

JULIE BERNARD

**ORIGINE DES BRÈCHES À HÉMATITE DU GÎTE
DU MONT-DE-L'AIGLE, GASPÉSIE**

Mémoire présenté
à la Faculté des études supérieures de l'Université Laval
dans le cadre du programme de maîtrise interuniversitaire en sciences de la Terre
pour l'obtention du grade de maître ès sciences (M.Sc.)

DÉPARTEMENT DE GÉOLOGIE ET DE GÉNIE GÉOLOGIQUE
FACULTÉ DES SCIENCES ET DE GÉNIE
UNIVERSITÉ LAVAL
QUÉBEC

2006

Résumé

Le gîte de Cu-Au-oxyde de fer du Mont-de-l'Aigle, Gaspésie, Québec, est caractérisé par une minéralisation contenue dans des brèches, des stockwerks et des veines. Les brèches sont composées de fragments de roches sédimentaires anguleux avec des textures en *jigsaw* dans un ciment dominé par le quartz, l'hématite et la mushkétovite. Selon la classification de Jébrak (1997), les brèches du gîte correspondent aux brèches assistées par les fluides tandis qu'elles correspondent aux brèches hydrothermales-magmatiques, selon les classifications de Sillitoe (1985) et Corbett et Leach (1998). On retrouve aussi quelques brèches intrusives qui sont composées de fragments ignés. Les fluides à l'origine de la formation des brèches sont un mélange d'eau météorique et/ou d'eau de mer avec des eaux magmatiques. Les brèches se seraient formés dans des failles, en bordure des dykes subverticaux ainsi que le long de filon-couches et du litage subhorizontaux.

Avant-propos

J'aimerais remercier très sincèrement mon directeur de thèse, le Dr. Georges Beaudoin de l'Université Laval. Ses connaissances en métallogénie et en géochimie isotopique me furent très utiles. J'aimerais aussi remercier mon co-directeur, le Dr. Michel Malo de l'INRS-ETE pour ses connaissances dans les domaines de la géologie structurale et de la géologie de la Gaspésie. Je les remercie également pour leur grande disponibilité tout au long de la rédaction de mon mémoire et pour leurs lectures attentives. Tous les volets de ce mémoire ont été judicieusement corrigés par mes directeurs. Je tiens également à remercier la compagnie Ressources Appalaches et plus particulièrement Alain Ross et Alain Hupé pour leurs nombreux conseils sur le terrain, leur connaissance de la géologie de la Gaspésie et pour le soutien financier entourant les travaux de terrain et les analyses chimiques.

Je remercie aussi tous les techniciens et professionnels de l'Université Laval qui sont intervenus dans mon projet et plus particulièrement Marc Choquette et André Ferland pour leur assistance à la microsonde, Martin Plante pour ses conseils en analyse isotopique et Pierre Therrien pour le soutien informatique.

Je remercie également mes collègues de travail et amis, Marjorie Simard et Alan d'Hulst qui ont travaillé aussi sur le Dôme de Lemieux et avec qui j'ai pu discuter de divers sujets entourant nos projets. Finalement, je tiens à remercier tous ceux, qui ont de près ou de loin, participé à ce projet.

Je voudrais souligner ma contribution à l'article intitulé 'Metallogeny of the Mont-de-l'Aigle IOCG deposit, Gaspe Peninsula, Quebec, Canada' (Simard et al., 2006; Annexe F). Ma contribution à cet article consiste à la description des brèches, de leurs caractéristiques minérales et géochimiques et au partage de 8 analyses isotopiques de l'oxygène dans le quartz et l'hématite.

TABLE DES MATIÈRES

Résumé.....	ii
Avant-propos.....	iii
Liste des tableaux.....	vi
Liste des figures.....	vii
Liste des annexes.....	ix
Chapitre 1 : Introduction.....	1
1.1. Problématique.....	1
1.2. Objectifs.....	2
1.3. Méthodologie.....	2
1.4. Localisation et accès.....	3
1.5. Géologie de la région nord de la Gaspésie.....	3
1.6. Métallogénie de la région nord de la Gaspésie.....	5
Chapitre 2 : Géologie du gîte du Mont-de-l’Aigle.....	7
2.1. Introduction.....	7
2.2. Stratigraphie.....	7
2.3. Structure.....	10
2.3.1. Échelle régionale.....	10
2.3.2. Échelle locale.....	11
2.4. Métallogénie.....	14
Chapitre 3 : Les indices du gîte du Mont-de-l’Aigle.....	15
3.1. Indice Brèche-Rio.....	15
3.2. Indice Pardiac.....	19
3.3. Indice MdA.....	21
3.4. Indice Frenette.....	21
3.5. Indice du Mont Calvert.....	22
3.6. Indice Turcotte.....	22
3.7. Indice Duchesne.....	26
Chapitre 4 : Paragenèse, minéralogie et géochimie.....	29
4.1. Méthodes analytiques.....	29
4.2. Séquence paragénétique et minéralogie.....	29
4.3. Thermomètre de la chlorite.....	34
4.4. Isotopes de l’oxygène dans le quartz et l’hématite.....	35
Chapitre 5 : Discussion.....	39
5.1. Classification des brèches.....	39
5.1.1. Classification de Jébrak (1997).....	39
5.1.2. Classification de Sillitoe (1985).....	42
5.1.3. Classification de Corbett et Leach (1998).....	45
5.1.4. Caractéristiques et classification des brèches du gîte du Mont-de-l’Aigle.....	48
5.1.5. Comparaison des brèches du gîte du Mont-de-l’Aigle et des gîtes de type IOCG.....	49
5.2. Formation des brèches.....	52
5.2.1. Contrôle structural.....	52
5.2.2. Association avec un événement magmatique.....	58
5.2.3. Profondeur de mise en place.....	59

5.4. Origine des fluides	60
5.4.1. Composition isotopique.....	60
5.4.2. Évaporites.....	62
5.4.3. Salinité.....	62
5.5. Assemblage métallique	63
5.6. Âge et environnement géodynamique.....	64
Chapitre 6 : Conclusion.....	66
Bibliographie.....	68

Liste des tableaux

Tableau 1 : Caractéristiques des brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle.....	28
Tableau 2 : Composition isotopique de certains minéraux du gîte du Mont-de-l'Aigle.....	38
Tableau 3 : Classification des brèches selon Jébrak (1997).....	41
Tableau 4 : Classification des brèches selon Sillitoe (1985).....	44
Tableau 5 : Classification des brèches selon Corbett et Leach (1998).....	47
Tableau 6 : Caractéristiques des brèches de certains gisements de type IOCG.....	54
Tableau 7 : Tonnage et teneur de certains gisements de type IOCG.....	63
Tableau 8 : Âge de certains gisements de type IOCG.....	65

Liste des figures

Figure 1 : Carte géologique régionale et localisation du gîte du Mont-de-l' Aigle (modifiée de Malo, 2001).	4
Figure 2 : Carte de la géologie du Dôme de Lemieux (modifiée de Lachance et Pilote, 2003), localisation des indices et position des anomalies magnétiques et gravimétriques identifiées par Hupé (2004).	8
Figure 3 : Failles de la région du gîte du Mont-de-l' Aigle cartographiées par Lachance et Pilote (2003) A- Stéréonet de densité des failles et B- Rosace de direction des failles.	12
Figure 4 : Structures des dykes du gîte du Mont-de-l' Aigle cartographiées par Lachance et Pilote (2003) A- Stéréonet de densité de l'attitude des dykes, B- Rosace de direction des dykes, C- Rosace de direction des dykes mafiques majeurs vs leur longueur et D- Rosace de direction des dykes felsiques majeurs vs leur longueur.	13
Figure 5 : Localisation des indices, des forages et des sections utilisés (modifiée de Lachance et Pilote, 2003).	16
Figure 6 : Géologie de la lentille bréchique de l'indice Brèche-Rio.	17
Figure 7 : A- Mudstone vert altéré et recoupé par des veines et veinules de quartz et hématite + magnétite, B- Hématite spéculaire dans une matrice de quartz, C- Texture crustiforme : alternance d'hématite, de magnétite et de dolomite, D- Brèche stérile : fragments de mudstone noir silicifié dans une matrice de quartz drusique, E- Brèche minéralisée : fragments de mudstone noir silicifié dans une matrice de quartz, de pyrite et de chalcopryrite et F- Fragments altérés de mudstone dans une matrice d'hématite + magnétite massive.	18
Figure 8 : Contact inférieur (bleu) d'une lentille de mudstone noir bréchique au nord de l'indice Pardiac. Vue 3D générée avec le logiciel gOcad : les surfaces des plans de failles sont construites à partir de la carte géologique (Figure 5).	20
Figure 9 : Section A-A' (Figure 5) des forages F03-17 et F03-21 de l'indice Turcotte (Hupé, 2004).	24
Figure 10 : A- Contact inférieur d'une lentille bréchique (bleu) au sud de l'indice Turcotte et B- Deux interprétations du contact inférieur (rouge et vert) d'une lentille bréchique au nord de l'indice Turcotte. Vue 3D générée avec le logiciel gOcad : les surfaces des plans de failles sont construites à partir de la carte géologique (Figure 5).	25
Figure 11 : Section B-B' (Figure 5) d'un dyke et d'une lentille bréchique au sud de l'indice Duchesne (Hupé, 2003).	27
Figure 12 : Séquence paragénétique.	30
Figure 13 : A- Remplissage du ciment de quartz par la chalcopryrite, B- Aiguilles d'hématite qui recoupent la dolomite, moulent le quartz et qui sont recoupées par le quartz, C- Veine d'hématite recoupée par une veine de quartz, D- Chalcopryrite qui moule les aiguilles d'hématite, E- Remplacement de l'hématite par la magnétite (mushkétovite) et F- Chalcopryrite fracturée et cimentée par la dolomite. Qtz= quartz, Hem = hématite, Cpy = chalcopryrite et Mush = muskétovite.	32
Figure 14 : Composition de la chlorite (Hey, 1954).	33
Figure 15 : Température de la chlorite selon le géothermomètre de Cathelineau et Nieva (1985).	35

Figure 16 : A- Composition du quartz et de l'hématite en relation avec la composition du fluide et B- Composition du fluide du Mont-de-l'Aigle en relation avec d'autres gisements de type IOCG (modifiée de Williams et al., 2005).	37
Figure 17 : Schéma de la formation des brèches.....	55
Figure 18 : A- Schéma des contraintes, B- Rosace de direction des failles locales et comparaison avec le modèle de Bartlett et al. (1981) et C- Rosaces de direction des dykes felsiques (rose) et mafiques (brun) et comparaison avec le modèle de Bartlett et al (1981).	57
Figure 19 : Composition isotopique du soufre de divers gisements de type IOCG (Simard et al., 2006; Annexe F).	61

Liste des annexes

Annexe A : Susceptibilité magnétique des échantillons du gîte du Mont-de-l'Aigle.	76
Annexe B : Analyses à la microsonde de l'hématite.....	78
Annexe C : Analyses à la microsonde de la magnétite.	89
Annexe D : Analyses à la microsonde de la chlorite.....	92
Annexe E : Analyses à la microsonde des carbonates.....	97
Annexe F : Article intitulé : 'Metallogeny of the Mont-de-l'Aigle IOCG deposit, Gaspé, Peninsula, Quebec, Canada' (Simard et al., 2006).....	98

Chapitre 1 : Introduction

1.1. Problématique

L'attrait pour les gisements de cuivre-or-oxyde de fer (IOCG) a considérablement augmenté ces dernières années. Les principales caractéristiques de ces gisements sont : 1) une forte association du gisement avec une faille crustale, 2) une association spatiale et/ou temporelle avec des événements magmatiques importants, 3) une morphologie caractérisée par des stockwerks et des brèches, 4) une abondance d'hématite, de magnétite et de cuivre et 5) une altération riche en sodium et en potassium (Hitzman, 2000). Le gîte du Mont-de-l'Aigle, Gaspésie (Figure 1), possède plusieurs caractéristiques communes avec les gisements de type IOCG (Simard et al., 2006; Annexe F).

Les caractéristiques et l'origine des brèches des IOCG sont relativement méconnues. Les brèches ont été étudiées en détail pour seulement quelques gisements. Un exemple de complexe bréchique bien étudié est celui du gisement Olympic Dam en Australie. Une combinaison de 5 processus pour la formation du complexe a été proposée par Reeves et al. (1990) : fracturation hydraulique, faille tectonique, corrosion chimique, phréatomagmatisme et effondrement gravitationnel.

Un autre exemple est la zone magmatique Great Bear dans les Territoires du Nord-Ouest (Canada). Cette zone contient deux gîtes de type IOCG : Sue-Dianne et Mar. La bréchification ainsi que la minéralisation (Cu-U-Au-Fe) de la zone magmatique Great Bear ont été interprétées comme étant d'origine hydrothermale et liées à des processus magmatiques tardifs qui se sont déroulés dans un complexe volcano-plutonique de nature calco-alcaline (Gandhi, 1989).

Finalement, le gisement Wernecke Mountains, au Yukon, Canada, a aussi été étudié mais l'origine des nombreux corps bréchiques demeure conflictuelle : Throckelton et al. (2001) retiennent l'explosion phréatomagmatique comme origine la plus probable des brèches tandis que Hunt et al. (2005) croient que les brèches se seraient mise en place dans des faiblesses crustales formées par l'expansion relativement non-violente de fluides de bassins sous pression.

1.2. Objectifs

Les objectifs de cette étude sont de : 1) décrire les différentes caractéristiques des brèches grâce aux échantillons de terrain et de forage, 2) déterminer l'origine des brèches et les comparer aux classifications proposées par différents auteurs et 3) développer un modèle de mise en place des brèches afin de comparer le gîte du Mont-de-l'Aigle avec d'autres gîtes de type IOCG. Cette étude se veut une contribution à la description des brèches des gisements de type IOCG.

1.3. Méthodologie

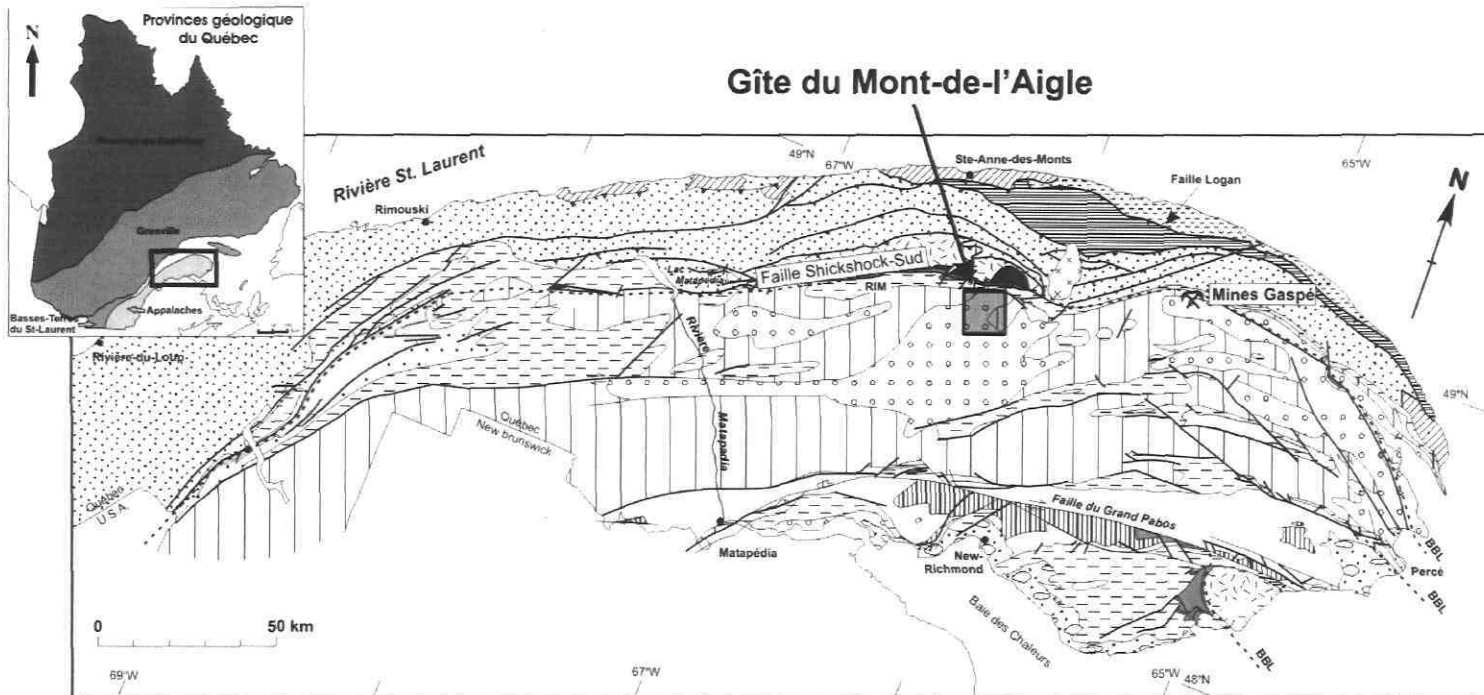
Ce mémoire est basé sur les travaux de terrain effectués lors de l'été 2003 avec la compagnie Ressources Appalaches. La cartographie régionale de Lachance et Pilote (2003) et de Sacks et al. (2004) sert de cadre géologique. En Gaspésie, la couverture végétale abondante rend les travaux et la cartographie détaillée difficile. Les failles cartographiées dans la région du gîte du Mont-de-l'Aigle sont parfois basées sur des interprétations stratigraphiques et leur mouvement n'a pas été déterminé. Les travaux de terrain consistaient en une cartographie et une description des brèches dans des tranchés et des forages. Les échantillons ont été l'objet d'analyses pétrographiques macroscopiques et microscopiques, d'analyses isotopiques et d'analyses de chimie minérale à la microsonde.

1.4. Localisation et accès

Le gîte du Mont-de-l'Aigle se situe dans les cantons de Lemieux, de Lesseps et de Richard (SNRC 22B/16) en Gaspésie, Québec, Canada. Le gîte est situé à 40 km à l'ouest de Murdochville, 50 km au sud de Sainte-Anne-des-Monts et à l'ouest de la route 299 (Figure 1).

1.5. Géologie de la région nord de la Gaspésie

Le gîte est situé dans la province géologique des Appalaches. Les Appalaches sont une chaîne de montagne qui s'étend sur plus de 2500 km, de l'Alabama jusqu'à Terre-Neuve. Cette chaîne de montagne s'est développée au cours de trois phases orogéniques successives : 1) l'orogénèse taconienne de l'Ordovicien moyen à tardif, 2) l'orogénèse acadienne au Dévonien précoce et 3) l'orogénèse alléghanienne au Carbonifère-Permien. Williams (1979) a divisé les roches du Précambrien à l'Ordovicien moyen en cinq zones tectonostratigraphiques. Ces zones sont nommées du nord-ouest au sud-est : Humber, Dunnage, Gander, Avalon et Meguma. Les zones de Humber et de Dunnage affleurent au Québec et couvrent la moitié nord-ouest de l'orogène appalachienne. La zone de Humber correspond à l'ancienne marge continentale de l'Amérique du Nord tandis que la zone de Dunnage représente les vestiges du domaine océanique de l'océan Iapetus avec des séquences de volcanites d'arcs insulaires et des mélanges (Doyon et Valiquette, 1991). Ces deux zones sont séparées par une suture, la ligne Baie Verte-Brompton (Williams et St-Julien, 1982), le long de laquelle apparaissent des complexes ophiolitiques, lambeaux de l'ancienne croûte océanique transportés sur la marge continentale au cours de la fermeture de l'océan Iapetus. La ceinture de Gaspé représente un bassin successeur à l'orogénie taconienne (Bourque et al., 2001) et la déformation principale est reliée à l'orogénie acadienne au Dévonien moyen. Cette ceinture est composée de roches sédimentaires et volcaniques des groupes de Chaleurs, des Calcaires Supérieurs de Gaspé et des Grès de Gaspé qui recouvrent la zone de Dunnage.



Bassin paléozoïque tardif

Bassin Maritimes
Carbonifère

Fm. Bonaventure
et équivalents

Symboles

— Contact géologique

— Faille

— Faille de chevauchement taconienne

— Faille de décrochement acadienne

- - - - - BBL: Ligne Baie Verte-Brompton

Ceinture paléozoïque moyen

Ceinture de Gaspé

Ordovicien supérieur à Dévonien moyen

Intrusion dévonien

Grès de Gaspé

Calcaire Supérieur de Gaspé, Grs. de
Fortin et Témisoucata

Gr. Chaleurs

Gr. Matapédia

Gr. Honorat (Fm. Garin)

Gr. Cabano

Zone paléozoïque précoce

Zone Humber

Domaine Parautochtone
Ordovicien supérieur

Fm. Cloridorme

Domaine des nappes externes
Cambrien à

Ordovicien supérieur inférieur

Mélange Cap-Chat

Nappe de la Rivière Marsou

Nappe de la Rivière Ste-Anne

Gr. Trinité

Domaine des nappes internes

Néoprotérozoïque supérieur (?) à Cambrien inférieur

Nappe du Mont Logan et

Gr. Maquereau

Zone Dunnage

Ordovicien inférieur à supérieur

Nappes du Mont Albert

Mélanges, dépôts d'arrière-arc,
shales, roches ultramafiques,
amphibolites

Figure 1 : Carte géologique régionale et localisation du gîte du Mont-de-l'Aigle (modifiée de Malo, 2001).

1.6. Métallogénie de la région nord de la Gaspésie

La péninsule gaspésienne est surtout connue pour ses gîtes de type skarn et porphyre cuprifère tels que Mines Gaspé, Sullipek, Grande Rivière, Barter, Sullipek-Est, Monts McGerrigle, Puma, Ruisseau Castor et Mine Fédéral. La minéralisation en Cu et Mo de Mines Gaspé à Murdochville est en partie contrôlée par la stratigraphie et se retrouve dans les formations de Shiphead et de Forillon du Groupe des Calcaires Supérieurs de Gaspé (Bellehumeur et Valiquette, 1993). On distingue trois types de minéralisation à Mines Gaspé : 1) le porphyre cuprifère du Mont Copper (200 Mt à 0,4% Cu et 0,02% Mo) et du Mont Porphyre (0,9% Cu sur 395 m), 2) les skarns cuprifères des zones B et C qui ont donné respectivement 14 Mt à 1,2% Cu et 33 Mt à 1,6% Cu et 0,03% Mo et 3) les sulfures massifs qui remplacent le marbre de la zone E qui ont donné 8,9 Mt à 3,16% Cu et 14,2 g/t Ag (Wares et Bernard, 1993).

Le gîte cuprifère de Sullipek est encaissé dans la Formation de West Point du Groupe de Chaleurs et il est constitué de plusieurs amas de skarn qui sont recoupés par de nombreux dykes felsiques (Wares, 1988). Les trois principaux styles de minéralisation sont : 1) un skarn rétrograde comprenant de la pyrite et de la chalcopryrite disséminées ou en amas, 2) un stockwerk de quartz, pyrite, molybdénite, chalcopryrite et bornite et 3) des veines tardives de quartz-carbonate contenant du Zn, Pb, Ag et W (Wares, 1988). Les indices Grande Rivière et Barter sont situés en périphérie du gîte Sullipek-Est et contiennent une minéralisation filonienne riche en Pb-Zn-Ag (Wares, 1988). La majorité des veines du gîte Sullipek-Est sont centimétriques et contiennent de la sphalérite, de la pyrite et de la galène avec de la chalcopryrite, de la pyrrhotite, de l'arsénopyrite et de la scheelite en trace dans une gangue de quartz, calcite et dolomite (Wares, 1988). D'autres indices de type skarn et porphyre cuprifère sont présents dans la région tels que 1) les indices de l'auréole métamorphique des Monts McGerrigle (22A/13-10 à 16, -19 et -20) qui sont des gîtes cuprifères dans des skarns avec des petits filons de Cu-Pb-Zn, 2) le gîte Puma qui contient une minéralisation en pyrite, malachite et chalcopryrite dans une cornéenne et 3) l'indice cuprifère du Ruisseau Castor (Bellehumeur et Valiquette, 1993).

La partie sud du Dôme de Lemieux contient une minéralisation en Pb+Zn±Cu±Au de type épithermal intermédiaire riche en sulfures avec des veines de quartz-carbonate crustiformes (Pilote, 2005). La minéralisation filonienne est riche en galène et en sphalérite (11% Zn+Pb; Stevens, 1986) avec de la pyrite, de la chalcoppyrite ou de l'hématite secondaire. La minéralisation est encaissée par les roches sédimentaires siluro-dévonniennes du Groupe des Calcaires Supérieurs de Gaspé. La minéralisation épithermale a été exploitée au début du 20^{ème} siècle par la mine Fédéral, au sud-ouest du dôme. Des travaux de forage menés au Dôme de Lemieux par Fédéral Metals Co., Noranda et SOQUEM, démontrent l'existence de skarns en profondeur dans la Formation de Saint-Léon du Groupe de Chaleurs (Bellehumeur et Valiquette, 1993). Ces skarns contiennent habituellement de l'épidote, de la chlorite, du clinopyroxène, du grenat et de l'hématite avec une faible concentration en Cu. Ces skarns sont recoupés par de petites veines et d'étroites zones bréchiques contenant du quartz, de l'hématite, de la pyrite et de la chalcoppyrite (Bellehumeur et Valiquette, 1993).

Chapitre 2 : Géologie du gîte du Mont-de-l'Aigle

2.1. Introduction

Les roches siluro-dévonniennes de la ceinture de Gaspé se divisent en trois zones structurales majeures qui sont du nord au sud : 1) le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, 2) l'anticlinorium d'Aroostook-Percé et 3) le synclinorium de la Baie des Chaleurs. Le gîte du Mont-de-l'Aigle est situé dans le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (SCVG) au sud de la faille de Shickshock-Sud (Figure 1).

Dans le SCVG, le gîte du Mont-de-l'Aigle se situe dans la partie nord et ouest d'une structure anticlinale approximativement circulaire d'environ 10 km de diamètre appelée le Dôme de Lemieux (Figure 2). Certains auteurs croient que la structure circulaire du Dôme de Lemieux est causée par la poussée d'une masse de magma (Gentile, 1969), tandis que d'autres croient que ce dôme aurait été causé par l'effondrement d'une caldeira (Simoneau, 1986) ou par la superposition de plis orthogonaux (Steven 1984; Wares, 1984).

2.2. Stratigraphie

Les roches encaissantes du gîte du Mont-de-l'Aigle sont de composition volcano-sédimentaire d'âge siluro-dévonien et ont été déposées dans un bassin successeur de l'orogénèse taconienne (Bourque et al., 2001). Les strates les plus vieilles se retrouvent au centre du dôme et font partie de la Formation de Saint-Léon (Ludlovien à Lochkovien) qui appartient au Groupe de Chaleurs (Figure 2). Cette formation est composée de grès fin et de siltstone gris à verdâtre plus ou moins calcaireux tandis que le sommet de l'unité comprend du mudstone vert et du mudstone calcaireux gris. Le Groupe de Chaleurs est surmonté par le Groupe des Calcaires Supérieurs de Gaspé (Praguien) qui comprend les formations de Forillon, de Shiphead et d'Indian Cove. La transition entre la Formation de Saint-Léon et la Formation de Forillon sus-jacente se caractérise par la disparition des

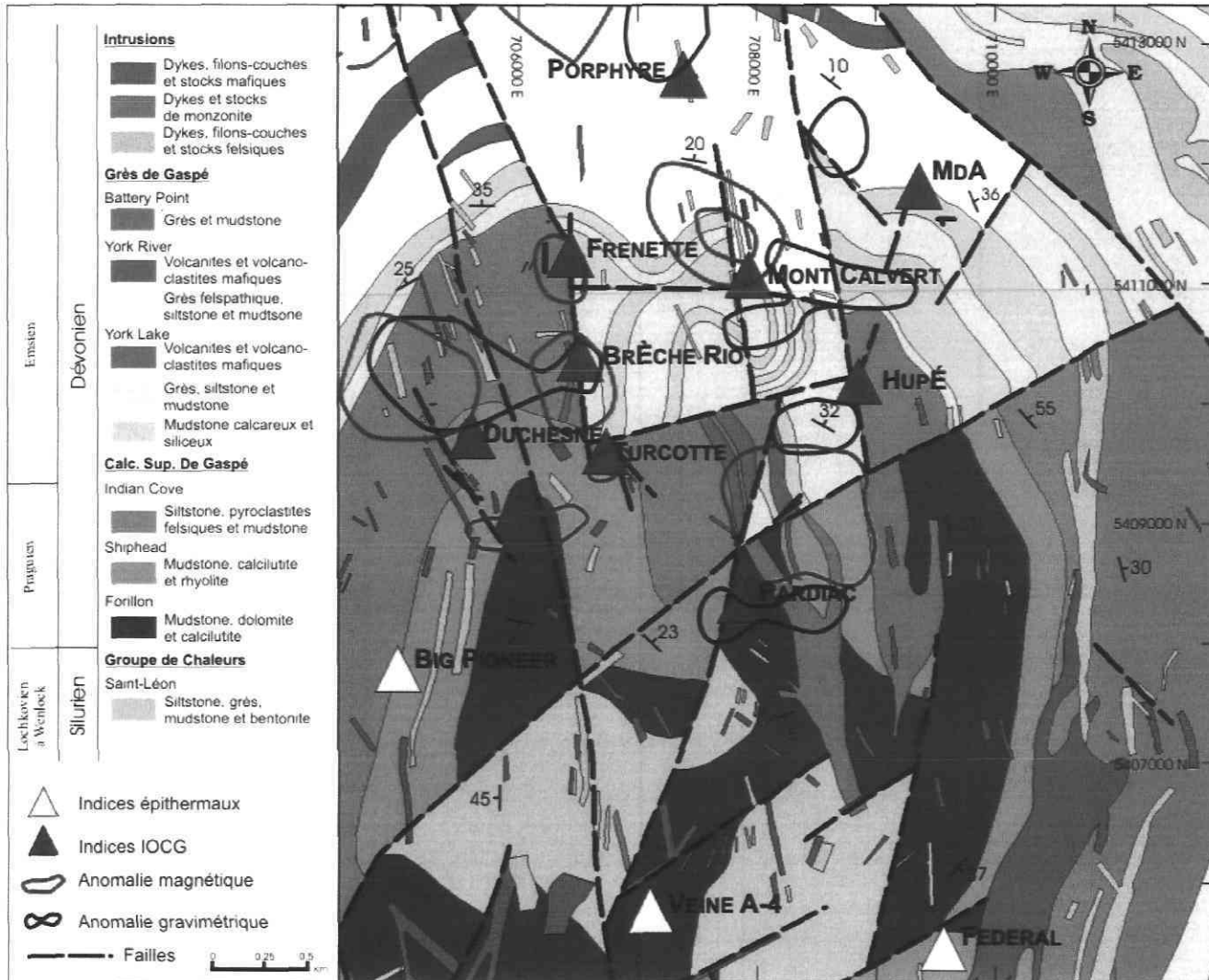


Figure 2 : Carte de la géologie du Dôme de Lemieux (modifiée de Lachance et Pilote, 2003), localisation des indices et position des anomalies magnétiques et gravimétriques identifiées par Hupé (2004).

mudstones et du grès vert. La Formation de Forillon est constituée de mudstone noir, calcaireux à dolomitique et d'un wackestone à spicules d'éponge et de débris coquillés (Brisebois et Morin, 2003). La Formation de Forillon est surmontée par la Formation de Shiphead qui comprend une alternance de calcaires et de mudstones (Brisebois et Morin, 2003). Localement, dans la partie nord du dôme, on retrouve des zones lenticulaires de basalte et de volcanoclastite mafique à la base de la formation (Pilote, 2005). La Formation de Shiphead passe graduellement à une séquence monotone de siltstone calcaireux, siliceux et cherteux, de mudstone calcaireux plus ou moins cherteux contenant des lamines de siltstone gris calcaireux et de chert carbonaté de la Formation d'Indian Cove (Brisebois et Morin, 2003). Cette formation constitue le sommet du Groupe des Calcaires Supérieurs de Gaspé et contient aussi quelques coulées de basalte et des lits de tuf à lapillis mafique (Pilote, 2005). Les formations de York Lake et de York River, du Groupe des Grès de Gaspé (Emsien), affleurent à la périphérie du Dôme de Lemieux. La Formation de York Lake est composée de niveaux de grès feldspathique et de mudstone gris-vert alternant avec des niveaux de calcaire siliceux (Brisebois et Morin, 2003) et elle est surmontée par la séquence de grès feldspathique gris-vert et de mudstone de la Formation de York River.

De nombreuses intrusions dévoniennes se retrouvent à la périphérie du Dôme de Lemieux. Le pluton du Mont Vallières-de-Saint-Réal, daté à 367 Ma par la méthode K-Ar (de Romer, 1974), est composé de granite peralcalin et de gabbro. Le pluton de McGerrigle est composé de roches gabbroïques à granitiques datant de $391 \pm 3,4$ Ma (Whalen et al., 1991). Les felsites du Dôme de Lemieux ont pour leur part été datées à 381 Ma par La Rocque (1986) avec la méthode Rb-Sr et finalement, un dyke monzonitique à phénocristaux de quartz, situé au sud-est de l'indice Pardiac sur le gîte du Mont-de-l'Aigle, a été daté avec la méthode U-Pb sur zircon à $398,3 \pm 0,8$ Ma (Lachance et Pilote, sous presse).

De nombreux dykes mafiques et felsiques recoupent les strates siluro-dévoniennes du gîte du Mont-de-l'Aigle. Trois types de dykes mafiques et un type de dyke felsique sont reconnus sur la base des patrons des éléments des terres rares et la géochimie des éléments

traces (Simard et al., 2006; Annexe F). Les intrusions mafiques sont à grains fins, gris à verts foncés. Cette couleur est causée par l'abondance de la chlorite dans la matrice, qui est composée en plus de quartz, d'orthose ou d'albite. La matrice est parfois porphyrique avec plus de 10% d'albite ou de phénocristaux d'orthose (0,1-2 mm). La composition des dykes mafiques varie d'andésite à basalte subalcalin. Ces dykes contiennent de la pyrite disséminée (< 5%) et sont recoupés par des veines et veinules de quartz, d'hématite, de pyrite et de dolomite (Simard et al., 2006; Annexe F). Les intrusions felsiques sont porphyriques et contiennent jusqu'à 10% d'albite ou de phénocristaux d'orthose (0,05 à 1,5 mm) dans une matrice de quartz-rutile à grains fins à aphanitiques de couleur gris pâle à rose. La couleur rose peut être due à la présence de poussière d'hématite et/ou une altération potassique des dykes. La composition des dykes felsiques varie de trachyandésite à rhyodacite/dacite et ils sont recoupés par des veines et des veinules d'orthose, de quartz et d'hématite (Simard et al., 2006; Annexe F).

Au sud de la faille Shickshock-Sud, les roches de la ceinture de Gaspé sont affectées par un métamorphisme régional faible (anchimétamorphisme) (Hesse et Dalton, 1991). Les volcanites de la Formation de York River sont métamorphosées au faciès prehnite-pumpellyite et leur métamorphisme est représentatif du métamorphisme qui affecte les roches du Dôme de Lemieux (Wares, 1988).

2.3. Structure

2.3.1. Échelle régionale

Toute la région du SCVG dans l'est et le centre de la Gaspésie (Figure 1) est caractérisée par plusieurs synclinaux de direction nord-est composés de roches dévoniennes et d'anticlinaux relativement étroits, à flancs abrupts et parfois asymétriques composés de roches siluro-dévoniennes (Bourque et al., 1995). La plupart des plis plongent vers l'est-nord-est ou vers l'ouest-sud-ouest. Plusieurs plis de moins grande amplitude sont superposés à ces éléments structuraux majeurs (Bourque et al., 1995). La faille de

Shickshock-Sud, d'orientation est-nord-est, possède un pendage de 75° vers le sud-est (Morin et Laliberté, 2002) et a subi un décrochement dextre et inverse durant l'orogénèse taconienne suivi d'une phase décrochante dextre durant l'orogénèse acadienne (Malo et al., 1992; Sacks et al., 2004).

2.3.2. Échelle locale

Le Dôme de Lemieux est une structure quasi circulaire, recoupée par un essaim de dykes mafiques et felsiques ainsi que de nombreuses failles. L'étude de l'orientation des failles et des dykes du dôme est présentée ci-dessous afin d'identifier le possible contrôle structural sur la mise en place des dykes et des brèches.

Une compilation de l'attitude (orientation/pendage) des failles mineures du dôme a été effectuée à partir des données de Lachance et Pilote (2003). L'étude de ces données montre que les failles ont un pendage variant de moyen à fort (pendage > 45°) (Figure 3A) et que les orientations principales sont NO-SE à NE-SO (Figure 3B). L'importante concentration de failles au Dôme de Lemieux n'est pas représentative de l'abondance des failles dans la région.

La compilation de Lachance et Pilote (2003) inclut les directions/pendages des dykes de la région. L'orientation dominante des intrusions N-S avec un pendage vertical (> 85°) (Figure 4A-B). La carte du MRN (Lachance et Pilote, 2003) offre une meilleure couverture du dôme et permet d'étudier les dykes selon leur composition (mafique ou felsique) mais sans donnée sur leur pendage. Les dykes mafiques sont orientés préférentiellement NNO-SSE (N345°-N165°) (Figure 4C). Les dykes felsiques sont préférentiellement orientés comme les dykes mafiques (NNO-SSE à NNE-SSO) (Figure 4D). On note la rareté des dykes mafiques et felsiques E-O (Figure 4C-D). Sacks et al. (2004) ont compilé l'orientation des dykes dévoniens de la ceinture de Gaspé dans la région immédiate de la faille de Shickshock-Sud. L'orientation préférentielle est NO-SE avec un pendage subvertical. L'attitude des dykes felsiques et mafiques du Dôme de Lemieux concorde

avec l'orientation dominante de la ceinture de Gaspé dans la région de la faille de Shickshock-Sud.

Selon la banque de données de Lachance et Pilote (2003), l'attitude des failles et des dykes du Dôme de Lemieux est semblable : les failles et les dykes sont principalement subverticaux à verticaux et orientés plus ou moins N-S. Cette similitude permet d'émettre l'hypothèse que le magma a emprunté les failles pour circuler et que les dykes y ont cristallisé préférentiellement.

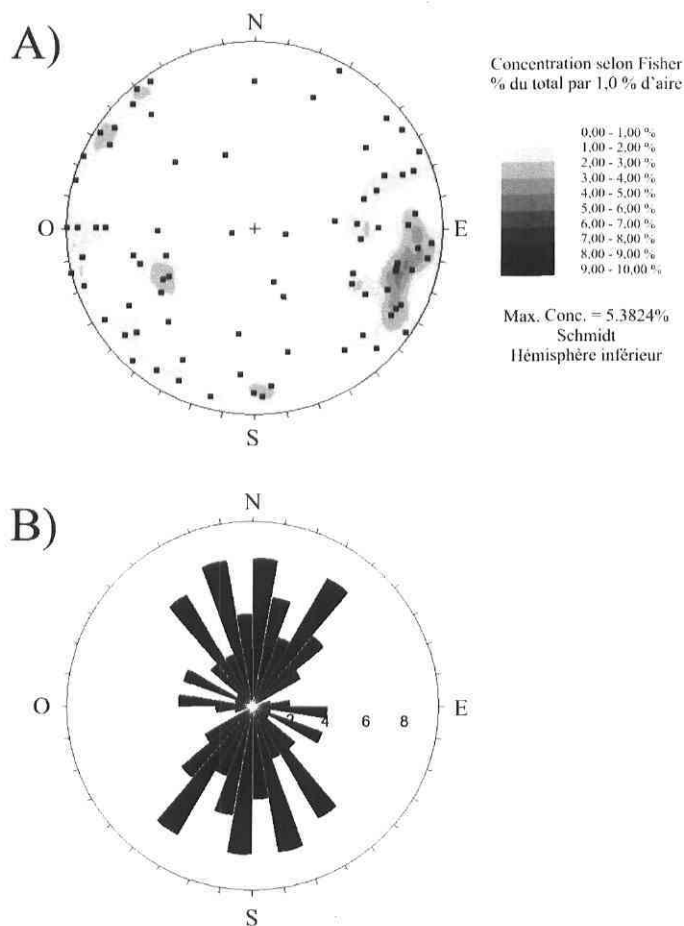


Figure 3 : Failles de la région du gîte du Mont-de-l'Aigle cartographiées par Lachance et Pilote (2003) A- Stéréonet de densité des failles et B- Rosace de direction des failles.

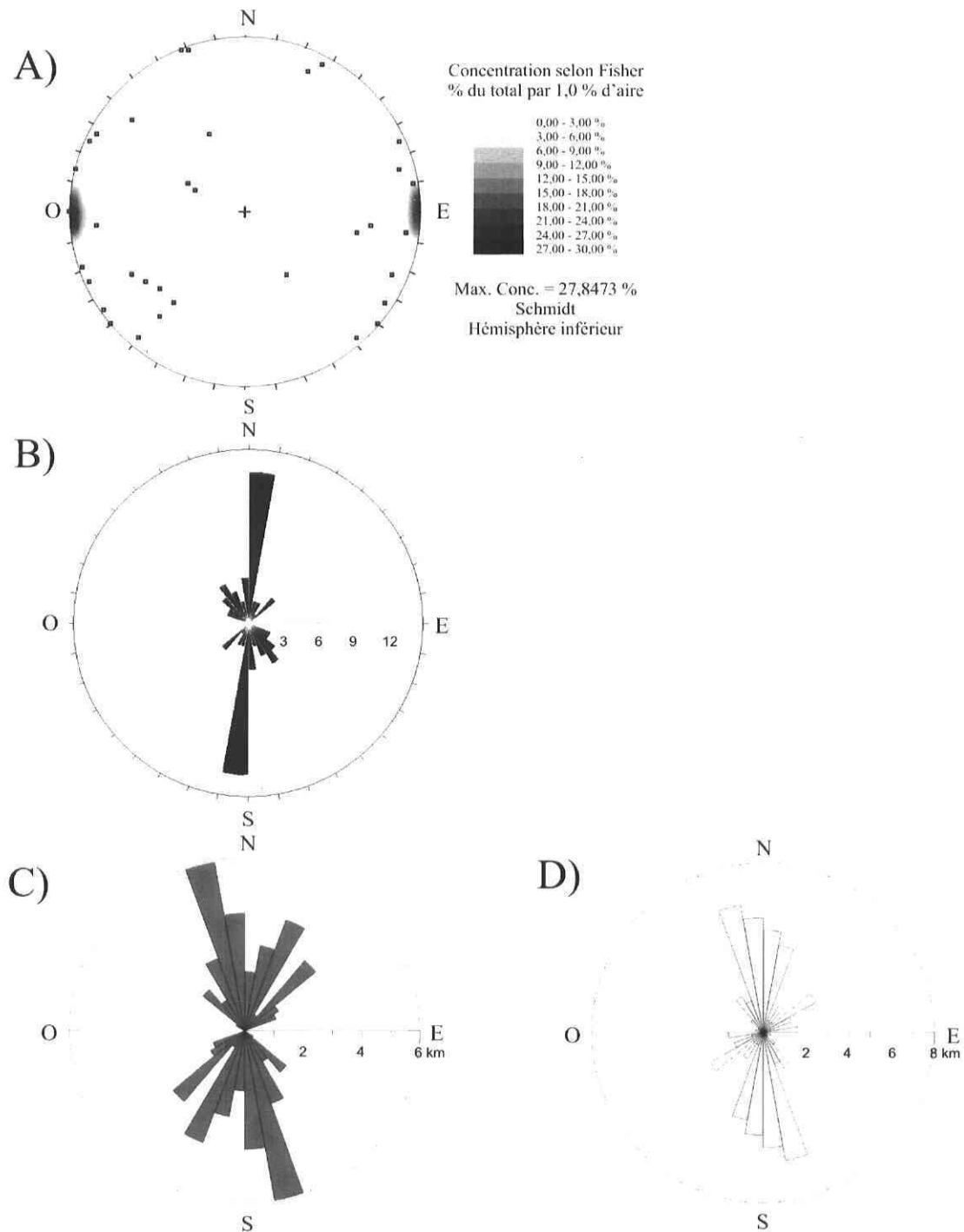


Figure 4 : Structures des dykes du gîte du Mont-de-l'Aigle cartographiées par Lachance et Pilote (2003) A- Stéréonet de densité de l'attitude des dykes, B- Rosace de direction des dykes, C- Rosace de direction des dykes mafiques majeurs vs leur longueur et D- Rosace de direction des dykes felsiques majeurs vs leur longueur.

2.4. Métallogénie

La Gaspésie est la cible de travaux d'exploration minérale depuis le début du 20^{ème} siècle. La mine Fédéral située au sud du gîte du Mont-de-l'Aigle a exploité une minéralisation filonienne riche en Pb-Zn au début du 20^{ème} siècle. Suite à la découverte et à l'exploitation des skarns cuprifères et des porphyres à Cu-Mo de Mines Gaspé à Murdochville (1955-1999), les explorateurs ont mis le focus sur ces types de gîtes. Dans les années 50, Noranda a effectué 14 forages dans la région du gîte du Mont-de-l'Aigle pour une longueur totale de 2046 m. Les teneurs ont été de 1,57% Cu sur 9 m, 0,10% Cu sur 3 m et une moyenne de 0,70% Cu (Anonyme, 1955). Ensuite, la compagnie Rio Tinto a foré sur le Mont de la Brèche (Hester, 1963; Macauley, 1965) et a obtenu 1% Cu sur 1,21 m. Par la suite, le trou de forage CN-1 de Rio Tinto a été approfondi par SOQUEM en 1983 et a obtenu 0,76% Cu sur 8,48 m (Simoneau, 1984). Toutes ces compagnies ont observé la minéralisation en oxyde de fer mais son importance n'a pas été reconnue.

Depuis 2001, la compagnie Ressources Appalaches a effectué 37 forages, excavé 70 tranchées et a effectué un levé de géochimie de sol sur le Mont-de-l'Aigle. En août 2002, un levé électromagnétique (THEM) et magnétique hélicopté a couvert 300km² incluant le gîte du Mont-de-l'Aigle. Ce levé a permis de découvrir plusieurs conducteurs et anomalies magnétiques. En décembre 2002, la compagnie a réalisé un levé gravimétrique sur le gîte du Mont-de-l'Aigle et y a circonscrit trois anomalies (Hupé, 2003). Ces deux levés font ressortir plusieurs anomalies dont une anomalie gravimétrique centrée sur le Mont-de-l'Aigle et une anomalie magnétique légèrement décalée vers l'ouest sur le Mont de la Brèche (Figure 2). La combinaison de ces anomalies est une caractéristique géophysique typique des gisements de type IOCG tel que Olympic Dam (Reynolds, 2001) et Prominent Hill (Skirrow et al., 2002), en Australie. Ressources Appalaches a effectué un levé de résistivité/polarisation provoqué en 2003 et a découvert 7 anomalies de conductibilité et de chargeabilité (Hupé, 2004).

Chapitre 3 : Les indices du gîte du Mont-de-l'Aigle

3.1. Indice Brèche-Rio

L'indice Brèche-Rio a été découvert en 1963-1965 par la compagnie Rio Tinto (Hester, 1963; Macauley, 1965). L'indice est situé sur une faille orientée nord-sud qui sépare les formations d'Indian Cove et de York Lake (Figure 5; Tableau 1). Neuf tranchées ont été excavées sur une lentille bréchique d'environ 300 m de longueur par 30 à 60 m d'épaisseur (Figure 6). La lentille est encaissée dans un siltstone-mudstone vert et recoupée par des intrusions mafiques orientées nord-sud. Le contact entre la lentille et l'encaissant est graduel. Le pourtour de la lentille est caractérisé par un stockwerk de quartz et d'hématite (Figure 7A). La densité des veines et des veinules, dans le stockwerk, augmente à mesure que l'on s'approche du centre de la lentille. On retrouve alors de plus en plus de fragments dans les veines pour finalement progresser vers une structure bréchique. Les fragments de la brèche sont anguleux à subanguleux et parfois subarrondis avec une longueur maximale de 5 cm. Les fragments sont silicifiés, chloritisés et parfois argilitisés ce qui leur donne une teinte blanchâtre à brunâtre. Les brèches sont principalement supportées par les fragments (> 50% de fragments) et cimentées, au pourtour de la lentille par du quartz souvent drusique et par du quartz et de l'hématite spéculaire ou massive au centre de la lentille (Figure 7B). Certains échantillons de brèche sont poreux et contiennent une grande quantité de limonite ainsi qu'un minéral d'altération noir, caractéristique de la présence de carbonate avant l'altération. La lentille contient de l'hématite (5 à 10%), de la magnétite (en trace) et très peu de sulfures sous forme de pyrite disséminée (< 5%). Les oxydes de fer sont souvent altérés en goethite et/ou en lépidocrosite. Quelques échantillons de brèche contiennent des textures crustiformes (Figure 7C). La magnétite ainsi que son équivalent en hydroxyde de fer donnent une susceptibilité magnétique à la lentille entre 0 et 9,8 nT avec une valeur extrême à 375 nT (Annexe A).

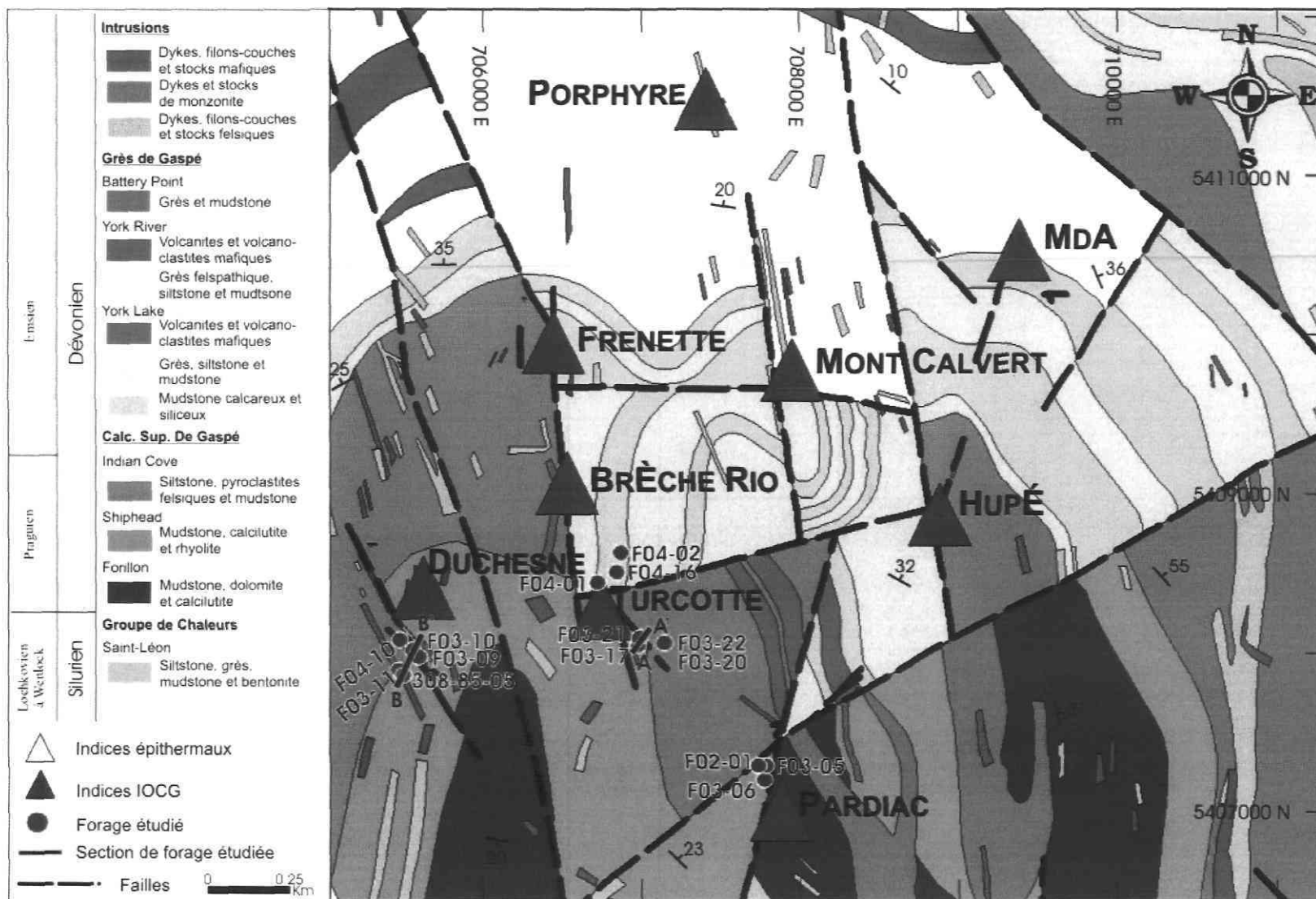


Figure 5 : Localisation des indices, des forages et des sections utilisés (modifiée de Lachance et Pilote, 2003).

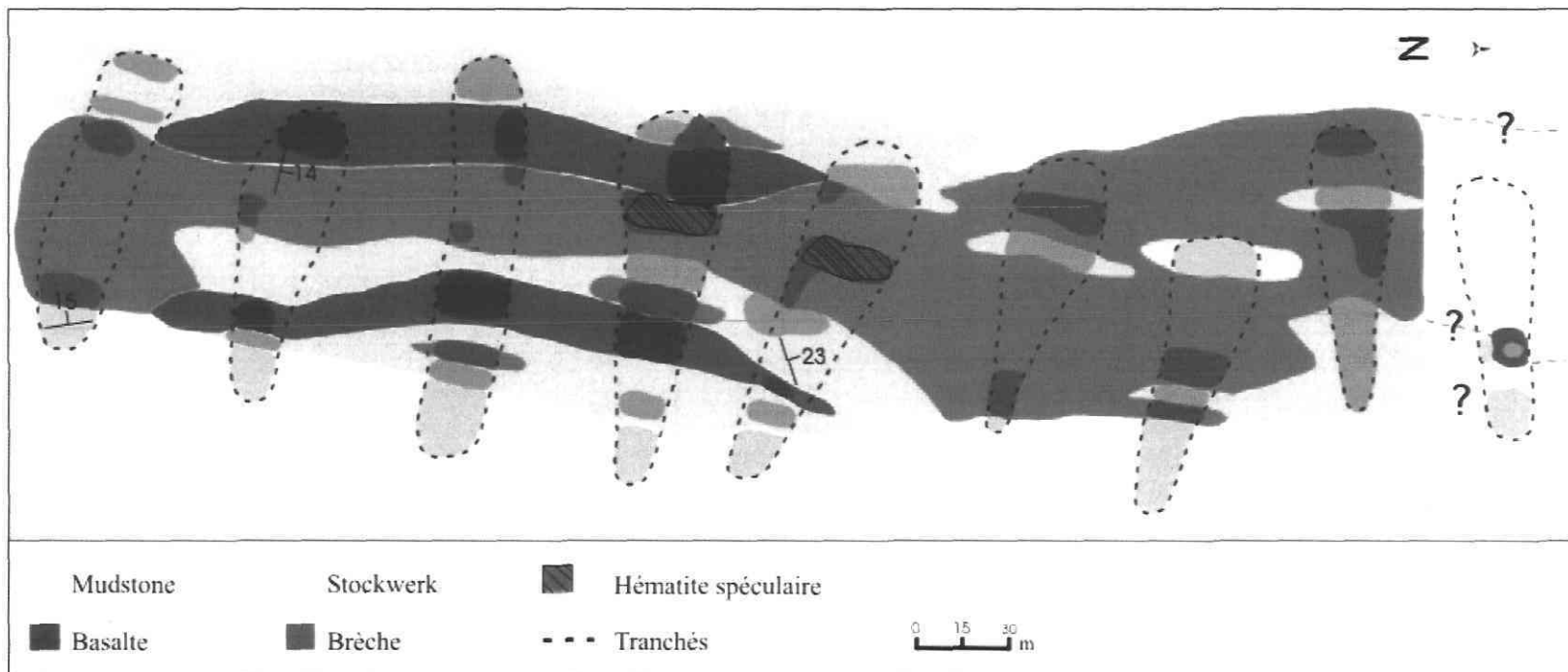


Figure 6 : Géologie de la lentille bréchique de l'indice Brèche-Rio.

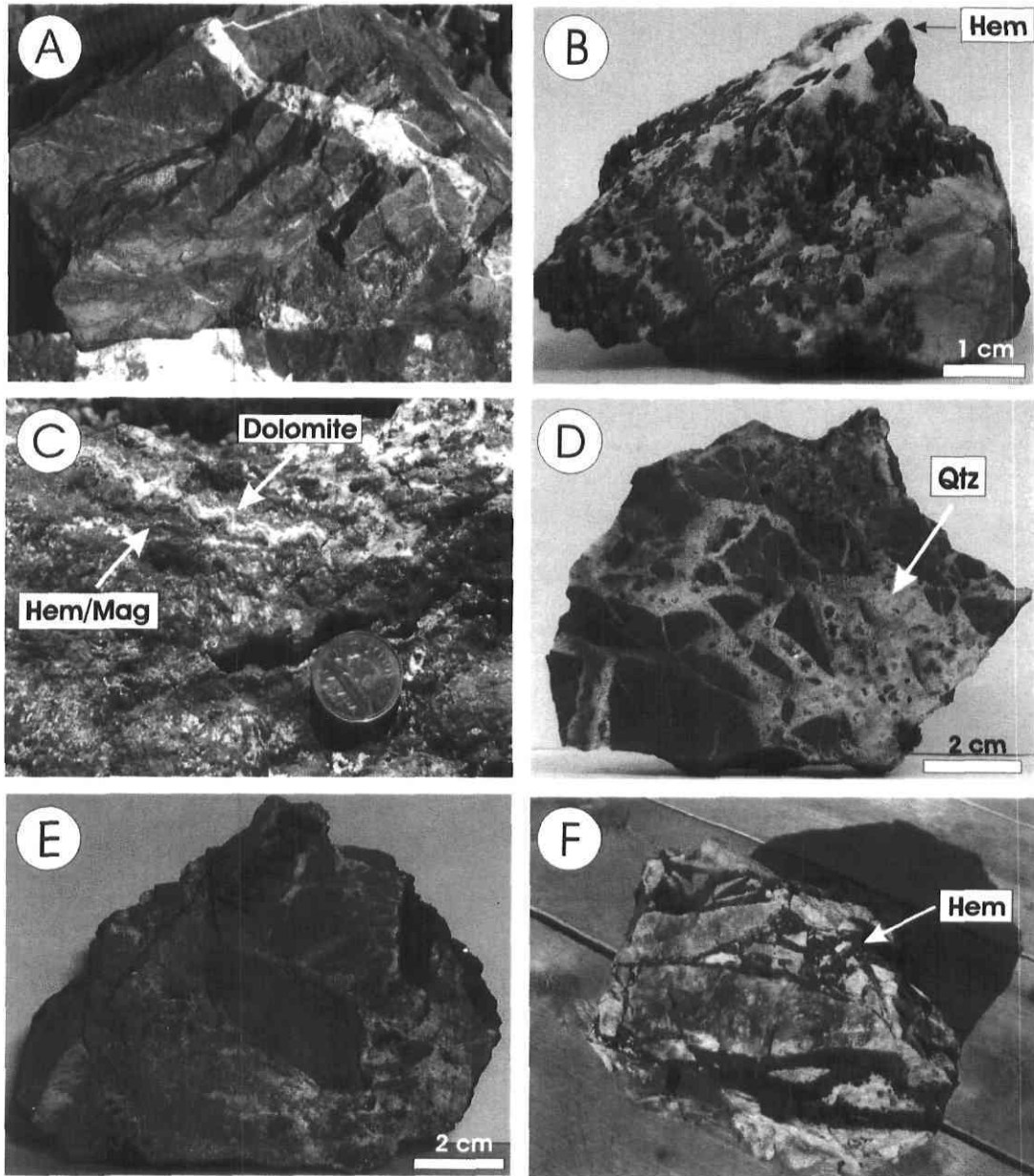


Figure 7 : A- Mudstone vert altéré et recoupé par des veines et veinules de quartz et hématite + magnétite, B- Hématite spéculaire dans une matrice de quartz, C- Texture crustiforme : alternance d'hématite, de magnétite et de dolomite, D- Brèche stérile : fragments de mudstone noir silicifié dans une matrice de quartz drusique, E- Brèche minéralisée : fragments de mudstone noir silicifié dans une matrice de quartz, de pyrite et de chalcopryrite et F- Fragments altérés de mudstone dans une matrice d'hématite + magnétite massive.

3.2. Indice Pardiac

L'indice Pardiac est encaissé dans la Formation de Forillon près d'une faille qui marque le contact entre les formations de Shiphead et de Forillon (Figure 5; Tableau 1). L'encaissant est un calcaire vert à noir silicifié, chloritisé et décalcifié qui est recoupé par des veines, des stockwerks et des brèches de quartz, hématite, magnétite et pyrite. Grâce à des tranchées, il est possible de suivre une lentille N-S, subverticale, de chalcopryrite-hématite massive sur plus de 250 m de longueur. Au centre de la lentille, sur environ 20 m, on observe des amas et des veines d'hématite-pyrite-chalcopryrite semi-massives de 2 à 50 cm d'épaisseur orientées N-S avec un fort pendage vers l'ouest. À Pardiac, on retrouve trois types de brèche : 1) les brèches stériles (Figure 7D), 2) les brèches minéralisées (Figure 7E) et 3) les brèches encaissées dans des dykes mafiques. Les deux premiers types de brèche sont encaissés dans des calcaires et contiennent des fragments (< 5 cm) provenant de l'encaissant avec une proportion matrice/fragment variable (20 à 85% de fragments). Les brèches stériles sont composées de fragments anguleux à parfois subanguleux qui sont cimentées par du quartz (> 50%), souvent drusique, de l'hématite (< 15%) et de la magnétite (< 15%). Ces brèches contiennent parfois un peu de pyrite ($\leq 5\%$) et de chalcopryrite ($\leq 1\%$). Les fragments des brèches stériles présentent des textures en *jigsaw*. Les brèches minéralisées contiennent des fragments subanguleux à subarrondis. Les fragments subarrondis montrent des bordures qui semblent avoir été dissoutes par le passage de fluides. Les fragments sont cimentées par du quartz (< 50%), souvent drusique, de l'hématite (< 15%), de la magnétite (< 15%), de la pyrite (5 à 20%) et de la chalcopryrite (1 à 20%). L'hématite et la magnétite contenues dans les brèches stériles et minéralisées sont souvent météorisées en goethite et/ou lépidocrosite. Les veines bréchiques encaissées dans des dykes mafiques, sont composées de quartz, d'hématite, de pyrite, de chlorite avec plus ou moins de dolomite. Les fragments d'intrusif dans les veines sont subanguleux à subarrondis, mesurent moins de 5 cm de longueur et ont subi une altération potassique. La susceptibilité magnétique des brèches de cet indice varie de 0,1 à 363 nT (Annexe A).

Au nord de l'indice Pardiac, les forages F02-01, F03-05 et F03-06 recoupent une lentille de mudstone noir bréchique dont le contact inférieur est orienté N344°/42° (Figure 8, surface bleu). Le ciment de la lentille bréchique est composé de quartz, de dolomite, d'hématite et ± de pyrite. L'orientation de la lentille est semblable à celle de la lentille N-S observée sur le terrain mais son pendage est plus faible. La différence de pendage entre la lentille bréchique observée à la surface et la lentille bréchique recoupée en forage suggère qu'il y a 2 corps bréchiques distincts.

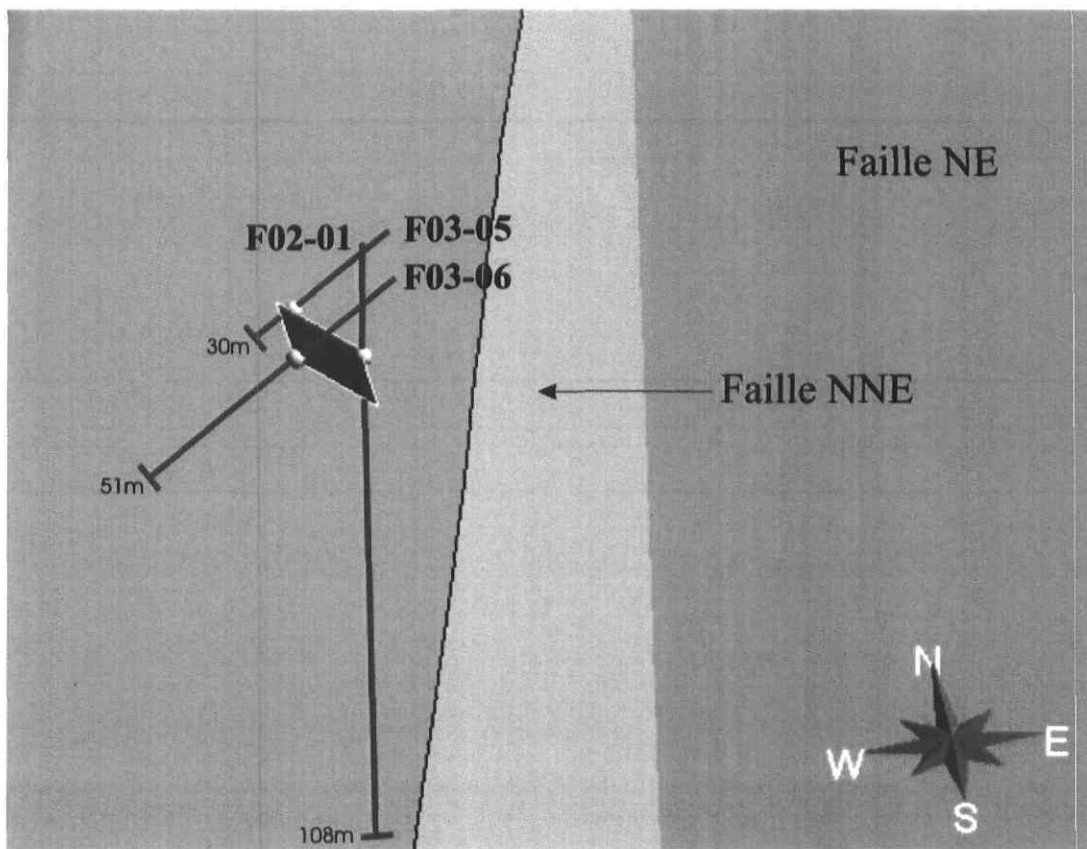


Figure 8 : Contact inférieur (bleu) d'une lentille de mudstone noir bréchique au nord de l'indice Pardiac. Vue 3D générée avec le logiciel gOcad : les surfaces des plans de failles sont construites à partir de la carte géologique (Figure 5).

3.3. Indice MdA

L'indice MdA est encaissé dans des calcaires et des grès, au contact des formations de York River et de York Lake (Figure 5; Tableau 1). Les veines, les stockwerks et les brèches sont cimentés par le quartz (15 à 100%), l'hématite (5 à 40%), la magnétite (5 à 30%), la pyrite (< 1 à 15%) et des traces de chalcopryrite. L'hématite et la magnétite sont souvent météorisées en goethite et/ou lépidocrosite et le quartz est souvent drusique. La pyrite et la chalcopryrite sont disséminées ou en amas dans les brèches. Certaines tranchées montrent de minces veines de quartz-pyrite-hématite-chalcopryrite orientées N300°/90° et des veines de sulfures massifs de 50 cm d'épaisseur de direction N188°, essentiellement constituées de pyrite et d'hématite. Les brèches contiennent des fragments d'encaissant sédimentaire subanguleux à subarrondis chloritisés, silicifiés et parfois argilisés avec des teintes brunâtres semblables à certains fragments de l'indice Brèche-Rio (Figure 7F). Les fragments ont une taille inférieure à 3 cm et la proportion matrice/fragment est variable (20 à 90% de fragments). On retrouve aussi des textures crustiformes comme celles observées à l'indice Brèche-Rio (Figure 7C). La susceptibilité magnétique des brèches varie de 0 à 71,4 nT (Annexe A).

3.4. Indice Frenette

L'indice Frenette chevauche une faille nord-sud qui marque le contact entre les formations d'Indian Cove et de York Lake (Figure 5; Tableau 1). L'encaissant de l'indice est composé de calcaire et de mudstone noir à vert chloritisé et silicifié recoupé par des dykes mafiques et felsiques parfois riches en pyrite (jusqu'à 80%) avec de la chalcopryrite (< 2%). L'orientation des veines et des brèches est variable mais l'orientation dominante est NO. On peut distinguer deux type de brèches à l'indice Frenette : les corps bréchiqes recoupant les intrusions mafiques et felsiques et les corps bréchiqes recoupant le mudstone. Les brèches dans les intrusions contiennent des fragments d'intrusif et sont cimentées par du quartz (< 100%), de la chalcopryrite (< 60%), de la pyrite (< 30%) et de la dolomite (< 20%). Les brèches qui recoupent les sédiments contiennent des fragments

anguleux chloritisés et silicifiés d'encaissant de moins de 4 cm de diamètre. La matrice des brèches ainsi que les veines et les stockwerks sont composés de quartz (15 à 75%), d'hématite (< 15%), de magnétite (< 5%), de pyrite (< 40%) et de chalcopryrite (< 3%), le tout recoupé par des veines de barite N-S et NO-SE, d'environ 15 cm d'épaisseur. Ces brèches ont un ratio matrice/fragment variable (15 à 75% de fragments) mais on retrouve plus fréquemment des brèches supportées par les fragments (> 50% fragments) et cimentées par du quartz, de l'hématite spéculaire, de la pyrite et de la chalcopryrite en trace. La susceptibilité magnétique des échantillons est faible (< 2,1 nT) (Annexe A).

3.5. Indice du Mont Calvert

L'indice du Mont Calvert est situé dans la Formation de York River près de l'intersection entre deux failles E-O et N-S (Figure 5; Tableau 1). On retrouve de nombreux dykes felsiques et de diabase à proximité de l'indice. L'encaissant est composé de mudstone noir à vert et d'une cornéenne qui sont recoupés par quelques veines, stockwerks et brèches de quartz, d'hématite, de magnétite et de chalcopryrite. Les fragments contenus dans les veines bréchiques et les brèches proviennent de l'encaissant sédimentaire.

3.6. Indice Turcotte

L'indice Turcotte a été découvert à la fin de l'été 2003 (Figure 5, Tableau 1). La minéralisation consiste en des zones de brèches, de stockwerks et de veines de quartz dans les roches sédimentaires de la Formation de Shiphead (mudstone et quartzite). La minéralisation est dominée par la pyrite et la chalcopryrite avec rarement de l'hématite. La direction dominante des veines est NO (Hupé, 2003).

Deux forages au sud de l'indice Turcotte (F03-17, F03-21) montrent en section (A-A'; Figure 5) une lentille subhorizontale de mudstone bréchique (Figure 9). Le ciment est composé de quartz, de chlorite, d'hématite, ± de dolomite et de pyrite. À l'aide du logiciel

gOcad, les forages (F03-17, F03-20, F03-21, F03-22) suggèrent que l'orientation du contact inférieur de la lentille est N027°/31° (Figure 10A). Cette direction n'est pas concordante avec l'orientation des failles et des dykes mafiques qui sont orientés NNO et NO. Le pendage subvertical des failles et des dykes cartographiés sur le terrain ne correspond pas à celui de la lentille bréchique interprétée avec le logiciel gOcad. Au nord de l'indice Turcotte d'autres forages (F04-01, F04-02 et F04-16) recoupent une lentille bréchique formée de fragments de mudstone dans un ciment de quartz, d'hématite, ± de dolomite et de pyrite. Le forage F04-01 recoupe deux lentilles bréchiques qui sont possiblement un même corps bréchique. La visualisation 3D avec gOcad permet alors de corréler le contact inférieur de la lentille bréchique selon 2 interprétations : 1) un plan orienté N20°/18° (rouge) et 2) un plan orienté N358°/31° (vert) (Figure 10B). Ces deux orientations sont relativement semblable à une faille N-S située à l'ouest des forages mais le pendage est faible comparativement à celui de la faille.

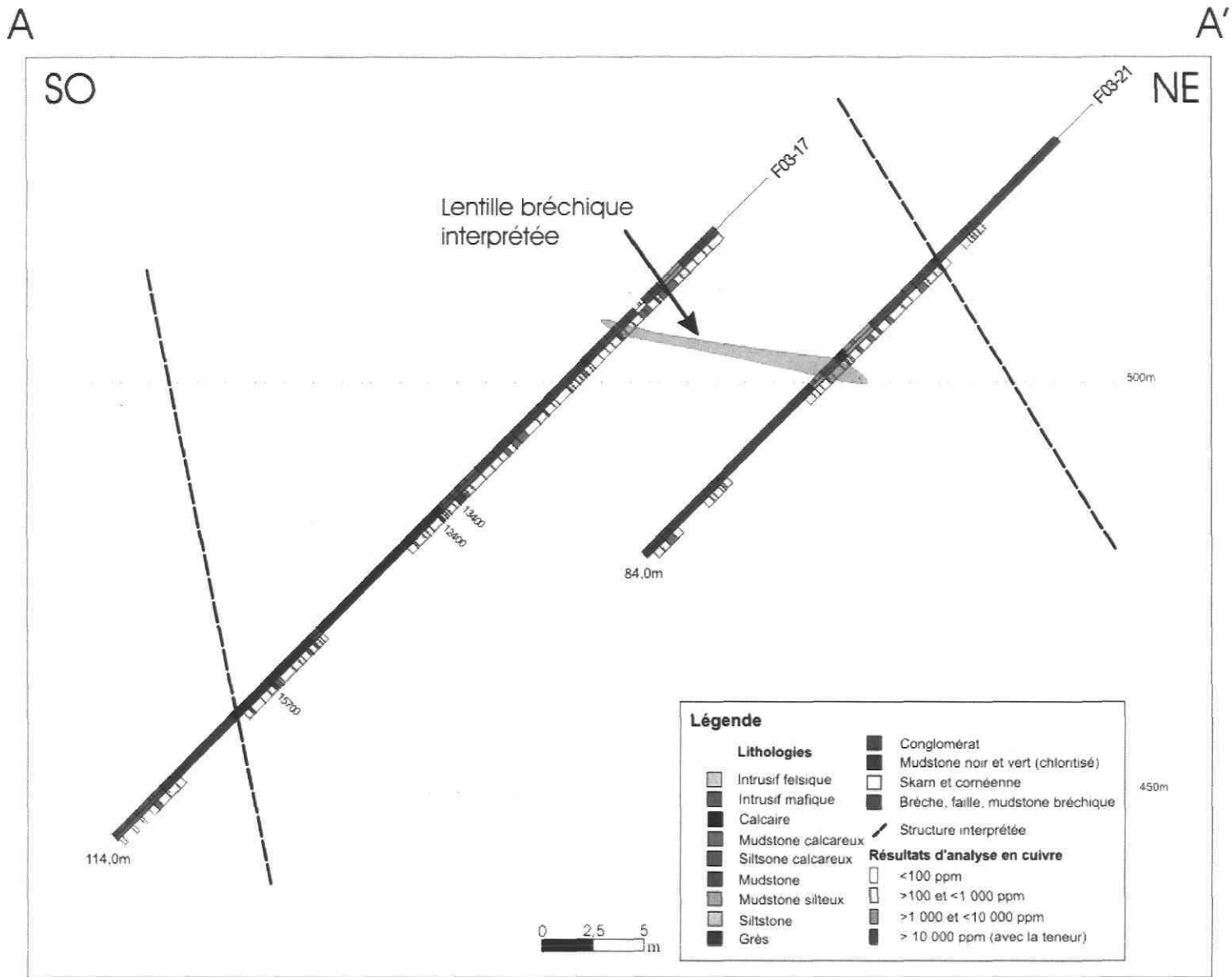


Figure 9 : Section A-A' (Figure 5) des forages F03-17 et F03-21 de l'indice Turcotte (Hupé, 2004).

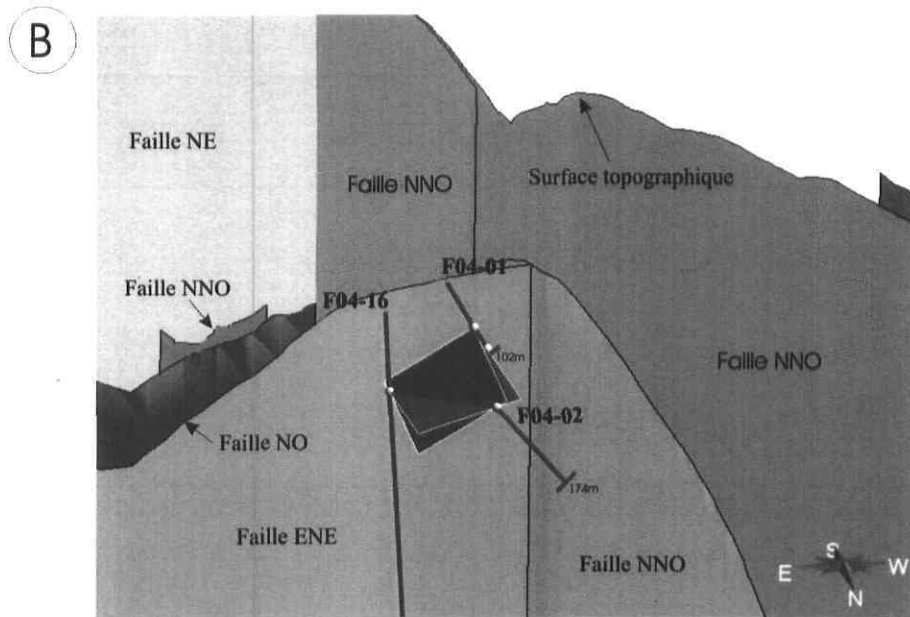
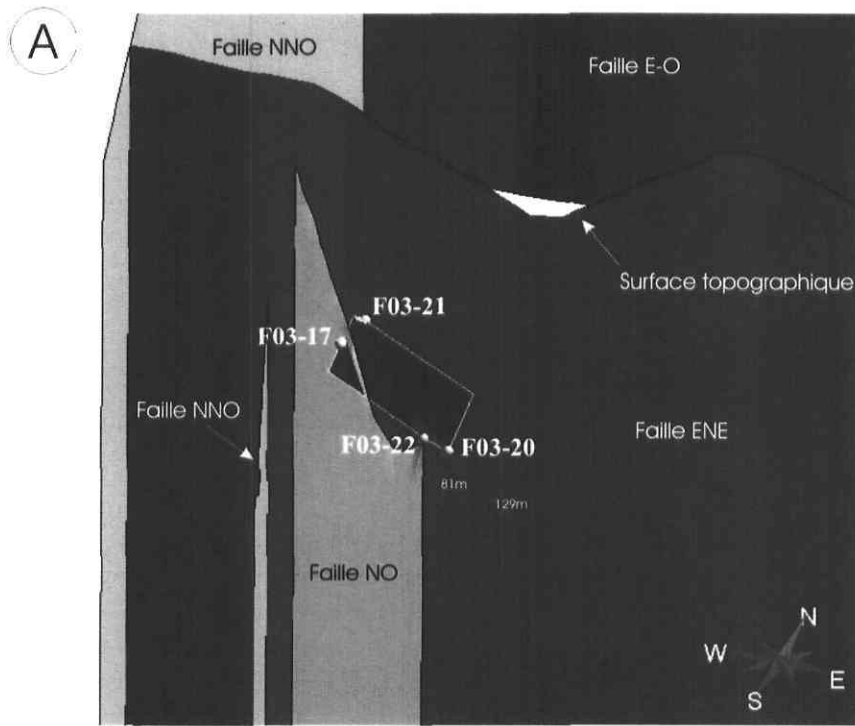


Figure 10 : A- Contact inférieur d'une lentille bréchique (bleu) au sud de l'indice Turcotte et B- Deux interprétations du contact inférieur (rouge et vert) d'une lentille bréchique au nord de l'indice Turcotte. Vue 3D générée avec le logiciel gOcad : les surfaces des plans de failles sont construites à partir de la carte géologique (Figure 5).

3.7. Indice Duchesne

L'indice Duchesne est composé de deux zones minéralisées (Figure 5; Tableau 1). La première zone est recoupée par une faille de direction N125°/85° et elle contient une brèche de 20 à 70 cm d'épaisseur. La brèche est composée d'une matrice de quartz avec pyrite et chalcopryrite disséminées. Les fragments de quartz, quartz-hématite, mudstone, gabbro et de diabase sont anguleux. À l'ouest de la faille, un dyke mafique d'épaisseur métrique est partiellement bréchifié et injecté de veines de quartz avec hématite en trace, pyrite et chalcopryrite disséminées sur 1 à 5 m d'épaisseur en bordure de la faille. À l'est de la faille, le mudstone et le grès quartzitique de la Formation de Shiphead sont injectés de quelques veines de quartz avec sulfures en traces. La zone minéralisée est suivie sur 125 m de longueur. La deuxième zone minéralisée est composée d'un dyke mafique de direction N330° qui est bréchifié sur quelques mètres et injecté de veines de quartz contenant de la chalcopryrite, de la malachite, de la pyrite et de l'hématite. Le dyke mafique mesure 40 m d'épaisseur et se prolonge sur au moins 500 m (Hupé, 2003). Par endroits, on retrouve des bandes millimétriques de pyrite-chalcopryrite-hématite massive.

La figure 11 présente une section B-B' basée sur les forages F03-09, F03-10, F03-11 et F04-10 situés au sud de l'indice Duchesne (Figure 5). Cette section montre un filon-couche mafique bréchique subvertical à subhorizontal en contact avec une lentille bréchique sous-jacente. La lentille a une épaisseur variable (0,6 à 3 m) et elle est composée de fragments de dyke dans un ciment de quartz, dolomite, hématite et pyrite. Le pendage de la stratigraphie (17 à 27°) concorde avec le pendage subhorizontal de l'intrusion et de la brèche.

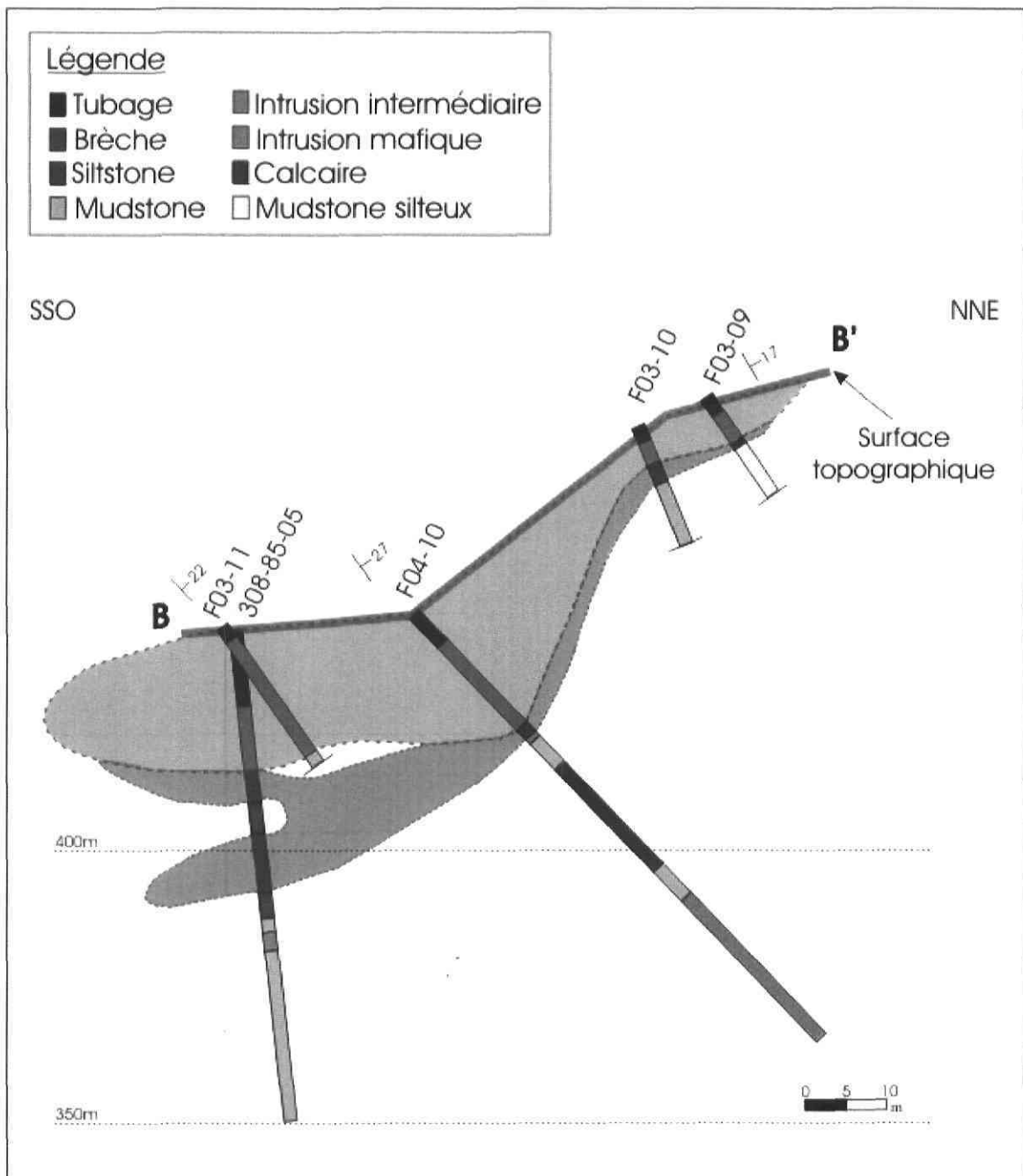


Figure 11 : Section B-B' (Figure 5) d'un dyke et d'une lentille bréchique au sud de l'indice Duchesne (Hupé, 2003).

Tableau 1 : Caractéristiques des brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle.

Indice	Encaissant	Gros- seur des frag- ments	Forme des fragments	Composition des fragments	Composition de la matrice*	Matrice vs fragment	Altération des fragments	Texture	Susceptibilité magnétique (nT)
Brèche- Rio	• siltstone- mudstone	< 5cm	anguleux à subanguleux et parfois subarrondis	encaissant sédimentaire	qtz-hm/sp	supportée par les fragments (> 50% frag.)	silicifiés, chloritisés et argilitisés	crustiforme	0 à 9,8 avec une valeur extrême à 375
Pardiac	• mudstone calcareux	< 5cm	anguleux à subanguleux	encaissant sédimentaire	qtz-hm-mg (±py±cpy)	variable (20 à 85% frag.)	silicifiés, chloritisés et décalcifiés	<i>jigsaw</i>	0,1 à 363
	• mudstone calcareux	< 5cm	subanguleux à subarrondi	encaissant sédimentaire	qtz-hm-mg- py-cpy	variable (20 à 85% frag.)	silicifiés, chloritisés et décalcifiés		0,1 à 363
	• intrusion mafique	< 5cm	subanguleux à subarrondi	intrusif	qtz-hm-py- cl±do		potassique		0,1 à 364
MdA	• calcaire et grès	< 3cm	subanguleux à subarrondi	encaissant sédimentaire	hm-mg- qtz±py±cpy	variable (20 à 90% frag.)	chloritisés, silicifiés et argilitisés	crustiforme	0 à 71,4
Frenette	• calcaire et mudstone	< 4cm	anguleux	encaissant sédimentaire	qtz-hm/sp-py	supportée par les fragments (>50% frag.)	chloritisés et silicifiés		< 2,1
	• intrusion	< 5cm	anguleux	encaissant intrusif	qtz-cpy-py-do	supportée par la matrice (15 à 75% frag.)			< 2,1
Mont Calvert	• mudstone et cornéenne			encaissant sédimentaire	hm massive- qtz-mg-cpy				
Turcotte	• mudstone et quartzite			encaissant sédimentaire	qtz-py-cpy± hm				
Duchesne	• mudstone, grès quart- zitique et intrusion		anguleux	qtz-qtz+hm- mudstone, diabase, gabbro	qtz-py-cpy				
	• intrusion mafique			intrusif	qtz-cpy-ma- py-hm				

* qtz=quartz, hm=hématite, sp=spécularite, mg=magnétite, py=pyrite, cpy=chalcopyrite, do=dolomite, ma=malachite, cl=chlorite

Chapitre 4 : Paragenèse, minéralogie et géochimie

4.1. Méthodes analytiques

La composition chimique de la chlorite, des carbonates, de l'hématite, de la magnétite et des sulfures a été déterminée avec la microsonde électronique CAMECA SX-100 à l'Université Laval, Québec, Canada. Les conditions analytiques sont de 15 kV et 20 nA avec un temps de comptage de 20 s sur le pic et 10 s pour le bruit de fond. Les analyses ont subi une correction ZAF et des standards synthétiques et naturels ont été utilisés.

Les analyses isotopiques d'oxygène sur le quartz et l'hématite ont été faites au Laboratoire de géochimie de l'Université Laval, Québec, Canada, selon la méthode de Clayton et Mayeda (1963) avec une précision de 0,2‰. Chaque concentré minéral (20 mg) a été purifié sous une loupe binoculaire.

4.2. Séquence paragenétique et minéralogie

L'assemblage minéralogique du gîte du Mont-de-l'Aigle est composé d'hématite, de magnétite (mushkétovite), de pyrite et de chalcopyrite dans une gangue de quartz, de chlorite et de dolomite. La séquence paragenétique est composée de trois grandes étapes : 1) pré-brèche, 2) syn-brèche et 3) post-brèche (Figure 12). La minéralisation pré-brèche comprend de la pyrite disséminée associée à la chlorite et à la silice contenues dans l'encaissant. La minéralisation syn-brèche correspond à la cimentation des fragments des brèches par le quartz, la chlorite, les oxydes de fer, les sulfures et la dolomite tandis que la minéralisation post-brèche correspond à la formation de la barite et à l'altération météorique des oxydes de fer en hydroxydes de fer.

Minéraux	Pré-brèche	Syn-brèche	Post
Chlorite	■	■	
Quartz	■	■	
Pyrite	■	■	
Chalcoppyrite		■	
Hématite		■	
Magnétite	? ■ ?	(Mushkétovite) ? ■ ?	
Dolomite			■
Barite			? ■ ?
Hydroxyde de fer			? ■ ?

Figure 12 : Séquence paragénétique.

Le quartz, souvent sous forme drusique, se retrouve dans les veines, le ciment et les fragments de brèche. La pyrite est de forme idiomorphe à hypidiomorphe ($< 20 \mu\text{m}$), disséminés et en amas dans l'encaissant, les veines, les veinules, les stockwerks et le ciment des brèches. La pyrite est recoupée par l'hématite, la magnétite et la chalcoppyrite et contient de faibles quantités d'arsenic (0,01 à 0,41% poids As) (Annexe 2). La chalcoppyrite xénomorphe à hypidiomorphe se présente en plages ($< 80 \mu\text{m}$) interstitielles au quartz (Figure 13A).

L'hématite spéculaire forme des aiguilles idiomorphes à hypidiomorphes ($< 600 \mu\text{m}$; Figure 13B-C-D-E) dans les veines, les veinules, les stockwerks et la matrice des brèches ou des amas massifs dans la matrice. L'hématite contient de faibles quantités de TiO_2 (0,51 à 1,47% poids) et de SiO_2 (0,17 à 2,54% poids) (Annexe B). L'hématite semble précoce ou contemporaine au quartz (Figure 13B-C) et est moulée par la chalcoppyrite (Figure 13D). L'hématite peut être remplacée par la magnétite, ce qui donne une texture que l'on appelle mushkétovite (Figure 13E). À la microsonde, la mushkétovite donne des teneurs en TiO_2 sous la limite de détection et de faibles teneurs en SiO_2 (0,21 à 4,21% poids) (Annexe C).

On peut distinguer deux types de chlorite : 1) la chlorite contenue dans les fragments d'encaissant et 2) la chlorite contenue dans les veines, les veinules, les stockwerks et la matrice des brèches. La chlorite dans l'encaissant a la composition de la ripidolite, de la brunsvigite et de la pycnochlorite (Figure 14; Annexe D) tandis que la chlorite qui forme le ciment et les veines a une composition plus uniforme qui correspond à la brunsvigite avec quelques analyses dans le champ de la ripidolite (Figure 14; Annexe D).

La dolomite cimente les veines et les brèches (Figure 13F) et a des concentrations en $\text{Fe}(\text{CO}_3)$ qui varient de 10,3 à 23,3% poids, ce qui correspond à une dolomite ferrifère (Annexe E). La barite retrouvée à l'indice Frenette recoupe des veines de quartz, d'hématite, de magnétite, de pyrite et de chalcoppyrite. La dolomite et la barite recourent toute la séquence paragéométrique syn-brèche (Figure 12).

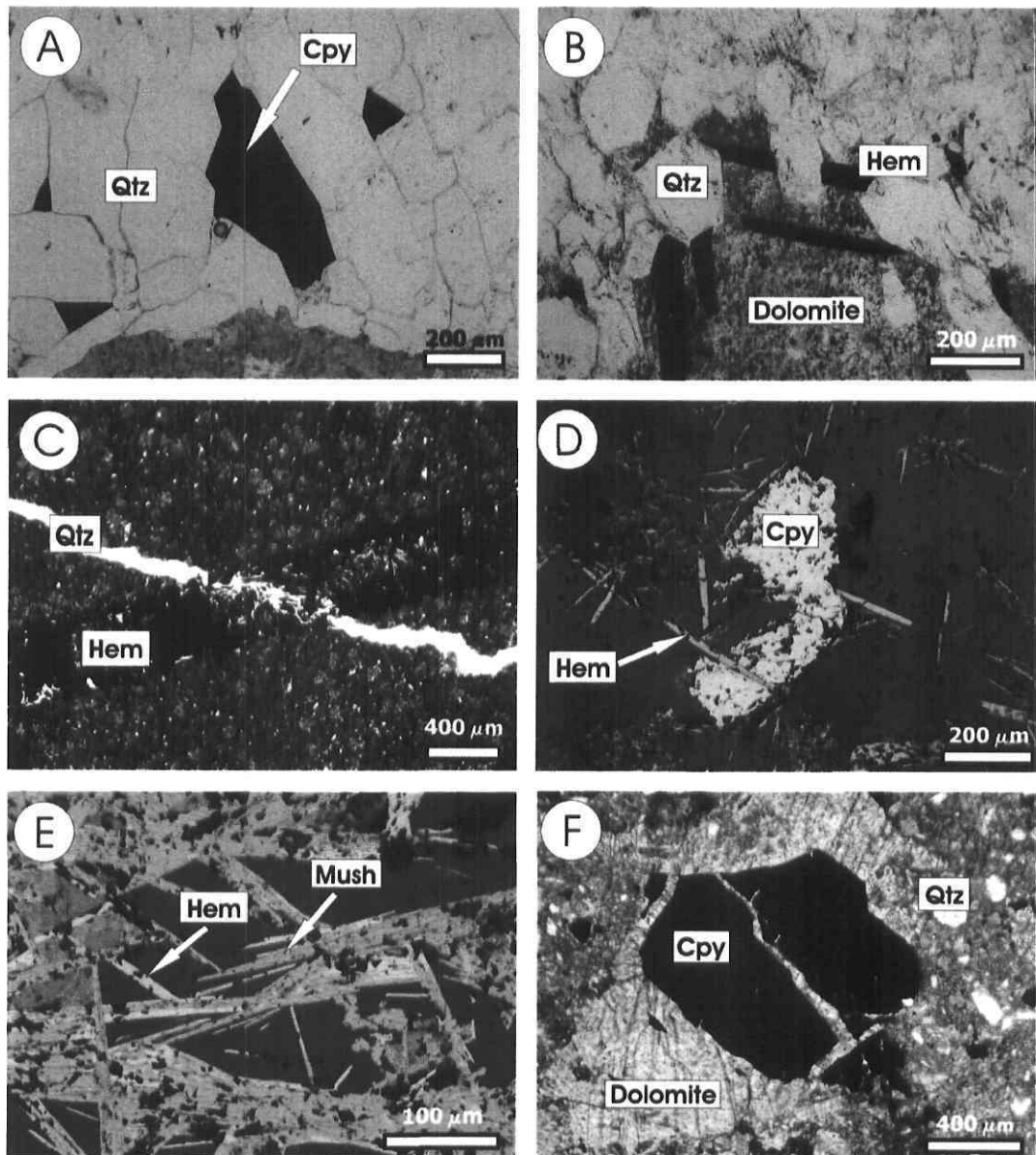


Figure 13 : A- Remplissage du ciment de quartz par la chalcopyrite, B- Aiguilles d'hématite qui recourent la dolomite, moulent le quartz et qui sont recoupées par le quartz, C- Veine d'hématite recoupée par une veine de quartz, D- Chalcopyrite qui moule les aiguilles d'hématite, E- Remplacement de l'hématite par la magnétite (muskétovite) et F- Chalcopyrite fracturée et cimentée par la dolomite. Qtz= quartz, Hem = hématite, Cpy = chalcopyrite et Mush = muskétovite.

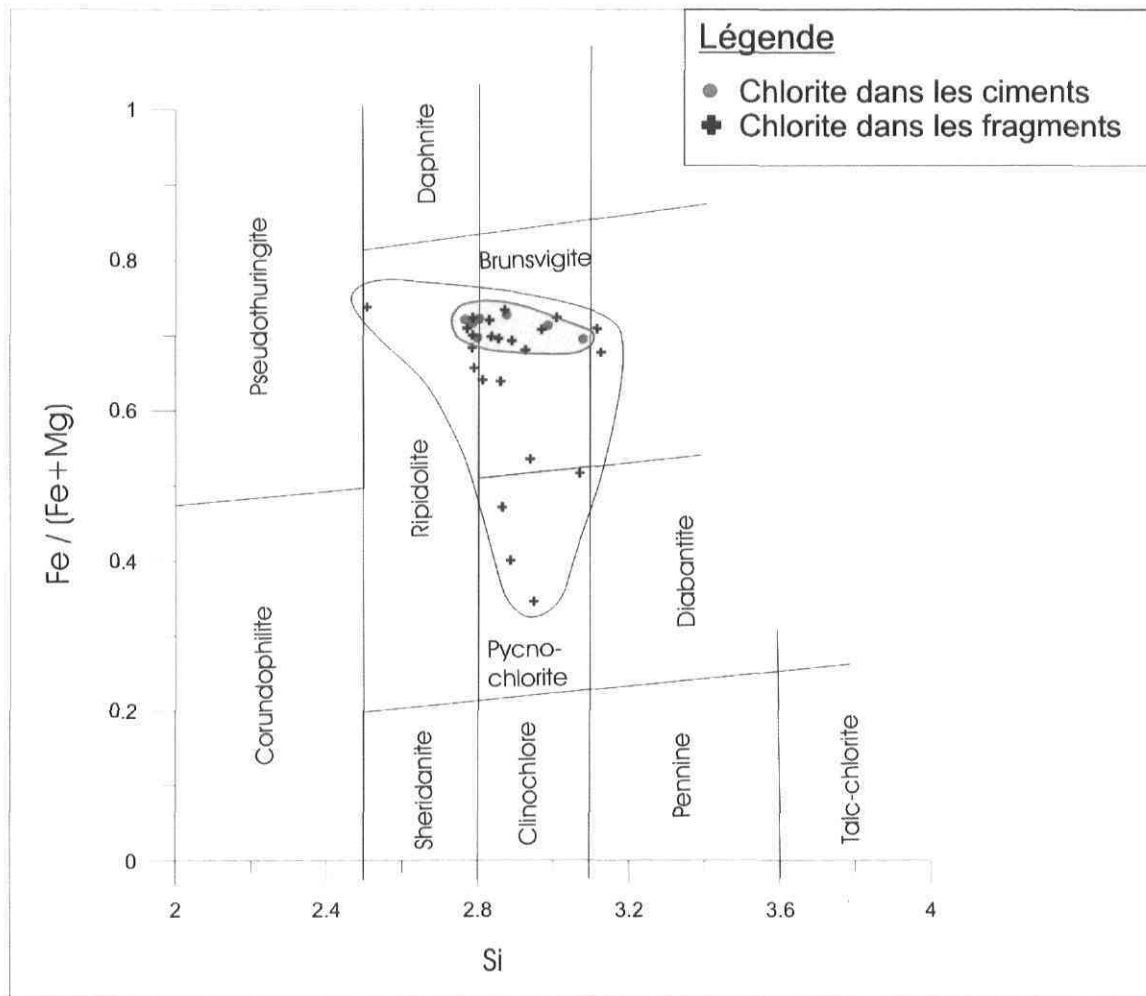


Figure 14 : Composition de la chlorite (Hey, 1954).

4.3. Thermomètre de la chlorite

Cathelineau (1988) a élaboré un géothermomètre basé sur la géochimie de la chlorite hydrothermale. La substitution de l'Al pour le Si au site tétraédrique de la chlorite augmente avec l'augmentation de la température (McDowel et Elders, 1980; Cathelineau et Nieva, 1985; Cathelineau, 1988). La chlorite cristallisée dans le ciment des brèches (n = 7) donne des températures qui varient de 235 à 336°C (moy. $302 \pm 36^\circ\text{C}$) tandis que la chlorite qui remplace l'encaissant (n = 23) donne des températures qui varient de 220 à 420°C (moy. $299 \pm 43^\circ\text{C}$) (Figure 15). La chlorite a aussi été analysée dans les veines et les dykes mafiques et felsiques du gîte du Mont-de-l'Aigle (Simard et al., 2006; Annexe F). La chlorite dans les veines (n = 17) donnent des températures qui varient de 242 à 319°C (moy. $289 \pm 20^\circ\text{C}$). Les échantillons de dykes mafiques (n = 31) ont donné des températures qui varient de 252 à 347°C (moy. $302 \pm 22^\circ\text{C}$) et les échantillons de dykes felsiques (n = 8) donnent des températures de 231 à 332°C (moy. $300 \pm 32^\circ\text{C}$). Cette compilation permet de noter la similitude des températures de la chlorite dans la matrice, les fragments, les intrusions mafiques et felsiques ainsi que dans les veines du gîte du Mont-de-l'Aigle ($T \approx 300^\circ\text{C}$).

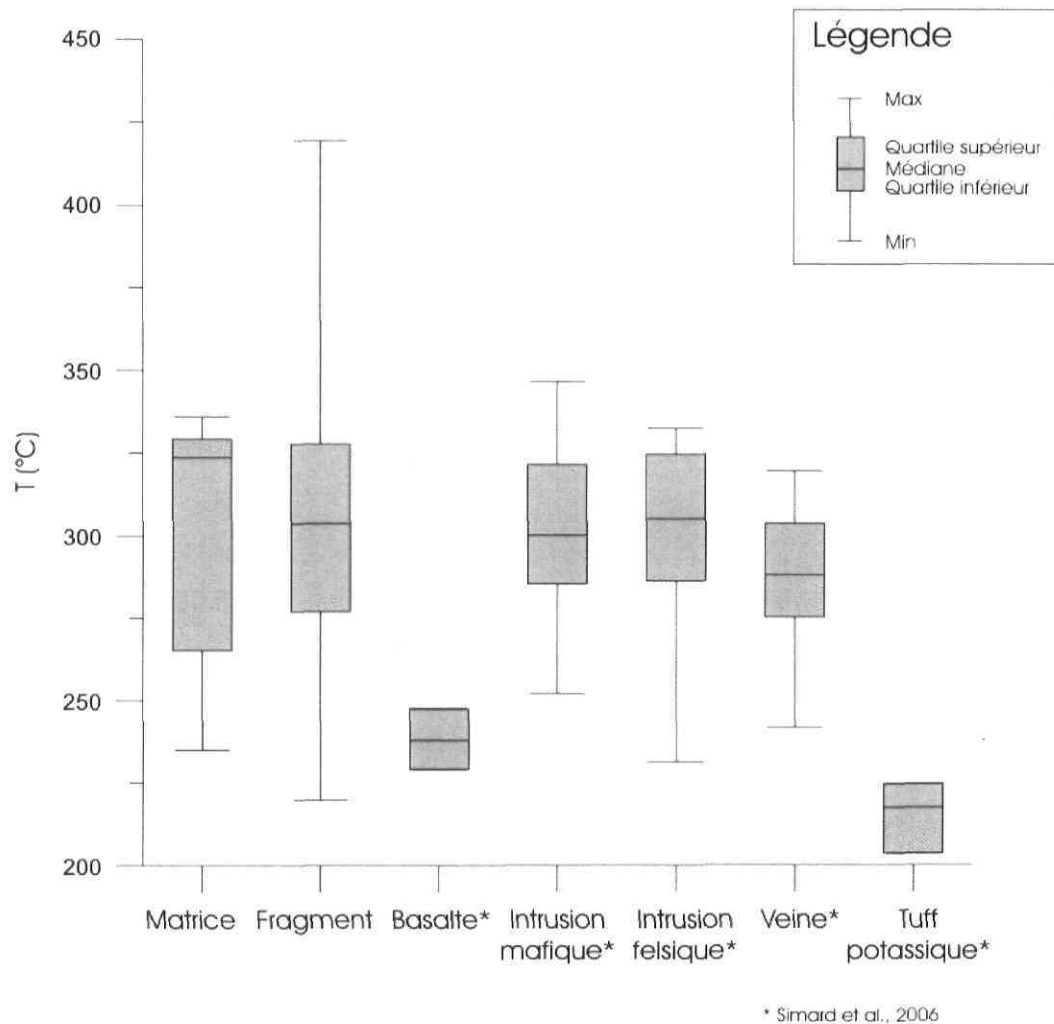


Figure 15 : Température de la chlorite selon le géothermomètre de Cathelineau et Nieva (1985).

4.4. Isotopes de l'oxygène dans le quartz et l'hématite

Huit nouveaux échantillons de quartz, couplés aux 16 échantillons de quartz et 3 d'hématite de Simard et al. (2006; Annexe F) ont été analysés. Les analyses donnent des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ pour le quartz de 6,0 à 10,1‰ et pour l'hématite de -10,4 à -5,9‰ (Tableau 2; Figure 16A). Les échantillons de quartz proviennent du ciment des brèches, des veines bréchiques et des stockwerks des différents indices et les valeurs sont semblables pour chaque indice (Tableau 2). Un des échantillons d'hématite provient du cœur de la lentille

de l'indice Brèche-Rio ($\delta^{18}\text{O}_{\text{hem}} = -10,4\text{‰}$) tandis que les deux autres échantillons cimentent les brèches de l'indice Pardiac ($\delta^{18}\text{O}_{\text{hem}} = -5,9 \text{‰}$ et $-8,1\text{‰}$) (Tableau 2; Figure 16A).

Une température d'équilibre de 282°C entre l'hématite spéculaire et le quartz est calculée sur un échantillon provenant du cœur de la lentille de la Brèche-Rio avec les fractionnements de Clayton et al. (1972) et de Zheng et Simon (1991). Il est aussi possible de considérer que l'hématite et le quartz des divers échantillons d'un même indice sont en équilibre isotopique. Selon cette hypothèse, les températures varient de 240 à 431°C (Clayton et al., 1972; Zheng et Simon, 1991). Ces températures concordent avec les températures calculées avec le géothermomètre de la chlorite ($T \approx 300^{\circ}\text{C}$).

La composition du fluide, à partir des échantillons de quartz et d'hématite, est calculée avec les fractionnements de Clayton et al. (1972) et de Zheng et Simon (1991) respectivement à une température de 300°C qui représente la température la plus probable pour la minéralisation selon l'équilibre isotopique entre l'hématite et le quartz et selon le géothermomètre de la chlorite. La composition isotopique du fluide calculée de la paire hématite-quartz de l'indice Brèche-Rio est de $0,1\text{‰}$ et la variation des valeurs $\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{hm}}$ permet de calculer une plage de composition pour une température de 300°C de $-0,4$ à $3,2\text{‰}$ pour le quartz et de $0,0$ à $4,5\text{‰}$ pour l'hématite (Figure 16A).

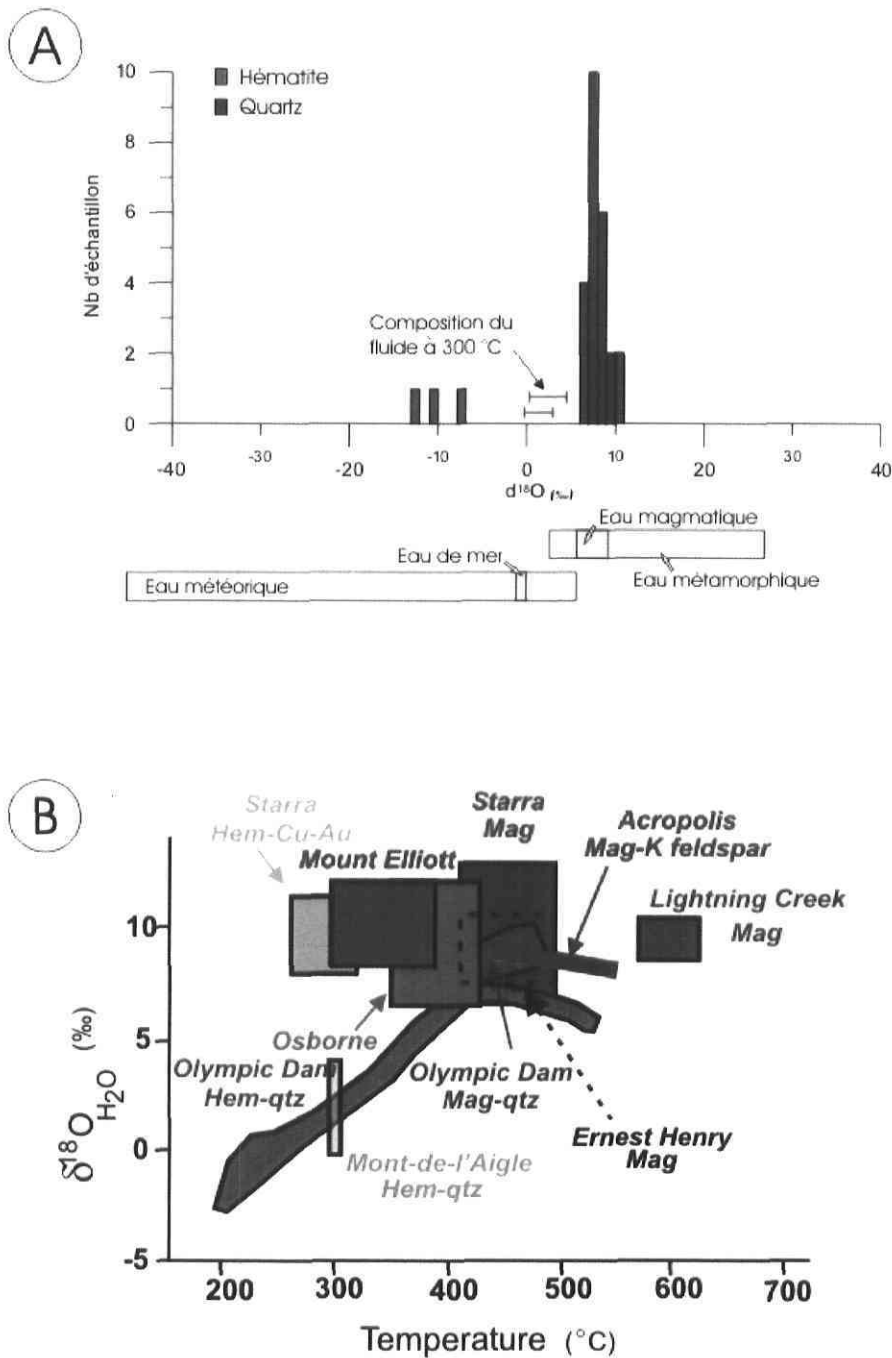


Figure 16 : A- Composition du quartz et de l'hématite en relation avec la composition du fluide et B- Composition du fluide du Mont-de-l'Aigle en relation avec d'autres gisements de type IOCG (modifiée de Williams et al., 2005).

Tableau 2 : Composition isotopique de certains minéraux du gîte du Mont-de-l'Aigle.

Indice	No. échantillon	Description	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-SMOW)		$\delta^{34}\text{S}$ (‰, V-CDT)		
			Quartz	Hématite	Pyrite	Chalcopyrite	
Brèche-Rio	189603	Veine de quartz drusique	7,9				
	217887	Ciment de brèche	6,6*				
	217915	Ciment de brèche	8,3*				
	217919	Ciment de brèche	7,7*				
	217923	Ciment de brèche	9,4*				
	217927	Veine de quartz	7,4*				
	217933	Ciment de brèche	7,7*	-10,4*			
Pardiac	217992	Ciment de brèche	10,0				
	217844	Veine bréchique	7,2				
	217903	Ciment de brèche				1,9*	
	217938	Veine d'hématite	7,0*				
	217939	Veine d'hématite+pyrite			2,7*		
	220502	Veine d'hématite+pyrite			-0,8*		
	220504	Veine d'hématite+pyrite	7,5*				
	220505	Veine d'hématite+pyrite+magnétite			4,8*		
	220507	Veine d'hématite+pyrite	7,1*				
	220508	Veine d'hématite+pyrite+chalcopyrite				-0,3*	
	220513	Veine d'hématite+pyrite		-5,9*	-0,2*		
	220516	Veine d'hématite+pyrite				0*	
	220520	Veine d'hématite+pyrite	6,5*				
	220523	Veine d'hématite+pyrite		-8,1*			
	220566	Veine de quartz	8,4				
	220567	Ciment de quartz drusique	8,3				
	220568	Ciment de quartz	6,9				
	220578	Stockwerk			2,5*		
	À l'Est de Pardiac	218005	Ciment de brèche	6,7*			-1,5*
		218006	Ciment de brèche			2,2*	
220575		Ciment de quartz drusique	10,1				
Frenette	162297	Veine de quartz+hématite	8,9*				
	220579	Veine de quartz	7,7*				
Hupé	189617	Veine bréchique	9,5*				
	189618	Ciment de brèche	8,5*				
	217876	Ciment de brèche	8,1				
Duchesne	189634	Stockwerk	7,1*				
	189646	Stockwerk			2,6*		
	218008	Pyrite diss. dans un mudstone-calcaire			1,2*		
	218010	Pyrite diss. dans un mudstone-calcaire				0,3*	
	D26	Veine d'hématite+chalcopyrite+magnétite				0,4*	
Porphyre	217813	Veine de pyrite+chalcopyrite massive			1,6*		
	217937	Veine bréchique				2,8*	

* Simard, et al., 2006 (Annexe F)

Chapitre 5 : Discussion

5.1. Classification des brèches

De nombreuses études ont développé des approches descriptives qualitatives afin de classer différents types de brèche (Jébrak, 1997). Ces diverses approches ont apporté beaucoup de confusion dans les termes utilisés. Les modes de formation des brèches sont très variés, ce qui rend les systèmes de classification encore plus complexes et les interprétations nombreuses.

Trois classifications seront discutées ici : 1) une classification des brèches basée sur les caractéristiques morphologiques, les mécanismes de formation, le type de contrainte ainsi que la profondeur de mise en place des brèches (Jébrak, 1997), 2) la classification de Sillitoe (1985) basée sur les caractéristiques morphologiques, la présence de minéralisation et la présence/absence d'un contrôle structural et 3) une classification des brèches hydrothermales minéralisées selon Corbett et Leach (1998). Une quatrième classification existe (Laznicka, 1989) mais elle est difficilement applicable aux brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle car sa description des *fragmentites* se base principalement sur le régime de formation et non sur les caractéristiques morphologiques. C'est pour cette raison que cette classification ne sera pas discutée dans ce mémoire. Les caractéristiques des brèches reliées aux gisements de type IOCG sont aussi revues pour fin de comparaison avec les brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle.

5.1.1. Classification de Jébrak (1997)

Selon Jébrak (1997), la bréchification de la roche peut être physique ou chimique : la bréchification chimique (ou usure par corrosion) est causée par la dissolution sélective tandis que la bréchification physique survient lorsque la force de tension excède la résistance du matériel à se briser.

Les **brèches tectoniques** (ou brèches de faille) (Tableau 3) contiennent des fragments anguleux, de grosseur très variable et parfois orientés dans le sens du mouvement ou perpendiculaire à l'axe principal de la contrainte. Les brèches ont un degré de dilatation très faible et présentent habituellement des fabriques tectoniques. Les brèches tectoniques se forment par propagation de fractures et par abrasion. Les **brèches assistées par les fluides** (Tableau 3) contiennent des fragments anguleux de dimension semblable avec parfois une composante en rotation. Ces brèches se forment à de faibles profondeurs, présentent des textures en mosaïque et en *jigsaw*, une dilatation élevée, une absence de fabrique et un ratio matrice/fragment élevé. Le mécanisme de formation est la variation de la pression des fluides. Les **brèches de type usure par abrasion** (Tableau 3) contiennent des fragments arrondis (< 1cm) qui présentent fréquemment une composante en rotation. Ces brèches se forment à de grandes profondeurs et présentent des textures de foliation. Le phénomène de dissolution-recristallisation survient lorsque les fragments sont sous pression ce qui forme des textures complexes aux bordures des fragments. La dilatation est faible, le mécanisme de formation est la friction et on observe la présence habituelle de fabriques. Les **brèches de réduction de volume** (ou brèches de dessiccation ou de contraction thermique) (Tableau 3) contiennent des fragments anguleux, de dimension semblable et ayant de 4 à 6 cotés. Ces brèches présentent un réseau de fractures polygonales à 120°. La dilatation est faible, les fabriques sont absentes et le mécanisme de formation est la contraction thermique (Sibson, 1977). Les **brèches d'expansion de volume** (ou brèches explosives ou de décompression) (Tableau 3) contiennent beaucoup de petits fragments et quelques gros fragments, non orientés dont les surfaces sont courbes. La dilatation est très élevée, la présence de fabrique est rare et le mécanisme de formation est l'expansion de volume causée par des phénomènes d'explosion. Les **brèches d'impact et d'effondrement** (Tableau 3) contiennent des fragments arrondis qui sont triés par grosseur. Les brèches sont supportées par les fragments malgré une dilatation relativement élevée. Les mécanismes de formation sont les impacts particule-particule et particule-encaissant. Les fabriques sont rares à absentes. Les **brèches d'usure par corrosion** (Tableau 3) contiennent des fragments arrondis ou ayant des formes très complexes qui ne sont pas orientés. Le degré de dilatation est généralement faible mais peut varier et le mécanisme de formation est la dissolution de la roche.

Tableau 3 : Classification des brèches selon Jébrak (1997).

Type de brèche	Forme des fragments	Grosueur des fragments	Rotation des fragments	Profondeur	Texture	Matrice vs fragment	Dilatation	Stade	Mécanisme	Fabrique	Durée	Stress
Tectonique (brèche de faille)	anguleux	hautement variable	orientation dans le sens du mouvement ou \perp à l'axe principal de la contrainte			fragment domine	très faible	propagation-usure	propagation de fractures et abrasion	habituelle	persistant	renouvelable
Assistée par des fluides (hydraulique et critique)	anguleux	même dimension	sans et parfois avec	faible	mosaïque et jigsaw	matrice domine	élevée	propagation et usure	variation de la pression du fluide	absente ou héritée	périodique	pulsation
Usure par abrasion	arrondi	< 1cm	commun	grande	foliation, bordures de fragments complexes		faible	usure	friction	habituelle	passagé	renouvelable
Réduction de volume	anguleux 4 à 6 cotés	même dimension			réseau de fractures polygonales 120°		faible	dilatation	changement de la T	absente	passagé	non-renouvelable
Expansion de volume		beaucoup de petits et quelques gros	pas d'orientation		joints courbes		très élevée	usure	explosion	rare	passagé	non-renouvelable
Impact et effondrement	arrondi	variable, tri des particules par grosseur	fragments orientés			fragment domine	relative-ment élevée	dilatation	impact particulière	rare à absente	passagé	non-renouvelable
Usure par corrosion (brèche chimique)	arrondi ou forme très complexe		pas d'orientation des fragments				faible	usure et dilatation	dissolution	héritée	persistant	pulsation

T = température, \perp = perpendiculaire

5.1.2. Classification de Sillitoe (1985)

Les **brèches magmatiques-hydrothermales** (Tableau 4) peuvent se retrouver dans deux types d'environnement différents : 1) les cheminées associées à des intrusions et 2) les porphyres. Les brèches formées dans des cheminées (1) sont associées à des intrusions, des batholites ou des stocks non altérés et non minéralisés. Les brèches contiennent des fragments monolithiques anguleux à subarrondis (cm à m) qui proviennent de l'encaissant. La matrice des brèches est composée de quartz, de calcite, de chlorite, de tourmaline, etc., de sulfures et de poussières de roche, les fragments occupent 70 à 95% des brèches et les textures observées sont en domino, en galet et/ou en *jigsaw*. L'altération est riche en séricite, la minéralisation est riche en cuivre et il n'y a pas de contrôle structural. Les brèches magmatiques-hydrothermales associées à des porphyres (2) sont en forme de lentille, d'ovoïde ou de cheminée circulaire. Les fragments sont anguleux à arrondis, leur nature est hétérolithique et la matrice est composée de quartz et de poussières de roche qui parfois présentent un alignement irrégulier. Les brèches sont supportées par les fragments, l'altération est riche en silicate potassique (biotite, feldspath K), la minéralisation est riche en cuivre et aucun contrôle structural n'est associé à la mise en place des brèches.

Les **brèches phréatiques** (Tableau 4) peuvent être associées à trois types de dépôt : 1) épithermaux avec métaux précieux ± métaux de base, 2) porphyres et 3) Kuroko. Les brèches phréatiques associées à des gîtes épithermaux (1) se mettent en place à de faibles profondeurs (< 1 km) et leur forme peut être tabulaire, en corps irrégulier anastomosé ou peut varier de veinules/veines à de larges cheminées. Ces brèches ne sont pas associées à des intrusions, leurs fragments sont anguleux à arrondis, leur nature peut être monolithique ou hétérolithique et la matrice est dominée par le quartz. Ces brèches sont généralement minéralisées, l'altération est une silicification pervasive avec une argilisation et il y a un contrôle structural sur la mise en place des brèches. La forme des brèches phréatiques associées aux porphyres (2) varie d'un corps irrégulier à une cheminée. Les brèches sont spatialement et plus ou moins temporellement associées à des corps intrusifs. Les fragments sont anguleux à arrondis et montrent des évidences de transport. Les brèches

sont de nature monolithique, la matrice occupe de 30 à 100% de la brèche et l'altération est mineure. Ces brèches sont généralement stériles et leur mise en place est structuralement contrôlée. Les brèches phréatiques associées à des dépôts de type Kuroko (3) se forment sur ou très près du plancher océanique. Les brèches en forme de lentille allongée à tabulaire se forment dans l'extension latérale des corps minéralisés et on note l'absence de stockwerk. Les fragments sont anguleux à subarrondis et mesurent jusqu'à plusieurs mètres de diamètre. Les brèches sont de nature hétérolithique et la matrice est composée de matériaux détritiques, lithiques, de sulfures et/ou de barite. Le ratio matrice/fragment est variable, l'altération est mineure et les brèches sont localement minéralisées.

Les **brèches phréatomagmatiques (hydromagmatiques)** (Tableau 4) se retrouvent dans des environnements de minéralisation de type porphyre ou épithermal avec des métaux précieux (\pm métaux de base). Les brèches phréatomagmatiques forment des corps de > 1 km de diamètre, les fragments sont anguleux à arrondis (jusqu'à > 10 m) et leur nature est hétérolithique. La matrice est composée de matériaux tuffacés et de poussières de roche et la proportion de matrice varie de 50 à 90%. L'altération est mineure et il y a un contrôle structural sur la mise en place des diatrèmes.

Les **brèches de type magmatique** (Tableau 4) se retrouvent dans des environnements de porphyres et d'autres dépôts de métaux précieux et de métaux de base. Les brèches forment des diatrèmes et sont associées à des intrusions. La forme des fragments est anguleuse à arrondie et la composition de la matrice est tuffacée. Les brèches sont supportées par les fragments, l'altération est mineure et les brèches sont parfois minéralisées.

Les **brèches intrusives** (Tableau 4) ont une forme irrégulière avec des fragments anguleux à subarrondis. La matrice a une composition ignée, l'altération est généralement mineure et ces brèches sont souvent stériles.

Tableau 4 : Classification des brèches selon Sillitoe (1985).

Classe	Sous-classe	Profondeur et forme des corps bréchiques	Association avec des roches intrusives	Fragment : forme et grosseur	Fragment : nature	Matrice : composition	Supportée par matrice / fragment	Texture	Contrôle structural
Magmatique-hydrothermale	Cheminée reliée à des intrusions	1 à 3,6 km de diamètre	intrusion non-altéré et non-minéralisé	anguleux à subarrondi, cm-m	monolithique, encaissant	gangue, sulfure, poussière de roche	fragments (70-95%)	domino, shingle, jigsaw	non
	Porphyrique	lentille, ovoïde ou cheminée circulaire	-	anguleux à arrondi	hétérolithique	poussière de roche, quartz	fragments domine	alignement irrégulier des poussières de roche	non
Hydromagmatique	Phréatique	Épithermal métaux précieux ± métaux de bases	< 1km, veines/ veinules à large cheminée, masse tabulaire, corps anastomosé irrégulier	non	anguleux à arrondi	monolithique ou hétérolithique	quartz	-	oui
	Porphyre	corps irrégulier à cheminée et dykes + ramification	spatiale, ± temporel	anguleux à arrondi	monolithique	-	± matrice (30-100%)	± transport des fragments	oui
	Kuroko	sur ou près du plancher océanique, lentille à tabulaire allongé, absence de stockwerk	-	anguleux à subarrondi, jusqu'à > 10 m de diamètre	hétérolithique	détritique, lithique, sulfures et/ou barite	variable	-	-
Phréato-magmatique	Porphyre et épithermal métaux précieux et de bases	> 1 km ² de diamètre	-	subanguleux à arrondi, jusqu'à >10m de diamètre	hétérolithique	tuffacé juvénile et poussière de roche	matrice (50-90%)	-	oui
Magmatique	Porphyre et autres dépôts de métaux précieux et de bases	diatrème	oui	anguleux à arrondi	juvénile	matrice généralement tuffacé	fragments	-	-
Intrusive		irrégulière	-	anguleux à subarrondi	-	ignée	-	-	-
Tectonique		tabulaire ou lentille	-	-	-	-	-	-	oui

Les **brèches tectoniques** (Tableau 4) sont de forme tabulaire ou en lentille, on observe un contrôle structural sur la mise en place des brèches, l'altération est généralement mineure et ces brèches sont localement minéralisées.

5.1.3. Classification de Corbett et Leach (1998)

Différents types de brèches hydrothermales associés à des systèmes minéralisés ont été décrits par Corbett et Leach (1998) (Tableau 5). Les **brèches magmatiques-hydrothermales** se forment lors de l'exsolution violente de volatiles provenant d'une intrusion. Ces brèches en forme de cheminée, se retrouvent à une profondeur de plus de 1 km. On peut distinguer deux faciès de brèches magmatiques hydrothermales : 1) les brèches intrusives et 2) les brèches d'effondrement. Les brèches intrusives (1) contiennent des fragments ignés fréquemment transportés, d'aspect fragmenté dans une matrice composée de poussières de roche et de minéraux hydrothermaux. Les brèches d'effondrement (2) contiennent des fragments tabulaires très peu transportés provenant des roches encaissantes. Les brèches hydrothermales magmatiques (1-2) peuvent présenter des textures monomictiques, en *jigsaw* ou des textures de dislocation. L'altération est caractérisée par la présence des assemblages séricite-quartz, biotite-feldspath-K et actinolite-épidote et les brèches de cette catégorie sont associées à une intrusion en profondeur. Les **brèches phréatomagmatiques** se forment lors de violentes explosions causées par la dépressurisation du magma lorsqu'il entre en contact avec des eaux souterraines. Ces eaux sont rapidement surchauffées pour former de la vapeur. Cette catégorie inclut les maars volcaniques et les dômes endogènes. Ces brèches se mettent en place à des profondeurs intermédiaires (< 1 km) sous forme de diatrème pouvant atteindre jusqu'à 100 m de diamètre. Les brèches peuvent être monolithique ou hétérolithiques. Les fragments sont composés d'intrusions juvéniles ou de tuffis locaux et leur forme varie d'anguleuse à arrondie. La matrice est composée de roches broyées, d'argile et de pyrite. Les brèches contiennent une altération caractérisée par la séricite, la smectite et la pyrite disséminées. Les brèches sont associées à des intrusions en profondeur et leur mise en place est structurellement contrôlée. Les **brèches phréatiques** se forment par

dépressurisation d'eau géothermale et se retrouvent à de faibles profondeurs. Les corps bréchiques sont des cheminées en cône inversé et contiennent des fragments anguleux d'encaissant dans une matrice de silice-pyrite. L'altération est caractérisée par la présence de silice-pyrite avec de la marcasite. Les **brèches de dilatation** se forment à de faibles profondeurs et sont caractérisées par des essaims de fractures subparallèles. Les brèches sont supportées par une matrice de minéraux hydrothermaux. Ces brèches ont parfois des textures colloformes/crustiformes et des textures en mosaïque/*jigsaw*. La mise en place des brèches est structuralement contrôlée et leur formation est liée à des processus tectoniques. Les **brèches d'injection magmatiques-hydrothermales** sont divisées en divers sous types basés sur la proximité de la source magmatique et la quantité de matrice : 1) de rotation, 2) en mosaïque (*jigsaw*), 3) fluidisée, 4) de fissures fluidisés et 5) de fissures. Les corps bréchiques ressemblent à des filons et les fragments proviennent de l'encaissant. Les brèches près de la source contiennent des fragments ayant subi du transport ou de la rotation tandis que les brèches distales contiennent des fragments n'ayant pas subi de rotation ni de transport. La matrice est d'origine hydrothermale-magmatique. Les brèches présentent des textures en mosaïque et en *jigsaw* et leur mise en place est structuralement contrôlée. Les **brèches d'effondrement-hydrothermales** sont composées de fragments locaux n'ayant pas subi de rotation et la matrice est argileuse. Ces brèches peuvent se former durant la phase rétrograde du développement de porphyres cuprifères. Les brèches sont très fracturées, l'altération est phyllitique à argilique et on observe un contrôle structural sur la mise en place des brèches. Finalement, les **brèches de dissolution** se retrouvent à de faibles profondeurs dans des terrains carbonatés et se forment par dissolution de carbonates, souvent la calcite, suivi d'un effondrement.

Tableau 5 : Classification des brèches selon Corbett et Leach (1998).

Classe	Sous-classe	Corps bréchique		Fragment		Matrice	Origine	Texture	Altération	Structure, intrusion
		Profondeur	Forme	Composition	Forme					
Magmatique hydrothermale	a) brèche intrusive et b) brèche d'effondrement	> 1km	cheminée	a) igné et b) local	a) fragmenté (transport) b) tabulaire (peu de transport)	a) poussière de roche et minéraux hydrothermal	exsolution violente de volatiles provenant d'une intrusion	monomictique, <i>jigsaw</i> ou dislocation	séricite-quartz, biotite-feldspath-K, actinolite-épidote	intrusion en profondeur
	volcan maar, dôme endogène	inter-médiaire, < 1km	diatrème, jusqu'à 100 m de diamètre	intrusion juvénile, tuffs locaux	anguleux à arrondis	roche broyée, argile et pyrite	violente explosion	monolithique ou hétérolithique	séricite, smectite et pyrite	intrusion en profondeur, contrôle structural
Phréatique		peu profond	cheminée en cône inversé	local	anguleux	silice, pyrite et marcasite	dépressurisation d'eau géothermale		silice et pyrite/marcasite	
Dilatation		peu profond	essaim de fractures subparallèle			supporté par la matrice : minéraux hydrothermaux,	lié à des processus tectoniques	colloforme/crustiforme et mosaïque/ <i>jigsaw</i>		contrôle structural
Injection magmatique-hydrothermale	rotation → mosaïque (<i>jigsaw</i>) → fluidisé → fissure fluidisée → fissure		filon	local	parfois : rotation et transport des fragments	hydrothermal-magmatique		mosaïque, <i>jigsaw</i>		contrôle structural
				local	pas de rotation	argileuse	se forme durant la phase rétrograde du développement de porphyre-Cu	fracturé	phylitique à argilique	adjacent à des structures
Effondrement hydrothermal		peu profond	karst et glissement				dissolution de carbonate et effondrement		encaissant carbonaté	
Dis-solution										

5.1.4. Caractéristiques et classification des brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle

Plusieurs éléments rendent la classification des brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle difficile. Le couvert végétal dense de la Gaspésie réduit la qualité et la quantité des affleurements. Très peu d'affleurements permettent de voir les brèches en place et les échantillons récupérés sont des blocs de taille centimétrique à décimétrique. Les observations de terrain sont donc limitées et laissent une plus grande place à l'interprétation. Pour ces raisons, diverses caractéristiques morphologiques ne peuvent pas être déterminées, telle la géométrie détaillée des corps bréchiqes ainsi que les contacts avec l'encaissant. Il est aussi possible que des textures ou des fabriques réellement présentes au gîte du Mont-de-l'Aigle ne soient pas notées puisque la représentativité des échantillons récupérés est variable.

Les brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle sont généralement encaissées dans des roches sédimentaires, à l'exception de quelques brèches retrouvées dans des intrusions aux indices Pardiac et Frenette (Tableau 1). La grosseur des fragments est rarement supérieure à 5 cm et les fragments sont anguleux à subanguleux et quelques fois subarrondis (indices Brèche-Rio, MdA et Pardiac; Figure 7A-D-E-F). Les fragments présentent parfois des textures en *jigsaw* (indice Pardiac; Figure 7D). L'angularité, la provenance locale des fragments et les textures en *jigsaw* suggèrent une faible distance de transport des fragments. Les fragments sont silicifiés, chloritisés et argilisés avec parfois une décalcification (indice Pardiac). La matrice est composée de quartz, d'hématite, de magnétite (mushkétovite), de pyrite, de chalcopyrite, de chlorite et/ou de dolomite. À l'indice Frenette, on retrouve des brèches avec une matrice composée de roche ignée intrusive broyée. La proportion matrice/fragment est généralement variable. La texture commune aux brèches est le quartz drusique. On retrouve des rubans de quartz-hématite crustiformes aux indices Brèche-Rio et MdA (Figure 7C). La géométrie des corps bréchiqes observée sur le terrain pour les indices Brèche-Rio et Pardiac est lenticulaire, de dimension métrique et avec un pendage subvertical à vertical. Aucune fabrique tectonique n'a été observée dans les brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle.

Les brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle correspondent à plusieurs types et sous-types de brèches des classifications de Jébrak (1997), Sillitoe (1985) et Corbett et Leach (1998) (Tableaux 3-4-5). Les brèches composées de fragments sédimentaires correspondent principalement aux **brèches assistées par les fluides** de la classification de Jébrak (1997) et aux **brèches magmatiques-hydrothermales** des classifications de Sillitoe (1985) et de Corbett et Leach (1998). Ces deux types de brèches ont la particularité de se former lors du passage d'un fluide. Les brèches composées de fragments sédimentaires sont associées aux brèches assistées par les fluides de la classification de Jébrak (1997) par la forme et la grosseur des fragments, l'absence de rotation des fragments, la mise en place à de faibles profondeurs, la présence de textures en *jigsaw* et l'absence de fabrique. Elles sont également associées aux brèches magmatiques-hydrothermales des classifications de Sillitoe (1985) et de Corbett et Leach (1998) par la forme, la grosseur et la composition des fragments, la nature monolithique des brèches, la présence de gangue et de sulfures dans la matrice, des textures *jigsaw* et la présence d'une intrusion en profondeur (Gentile, 1969; Bellehumeur et Valiquette, 1993). Les brèches composées de fragments de roches ignées (indices Frenette et Pardiac) correspondent aux **brèches intrusives** de la classification de Sillitoe (1985) par la forme des fragments et la composition de la matrice.

5.1.5. Comparaison des brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle et des gîtes de type IOCG

Les caractéristiques ainsi que l'origine des brèches des gisements de type IOCG diffèrent beaucoup d'un gisement à l'autre. La section qui suit décrit les brèches de certains gisements de type IOCG et les compare avec les brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle.

Les gisements Sue-Dianne et Mar font partie de la zone magmatique Great Bear dans les Territoires du Nord-Ouest au Canada. Le gisement Sue-Dianne (Tableau 6) est une cheminée bréchique irrégulière qui contient des fragments de roche volcanique rhyodacitique de 2 à 10 cm de longueur et de forme subarrondie (Gandhi, 1989). La dimension et la forme des fragments sont semblables aux fragments des brèches du gîte du

Mont-de-l'Aigle mais les fragments ont une composition différente. Les brèches du gisement Sue-Dianne sont cimentées par de la chalcopryrite et de la bornite disséminées et des agrégats de magnétite à grains fins à moyens (> 50%; Gandhi, 1989) associés avec et en partie remplacés par, de l'hématite (martite) (Gandhi, 1994). Le ciment des brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle est aussi composé de sulfures (pyrite et chalcopryrite), d'hématite et de magnétite. Cependant, contrairement au gisement Sue-Dianne, au gîte du Mont-de-l'Aigle c'est l'hématite qui se fait remplacer par la magnétite (mushkétovite). Le gisement Mar est une brèche en forme de cheminée qui recoupe le contact entre la séquence de rhyolite et un dyke de diorite. Le cœur de la brèche contient de nombreux fragments anguleux à subarrondis de rhyolite et de magnétite massive (Gandhi, 1994). La magnétite est le minéral dominant du dépôt contrairement au gîte du Mont-de-l'Aigle qui est plus riche en hématite qu'en magnétite. On retrouve aussi dans le gisement Mar de l'hématite et de l'épidote avec en quantité mineure ou en trace de la pyrite, de la chalcopryrite, de la pichblende/uraninite, du quartz, de la chlorite et de l'amphibole (Gandhi, 1994). La bréchification des gisements Sue-Dianne et Mar aurait été causée par la libération de volatiles peu de temps après ou lors de la mise en place d'une intrusion de quartz monzonite-granodiorite en profondeur (Gandhi, 1989).

Un autre exemple d'IOCG est le gisement Wernecke Mountain au Yukon, Canada (Tableau 6). Ce gisement est composé de plusieurs corps bréchiques individuels. Les corps bréchiques varient beaucoup en forme et en dimension. En plan, ils sont elliptiques, allongés ou irréguliers et verticalement, ils sont discordants ou parallèles au litage (Hunt et al., 2005). Les brèches mesurent de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres voir plusieurs kilomètres de longueur. Les fragments des brèches sont généralement subanguleux à subarrondis (Hunt et al., 2005) comme les brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle et leur forme peut être losangique, irrégulière ou allongée (Laznicka, 2002). Comme les fragments des brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle, les fragments de Wernecke sont dérivés des roches encaissantes locales. Les fragments des brèches de Wernecke sont millimétriques à métriques et peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres de diamètre contrairement aux fragments du gîte du Mont-de-l'Aigle qui sont généralement inférieurs à

5 cm de diamètre. La proportion matrice/fragment est variable comme au gîte du Mont-de-l'Aigle. La matrice des corps bréchiques est composée de fragments de roche et de minéraux hydrothermaux tels des feldspaths (albite et/ou feldspath potassique), des carbonates (calcite ou dolomite/ankérite) et du quartz (Hunt et al., 2005). Localement la matrice contient des quantités importantes d'hématite, de magnétite, de chalcopirite, de biotite, de muscovite, de barite et de fluorite, des quantités moindres de tourmaline et d'actinote et rarement de la titanite et de la monazite (Hunt et al., 2005). Le contact des corps bréchiques avec l'encaissant varie d'abrupt à graduel (Hunt et al., 2005). Throkelson et al. (2001) retiennent l'explosion phréatomagmatique comme origine la plus probable des brèches à cause de la relation spatiale entre les intrusions du Bonnet Plume River et les brèches de Wernecke. Par contre, Hunt et al. (2005) suggèrent que les brèches de Wernecke se seraient formées dans des faiblesses crustales par l'expansion relativement non-violente de fluides de bassins sous pression.

Un autre complexe bréchique étudié en détail est celui du gisement Olympic Dam en Australie (Tableau 6). Ce complexe bréchique est en forme de diatrème dont la portion centrale stérile est composée de quartz et d'hématite (Reynolds, 2001). Le cœur stérile est entouré par une minéralisation riche en chalcopirite, bornite et chalcocite (djurleite-digenite) dans un granite hématisé et séricitisé (Reynolds, 2001). Le gîte du Mont-de-l'Aigle contient aussi de la minéralisation riche en chalcopirite mais les fragments des brèches ne sont pas hématisés. Les brèches granitiques d'Olympic Dam sont supportées par les fragments (> 50% de fragments) et présentent des textures en *jigsaw* (Reynolds, 2001) comme celles observés au gîte du Mont-de-l'Aigle. Les brèches riches en hématite sont supportées par la matrice (> 50% de matrice) et contiennent des fragments anguleux faiblement triés de moins de 0,2 m de longueur. La partie superficielle du gisement est riche en hématite et en quartz comme les brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle. Diverses origines du complexe bréchique ont été proposées : hydrothermale (Oreskes et Einaudi, 1990; Reeves et al., 1990), phréatique et phréatomagmatique (Oreskes et Einaudi, 1992) et de type usure par corrosion (Lei et al., 1995).

Le gisement Manto Verde au Chili contient deux corps bréchiques : Manto Atacama et Manto Verde (Tableau 6). Ces brèches se sont mises en place durant le régime tectonique d'extension le long de failles de la zone de faille Atacama. La brèche Manto Atacama se retrouve dans le toit de la zone de faille et mesure de 10 à 100 m de largeur (Vila et al., 1996). Les fragments de brèches, faiblement triés, sont anguleux et de dimension semblable aux brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle (1 à 30 cm de diamètre) (Vila et al., 1996). Les fragments sont composés d'andésite lessivée et/ou de diorite dans une matrice foncée et dense, composée de grains grossiers d'hématite spéculaire déformée (> 60%), de poussières de roche et de calcite (Vila et al., 1996). La brèche Manto Atacama est supportée par la matrice. La brèche Manto Verde est située dans le mur de la zone de faille Atacama et mesure environ 20 m de largeur. La brèche est supportée par les fragments qui sont anguleux et ont une composition andésitique et/ou dioritique (Vila et al., 1996). La matrice riche en argile jarositique contient du cuivre, de l'hématite spéculaire et de la calcite (Vila et al., 1996). Selon Vila et al. (1996), le corps bréchique Manto Atacama est une brèche hydrothermale tandis que Manto Verde est une brèche tectonique.

5.2. Formation des brèches

5.2.1. Contrôle structural

Les gîtes de type IOCG sont généralement associés spatialement à des systèmes de failles crustales majeures (Hitzman, 2000). Ces systèmes peuvent être ductiles ou fragiles et se développent généralement en régime d'extension ou de transtension pour les gisements importants et en régime de compression, avec des failles mineures pour les gisements moins importants (Sillitoe, 2003).

Quelques exemples de gisements IOCG associés aux failles sont les dépôts majeurs de la Cordillère Côtière des Andes qui ont été générés lors d'un régime d'extension ou de transtension et qui sont localisés dans des failles ductiles à fragiles et des fractures de différentes orientations (Sillitoe, 2003). Un autre exemple est le gisement Wernecké qui est

recoupé par de nombreuses structures cassantes orientées NO-SE et N-S (Laznicka, 2002). Les gisements du district de Cloncurry montrent aussi un contrôle structural et sont localisés dans des zones de cisaillement cassantes et cassantes-ductiles (Laing, 1998).

Au gîte du Mont-de-l'Aigle, six des neuf indices sont situés dans des zones de faiblesse structurale (Figures 2-5). L'indice Porphyre est situé à l'intersection d'un dyke felsique orienté NNO-SSE et d'un dyke mafique orienté NE-SO. L'indice Duchesne est situé dans un essaim de dykes felsiques orientés N-S et l'indice MdA est situé au contact lithologique E-O entre les formations de York River, au nord, et de York Lake, au sud. L'indice Brèche-Rio est situé près d'un dyke mafique et le long d'une faille N-S qui marque le contact entre la Formation de York Lake et la Formation d'Indian Cove. L'indice Frenette est situé dans la continuité de la faille N-S qui contient l'indice Brèche-Rio tandis que l'indice Hupé est situé dans une faille orientée NNE-SSO.

Le pendage des lentilles bréchiques et des filon-couches observés en forage (indices Duchesne, Turcotte et Pardiac) varie de subhorizontal à horizontal tandis que sur le terrain les failles et les dykes de la région montrent un pendage subvertical à vertical. Les brèches subverticales à verticales se retrouvent le long de failles verticales comme à l'indice Brèche-Rio ou elles peuvent se former au contact de dykes verticaux comme observé à l'indice Pardiac (Figure 17). Les lentilles bréchiques subhorizontales peuvent se former au contact de filon-couches, comme observées en forage à l'indice Duchesne, peuvent aussi se mettre en place dans le litage subhorizontal ou peuvent correspondre à des fentes de tension subhorizontales (Figure 17). Les fluides qui ont fragmenté la roche pour former les brèches peuvent avoir emprunté les structures préexistantes subverticales le long de failles et de dykes. Durant leur ascension, les fluides hydrothermaux ont par endroits fracturé la partie inférieure de filon-couche ou bien se sont infiltrés le long de plans de litage pour former des corps bréchiques subhorizontaux (Figure 17).

Tableau 6 : Caractéristiques des brèches de certains gisements de type IOCG.

Gisement	Fragment		Matrice	Type de brèche	Corps bréchique		Condition de mise en place		Références	
	Taille	Forme			Composition	Grosseur	Forme	Température		Salinité et type de milieu
Mont-de-l'Aigle (Canada)	< 5 cm	anguleux à subarrondi	sédimentaire	qtz, hm>mg, py, cpy, chl, do	tectonique et/ou hydraulique	métrique	subhorizontal, NNO à NNE	300°C (0-26 % eq.NaCl), oxydant	Stevens, 1986	
Sue-Dianne (Canada)	2 à 10 cm	subarrondi	volcanique-rhyodacite	mg>hm, cpy et bn	hydrothermal	600 X 500 m	irrégulier et en forme de cheminée		Gandhi, 1989; Gandhi, 1994	
Mar (Canada)	-	anguleux à subarrondi	rhyolite et mg massive	mg>hm, ep ± py, cpy, pc/un, qtz, chl et am	hydrothermal	115 x 55 x 135 m	irrégulier et en forme de cheminé		Gandhi, 1989; Gandhi, 1994	
Wernecke Breccia (Canada)	<1 cm à m et >100 m	subanguleux à subarrondi, irrégulier, allongé et losangique	localement dérivé	farine de roche, ab, fk, qtz, ca ou bo/ak, hm>mg, fl, cpy, mu, ba	expansion de fluide ou phréato-magmatisme ou tectonisme + autres processus	cm à > 100 m à plusieurs km	elliptique, allongé ou irrégulier, discordant ou parallèle au litage	185-350°C hypersalin (24-42% eq.NaCl), oxydant	Hunt et al., 2005; Thorkelson, 2000; Laznicka, 2002	
Olympic Dam (Australie)	<0,2 m	anguleux	granite, fragment de brèche et de roche sédimentaire	qtz, hm>mg, granite altéré	hydrothermal ou phréatique et phréatomagmatique ou "corrosive wear"	7 km x 5 km x > 1 km	diatème complexe	400°C (mg), 200-400°C (hm-qtz), Th=130-280 et 110-420°C	Reynolds, 2001; Reeve et al., 1990; Oreskes et Einaudi, 1990-1992; Lei et al, 1995; Williams et Pollard, 2001	
Manto Atacama Breccia (Chili)	1 à 30 cm	anguleux	andésite lessivée et/ou diorite	sp (> 60%), roche encaissante et calcite	hydrothermal	± 100 m	fragment < matrice	Th= 180 à 320°C et 180-250°C	hypersalin (30-47% et 14-21% eq.NaCl)	Vila, 1996
Manto Verde Breccia (Chili)	-	anguleux	andésite et/ou diorite	riche en argile jarositique, cpy-py, sp et ca	tectonique	± 20 m	fragment > matrice	Th= 180 à 320°C et 180-250°C	hypersalin (30-47% et 14-21% eq.NaCl)	Vila, 1996

qtz=quartz, hm=hématite, mg=magnétite, py=pyrite, cpy=chalcopyrite, do=dolomite, chl=chlorite, ab=albite, bo=biotite, mu=muscovite, sp=spécularite, fk=feldspath potassique, ca=calcite, ak=ankérite, ep=épidote, bn=bornite, pc=pichblende, un=uraninite, am=amphibole, ba=barite, fl=fluorite

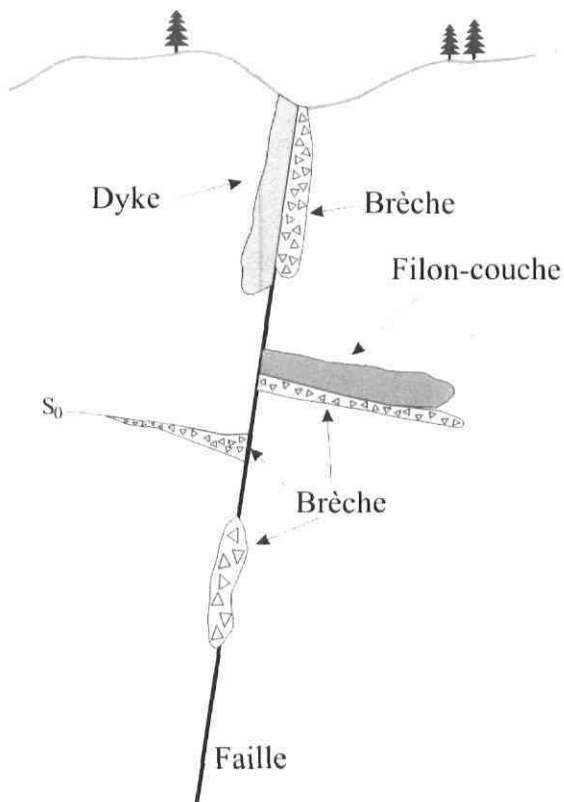
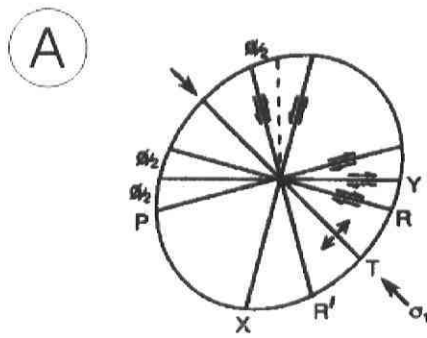


Figure 17 : Schéma de la formation des brèches.

Riedel (1929) a étudié des modèles expérimentaux représentant des environnements tectoniques en régime de décrochement et a pu observer le développement de certaines fractures dont l'orientation est constante par rapport à la faille principale (Bartlett et al., 1981; Wilcox et al., 1973). Les principales fractures à se développer sont les fractures synthétiques R et P qui ont un angle faible par rapport à la faille principale Y (Figure 18A) et les fractures antithétiques R' et X qui ont un angle fort par rapport à la faille principale Y (Figure 18A). Des fractures d'extension T se développent également (Figure 18A). Les failles compilées sur la carte du MRN 22B16 au Dôme de Lemieux, dont l'orientation principale varie de 60 à 70° (Figure 18B-C), pourraient correspondre à des failles de type P associées au système décrochant dextre E-O de la faille Shickshock-Sud au nord du dôme. Les failles orientées NS à NO-SE correspondraient à des failles

antithétiques R' (Figure 18B). Les failles peuvent aussi possiblement s'être formées lors de la mise en place du dôme. L'orientation moyenne des dykes mafiques et felsiques correspond à l'orientation de fractures antithétiques R' et X d'un système de décrochement dextre (Figure 18C). Selon ce modèle, la contrainte principale (σ_1) aurait été orientée NO-SE, ce qui correspond bien à l'axe de raccourcissement principal (ONO-ESE) et l'axe d'extension (NE-SO) déterminé par Sacks et al. (2004) à l'aide des plis acadiens et des dykes et veines siluro-dévonien, respectivement. La similitude entre l'orientation des failles et des dykes du Dôme de Lemieux permet de supposer que les dykes ont emprunté les failles pour se mettre en place.



Selon Bartlett et al., 1981

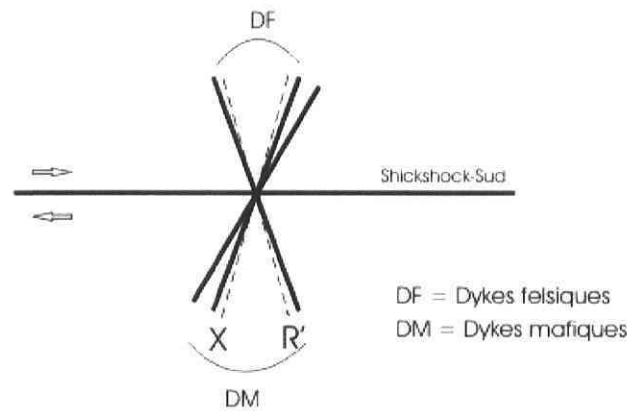
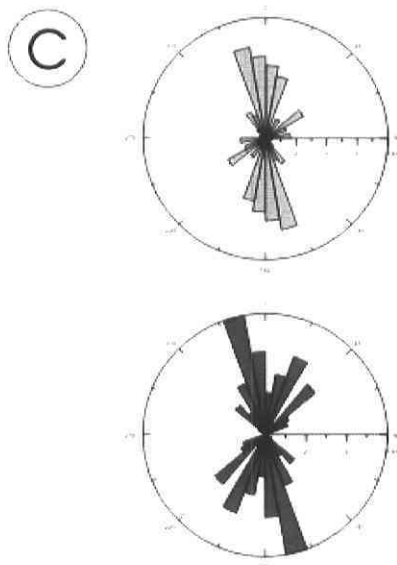
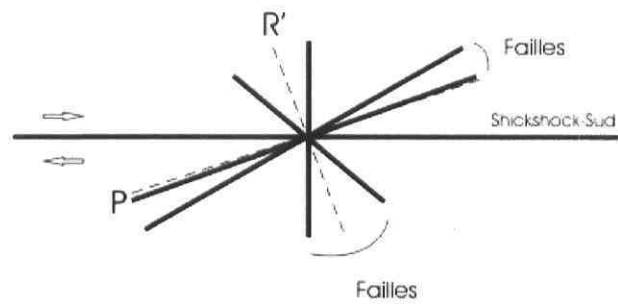
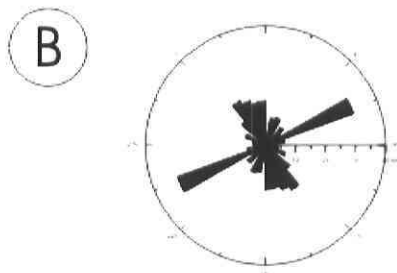


Figure 18 : A- Schéma des contraintes, B- Rosace de direction des failles locales et comparaison avec le modèle de Bartlett et al. (1981) et C- Rosaces de direction des dykes felsiques (rose) et mafiques (brun) et comparaison avec le modèle de Bartlett et al (1981).

5.2.2. Association avec un événement magmatique

L'association spatiale et temporelle d'une phase intrusive avec la minéralisation des gisements de type IOCG ne fait pas encore l'unanimité. Selon Hitzman (2000), la majorité des gisements de type IOCG n'est pas directement associée à des intrusions spécifiques tandis que selon Pollard (2006) la minéralisation IOCG est reliée à la présence de granitoïdes potassiques oxydés.

Les gisements de type IOCG du nord du Chili montrent une relation de proximité (< 2 km) avec la présence de pluton (Sillitoe, 2003). Les gisements Manto Verde et Candelaria-Punta del Cobre montrent un chevauchement entre les épisodes d'activités intrusives et les épisodes d'altération-minéralisation mais aucune évidence de contact avec un pluton n'a été observée tandis que la plupart des gisements du nord du Chili tels que Tocopilla, Gatico, Montecristo, Julia, Las Animas, Ojancos Nuevo, Carrizal Alto, Quebradita et La Africana sont encaissés par des plutons pour la plupart de nature dioritique (Sillitoe, 2003). Le complexe bréchique du gisement Olympic Dam est recoupé par de nombreux dykes ultramafiques, mafiques et felsiques. La distribution générale des dykes et leur importance par rapport à la bréchification et à la minéralisation est mal comprise (Reynolds, 2001). Plusieurs caractéristiques telles que l'altération et la minéralisation des dykes, les textures de fragmentation des zones de trempe, la présence de fragments juvéniles et la préservation de dykes dans les zones racine des diatrèmes indiquent que l'activité intrusive est probablement contemporaine à l'activité hydrothermale (Reynolds, 2001). Les gisements Sue-Dianne et Mar au Canada se retrouvent dans un environnement volcano-plutonique felsique à intermédiaire où le développement des brèches et la précipitation de la minéralisation sont reliés à des processus liés à une activité magmatique provenant d'un réservoir sous-jacent (Gandhi, 1989).

Au gîte du Mont-de-l'Aigle, les nombreux dykes mafiques et felsiques du dôme de Lemieux sont recoupés par la minéralisation en Cu-Fe (\pm Au). Les magmas mafiques et felsiques semblent s'être mis en place grâce aux failles produites dans un régime de

décrochement dextre tandis que la remontée du manteau chaud génère de la fusion partielle dans la croûte et aurait produit les magmas felsiques (Simard et al., 2006; Annexe F). Puisque les dykes sont plus vieux que la minéralisation, ces intrusions peuvent avoir joué un rôle structural et chimique (réaction avec le dyke) dans la mise en place de la minéralisation. De plus, les analyses isotopiques suggèrent une source magmatique pour le soufre ($\delta^{34}\text{S} = -1,5$ à $4,8\%$; Figure 19), ce qui implique l'interaction du fluide avec une masse intrusive (Simard et al, 2006; Annexe F).

5.2.3. Profondeur de mise en place

Les gisements IOCG peuvent se former à quelques kilomètres de profondeur jusqu'à très près de la surface (Hitzman, 2000). Le district de Cloncurry contient des exemples de gisements IOCG qui se forment à de très grandes profondeurs (10 à 15 km; Pollard et al., 1998; Perring et al., 2000) tandis que les gisements Marcona et Pampa de Pongo au Pérou sont des gîtes de type IOCG qui se sont formés près de la surface (< 1 km; Hawkes et al., 2002).

Au gîte du Mont-de-l'Aigle, il y a plusieurs évidences de mise en place des brèches à une faible profondeur. La basse température calculée avec le géothermomètre de la chlorite ainsi que les valeurs $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ (-0,4 à 4,5‰), suggèrent un apport d'eau de surface. La présence de brèche ainsi que la forme des fragments suggèrent un environnement cassant plutôt que ductile. La minéralisation en oxyde de fer varie selon la profondeur de formation des brèches. Généralement, les brèches riches en hématite se forment plus près de la surface tandis les brèches riches en magnétite se retrouvent à de plus grande profondeur (Sillitoe, 2003). L'altération potassique des gisements IOCG se retrouve habituellement à des profondeurs intermédiaires à peu profondes. La présence de barite est caractéristique du gisement Olympic Dam dans sa partie plus superficielle riche en hématite et en quartz (Reynolds, 2001). Les textures crustiformes retrouvées dans les indices Brèche-Rio et MdA se forment généralement dans des environnements de faible profondeur.

5.4. Origine des fluides

5.4.1. Composition isotopique

Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ pour le quartz (6,5 à 10,1‰) et l'hématite (-10,4 à -5,9‰) du gîte du Mont-de-l'Aigle sont comparables à la composition isotopique du gisement Olympic Dam ($\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz}} = 8,4$ à 16,0‰ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{hm}} = -12,9$ à 1,1‰) (Oreskes et Einaudi, 1992). Le gisement Candelaria possède des valeurs un peu plus élevées ($\delta^{18}\text{O}_{\text{qtz}} = 11,2$ à 12,6‰) (Marschik et al., 2000) que celles du gîte du Mont-de-l'Aigle. La température du géothermomètre de la chlorite ($T \approx 300^\circ\text{C}$) est comparable aux températures modérées à élevées des gisements IOCG (Mark, 2003) et cette température est utilisée pour calculer la composition du fluide. Les valeurs $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ varient de -0,4 à 3,2‰ pour le quartz et de 0,0 à 4,5‰ pour l'hématite et correspondent à de l'eau météorique ou de l'eau de mer évoluée par réaction avec la roche ou par un mélange avec un fluide magmatique (Figure 16A).

La composition isotopique du fluide du gîte du Mont-de-l'Aigle est différente des gisements IOCG australiens riches en magnétite tels que Ernest Henry, Lightning Creek et Mt Elliott, de certaines portions riches en magnétite des gisements Starra et Olympic Dam et des gisements riches en sulfures tels Osborne et Eloise (Figure 16B). La composition isotopique du fluide du Mont-de-l'Aigle est comparable à celle du gisement IOCG Olympic Dam dans sa partie plus superficielle riche en hématite et en quartz. La température du fluide du Mont-de-l'Aigle correspond bien à celle du gisement Starra dans sa portion riche en hématite-Cu-Au (Figure 16B). La composition isotopique du soufre de la pyrite et de la chalcopyrite donne des valeurs $\delta^{34}\text{S}$ qui varient de -1,5 à 4,8‰, ce suggère une origine magmatique du soufre (Simard et al., 2006; Annexe F) (Figure 19; Tableau 2). Ces valeurs sont comparables à celle des gisements IOCG australiens et andéens qui ont des valeurs autour de 0 ‰ (Figure 19, Annexe F; Simard et al., 2006).

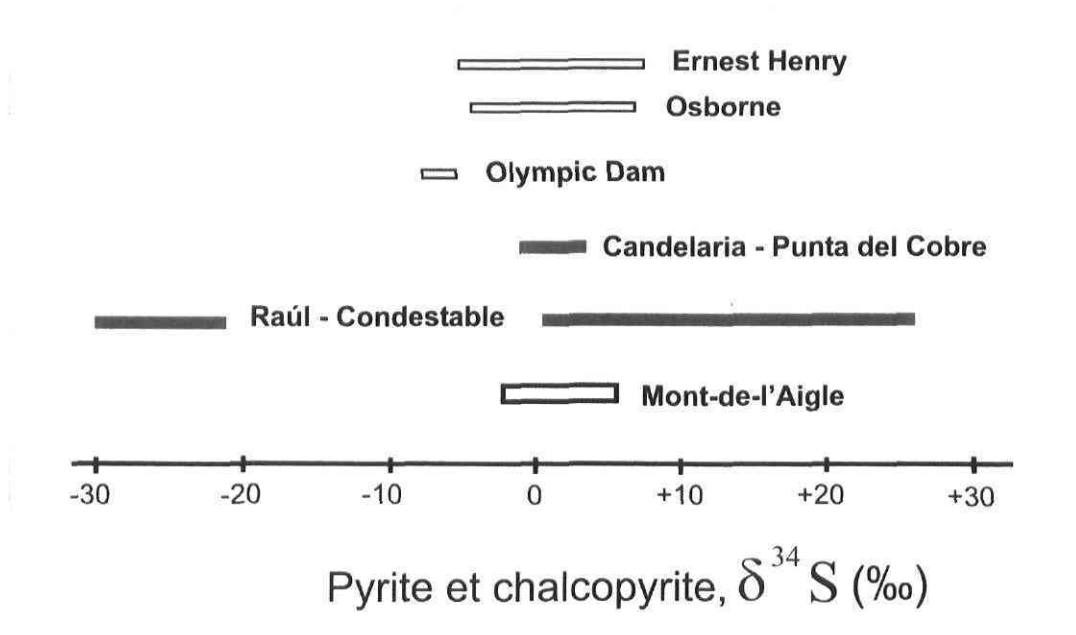


Figure 19 : Composition isotopique du soufre de divers gisements de type IOCG (Simard et al., 2006; Annexe F).

La minéralisation en quartz et en hématite du gîte du Mont-de-l'Aigle semble avoir été précipitée par la circulation d'un fluide d'origine météorique ou eau de mer ($\delta^{18}\text{O}$ faible), de température moyenne ($\approx 300^\circ\text{C}$), à de faibles profondeurs et avec une fugacité de l'oxygène élevée. Il y aurait eu progradation de la température du système avec l'arrivée d'un fluide chaud d'origine magmatique ($\delta^{18}\text{O} > 4\text{‰}$; $\delta^{34}\text{S} \approx 0\text{‰}$), plus réducteur et avec une fugacité d'oxygène moins élevée. Ce fluide chaud aurait amené la précipitation des sulfures et le remplacement de l'hématite par la magnétite ($T > 500^\circ\text{C}$; Sillitoe, 2003).

5.4.2. Évaporites

Les gisements de type IOCG sont souvent associés aux évaporites (Hitzman, 2000) mais aucune évidence d'évaporite n'a été retrouvée dans la région du gîte du Mont-de-l'Aigle. Le métamorphisme et la déformation peuvent dissoudre les évaporites mais laissent des minéraux enrichis en sodium ou en magnésium (Warren, 1999), ce qui n'est pas le cas au gîte du Mont-de-l'Aigle (métamorphisme faible). L'altération sodique à grande échelle peut aussi être une indication de la présence d'évaporite dans la séquence de roches (Hunt et al., 2005). L'absence d'évaporite a été rapportée dans quelques districts contenant des gisements de type IOCG majeurs tels que Gawler Craton, Stuart Shelf, Tennant Creek, la zone magmatique Great Bear et le district Carajas (Pollard, 2000). La présence d'évaporite n'est donc pas nécessaire à la formation de ce type de gisement.

5.4.3. Salinité

Les gisements IOCG contiennent des fluides habituellement hypersalins comme ceux du gisement Olympic Dam avec une salinité qui varie de 7,5 à 42% eq. NaCl pour des températures d'homogénéisation de 110 à 420°C (Oreskes et Einaudi, 1992). Les inclusions fluides du gisement Manto Verde au Chili indiquent une température d'homogénéisation de 180 à 320°C avec des salinités de 14 à 21% eq. NaCl et 30 à 47% eq. NaCl (Vila et al., 1996) tandis qu'au gisement Raül Condestable, on mesure une salinité de 30 à > 50% eq. NaCl à une température d'homogénéisation de 300 à 500°C (Espinoza, 2002). Les fluides synbréchification du gisement Wernecke au Yukon ont des températures faibles à modérées ($T = 185$ à 350°C) et une salinité élevée (24 à 42% eq. NaCl) (Hunt et al., 2004). Une étude des inclusions fluides a été faite par Stevens (1986) sur la portion sud du Dôme de Lemieux incluant une partie du gîte du Mont-de-l'Aigle. Les températures d'homogénéisation des veines de quartz-hématite-chalcopryrite au nord du dôme sont de 295 à 460°C avec une salinité qui varie de 0 à 26 % eq. de NaCl (Stevens, 1986).

5.5. Assemblage métallique

Les gîtes IOCG sont caractérisés par l'abondance de fer sous forme d'oxyde (hématite et/ou magnétite), la présence de Cu, Au et des éléments mineurs tels que U, Ag, Mo, Co, As, REE, Ba et F (Hitzman, 2000). Les gisements de type IOCG sont habituellement riches en cuivre et en or, tels que les gisements australiens Osborne, Starra, Olympic Dam et Ernest Henry (Tableau 7). Toutefois, plusieurs gîtes de type IOCG dans la Cordillère des Andes sont pauvres en or tels que Mina Justa au Pérou et les gisements chiliens Teresa de Colmo, Cerro Negro, Manto Verde, Candelaria et Punta del Cobre (Tableau 7; Sillitoe, 2003).

Tableau 7 : Tonnage et teneur de certains gisements de type IOCG.

Gisement	Tonnage / teneur	Référence
Osborne (Australie)	15,2 Mt @ 3,0% Cu et 1,05 g/t Au	Adshead et al., 1998; Rubenach et al., 2001; Gauthier et al., 2001
Starra (Australie)	7,4 Mt @ 1,9% Cu, 3,8 g/t Au	Rotherham et al., 1998; Williams et al., 2001
Olympic Dam (Australie)	> 600Mt 1,8% Cu, 3,6g/t Ag, 0,5g/ Au	Reynolds, 2001
Ernest Henry (Australie)	167 Mt @ 1,1% Cu et 0,54 g/t Au	Twyerould, 1997; Mark et al., 1999, 2000
Mina Justa (Pérou)	teneur mineure en Au	Sillitoe, 2003
Teresa de Colmo (Chili)	trace d' Au	Hopper et Correa, 2000
Cerro Negro (Chili)	0,15 g/t Au	Sillitoe, 2003
Manto Verde (Chili)	0,11 g/t Au	Zamora et Castillo, 2001
Candelaria (Chili)	0,22 g/t Au	Marschik et al., 2000
Punta del Cobre (Chili)	0,2 à 0,6 g/t Au	Marschik et Fontboté, 2001

La minéralisation observée sur la propriété du Mont-de-l'Aigle s'apparente à la minéralisation de type IOCG par la présence d'importantes quantités d'hématite/magnétite (> 80% ox-Fe (éch. choisis : 217907-217924)) ainsi que quelques intervalles riches en chalcopryrite (0,7% Cu sur 40 m (F-558/12); 1,46% sur 1,2 m à 0,21% Cu sur 16,4 m (F02-7 à F02-11)). Seulement deux échantillons du gîte contiennent des teneurs significatives en Au (1,5 et 2,2 g/t Au) et aucune valeur significative en Ag n'a été répertoriée.

5.6. Âge et environnement géodynamique

Les gîtes de type IOCG se retrouvent dans trois environnements géodynamiques distincts : 1) zone de subduction (ex. Chili), 2) magmatisme anorogénique (ex. Olympic Dam) et 3) bassin d'effondrement intra-continentale post-orogénique (ex. district Cloncurry) (Hitzman, 2000).

La majorité des gisements de type IOCG australiens, canadiens, du sud du Pérou (Sillitoe, 2003) s'est formée au Mésoprotérozoïque tandis que certains gisements IOCG du nord du Chili (170-150 Ma) datent du Paléozoïque (Sillitoe, 2003) (Tableau 8).

La minéralisation en oxyde de fer du Mont-de-l'Aigle recoupe les intrusions felsiques (< 398 Ma; Lachance et Pilote, sous presse) et mafiques syn- à tardi-acadiennes du Dôme de Lemieux ainsi que les skarns et cornéennes du sud du dôme (Bellehumeur et Valiquette, 1993). On retrouve aussi des fragments d'améthyste typique de la minéralisation épithermale du sud du dôme dans les brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle. La minéralisation de type IOCG semble être contrôlée par les failles du Dôme de Lemieux. La minéralisation du gîte du Mont-de-l'Aigle est donc plus jeune que les intrusions (< 398 Ma; Lachance et Pilote, sous presse), la minéralisation épithermale du sud du dôme et les failles du dôme. Pour sa part, le gîte du Mont-de-l'Aigle se retrouve dans un environnement tectonique d'effondrement d'orogène intra-continentale (Simard et al., 2006; Annexe F).

Tableau 8 : Âge de certains gisements de type IOCG.

Gisement	Âge	Référence
Ernest Henry, Starra, Lightning Creek et Osborne (Australie)	1550-1500 Ma	Williams et Pollard., 2001
Tennant Creek (Australie)	1850 Ma	Williams et Pollard., 2001
Olympic Dam (Australie)	1630-1590 Ma	Williams et Pollard, 2001
Kwyjibo (Canada)	Mésoprotérozoïque	Gauthier et al., 2004
Wernecke (Canada)	1600 Ma	Thorkelson et al., 2001
Raúl Condestable (Pérou)	113-116 Ma	De Haller et al., 2002
Tocopilla (Chili)	165 Ma	Boric et al., 1990
Manto Verde (Chili)	123-117 Ma	Vila et al., 1996; Orrego et al., 2000
Candelaria-Punta del Cobre (Chili)	116-114 Ma ou 112-110 Ma	Marschik et Fontboté, 2001; Mathur et al., 2002, Ullrich et Clark, 1999; Arévalo et al., 2000; Ullrich et al., 2001

Chapitre 6 : Conclusion

Le gîte de Cu-Au-oxyde de fer du Mont-de-l'Aigle, Gaspésie, Québec est situé dans le synclinorium de Connecticut-Valley Gaspé, dans la partie nord et ouest d'une structure anticlinale appelée le Dôme de Lemieux.

Le gîte est caractérisé par une minéralisation contenue dans des brèches, des stockwerks et des veines. La séquence paragénetique est composée de trois grandes étapes : 1) pré-brèche, 2) syn-brèche et 3) post-brèche. La minéralisation pré-brèche est une pyritisation, une chloritisation et une silicification de l'encaissant. La minéralisation syn-brèche correspond à la cimentation des fragments des brèches par le quartz, la chlorite, l'hématite, la magnétite (mushkétovite), la pyrite, la chalcopryrite et la dolomite tandis que la minéralisation post-brèche correspond à la précipitation de la barite suivie de l'altération météorique représentée de la présence d'hydroxydes de fer.

Les brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle sont généralement encaissées dans des roches sédimentaires, à l'exception de quelques brèches retrouvées dans des intrusions aux indices Pardiac et Frenette. La grosseur des fragments est rarement supérieure à 5 cm et les fragments sont anguleux à subanguleux et quelques fois subarrondis. L'angularité, la provenance locale des fragments et les textures en *jigsaw* suggèrent une faible distance de transport des fragments. Les fragments sont silicifiés, chloritisés et argilisés avec parfois une décalcification. La matrice est composée de quartz, d'hématite, de magnétite (mushkétovite), de pyrite, de chalcopryrite, de chlorite et/ou de dolomite. La proportion matrice/fragment est généralement variable. La texture commune aux brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle est le quartz drusique. On retrouve des textures crustiformes à l'indice Brèche-Rio et MdA. Aucune fabrique n'a été observée et la géométrie des corps bréchiques a pu être cartographiée aux indices Brèche-Rio et Pardiac.

Les brèches du gîte composées de fragments sédimentaires correspondent principalement aux **brèches assistées par les fluides** de la classification de Jébrak (1997)

et aux **brèches magmatiques-hydrothermales** des classification de Sillitoe (1985) et de Corbett et Leach (1998). Ces deux catégories de brèches évoquent le passage d'un fluide comme processus de fracturation et de formation des brèches. Les brèches assistées par les fluides correspondent bien aux brèches du gîte du Mont-de-l'Aigle par la forme et la grosseur des fragments, l'absence de rotation des fragments, la mise en place à de faibles profondeurs, la présence de textures en *jigsaw* et l'absence de fabrique. Les brèches magmatiques-hydrothermales correspondent aussi aux brèches du gîte par la forme, la grosseur et la composition des fragments, la nature monolithique des brèches, la présence de gangue et de sulfures dans la matrice, des textures *jigsaw* et la présence d'une intrusion en profondeur. Les brèches composées de fragments d'intrusion (indices Frenette et Pardiac) correspondent aux **brèches intrusives** de la classification de Sillitoe (1985) par la forme des fragments et la composition de la matrice.

Les fluides minéralisateurs du gîte du Mont-de-l'Aigle semblent avoir emprunté les failles et les dykes subverticaux ainsi que les filon-couches et les roches sédimentaires subhorizontales pour précipiter la minéralisation et former les brèches. Ces fluides qui ont précipité le quartz et l'hématite semblent être d'origine météorique ou d'eau de mer ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -0,4$ à $4,5\%$), de température moyenne ($\approx 300^\circ\text{C}$), provenant d'une faible profondeur avec une fugacité de l'oxygène élevée. Il y aurait ensuite eu progradation de la température du système avec l'arrivée d'un fluide chaud d'origine magmatique ($\delta^{18}\text{O} > 4\%$ et $\delta^{34}\text{S} \approx 0\%$), plus réducteur et avec possiblement une diminution de la fugacité d'oxygène qui aurait amené la précipitation des sulfures et le remplacement de l'hématite par la magnétite (mushkétovite).

Bibliographie

Adshead, N.D., Voulgaris, P. et Muscio, V.N. 1998. Osborne copper-gold deposit: Geology of the Osborne copper-gold deposit. *Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, **22**: 793-799.

Anonyme, 1955. DDH log Baker Option. Noranda. Ministère des ressources naturelles du Québec, GM-3652-A.

Arévalo, C., Grocott, J., Pringle, M. et Martin, W. 2000. Edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la mineralización en el yacimiento Candelarie, Region de Atacama. *Actas 9th Congr Geol Chileno*, **2**: 92-96.

Bartlett, W.L., Friedman, M. et Logan, J.M. 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure, Part IX, Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, **79**: 255-277

Bellehumeur, C. et Valiquette, G. 1993. Synthèse métallogénique du centre nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 92-03.

Boric, P.R., Diaz, F.F. et Maksaev, J.V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. *Serv Nac Geol Miner Bol* **40**: 1-246.

Bourque, P.-A., Brisebois, D. et Malo, M. 1995. Middle Paleozoic rocks of Québec and adjacent New Brunswick. In: Williams H, (ed.) *Geology of Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland*, Geological Society of America, Decade of North American Geology F-1.

Bourque, P.-A., Malo, M. et Kirkwood, D. 2001. Stratigraphy and tectono-sedimentary evolution and paleogeography of the post-Taconian-pre-Carboniferous Gaspé Belt; an overview. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **113**: 144 - 160.

Brisebois, D. et Morin, C. 2003. Stratigraphie du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé de l'Ouest de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 2003-01.

Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a fonction of temperature. *Clay Mineralogy*, **23**: 471-485.

Cathelineau, M. et Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer: the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy Petrology*, **91**: 235-244.

- Clayton, R.N. et Mayeda, T.K. 1963. The use of bromide pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim Cosmochim Acta*, **27**: 43-52
- Clayton, R.N., O'Neil, J.R. et Mayeda, T.K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *J. Geophys. Res.* **77**: 3057-3067.
- Corbett, G.J. et Leach, T.M. 1998. Chapitre 3: Structure of magmatic ore systems. Society of Economic Geologists, Special publication, **6**: 31-68.
- De Haller, A., Zùniga, A.J., Corfu, F. et Fontboté, L. 2002. The iron oxide-Cu-Au deposit of Raúl-Condestable, Mala, Lima, Peru. Resùmen 11th Congr Geol Peruano.
- De Romer, H.S. 1974. Geology and age of some plutons in north-central Gaspé, Canada. *Journal canadien des sciences de la Terre*, **11**: 570 - 582.
- Doyon, M. et Valiquette, G. 1991. Roches magmatiques du centre-nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET-90-03.
- Espinoza, J.I. 2002. Fe oxide-Cu-Au deposits in Peru an integrated view; *in* Porter, T.M. (Ed.), Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits; A global perspective. PGC publishing, Adelaide, **2**: 97-113.
- Gandhi, S.S. 1989. Rhyodacite ignimbrites and breccias of the Sue-Dianne and Mar Cu-Fe-U deposits, southern Great Bear magmatic zone, Northwest Territories. Current Research, Part C; Geological Survey of Canada, **89-1C**: 263-273.
- Gandhi, S.S. 1994. Geological setting and genetic aspects of mineral occurrences in the southern Great Bear magmatic zone, Northwest Territories. Geological Survey of Canada, Bulletin **475**: 63-96.
- Gauthier, L., Hall, G., Stein, H. et Schaltegger, U. 2001. The Osborne deposit, Cloncurry district: A 1595 Ma Cu-Au skarn deposit. (ext. Abs.): Townsville, Australia, James Cook University, School of Earth Sciences, Economic Geology Research Unit Contribution, **59**: 58-59.
- Gauthier, M., Chartrand, F., Cayer, A. et David, J. 2004. The Kwyjibo Cu-REE-U-Au-Mo-F property, Quebec: A Mesoproterozoic polymetallic iron oxide deposit in the Northeastern Grenville province. *Economic geology*, **99**: 1177-1196.
- Gentile, F. 1969. Étude stratigraphique et structurale du dôme de Lemieux, comté de Gaspé-Nord, Québec. Mémoire de maîtrise, Département de géologie, Université de Montréal, 86 p.
- Hawkes, N., Clark, A.H. et Moody, T.C. 2002. Marcona and Pampa de Pongo: giant Mesozoic Fe-(Cu, Au) deposits in the Peruvian coastal belt; *in* Porter, T.M. (ed.),

Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective, PGC publishing, Adelaide, **2**: 115-130.

Hesse, R. et Dalton, E. 1991. Diagenetic and low-grade metamorphic terranes of Gaspé Peninsula related to the geological structure of the Taconian and Acadian orogenic belts, Quebec Appalachians. *Journal metamorphic Geology*, **9**: 775 – 790.

Hester, B.W. 1963. DDH 4. Rio Tinto Canadian Exploration. Ministère des ressources naturelles du Québec, GM - 14955.

Hey, M.H. 1954. A new review of chlorites. *Mineral Mag* **30**: 277-292.

Hitzman, M.W. 2000. Iron oxide-Cu-Au deposits: What, where, when, and why: *in* Porter, T.M. (Ed.), Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective. PGC publishing, Adelaide, **1**: 9-25.

Hopper, D. et Correa, A. 2000. The Panulcillo and Teresