quartz modal. La deuxième suite, appelée zone externe, possède moins que 5% de quartz modal et est constituée d'une diorite quartzifère à biotite et hornblende qui évolue progressivement vers une granodiorite à biotite et hornblende. La transition entre chaque suite est relativement abrupte, mais continue. Les deux suites sont inversement zonées (i.e. les cœurs sont mafiques tandis que les marges sont plus felsiques). Une bande de roches granodioritiques métasomatisées apparaît au contact de la suite externe et des roches encaissantes. Elle est caractérisée par des plagioclases myrmékites et des plagioclases à marges albitiques, de même que par des concentrations de quartz et de biotite plus élevées que les autres roches plutoniques de la zone externe.

La plupart des lithologies qui forment la suite dioritique à granodioritique précoce ont été échantillonnées. Un examen des lames minces confirme la validité des unités lithologiques décrites par Dawson (1966), Danis (1985) et Bourne et Danis (1987). Pour une description géologique et pétrographique plus complète, le lecteur est invité à se référer à ces publications.

Il convient cependant de souligner plusieurs points particuliers concernant la suite dioritique à granodioritique.

Premièrement, elle contient de nombreuses enclaves de roches métavolcaniques et métasédimentaires qui s'alignent principalement le long des plans de foliation et sont particulièrement nombreuses près du contact avec les roches encaissantes. Ces xénolithes sont subarrondis à subanguleux et de taille centimétrique (5 à 30 cm). Les enclaves métasédimentaires sont généralement biotitisées tandis que les inclusions métavolcaniques sont fortement chloritisées et/ou riches en amphiboles.

En second lieu, les roches tonalitiques affleurent exclusivement dans la partie centre-ouest du pluton de La Corne, plus précisément à l'est du lac Baillargé (figure 1). Danis (1985) les décrit comme faisant partie d'un faciès de bordure accompagnant une diorite quartzifère. Cette unité se distingue des autres unités intrusives par la présence de nombreux dykes pegmatitiques minéralisés en Li, Ta et Mo et de veines de quartz, feldspath et muscovite riches en molybdénite, plus particulièrement aux environs de la mine Morono (Tremblay, 1950 ; Boily *et al.*, 1989a). D'après Danis (1985), ces tonalites représentent les vestiges d'une ancienne phase intrusive passablement évoluée qui aurait expérimenté un métasomatisme postsolidus. Cette phase aurait subi un processus de « tonalitisation » par la transformation de la hornblende en biotite, suite à l'extraction du potassium des microclines. Le calcium, également libéré de la hornblende lors de ce processus isochimique (sauf pour un apport d' H_2O qui proviendrait des roches métasédimentaires et métavolcaniques encaissantes), aurait transformé le feldspath potassique en plagioclase.

Suite monzogranitique tardive

INTRODUCTION

Les plutons monzogranitiques et les pegmatites granitiques du batholite de Preissac-La Corne ont constitué la cible principale de nos travaux. Bien que certaines études pétrogénétiques aient indirectement touché à l'évolution des plutons monzogranitiques (Dawson, 1966 ; Bourne et Danis, 1987), seulement deux ont porté directement sur leur métallogénie (Norman, 1945 ; Taner, 1989).

Les roches monzogranitiques du batholite de Preissac-La Corne forment quatre plutons généralement bien exposés, soit les plutons de Preissac, La Corne, La Motte et Moly Hill. En mégascopie, les monzogranites montrent une couleur blanchâtre à rosâtre, exposent une granulométrie fine à très grossière et sont généralement homogènes. La plupart sont peralumineux, comme en témoigne la présence de grenat et de muscovite (< 10% modal) qui accompagnent le feldspath et le quartz. Leur caractéristique principale est la présence de nombreuses pegmatites granitiques qui se mettent en place dans les fractures, les joints et les diaclases. La proportion de matériel pegmatitique est très variable et atteint

jusqu'à 80% (volume) dans le pluton de La Corne et moins de 5% à l'intérieur du pluton de Preissac.

Des datations récentes par méthode U-Pb sur zircon unique (Feng et Kerrich, 1991) et Sm-Nd sur roche totale (cette étude) permettent d'affirmer que la suite monzogranitique a été mise en place 30 à 40 Ma après la suite dioritique à granodioritique. Ainsi, la datation de trois zircons extraits de deux échantillons de monzogranite provenant du pluton de La Motte produisent des âges de 2643 ± 4 Ma (LC-30), 2631 ± 20 Ma et 2643 ± 12 Ma (LC-11) respectivement (Feng et Kerrich, 1991). D'autre part, six échantillons de monzogranite recueillis dans les plutons de La Corne, La Motte et Moly Hill, produisent un isochrone de 2647 ± 80 Ma par méthode Sm-Nd (voir section intitulée : « Données isotopiques du néodyme » ; figure 22).

La paragenèse des monzogranites permet de reconnaître 3 principaux faciès. Les monzogranites à biotite et muscovite et les monzogranites à biotite étant les plus abondants, tandis que les monzogranites à muscovite et grenat apparaissent presque exclusivement dans les plutons de Preissac et de Moly Hill. L'association spatiale entre la minéralisation en molybdénite et la présence du faciès à muscovite et grenat est remarquable, toutefois aucune pegmatite minéralisée en Ta, Be et Li n'a jusqu'à maintenant été reconnue à l'intérieur de ces plutons.

Les plutons de La Motte et de La Corne montrent une zonalité grossière des faciès, les monzogranites à biotite se localisant au centre des plutons, tandis que les monzogranites à biotite et muscovite, et les rares monzogranites à muscovite et grenat se situent en bordure. Toutefois, chaque pluton est unique et se distingue par un regroupement spécifique de faciès granitiques et par une minéralisation particulière aux pegmatites et/ou aux veines hydrothermales associées.

PLUTON DE PREISSAC

Description

Localisé dans la partie SW du batholite, le pluton de Preissac offre une qualité d'exposition exceptionnelle. Les monzogranites, de couleur blanchâtre à rosâtre, possèdent une texture extrêmement homogène et affleurent sous forme de collines à relief modéré. Le contact avec les roches encaissantes, des schistes à biotite et des roches métavolcaniques mafiques, est très net, bien que l'on observe une zone de métamorphisme de contact dans les roches métasédimentaires qui s'étend sur une distance de 1 m (soulignée par l'apparition de cordiérite et de staurotide). Contrairement à la suite dioritique à granodioritique précoce, les monzogranites du pluton de Preissac ne contiennent que très peu de xénolites.

La cartographie détaillée du pluton de Preissac a été effectuée au cours des étés 1989 et 1990. Une carte géologique de la partie ouest est présentée à la figure 2.

Le pluton de Preissac comprend 5 unités lithologiques : 1) le monzogranite à muscovite et grenat ; 2) le monzogranite à muscovite et biotite ; 3) le granite à biotite et muscovite ; 4) le monzogranite à biotite et 5) les dykes aplitiques, les pegmatites et les veines de quartz. Les deux unités principales sont constituées par un monzogranite blanchâtre à muscovite et grenat (partie ouest) et un monzogranite rosâtre à muscovite et biotite (partie est). Les deux faciès sont de granulométrie moyenne à grossière. Le contact entre ces deux unités n'a pas été retrouvé. La mine à ciel ouvert de Cadillac Molybdénite expose un monzogranite à muscovite et biotite en marge est du pluton qui est recoupé par de nombreuses veines de quartz, feldspath et muscovite minéralisées en molybdénite. Dans la partie SE de la mine, le contact supérieur entre les schistes à biotite et le monzogranite est bien exposé. Ce dernier est alors bréchifié et silicifié. Le monzogranite de la mine Cadillac Molybdénite constitue peut-être l'extension vers l'est de l'unité monzogranitique à muscovite et grenat. Le granite à biotite et muscovite est exposé dans la partie ouest du pluton. Il est texturalement très homogène et recoupé localement par des veines de quartz.

En bordure nord du pluton, une unité de monzogranite rosâtre à biotite est recoupée par le monzogranite à muscovite et grenat. Le monzogranite rosâtre contient de nombreux dykes de pegmatite et d'aplite et est altéré (chloritisation de la biotite et hématisation). De plus, le contact entre le monzogranite à muscovite et grenat frais et le monzogranite altéré est souligné par la présence de masses pegmatitiques irrégulières. Norman (1945) considère cette unité comme étant un faciès de bordure riche en pegmatites et aplites, mais nous croyons qu'il forme probablement une unité précoce qui appartient probablement au faciès de monzogranite à biotite que les sondages de la compagnie Preissac Molybdénite ont recoupé à l'est et au NW du gisement de molybdénite. La portion NW du batholite est parcourue par de nombreuses veines de quartz en échelons, orientées N100-160°/60-70° qui contiennent des cristaux de molybdénite disséminés. Ces veines sont particulièrement abondantes à l'ouest de la mine Preissac Molybdénite. Dans sa bordure est et ouest, l'unité monzogranitique à muscovite et grenat à grains grossiers est recoupée par des dykes monzogranitiques à muscovite et grenat à grains fins (aplitiques). Ces dykes sont tardifs puisqu'ils pénètrent même certaines veines de quartz et sont caractérisés par la présence de cavités remplies par de la molybdénite et de la pyrite. Sur le flanc est du pluton, au contact des roches encaissantes, on retrouve également quelques dykes et masses de pegmatites granitiques stériles ainsi que de nombreuses veines de quartz. À cet endroit, la proportion de grenat dans les monzogranites atteint également un maximum (5 à 10 %). La partie centrale du pluton de Preissac n'exposant que très peu de pegmatites granitiques, l'assemblage dykes aplitiques, pegmatites et veines de quartz correspond probablement au faciès de bordure tel que décrit par Norman (1945).

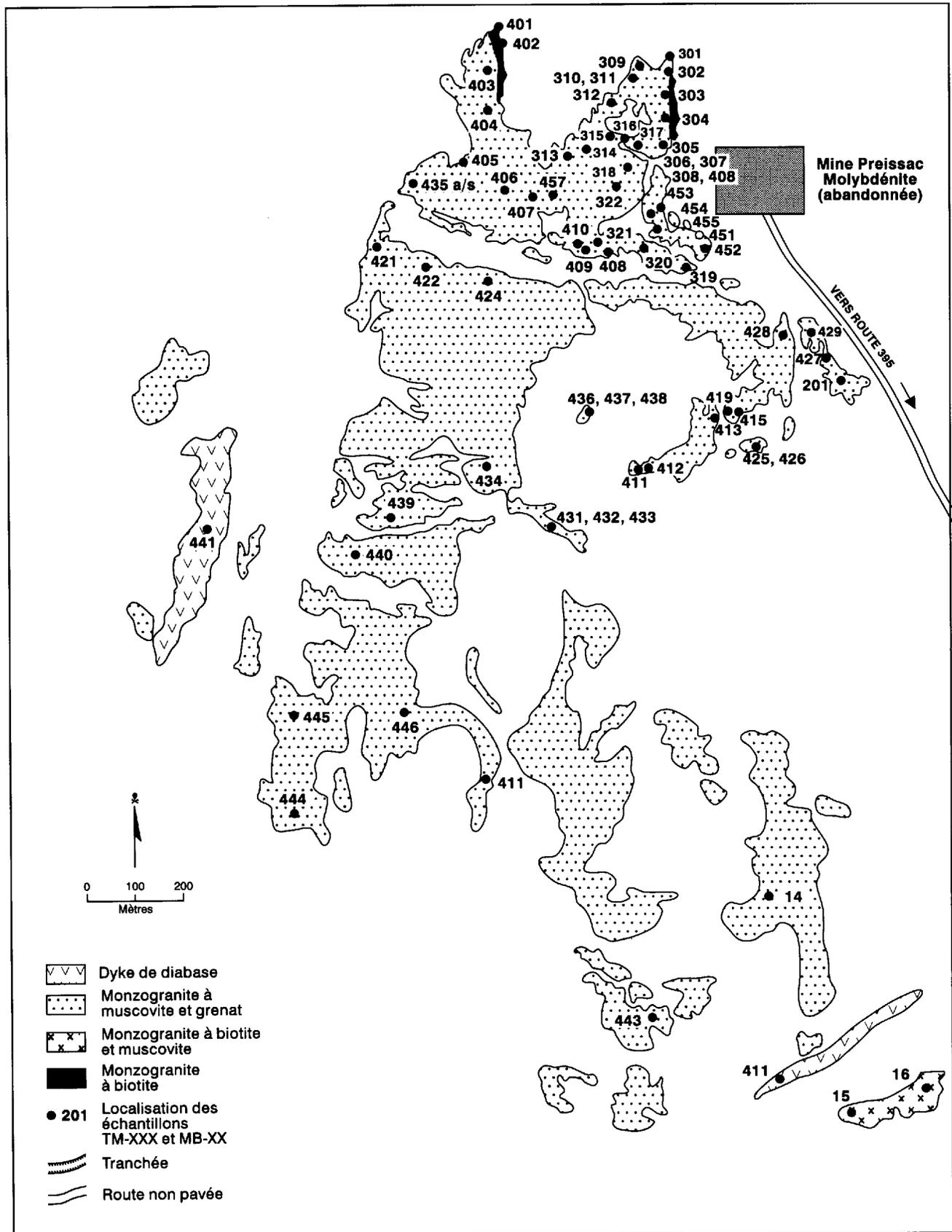


FIGURE 2 - Carte géologique du pluton de Preissac (partie ouest)

Géologie économique

Le pluton de Preissac a fait l'objet d'une exploration intense pour le Mo et le Bi. Deux mines de molybdène étaient en production entre les années 1943 et 1979. La première mine, la Indian Molybdenum et plus tard exploitée sous le nom de Preissac Molybdénite, est située au nord du pluton près du contact avec les schistes à biotite et les schistes à hornblende (figure 2). Les forages de la compagnie Preissac Molybdénite indiquaient des réserves de 1,25 million de tonnes métriques de minerai à 0,53 % MoS₂. Depuis 1965, 1 387 087 kg, (3 058 020 lb) de molybdène et 119 910 kg (264 358 lb) de bismuth ont été extraites de la mine (Watt, 1967). Le gisement, contenu dans une zone de bordure "pegmatitique" à l'intérieur d'un monzogranite à muscovite et grenat, est limité par deux failles parallèles (N315°/40-50°) (Norman, 1945). Le gisement se localise à l'intersection d'une zone de rupture orientée E-W qui pénètre le granite, soulignée par de nombreuses veines de quartz en échelons, et d'une zone d'inflexion où le contact entre le granite et la roche encaissante vire brusquement vers le NE. La molybdénite, apparaît dans des veines de quartz et de feldspath potassique peu épaisses (15 à 30 cm) de faible pendage. La déformation de certaines veines de quartz a produit de petites zones de cisaillement parallèles aux deux failles majeures qui sont remplies par une forte concentration de molybdénite et de muscovite.

La deuxième mine, la Cadillac Molybdénite, est située en bordure est du pluton de Preissac sur la rive ouest du lac Preissac. Opérée par Anglo American Corporation, plus de 2,0 millions de tonnes métriques de minerai à une teneur de 0,36 % MoS₂ ont été extraites de ce gisement. On estime les réserves à 507 000 tonnes métriques de minerai à 0,19% MoS₂ et 0,030 % Bi (Exploratech Ltée, 1979). Le gisement de molybdénite, de type stockwerk, est localisé dans un monzogranite à muscovite et biotite très fracturé. La minéralisation se présente sous forme de molybdénite dans des veines de quartz, feldspath et muscovite à fort pendage (N82°-110°/73-77°) et d'épaisseur variable (5 cm à 1,5 m) (Taner, 1989). Ces veines sont orientées parallèlement aux fractures majeures qui contiennent localement de la molybdénite, de la pyrite et de la fluorine. La molybdénite est accompagnée par des quantités accessoires de bismuthinite, de bismuth natif, de pyrite, de chalcopyrite et de sphalérite. Un deuxième réseau de veines minéralisées, moins important, est observé (N335-340°/40-42°; N230°/25°). Les veines sont entourées d'un halo d'altération qui s'étend sur 10 cm. Taner (1989) a reconnu trois types d'altération : 1) une altération albitique précoce dans laquelle le feldspath primaire a été remplacé par de l'albite ; 2) une altération potassique où le plagioclase, incluant l'albite secondaire, est remplacé par un feldspath potassique ; et 3) une hématisation superficielle associée à l'altération potassique.

PLUTON DE MOLY HILL

Le pluton de Moly Hill est localisé à environ 3 km au NE du lac Cadillac (figures 1 et 3). Le pluton, intrusif dans les roches métavolcaniques mafiques à ultramafiques, recèle un petit gisement de molybdène et de bismuth qui fut mis en valeur au cours des années 60 et 70. On estimait alors le tonnage probable à 269 00 tonnes métriques à 0,21 % de MoS₂ et 0,079 % de Bi (fiche de gîte 32 D/08-052).

Dans sa partie est, le pluton de Moly Hill est formé par un monzogranite à muscovite et grenat dans lequel le gisement de Mo est localisé (figure 3). Ce faciès recoupe, dans la partie SW, un monzogranite à biotite qui comprend de nombreux dykes d'aplite et de pegmatite granitique lesquelles contiennent du béryl et de la colombo-tantalite disséminés. Au nord du pluton, on observe un faciès monzogranitique à biotite, muscovite et grenat dont le contact avec le faciès à muscovite et grenat n'est pas exposé. Au contact des roches encaissantes métavolcaniques mafiques et ultramafiques, le monzogranite à muscovite et grenat est parcouru par de nombreuses veines de quartz anastomosées de direction et pendage extrêmement variables. La densité des veines de quartz augmente progressivement d'ouest en est pour atteindre un maximum au contact des roches encaissantes (monzonite à muscovite et grenat) où l'on observe des couches successives ou encore des veines imbriquées de quartz massif inclinées vers l'est. Ces dernières présentent quelques veinules de feldspath rosâtre et contiennent des enclaves épidotisées et chloritisées de même que quelques flocons de molybdénite.

La minéralisation en molybdénite est contenue principalement à l'intérieur de veines de quartz, muscovite et feldspath potassique mises en place dans une zone de cisaillement orientée NNW et à pendage abrupt vers l'est. À l'intérieur de ces veines, on observe une corrélation positive entre les concentrations de molybdénite et de muscovite.

PLUTON DE LA CORNE

Description

Le pluton de La Corne, situé à l'extrémité NE du batholite de Preissac-La Corne, est allongé suivant un axe N-S (figure 4). Le pluton est exposé sous forme de masses granitiques en relief sculptées par les glaciers. À l'est, au NE et au SE de ce pluton, les monzogranites recoupent les tonalites, les diorites, les monzodiorites et les granodiorites qui appartiennent à la suite précoce. Les monzogranites sont également intrusifs dans les roches métavolcaniques (Formation de Dubuisson) et métasédimentaires (Formation du lac Caste) sur le flanc ouest du pluton. Une foliation primaire concordante, soulignée par l'orientation des feuillettes de biotite et de muscovite, est évidente en marge du pluton ; elle devient cependant moins prononcée au centre.

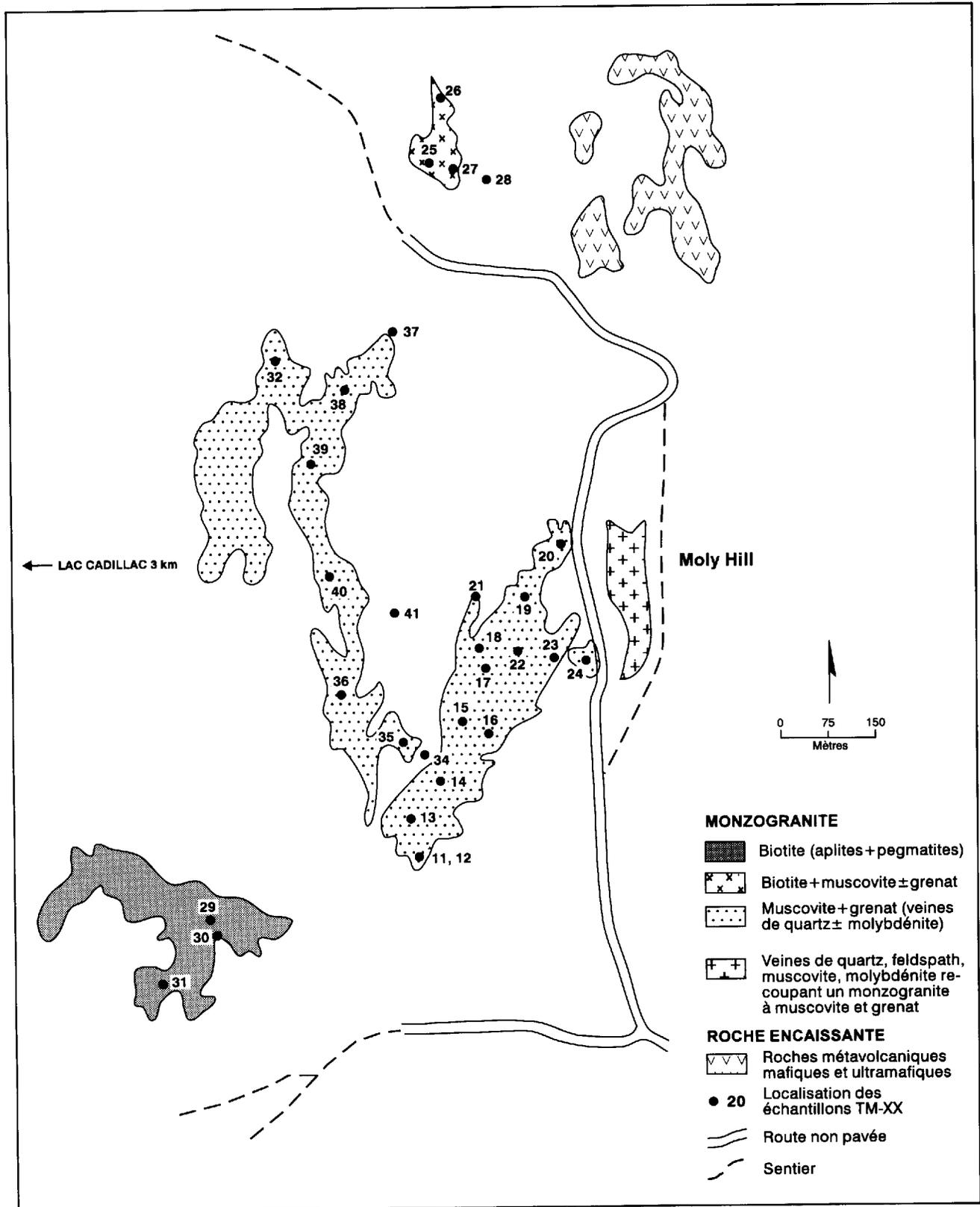


FIGURE 3 - Carte géologique du pluton de Moly Hill.

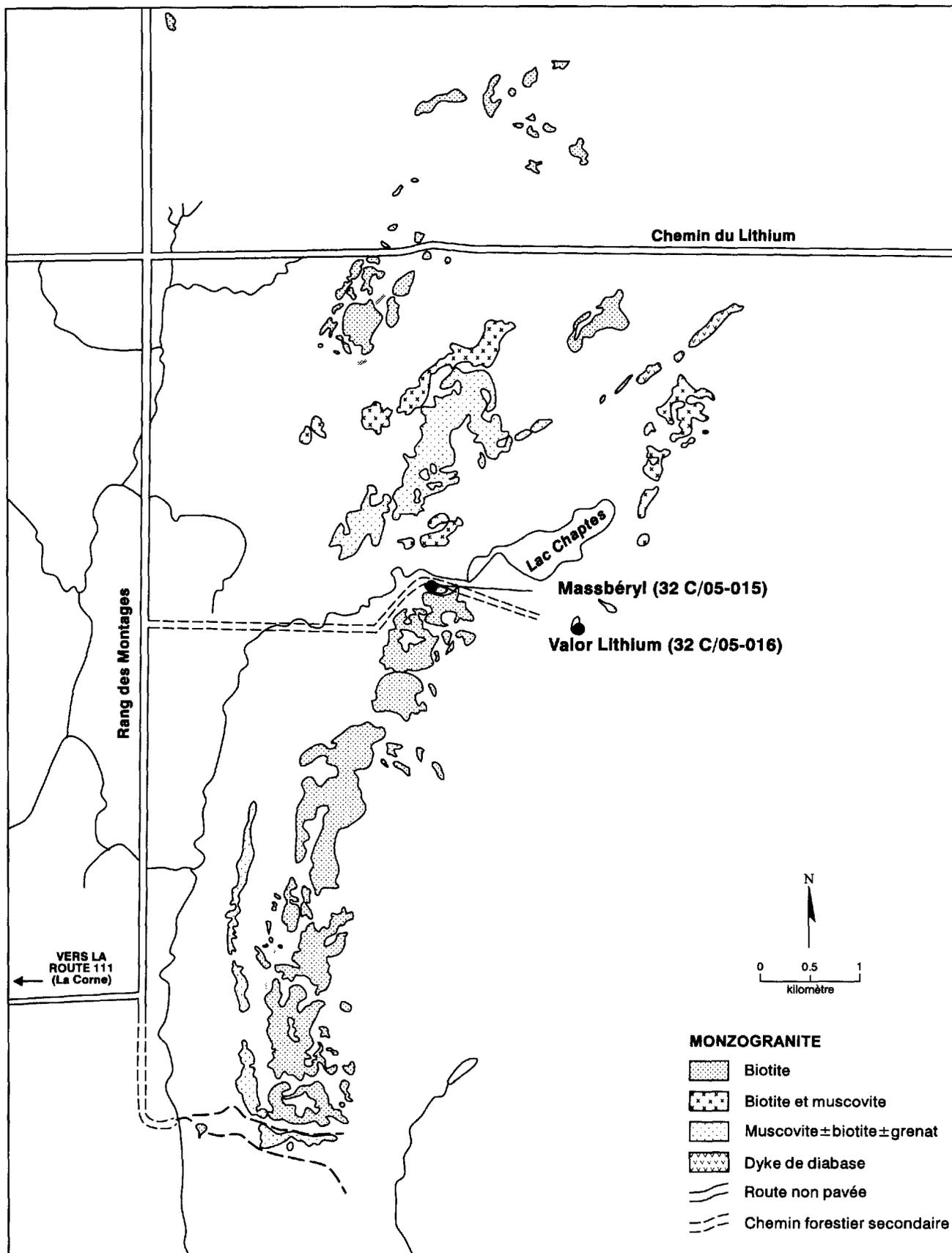


FIGURE 4 - Carte géologique du pluton de La Corne

La cartographie détaillée du pluton, effectuée au cours de l'année 1990, révèle que celui-ci est recoupé dans son ensemble par des dykes de pegmatite et d'aplite dont plus de 80 % sont orientés E-W. Les pegmatites granitiques contiennent jusqu'à 2 % de béryl (Boily *et al.*, 1989a ; Boily *et al.*, en préparation), tandis que de la colombo-tantalite et de la molybdénite disséminées apparaissent sporadiquement. Une masse pegmatitique, riche en spodumène, béryl, lépidolite et pollucite située au coeur du pluton (Valor Lithium : fiche de gîte 32 C/05-016) constitue un indice minéralisé exceptionnellement riche en Li, Be et Cs. La cartographie a également permis de reconnaître trois faciès monzogranitiques majeurs, soit les monzogranites à biotite, les monzogranites à biotite et muscovite et les monzogranites à muscovite \pm biotite \pm grenat. Les monzogranites à biotite forment l'ensemble du pluton. Ils définissent une bande orientée N-S qui s'étend à partir des prospect de Massbéryl (32 C/05-015) et de Valor Lithium (32 C/05-016) jusqu'à la pointe sud du pluton. Ces monzogranites à biotite constituent également l'extrémité nord du pluton (figure 4). Au nord du prospect Massbéryl, des masses de monzogranite à biotite et muscovite forment les bordures d'un coeur de monzogranite à muscovite et biotite. D'ailleurs, le prospect de Massbéryl marque le contact entre les monzogranites

à muscovite et biotite et les monzogranites à biotite et est caractérisé par une très forte proportion de dykes d'aplite et de pegmatite granitique (N080° à 100°/75° à 90° et N150° à 195°/90°) qui couvrent jusqu'à 80 % (volume) de l'affleurement. La bordure ouest du pluton est soulignée par une bande large de 500 m constituée de monzogranite à muscovite et grenat qui montre une plus grande densité de dykes aplitiques que l'ensemble du pluton.

Géologie économique

Le pluton de La Corne est entouré d'une auréole de pegmatites granitiques lithinifères à l'intérieur de laquelle de nombreux indices et prospect ont été reconnus et cartographiés lors de nos travaux de terrain (Boily *et al.*, 1989a ; Boily *et al.*, en préparation). Les pegmatites lithinifères renferment également des quantités variables (traces à 2 %) de colombo-tantalite, de molybdénite et de béryl.

Bien que située à plus de 5 km de la bordure est du pluton de La Corne, la mine Québec Lithium, qui représente un des plus gros gisements de lithium au Canada avec des réserves prouvées et probables de 18 millions de tonnes métriques à 1,30 % de Li_2O , fait partie de cette auréole. Le gisement est constitué de 13 dykes de

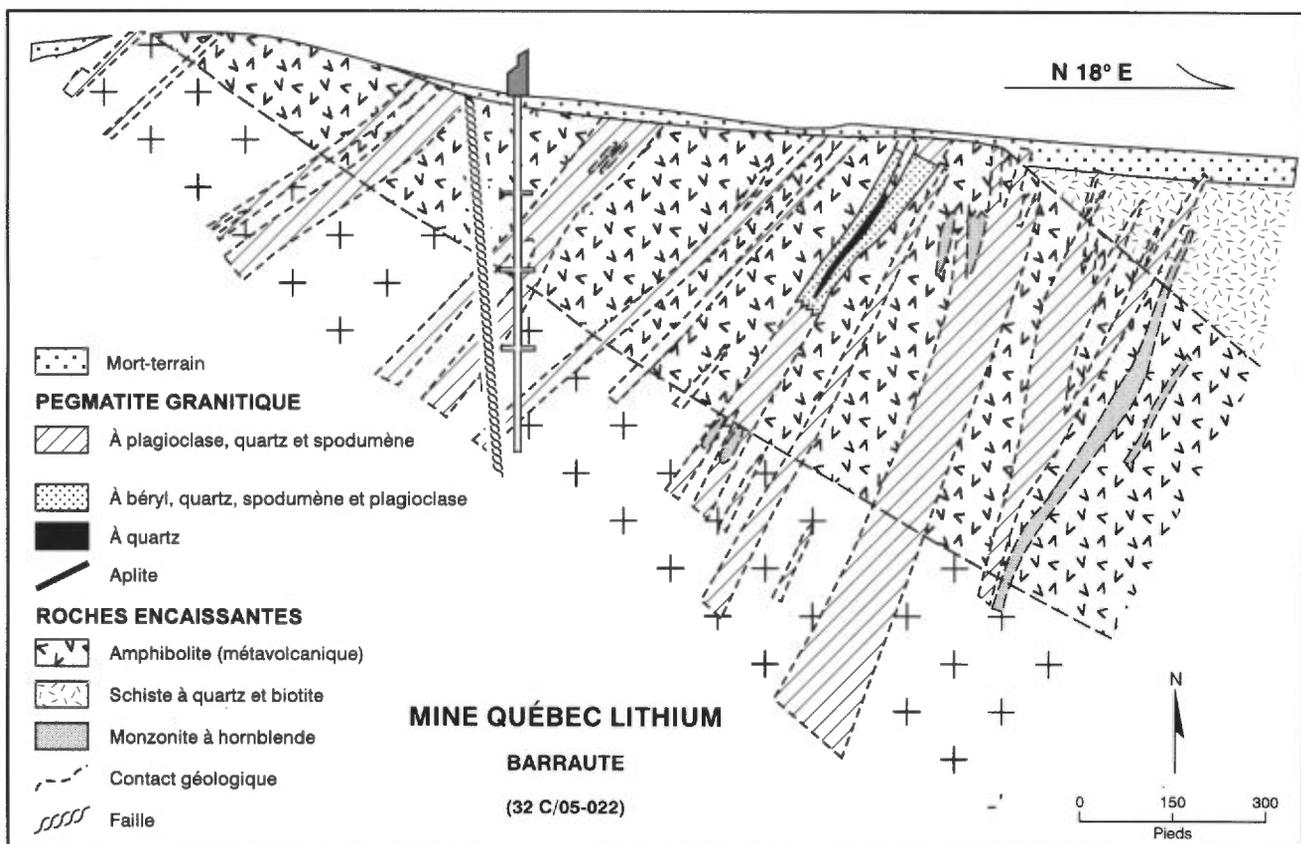


FIGURE 5 - Coupe verticale du gisement de Québec Lithium

pegmatite granitique à spodumène (N170°/50°-70°) (figure 5) orientés parallèlement au couloir de déformation de Manneville. Les principaux dykes possèdent une extension latérale de 30 à 500 m et une épaisseur de 3 à 40 m. Les dykes recoupent des roches sédimentaires (schistes à biotite) et volcaniques mafiques (hornblendites et schistes à hornblende) très altérées et métamorphisées au faciès amphibolite probablement lors de la mise en place des faciès précoces du batholite de Preissac-La Corne. Les dykes recoupent également en profondeur (>300 m) une monzonite à hornblende. Les pegmatites granitiques se composent de feldspath (albite > microcline), de quartz, de muscovite et de spodumène, ce dernier constituant entre 15 à 25 % (volume) du dyke. Le spodumène, de couleur verdâtre à blanchâtre, varie de 3 à 20 cm en longueur et est orienté parallèlement ou perpendiculairement aux contacts des éponges. Les principaux minéraux accessoires sont la lépidolite, le béryl, le grenat (spessartine), la colombo-tantalite, la molybdénite, la bismuthinite, le bismuth natif et la bétafite. En bordure des fractures et des petites failles, des cristaux de calcite, de fluorine, de chalcopryrite et de sphalérite ont été observés (Karpov, 1957 ; Préfontaine, thèse de maîtrise, en préparation). À ces endroits, la quantité d'orthoclase augmente et le spodumène est altéré en argiles brunâtres à noirâtres. Les travaux souterrains ont révélé que les pegmatites à spodumène sont pour la plupart homogènes et ne montrent que localement une zonalité interne (Karpov, 1957). Lorsqu'elle est présente, celle-ci se définit par : a) une zone de bordure ; b) une zone de contact (*wall zone*), et c) une zone interne ou intermédiaire. La zone de bordure est composée de feldspaths à grains très fins (probablement une aplite sodique) qui atteint jusqu'à 2 cm en épaisseur. La zone de contact varie de 1 à 30 cm en épaisseur et est formée de cleavelandite, de quartz et de spodumène qui croît perpendiculairement aux éponges. La zone intermédiaire représente une pegmatite typique lorsque non zonée. Un seul dyke montre une quatrième zone, à savoir un coeur de quartz. Dans ce cas précis, les zones décrites précédemment sont plus épaisses et des cristaux de béryl y sont observés dans la zone de contact avec les éponges. Les éponges granodioritiques montrent, sur une distance maximale d'un mètre, un halo métasomatique de holmquistite. Cette amphibole remplace la hornblende des monzonites et s'infiltré dans les fractures et les plans de schistosité des schistes à biotite et hornblende. La biotitisation des éponges est particulièrement évidente dans les carottes de forage alors que la biotite forme des zones épaisses de 5 cm à 30 cm directement au contact des pegmatites.

Le gisement de molybdène de Morono (anciennement la mine Molydenite Corporation), est situé à environ 6 km au SW de la pointe sud du pluton de La Corne. La mine a été en opération de 1942 à 1945 sous le nom de Wartime Metals Corporation (Tremblay, 1950). En 1945, la propriété fut cédée à la compagnie Molybdenite

Corporation of Canada. La mine a opéré brièvement de 1968 à 1972 sous le nom de Morono. La production totale durant la période de 1942 à 1945 est de 2 779 294 kg (6 127 326 lb) de minerai à 90,1 % de MoS₂. De plus 34 473 kg (76 000 lb) de minerai de bismuth à 27,36 % de Bi ont été extraites en 1946, tandis que 6 232 kg (13 740 lb) de minerai titrant 96,67 % de Bi ont été produites en 1947 (Tremblay, 1950). La minéralisation en molybdénite est confinée aux veines de quartz et aux veines de quartz, muscovite et feldspath potassique qui recoupent des schistes à biotite, des schistes à hornblende et une granodiorite à biotite se présentant sous la forme de dykes irréguliers. Tremblay (1950) distingue trois groupes de veines minéralisées, qui sont par ordre de formation : 1) des veines de quartz avec quantités mineures de molybdénite ; 2) des veines de quartz, feldspath, muscovite et molybdénite, et 3) des veines de quartz, feldspath et fluorine. Les veines du deuxième groupe sont les plus abondantes et ont été exploitées les premières. Elles forment deux réseaux principaux qui s'orientent suivant la direction N310°-330°/50° et N060°-080°/50°. Les veines du premier réseau, de formes très irrégulières ou lenticulaires et d'épaisseurs variables (60 cm à 7 m), se localisent exclusivement dans la granodiorite où elles forment une structure en échelons. Les veines du second réseau définissent également une structure en échelons et recoupent la granodiorite et le contact granodiorite/schiste à biotite. Les deux séries de veines sont de type remplissage, mais leur composition diffère sensiblement. Les veines de la première série sont constituées de quartz, de microcline et d'albite rougeâtres, d'albite-oligoclase blanchâtre, de muscovite verdâtre et de molybdénite. Les veines du second réseau se distinguent par une plus grande concentration de quartz et une diminution du contenu en feldspath. Lorsque ces dernières recoupent le contact granodiorite/schistes à biotite, on note une forte biotitisation des éponges et la granodiorite devient localement très altérée et prend une teinte rougeâtre. Les veines contiennent des quantités accessoires de pyrite, de chalcopryrite, de bismuthinite, de bismuth natif, de fluorine, de tourmaline, d'apatite, de béryl et de scheelite.

PLUTON DE LA MOTTE

Description

Le pluton de La Motte est très peu exposé. Il est intrusif dans les schistes à biotite de la Formation du lac Caste, sauf dans sa partie est où il recoupe une granodiorite appartenant au faciès dioritique à granodioritique précoce. Ce pluton est constitué en majorité de monzogranites à biotite et de monzogranites à biotite, muscovite et grenat qui présentent une foliation E-W variant en intensité de modérée à forte. On y retrouve quelques affleurements de monzogranite à muscovite et grenat localisés en bordure est, sud et ouest du pluton. Les monzogranites sont parcourus par des dykes de pegmatite

granitique et d'aplite, mais ceux-ci se concentrent dans une zone de 500 m en bordure nord et au sud de ce pluton. Plusieurs pegmatites contiennent du béryl et de la colombo-tantalite ; cependant très peu d'entre elles recèlent du spodumène. La densité des pegmatites (i.e. < 20 %) n'atteint cependant pas le niveau observé à l'intérieur du pluton de La Corne.

Géologie économique

On ne reconnaît pas ici, contrairement au pluton de La Corne, une auréole externe de pegmatites bien développée, mais ceci est probablement imputable au faible taux d'exposition des roches encaissantes. Les quelques dykes de pegmatite observés (Prospect Colombe : fiche de gîte 32 D/08-038 ; sont riches en spodumène et ressemblent, de par leur paragenèse, aux pegmatites de la mine Québec Lithium. Les prospectes et les indices de molybdène se localisent principalement en bordure ouest du pluton et ont été explorés durant les années 1910 à 1920 (fiches de gîte 32 D/08-016, 017 et 018). Toutefois, les affleurements sont presque inexistantes. Ceux que nous avons décapés autour de l'indice 32 D/08-016, sont constitués de monzogranite à muscovite et grenat, confirmant ainsi l'association entre ces faciès et la minéralisation en molybdénite. Notons que la fiche de gîte 32 D/08-016 rapporte la présence de phénacite (Be_2SiO_4), probablement à l'intérieur d'une veine de quartz et muscovite. Des veines de quartz, muscovite et feldspath minéralisées en molybdénite sont également exposées en bordure sud du pluton au contact avec des schistes à biotite (fiche de gîtes 32 D/08-021 ; Boily *et al.*, en préparation). Ces veines se localisent à proximité de pegmatites minéralisées en colombo-tantalite, soulignant ainsi leur association sinon génétique, du moins spatiale.

Pétrographie des masses intrusives du batholite de Preissac-La Corne

Nos études pétrographiques concordent avec les résultats des travaux de Dawson (1966) et Danis (1985). Nous résumons, à l'intérieur de cette section, les traits pétrographiques essentiels de la suite dioritique à granodioritique précoce et de la suite monzogranitique tardive appartenant au batholite de Preissac-La Corne. Des analyses chimiques représentatives des minéraux essentiels provenant des suites précoces et tardives sont présentées à l'annexe 1.

SUITE DIORITIQUE À GRANODIORITIQUE PRÉCOCE

Les roches intrusives de la suite dioritique à granodioritique présentent une granulométrie variant de moyenne à grossière, les masses intrusives situées en marge du batholite possédant une granulométrie généralement plus grossière que celles du centre. Les minéraux essen-

tiels de la suite précoce sont : le plagioclase, le feldspath potassique (généralement le microcline) et le quartz. Les minéraux mafiques sont représentés par la biotite et la hornblende, cette dernière étant plus abondante au centre du batholite, à l'est du village de La Corne (monzonite et monzodiorite), tandis que la biotite prédomine dans les unités de bordure (granodiorite et monzodiorite quartzifères). Les minéraux accessoires sont constitués par la titanite, l'épidote, l'apatite, le zircon et l'allanite. En général, l'altération est manifestée par l'ouralitiséation des hornblendes, le développement de l'épidote, la chloritiséation des biotites, la séricitiséation et la saussuritiséation des plagioclases.

Les masses intrusives dioritiques à granodioritiques méta-alumineuses présentent une variété de textures dont les plus importantes sont : 1) la texture myrmékitique des plagioclases qu'on retrouve surtout dans les tonalites et dans les masses intrusives qui affleurent dans la partie SE du batholite, 2) les textures de cumulat et subophitiques observées dans les hornblendites intrusives, et 3) les textures rapakiviques et anti-rapakiviques surtout observées dans les masses intrusives du centre-ouest du batholite.

SUITE MONZOGANITIQUE TARDIVE

Les monzogranites, pour leur part, contiennent comme minéraux essentiels, le quartz, le plagioclase, la microcline, la perthite, la biotite et la muscovite. Le grenat constitue la principale phase accessoire, cependant on peut également identifier à l'échelle microscopique la titanite, la monazite, le zircon et l'apatite de même que la molybdénite, cette dernière étant surtout présente dans le pluton de Preissac. Les études au microscope électronique à balayage effectuées par T. Mulja sur les monzogranites des plutons de Preissac et de Moly Hill (thèse de doctorat, en préparation) révèlent la présence de quantités accessoires de colombo-tantalite, de xénotime (YPO_4), de fergusonite (YNbO_4), d'euxénite? ($(\text{Y,Ca,Ce,U,Th})(\text{Nb,Ta,Ti})_2\text{O}_6$) et de stibine. Nos investigations ont également permis de détecter la présence de bismuthinite, de molybdénite et de cassitérite. Ces minéraux exotiques sont cependant de faible taille (10 μm à 2 mm) et présentent un habitus automorphe à subautomorphe à l'intérieur des cristaux de quartz ou de feldspaths et/ou en intercroissance avec le zircon et le grenat. Seul le plagioclase (séricitiséation) et la biotite (chloritiséation) présentent des signes d'altération. Les monzogranites sont de granulométrie fine à grossière et montrent essentiellement des textures grenues, allotriomorphes et sériées. En bordure des plutons de La Corne et de La Motte, les feldspaths sont parfois déformés et le quartz est recristallisé sous forme de petits cristaux intersiticiels. Dans certaines sections du pluton de La Corne, particulièrement dans la région des prospectes de Massbéryl et de Valor Lithium, les monzogranites présentent des textures pegmatitiques.

Géochimie des éléments majeurs et en traces

SUITE DIORITIQUE À GRANODIORITIQUE PRÉCOCE

Le lecteur trouvera, à l'annexe 2, une liste complète des données géochimiques concernant les éléments majeurs et en traces. La suite dioritique à granodioritique précoce présente un contenu en SiO_2 qui varie de 54 à 68% (poids) et exprime une nette tendance calco-alkaline dans le diagramme AFM (figure 6). Dans les diagrammes binaires de type Harker, cette suite exhibe les variations classiques attribuées aux séries plutoniques calco-alkalines intermédiaires d'âge phanérozoïque (e.g. le Batholite Côtier du Pérou, Cobbing *et al.*, 1977 ; Boily *et al.*, 1989b) ou les batholites de la Sierra Nevada et du Peninsular Range (Kistler et Peterman, 1978 ; DePaolo, 1981). Ainsi, les teneurs en MgO , CaO , Fe_2O_3 , Ni , Cr et le rapport K/Rb décroissent tandis que les teneurs en Ta , La , Th , et les rapports La/Sm et Rb/Sr augmentent sensiblement avec le contenu en silice (figures 7 à 10). Par contre, les concentrations en Ba , alcalis ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ % poids) et les rapports Zr/Nb demeurent constants. Une certaine dispersion observée dans les diagrammes binaires qui implique les alcalis est attribuable aux processus d'altération (e.g. chloritisation, épidotisation, saussuritisation, et séricitisation ; figure 8). Les plutons dioritiques à granodioritiques exhibent généralement un caractère métalumineux (i.e. rapport moléculaire $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O}) < 1$), quoique celui-ci croît avec l'augmentation de la silice. Les profils des terres rares montrent un fractionnement modéré des terres rares légères ($\text{La/Sm} = 4$ à 7) avec des teneurs en La atteignant de 70 à 100 fois le niveau normalisé des chondrites (figure 11). Nous n'observons

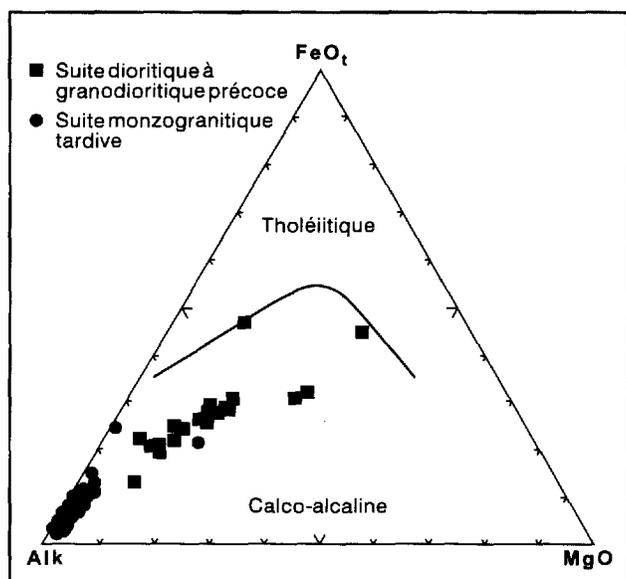


FIGURE 6 - Diagramme AFM.

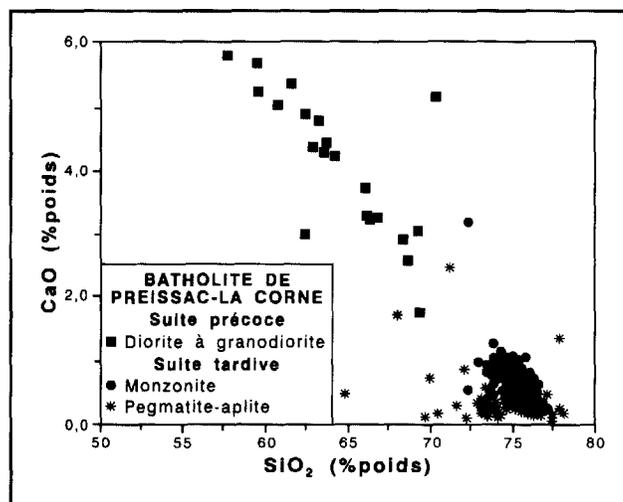


FIGURE 7 - Diagramme SiO_2 (% poids) CaO (% poids).

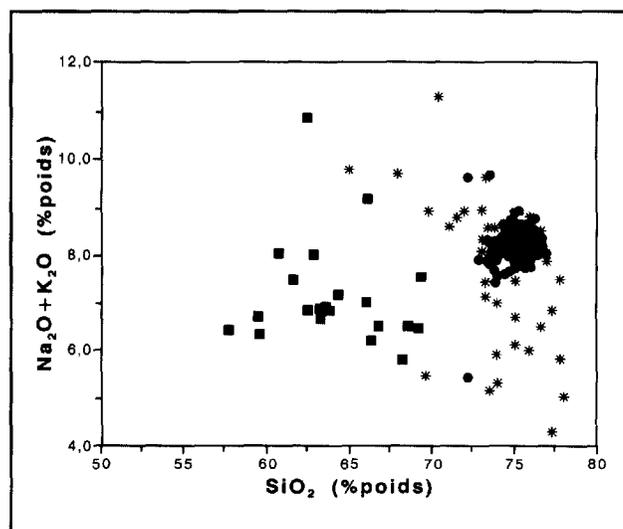


FIGURE 8 - Diagramme SiO_2 (% poids) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (% poids).

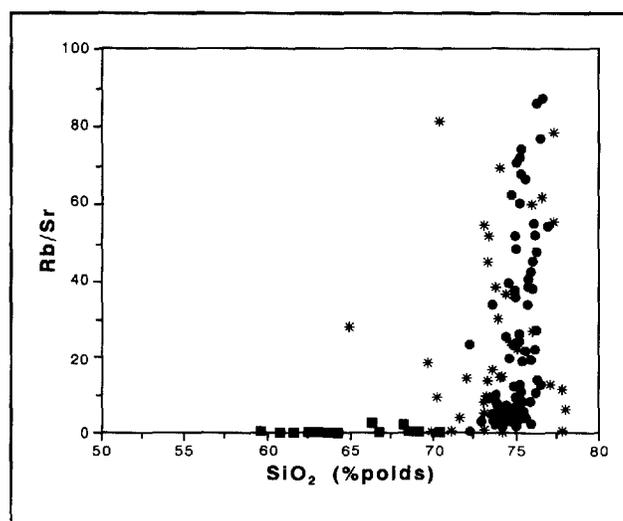


FIGURE 9 - Diagramme SiO_2 (% poids) en fonction de Rb/Sr . Les monzogranites et les pegmatites-aplites exhibent une augmentation drastique et des variations importantes des rapports Rb/Sr . Symboles donnés à la figure 7.

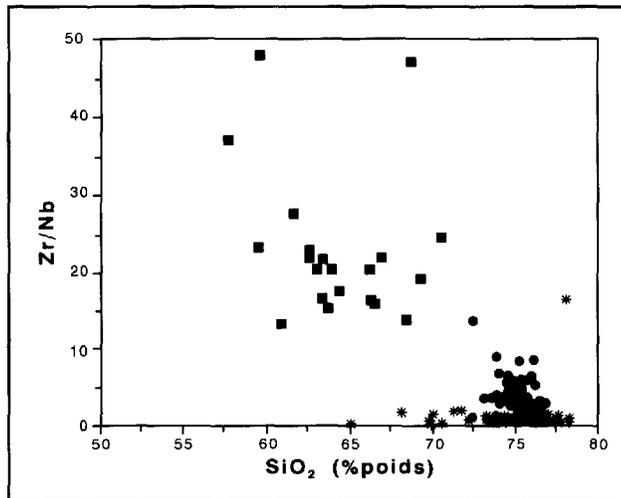


FIGURE 10 - Diagramme SiO_2 (% poids) Zr/Nb.

pas d'anomalies négatives en Eu et les terres rares lourdes sont également fractionnées ($\text{Sm}/\text{Yb} = 4,2$ à $9,7$ et $\text{Lu} = 1,6$ à $3,7$ X chondrites), ce qui génère des rapports La/Yb élevés (28 à 73).

Selon le schéma de classification des granitoïdes exposés dans les sous-Provinces de l'Abitibi et du Pontiac (Rive *et al.*, 1990), les masses intrusives calco-alcalines précoces du batholite de Preissac-La Corne appartiennent à la suite plutonique « F » syn à post-tectonique. Celle-ci est caractérisée par la prédominance de monzodiorites, de monzodiorites quartzifères et de granodiorites dans lesquelles la biotite et la hornblende constituent les principaux minéraux mafiques. Rive *et al.* (1990) soulignent que la suite « F » possède des teneurs beaucoup plus élevées en Sr et Ba que les tonalites et les granodiorites appartenant aux suites syntectoniques « A », « C » et « D » (tonalites à trondjhémites), ce qui est également corroboré par les données que nous présentons. Plusieurs plutons monzodioritiques syntectoniques exposés dans la Province du Supérieur exhibent un enrichissement pro-

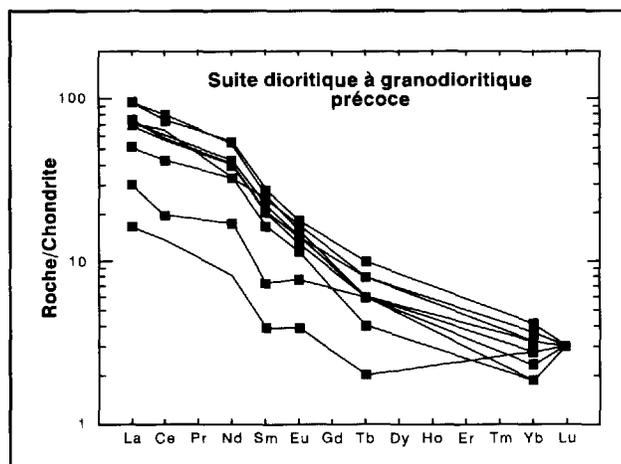


FIGURE 11 - Profils des terres rares de la suite dioritique-granodioritique précoce.

noncé en éléments lithophiles, tels le Sr et le Ba (800 à 1600 ppm), Ce (65 à 200 ppm), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ($> 6,0$ % poids) ; tout en révélant des concentrations élevées en MgO ($> 6,0$ % poids), Cr et Ni (> 100 ppm). Ces plutons ont été regroupés dans une suite plutonique dite « sanukitoïde », en référence aux roches andésitiques magnésiennes d'âge miocène associées au volcanisme de subduction au Japon (Stern *et al.*, 1989). Nos données géochimiques indiquent que les monzodiorites et monzodiorites quartzifères du batholite de Preissac-La Corne formeraient une suite transitionnelle à la suite sanukitoïde, les concentrations en MgO (1,3 à 5,7 % poids) et Cr (3 à 286 ppm) étant trop faibles, tandis que les teneurs en Sr (840 à 2100 ppm), Ba (892 à 2800 ppm), Ce (57 à 161 ppm) et $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ($> 6,0$ % poids) étant similaires.

Les masses intrusives dioritiques à granodioritiques précoces qui ne sont pas affectées par le métasomatisme et l'altération présentent des teneurs relativement faibles en métaux rares lithophiles (e.g. Ta = 3,3 ppm, Be = 2,7 ppm, Li = 27 ppm et Nb = 7,4 ppm ; Boily, 1992). Celles-ci ne montrent aucune corrélation significative avec les éléments majeurs. Ces faibles concentrations sont tout à fait caractéristiques des suites plutoniques calco-alcalines métallumineuses (Černý et Meintzer, 1988). Cependant, les masses intrusives dioritiques à granodioritiques métasomatisées qui affleurent à proximité ou au contact des pegmatites granitiques exhibent des teneurs en K, Li, Rb, et Cs 6 à 30 fois plus élevées que les valeurs des masses intrusives situées dans les portions du batholite où les pegmatites sont absentes (Boily, 1992).

SUITE MONZOGRANITIQUE TARDIVE.

Même si dans la plupart des diagrammes géochimiques les monzogranites semblent prolonger l'évolution magmatique amorcée par la suite dioritique à granodioritique, ils forment en fait un groupe distinct. D'une part, on observe un intervalle de composition qui sépare les suites précoces et tardives [ex : entre 68 et 72 % SiO_2 (% poids) ; figure 7]. D'autre part, contrairement aux masses intrusives de la suite précoce, la majorité des monzogranites et des pegmatites sont peralumineux (i.e. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} > 1$). Les principales caractéristiques géochimiques des monzogranites sont : des teneurs élevées en SiO_2 (72 à 76 % poids), un appauvrissement en CaO, MgO , Fe_2O_3 , Sc, Ni, Co et Cr et un rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \approx 1$ (figure 15 et annexe 2). Les monzogranites exhibent des concentrations variables mais systématiquement enrichies en métaux rares lithophiles (e.g. Ta = 3 à 15 ppm, Nb = 15 à 150 ppm, Be = 4 à 11 ppm, Li = 15 à 700 ppm et Cs = 7 à 62 ppm) par rapport à la suite gabbroïque à granodioritique précoce.

Rive *et al.* (1990) classifient les monzogranites du batholite de Preissac-La Corne dans la suite « H ». Cette suite se compose principalement de masses intrusives monzogranitiques (monzogranite à biotite,

monzogranite à biotite, muscovite et grenat) et de quelques plutons granodioritiques qui recoupent généralement des roches métasédimentaires. Les pegmatites granitiques et les aplites abondent au coeur et en marge des granites. La suite « H » se distingue des autres suites syn à post-tectoniques des sous-Provinces de l'Abitibi et du Pontiac par son enrichissement systématique en éléments lithophiles (notamment en Li, Cs, Rb, Ta, Nb, U et Th). Cette différence est bien exprimée lorsque des roches qui possèdent des teneurs similaires en SiO_2 (ex : certaines leucotonalites et trondjémmites des suites C et D) sont comparées.

Les points qui procurent un caractère distinct à la suite monzogranitique tardive sont les variations extrêmes dans les concentrations des éléments traces lithophiles. Par exemple, les teneurs en Ba varient de 800 à 20 ppm alors que les variations des concentrations en silice sont restreintes (e.g. 72 à 76 % SiO_2 ; figure 12). Des variations similaires sont observées pour le Sr (200 à 40 ppm), le Th (31 à 1 ppm), le Zr (40 à 2 ppm), le Cs (62 à 7 ppm), le Nb (150 à 5 ppm) et les terres rares légères (ex : La=31 à 1 ppm). Ces dernières exhibent également un fractionnement extrême, le rapport La/Sm diminuant de 13 à 1 à partir des monzogranites à biotite vers les monzogranites à muscovite et grenat (figure 14). Ceci est confirmé par les profils des terres rares qui expriment un fractionnement important des terres rares légères (figure 16). De plus, ces profils révèlent des anomalies négatives importantes en Eu et un patron des terres rares lourdes peu fractionné.

La suite monzogranitique présente des rapports K/Rb (79 à 101) faibles et Rb/Sr très élevés (1 à 48) qui témoignent de leur degré de différenciation poussé. D'autre part, les rapports Zr/Y, Ba/Rb, Zr/Nb (figure 10) sont appauvris par rapport à la suite précoce, tandis que les rapports Th/Hf, quoique très variables, sont plus élevés (figure 13).

Nous pouvons établir une corrélation entre le degré de différenciation (manifesté par l'enrichissement ou

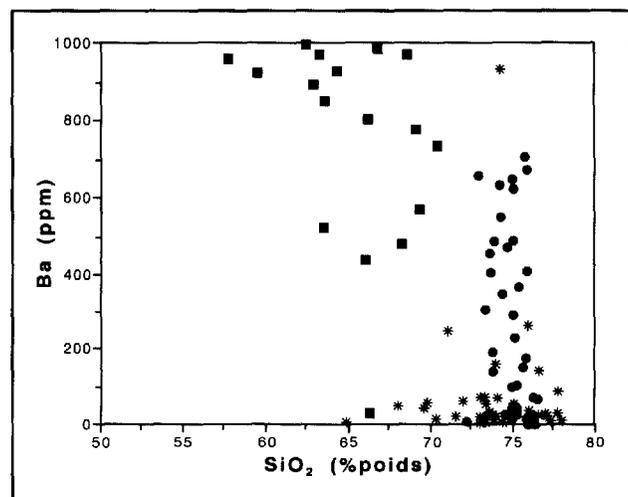


FIGURE 12 - Diagramme SiO_2 (% poids) Ba (ppm).

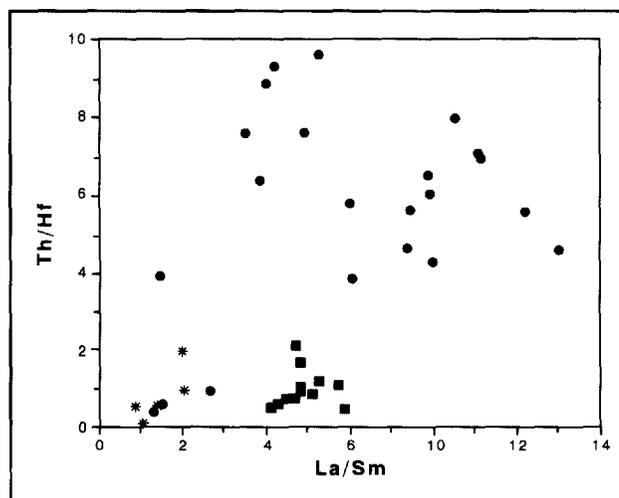


FIGURE 13 - Diagramme Th/Hf La/Sm.

l'appauvrissement en éléments lithophiles) et la paragenèse des monzogranites (tableau 1). Ainsi, par rapport aux monzogranites à muscovite et grenat, les monzogranites à biotite et à biotite et muscovite (principalement exposés dans le pluton de La Corne) sont généralement moins siliceux (72 à 74 % poids SiO_2) et ferrugineux (Fe_2O_3 > 1,0 % poids ; figure 15), caractérisés par des rapports La/Sm > 8, Th/Hf ≈ 10, et des concentrations en Th (> 15 ppm), Ba (> 200 ppm), Sr (> 80 ppm), Zr (> 50 ppm) et Li (> 300 ppm) parmi les plus élevées. Par contre, les monzogranites à muscovite et grenat sont siliceux (73 à 76 % poids SiO_2), plus appauvris en Fe_2O_3 (0,6 % poids), Ba (< 20 ppm), Sr (< 20 ppm), Zr (< 50 ppm), Th (< 10 ppm), Li (< 50 ppm) mais montrent les concentrations les plus élevées en Nb (> 30 ppm), U (> 10 ppm) et des rapports La/Sm (< 5), Zr/Nb (< 1) les plus faibles mais Rb/Sr (> 30) les plus élevées (figures 12 à 15). Les monzogranites à biotite et muscovite couvrent l'ensemble des variations limitées par ces deux pôles. Ceci s'explique par le fait que c'est la présence de muscovite et de biotite, et non leurs propor-

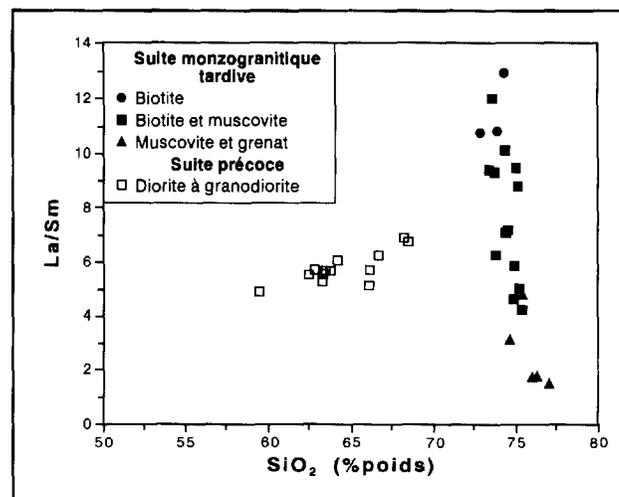


FIGURE 14 - Diagramme SiO_2 (% poids) La/Sm.

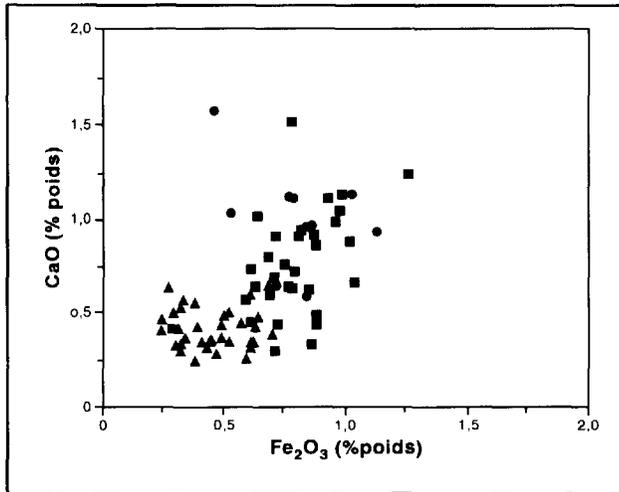


FIGURE 15 - Diagramme Fe₂O₃ (% poids) CaO (% poids).

tions qui a été utilisée pour définir ce faciès. Certains monzogranites à biotite et muscovite peuvent contenir une faible proportion de muscovite et se rapprocher du pôle des granites à biotite. L'ensemble des variations illustrées par les monzogranites est compatible avec un processus de différenciation interne dans lequel les monzogranites à biotite évoluent progressivement vers les monzogranites à biotite et muscovite pour aboutir aux monzogranites à muscovite et grenat (Mittlefehldt et Miller, 1983).

COMPARAISON AVEC LES SUITES GRANITIQUES PERALUMINEUSES ARCHÉENNES ET PHANÉROZOÏQUES

District de Winnipeg River, Manitoba

Les granites fertiles associés aux pegmatites granitiques minéralisées en Li, Be, Cs, Rb, Ta, Nb et Rb du district de Winnipeg River, Manitoba (Goad et Černý, 1981 ; Černý, 1982 ; et Černý et Meintzer, 1988) exhibent des caractères chimiques similaires aux monzogranites de Preissac-La Corne. Quoique la minéralogie des minéraux accessoires est différente, plusieurs stocks fertiles du Manitoba (e.g. Tin Lake, Osis Lake, Eaglenest Lake et Greer Lake) montrent de faibles teneurs en MgO, CaO, Fe₂O₃, TiO₂, Sr, Ba, Zr, des rapports K₂O/Na₂O≈1 et variables, des concentrations élevées mais variables en éléments lithophiles rares. Ces masses intrusives granitiques (leucogranites à grains fins, leucogranites pegmatitiques et aplites) révèlent des profils des terres rares peu fractionnés, des valeurs qui atteignent de 10 à 100 X chondrites et des anomalies négatives importantes en Eu. Dans le complexe de Preissac-La Corne, ce type de profil correspond généralement à celui des monzogranites à muscovite et grenat et des monzogranites à grains fins (aplitiques) principalement exposés dans le pluton de Preissac (figure 16). Les patrons des terres rares légères fractionnés, typiques

des monzogranites les plus primitifs (e.g. avec biotite et biotite ± muscovite), ne sont pas observés dans les petites masses intrusives fertiles isolées du district de Winnipeg River, mais sont très caractéristiques des granites à biotite équigranulaires exposés à l'extrémité est du batholite du Lac Du Bonnet. Celui-ci forme un vaste batholite composite (> 1000 km²) en bordure sud de la ceinture de roches vertes archéenne de Bird River (Černý *et al.*, 1987).

Il est cependant difficile de comparer l'évolution chimique des monzogranites de Preissac-La Corne à ceux du district de Winnipeg River, puisque les analyses complètes n'ont jamais été publiées ou parce que certaines analyses d'éléments clés, tels le Nb, le Zr et

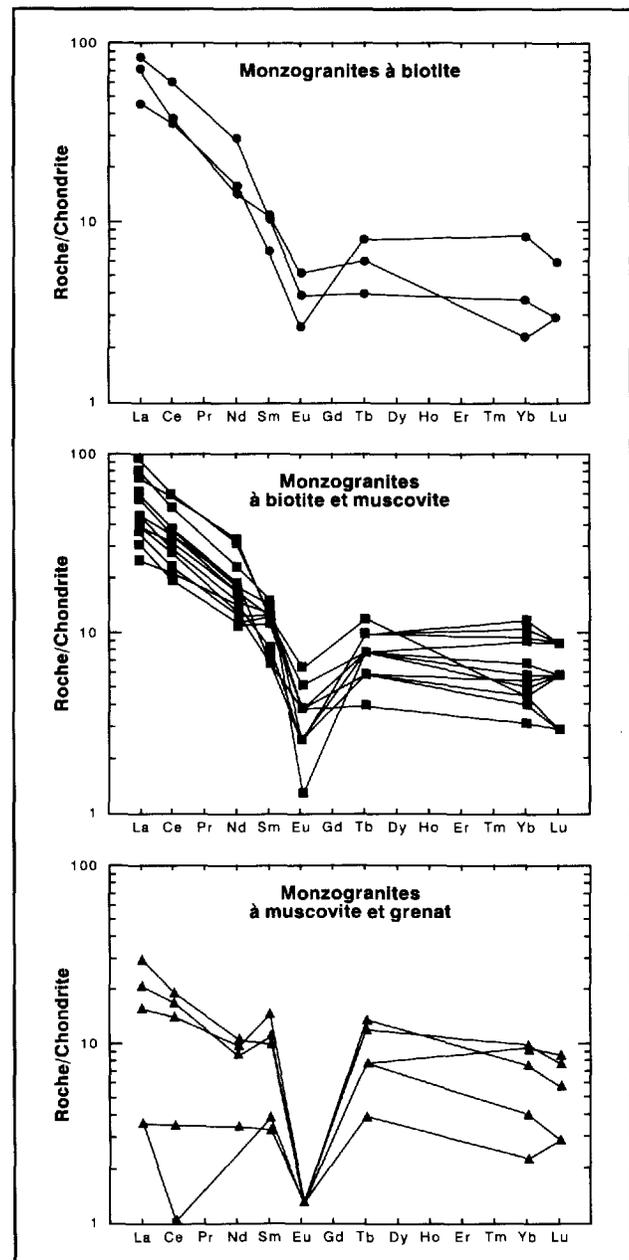


FIGURE 16 - Profils des terres rares de la suite monzogranitique tardives.

TABEAU 1 – Moyenne arithmétique des analyses chimiques des 3 principaux types de monzogranite qui appartiennent à la suite tardive exposée dans le batholite de Preissac-La Corne.

	Monzogranite à biotite n = 8	Monzogranite à biotite et muscovite n = 41	Monzogranite à muscovite et grenat n = 35
SiO ₂ (% poids)	74,60	74,75	75,49
Al ₂ O ₃	14,16	14,02	14,16
TiO ₂	0,09	0,06	0,03
Fe ₂ O ₃ t	1,30	0,72	0,45
MnO	0,03	0,03	0,02
MgO	0,17	0,10	0,10
CaO	0,76	0,76	0,51
Na ₂ O	3,87	3,89	4,29
K ₂ O	4,68	4,06	3,71
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03
PAF	0,36	0,31	0,12
TOTAL	99,69	98,42	98,79
Li (ppm)	249	157	99
Be	4,5	5	6
Cs	36	23	12,5
Ba	500	332	49
Rb	428	429	472
Sr	81	77	25
Zr	83	62	29
Nb	22	25	51
b	20	19	27
La	19,3	16,7	7,1
Sm	1,8	2,2	1,8
Yb	1,3	1,4	1,3
Ta	10,5	5	7,5
Th	17	24	8
U	3	4,5	3,5

les terres rares ne sont pas disponibles. Nous pouvons cependant construire des comparaisons plus significatives avec deux suites plutoniques phanérozoïques, soit la suite granodioritique-monzogranitique d'âge crétacé de Sweetwater Wash, Californie (Mittlefehldt et Miller, 1983; Miller *et al.*, 1990) et le batholite de South Mountain, Nouvelle-Écosse (Muecke et Clarke, 1981; Clarke et Chatterjee, 1988).

Pluton de Sweetwater Wash, Californie

Le pluton de Sweetwater Wash fait partie intégrante du complexe cristallin de Old Mountain-Piute (figure 17) qui comprend un batholite composite, une couverture de roches sédimentaires, d'âge précambrien à paléozoïque et des roches méta-ignées précambriennes. Les roches intrusives mésozoïques, tout comme celles du batholite de Preissac-La Corne, sont subdivisées en une suite granodioritique foliée métallumineuse à faiblement peralumineuse et une suite monzogranitique peralumineuse à muscovite, biotite et grenat. Les monzogranites sont exposés sous forme de cinq plutons felsiques isolés (SiO₂ >70 % poids). À l'intérieur de chaque pluton, on

retrouve la séquence évolutive suivante : granite à muscovite et biotite (85 % volume), granite à biotite, muscovite et grenat (15 %), granite à muscovite et grenat (1 à 3 %), avec un faible volume d'aprites et de pegmatites. La mise en place de chaque pluton monzogranitique succède au stade le plus intense de déformation et s'est probablement produite vers la fin du dernier épisode de métamorphisme. La paragenèse et l'évolution géochimique du pluton de Sweetwater Wash montrent des similitudes évidentes avec celles des masses intrusives monzogranitiques du batholite de Preissac-La Corne. Les données de Mittlefehldt et Miller (1983) montrent, entre autres, une diminution des concentrations du CaO, FeO, MgO, Sr, Ba, Th et un accroissement des teneurs en U, Ta et Nb qui accompagnent une augmentation progressive de la silice (i.e. SiO₂ = 70 à 75 % poids) lors du fractionnement progressif des granites à biotite et muscovite vers les pegmatites et aprites. Notons que, tout comme dans le cas des monzogranites de Preissac-La Corne, les teneurs en terres rares légères et en Th diminuent lors de la différenciation magmatique.

La comparaison géochimique révèle certaines différences subtiles mais significatives : 1) l'appauvrissement

en terres rares légères s'effectue principalement entre les monzogranites ($La/Sm = 4 \text{ à } 7$) et les pegmatites et aplites ($La/Sm = 1 \text{ à } 3$), tandis que dans le cas de Preissac-La Corne, cet appauvrissement est caractéristique de la suite granitique dans son ensemble ($La/Sm = 13 \text{ à } 1$). 2) Les monzogranites du pluton de Sweetwater Wash, qui incluent les granites les moins différenciés, sont appauvris en éléments lithophiles (incluant les métaux rares) relativement aux monzo-granites de Preissac-La Corne (ex : $Rb = 127 \text{ à } 554 \text{ ppm}$; $Cs = 1,6 \text{ à } 5,3 \text{ ppm}$, $Ta = 0,6 \text{ à } 7,3 \text{ ppm}$ et $U = 0,6 \text{ à } 2,8 \text{ ppm}$). Cet appauvrissement est très révélateur, puisque les aplites et les pegmatites associées aux plutons monzogranitiques ne recèlent pas de teneurs économiques.

Batholite de South Mountain, Nouvelle-Écosse

Le batholite de South Mountain, d'âge dévonien supérieur à carbonifère inférieur, est un complexe post-

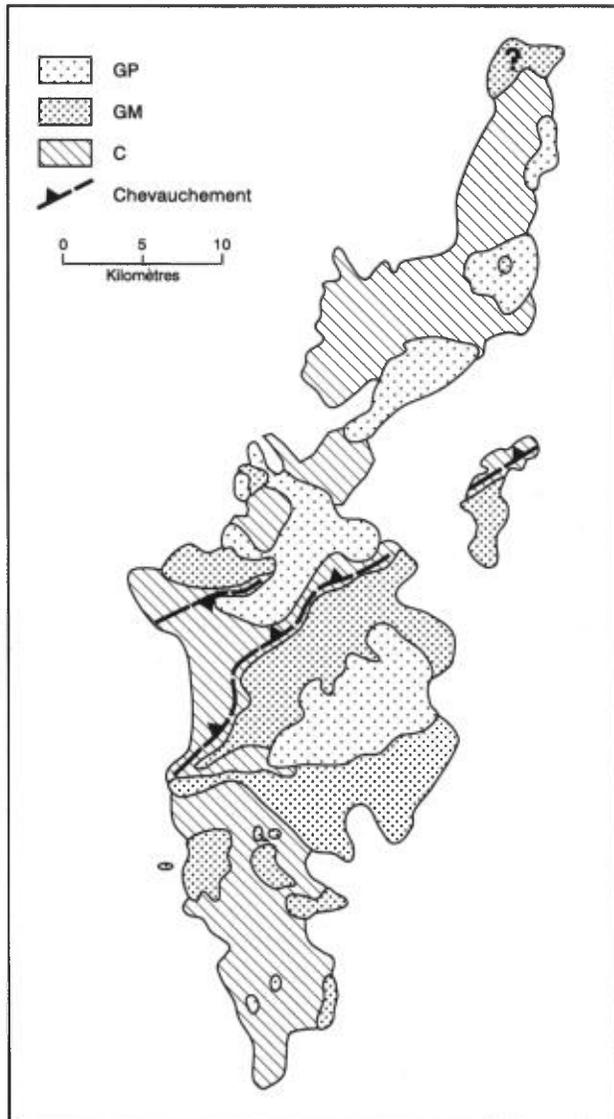


FIGURE 17 - Carte géologique du pluton de Sweetwater Wash.

tectonique de roches intrusives peralumineuses, composé de granodiorite, monzogranite (adamellite) et monzogranite leucocrate (leucoadamellite). Le complexe est intrusif dans les métagrauwackes et métapélites déformées et métamorphosées au faciès des schistes verts à amphibolites inférieur (figure 18). Muecke et Clarke (1981) décrivent une séquence intrusive dans laquelle les granodiorites à biotite sont recoupées par des plutons isolés de monzogranite à muscovite, suivi par des monzogranites porphyriques et des monzogranites leucocrates. La séquence se termine par l'intrusion de plusieurs dykes de pegmatite et d'aplite incluant de nombreuses zones de greisen. Les faciès monzogranitiques les plus évolués du batholite ont subi une altération hydrothermale variant de faible à intense et contiennent de nombreux gisements et indices de Sn, de W, de Mo, de Cu et d'U. Cependant, aucun indice de métaux rares n'a été répertorié. Tout comme les monzogranites du batholite de Preissac-La Corne, le batholite de South Mountain exhibe un appauvrissement progressif en terres rares, un fractionnement des terres rares légères et une anomalie négative en Eu qui devient plus prononcée à partir des granodiorites vers les monzogranites tardifs et les monzogranites leucocrates. De plus, ces variations sont accompagnées par une diminution des concentrations en Sr, Ba, Zr, Hf, Sc et Th et par une augmentation des teneurs en Li, Cs, Rb et Ta.

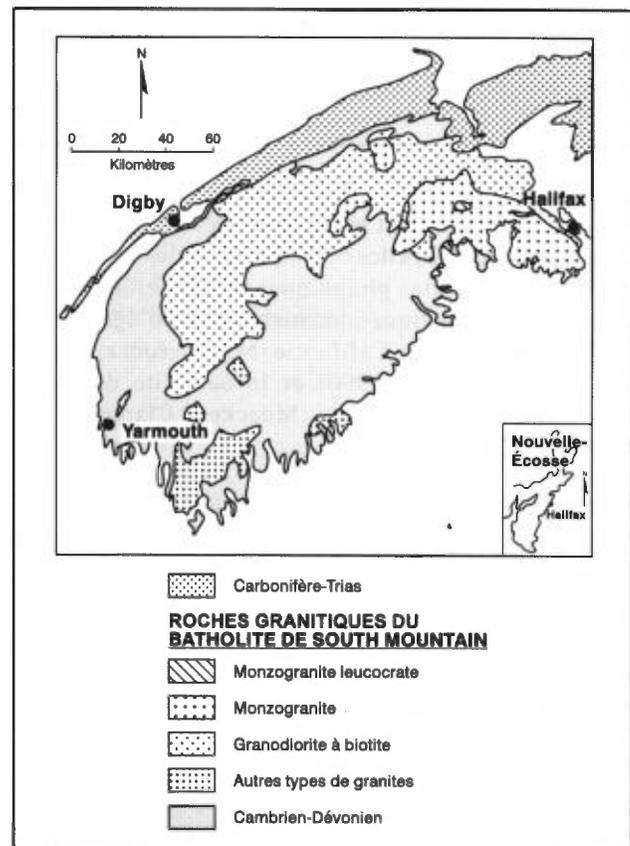


FIGURE 18 - Carte géologique du batholite de South Mountain.

Pegmatite granitique

Morphologie, minéralogie et zonalité interne

La pegmatite et l'aplite présentent deux types morphologiques distincts : 1) des dykes zonés ou non qui possèdent des contacts nets et rectilignes et un pendage abrupt ($> 45^\circ$), et 2) des masses irrégulières qui contiennent un mélange de matériel pegmatitique et aplitique en contact avec les roches encaissantes. L'épaisseur apparente des dykes aplitiques et pegmatitiques varie de 5 cm à 10 m. Une compilation exhaustive effectuée par Dawson (1966) révèle cependant que plus de 90 % des dykes possèdent une épaisseur inférieure à 30 cm.

Les bordures des dykes de pegmatites zonées sont principalement formées d'aplite (i.e : quartz, albite, muscovite et grenat) dans laquelle le grenat et la muscovite forment des bandes discontinues qui donnent l'aspect d'un rubanement. Il est toutefois très commun de rencontrer une zone aplitique sur une seule bordure du dyke et d'observer des aplites sans coeur pegmatitique. La molybdénite et la colombo-tantalite disséminées sont les principaux minéraux économiques des aplites mais constituent en général moins de 1 % de la roche. Le contact entre les zones pegmatitiques et aplitiques est généralement souligné par des bandes de muscovite que l'on ne retrouve pas au contact de la pegmatite et de la roche encaissante lorsqu'il n'y a pas de bordure aplitique. Des zones riches en feldspath potassique graphique et en mégacristaux de perthite, qui baignent dans une matrice composée de quartz, d'albite, de feldspath potassique et de muscovite, succèdent aux horizons de muscovite. En progressant vers le coeur de la pegmatite, nous observons des zones à quartz, albite, muscovite et feldspath potassique contenant des proportions variées de béryl, de spodumène et de lépidolite. Le coeur de la pegmatite est communément occupé par des lentilles et amas de quartz laiteux à l'intérieur desquels le béryl constitue le seul minéral économique.

Les dykes non zonés se restreignent généralement aux pegmatites lithinifères qui ont été précédemment décrites dans la section intitulée : « Géologie économique. » Celles-ci se composent de plagioclase albitique et de feldspath potassique (25 à 40 %), de quartz (30 à 40 %), de spodumène (5 à 20 %) de muscovite (0 à 5 %) et de plusieurs minéraux accessoires dont le béryl, le grenat, la colombo-tantalite, la lépidolite, la molybdénite et la bismuthinite.

Distribution spatiale

Plusieurs chercheurs, dont entre autres Černý (1982) et Ayres et Černý (1982), ont remarqué que les pegma-

tites granitiques se regroupaient à l'intérieur d'enveloppes organisées de façon plus ou moins concentriques autour des monzogranites parents. Les pegmatites montrent une zonalité définie d'après leur paragenèse et/ou leur composition chimique. Ayres et Černý (1982) ont ainsi suggéré une distribution spatiale des pegmatites du batholite de Preissac-La Corne dans laquelle : 1) les pegmatites granitiques non minéralisées affleurent au coeur des monzogranites parents ; 2) les pegmatites riches en béryl se situent de part et d'autre du contact des monzogranites avec les roches encaissantes ; 3) les pegmatites à spodumène apparaissent de part et d'autre du contact, mais surtout dans les roches encaissantes et, 4) une suite de pegmatites riches en molybdénite se localise en périphérie de l'auréole pegmatitique. Nos observations apportent certaines modifications à cette distribution. Ainsi, on ne peut pas faire de distinction entre les zones (1) et (2) puisque la majorité des pegmatites granitiques situées au coeur et en bordure des plutons monzogranitiques (ex : le pluton de La Corne) contiennent de concentrations similaires en béryl et en colombo-tantalite. D'autre part, les pegmatites lithinifères affleurent presque exclusivement dans les roches encaissantes et on ne retrouve que quelques cristaux de spodumène dans les pegmatites exposées dans les plutons monzogranitiques. Enfin, la minéralisation en molybdénite n'est pas confinée aux pegmatites localisées en périphérie de l'auréole pegmatitique, mais est plutôt restreinte aux veines hydrothermales (e.g. formées de quartz, feldspath potassique et muscovite) situées à l'intérieur mais en bordure des faciès de monzogranite à muscovite et grenat (e.g. les plutons de Preissac et de Moly Hill).

Nous proposons donc les modifications suivantes à la distribution spatiale des pegmatites avancée par Ayres et Černý (1982) : 1) les pegmatites granitiques localisées au coeur et en périphérie des plutons de La Motte et de La Corne contiennent du béryl et de la colombo-tantalite alors que les pegmatites qui affleurent à l'intérieur du pluton de Preissac sont stériles ; 2) les pegmatites granitiques riches en spodumène recoupent exclusivement les roches encaissantes (i.e. métavolcaniques, métasédimentaires et les masses intrusives précoces). On dénote deux types de pegmatites lithinifères : a) les pegmatites non zonées qui possèdent un contenu uniforme en spodumène, et b) les pegmatites zonées qui montrent des sections enrichies en spodumène. Finalement, 3), les veines hydrothermales minéralisées en molybdénite se retrouvent dans la marge interne des faciès monzogranitiques à muscovite et grenat (ex : plutons de Preissac et de Moly Hill).

Géochimie des éléments majeurs et en traces

La composition chimique des pegmatites granitiques suit la différenciation amorcée par les plutons monzogranitiques. Cependant, on observe des variations substantielles du contenu des éléments majeurs et en traces que nous attribuons en partie à la difficulté d'échantillonner des spécimens représentatifs. La plupart des pegmatites et aplites soumises à l'analyse proviennent des types non zonés et homogènes et représentent donc des compositions qui ne reflètent pas l'ensemble des pegmatites granitiques qui affleurent dans le batholite de Preissac-La Corne.

Les concentrations en SiO_2 des pegmatites varient de 73 à 76 % (poids) et sont donc comparables à celles des monzogranites. Les pegmatites, en général, montrent un appauvrissement plus prononcé en Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 que les monzogranites parents, avec des

rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ très variables mais nettement plus faibles. De plus, elles exhibent des rapports Rb/Sr très élevés et variables (figure 9), de faibles concentrations en Zr (23 à 42 ppm), Sr (48 à 127 ppm), et Ba (36 à 43 ppm), des rapports Zr/Nb et Th/Hf généralement inférieurs à 1 (figures 10 et 13 et tableau 2). Les profils des terres rares révèlent un appauvrissement généralisé ($< 20 \times$ chondrites), des anomalies négatives en Eu très importantes et des rapports La/Sm (1,0 à 2,4) et La/Yb (2,6 à 8,5) peu fractionnés.

Nous avons classé les pegmatites et aplites en trois groupes, soit : 1) les pegmatites à béryl et colombite-tantalite (hétérogènes), 2) les pegmatites à spodumène (homogènes) et, 3) les aplites (tableau 2). Du point de vue de leur composition chimique, les pegmatites se différencient des aplites principalement d'après les rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,4 opposé à 0,15). Ces rapports sont toutefois bien inférieurs à ceux des plutons monzogranitiques (0,95 à 1,11 ; Boily, 1992). Dans le cas des aplites, leur

TABLEAU 2 – Moyenne arithmétique de la composition des éléments majeurs et en traces des pegmatites à béryl, des pegmatites à spodumène et des aplites.

	Pegmatites à béryl n = 16	Pegmatites à spodumène n = 15	Aplites n = 11
SiO_2 (% poids)	74,35	74,22	73,51
Al_2O_3	15,18	16,46	15,63
TiO_2	0,02	0,02	0,01
Fe_2O_3 t	0,48	0,52	0,48
MnO	0,08	0,14	0,19
MgO	0,12	0,11	0,07
CaO	0,34	0,23	0,75
Na_2O	5,59	4,62	6,88
K_2O	2,69	1,99	1,04
P_2O_5	0,02	0,02	0,04
TOTAL	98,87	98,83	98,60
Li (ppm)	138	5 642	258
Be	135	177	53
Cs	—	32	5
Ba	32	59	131
Rb	767	1 093	198
Sr	48	54	127
Zr	23	23	42
Nb	62	46	60
Y	16	17	14
La	—	1,1	3,5
Sm	—	0,7	1,5
Yb	—	0,1	1,1
Ta	42	60	50
U	—	4	6
Rb/Sr	16	20	1,6
K/Rb	29	35	44
Zr/Nb	0,4	0,5	0,7
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	0,4	0,4	0,15

— non analysé

nature sodique est évidemment attribuable à l'absence de feldspath potassique et à la prédominance de l'albite, ce qui est une caractéristique fondamentale des aplites associées aux pegmatites granitiques potassiques (Jahns, 1982; Černý, 1982). Les pegmatites riches en spodumène contiennent jusqu'à 25 % de plagioclase albitique et de cleavelandite ($An_{0,5}$), au détriment du feldspath potassique et de la muscovite. Il faut souligner que les pegmatites lithinifères exhibent des teneurs en Na_2O similaires aux granites (4,6 opposé à 3,8-4,7 % poids), et elles sont plutôt caractérisées par une déficience en K_2O (2,0 opposé à 3,4-4,2 % poids) (Boily, 1992).

Les pegmatites à spodumène possèdent évidemment des teneurs élevées en Li relativement aux aplites et aux pegmatites à béryl et colombo-tantalite. Cet enrichissement,

qui prévaut également pour d'autres métaux lithophiles rares (Ta, Cs, Be) est surprenant à priori puisque les autres rapports élémentaires qui indiquent le degré de différenciation expérimenté par les pegmatites, tels que Zr/Nb, Rb/Sr et K/Rb impliquent une différenciation comparable. Il est probable que la distribution erratique des cristaux de béryl et de colombo-tantalite dans les pegmatites hétérogènes faussent les résultats analytiques. Ainsi, les analyses de roche totale des pegmatites hétérogènes pourraient sous-estimer les concentrations en Be et Ta par rapport aux pegmatites lithinifères. D'autre part, ces différences peuvent être réelles et indiquer un mécanisme de différenciation particulier pour ces pegmatites ou refléter les concentrations initiales des granites parents.

et Blattner *et al.*, 1983). Toutefois, ces valeurs sont comparables à celles des granites peralumineux du Basin and Range ($\delta^{18}\text{O} = +8,5$ à $+9,5$ ‰ ; Farmer et DePaolo, 1983 ; Solomon et Taylor, 1981) et des leucogranites, pegmatites et aplites formant les masses intrusives archéennes de Greer Lake ($\delta^{18}\text{O} = +8,1$ à $+8,7$ ‰) et de Eaglenest Lake ($\delta^{18}\text{O} = +8,6$ à $+9,3$ ‰ ; Longstaffe *et al.*, 1981) exposés dans le district de Winnipeg River, Manitoba.

Si l'on considère l'ensemble des trois plutons monzogranitiques, seule la silice exprime une corrélation positive significative avec les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ (figure 19). Toutefois, si l'on tient compte uniquement du pluton de Preissac, on obtient une bonne corrélation

positive entre les valeurs $\delta^{18}\text{O}$, les concentrations en Nb et les rapports Rb/Sr (figures 20 et 21).

ROCHES ENCAISSANTES

Les épointes métavolcaniques et métasédimentaires présentent des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ bien inférieures à celles des masses intrusives du batholite de Preissac-La Corne et légèrement inférieures aux valeurs des roches métavolcaniques archéennes (ex : le district de Winnipeg River, $+6,8$ à $9,2$ ‰, Longstaffe *et al.*, 1981). La composition isotopique des roches métavolcaniques mafiques (Formation de Dubuisson) se rapproche de la composition des magmas issus du manteau ($+5$ à $+7$ ‰ ; Taylor,

TABLEAU 3 – Composition isotopique de l'oxygène exprimée sous forme des rapports $\delta^{18}\text{O}$ ‰_{SNOW} et déterminée sur les intrusions précoces et tardives du batholite de Preissac-La Corne.

N° d'échantillon	Localisation	Type	SiO ₂ (% poids)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ _{SNOW}
MB-20	Est de Vassan	Monzodiorite quartzifère à hornblende	62,9	+8,3
MB-21	Est de Vassan	Monzodiorite à biotite et à hornblende	59,5	+7,7
MB-22	Est de Vassan	Monzodiorite quartzifère à hornblende	63,3	+7,7
MB-23	Est de Vassan	Monzodiorite quartzifère à hornblende	62,5	+7,3
MB-30	Est de Vassan	Monzodiorite quartzifère à hornblende	63,6	+8,3
MB-31	Est de Vassan	Monzodiorite quartzifère à hornblende	64,3	+7,1
32 C/05-048-3	Lac Baillargé	Tonalite/granodiorite à biotite	66,8	+8,9
32 C/05-033-3	Lac Baillargé	Tonalite/granodiorite à biotite	69,2	+7,8
32 C/05-015B-5	Pluton de La Corne (Massbéryl)	Monzogranite à biotite	72,9	+8,8
32 C/05-016-1	Pluton de La Corne (Valor Lithium)	Monzogranite à biotite	73,8	+8,2
32 C/05-039-1	Pluton de La Corne, bordure sud	Monzogranite à muscovite et à grenat	74,4	+9,4
32 D/08-019-2	Pluton de La Motte, bordure nord	Monzogranite à biotite	73,9	+8,6
MB-89-14	Pluton de Preissac	Monzogranite à muscovite et grenat	75,5	+8,7
MB-16	Pluton de Preissac	Monzogranite à muscovite et grenat	75,9	+8,6
MB-29	Pluton de Preissac	Monzogranite à biotite ± muscovite	75,1	+8,3
TM-318	Pluton de Preissac	Monzogranite à muscovite et grenat	75,0	+8,9
TM-320	Pluton de Preissac	Monzogranite à muscovite et grenat	75,0	+9,2
TM-322	Pluton de Preissac	Monzogranite à muscovite et grenat	73,9	+7,6
TM-401	Pluton de Preissac	Monzogranite à biotite	72,4	+8,2
TM-406	Pluton de Preissac	Monzogranite à muscovite et grenat	75,2	+8,8
TM-424	Pluton de Preissac	Monzogranite à muscovite et grenat	76,3	+8,5
TM-427	Pluton de Preissac	Monzogranite à muscovite et grenat (aplite)	76,0	+9,5
TM-435A	Pluton de Preissac	Monzogranite à muscovite et grenat (aplite)	74,3	+9,4
TM-439	Pluton de Preissac	Monzogranite à muscovite et grenat	75,1	+8,8
TM-443	Pluton de Preissac	Monzogranite à muscovite et grenat	74,7	+8,1
TM-445	Pluton de Preissac	Monzogranite à muscovite et grenat	76,1	+8,7
SC-1	Sud du pluton de La Motte	Pegmatite granitique à spodumène	74,0	+8,1
MB-25	Québec Lithium	Pegmatite granitique à spodumène	71,6	+7,6
MB-90-1	Rivière La Corne	Métavolcanique mafique		+5,1
MB-90-3	Sud de La Corne	Schiste à biotite		+5,1
MB-90-4	Route du Lithium	Métavolcanique mafique		+5,3
MB-90-5	Route du Lithium	Métavolcanique mafique		+9,2
MB-90-6	Lac Fiedmond	Métavolcanique mafique		+6,5
MB-90-7	Val-Senneville	Métavolcanique mafique		+7,4
MB-90-8	Val-Senneville	Métavolcanique mafique		+6,8

1986), bien que les processus d'altération en milieu marin (spilitisation), le métamorphisme régional et de contact (produit lors de l'intrusion du batholite) a pu modifier leur composition initiale. La composition isotopique du schiste à biotite (MB 90-3) est inférieure aux valeurs typiques des roches sédimentaires clastiques typiques des ceintures vertes archéennes (ex : +6,5 à +13,5 ‰, Longstaffe *et al.*, 1981) et des grauwackes phanérozoïques (+10 à +15 ‰, Hill *et al.*, 1981).

Données isotopiques du néodyme

Les rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et les concentrations en Nd et Sm sont présentés au tableau 4. Les données révèlent que les monzogranites du batholite de Preissac-La Corne se localisent sur un isochrone à l'intérieur du diagramme $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ opposé à $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (figure 22). L'âge ainsi obtenu est de 2647 ± 80 Ma, ce qui est en accord avec les dates de 2690 ± 40 Ma (Gariépy et Allègre, 1985) ; 2654 ± 26 Ma (Steiger et Wasserburg, 1969) et plus particulièrement de 2643 à 2631 Ma récemment

publiées par Feng et Kerrich (1991). L'intercept de l'isochrone procure un rapport initial de $0,50929 \pm 0,0001$ (2 σ de la moyenne), ce qui correspond à une composition ϵ Nd initiale de $+1,7 \pm 1,9$. Cette valeur légèrement positive est compatible avec les valeurs obtenues sur les monzogranites de la sous-Province du Pontiac (suite « H » ; ϵ Nd_i = -0,2 à +2,25 ; Pintson *et al.*, 1991) et les granodiorites et monzogranites archéens post-tectoniques mis en place dans la ceinture de roches vertes de Wabigoon (e.g. ϵ Nd_i = 0 à +1,5 ; Shirey et Hanson, 1986). Elles sont légèrement inférieures aux compositions ϵ Nd positives obtenues sur les suites plutoniques mafiques à intermédiaires pré à syntectoniques des sous-Provinces de l'Abitibi et du Pontiac (e.g. ϵ Nd_i = +1,2 à +3,3 ; Pintson *et al.* 1991 et de Wabigoon : ϵ Nd_i = +1,0 à +2,9 ; Shirey et Hanson, 1986), mais se confondent avec l'ensemble des données provenant des roches volcaniques et plutoniques de la Province du Supérieur (komatiites, tholéiites, trachyandésites et monzodiorites) présumément dérivées du manteau (ϵ Nd_i = +1 à +4 ; voir la compilation de Chase et Patchett, 1990).

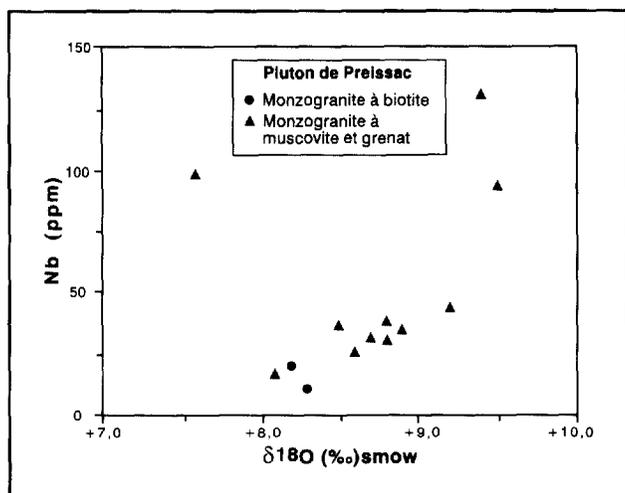


FIGURE 20 - Diagramme $\delta^{18}\text{O} \text{‰}_{\text{smow}}$ Nb (ppm)

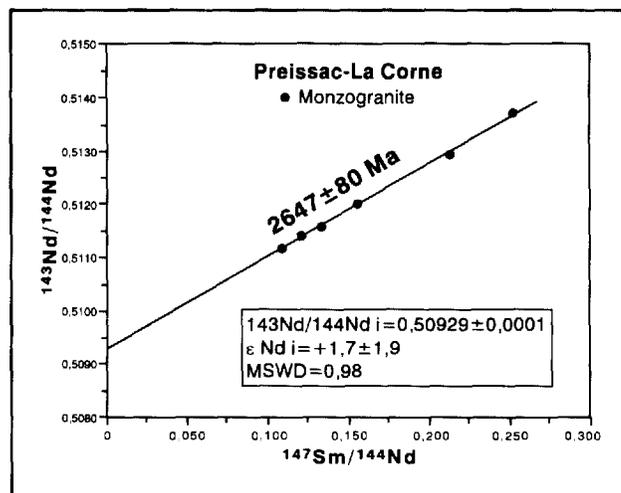


FIGURE 22 - Diagramme $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

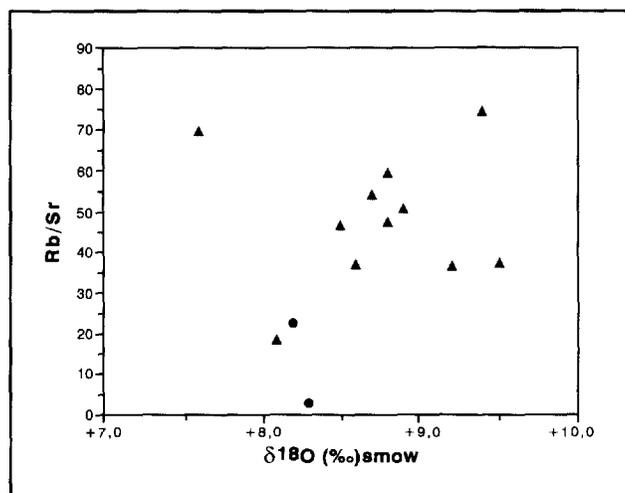


FIGURE 21 - Diagramme $\delta^{18}\text{O} \text{‰}_{\text{smow}}$ Rb/Sr.

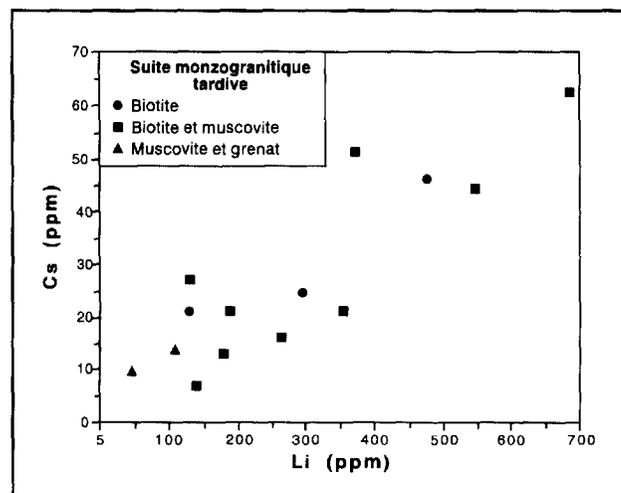


FIGURE 23 - Diagramme Li (ppm), Cs (ppm).

Les analyses des deux échantillons qui appartiennent à la suite précoce donnent des valeurs ϵ Nd initiales de +3,5 (32 C/05-038-1) et +2,1 (MB-30) respectivement. Elles se situent donc dans le champ des masses intrusives mafiques à intermédiaires pré-à syntectoniques (voir ci-haut).

Les données isotopiques du Nd reflètent la composition d'une source mantellique appauvrie ou, plus probablement, d'une source crustale juvénile (< 2,9 Ma). Ces données semblent entrer en contradiction avec les com-

positions isotopiques du plomb obtenues par Gariépy et Allègre (1985) et Carignan *et al.* (1991) sur les granitoïdes tardi à post-tectoniques. Ces derniers montrent des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ qui indiquent la participation (comme source ou assimilant) d'une croûte probablement plus vieille que 2,8 Ma, en dépit du fait que les datations U-Pb effectuées sur les zircons, monazites et titanites qui proviennent des roches sédimentaires et des granitoïdes des sous-Provinces du Pontiac et de l'Abitibi produisent rarement des âges plus vieux que 2,75 Ma (Davis, 1991).

TABLEAU 4 – Analyses isotopiques Sm/Nd effectuées sur les roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

N° d'échantillon	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Type
Pluton de Preissac					
MB-29	0,511162±13	2,667	14,815	0,1089	Monzogranite à biotite±muscovite
TM-401	0,512937±21	2,762	7,836	0,2133	Monzogranite à biotite
TM-445	0,513730±07	2,657	6,389	0,2517	Monzogranite à muscovite et grenat
Pluton de La Corne					
32 C/05-039-1	0,511573±26	2,394	10,781	0,1343	Monzogranite à muscovite et grenat
32 C/05-016-1	0,512007±10	2,568	9,978	0,1557	Monzogranite à biotite
Pluton de Moly Hill					
MB-15	0,511394±10	1,901	9,437	0,1218	Monzogranite à biotite et muscovite
Suite précoce (La Corne)					
32 C/05-038-1	0,511212±14	1,741	9,796	0,1075	Granodiorite
MB-30	0,512007±10	4,481	26,209	0,1034	Monzogranite quartzifère à hornblende

Pétrogenèse du batholite de Preissac-La Corne : implications pour la métallogénie du Li, Be, Ta et Mo

Introduction

Ce chapitre aborde la pétrogenèse des monzogranites peralumineux et des pegmatites granitiques. Il met l'emphase sur le rôle des processus magmatiques (i.e. cristallisation, fusion partielle, diffusion thermogravitationnelle) dans l'enrichissement primaire des métaux lithophiles rares. Une synthèse pétrogénétique et un modèle d'évolution des suites monzogranitiques sont présentés à la fin du chapitre.

DISCUSSION SUR L'ÉVOLUTION MAGMATIQUE DE LA SUITE DIORITIQUE À GRANODIORITIQUE PRÉCOCE

Il s'avère pertinent de discuter brièvement de la formation de la suite dioritique à granodioritique précoce puisqu'elle est en association spatiale étroite avec la suite monzogranitique tardive.

Nos observations de terrain combinées à celles de Dawson (1966) indiquent que les masses intrusives du faciès précoce se sont probablement mises en place par processus d'effondrement des roches du toit (« *stoping* »). Ceci est confirmé par la présence de nombreuses enclaves et inclusions subanguleuses de roches métasédimentaires et métavolcaniques en marge des masses intrusives précoces, et est particulièrement bien illustré à la bordure NE du pluton à proximité de la mine Québec Lithium. À cet endroit, le contact du batholite avec les roches encaissantes est marqué par des zones de brèches à fragments monomictes amphibolisés baignant dans une matrice felsique (Boily *et al.*, en préparation). L'ensemble est déformé de façon ductile soulignant ainsi la mise en place forcée du batholite. L'assemblage minéralogique de l'aurole métamorphique exprimée dans les roches métavolcaniques et les schistes à biotite (présence de cordiérite, sillimanite et staurotide) révèle une mise en place au niveau du faciès de l'amphibolite inférieur (Dawson, 1966 ; Danis, 1985 ; Babineau, 1983).

Selon Rive *et al.* (1990), l'enrichissement en alcalis, terres rares légères, Ba, Sr, MgO, Cr et Ni qui caractérise les plutons les plus primitifs de la suite « F » (monzonite-monzodiorite), indique une dérivation par fusion partielle d'une source mantellique enrichie en éléments lithophiles par processus métasomatiques. Nous avons déjà souligné que, malgré leur enrichissement prononcé en Ba, Sr, terres rares légères, les monzodiorites du batholite de Preissac-La Corne ne pouvaient appar-

tenir à la suite dite sanukitoïde, étant donné les teneurs trop faibles en MgO, Ni et Cr. D'ailleurs, bien que les monzodiorites présentent des rapports Rb/Sr < 0,1, Zr/Nb = 10 à 30, des valeurs $\delta^{18}\text{O} < +8,0\text{‰}$, et des compositions ϵ_{Nd} positives pour les suites archéennes, ces caractères peuvent aussi bien refléter la fusion d'une croûte continentale de composition mafique à intermédiaire. En fait, les données isotopiques qui proviennent de la suite précoce ne peuvent indiquer clairement leur provenance puisque : 1) les isotopes de Nd ne permettent pas de distinguer clairement une source mantellique d'une croûte juvénile archéenne, sauf si cette dernière est plus ancienne que 2,9 Ma et, 2) les processus métasomatiques et d'altération ont probablement contribué à augmenter les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ initiales du magma. Les données préliminaires sur le Pb présentées par Carignan *et al.* (1991) indiquent que les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont légèrement plus élevés que ceux attribués à la suite « D » (présumentement dérivée du manteau archéen). Ceci suggère tout au moins une certaine participation d'une croûte ancienne.

Peu importe si les monzodiorites et les monzonites les plus primitives sont dérivées de la fusion partielle d'une source mantellique ou crustale mafique, il est clair que l'évolution chimique interne de la suite précoce a été largement contrôlée par les processus de cristallisation fractionnée ou d'équilibre (Bourne et Danis, 1987 ; Rive *et al.*, 1990). La cristallisation et la séparation des minéraux tels le clinopyroxène, le plagioclase calcique et l'amphibole conduisent à l'appauvrissement en Ca, Mg, Fe, Cr, Ni, Sr et à l'augmentation progressive en Si, Ba, Rb/Sr, La/Sm à partir des magmas dioritiques vers les granodiorites. Toutefois, Bourne et Danis (1987) suggèrent un mécanisme plus complexe puisque, selon eux, la simple séparation des cristaux du magma ne peut générer la zonalité inverse qui caractérise la portion SE du batholite de Preissac-La Corne (i.e. coeur mafique et bordure felsique). Ces auteurs envisagent plutôt un modèle dans lequel la cristallisation débutant au sommet et sur les parois d'une chambre magmatique mafique à intermédiaire conduit à l'expulsion d'un liquide silicaté résiduel qui coalesce sous la carapace cristallisée. Ces liquides résiduels surmontent un magma moins évolué conduisant ainsi à la formation d'une chambre magmatique stratifiée. L'expulsion vers la surface du liquide felsique (initiée par un trop grand contraste de densité ou par la venue d'une nouvelle

poussée de magma) permet de former des plutons de composition intermédiaire (granodiorite monzonite à quartz). La chambre magmatique inférieure, maintenant de composition mafique à intermédiaire, s'est mise en place au coeur de la masse intrusive felsique formant ainsi un pluton à zonalité inversée (Bourne et Danis, 1987). Ce cycle se répétera une autre fois.

Pétrogenèse des suites granitiques et pegmatitiques peralumineuses tardives

COMPORTEMENT DU Li, Cs, Be, Ta, Nb et Mo DANS LES SYSTÈMES GRANITIQUES

Afin de mieux comprendre la métallogénie et l'évolution magmatique des suites monzogranitiques du batholite de Preissac-La Corne, il faut considérer brièvement le comportement des métaux dans les systèmes granitiques.

La partition des éléments lithophiles entre les phases cristallines, le liquide silicaté et une phase aqueuse libre est contrôlée par plusieurs facteurs physico-chimiques dont les plus importants sont : le degré de polymérisation du liquide silicaté, la composition chimique du magma, la température, la nature et la concentration des phases volatiles (Cl, F, CO₂, B et H₂O). Dans les systèmes granitiques, les métaux rares qui nous concernent (e.g. Li, Cs, Be, Ta, Nb et Mo) sont considérés hygromagmatophiles, c'est-à-dire qu'ils préfèrent le liquide silicaté aux phases cristallines. Ainsi leur coefficient de distribution (K_d) est $\ll 1$ (e.g. $K_d = C_{cx}/C_l \ll 1$; ou C_{cx} = la concentration d'un élément dans le cristal et C_l = la concentration de cet élément dans le liquide).

Le Li étant un cation monovalent et possédant un faible rayon ionique ($r=0,7 \text{ \AA}$), il n'entre pas dans le site octaédral des minéraux ferromagnésiens et est virtuellement exclu des phases felsiques. Il se substitue donc difficilement au potassium dans les feldspaths mais peut entrer dans la structure des micas, en préférant la biotite à la muscovite (Siroonian *et al.*, 1959; Cherny *et al.*, 1985). Le Cs étant un alcali monovalent qui possède un très grand rayon ionique ($r=1,67 \text{ \AA}$), il se substitue difficilement au potassium dans les feldspaths et les micas sauf dans les rhyolites siliceuses (SiO₂ = 75 à 78 % poids) où il peut s'incorporer dans la structure de la muscovite et de la biotite ($K_d = 2 \text{ à } 4$; Mahood et Hildreth, 1983). Étant donné que le Ta, le Nb et le Mo constituent des ions à forte valence (+4 et +5) et à petit rayon ionique ($r \approx 0,7 \text{ \AA}$), ils sont continuellement rejetés de la structure des minéraux formant les granites, exception faite de la magnétite ($K_d \text{ Nb}_{\text{magnétite}} = 2,4$; Pearce et Norry, 1979), du sphène et de l'ilménite qui apparaissent en quantités mineures. Le Nb et le Ta peuvent, comme dans les termes extrêmement différenciés des monzogranites du batholite de Preissac-La Corne, former des minéraux propres telles la colombo-tantalite et la pseudo-ixiolite.

Le comportement de ces éléments lithophiles, en présence de phases volatiles dissoutes dans le liquide silicaté ou dans une phase vapeur aqueuse en équilibre avec les cristaux et le liquide silicaté, a fait l'objet de nombreuses études (Kovalenko, 1977; London *et al.*, 1988; Webster *et al.*, 1989). Les données expérimentales portant sur la partition entre une phase vapeur et un liquide silicaté indiquent, qu'en présence du fluor, ces éléments (Li, Cs, Rb, Be, Nb et Ta) entrent de façon préférentielle avec ces phases volatiles dans le liquide silicaté. Certains éléments (Nb, Zr, Ta et les terres rares) peuvent d'ailleurs former des complexes fluorés et alcano-fluorés, notamment dans les magmas peralcalins (Collins *et al.*, 1982). Les données théoriques de Wood et Vlassopoulos (1990) et les travaux expérimentaux de Webster *et al.* (1989) montrent cependant qu'en présence du chlore, ces métaux se séparent préférentiellement avec ce dernier dans la phase vapeur et que le $K_{d \text{ vap/liq. silicaté}}$ augmente avec la concentration en chlorure. Les données de Webster *et al.* (1989) et de Webster (communication personnelle) indiquent que le Li constitue l'élément possédant le coefficient de partage ($K_{d \text{ vapeur/liq. silicaté}}$) le plus élevé à des températures magmatiques (700-800°C) et que d'autre part, ce dernier montre une corrélation positive avec le rapport Cl/F du magma et atteint un maximum dans les systèmes granitiques peralumineux.

Les études de solubilité du molybdène dans les solutions aqueuses sont très nombreuses (Candela et Holland, 1984; Kudrin, 1985; Cao *et al.*, 1988). Ces travaux révèlent que le molybdène ne forme pas de complexes stables avec le Cl, le F, ou le S dans les solutions hydrothermales dont les températures varient entre 250 et 600°C. Cependant, le molybdène devient très soluble lorsqu'il forme des complexes de type oxyacide (ex : H₂MoO₄, HMoO₄⁻ et MoO₄²⁻).

FORMATION DES MONZOGANITES PERALUMINEUX : FUSION PARTIELLE OU CRISTALLISATION FRACTIONNÉE ?

La formation des magmas granitiques de type « S » (peralumineux) a longtemps été attribuée à la fusion partielle des métapélites (White et Chapell, 1977). Toutefois, d'autres modèles ont également été proposés. Ainsi, les données expérimentales de Helz (1976) indiquent que la fusion partielle d'une amphibolite métalumineuse peut générer des liquides felsiques peralumineux suivant la réaction de type hornblende → clinopyroxène + olivine + liquide felsique peralumineux. Wood et Miller (1984) ont d'ailleurs invoqué la fusion partielle d'une amphibolite pour générer des magmas trondjhémiques peralumineux appauvris en éléments incompatibles. Miller et Stoddard (1980); Miller (1981) et Miller *et al.* (1990) ont suggéré que plusieurs des monzogranites peralumineux de la Cordillère nord-américaine sont probablement dérivés d'une source quartzofeldspathique

(probablement granitoïde). Leur nature peralumineuse résulterait probablement d'une réaction entre la biotite et le liquide felsique. Clemens et Walls (1981) font appel à une source psammitique pour générer des magmas peralumineux. Les grauwackes constitueraient une source appropriée étant donné leurs rapports $\delta^{18}\text{O}$ élevés et les valeurs ϵ_{Sr_i} modérés. Enfin, Cawthorn et Brown (1976) ont démontré que les magmas calco-alcalins métalumineux évoluent vers une composition légèrement peralumineuse avec l'accroissement en silice. Ils attribuent cette évolution au fractionnement de la hornblende, qui peut persister jusqu'au moment où les liquides deviennent peralumineux. Zen et Hammartstrom (1982) ont également démontré que le fractionnement de l'épidote et du sphène peut produire le même effet.

Miller (1986) a clairement mis en évidence que la plupart des plutons granitiques peralumineux (e.g. contenant de la muscovite, du grenat et autres phases alumineuses modales) ne peuvent être exclusivement dérivés de sources pélitiques. En effet, une forte proportion des granites peralumineux phanérozoïques exhibent des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ inférieures à celles des pélites ($\delta^{18}\text{O} = +8$ à $+10$ ‰ contre $> +14$ ‰). De plus, les données des isotopes radiogéniques du Nd et du Sr n'atteignent pas les valeurs des pélites si l'on tient compte du temps de résidence crustale. Enfin, les magmas dérivés exclusivement d'une source pélitique devraient posséder plus de 5% de corindon normatif et des rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \gg 1$, ce qui est rarement atteint par les magmas peralumineux phanérozoïques. Les données isotopiques du Nd, Sr et O démontrent également la faible participation de matériel juvénile comme source des granites. Les valeurs ϵ_{Sr_i} fortement positives (+100 à +500) et ϵ_{Nd_i} fortement négatives (-5 à -25) témoignent d'une source crustale enrichie par rapport au manteau et généralement plus vieille que 1 Ga. De plus, à l'échelle locale, la composition isotopique des granites peralumineux se rapproche de celle du craton sous-jacent. Ces données, combinées aux études minéralogiques et expérimentales sur les liquides felsiques peralumineux, suggèrent que dans la plupart des cas la participation d'une composante mantellique se limite à moins de 10 % (Miller *et al.*, 1990 ; Barton, 1990).

Les monzogranites peralumineux du batholite de Preissac-La Corne montrent ainsi des rapports $\delta^{18}\text{O}$ (i.e. +7,6 à +9,4 ‰), des teneurs en corindon normatif (< 2 %), et des rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ trop faibles (e.g. ≈ 1) pour être le produit de la fusion d'une source pélitique. D'autre part, l'anatexis d'une source amphibolitique (volcanite mafique ou roche gabbroïque) semble un modèle peu viable étant données les valeurs élevées en éléments lithophiles incompatibles qui caractérisent les monzogranites et le fractionnement des rapports terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (TRLé/TRLo). La fusion d'une croûte de type MORB nécessite un taux de fusion totalement irréaliste (< 1 %) pour générer un tel enrichissement. Une source éclogitique est d'autre

part rejetée, puisque tout grenat résiduel en équilibre avec un liquide silicaté produirait un appauvrissement prononcé en terres rares lourdes et Y. Enfin, tout amphibole résiduel générerait un appauvrissement marqué du profil des terres rares lourdes et intermédiaires dans le liquide silicaté avec lequel il est en équilibre et surtout donnerait naissance à un profil concave des terres rares lourdes, ce qui n'est pas observé dans les monzogranites.

Ainsi deux hypothèses doivent être retenues ; les monzogranites peralumineux sont issus de : 1) la fusion partielle d'une source crustale quartzofeldspathique (source ignée ou métagrauwacke) ou 2) la cristallisation fractionnée d'un parent granodioritique.

Cristallisation fractionnée d'un magma granodioritique parent

Le processus de cristallisation fractionnée peut être évalué quantitativement à l'aide de la méthode des moindres carrés, tel qu'élaboré par Wright et Doherty (1970). Un échantillon de composition granodioritique/monzodioritique à quartz provenant de la suite précoce est utilisé comme liquide parent, tandis qu'un monzogranite à biotite provenant du pluton de La Corne représente le liquide le plus « primitif ». Les résultats indiquent que l'on peut effectivement dériver un monzogranite (74 % SiO_2) à partir d'une granodiorite (68 % SiO_2) en cristallisant de 25 à 40 % du liquide et en séparant le plagioclase, la hornblende, la biotite et l'apatite. Cependant, ce mécanisme simule mal les variations des éléments majeurs puisque la somme des carrés des résiduels varie de 1 à 4 (une somme des carrés des résiduels inférieur à $< 0,5$ témoigne généralement d'une excellente solution).

Les données des éléments en trace révèlent qu'il est impossible de simuler par cristallisation fractionnée l'augmentation prononcée du rapport La/Sm observée entre les granodiorites et les monzogranites primitifs (La/Sm = 4 à 6 contre 9 à 13 ; figure 14), sauf si on fait appel à des phases accessoires appauvries en La mais riches en Sm. Or, des minéraux accessoires identifiés dans la suite précoce, seul le zircon possède un patron appauvri en terres rares légères. Toutefois, Gromet et Silver (1983) ont démontré que le zircon contrôle moins que 10 % du budget total des terres rares et ne peut donc causer un fractionnement substantiel du rapport La/Sm. De plus, le fractionnement de la hornblende conduirait à un appauvrissement des terres rares médianes et lourdes, ce qui contraste avec l'enrichissement observé dans les monzogranites. La cristallisation fractionnée simple ne peut causer l'enrichissement en Li, Th, Cs, Be, Rb et Ta des monzogranites primitifs par rapport aux granodiorites et l'appauvrissement en Ba, Sr et Zr. Un simple modèle quantitatif invoquant une cristallisation de type Rayleigh nécessite une solidification de 25 à 95 % du liquide granodioritique pour simuler les concentrations du monzogranite (tableau 5). La cristallisation fractionnée ne peut également générer les rapports

Th/Hf et Rb/Sr très élevés des monzogranites et les variations $\delta^{18}\text{O}$ de l'ordre de 1 à 2 ‰ qui distinguent les masses intrusives des suites précoce et tardive.

Pour que la cristallisation fractionnée demeure un modèle viable, il faut qu'elle soit accompagnée soit par l'assimilation crustale (ex : une croûte sialique riche en Rb, Li, Ta, Th et U possédant des valeurs $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O} > 10\text{‰}$). Cette hypothèse peut être rejetée, puisque les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ des roches supracrustales qui constituent les épointes sont généralement inférieures aux valeurs des monzogranites (tableau 3). D'autre part, les données isotopiques du néodyme ($\epsilon_{\text{Nd}} = 1,7 \text{ à } 1,9$) indiquent que la croûte assimilée devrait présenter soit : 1) un âge et une composition voisine de ceux qui caractérisent la source des monzogranites ($< 2,9 \text{ Ga}$) ou 2) posséder des rapports Sm/Nd et ϵ_{Nd} reflétant des compositions mantelliques.

Enfin, les récentes datations des plutons appartenant aux suites « F » et « H » exposées dans la Sous-province du Pontiac (ex : le pluton de Hallé de la suite « H », datée à $2632 \pm 2 \text{ Ma}$ et la suite du lac Maple de la suite « F » datée à $2678 \pm 3 \text{ Ma}$; Machado *et al.*, 1991) combinées aux datations des suites précoces (2673 Ma) et tardives (2643 à 2631 Ma) publiées par Feng et Kerrich (1991), mettent en évidence un intervalle de 45 Ma entre la mise en place des suites « F » et « H ». Ceci semble confirmer notre interprétation des données géochimiques qui n'établissent aucun lien génétique entre les deux suites.

FUSION PARTIELLE D'UNE SOURCE QUARTZOFELDSPATHIQUE

Le modèle de cristallisation fractionnée étant rejeté, la fusion partielle d'une source quartzofeldspathique, non pélitique, doit être envisagée pour générer les magmas monzogranitiques primitifs. Cette source crustale doit cependant posséder certains attributs chimiques spécifiques. Elle doit être légèrement peralumineuse, de composition intermédiaire à siliceuse (i.e. posséder du quartz et du feldspath), être enrichie en phases volatiles (le H_2O , le Cl et le F étant généralement compris dans la structure des minéraux peralumineux telles la biotite et la muscovite). Les anomalies négatives prononcées en Eu et les rapports Rb/Sr très élevés qui caractérisent les monzogranites les moins différenciés requièrent, soit une source crustale dans laquelle le plagioclase ou le feldspath alcalin demeure une phase résiduelle lors de la fusion partielle ou une source déjà appauvrie en Sr et en Eu. Les concentrations élevées en Rb, Cs, Li, Ta, Nb et Mo impliquent également que la biotite, la muscovite et le feldspath potassique ne constituent pas une proportion élevée du résidu ou que la source soit caractérisée par un enrichissement de ces métaux lithophiles.

Deux sources quartzofeldspathiques sont envisagées : 1) les roches métasédimentaires non pélitiques (ex : les schistes à biotite du Groupe de Pontiac exposés au sud de la zone tectonique de Cadillac-Larder Lake ou les

TABLEAU 5 – Modèle de cristallisation fractionnée simulant la formation d'un magma monzogranitique à partir d'un magma granodioritique parent.

Élément	Granodiorite (parent)	Monzogranite (fille)	% Cristallisation Rayleigh
	ppm	ppm	ppm
Rb	100,0	355,0	90
Ba	1 112,0	355,0	>95
Sr	1 053,0	75,0	>95
Zr	146,0	61,0	90
Nb	16,0	21,0	25
Ta	3,0	7,0	55
Cs	4,0	20,0	>95
Be	1,0	3,0	75
Li	27,0	299,0	>95
Th	4,0	14,0	85
La	15,80	16,80	imp.
Sm	2,50	2,2	imp.
Yb	0,37	1,5	imp.

Proportion des minéraux qui se séparent du liquide (% poids)	
QUARTZ	25,0
FELDSPATH-K	9,90
PLAGIOCLASE	55,0
BIOTITE	10,0
ZIRCON	0,10

imp. = impossibilité. Les coefficients de partage (K_d) utilisés dans les modèles proviennent de diverses sources, dont Pearce et Norry (1979) et Mahood et Hildreth (1983).

schistes de la Formation du lac Caste et 2), les gneiss quartzofeldspathiques tonalitique à trondjhémitique ou encore les masses intrusives tonalitique à granodioritique riches en biotite (ex : les massifs du lac Opasatica, du lac des Quinzes et de Bernetz ; Rive *et al.* 1990).

Ainsi, les roches métasédimentaires du Groupe de Pontiac sont en grande majorité composées de lits de quartzite (>90 % quartz) qui contiennent des quantités mineures d'albite, de biotite et de zircon (Lajoie et Ludden, 1984). Il s'agit de turbidites d'eau profonde très matures, métamorphisées au faciès de l'amphibolite moyen et provenant de l'érosion des terrains volcano-plutoniques localisés au nord. L'âge de la provenance (2680-2720 Ma) a été confirmé par les datations U-Pb de Davis (1991) sur les zircons détritiques émoussés. La source des roches sédimentaires est donc plus ancienne que les monzogranites. Les roches sédimentaires détritiques de la formation du lac Caste sont constituées de lits de sandstones, de siltstones et de pélites métamorphisés au faciès amphibolite (sous-faciès almandin). Ils se composent à 60 % de quartz, de feldspath, de biotite, d'amphibole et de grenat avec des quantités accessoires de staurotite, d'andalousite, de sillimanite et de cordiérite (Babineau, 1985 ; Dawson, 1966). La composition des éléments traces des schistes à biotite du Groupe de Pontiac et de la Formation du lac Caste est mal connue (exception faite des données de Lajoie et Ludden, 1984).

Pour contourner ce problème, nous avons utilisé les concentrations provenant des schistes à biotite archéens (ceinture verte du district de Vermillion) qui présentent une origine et des concentrations en éléments majeurs similaires aux schistes de l'Abitibi et du Pontiac (Ujike, 1984 ; Day et Weiblen, 1986 ; tableau 6). Le deuxième modèle simule la fusion partielle d'une croûte tonalitique-trondjhémitique typique provenant également du district de Vermillion (tableau 7).

De 20 à 50 % de fusion partielle non modale d'un schiste à biotite est requis pour simuler grossièrement les teneurs en Zr, Nb, Ta, Cs, Be, Li, Th et U des monzogranites primitifs. Cependant, le modèle prédit des concentrations trop élevées en terres rares légères, en Ba et en Sr, et cela en dépit de la présence d'amphibole et de plagioclase dans le résidu (tableau 6). Il est probable que les teneurs en Ba et terres rares du schiste à biotite utilisé dans le modèle ne sont pas adéquates. La fusion partielle d'une tonalite procure des teneurs en Sr, Zr, Ba et terres rares plus adéquates étant donnée la présence de zircon et de titanite modals dans la source. Toutefois, les teneurs en Li, Cs et Rb sont légèrement trop faibles (tableau 7). Ces deux modèles, quoique approximatifs, mettent en évidence la possibilité de fusionner une source quartzofeldspathique pour simuler les concentrations en éléments en traces des monzogranites primitifs. Il est à noter que Feng et Kerrich (1991) ont

TABLEAU 6 – Modèle de fusion partielle d'un schiste à biotite.

Éléments en traces	Taux de fusion partielle (non modale)				
	Schiste à biotite	20 %	30 %	40 %	50 %
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Rb	115,0	159,0	156,0	153,0	151,0
Sr	325,0	218,0	229,0	241,0	255,0
Ba	1 015,0	977,0	1 004,0	1 032,0	1 063,0
Zr	138,0	122,0	117,0	113,0	109,0
Nb	10,0	44,0	31,0	24,0	19,0
Ta	2,0	7,0	5,0	4,0	3,0
Cs	8,0	29,0	22,0	18,0	15,0
Be	3,0	15,0	10,0	8,0	6,0
Li	100,0	292,0	239,0	202,0	175,0
Th	8,0	34,0	25,0	19,0	16,0
La	24,0	83,0	64,0	52,0	44,0
Sm	3,9	6,6	6,1	5,7	5,3
Yb	1,4	2,2	2,0	1,9	1,8
U	3,0	15,0	10,0	8,0	6,0
Composition modale de la source					
%					
QUARTZ		36,50			
PLAGIOCLASE		39,50			
BIOTITE		19,0			
ZIRCON		0,01			
AMPHIBOLE		5,49			

Composition chimique du schiste à biotite: Day et Weiblen (1986). Les coefficients de partage (K_d) utilisés dans les modèles proviennent de diverses sources, dont Pearce et Norry (1979) et Mahood et Hildreth (1983).

TABLEAU 7 – Modèle de fusion partielle d'une tonalite.

Éléments en traces	Taux de fusion partielle (fusion non modale)				
	Tonalite	20 %	30 %	40 %	50 %
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Rb	65,0	107,0	98,0	88,0	83,0
Sr	532,0	230,0	242,0	257,0	272,0
Ba	417,0	236,0	254,0	276,0	301,0
Zr	129,0	38,0	41,0	46,0	51,0
Nb	16,0	74,0	51,0	38,0	31,0
Ta	2,0	11,0	8,0	6,0	5,0
Cs	3,0	9,0	7,0	6,0	5,0
Be	1,0	5,0	3,0	2,5	2,0
Li	25,0	86,0	65,0	52,0	43,0
Th	6,0	26,0	18,0	14,0	11,0
La	24,0	27,0	31,0	36,0	43,0
Sm	2,8	4,0	3,9	3,9	3,8
Yb	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
U	1,0	6,0	4,0	3,0	2,0

Composition modale de la source	
	%
QUARTZ	22,0
PLAGIOCLASE	55,0
FELDSPATH-K	8,0
BIOTITE	10,0
AMPHIBOLE	4,70
ZIRCON	0,20
TITANITE	0,10

Composition chimique de la tonalite: Day et Weiblen (1986). Les coefficients de partage (K_d) utilisés dans les modèles proviennent de diverses sources, dont Pearce et Norry (1979) et Mahood et Hildreth (1983).

proposé un modèle similaire, quoique très spéculatif, quant à la formation des suites monzogranitiques des Sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac.

ÉVOLUTION MAGMATIQUE INTERNE DES MONZOGRANITES

Cristallisation fractionnée

Il est exclu que les monzogranites à muscovite et grenat proviennent d'un événement de fusion partielle différent de celui qui a généré les monzogranites à biotite ou à biotite et muscovite. Les données géochimiques et isotopiques, la pétrographie et les études de terrain soutiennent plutôt un modèle dans lequel les monzogranites à muscovite et grenat sont dérivés par différenciation à partir d'un magma possédant la composition d'un monzogranite à biotite ou à biotite et muscovite. Nous appuyons cette hypothèse sur les observations suivantes :

- 1) Les contacts entre les différents faciès monzogranitiques sont graduels.
- 2) Les pegmatites et les aplites qui recoupent les monzogranites à biotite et muscovite contiennent de la molybdénite, tandis que le béryl est parfois

présent dans les veines de quartz, muscovite et feldspath associées aux monzogranites à muscovite et grenat.

- 3) On observe un volume restreint de monzogranite à muscovite et grenat relativement aux monzogranites à biotite et muscovite ce qui est compatible avec la cristallisation progressive d'un liquide résiduel vers des termes évolués.
- 4) La composition du plagioclase évolue de An_{12} à An_2 , la biotite devient progressivement enrichie en Fe, la composition du grenat évolue vers une composition plus riche en Mn (pôle spessartine) ; (Mulja, thèse de doctorat en préparation ; annexe 1).
- 5) Le grenat apparaît lors de la résorption de la biotite, selon la réaction : liquide + biotite = grenat lors de la cristallisation (Miller et Stoddard, 1981).
- 6) Les variations des éléments majeurs évoluent vers des compositions légèrement plus felsiques au cours de la cristallisation ($SiO_2=72$ à 76 % poids et $Fe_2O_{3t}=1,25$ à $0,25$ % poids), ce qui est compatible avec une ligne de descente d'un liquide vers le minimum granitique contrôlé par la cristallisation initiale de la biotite et du plagioclase, accompagnée ultérieurement par la muscovite, le quartz et le feldspath potassique.

- 7) Un enrichissement progressif en Ta, Nb, Y et Mo, mais un appauvrissement en terres rares légères, Ba, Rb, Zr, Th, qui accompagnent une évolution magmatique marquée par la paragenèse biotite → biotite + muscovite et grenat → muscovite et grenat.
- 8) Les faciès monzogranitiques ne peuvent être différenciés par leur composition isotopique de l'oxygène et du néodyme, exception faite des dykes à grains fins (aplitiques) exposés dans le pluton de Preissac qui montrent des rapports $\delta^{18}\text{O}$ légèrement supérieurs à la moyenne des granites.

Le modèle proposé suggère un processus de cristallisation fractionnée dominé au départ par un assemblage minéralogique formé de biotite et de plagioclase, puis accompagné ultérieurement par le feldspath potassique, le quartz et la muscovite (après la résorption de la biotite). La cristallisation et la séparation de cet assemblage du magma granitique, illustrée dans les figures 24 à 26, expliquent très bien les variations observées au niveau des éléments majeurs et de certains éléments traces dont le Ba, le Sr et le Rb. Elle peut donc générer un monzogranite à muscovite et grenat à partir d'un magma monzogranitique primitif. Toutefois, ce modèle ne peut expliquer l'appauvrissement en Th, Zr et terres rares légères. Nous croyons que le fractionnement de la monazite et du zircon, deux phases accessoires identifiées en lames minces et dans le concentré de minéraux lourds, est responsable de cet appauvrissement. Mittlefehldt et Miller (1983) et Christiansen *et al.* (1988) ont d'ailleurs reconnu le rôle du fractionnement de la monazite dans l'appauvrissement du Th et des terres rares lors de l'évolution des magmas granitiques peralumineux. Les coefficients de partage des terres rares légères ($K_{d_{\text{TRL}}}$ > 2000) et du Th ($K_{d_{\text{Th}}}$ > 1000) dans la monazite deviennent suffisamment élevés pour que cette phase puisse contrôler presque entièrement le budget total de ces éléments. Ainsi, seulement 0,1 % de cristallisation de la monazite est nécessaire pour produire un

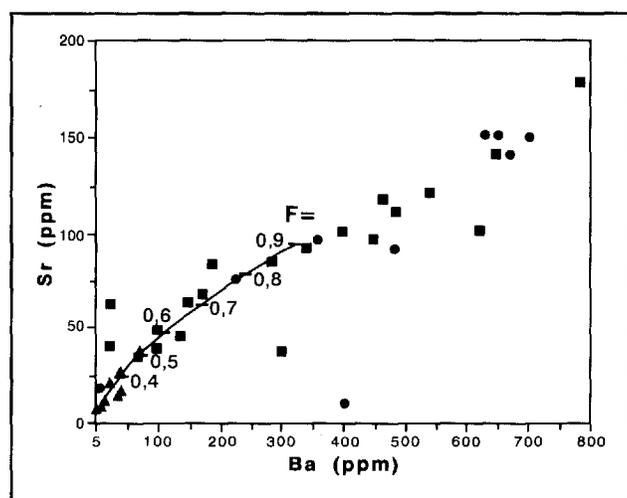


FIGURE 24 - Cristallisation fractionnée : diagramme Ba (ppm) c. Sr (ppm.)

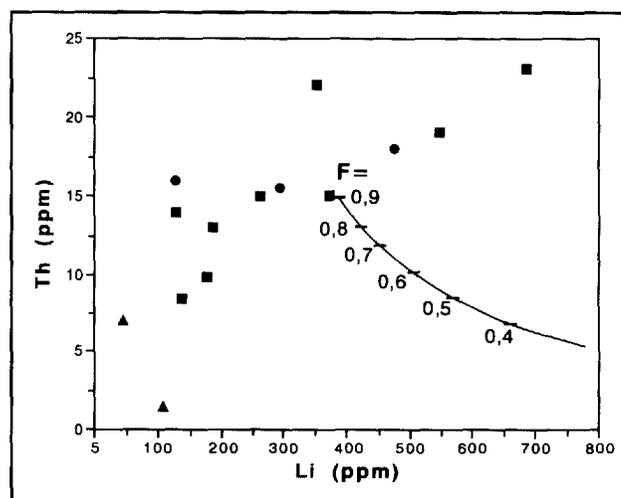


FIGURE 25 - Cristallisation fractionnée : diagramme Li (ppm) c. Th (ppm)

appauvrissement drastique en terres rares et Th, de même qu'un fractionnement important en terres rares légères puisque le rapport $K_{d_{\text{La}}}/K_{d_{\text{Sm}}} > 2$ (Mittlefehldt et Miller, 1983 ; figures 25 et 26).

Diffusion thermogravitationnelle et transport par les phases volatiles

Les processus de thermodiffusion gravitationnelle et le transport par les phases volatiles sont également susceptibles de générer d'importantes variations du contenu des éléments en traces dans les chambres magmatiques felsiques à intermédiaires (Hildreth, 1981 ; Whalen, 1983 et Leat *et al.*, 1984). Ces processus (incluant l'effet Soret) opèrent principalement dans la portion siliceuse (65 à 78 % poids) d'une chambre magmatique stratifiée soumise à des gradients thermiques et de phases volatiles (surtout verticaux). Le gradient thermique allié à la diffusion thermogravitationnelle qui se produit dans un liquide et/ou un magma conte-

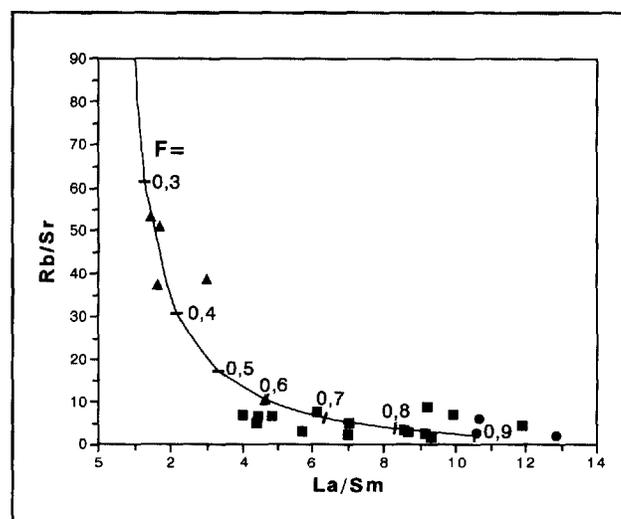


FIGURE 26 - Cristallisation fractionnée : diagramme Rb/Sr c. La/Sm.

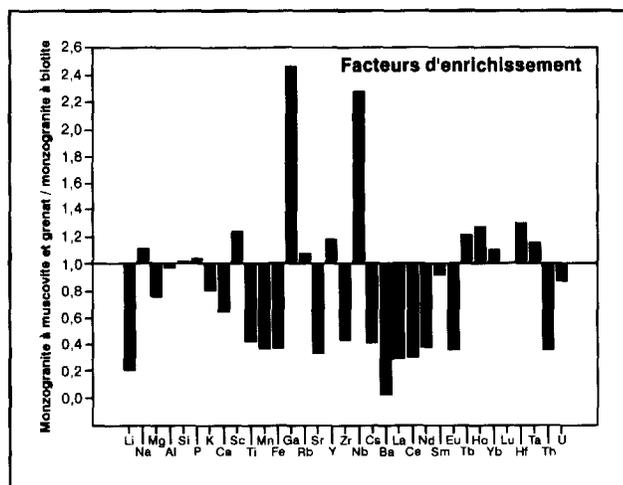


FIGURE 27 - Facteurs d'enrichissements exprimés par les monzogranites de Preissac-La Corne.

nant peu de phases cristallines, génèrent, selon Hildreth (1981), un fractionnement important de nombreux éléments incompatibles. Les concentrations élevées de phases volatiles produisent un double effet : 1) elles contribuent à la dépolymérisation d'un liquide felsique et favorisent l'enrichissement de certains éléments en créant de nombreux sites (octaédriques et tétraédriques) dans le liquide silicaté, et 2) elles promeuvent la formation de complexes de chlorures, de fluorures et de carbonates avec ces métaux lithophiles. En général, les processus de thermodiffusion gravitationnelle et de transport par les phases volatiles produisent une migration des terres rares lourdes, Y, Ta, Nb, Mo, Sn, Ga, Sc, Th, U, Li, Rb, F et Cl vers les parties apicales de la chambre magmatique, tandis que les terres rares légères, les éléments de transition (sauf Sc), Mg, Ca et P semblent préférer la section plus profonde, plus polymérisée de la chambre magmatique.

L'évolution chimique des suites monzogranitiques, à partir des suites les plus primitives (monzogranites à biotite) vers les suites les plus évoluées (monzogranites à muscovite et grenat), est illustrée à la façon du tuf de Bishop (figure 27). Ce dernier constitue un des tufs ("ash flow tuffs") dont la minéralogie et la géochimie des unités constituantes sont les mieux connues (Hildreth, 1979, 1981). Les variations chimiques exprimées par le tuf de Bishop sont représentées sous forme de facteurs d'enrichissement lorsque la composition de l'unité la plus précoce (i.e. les magmas ou liquides issus du sommet de la chambre magmatique riches en phases volatiles) est normalisée sur la composition de l'unité la plus tardive (i.e. provenant d'un niveau plus profond de la chambre magmatique moins riche en phases volatiles et plus polymérisée). Tout comme les unités précoces du tuf de Bishop, les rapports d'enrichissement exprimés par les monzogranites à muscovite et grenat montrent un appauvrissement en Mg, K, Ca, Fe, Sr, Zr, Ba et les terres rares légères et un enrichissement en terres rares lourdes, Y, Rb, Al, Nb, Sc et Na. La comparaison

révèle cependant un appauvrissement en Li, Cs, Th et U pour les monzogranites à muscovite et grenat, ce qui contraste avec l'enrichissement observé dans le tuf de Bishop.

Hildreth (1981) envisage un modèle dans lequel le processus de diffusion thermogravitationnelle est particulièrement efficace dans la portion liquide des chambres magmatiques. Il est probable que les monzogranites du batholite de Preissac-La Corne proviennent d'une chambre magmatique riche en cristaux et il est difficile de concevoir comment ces gradients chimiques reliés à la diffusion auraient survécu à l'interaction des cristaux et des liquides et au mouvement de la pâte cristalline. D'autre part, Miller et Mittlefehldt (1984) et Miller (1986) ont souligné la similarité remarquable entre les variations chimiques théoriquement produites par les processus de diffusion thermogravitationnelle et les résultats de la cristallisation fractionnée. Par exemple, l'appauvrissement en éléments lithophiles des magmas ou liquides felsiques situés au sommet de la chambre magmatique peut s'expliquer par la séparation du feldspath potassique (K, Eu, Sr et Ba), de la biotite (Fe, Ba) et des phases accessoires tels que le zircon (Zr) et la monazite (Th, U). Les autres éléments tels le Ta, le Nb, le Sc et le Na demeurant incompatibles, ceux-ci enrichissent les magmas résiduels.

FORMATION DES PEGMATITES LITHINIFÈRES

Si les modèles de cristallisation fractionnée et de diffusion thermogravitationnelle peuvent expliquer une partie des variations minéralogiques et chimiques expérimentées par les monzogranites, ils ne peuvent toutefois pas simuler la diminution des teneurs en Li, Cs et Be se produisant au cours de l'évolution de la suite monzogranitique (figure 23). En fait, les deux modèles prédisent que les magmas les plus différenciés (ex : les monzogranites à muscovite et grenat) devraient contenir les concentrations les plus élevées en métaux rares. Cette question est particulièrement importante puisqu'elle concerne le mode de formation des pegmatites lithinifères et leur mécanisme d'extraction à partir d'un magma monzogranitique parent.

Lors de la cristallisation fractionnée, les coefficients de partage total (D^*) du Li et du Cs sont largement inférieurs à 1, et ces éléments devraient donc logiquement demeurer dans le liquide silicaté (voir la section intitulée : « Comportement du Li, Cs, Be, Ta, et Mo dans les systèmes granitiques »). Seules la biotite et la muscovite peuvent contenir des quantités substantielles de Li et de Be (Cherny *et al.*, 1985 ; Siroonian *et al.*, 1959). Étant donné que leur participation au niveau de l'assemblage minéralogique qui se fractionne du liquide silicaté se limite à 6 %, les coefficients de partage pour ces minéraux devraient atteindre 20 et plus pour créer un appauvrissement dans le liquide résiduel (figure 24). Ces valeurs excèdent de 5 à 10 fois les

coefficients de partage proposés par Arth et Hanson (1975) et Mahood et Hildreth (1983). Pour illustrer ce paradoxe, prenons comme exemple les teneurs en Li des muscovites et des biotites du pluton de La Corne pour lesquelles Siroonian *et al.* (1959) ont rapporté des concentrations maximales de 4000 ppm. De plus, établissons les prémisses suivantes : un pourcentage maximum de biotite et de muscovite modales de 10 % dans les monzogranites, un coefficient de partage (i.e. $K_{d\text{ mica/liquide}} \approx 5$), et des concentrations de Li = 0 dans les feldspaths, le quartz et les minéraux accessoires. Finalement, en tenant compte de notre modèle de cristallisation qui prône le fractionnement d'un assemblage minéralogique dominé par le plagioclase, le feldspath-K, le quartz et les micas selon les proportions : 42 : 22 : 30 : 6, le coefficient de partage total du Li (e.g. D_{Li}^*) devrait logiquement se situer autour de 0,4. Ces données signifient que le liquide silicaté résiduel formé lors de la cristallisation devrait contenir au-delà de 7500 ppm. Mais les monzogranites de Preissac-La Corne contiennent entre 100 et 500 ppm de Li (figure 18), ce qui implique que plus de 7000 ppm de Li ont dû quitter le système.

Il faut donc conclure que le Li, et les autres éléments lithophiles se retrouvent dans un liquide silicaté résiduel et/ou dans la phase vapeur qui se séparent de la chambre magmatique pour former les pegmatites granitiques. Les monzogranites parents du batholite de Preissac-La Corne, contrairement à plusieurs suites granitiques « fertiles », sont appauvris en F mais riche en H_2O , tandis que les teneurs en Cl s'avèrent normales pour une suite granitique (Leduc, 1980 ; Danis, 1985 et Christiansen *et al.*, 1988). Dans ces conditions (rapports Cl/F \gg 10), la phase vapeur en équilibre avec le magma devient extrêmement enrichie en Li (section intitulée : "Comportement du Li, Cs, Be, Ta et Mo dans les systèmes granitiques"). Cependant, étant donné que : 1) les pegmatites granitiques lithinifères se retrouvent dans les épontes entourant les monzogranites à biotite et monzogranites à biotite et muscovite, 2) ces monzogranites possèdent les plus hautes concentrations en Li et, 3) il y a une absence de pegmatites lithinifères associées aux monzogranites à muscovite et grenat, il s'ensuit que la phase vapeur qui accompagne un liquide silicaté résiduel, probablement enrichi en Li, doit se détacher d'un magma monzogranitique relativement peu évolué.

Les pegmatites lithinifères (externes) du batholite de Preissac-La Corne possèdent en moyenne des teneurs en Be, Cs, Rb, Ta, Nb et Ta plus élevées ou comparables aux teneurs des pegmatites internes, même si ces dernières contiennent du béryl et de la colombo-tantalite. Ceci suggère que les magmas granitiques parents des pegmatites lithinifères sont également enrichis en ces éléments lithophiles. Toutefois, même si les concentrations moyennes des métaux rares pour les pegmatites du batholite de Preissac-La Corne sont de 5 à 20 fois plus élevées que les valeurs des granites, aucune pegmatite

lithinifère n'acquiert des teneurs économiques en Ta, Nb et Cs (e.g. les teneurs dépassent rarement 500 ppm). Ceci peut être attribuable à plusieurs facteurs dont : 1) la source quartzofeldspathique, qui génère les granites parents par fusion partielle, contient des concentrations initiales de Be, Cs, Nb et Ta inférieures aux concentrations de Li, 2) les concentrations primaires des éléments tels le Nb, le Zr et le Cs étant initialement faibles dans une terre chondritique (ex : Li = 2,4 ppm contre Nb = 0,37 ppm et Cs = 0,27 ppm ; Anders et Ebihara, 1982), tout magma granitique et pegmatitique se doit d'être extrêmement différencié pour atteindre des teneurs économiques en Cs, Ta et Nb, 3) à des températures magmatiques et dans les systèmes riches en Cl, le Nb, le Ta et le Be n'entrent pas aussi facilement dans la phase vapeur en équilibre avec le granite parent. Ainsi le Ta et le Nb, qui demeurent largement incompatibles dans les systèmes granitiques, devraient enrichir le liquide granitique résiduel, ce qui est confirmé par leurs concentrations plus élevées dans les faciès à muscovite et grenat. Il faut préciser que les pegmatites couramment exploitées pour le Ta, le Cs et le Rb sont généralement des corps tabulaires volumineux, zonés, très différenciés et ayant subi des épisodes répétés de métasomatisme (ex : pegmatite de Tanco, Crouse et Černý, 1972 ; Thomas et Spooner, 1988 ; Möller et Morteani, 1987).

Une autre question fondamentale à laquelle nous devons répondre est la cause de la zonalité grossière des pegmatites autour des monzogranites parents. Dans le batholite de Preissac-La Corne, cette zonalité se résume à des pegmatites à béryl (non économiques) à l'intérieur et en bordure des monzogranites, et à des pegmatites riches en spodumène, avec des quantités mineures de colombo-tantalite dans les roches encaissantes. L'interprétation conventionnelle suggère que les pegmatites deviennent de plus en plus différenciées (i.e. enrichies en éléments incompatibles) lorsque l'on s'éloigne des granites parents, ce qui semble être largement confirmé par les études minéralogiques et géochimiques (Černý, 1982 ; Černý et Meintzer, 1988). Évidemment, les processus de différenciation interne au niveau d'un corps pegmatitique jouent également un rôle important. Toutefois, il est difficile de concevoir un tel processus dans le cas des pegmatites du batholite de Preissac-La Corne. Les données géochimiques indiquent que les pegmatites lithinifères n'atteignent pas un degré de différenciation plus prononcé relativement aux pegmatites confinées à l'intérieur des monzogranites. Les rapports Rb/Sr, K/Rb et les patrons des terres rares sont similaires. Les deux types de pegmatite peuvent cependant se différencier par la température à laquelle elles cristallisent. En effet, l'assemblage minéralogique des pegmatites externes (i.e. à spodumène, quartz, plagioclase, feldspath, muscovite et grenat) reflète probablement des conditions de températures inférieures ($< 580^\circ\text{C}$) à celles représentées par les pegmatites internes [quartz,

feldspath-K (perthites), plagioclase, béryl ; i.e. > 680°C ; Černý, 1982]. Cette hypothèse est partiellement supportée par le fait que le spodumène cristallise dans un intervalle de température située entre 580 et 400°C (London et Burt, 1982), tandis que les pegmatites stériles contiennent un feldspath potassique perthitique (hypersolvus) et une proportion substantielle de muscovite et de béryl. Nous ne croyons pas que les gradients de pression aient joué un rôle déterminant. Les pegmatites internes et externes affleurent à moins de 1 km les unes

des autres, et il est peu probable qu'un gradient de 2 kb qui différencie le niveau d'emplacement des pegmatites à béryl et à spodumène, tel que proposé par Burt et London (1982) et Černý (1982), se soit développé sur une si courte distance. Néanmoins, la différence de température de cristallisation n'explique pas les variations du contenu en métaux rares, et il faut donc conclure que celles-ci reflètent directement des variations qui caractérisent les monzogranites parents.

Milieu tectonique des monzogranites peralumineux du batholite de Preissac-La Corne

La formation de plutons granitiques peralumineux s'effectue à l'intérieur de deux types probables de milieux tectoniques convergents. Dans le premier type, les granites peralumineux font partie de complexes plutoniques intermédiaires à felsiques calco-alcalins mis en place lors de la culmination du cycle tectono-métamorphique des orogènes cordillères internes (Barton, 1990). Les plutons d'âge crétacé supérieur du Great Basin est et central, situés dans la partie est du Nevada, constituent l'exemple-type. Leur évolution est caractérisée par : 1) la présence d'un craton précambrien, 2) un cycle magmatique court (< 50 Ma), 3) un épaissement graduel de la croûte par tectonisme (surtout par chevauchement) ou magmatisme, et une augmentation du flux de chaleur crustal et du métamorphisme régional, 4) un changement progressif à partir d'un magmatisme métalumineux mafique à intermédiaire vers un magmatisme peralumineux felsique. Cette évolution s'accompagne de variations isotopiques du Nd, Sr, Pb et O indiquant un accroissement de la participation de la croûte relativement au manteau subcontinental, 5) La minéralisation associée aux plutons métalumineux comprend des gisements de Cu-Mo (Au, Zn, Pb) tandis que les suites peralumineuses tardives contiennent des gisements de métaux lithophiles [e.g. Be+F+W+Mo (Zn, Sn, Ag)]

Dans le deuxième type, les granites peralumineux sont directement produits par anatexie crustale et leur intrusion postdate de quelques millions d'années la collision de deux blocs continentaux (e.g. Himalayas et collision Hercynienne en Europe). Les compositions chimiques et isotopiques des granites diffèrent de façon significative des magmas peralumineux reliés aux orogènes des Cordillères, et montrent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ très élevés (>0,71), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \gg 1$, $\delta^{18}\text{O} > +10 \text{‰}$, $\text{Rb}/\text{Sr} > 10$ et des contenus en CaO, MgO, Ba, Zr très faibles (Harris *et al.*, 1986). La minéralisation comprend des gisements de W, de Sn et d'U.

Il est difficile de classer les monzogranites du batholite de Preissac-La Corne dans une de ces deux catégories. Leur mode d'intrusion, leur paragenèse, leur association avec les plutons mafiques à intermédiaires métalumineux, combinés aux données isotopiques de l'oxygène, suggèrent leur appartenance au type 1 (Cordillères) tandis que les données géochimiques, qui montrent un enrichissement prononcé en Rb, Ta, Nb, U et Rb/Sr et un appauvrissement marqué en MgO, CaO, TiO_2 , Zr, Eu, militent plutôt pour le type 2.

Comme hypothèse, nous suggérons que la collision et/ou la superposition de blocs crustaux qui appartiennent aux sous-Provinces de Pontiac et de l'Abitibi aient pu générer un épaissement crustal important. La suture de cette collision serait représentée par le couloir de déformation Cadillac-Larder Lake. Les récents levés de réfraction sismique du projet LITHOPROBE, qui recoupent cette structure, indiquent qu'elle possède un pendage abrupt vers le nord et devient lystrique à une profondeur d'au moins 12 à 15 km (Green *et al.*, 1990 ; Jackson *et al.*, 1990). Bien que la faille ait été active en cisaillement, on peut supposer que les mouvements latéraux étaient tardifs et superposés sur un mouvement de chevauchement N-S (Jackson et Sutcliffe, 1990 ; Daigneault et Archambault, 1990). L'enfouissement d'un assemblage volcano-plutonique et sédimentaire à des profondeurs de plus de 20 km par chevauchements répétés combiné à la chaleur engendrée par la friction de deux blocs crustaux peut générer des températures voisinant l'anatexie (> 800°C) et produire directement des liquides felsiques peralumineux. (Hill *et al.*, 1981). Feng et Kerrich (1991) prônent une hypothèse similaire dans laquelle la fusion d'une croûte continentale, épaissie par chevauchements répétés et comprenant une proportion dominante de roches sédimentaires matures (i.e. les roches sédimentaires de la sous-Province de Pontiac et du Groupe de Malartic), a généré les suites monzogranitiques tardives de la sous-Province de Pontiac et du batholite de Preissac-La Corne (la suite « H » de Rive *et al.*, 1990). Selon ces derniers, le Groupe de Malartic et la partie nord de la sous-Province de Pontiac composeraient un terrain géologique similaire, soit une section profonde de la croûte de la ceinture volcanique de l'Abitibi. La partie Nord du Groupe de Malartic, qui inclut le batholite de Preissac-La Corne constituerait quant à elle une fenêtre tectonique de la sous-Province du Pontiac exposée par soulèvement différentiel (Feng et Kerrich, 1991).

Modèle de formation et d'évolution magmatique de la suite monzogranitique tardive et des pegmatites granitiques

Le scénario suivant est envisagé pour la formation et l'évolution des monzogranites et des pegmatites :

- 1- Anatexie d'une croûte quartzofeldspathique riche en H_2O et Cl (contenus dans les micas) et production d'un magma granitique primitif. Nous suggérons qu'une source quartzofeldspathique métasomatisée par des fluides aqueux enrichis en alcalis a pu être

fusionnée. Ce métasomatisme a pu se produire dans un milieu de subduction où un prisme d'accrétion sédimentaire a été imprégné par des fluides riches en alcalis provenant de la déshydratation d'une plaque océanique en subduction. Les analyses chimiques, obtenues sur les basaltes et les andésites issus des zones de subduction, indiquent clairement que l'enrichissement observé en Li, Be, Cs et Rb est causé en partie par l'incorporation d'une composante sédimentaire riche en ces éléments et en H₂O (Ryan *et al.*, 1990).

- 2- Ces magmas étant granitiques et riches en H₂O, ils migrent rapidement vers la croûte supérieure en n'assimilant qu'une faible proportion de la croûte étant donnée leur température initiale relativement basse (< 800°C). Ces magmas coalescent au niveau la croûte supérieure et établissent des chambres magmatiques siliceuses. À ce stade, il est probable que la chambre puisse se composer d'une partie apicale liquide et d'autre part, de parties médianes et inférieures dans lesquelles débute la cristallisation des feldspaths et de la biotite.
- 3- Un gradient de température et des phases volatiles se développent dans la chambre magmatique conduisant à la migration du H₂O et du Cl dans sa portion apicale et au processus de diffusion thermogravitationnelle. Ces mécanismes entraînent le Li, le Cs et le Rb, et peut-être le Ta et le Nb, et forment entre autres des complexes oxychlorés et de chlore (LiCl, RbCl, TaClO₃) qui migrent par diffusion dans la phase silicatée ou avec une phase aqueuse séparée. Simultanément, la cristallisation de la masse intrusive s'amorce au toit et sur les parois.
- 4- Les magmas qui résident dans la portion apicale de la chambre magmatique deviennent rapidement sursaturés en H₂O. Il y a alors accroissement de la pression et expulsion d'une partie des phases aqueuses (riches en Li, Rb et Cs) accompagnés d'un magma silicaté qui s'injecte sous forme de pegmatites dans les épontes métavolcaniques et métasédimentaires. Ces pegmatites précoces possèdent des concentrations extrêmement élevées en Li, Rb, Cs, parce qu'elles proviennent du sommet de la chambre magmatique. La forte pression des phases volatiles, accumulée dans les magmas pegmatitiques, force une injection rapide sous forme de dykes subverticaux dans les fractures d'extension et les plans de schistosité des épontes. La majorité des pegmatites forment des dykes peu épais (< 30 m en épaisseur) qui ne subissent qu'une faible différenciation interne, ce qui explique l'absence de zonalité. Par contre, une partie des phases aqueuses riches en Li, Cs et Rb est expulsée dans les épontes lors de la consolidation de la pegmatite, formant ainsi les halos de holmquistite.
- 5- La partie apicale de la chambre magmatique d'où originent les pegmatites lithinifères se consolide et

forme une carapace (probablement des monzogranites à biotite et des monzogranites à biotite et muscovite) sous laquelle résident les magmas résiduels expulsés lors de la cristallisation. Ceux-ci sont, d'après plusieurs critères géochimiques, plus différenciés que les magmas ayant constitués la carapace. En effet, il y a compétition entre le processus de cristallisation fractionnée qui se superpose au gradient chimique engendré par la migration des phases volatiles et le processus de diffusion thermogravitationnelle. La cristallisation fractionnée du feldspath potassique + biotite + plagioclase + monazite + zircon conduit théoriquement à la formation des monzogranites à muscovite et biotite et à muscovite et grenat à partir d'un magma possédant la composition d'un monzogranite à biotite et muscovite (carapace). Ce processus génère un appauvrissement des magmas résiduels en Zr, Th, Sr, Eu, Ba, Ca, Fe, terres rares légères et un enrichissement en Ta, Nb, Y, Si, et Be. Les magmas résiduels peuvent également devenir sursaturés en H₂O, parce que les phases volatiles migrent constamment vers le sommet de la chambre magmatique.

- 6- Lors de la cristallisation de cette partie médiane, il y a expulsion de pegmatites granitiques dans les fractures et diaclases de la carapace granitique supérieure. Parce qu'elles sont issues d'une portion appauvrie en Li, Cs, Rb (?) relativement à sa portion apicale, ces pegmatites ne peuvent cristalliser les aluminosilicates de Li et de Cs. Par contre le Be, et dans une moindre proportion le Ta et le Nb, étant moins susceptibles de former des complexes de chlorures, ils continuent à entrer dans les magmas résiduels dérivés par cristallisation fractionnée qui sont expulsés pour former ces pegmatites.
- 7- L'aboutissement du processus de cristallisation fractionnée est la formation de magmas résiduels ayant la composition d'un monzogranite à muscovite et grenat. Ce magma a probablement perdu la capacité de générer des pegmatites, peut-être parce qu'il a expulsé une partie importante des phases volatiles. Les monzogranites à muscovite et grenat sont extrêmement appauvris en Th, Ba, Zr, terres rares légères et Sr, mais enrichis en Nb, Ta, Y, Si et Mo. Parce qu'ils sont incapables de percer la carapace granitique formée par les monzogranites à biotite et à biotite et muscovite ou parce que le contact entre les masses intrusives granitiques et les roches encaissantes représente un site de fracture favorable, les monzogranites à muscovite et grenat s'injectent plutôt en périphérie des plutons au contact des roches encaissantes (ex : plutons de Moly Hill et de Preissac).

Ce modèle pourrait expliquer, entre autres, les zonalités chimiques et minéralogiques grossières observées dans l'enveloppe pegmatitique associée aux plutons monzogranitiques. En effet, les pegmatites externes riches en Li retrouvées dans les épontes métasédimentaires et métavolcaniques proviendrait de la partie apicale des

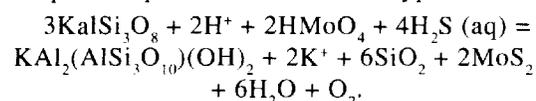
granites enrichie en phases volatiles, (Li, Cs et Rb) tandis que les pegmatites internes qui pénètrent cette partie apicale consolidée proviendraient d'une zone plus profonde de la chambre magmatique appauvrie (ou moins enrichie) en Li, Cs et Rb.

Formation des gisements de molybdénite

Les gisements de molybdénite se forment au terme de l'évolution magmatique des plutons monzogranitiques, comme en témoigne leur association spatiale avec les monzogranites à muscovite et grenat. Le Mo qui demeure un élément incompatible tout au cours de la cristallisation fractionnée, seule une faible proportion se partitionne dans la phase vapeur et dans le liquide silicaté qui forment les pegmatites. Les magmas qui possèdent la composition d'un monzogranite à muscovite et grenat devraient donc initialement contenir les plus hautes concentrations de molybdène. Lors de la consolidation de ce faciès, mis en place en périphérie des plutons, il y a exsolution de fluides aqueux (un fluide modérément salin et un fluide riche en CO₂ ; Taner, 1989) qui, en circulant dans le granite et les roches volcaniques carbonatisées encaissantes, deviennent subséquentement enrichis en Ca, Ni, H₂S et CO₂. Le molybdène, extrait des magmas granitiques, entre en solution dans ce fluide sous forme de complexe oxyacide (ex : HMoO₄⁻; CaO *et al.*, 1988). Les études des inclusions fluides et les données isotopiques de l'oxygène menées

sur les veines de quartz, muscovite et de molybdénite révèlent que le maximum de l'activité hydrothermale se produit à des températures de l'ordre de 425°C (Taner, 1989). Ces fluides tardifs, de températures modérées, précipiteront pour former des veines de quartz accompagnées par les feldspaths (d'abord l'albite suivi du feldspath potassique) et ultérieurement par la molybdénite. Ces fluides sont en équilibre avec le feldspath potassique et/ou la muscovite et génèrent une altération potassique (feldspathisation) du monzogranite à muscovite et grenat encaissant.

Selon Taner (1989) l'association intime entre la molybdénite et la muscovite (les deux apparaissent fréquemment en intercroissance) et la présence de feldspath potassique indiquent une réaction du type :



La précipitation de la molybdénite peut donc se produire lors d'une diminution du pH ou de la fugacité de l'oxygène, ou par une augmentation de l'activité du H₂S. Cependant, la plupart des études qui portent sur la solubilité du molybdène (Candela et Holland, 1984 ; Kudrin, 1985 et Cao *et al.*, 1988) soulignent que celle du MoS₂ est très dépendante de la température. Étant donné que la formation de la muscovite à partir du feldspath potassique est également favorisée par une diminution de la température, ce mécanisme semble être le plus plausible pour expliquer la formation des gisements de MoS₂.



Conclusions

Le batholite de Preissac-La Corne se compose de deux suites magmatiques distinctes soit : 1) une suite dioritique à granodioritique métalumineuse précoce, qui contient de nombreux xénolites métasédimentaires et métavolcaniques, 2) une suite monzogranitique peralumineuse, tardive, modérément à non-foliée, sans xénolites et associée à une auréole pegmatitique minéralisée en Li, Be et Ta.

Les monzogranites peralumineux du batholite de Preissac-La Corne forment quatre plutons (Preissac, Moly Hill, La Corne et La Motte) qui se distinguent par un regroupement spécifique de faciès granitiques et par une minéralisation particulière aux pegmatites et/ou veines hydrothermales associées. Nos études de terrain nous ont permis d'identifier plusieurs types de monzogranites en se basant sur les proportions et/ou l'absence de biotite, muscovite et grenat.

Les plutons de Preissac et de Moly Hill sont en grande partie formés de monzogranites à muscovite et grenat et de monzogranites à muscovite et biotite. L'association spatiale entre la minéralisation en molybdénite et le faciès à muscovite et grenat est exclusive. Dans ces plutons, on ne retrouve que peu de pegmatites granitiques, toutes étant stériles, tandis que plusieurs veines de quartz et de quartz accompagné de muscovite, de feldspath-K et de molybdénite affleurent.

Les plutons de La Corne et de La Motte montrent une zonalité grossière de faciès. Les monzogranites à biotite se localisent au centre de ces plutons, tandis que les monzogranites à biotite et muscovite et les rares monzogranites à muscovite et grenat se situent en bordure. Ces deux plutons sont traversés par de nombreux dykes de pegmatite à béryl. Les roches encaissantes, formées de roches métasédimentaires et métavolcaniques ainsi que par les masses intrusives de la suite précoce, exposent des pegmatites à spodumène non zonées qui constituent, entre autres, le minerai à la mine Québec Lithium.

Les rapports La/Sm, Rb/Sr, Th/Hf, les teneurs en métaux lithophiles et les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ et ϵNd_t des monzogranites les moins évolués (i.e. les monzogranites à biotite et à biotite et muscovite) indiquent qu'ils ne dérivent pas de la cristallisation fractionnée d'un magma granodioritique appartenant à la suite métalumineuse précoce. Ils sont plutôt générés par fusion partielle d'une source quartzofeldspathique [roches métasédimentaires non pélitiques (schistes à biotite) ou tonalites]. Les données minéralogiques, géochimiques et isotopiques nous permettent d'élaborer un modèle suivant lequel les monzogranites à biotite évoluent par cristallisation fractionnée ou par processus de diffusion

thermogravitationnelle/transport par phases volatiles vers les monzogranites à biotite et muscovite pour aboutir à la formation des monzogranites à muscovite et grenat. La cristallisation des phases accessoires, telles la monazite et le zircon, explique l'appauvrissement en Th, terres rares légères et Zr lors de la différenciation. Toutefois, la diminution en Li et Cs au cours de la différenciation magmatique suggère que la chambre magmatique qui donne naissance aux plutons monzogranitiques, était chimiquement zonée. La portion apicale était enrichie en éléments lithophiles [principalement en Li, Cs, Rb (Be, Ta et Nb?)], en partie parce que certains de ces éléments ont pu former des complexes avec le chlore qui ont migré vers le sommet de la chambre magmatique.

Les monzogranites à biotite et à biotite et muscovite sont les premiers à cristalliser au toit et sur les parois de la chambre magmatique. Les magmas devenant sursaturés en H_2O , il y a expulsion de pegmatites granitiques dans les roches encaissantes métavolcaniques et métasédimentaires le long des fractures d'extension et des plans de schistosité. Ces pegmatites, parce qu'elles sont issues de la portion apicale de la chambre magmatique, se composent d'une fraction silicatée et d'une phase vapeur séparée et constituent les pegmatites externes enrichies en Li, mais aussi en Cs, Nb, Be et Ta. De plus, les monzogranites du batholite de Preissac-La Corne qui montrent un rapport Cl/F élevé, favorisent une entrée massive du Li dans la phase vapeur. Les liquides résiduels, générés par cristallisation fractionnée, nichent sous la carapace formée de monzogranites et formeront les monzogranites à muscovite et biotite et les monzogranites à muscovite et grenat. Les pegmatites extraites de ce magma seront mises en place dans la carapace granitique. Celles-ci ne possèdent pas les teneurs élevées en métaux rares caractéristiques des pegmatites externes, parce qu'elles proviennent de la portion plus profonde de la chambre magmatique qui est moins enrichie que sa partie apicale. L'aboutissement du processus de différenciation est la formation des monzogranites à muscovite et grenat. La cristallisation fractionnée a appauvri ces granites en Zr (zircon), Th, Th¹⁸⁷ (monazite), Ba, K_2O , Sr (feldspath) mais elle a, par contre, causé une augmentation des teneurs en Ta, Nb, Y et Mo. Ces derniers éléments entrent dans une phase fluide expulsée des monzogranites à muscovite et grenat qui se sont eux-mêmes mis en place en périphérie des plutons, au contact des roches encaissantes.

Toutefois, même si les teneurs en Li, Ta, Nb et Be des pegmatites du batholite de Preissac-La Corne sont de 5 à 20 fois plus élevées que celles des monzogranites, elles dépassent rarement 500 ppm, en incluant les pegmatites

lithinifères. Ceci est probablement dû : 1) aux faibles teneurs initiales de la source quartzofeldspathique qui génère les monzogranites parents des pegmatites, 2) l'absence de différenciation extrême dans les pegmatites, 3) l'incapacité pour le Nb, le Ta et le Be d'entrer dans la phase vapeur en équilibre avec les magmas granitiques ; cette phase vapeur accompagne les magmas siliceux qui forment les pegmatites et, 4) l'absence de processus hydrothermaux tardifs ou de métasomatisme répété (ex : albitisation) qui produisent un enrichissement local prononcé dans certaines zones des pegmatites.

Il est peu probable que la présence rapprochée de pegmatites granitiques internes (pauvres en lithium) et externes (lithinifères) à moins de 1 km les unes des autres reflètent des différences appréciables de gradient de pression (2 kb), de température (200°C) ou du degré de différenciation qui prévalait lors de leurs mises en place. Leurs compositions chimiques différentes refléteraient plutôt leur niveau d'extraction différent à partir d'une chambre magmatique granitique soumise à un gradient chimique et thermique.

Méthode analytique

Les analyses chimiques des échantillons ont été effectuées au Centre de recherches minérales (CRM) et au laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal. Dans ce dernier cas, les éléments majeurs ont été analysés par fluorescence-X sur un spectromètre PW-1410 en utilisant des pastilles de verre préparées selon la méthode élaborée par Norrish et Hutton (1969). Les concentrations des éléments en traces (Ba, Rb, Sr, Y, Nb, Zr, Cr, Ni et V) ont également été déterminées par fluorescence-X suivant la méthode de Schroeder *et al.* (1980). Les terres rares et les éléments tels le Ta, le Th, l'U, l'Hf, le Sc, le Co et le Cs ont été mesurés par activation neutronique instrumentale (INAA) en utilisant les techniques établies par Bergerioux *et al.* (1979). La précision analytique et la limite de détection pour chaque élément et les détails des techniques d'analyse par fluorescence-X et activation neutronique instrumentale sont fournies par Boily *et al.* (1989b).

L'extraction de l'oxygène des roches silicatées s'est effectué au laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal en utilisant la technique établie par Clayton *et al.* (1972), la transformation de l'O₂ en CO₂ étant pro-

duite par réaction à chaud avec le graphite. Les analyses isotopiques ont été faites sur un spectromètre de masse de type Nuclide 6-60-RMS à triple collecteurs. Les valeurs isotopiques sont corrigées pour l'erreur instrumentale suivant les méthodes élaborées par Craig (1957) et Deines (1970). Les compositions isotopiques sont présentées sous la notation δ en relation à la composition SMOW (Standard Mean Ocean Water; Baertschi, 1976). La précision analytique est de 0,3 ‰ pour les analyses de roche totale.

Les techniques d'extraction du Nd et du Sm sur les roches silicatées par chromatographie ont été décrites par Zindler *et al.* (1979) et Boily *et al.* (1989b). Les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ont été déterminés par spectrométrie de masse au laboratoire de l'Université de l'Alberta sur un appareil VG-354 à simple collecteur. Les concentrations en Nd et en Sm (ppm) ont également été analysées par spectrométrie de masse par méthode de dilution isotopique en utilisant un spike (dopage) enrichi en ^{150}Nd et ^{149}Sm . Les précisions analytiques sur les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ sont de 0,005 % et 0,05 % respectivement.



Références

- ANDERS, E. - EBIHARA, M., 1982 - Solar system abundances of the elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ; 46, pages 2363-2380.
- AVRAMTCHEV, L. - LEBEL-DROLET, S., 1981 - Gîtes minéraux du Québec ; région de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DPV-744 : cartes M-308, M-309, M-31 et M-312.
- ARTH, J.G. - HANSON, G.N., 1975 - Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ; 39, pages 325-362.
- AYRES, L.D. - ČERNY, P., 1982 - Metallogeny of granitoid rocks in the Canadian Shield. *Canadian Mineralogist* ; 20, pages 439-536.
- BABINEAU, J., 1983 - Carte géologique et structurale de la région du lac Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DP 83-30, carte annotée.
- BABINEAU, J., 1985 - Géologie de la région de La Motte, Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; ET 84-03, 17 pages.
- BAERTSCHI, P., 1976 - Absolute $\delta^{18}\text{O}$ content of Standard Mean Ocean Water. *Earth and Planetary Science Letter* ; 31, 341 pages.
- BARTON, M.D., 1990 - Cretaceous magmatism, metamorphism, and metallogeny in the east-central Great Basin. *In* : The nature and origin of Cordilleran magmatism. (Anderson, J.L., editor). Geological Society of America ; Memoir 174, pages 283-302.
- BERGERIOUX, C. - KENNEDEY, G. - ZIKOVSKY, L., 1979 - Use of the absolute method in neutron activation analysis. *Journal of analytical Chemistry* ; 50, pages 229-234.
- BLATTNER, P. - DIETRICH, V. - GANSSER, A., 1983 - Contrasting 18-O enrichment and origin of High Himalayan and Transhimalayan intrusives. *Earth and Planetary Science Letters* ; 65, pages 235-250.
- BOILY, M. - PILOTE, P. - RALLON, H., 1989a - Métallogénie des métaux de haute technologie en Abitibi-Témiscamingue. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MB 89-29, 118 pages.
- BOILY, M. - BROOKS, C. - LUDDEN, J.N. - JAMES, D.E., 1989b - Chemical and isotopic evolution of the Coastal Batholith of southern Peru. *Journal of Geophysical Research* ; 95, pages 12 483-12 498.
- BOILY, M. - WILLIAMS-JONES, A.E. - MULJA, T. - PILOTE, P., 1990 - Rare Element Granitic Pegmatites in the Abitibi Greenstone Belt : A Case Study of the Preissac-La Corne Batholith. *In* : The Northwestern Quebec Polymetallic Belt (texte réuni par M. Rive, P. Verpaelst, J.-M. Lulin, G. Riverin, A. Simard). Canadian Institute of Mining and Metallurgy ; Special Volume 43, pages 299-311.
- BOILY, M. - WILLIAMS-JONES, A.E., 1992 - The chemical evolution of the Strange Lake plutonic complex (Québec-Labrador) : implications for the origin of extreme enrichment in REE and HFSE of peralkaline granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* (en préparation).
- BOILY, M. - GAUDARD, F. - PILOTE, P., 1992 - Géologie et géochimie des indices et prospects de Li, Be, Ta et Mo associés au batholite de Preissac-La Corne, Abitibi, Québec (en préparation).
- BOILY, M., 1992 - Exploration des métaux de haute technologie (Li, Be et Ta) dans les systèmes granitiques peralumineux. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; ET 91-09, 24 pages.
- BOURNE, J. - DANIS, D., 1987 - A proposed model for the formation of the reversely zoned pluton based on a study of the La Corne Complex, Superior Province, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences* ; 24, pages 2506-2520.
- BURT, D.M. - LONDON, D., 1982 - Subsolidus equilibria. *In* : Granitic pegmatites in sciences and industry (Černy, P., éditeur). Association minéralogique du Canada ; Short-Course Handbook 8, pages 329-346.
- CANDELA, P.A., - HOLLAND, H.D., 1984 - The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ; 48, pages 373-380.
- CAO, X. - RICHARDSON, S.M. - RICHARDSON, C.K., 1988 - Dissolution and speciation of MoO_3 in NaCl solutions at elevated temperatures and pressures. *EOS* ; 16, 528 pages.
- CARIGNAN, J. - GARIÉPY, C. - RIVE, M., 1991 - The Lead isotope Geochemistry of Volcanic Rocks, Gneisses and Granitoid Intrusions from the Pontiac Sub-province. Geological Association of Canada, Programs and summaries ; 16, page A19.
- CAWTHORN, R.G. - BROWN, P.A., 1976 - A model for the formation and crystallization of corundum-normative calc-alkaline magmas through amphibole fractionation. *Journal of Geology* ; 84, pages 467-476.
- ČERNY, P., 1982 - Anatomy and Classification of Granitic Pegmatites. *In* : Granitic Pegmatites in Science and Industry (Černy, P., editor). Mineralogical Association of Canada ; Short Course Handbook 8, pages 405-461.
- ČERNY, P. - MEINTZER, P.E. - ANDERSON, R.J., 1985 - Extreme fractionation in rare-element granitic

- pegmatites : selected examples of data and mechanisms. *Canadian Mineralogist* ; 23, pages 381-421.
- ✓CHERNY, P. - FRYER, F.J. - LONGSTAFFE, F.J. - TAMMEMAGI, H.J., 1987 - The Archean Lac du Bonnet batholith, Manitoba : igneous history, metamorphic effects, and fluid overprinting. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ; 51, pages 421-438.
- ✓CHERNY, P. - MEINTZER, R.E., 1988 - Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare-element pegmatites : crustal environment, geochemistry, and petrogenetic relationships. *In* : Recent Advances in the Geology of Granite Related Mineral Deposits. (Taylor, R.P. - Strong, D.F., editors) Canadian Institute of Mining and Metallurgy ; Special Volume 39, pages 170-207.
- CHASE, C.G. - PATCHETT, P.J., 1990 - Stored mafic/ultramafic crust and early Archean mantle depletion. *Earth and Planetary Science Letters* ; 91, pages 66-72.
- CHRISTIANSEN, E.H. - STUCKLESS., J.S. - FUNKHOUSER-MAROLF, M.J. - HOWELL, K.H., 1988 - Petrogenesis of rare-metal granites from depleted crustal sources : an example from the Cenozoic of Western U.S.A. *In* : Recent Advances in the Geology of Granite Related Mineral Deposits (Taylor, R.P. - Strong, D.F., editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy ; Special Volume 39, pages 307-321.
- CLARKE, D.B. - CHATTERJEE, A.K., 1988 - Physical and chemical processes in the South Mountain Batholith. *In* : Recent Advances in the Geology of Granite Related Mineral Deposits (Taylor, R.P. - Strong, D.F., editors). Canadian Institute of Mining and Metallurgy ; Special Volume 39, pages 223-233.
- CLAYTON, R.N. - O'NEIL, J.R. - AND MAYEDA, T.K., 1972 - Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical Research* ; 77, pages 3057-3067.
- CLEMENS, J.D. - WALL, V.J., 1981 - Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canadian Mineralogist* ; 19, pages 111-131.
- COBBING, E.J. - PITCHER, W.S. - Taylor, W.P., 1977 - Segments and super-units in the Coastal Batholith of Peru. *Journal of Geology* ; 85, pages 625-631.
- COLLINS, W.J. - BEAMS, S.D. - WHITE, A.J.R. - CHAPPELL, B.W., 1982 - Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contribution to Mineralogy and Petrology* ; 80, pages 189-200.
- CRAIG, H., 1957 - Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ; 12, pages 133-149.
- ✓CROUSE, R.A. - ✓CHERNY, P., 1972 - The Tanco pegmatite at Bernic lake, Manitoba. I - Geology and paragenesis. *Canadian Mineralogist* ; 11, pages 591-608.
- DAIGNEAULT, R. - ARCHAMBAULT, G., 1990 - Les grands couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. *In* : La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois. (texte réuni par M. Rive, P. Verpaelst, J. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard) Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie ; Volume Spécial 43, pages 43-64.
- DANIS, R., 1985 - Pétrologie et géochimie du batholite de La Corne, Québec. Université du Québec à Montréal ; thèse de maîtrise non publiée, 81 pages.
- DAVIS, D.M., 1991 - Age constraints on deposition and provenance of Archean sediments in the southern Abitibi and Pontiac subprovinces from U-Pb analyses of detrital zircons. Association géologique du Canada, programme et résumés ; 16, page A28.
- DAY, W.R. - WEIBLEN, P.W., 1986 - Origin of late Archean granite : geochemical evidence from the Vermillion Granitic Complex of northern Minnesota. *Contribution to Mineralogy and Petrology* ; 93, pages 283-296.
- DAWSON, R.K., 1966 - A comprehensive study of the Preissac-La Corne batholith, Abitibi county, Québec. Geological Survey of Canada ; Bulletin 142, 76 pages.
- DEBOND., F.- Le FORT, P. - SHEPPARD, S.M.F. - SONET, J., 1986 - The four plutonic belts of the Trans-Himalaya : a chemical, mineralogical, isotopic and chronological synthesis along a Tibet-Nepal section. *Journal of Petrology* ; 27, pages 219-250.
- DEINES, P., 1970 - Mass spectrometer correction factors for the determination of small isotopic composition variations of carbon and oxygen. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Physics* ; 4, pages 283-295
- DePAOLO., D.J., 1981 - A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research* ; 86, pages 10 470-10 488.
- EXPLORATECH LTÉE., 1979 - Évaluation du potentiel en molybdène au Québec ; évaluation sommaire. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DPV-619, 37 pages.
- FARMER, G.L. - DePAOLO, D.J., 1983 - Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure : I. Nd and Sr isotopic studies in the geocline of the northern Great Basin. *Journal of Geophysical Research* ; 88, pages 3379-3401.
- FENG, R. - KERRICH, R., 1991 - Single zircon age constraints on the tectonic juxtaposition of the Archean Abitibi Greenstone Belt and Pontiac Subprovince, Québec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ; 55, pages 3437-3441.
- GARIÉPY, C. - ALLÈGRE, C.J., 1985 - The lead isotope geochemistry and geochronology of late-

- kinematic intrusives from the Abitibi Greenstone Belt and the implications for late Archean crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ; 49, pages 2371-2383.
- GOAD, B.E. - ČERNÝ, P., 1981 - Peraluminous pegmatitic granites and their pegmatite aureoles in the Winnipeg River District, southeastern Manitoba. *Canadian Mineralogist* ; 19, pages 177-194.
- GREEN, A.G. - MILKEREIT, B. - MAYRAND, L.J. - LUDDEN, J.N. - HUBERT C. - JACKSON, L. - SUTCLIFFE, R.H. - WEST, G.F. - VERPAELST, P. - SIMARD, A., 1990 - Deep structure of an Archean greenstone terrane. *Nature* ; 344, pages 327-330.
- GROMET, L.P. - SILVER, T., 1983 - Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ; 47, pages 925-939.
- HARRIS, N.B.W. - PEARCE, J.A. - TINDLE, A.G., 1986 - Geochemical characteristics of collision-zone granites. *In* : *Collision Tectonics* (Coward, M.P. - Ries, A.C., editors). Geological Society of London, Special Publication ; 19, pages 67-81.
- HELZ, R.T., 1976 - Phase relation of basalts in their melting ranges at $P_{H_2O} = 5$ kb. Part II : melt compositions. *Journal of Petrology* ; 17, pages 139-193.
- HILDRETH, W., 1979 - The Bishop Tuff : Evidence for the origin of compositional zonation in a silicic magma chamber. *Geological Society of America ; Special Paper 180*, pages 43-75.
- HILDRETH, W., 1981 - Gradients in silicic magmas chambers : implication for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research* ; 86, pages 10 153-10 192.
- HILL, M. - MORRIS, J. - WHELAN, J., 1981 - Hybrid granodiorites intruding the accretionary prism, Kodiak, Shumagin and Sanak Islands, southwest Alaska. *Journal of Geophysical Research* ; 86, page 1059.
- IMREH, L., 1984 - Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional : synthèse volcanologique, lithostratigraphique et géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; MM 82-04, 72 pages.
- JACKSON, S. - SUTCLIFFE, R.H. - LUDDEN, J.N. - HUBERT-GREEN, A. - MILKEREIT, B. - MAYRAND, L. - WEST, G. - VERPAELST, P., 1990 - Southern Abitibi greenstone belt : Archean crustal structure from seismic- reflection profiles. *Geology* ; 18, pages 1086-1090.
- JACKSON, S. - SUTCLIFFE, R.H., 1990 - Central Superior Province geology : evidence for an allochthonous, ensimatic, southern Abitibi greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences* ; 27, pages 582-589.
- JAHNS, R.H., 1982 - Internal evolution of granitic pegmatites. *In* : *Granitic Pegmatites in Science and Industry*. ČERNÝ, P., editor). Mineral Association of Canada ; Short Course Handbook 8, pages 293-346.
- KARPOV, B.S., 1957 - The Québec Lithium deposit, Barraute, Abitibi, Québec. Rapport interne de la compagnie Québec Lithium, 26 pages.
- KISTLER, R.W. - PETERMAN, Z.E., 1978 - A study of regional variation of initial strontium isotopic composition of Mesozoic granitic rocks in California. United States Geological Survey ; Professional Paper 1071, 140 pages.
- KOVALENKO, N.I., 1977 - Measurement of the Li and Rb distributions in the ongonite-H₂O-HF system. *Geochemistry International* ; 10, pages 885-893.
- KUDRIN, A.V., 1985 - The solubility of tugarinovite MoO₃ in aqueous solutions at elevated temperatures. *Geochemistry International* ; 23, pages 126-138.
- LAJOIE, J. - LUDDEN, J., 1984 - Petrology of the Archean Pontiac and Kewagama sediments and implications for the stratigraphy of the southern Abitibi belt. *Canadian Journal of Earth Sciences* ; 21, pages 1305-1314.
- LEAT, P.T. - MacDONALD, R. - SMITH, R.L., 1984 - Geochemical evolution of the Menengai caldera. *Journal of Geophysical Research* ; 89, pages 8571-8592.
- LEDUC, M., 1980 - Géologie et lithogéochimie des masses batholitiques de la région de Preissac. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DPV-779, 151 pages.
- LONDON, D. - BURT, D.M., 1982 - Lithium minerals in pegmatites. *In* : *Granitic Pegmatites in Science and Industry* (ČERNÝ, P., editor). Mineralogical Association of Canada ; Short Course 8, pages 99-133.
- LONDON, D. - HERVIG, R.L. - MORGAN, G.B. IV, 1988 - Melt vapor solubilities and elemental partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems. *Contribution to Mineralogy and Petrology* ; 99, pages 360-373.
- LONGSTAFFE, F.J., 1979 - The oxygen-isotope geochemistry of Archean granitoids. *In* : *Trondhjemites, Dacites and related Rocks*. (Barker, F., editor). Elsevier, Amsterdam, pages 369-399.
- LONGSTAFFE F.J. - BIRCK, D., 1981 - Oxygen isotope evidence for the origin of discrete granitoid plutons from the Archean western Wabigoon belt, northwestern Ontario. *Precambrian Research* ; 12, pages 222-246.
- LONGSTAFFE, F.J. - ČERNÝ, P. - MUEHLENBACHS K., 1981 - Oxygen isotope geochemistry of the granitoids in the Winnipeg River pegmatite district, southeastern Manitoba. *Canadian Mineralogist* ; 19, pages 195-204.
- LUDDEN, J. - HUBERT, C., 1986 - Geological evolution of the late Archean Abitibi greenstone belt of Canada. *Geology* ; 14, pages 707-711.
- MACHADO, N. - RIVE, M. - GARIÉPY, C. - SIMARD, A., 1991 - U-Pb geochronology of granitoids from the Pontiac sub-Province. *Association Géologique du Canada, programme et résumés* ; 16, page A78.

- MAHOOD, G. - HILDRETH, W., 1983 - Large partition coefficient for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ; 47, pages 11-30.
- MILLER, C.F., 1981 - Cordilleran peraluminous granites : an ancient quartzofeldspathic source. *In* : Tectonic framework of the Mojave and Sonoran Deserts, California and Arizona. (Howard, K.A. - Carr, M.D. - Miller, D. M. , editors). United States Geological Survey Open File Report 81-503, pages 70-72.
- MILLER, C.F., 1986 - Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *Journal of Geology* ; 93, pages 673-689.
- MILLER, C.F. - STODDARD, E.F., 1980 - Origin of strongly peraluminous granitic magmas : a non-pelitic source? Geological Society of America, abstract with programs ; 12, pages 483-484.
- _____, 1981 - The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet : An example from the Old Woman-Piute Range, California. *Journal of Geology* ; 89, pages 233-246.
- MILLER, C.F. - MITTFELDLT, D.W., 1984 - Extreme Fractionation in felsic magma chambers : a product of liquid state diffusion or fractional crystallization? *Earth and Planetary Sciences Letters* ; 68, pages 151-158.
- MILLER, C.F. - WOODEN, J.L. - BENNET, V.C. - WRIGHT, J.E. - SOLOMON, G.C. - HURST, R.W., 1990 - Petrogenesis of the composite peraluminous-metaluminous Old Woman-Piute range batholith, southeastern California ; Isotopic constraints. *In* : The nature and origin of Cordilleran magmatism (Anderson, J.L., editor). Geological Society of America ; Memoir 174, pages 99-107.
- MITTFELDLT, D.W. - MILLER, C.F., 1983 - Geochemistry of the Sweetwater Wash pluton, California : implications for "anomalous" trace element behaviour during differentiation of felsic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ; 47, pages 109-124.
- MÖLLER, P. - MORTEANI, G., 1987 - Geochemical exploration guide for tantalum pegmatites. *Economic Geology* ; 83, pages 1888-1897.
- MUECKE, G.K. - CLARKE, D.B., 1981 - Geochemical evolution of the South Mountain batholith, Nova-Scotia : rare-earth element evidence. *Canadian Mineralogist* ; 19, pages 133-145.
- NORMAN, G.W.H., 1945 - Molybdenite deposits and pegmatites in the Preissac-La Corne area, Abitibi county, Québec. *Economic Geology* ; 40, pages 1-17.
- NORRISH, K. - HUTTON, J.T., 1969 - An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ; 33, pages 431-453.
- PEARCE, J.A. - NORRY, M.J., 1979 - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology* ; 69, pages 33-47.
- PINTSON, H. - LUDDEN, J.N. - JAHN, B.M. - RIVE, M., 1991 - Sm-Nd constraints on the origin of late Archean granitoid rocks, central Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior Province. *Association géologique du Canada; programme et résumés* ; 16, page A78.
- RIVE, M. - PINTSON, H. - LUDDEN, J.N., 1990 - Characteristics of Late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac Subprovinces, Superior Province, Canada. *In* : the Northwestern Quebec Polymetallic Belt. (texte réuni par M. Rive, P. Verpaelst, J. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard). Canadian Institute of Mining and metallurgy ; Special Volume 43, pages 65-76.
- RYAN, J.G. - LEEMAN, W.P. - MORRIS, J.D., 1990 - Lithium, beryllium and boron cycles through subduction zones : implications for LIL enrichment processes at arcs. *In* : V.M. Goldschmidt Conference, program and abstracts ; 78.
- SCHROEDER, B. - THOMPSON, G. - SULANOWSKA, M. - AND LUDDEN, J.N., 1980 - Analysis of geologic materials using an automated X-ray fluorescence system. *X-ray Spectrometry* ; 9, pages 198-205.
- SHIREY, S.B. - HANSON, G.N., 1986 - Mantle heterogeneity and crustal recycling in Archean granite-greenstone belts : Evidence from Nd isotopes and trace elements in the Rainy lake area, Superior province, Ontario. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ; 50, pages 2631-2651.
- SIROONIAN, H.A. - SHAW, D.M. - JONES, R.E., 1959 - Lithium geochemistry and the Source of the spodumene pegmatites of the Preissac-La Corne region of western Québec. *Canadian Mineralogist* ; 6, pages 320-338.
- SOLOMON, G.C. - TAYLOR, H.P. Jr., 1981 - Oxygen isotope study of the Mesozoic batholithic rocks in southwestern California and southern Arizona. *In* : Tectonic framework of the Mojave and Sonoran Deserts, California and Arizona (Howard, K.A. - Carr, M.D. - Miller D. M., editors). United States Geological Survey ; Open File Report 81-503, page 100.
- STEIGER, R.H. - WASSERBURG, G.J., 1969 - Comparative U-Pb-Th systematics in $2,7 \times 10^7$ years plutons of different geologic histories. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ; 44, pages 1437-1453.
- STERN, R.A. - HANSON, G.N. - SHIREY, S.B., 1989 - Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* ; 26, pages 1688-1712.

- TANER, H., 1989 – The nature, origin and physicochemical controls of hydrothermal Mo-Bi Mineralization in the Cadillac and Preissac Deposits, Québec. Department of Geological Sciences, McGill University; unpublished M. Sc. Thesis, 168 pages.
- TAYLOR, H.P.Jr., 1978 – Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*; 38, pages 177-210.
- 1986 – Igneous Rocks: II. Isotopic case studies of circumpacific magmatism. *In: Reviews in Mineralogy: Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes.* (Valley, J.W. - Taylor, H.P. - O'Neil, J.R., editors) Mineralogical Society of America; 16, pages 273-318.
- THOMAS, A.V. – SPOONER, E.T.C., 1988 – Occurrence, petrology and fluid inclusion characteristics of tantalum mineralization in the Tanco granitic pegmatite, southeastern Manitoba. *IN: Recent Advances in the Geology of Granite Related Mineral Deposits.* (Taylor, R.P. – Strong, D.F., editors). Canadian Institute of Mining; Special Volume 39, pages 208-222.
- TREMBLAY, L.P., 1950 – Fiedmont map area, Abitibi county, Québec. Geological Survey of Canada; Memoir 253, 133 pages.
- UJIKE, O., 1984 – Chemical composition of Archean Pontiac metasediments, southwestern Abitibi Belt, Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*; 21, pages 727-731.
- WATT, P.D., 1967 – Preissac Molybdenite Mines Ltd. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Centennial field excursion, northwestern Québec and northeastern Ontario, pages 31-33.
- WEBSTER, J.D. – HOLLOWAY, J.R. – HERVIG, R.L., 1989 – Partitioning of lithophile trace elements between H₂O and H₂O-CO₂ fluids and topaz rhyolite melt. *Economic Geology*; 84, pages 116-134.
- WHALEN, J.G., 1983 – The Ackley City Batholith, southeast Newfoundland: evidence for liquid-state fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; 47, pages 1443-1458.
- WHITE, A.J.R. – CHAPPELL, B.W., 1977 – Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*; 43, pages 7-22.
- WOOD, L.F., – MILLER, C.F., 1984 – Chemistry and genesis of peraluminous trondhjemite dikes, Blue Ridge, North Carolina-Georgia. *Southeastern Geology*; 25, pages 13-24.
- WOOD, S.A., – VLASSOPOULOS, D., 1990 – The genesis of pegmatites containing high technology metals (Be, Li, Nb, Ta, REE, Zr, Ga and Ge): theoretical thermodynamic calculations of the content of high-technology metals in aqueous vapor from 600° to 1200°K at 1 Kbar. *Contribution to Mineralogy and Petrology*.
- WRIGHT, T.L. – DOHERTY, P.C., 1970 – A linear programming and least squares computer model for solving petrological mixing problems. *Bulletin of the Geological Society of America*; 81, pages 1995-2008.
- ZEN, E. – HAMMARSTROM, J.M., 1982 – Magmatic epidote: host rocks, mineral compositions, and significance. *Geological Society of America, Abstract with Programs*; 14, pages 652.
- ZINDLER, A. – HART, S.R. – FREY, F.A., 1979 – Nd and Sr isotopes ratios and rare earth element abundances in Reykjanes Peninsula basalts: Evidence for mantle heterogeneity beneath Iceland. *Earth and Planetary Science Letters*; 45, pages 249-262.



CODES UTILISÉS POUR LES ANNEXES

Mzg = monzogranite
Gd = granodiorite
To = tonalite
Mzd = monzodiorite
Mz = monzonite
P = pegmatite
A = aplite
b = biotite
be = béryl
g = grenat
hb = hornblende
hol = holmquistite
m = muscovite
moly = molybdénite
Qtz = quartz
qz = quartzifère
sp = spodumène
ta = colombo-tantalite
n.d. = non déterminé



ANNEXE 1 – Analyses chimiques des principaux minéraux des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.
A- Suite dioritique à granodioritique précoce (début)
HORNBLÉNDÉ

N° échantillon	MB-20	MB-20	MB-20	MB-20	MB-21	MB-21
N° analyse	1	2	3	4	1	2
SiO ₂	46,96	47,35	47,20	47,20	47,23	47,82
Al ₂ O ₃	7,30	6,27	6,00	7,09	7,63	7,11
TiO ₂	1,04	1,05	1,12	0,94	0,87	0,98
Fe ₂ O ₃	17,59	15,73	15,93	16,96	16,16	14,81
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	0,34	0,36	0,33	0,46	0,27	0,40
MgO	11,60	12,62	12,40	11,52	12,71	13,22
CaO	11,32	11,18	11,26	11,74	11,85	11,67
Na ₂ O	1,58	1,50	1,76	1,61	1,09	1,21
K ₂ O	0,91	0,79	1,02	0,94	0,83	0,79
OH	2,02	2,00	2,00	2,01	2,03	2,04
TOTAL	100,68	98,85	99,01	99,97	100,66	100,04

A- Suite dioritique à granodioritique précoce

N° échantillon	MB-21	MB-21	32 D/08-024-2	32 D/08-024-2
N° analyse	3	4	1	2
SiO ₂	47,20	45,72	48,56	53,11
Al ₂ O ₃	7,28	7,51	6,60	3,70
TiO ₂	1,15	1,07	1,22	0,16
Fe ₂ O ₃	14,74	15,13	13,34	11,31
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	0,33	0,30	0,29	0,35
MgO	12,85	12,37	13,56	16,12
CaO	11,57	11,74	11,67	12,13
Na ₂ O	1,28	1,17	1,15	0,59
K ₂ O	0,79	0,83	0,73	0,25
OH	2,02	1,98	2,04	2,09
TOTAL	99,20	97,82	99,16	99,81

Note : Les valeurs sont en % poids.
n.d. = sous la limite de détection.

ANNEXE 1 – Analyses chimiques des principaux minéraux des roches intrusives du batholite de Preissac-la Corne.

A- Suite dioritique à granodioritique précoce (suite et fin)

BIOTITE				
N° échantillon	32 C/05-048-3	32 C/05-048-3	32 D/08-024-2	32 D/08-024-2
N° analyse	1	2	1	2
SiO ₂	38,72	38,06	39,60	38,67
Al ₂ O ₃	17,11	17,18	16,95	16,99
TiO ₂	1,96	1,81	1,31	1,26
Fe ₂ O ₃	16,10	16,68	11,35	11,12
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	0,23	0,25	0,21	0,28
MgO	10,45	10,03	13,93	14,03
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	10,03	10,34	10,31	10,24
OH	3,99	3,95	4,04	3,98
TOTAL	98,71	98,43	97,76	96,60

FELDSPATH POTASSIQUE						
N° échantillon	MB-20	MB-20	MB-21	32 D/08-024-2	32 D/08-024-2	32 C/05-048-3
N° analyse	1	2	1	1	2	1
SiO ₂	63,89	64,13	62,77	63,12	62,09	64,09
Al ₂ O ₃	18,32	18,2	18,46	17,93	18,33	18,45
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0,44	0,39	0,51	0,50	0,37	0,50
K ₂ O	16,87	16,47	16,49	16,30	16,03	16,43
TOTAL	99,70	99,20	98,30	98,00	96,90	99,53
AB	3,83	3,49	4,52	4,42	3,41	4,40
OR	96,17	96,43	95,48	95,58	96,54	95,60

PLAGIOCLASE						
N° échantillon	MB-20	MB-20	MB-20	32 C/05-048-3	32 C/05-048-3	MB-21
N° analyse	1	2	3	1	2	1
SiO ₂	65,43	63,64	64,44	62,56	63,4	60,39
Al ₂ O ₃	21,07	22,65	21,74	23,64	22,54	24,46
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe ₂ O ₃	0	0,06	0,03	0,02	0,05	n.d.
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	0	0	0	0,06	0,01	n.d.
MgO	0	0,02	0	0,01	0,01	n.d.
CaO	2,26	4,19	2,79	4,85	3,82	6,38
Na ₂ O	10,46	9,23	10,1	8,94	9,33	7,73
K ₂ O	0,05	0,09	0,16	0,17	0,24	0,13
TOTAL	99,33	99,88	98,99	100,27	99,4	99,15
AB	89,07	79,53	85,98	76,17	80,41	68,15
OR	0,28	0,51	0,89	0,97	1,38	0,73
AN	10,64	19,97	13,13	22,85	18,21	31,12

Note: Les valeurs sont en % poids, n.d. = sous la limite de détection,

ANNEXE 1 – Analyse chimiques des principaux minéraux des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

B-Suite monzogranitique tardive (début)

N° échantillon N° analyse	BIOTITE			
	32 C/05-015b-11 1	32 C/05-015b-11 2	32 D/08-019-2 1	32 D/08-019-2 2
SiO ₂	37,29	37,94	36,88	36,48
Al ₂ O ₃	19,19	19,17	18,99	19,13
TiO ₂	2,05	2,07	2,43	2,54
Fe ₂ O ₃	21,08	20,73	21,23	21,36
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	1,14	0,80	0,68	0,69
MgO	4,14	3,77	4,79	4,76
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	19,40	19,73	19,78	19,69
OH	3,88	3,89	3,89	3,88
TOTAL	98,25	98,16	98,71	98,53

MUSCOVITE

N° échantillon N° analyse	DM-4-1	DM-4-1	DM-4-1	DM-4-1	MB-18	MB-18	MB-18	MB-18	MB-88-1
	1	2	3	4	1	2	3	4	1
SiO ₂	44,55	46,18	45,40	45,02	46,63	46,54	46,68	46,04	46,82
Al ₂ O ₃	27,75	29,27	29,14	29,54	31,50	31,46	30,75	31,83	29,67
TiO ₂	0,54	0,51	0,57	0,59	0,41	0,42	0,51	0,36	0,47
Fe ₂ O ₃	6,41	5,54	5,92	5,53	4,70	4,63	5,14	4,53	6,12
FeO	n.d.								
MnO	0,22	0,17	0,18	0,15	0,13	0,06	0,10	0,09	0,10
MgO	1,38	1,33	1,26	1,20	0,53	0,55	0,66	0,55	0,81
CaO	n.d.								
Na ₂ O	0,21	0,17	0,15	0,19	0,53	0,55	0,66	0,55	0,35
K ₂ O	10,80	11,08	11,24	11,17	11,24	11,53	11,16	10,70	11,04
OH	4,19	4,33	4,29	4,28	4,41	4,40	4,39	4,38	4,37
TOTAL	96,08	98,58	98,15	97,67	99,99	99,80	99,67	98,83	99,77

MUSCOVITE

N° échantillon N° analyse	MB-88-1	MB-88-1	32 D/08-019-2	32 D/08-019-2	32 D/08-019-2	32 D/08-019-2
	2	3	1	2	3	4
SiO ₂	46,10	46,04	46,43	46,66	46,33	46,33
Al ₂ O ₃	29,87	30,31	31,48	31,34	31,38	30,36
TiO ₂	0,43	0,48	0,81	0,84	0,67	0,84
Fe ₂ O ₃	6,18	6,01	3,65	3,37	3,51	3,88
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	0,08	0,12	0,08	0,09	0,07	0,09
MgO	0,79	0,70	1,23	1,13	1,25	1,66
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0,31	0,35	0,32	0,34	0,25	0,20
K ₂ O	11,07	11,08	10,92	11,09	11,08	11,07
OH	4,34	4,36	4,41	4,41	4,39	4,38
TOTAL	99,17	99,45	99,33	99,27	98,94	98,83

Note: Les valeurs sont en % poids.

n.d. = sous la limite de détection.

ANNEXE 1 – Analyses chimiques des principaux minéraux des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

B-Suite monzogranitique tardive (suite et fin)

FELDSPATH POTASSIQUE

N° échantillon	MB-18	MB-18	MB-88-1	MB-88-1	32 D/08-019-2	32 D/08-019-2
N° analyse	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	64,99	64,58	65,22	64,59	65,34	65,53
Al ₂ O ₃	17,96	18,11	18,10	18,22	18,26	18,20
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0,25	1,17	0,51	0,43	0,28	0,33
K ₂ O	15,16	15,16	16,75	16,82	16,72	16,56
TOTAL	99,10	99,10	100,60	100,10	100,60	100,60
AB	2,20	10,50	4,40	3,80	2,50	2,90
OR	97,80	89,50	95,60	96,20	97,50	97,10

PLAGIOCLASE

N° échantillon	MB-18	MB-18	MB-88-1	MB-88-1	32 D/08-019-2	32 D/08-019-2
N° analyse	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	67,56	67,33	66,50	66,92	65,86	64,73
Al ₂ O ₃	20,01	20,25	20,56	20,67	21,43	18,24
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe ₂ O ₃	n.d.	0,05	n.d.	0,04	n.d.	n.d.
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	n.d.	0,05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	1,00	1,39	1,70	1,69	2,64	2,71
Na ₂ O	10,72	10,54	10,33	10,35	9,62	9,70
K ₂ O	0,03	0,10	0,10	0,14	0,09	0,07
TOTAL	99,35	99,67	99,21	99,83	98,66	99,91
AB	94,90	92,70	91,10	91,00	86,40	86,30
OR	0,20	0,60	0,60	0,80	0,50	0,40
AN	4,90	6,80	8,30	8,20	13,10	13,30

GRENAT

N° échantillon	MB-18	MB-18
N° analyse	1	2
SiO ₂	37,19	37,70
Al ₂ O ₃	21,01	20,77
TiO ₂	0,03	0,09
Fe ₂ O ₃	16,69	16,92
FeO	n.d.	0,11
MnO	24,14	24,18
MgO	0,20	0,27
CaO	0,15	0,10
Na ₂ O	0,03	0,04
K ₂ O	0,07	n.d.
TOTAL	100,85	101,07
AL	38,45	39,25
PY	0,83	1,10
SP	56,34	56,80

Note: Les valeurs sont en % poids. n.d. = sous la limite de détection.

ANNEXE 2 – Analyses chimiques des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

A-SUITE DIORITIQUE À GRANODIORITIQUE PRÉCOCE

N° échantillon	32 C/05-013A-2	33 C/05-033-3	32 C/05-035-1	32 C/05-038-1	32 C/05-048-3	32 D/08-022-1	32 D/08-024-4	32 D/08-045-2	32 D/08-045-3	MB-05	MB-14	MB-20
N° BAROQ	88-8814	88-8861	88-8846	88-8877	88-8834	88-8885	88-8804	88-8807	88-8815	88-8840	88-8821	88-8838
Localité	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Qué. Lithium	La Corne	Vassan
UTM Est	278352	278473	279995	281427	280481	706615	715655	720725	720725	292245	707697	292486
UTM Nord	5366454	5356834	5355551	5357777	5354421	5368808	5365149	5361143	5361143	5365863	5356039	5341988
Type	Qtz-Mzd, hb	Gd-To, b	Gd-To, b	Gd, b	Gd-To, b, hb	Gd, b	Gd, b	Mzd, hb	Mzd, hb	Qtz-Mzd, hol	Qtz-Mzd/Gd	Qtz-Mzd, hb
% poids	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	60,80	69,20	70,40	68,60	66,80	68,30	66,20	59,60	57,70	63,80	66,10	62,90
TiO ₂	0,66	0,34	0,28	0,32	0,42	0,28	0,44	0,48	0,59	0,42	0,48	0,43
Al ₂ O ₃	16,50	16,40	16,50	16,00	16,20	16,50	17,00	15,70	15,30	16,90	16,90	15,80
Fe ₂ O ₃ t	4,85	2,21	2,50	2,16	2,79	2,16	2,85	5,53	6,25	3,49	2,98	4,33
MnO	0,10	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,05	0,10	0,11	0,06	0,03	0,08
MgO	2,96	0,57	0,64	0,98	1,15	1,11	1,48	4,88	5,66	1,97	1,44	2,26
CaO	5,02	3,03	5,12	2,57	3,25	2,90	3,29	5,22	5,80	4,44	3,73	4,38
Na ₂ O	5,23	4,74	1,63	4,57	4,29	4,34	4,57	3,81	4,61	4,44	5,86	4,50
K ₂ O	2,78	1,73	0,28	1,91	2,20	1,45	4,57	2,52	1,82	2,37	1,12	3,48
P ₂ O ₅	0,29	0,11	0,12	0,11	0,11	0,06	0,19	0,18	0,24	0,15	0,05	0,23
PAF	0,41	0,69	0,68	0,82	0,76	0,86	0,75	1,19	0,81	0,84	0,78	0,62
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	65	3	8	11	15	37	23	100	116	28	7	29
Sc	0	0	0	3	3	3	4	0	0	7	4	8
V	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	119	60	92	65	92	37	94	115	92	80	76	70
Mo	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	420	150	47	260	110	490	50	650	61	170	27	120
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	20	25	155	66	n.d.	n.d.	28	2	1
Ba	2200	770	730	971	981	475	801	2000	959	1000	433	892
Sr	2000	820	800	900	880	240	890	1400	1300	870	630	840
Ga	24	22	22	22	23	18	27	20	16	22	23	19
Li	659	616	437	731	566	1300	565	844	200	1400	30	23
Be	n.d.	n.d.	2	n.d.	n.d.	11	14	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ta	n.d.	n.d.	n.d.	1	2	2	5	n.d.	n.d.	2	6	1
Nb	17	8	5	3	7	9	10	4	6	7	8	8
Hf	n.d.	n.d.	n.d.	3	4	3	4	n.d.	n.d.	3	4	4
Zr	220	150	120	140	150	120	160	190	220	140	160	160
Y	20	16	11	7	11	17	16	18	20	16	13	18
Th	n.d.	n.d.	n.d.	4	4	2	4	n.d.	n.d.	3	2	6
U	n.d.	n.d.	n.d.	2	2	1	1	n.d.	n.d.	1	1	2
La	n.d.	n.d.	n.d.	10	32	6	23	n.d.	n.d.	23	17	32
Ce	n.d.	n.d.	n.d.	17	64	12	49	n.d.	n.d.	50	37	70
Nd	n.d.	n.d.	n.d.	11,00	35,00	5,20	25,00	n.d.	n.d.	25,00	21,00	34,00
Sm	n.d.	n.d.	n.d.	1,50	5,20	0,80	4,10	n.d.	n.d.	4,10	3,40	5,70
Eu	n.d.	n.d.	n.d.	0,60	1,20	0,30	1,00	n.d.	n.d.	1,10	0,90	1,40
Tb	n.d.	n.d.	n.d.	0,30	0,30	0,10	0,30	n.d.	n.d.	0,30	0,20	0,50
Yb	n.d.	n.d.	n.d.	0,40	0,50	0,20	0,40	n.d.	n.d.	0,60	0,40	0,90
Lu	n.d.	n.d.	n.d.	0,10	0,10	0,10	0,10	n.d.	n.d.	0,10	0,10	0,10
δ ¹⁸ O (‰)	n.d.	7,80	n.d.	n.d.	8,90	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8,30

ANNEXE 2 – Analyses chimiques des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

A-Suite dioritique à granodioritique précoce (suite et fin)

N° échantillon	MB-21	MB-22	MB-23	MB-27	MB-30	MB-31	QL-27	QL-33	QL-42	QL-52	WQ-08	WQ-12
N° BAROQ	88-8839	88-8829	88-8805	88-8842	88-8831	88-8831	-	-	91-4684	91-4685	91-4671	91-4672
Localité	Vassan	Vassan	Vassan	Qué. Lithium	Vassan	Vassan	QL-01A	QL-01B	Faillie Mann.	Mt-Vidéo	QL-10	QL-07
UTM Est	287861	285331	717170	292247	282175	279750	293490	293650	292700	294200	285250	288050
UTM Nord	5345393	53445650	5359874	5365863	5349126	5350150	5364690	5364690	5366000	5366205	5367550	5366500
Type	Mzd, b, hb	Qtz-Mzd, hb	Mzd, hb	Qtz-Mzd, hol	Mzd, hb	Qz-Mzd/Gd	Qz-Mzd/Mz	Mz	Gd, b	Qz-Mzd	Gb	Qz-Mzd/Gd
% poids	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	59,50	63,30	62,50	63,30	63,60	64,30	61,60	62,50	69,40	63,50	49,10	66,40
TiO ₂	0,51	0,46	0,07	0,44	0,40	0,39	0,55	0,47	0,28	0,73	0,15	0,40
Al ₂ O ₃	18,40	16,90	16,70	16,70	16,70	16,70	15,70	17,30	16,40	15,90	12,50	16,50
Fe ₂ O _{3,t}	4,53	4,02	3,49	3,91	3,41	3,57	4,48	3,81	1,41	8,35	9,38	3,14
MnO	0,07	0,06	0,07	0,08	0,06	0,06	0,08	0,06	0,02	0,14	0,15	0,09
MgO	2,54	2,21	1,38	1,86	1,99	1,86	2,63	2,22	0,95	5,94	12,70	1,72
CaO	5,67	4,78	2,99	4,38	4,28	4,23	5,35	4,88	6,14	2,54	9,37	3,23
Na ₂ O	5,32	4,84	5,95	4,45	4,59	4,77	3,77	4,42	1,36	0,78	0,94	4,07
K ₂ O	1,39	2,02	4,88	2,21	2,31	2,37	3,68	2,40	0,09	0,07	0,35	2,13
P ₂ O ₅	0,16	0,17	0,16	0,17	0,15	0,14	0,28	0,20	1,24	2,04	0,04	0,13
PAF	0,74	0,65	0,28	1,15	0,78	0,61	0,60	0,60	n.d.	n.d.	2,59	1,15
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	34	67	n.d.	n.d.
Ni	36	29	52	26	2	24	27	27	n.d.	n.d.	405	20
Sc	8	7	4	7	7	6	n.d.	n.d.	29	47	n.d.	n.d.
V	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	89	64	n.d.	n.d.	154	56
Cu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	25	3	20	13	51	10
Zn	93	81	81	96	72	72	49	51	9	44	33	131
Mo	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	28	57	100	270	66	66	150	190	n.d.	50	100	1700
Cs	2	2	10	45	7	3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	922	968	2800	971	847	926	1100	992	566	518	92	30
Sr	1200	920	2100	790	840	840	1100	1100	640	830	140	690
Ga	24	21	25	19	24	22	23	26	20	21	10	30
Li	26	28	18	1700	32	29	510	974	25	37	110	1600
Be	n.d.	n.d.	2	6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	12
Ta	2	4	3	4	3	4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	7	7	7	8	8	7	7	8	n.d.	n.d.	4	9
Hf	4	3	3	3	3	3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zr	160	150	150	130	120	120	190	180	130	140	60	140
Y	17	13	25	14	13	12	20	13	4	8	15	20
Th	2	3	6	3	3	3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	1	1	1	1	1	1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La	24	23	88	24	23	25	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ce	57	50	198	53	49	51	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nd	21,00	26,00	106,00	27,00	25,00	26,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sm	5,00	4,20	16,00	4,60	4,10	4,20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eu	1,30	1,10	3,60	1,10	1,00	1,10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tb	0,40	0,30	1,10	0,30	0,40	0,40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Yb	0,70	0,60	1,20	0,70	0,70	0,80	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Lu	0,10	0,10	0,20	0,10	0,10	0,10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
δ ¹⁸ O (‰)	7,70	7,70	7,10	n.d.	8,30	7,10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

ANNEXE 2 – Analyses chimiques des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

B-Suite monzodioritique tardive

N° échantillon	MB-15-1	TM-3	TM-4	TM-13	TM-17	TM-20	TM-29	TM-30	TM-32	TM-35	MB-16	MB-17	MB-19	MB-29	MB-89-12
N° BAROQ	88-8820	-	-	-	-	-	-	-	-	-	88-8806	88-8837	88-8830	88-8819	-
Pluton	Moly Hill	Preissac	Preissac	Preissac	Preissac	Preissac									
UTM Est	707648	-	-	-	-	-	-	-	-	-	692700	699000	694300	694200	694300
UTM Nord	5356113	-	-	-	Figure 3	5357400	5363900	5354800	5356900	5357650					
Type	Mzg, b, m	Mzg, m, g	Mzg, b, m	A/Mzg	Mzg, b, m	Mzg, b, m	Mzg, m, g								
% poids	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	75,00	74,98	75,74	76,27	76,14	75,15	73,81	74,40	75,23	75,82	75,90	76,20	74,30	75,10	74,50
TiO ₂	0,07	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,16	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,14	0,11	0,12
Al ₂ O ₃	14,30	15,14	14,66	15,09	14,59	14,41	14,61	14,88	13,98	14,81	14,60	14,60	14,30	14,40	14,72
Fe ₂ O _{3,t}	0,66	0,37	0,33	0,35	0,39	0,43	1,23	0,33	0,44	0,45	0,56	0,64	0,93	0,91	0,92
MnO	0,04	n.d.	0,07	0,24	0,03	0,03	n.d.								
MgO	0,05	0,05	0,04	0,01	0,05	0,02	0,31	0,03	0,09	0,07	0,13	0,05	0,06	0,06	0,22
CaO	1,04	0,34	0,30	0,52	0,70	0,63	1,26	0,51	0,72	0,61	0,38	0,27	1,13	0,71	0,87
Na ₂ O	3,77	4,86	4,58	4,47	4,29	4,16	3,73	5,85	3,85	4,53	4,55	4,83	3,81	3,81	3,95
K ₂ O	4,30	3,58	3,89	4,26	3,98	3,83	4,37	2,33	3,99	4,02	3,61	3,16	4,24	3,90	4,43
P ₂ O ₅	0,01	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,07	0,04	0,03	0,04	0,03	0,01	0,05	0,02	0,06
PAF	0,24	n.d.	0,41	0,50	0,52	0,67	0,46								
	ppm														
Cr	n.d.														
Ni	n.d.														
Sc	2	n.d.	5	1	2	2	n.d.								
V	n.d.														
Cu	n.d.														
Zn	n.d.														
Mo	n.d.														
Rb	250	491	564	474	469	449	320	422	415	434	450	460	290	360	331
Cs	13	n.d.	10	14	21	27	n.d.								
Ba	647	n.d.	17	8	630	486	n.d.								
Sr	140	22	17	18	22	19	177	17	34	23	12	9	150	110	116
Ga	21	n.d.	34	38	27	26	n.d.								
Li	180	n.d.	46	110	129	131	n.d.								
Be	2	n.d.	3	6	5	7	n.d.								
Ta	5	n.d.	10	11	4	5	n.d.								
Nb	16	49	36	33	35	33	20	91	29	34	36	48	19	21	22
Hf	2	n.d.	2	3	4	3	n.d.								
Zr	75	24	27	46	36	36	131	42	50	34	28	25	120	92	86
Y	20	18	19	22	18	19	10	10	17	18	45	40	18	25	10
Th	10	n.d.	7	2	16	14	n.d.								
U	3	n.d.	8	5	6	6	n.d.								
La	13,1	n.d.	5,3	1,2	27,0	26,8	n.d.								
Ce	24,0	n.d.	12,6	3,1	52,0	43,3	n.d.								
Nd	8,3	n.d.	6,2	2,2	18,0	14,8	n.d.								
Sm	1,4	n.d.	3,1	0,7	2,1	3,1	n.d.								
Eu	0,3	n.d.	0,1	0,1	0,4	0,2	n.d.								
Tb	0,2	n.d.	0,7	0,6	0,3	0,3	n.d.								
Yb	0,7	n.d.	1,7	2,2	0,5	1,0	n.d.								
Lu	0,1	n.d.	0,2	0,1	0,1	n.d.	n.d.								
δ ¹⁸ O(‰)	n.d.	8,6	n.d.	n.d.	8,3	n.d.									

ANNEXE 2 – Analyses chimiques des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

B-Suite monzodioritique tardive (suite)

N° échantillon	MB-89-13	MB-89-14	MB-89-15	MB-89-16	MB-89-17	TM-303	TM-304	TM-318	TM-319	TM-320	TM-322	TM-401	TM-402
N° BAROQ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pluton	Preissac	Preissac	Preissac										
UTM Est	692750	692480	692250	692780	699000	-	-	-	-	-	-	-	-
UTM Nord	5355950	5355800	5356000	53574200	5363900	Figure2	Figure 2	Figure 2	Figure 2				
Type	Mzg, m, g	Mzg, b	Mzg, b										
% poids	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	74,57	75,38	75,34	74,89	76,91	76,63	75,32	75,03	75,54	75,00	75,05	72,24	73,60
TiO ₂	0,04	0,03	0,05	0,04	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	n.d.	0,02	0,10	0,15
Al ₂ O ₃	14,67	13,84	14,45	14,01	13,61	14,22	14,52	15,11	14,92	n.d.	15,08	15,28	14,80
Fe ₂ O _{3t}	0,36	0,29	0,35	0,32	0,47	0,30	0,53	0,57	0,43	n.d.	0,35	1,03	1,57
MnO	n.d.	n.d.	n.d.										
MgO	0,15	0,05	0,11	0,06	0,07	0,06	0,02	0,04	0,05	n.d.	0,10	0,20	0,31
CaO	0,45	0,47	0,62	0,61	0,24	0,32	0,32	0,33	0,39	n.d.	0,44	0,53	0,46
Na ₂ O	4,57	4,02	3,89	3,98	4,42	4,51	4,57	4,35	4,40	n.d.	5,03	4,12	3,97
K ₂ O	3,86	4,09	4,64	4,44	3,60	3,80	3,80	4,00	4,13	n.d.	3,81	5,46	5,67
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	n.d.	0,04	0,04	0,04
PAF	0,36	0,40	0,40	0,32	n.d.	n.d.	n.d.						
	ppm	ppm	ppm										
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sc	7	n.d.	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
V	n.d.	n.d.	n.d.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cu	n.d.	n.d.	n.d.										
Zn	n.d.	n.d.	n.d.										
Mo	n.d.	n.d.	n.d.										
Rb	387	366	347	347	481	518	507	458	528	479	629	409	433
Cs	11	n.d.	12	n.d.	16	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	n.d.	13	n.d.	n.d.	n.d.								
Sr	10	20	33	30	9	6	7	9	8	13	9	18	13
Ga	n.d.	36	n.d.	33	n.d.								
Li	n.d.	35	n.d.	64	n.d.								
Be	n.d.	n.d.	6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4	n.d.	3	n.d.
Ta	2	n.d.	6	Be	n.d.	12	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	14	10	7	5	88	68	84	45	53	54	109	30	32
Hf	8	n.d.	1	n.d.	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zr	35	22	19	14	14	16	6	29	40	20	2	30	32
Y	14	10	7	5	24	26	69	56	25	17	32	24	20
Th	8	n.d.	12	n.d.	1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	5	n.d.	1	n.d.	1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La	7,1	n.d.	9,9	n.d.	1,2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ce	15,1	n.d.	17,1	n.d.	0,9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nd	5,5	n.d.	6,8	n.d.	0,04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sm	2,3	n.d.	2,1	n.d.	0,8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eu	0,1	n.d.	0,1	n.d.	0,1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tb	0,4	n.d.	0,2	n.d.	0,4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Yb	0,9	n.d.	0,5	n.d.	2,1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Lu	0,1	n.d.	0,1	n.d.	0,3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
δ ¹⁸ O (‰)	n.d.	8,9	n.d.	9,2	7,6	8,2	n.d.						

ANNEXE 2 – Analyses chimiques des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

B-Suite monzodioritique tardive (suite)													
N° échantillon	TM-403	TM-406	TM-424	TM-427	TM-428	TM-434	TM435A	TM-435B	TM-439	TM-443	TM-445	TM-453	TM-471
N° BAROQ	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pluton	Preissac												
UTM Est	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
UTM Nord	Figure 2	5357350											
Type	Mzg, m, g	Mzg, b, m											
% poids	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	74,80	75,23	76,29	75,98	75,32	76,00	76,31	75,33	75,08	74,65	76,10	72,27	75,75
TiO ₂	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,05	0,04	0,03	0,21	0,02
Al ₂ O ₃	14,77	14,91	14,53	13,92	14,64	14,45	14,59	15,00	14,87	14,32	14,39	15,98	14,49
Fe ₂ O _{3t}	0,34	0,49	0,51	0,41	0,32	0,45	0,25	0,35	0,51	0,26	0,37	2,08	0,43
MnO	n.d.												
MgO	0,07	0,11	0,13	0,05	0,13	n.d.	0,05	n.d.	0,00	0,13	0,13	1,52	0,07
CaO	0,32	0,50	0,29	0,24	0,43	0,57	0,38	0,41	0,52	0,59	0,49	3,18	0,31
Na ₂ O	4,36	4,15	3,83	4,41	4,29	4,25	4,73	5,08	4,25	4,26	4,46	4,35	4,76
K ₂ O	3,81	3,94	4,31	3,33	3,83	3,92	3,67	3,81	4,10	4,29	3,55	1,07	3,62
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,10	0,04
PAF	n.d.												
	ppm												
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sc	0	0	0	0	0	0	0	0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
V	0	0	0	0	0	0	0	0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	n.d.												
Zn	n.d.												
Mo	n.d.												
Rb	554	476	515	338	441	489	596	602	478	399	488	54	519
Cs	n.d.												
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	3	n.d.	n.d.	3	n.d.	n.d.	23	11	n.d.	n.d.
Sr	9	8	11	9	6	11	7	9	10	21	9	386	13
Ga	n.d.	n.d.	n.d.	45	n.d.	n.d.	35	n.d.	n.d.	29	34	n.d.	n.d.
Li	n.d.	n.d.	n.d.	66	n.d.	n.d.	33	n.d.	n.d.	24	52	n.d.	n.d.
Be	n.d.	n.d.	n.d.	5	n.d.	n.d.	5	n.d.	n.d.	4	5	n.d.	n.d.
Ta	n.d.												
Nb	54	49	47	104	46	54	141	140	41	27	42	6	60
Hf	n.d.												
Zr	20	38	35	38	21	36	17	16	36	18	31	79	14
Y	27	45	32	19	32	42	31	42	16	8	40	6	36
Th	n.d.												
U	n.d.												
La	n.d.												
Ce	n.d.												
Nd	n.d.												
Sm	n.d.												
Eu	n.d.												
Tb	n.d.												
Yb	n.d.												
Lu	n.d.												
δ ¹⁸ O(‰)	n.d.	8,8	8,5	9,5	n.d.	n.d.	9,4	n.d.	8,8	8,1	8,7	n.d.	n.d.

ANNEXE 2 – Analyses chimiques des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

B-Suite monzodioritique tardive (suite)

N° échantillon	TM-477	32 D/08-000-32	D/08-000-32	D/08-003-32	D/08-019-32	D/08-020-32	D/08-021A-	DM-4-1	DM-5-7	MB-89-2	MB-89-3	MB-89-4
N° BAROQ	-	88-8802	88-8828	88-8812	88-8818	88-8890	88-8823	88-8810	-	-	-	-
Pluton	Preissac	La Motte	La Motte	La Motte	La Motte	La Motte	La Motte	La Motte	La Motte	La Motte	La Motte	La Motte
UTM Est	693000	712500	712500	708150	698900	709200	706580	708700	709950	712790	712790	712750
UTM Nord	5357350	5368450	5368450	5369510	5368200	5361550	5361190	5369350	5369990	5364800	5365155	5365650
Type	Mzg, b, m	Mzg, b, m	Mzg, b, m	Mzg, b, m	Mzg, b, m	Mzg, b, m	Mzg, b, m	Mzg, b, m	Mzg, b, m	Mzg, b, m	Mzg, b, m	Mzg, b, m
% poids	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	75,76	75,20	73,40	73,60	73,90	73,70	75,10	73,80	75,00	75,04	73,78	74,90
TiO ₂	0,02	0,02	0,04	0,09	0,06	0,08	0,02	0,08	0,00	0,02	0,08	0,06
Al ₂ O ₃	14,51	15,20	14,20	14,30	14,40	14,10	14,60	14,11	n.d.	14,74	14,25	14,16
Fe ₂ O _{3t}	0,42	0,62	0,91	1,51	0,96	0,98	0,33	1,01	n.d.	0,44	1,04	0,86
MnO	n.d.	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,33	0,06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	0,04	0,08	0,05	0,12	0,12	0,12	0,09	0,05	n.d.	0,09	0,24	0,17
CaO	0,31	0,85	0,81	0,78	0,84	0,96	0,86	0,64	n.d.	0,88	0,98	0,88
Na ₂ O	4,88	4,66	4,00	3,58	3,64	3,67	4,08	3,73	n.d.	4,53	4,05	3,88
K ₂ O	3,67	3,32	4,27	4,22	3,76	4,33	3,72	4,20	n.d.	3,84	3,59	4,34
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,01	0,04	0,02	0,05	0,01	0,06	n.d.	0,04	0,05	0,05
PAF	n.d.	0,34	0,34	0,57	0,65	n.d.	0,39	0,41	n.d.	n.d.	0,36	n.d.
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sc	n.d.	3	2	2	2	2	2	n.d.	n.d.	3	n.d.	2
V	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	529	330	320	420	540	260	250	430	n.d.	304	392	387
Cs	n.d.	21	16	51	46	21	7	n.d.	19	5	n.d.	18
Ba	n.d.	102	302	451	483	399	286	138	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	14	48	37	96	91	100	84	45	n.d.	61	141	116
Ga	n.d.	25	22	21	23	18	22	25	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Li	n.d.	189	265	374	478	354	140	410	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Be	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ta	n.d.	9	9	9	10	3	8	n.d.	n.d.	4	n.d.	7
Nb	63	18	19	22	23	11	15	22	n.d.	10	29	29
Hf	n.d.	1	3	3	3	3	2	n.d.	n.d.	2	n.d.	3
Zr	17	41	67	81	73	95	43	74	n.d.	10	89	29
Y	35	36	22	23	31	16	24	23	n.d.	22	14	14
Th	n.d.	13	15	15	18	22	8	n.d.	13	13	n.d.	19
U	n.d.	8	5	2	4	3	5	n.d.	n.d.	3	n.d.	2
La	n.d.	8,4	13,0	31,0	15,0	24,0	9,6	n.d.	14,2	10,4	n.d.	15,0
Ce	n.d.	19,0	28,0	51,0	30,0	50,0	19,0	n.d.	n.d.	17,2	n.d.	25,6
Nd	n.d.	9,1	11,0	20,0	9,9	21,0	8,1	n.d.	n.d.	7,0	n.d.	9,5
Sm	n.d.	1,7	1,4	2,6	1,4	2,6	1,1	n.d.	n.d.	2,3	n.d.	2,6
Eu	n.d.	0,2	0,3	0,3	0,2	0,5	0,2	n.d.	n.d.	0,2	n.d.	0,2
Tb	n.d.	0,5	0,3	0,4	0,4	0,6	0,3	n.d.	n.d.	0,5	n.d.	0,3
Yb	n.d.	2,6	0,9	1,1	1,8	1,0	1,0	n.d.	n.d.	2,1	n.d.	1,2
Lu	n.d.	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	n.d.	n.d.	0,3	n.d.	0,2
δ ¹⁸ O (‰)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8,6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

ANNEXE 2 – Analyses chimiques des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

B-Suite monzodioritique tardive (suite)

N° échantillon	MB-89-5	MB-89-6	MB-89-7	MB-89-8	MB-89-9	MB-89-10	MB-89-11	MB-89-25	MB-89-28	TM-767	TM-768	TM-908	32 C/5-15B-5
N° BAROQ										89-21944	89-21945	89-21952	88-8827
Pluton	La Motte	La Corne											
UTM Est	712750	712720	712720	712750	712750	712700	712700	712040	712200				282912
UTM Nord	5365650	5366050	5366050	5366605	5366605	5366840	5367250	5366510				5366347	
Type	Mzg, b, m	Mzg, b	Mzg, b	Mzg, b, m	Mzg, b								
% poids	%												
SiO ₂	74,81	75,21	75,45	74,39	73,92	75,32	74,50	74,77	76,50	75,90	75,00	75,00	72,90
TiO ₂	0,03	0,02	0,04	0,03	0,06	0,03	0,08	0,04	0,02	0,10	0,09	0,08	0,06
Al ₂ O ₃	14,56	13,93	14,43	14,72	14,18	14,88	14,44	13,86	14,08	13,30	13,60	14,10	14,10
Fe ₂ O ₃ ^t	0,63	0,30	0,72	0,64	0,88	0,60	0,69	0,49	0,42	1,11	0,80	1,11	2,84
MnO	n.d.	0,04	0,04	0,05	0,06								
MgO	0,08	0,03	0,12	0,11	0,20	0,16	0,20	0,11	0,03	0,21	0,14	0,17	0,05
CaO	0,78	0,71	0,79	0,77	1,02	0,69	0,71	0,88	0,28	0,79	0,68	0,93	0,96
Na ₂ O	4,22	3,99	3,86	4,01	3,85	4,01	3,91	3,80	4,15	3,33	3,72	3,86	3,55
K ₂ O	4,41	4,24	4,52	4,59	4,01	4,56	4,37	4,16	3,83	4,64	4,41	4,51	4,31
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,02	0,03	0,01	0,04
PAF	n.d.	0,28	0,48	n.d.	0,40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,44	0,41	0,71	0,34
	ppm												
Cr	n.d.												
Ni	n.d.												
Sc	3	n.d.	n.d.	2	n.d.	4	3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2
V	n.d.												
Cu	n.d.												
Zn	n.d.	5	2	10	n.d.								
Mo	n.d.												
Rb	361	347	299	341	307	383	397	283	533	330	270	340	420
Cs	6	n.d.	n.d.	11	n.d.	18	27	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	25
Ba	n.d.	670	621	99	652								
Sr	54	54	65	150	54	55	79	49	7	140	100	39	150
Ga	n.d.	19	17	23	21								
Li	n.d.	182	175	420	295								
Be	n.d.												
Ta	5	n.d.	n.d.	4	n.d.	6	6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11
Nb	17	14	16	17	17	18	24	11	88	17	12	17	25
Hf	2	n.d.	n.d.	3	n.d.	2	3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2
Zr	36	36	51	77	48	37	60	51	14	140	97	95	82
Y	19	14	17	12	15	23	14	12	33	16	18	22	22
Th	14	n.d.	n.d.	18	n.d.	13	12	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	16
U	5	n.d.	n.d.	3	n.d.	6	5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2
La	11,8	n.d.	n.d.	20,4	n.d.	10,3	18,4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	23,4
Ce	20,4	n.d.	n.d.	33,3	n.d.	17,9	31,0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	32,3
Nd	7,8	n.d.	n.d.	11,5	n.d.	7,2	10,6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9,0
Sm	2,6	n.d.	n.d.	2,9	n.d.	2,5	2,6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,2
Eu	0,4	n.d.	n.d.	0,3	n.d.	0,2	0,1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,3
Tb	0,04	n.d.	n.d.	0,4	n.d.	0,5	0,4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,2
Yb	2,0	n.d.	n.d.	1,1	n.d.	2,3	1,3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,8
Lu	0,3	n.d.	n.d.	0,2	n.d.	0,3	0,2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,1
δ ¹⁸ O(‰)	n.d.	8,2											

ANNEXE 2 – Analyses chimiques des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

B-Suite monzodioritique tardive (suite)

N° échantillon	32 C/05-016-1	32 C/05-039-1	TM-603	TM-614	TM-621	TM-634	TM-637	TM-638	TM-648	TM-652	TM-662	TM-672	TM-684
N° BAROQ	88-8889	88-8817	89-21954				89-21958	89-21959	89-21924	89-21927	89-21928	89-21934	89-21938
Pluton	La Corne	La Corne	La Corne	La Corne	La Corne	La Corne	La Corne	La Corne	La Corne	La Corne	La Corne	La Corne	La Corne
UTM Est	283706	281988	280534	282390	282390	286200	281318	281466	282362	282302		281534	281665
UTM Nord	5363352	5359274	5361043	5364040	5364750	5365450	5358735	5358154	5365176	5363987		5365101	5364164
Type	Mzg, b, m	Mzg, b, m	Mzg, b, m	Mzg, b	Mzg, b	Mzg, b, m	Mzg, b	Mzg, m, g	Mzg, b, m				
% poids	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	73,80	74,40	75,28	75,44	75,75	74,71	74,99	75,19	76,48	76,20	75,90	75,20	76,30
TiO ₂	0,05	0,06	0,04	0,08	0,09	0,01	0,04	0,03	0,03	0,03	0,12	0,06	0,02
Al ₂ O ₃	14,30	14,20	14,51	14,11	14,44	14,63	14,63	14,68	14,10	13,70	13,20	13,80	13,90
Fe ₂ O ₃ t	0,76	0,94	0,48	0,97	1,13	1,13	0,60	0,65	0,35	0,57	1,12	0,64	0,44
MnO	0,05	0,05	n.d.	0,04	0,05	0,04	0,02	0,12	0,06	0,05	0,05	0,04	0,07
MgO	0,20	0,05	0,01	0,09	0,21	0,15	0,05	0,01	0,10	0,05	0,21	0,07	0,05
CaO	0,75	0,82	0,64	0,86	1,03	0,99	0,61	0,68	0,61	0,59	0,77	0,63	0,49
Na ₂ O	3,81	3,82	4,39	3,99	4,12	3,75	4,04	4,60	4,05	3,88	3,40	4,15	4,36
K ₂ O	4,43	3,75	4,01	4,47	4,47	4,53	4,26	3,73	4,17	4,56	4,57	3,98	4,35
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
PAF	0,41	0,64	0,38	0,38	0,38	0,44	0,56	0,40	0,39	0,67	0,80	0,50	0,58
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Cr	n.d.	n.d.	5	9	10	5	4	9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	4	5	4	4	4	4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sc	3	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
V	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	n.d.	n.d.	4	3	1	5	69	4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	n.d.	n.d.	46	30	52	45	69	60	17	5	12	136	2
Mo	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	640	620	437	345	447	411	947	330	430	410	420	640	510
Cs	62	44	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	189	340	42	361	702	466	42	37	68	23	403	24	71
Sr	83	92	17	96	149	117	27	14	35	40	10	62	38
Ga	24	26	26	n.d.	n.d.	n.d.	31	30	25	13	22	24	28
Li	686	548	190	n.d.	n.d.	n.d.	209	139	270	86	181	64	60
Be	n.d.	n.d.	7	n.d.	n.d.	n.d.	9	6	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ta	4	10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	18	25	48	18	16	18	48	61	23	21	25	26	26
Hf	2	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zr	57	69	33	64	99	88	36	32	65	64	130	93	55
Y	26	28	20	26	12	10	20	32	32	29	21	27	29
Th	23	19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	5	4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La	13,6	15,0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ce	33,0	31,0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nd	12,0	12,0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sm	2,2	1,5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eu	0,3	0,2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tb	0,6	0,4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Yb	1,8	1,5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Lu	0,3	0,2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
δ ¹⁸ O(‰)	8,8	9,4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

ANNEXE 2 – Analyses chimiques des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

B-Suite monzodioritique tardive (suite et fin)						
N° échantillon	TM-701	TM-707	TM-742	WQ-02	WQ-25	
N° BAROQ			89-21940	91-4664	91-4668	
Pluton	La Corne					
UTM Est	283040	281450	282281	283450	282000	
UTM Nord	5365460	5362260	5367746	5367250	5366400	
Type	Mzg, b, m	Mzg, b, m	Mzg, b	Mzg, b, m	Mzg, b, m	
% poids	%	%	%	%	%	
SiO ₂	75,68	75,87	75,20	74,30	73,40	
TiO ₂	0,06	0,06	0,03	0,05	0,05	
Al ₂ O ₃	14,08	14,03	14,10	14,70	14,80	
Fe ₂ O ₃ †	0,73	0,69	0,65	0,59	0,66	
MnO	0,00	0,06	0,03	0,05	0,05	
MgO	0,05	0,05	0,08	0,17	0,11	
CaO	0,61	0,71	0,72	0,84	0,72	
Na ₂ O	4,06	3,94	4,49	4,03	3,69	
K ₂ O	3,66	4,61	3,86	4,27	4,95	
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	
PAF	0,60	0,34	0,58	0,61	0,61	
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Cr	9	4				
Ni	5	4	n.d.	n.d.	n.d.	
Sc	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
V	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Cu	5	1	n.d.	n.d.	n.d.	
Zn	63	37	55	n.d.	n.d.	
Mo	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Rb	1304	523	620	400	460	
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Ba	150	173	226	540	575	
Sr	63	67	75	120	110	
Ga	n.d.	n.d.	22	20	25	
Li	n.d.	n.d.	110	108	96	
Be	n.d.	n.d.	n.d.	4	4	
Ta	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Nb	26	31	15	17	30	
Hf	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Zr	47	50	85	90	90	
Y	17	22	20	15	20	
Th	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
La	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Ce	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Nd	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Sm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Eu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Tb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Yb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Lu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
δ ¹⁸ O(‰)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	

ANNEXE 2 – Analyses chimiques des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

C-Pegmatites et aplites

N° échantillon	32 C/05-014-132	C/05-019A-132	C/05-035C-1132	C/05-038-7	32 D/08-000-5	32 D/08-023-2	32 D/08-023-2	32 D/08-024-1	DM-5-3	QL-01	QL-25	TM-646-P
N° BAROQ	88-8844	88-8872	88-8851	88-8845	88-8855	88-8824	88-8880	88-8853	88-8882	91-4674	91-4677	89-21998
Localité	-	-	-	-	-	-	-	-	-	QL-02	QL-01A	La Corne, P
UTM Est	279335	286562	279966	281425	712500	706580	715400	715650	709950	293450	292000	282400
UTM Nord	5364911	5367915	5355412	5357776	5368450	5361190	5365395	5365450	5369990	5365680	5365400	5365346
Type	P, be, m	P/A, be, ta	P, g, m	P, m	P, be	A, m, g	P, A, Qyz, m	P, m	P, m	P, moly	P, be	P, be
% poids	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	77,3	82,2	74,9	70,4	73,3	76,6	75,1	74,1	65	69,9	73,3	76
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	12,7	11,9	15,2	16,5	15,6	13,6	14,8	14,7	21,9	17,8	15,7	14,4
Fe ₂ O ₃ †	0,79	0,4	0,26	0,41	0,49	0,29	0,77	0,37	1,23	0,38	0,1	0,55
MnO	0,11	0,05	0,34	0,02	0,05	0,05	0,02	0,01	0,14	0,09	0,11	0,04
MgO	0,16	0,23	0,05	0,05	0,09	0,05	0,02	0,01	0,09	0,14	0,05	0,39
CaO	0,16	0,02	0,26	0,15	0,32	0,18	0,28	0,18	0,49	0,72	0,34	0,39
Na ₂ O	5,34	5,62	6,73	3,93	6,08	3,66	5,33	5,1	7,67	8,74	5,83	4,21
K ₂ O	1,47	0,34	1,51	7,34	1,32	4,81	1,37	3,3	2,09	0,15	3,75	4,54
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,01	0,01	0,07	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
PAF	0,3	0	0,26	0,24	0,72	0,29	0,7	0,45	0,23	0,58	0,22	0,64
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5	n.d.	n.d.
Sc	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
V	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	54	n.d.	n.d.
Be	520	911	8	7	152	6	200	192	44	25	28	n.d.
Ta	31	91	44	n.d.	68	n.d.	39	11	120	82	76	n.d.
Nb	76	60	56	33	82	38	49	34	130	24	50	83
Hf	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zr	22	20	35	4	15	15	16	12	23	30	30	27
Y	18	3	33	21	14	12	6	15	14	6	9	18
Th	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ce	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nd	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Yb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Lu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
δ ¹⁸ O(‰)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

ANNEXE 2 – Analyses chimiques des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

C-Pegmatites et aplites (suite)

N° échantillon	TM-667-P	WQ-03	WQ-07	WQ-22	32 C/05-013-1	32 C/05-017-3	32 C/05-048B-1032	D/08-022-11	32 D/08-022-8	32 D/08-022-9	32 D/08-025-332	D/08-028-1
N° BAROQ	89-21999	91-4669	91-4670	91-4673	88-8843	88-8859	88-8858	88-8826	88-8857	88-8860	88-8854	88-8848
Localité	La Corne, P	QL-13A	QI-10	QL-05	-	-	-	-	-	-	-	-
UTM Est	281984	283350	284990	289480	278348	284927	280481	714150	714200	714150	717900	721100
UTM Nord	5366024	5367300	5366900	5366250	5366458	5368224	5354421	5361100	5362050	5361100	5362300	5367200
Type	P, be	P, be	P, be	P, be	P, sp, ta	P, sp, ta	P, sp, be, ta	P/A, g, moly	P, sp, ta	P, sp	P, sp	P, sp
% poids	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	77	74,7	77,8	72	73,4	73,9	73,1	74,2	77,3	75,1	78	73,1
TiO ₂	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	14,5	14,8	13,1	15,7	15,5	15,9	16	14,9	15,3	16,3	15,6	16,2
Fe ₂ O _{3t}	0,47	0,65	0,27	0,32	0,79	0,22	1,18	0,42	0,39	0,54	0,1	0,18
MnO	0,02	0,01	0,18	0,04	0,08	0,04	0,06	0,21	0,1	0,15	0,29	0,11
MgO	0,09	0,05	0,05	0,36	0,05	0,08	0,3	0,12	0,07	0,05	0,05	0,11
CaO	0,45	0,44	0,24	0,85	0,12	0,34	0,17	0,15	0,07	0,09	0,17	0,25
Na ₂ O	5,51	4,51	5,36	5,77	4,48	6,81	5,06	8,02	2,69	5,59	4,85	6,88
K ₂ O	2,33	3,46	2,1	3,1	4,05	1,41	2,98	0,06	1,63	0,5	0,16	2,02
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02	0,05	0,06	0,01	0,01
PAF	0,6	0,44	0,39	0,43	0,33	0,43	0,9	0,14	0,39	0,34	0,28	0,33
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sc	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
V	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Be	n.d.	9	8	25	219	318	688	1	150	55	182	111
Ta	n.d.	13	20	40	n.d.	120	17	56	34	53	55	120
Nb	100	66	85	33	28	74	50	43	17	46	59	49
Hf	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zr	23	40	30	20	15	18	11	32	19	19	44	23
Y	8	50	20	13	27	16	21	12	18	11	15	17
Th	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ce	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nd	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Yb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Lu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
δ ¹⁸ O(‰)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

ANNEXE 2 – Analyses chimiques des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

C-Pegmatites et aplites (suite)

N° échantillon	32 D/08-008-1	32 D/08-009-4	MB-25	QL-22	QL-26	QL-32	SC-02 Colombe	SC-07 Colombe	32 D/08-000A-3	32 D/08-000-9	32 D/08-021-2
N° BAROQ	88-8862	88-8865	88-8841	91-4676	91-4678	91-4680	88-8836	88-8871	88-8822	88-8863	88-8824
Localité	-	-	Qué. Lithium	QL-04B	QL-01A	QL-01B	-	-	-	-	-
UTM Est	714550	715300	292245	292000	2935020	293650	707295	707295	712500	712500	706580
UTM Nord	5370370	5370300	5365863	5365350	5364650	5364650	5359310	5359310	5368450	5368450	5361190
Type	P, sp, ta	P, sp, ta	P, sp, g	P, sp	P, sp, be	P, sp	P, sp, ta, be	P, sp, ta, be	A, m	A, g	A, m, g
% poids	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	73,6	69,7	71,6	74	75,9	74	74	76,6	73,1	74,4	75,1
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,1	0,01	n.d.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	16,8	21,9	17,3	15,7	16,7	16,4	15,7	15,6	15,2	15,1	14,1
Fe ₂ O _{3,t}	0,65	0,15	0,19	0,87	0,54	0,14	0,85	1,09	0,65	0,45	0,83
MnO	0,05	0,1	0,66	0,12	0,05	0,06	0,17	0,08	0,58	0,19	0,15
MgO	0,05	0,09	0,05	0,3	0,26	0	0,09	0,05	0,13	0,05	0,15
CaO	0,26	0,11	0,28	0,82	0,19	0,35	0,1	0,15	0,28	0,36	0,32
Na ₂ O	4,12	3,89	8,23	3,71	2,91	3,79	2,94	3,27	7,71	6,86	5,82
K ₂ O	1,03	1,58	0,5	2,18	3,09	3,19	2,37	3,23	0,21	0,76	1,6
P ₂ O ₅	0,05	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,19	0,01
PAF	0,47	0,85	0,3	0,41	0,99	0,34	0,29	0,49	-0,05	0,44	0
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	27	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sc	1	n.d.	2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3
V	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	89	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Be	12	18	13	148	231	139	124	246	6	276	6
Ta	44	61	131	36	51	68	87	51	39	75	41
Nb	59	31	30	38	69	77	52	10	53	68	61
Hf	2	n.d.	13	n.d.	n.d.	0	4	n.d.	7	n.d.	3
Zr	30	14	51	30	15	20	19	18	51	15	24
Y	18	5	34	12	10	14	19	13	23	12	24
Th	1	n.d.	3	n.d.	n.d.	n.d.	2	n.d.	7	n.d.	5
U	1	n.d.	9	n.d.	n.d.	n.d.	2	n.d.	7	n.d.	6
La	0,8	n.d.	1,8	n.d.	n.d.	n.d.	0,81	n.d.	2,6	n.d.	4,4
Ce	1,5	n.d.	4,5	n.d.	n.d.	n.d.	2	n.d.	8,3	n.d.	10
Nd	0,8	n.d.	3,3	n.d.	n.d.	n.d.	6,2	n.d.	4,5	n.d.	7
Sm	0,8	n.d.	1,5	n.d.	n.d.	n.d.	0,5	n.d.	1,1	n.d.	1,9
Eu	0,8	n.d.	0,1	n.d.	n.d.	n.d.	0,6	n.d.	0,1	n.d.	0,1
Tb	0,1	n.d.	0,7	n.d.	n.d.	n.d.	0,2	n.d.	0,6	n.d.	0,5
Yb	n.d.	n.d.	0,2	n.d.	n.d.	n.d.	0,2	n.d.	0,4	n.d.	1,7
Lu	n.d.	n.d.	0,1	n.d.	n.d.	n.d.	0,1	n.d.	0,1	n.d.	0,3
δ ¹⁸ O(‰)	n.d.	n.d.	7,6	n.d.	n.d.	n.d.	8,1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

ANNEXE 2 – Analyses chimiques des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

C-Pegmatites et aplites (suite)

N° échantillon	32 D/08-003-6	32 D/08-005-7	DM-4-4	QL-03	TM-646-A	TM-644	MR-07
N° BAROQ	88-8878	88-8833	88-8864	91-4675	91-4640	89-21995	89-21988
Localité	-	-	-	QI-02	La Corne, P	La Corne, P	La Corne, P
UTM Est	708150	710120	708700	293450	281890	280151	278084
UTM Nord	5369510	5368080	5369350	5365600	5363150	5358675	5352780
Type	A, ta	A, m, g	A, be, m	A	A	Albitite	Albitite
% poids	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	73,1	74,7	3,3	77,8	73,8	71,1	68
TiO ₂	0,02	0,01	0,02	0,05	0	0,02	0
Al ₂ O ₃	16,6	15,5	16,6	13,6	15	15,9	19,4
Fe ₂ O ₃ t	0,9	0,54	0,37	0,26	0,63	0,13	0,1
MnO	0,04	0,09	0,06	0,06	0,7	0,02	0,01
MgO	0,05	0,05	0,05	0	0,05	0,13	0,05
CaO	0,37	0,43	0,56	1,34	0,21	2,47	1,72
Na ₂ O	7,71	5,6	6,23	5,62	5,88	6,86	9,36
K ₂ O	0,58	2,52	0,87	0,2	2,66	1,69	0,31
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01
PAF	0,46	0,51	0,53	0,25	0,5	1,95	1,11
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sc	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
V	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Be	22	11	189	14	7	14	38
Ta	250	5	95	n.d.	23	13	n.d.
Nb	110	29	140	5	97	37	22
Hf	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zr	36	20	15	80	99	59	34
Y	6	17	15	3	26	11	1
Th	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
La	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ce	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nd	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Eu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Yb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Lu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
δ ¹⁸ O(‰)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

ANNEXE 2 – Analyses chimiques des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

C-Pegmatites et aplites (suite)

N° échantillon	32 C/05-048B-10	32 D/08-022-11	32 D/08-022-8	32 D/08-022-9	32 D/08-025-3	32 D/08-028-1	32 D/08-008-1	32 D/08-009-4	MB-25	QL-22
N° BAROQ	88-8858	88-8826	88-8857	88-8860	88-8854	88-8848	88-8862	88-8865	88-8841	91-4676
Localité	-	-	-	-	-	-	-	-	Qué. Lithium	QL-04B
UTM Est	280481	714150	714200	714150	717900	721100	714550	715300	292245	292000
UTM Nord	5354425	5361100	5362050	5361100	5362300	5367200	5370370	5370300	5365863	5365350
Type	P, sp, be, ta	P/A, g, moly	P, sp, ta	P, sp	P, sp	P, sp	P, sp, ta	P, sp, ta	P, sp, g	P, sp
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Cu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	1400	4	1400	270	92	1000	480	750	190	350
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	26	n.d.	5	n.d.
Ba	13	933	18	23	11	69	31	42	20	159
Sr	26	10	18	56	16	130	30	41	51	180
Ga	61	36	58	57	50	61	50	77	78	58
Li	308	30	11200	6200	8300	783	8400	10100	1000	6600

N° échantillon	QL-26	QL-32	SC-02 Colombe	SC-07 Colombe	32 D/08-000A-3	32 D/08-000-9	32 D/08-021-2	32 D/08-003-6	32 D/08-005-7	DM-4-4
N° BAROQ	91-4678	91-4680	88-8836	88-8871	88-8822	88-8863	88-8824	88-8878	88-8833	88-8864
Localité	QL-01A	QL-01B	-	-	-	-	-	-	-	-
UTM Est	293550	293700	707295	707295	712500	712500	706580	708150	710120	708700
UTM Nord	5364680	5364680	5359310	5359310	5368450	5368450	5361190	5369510	5368080	5369350
Type	P, sp, be	P, sp	P, sp, ta, be	P, sp, ta, be	A, m	A, g	A, m, g	A, ta	A, m, g	A, be, m
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Cu	n.d.	25	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	n.d.	49	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	1200	1300	2000	28	180	260	180	610	240
Cs	n.d.	n.d.	66	n.d.	1	n.d.	8	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	260	19	16	139	7	5	47	18	21	8
Sr	62	82	19	18	6	5	12	250	17	27
Ga	80	19	46	47	36	44	32	37	32	39
Li	6600	7000	10100	5200	22	257	30	65	246	2000

ANNEXE 2 – Analyses chimiques des roches intrusives du batholite de Preissac-La Corne.

C-Pegmatites et aplites (suite et fin)

N° échantillon	QL-01	TM-646-A	TM-644	MR-07
N° BAROQ	91-4675	91-4640	89-21995	89-21988
Localité	QI-02	La Corne, P	La Corne, P	La Corne, P
UTM Est	293450	281890	280151	278084
UTM Nord	5365600	5363150	5358675	5352780
Type	A	A	Albitite	Albitite
	ppm	ppm	ppm	ppm
Cu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	n.d.	30	n.d.	n.d.
Mo	n.d.	n.d.	4400	6600
Rb	43	530	94	17
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	86	24	245	49
Sr	220	14	390	450
Ga	22	44	23	54
Li	19	142	19	12



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines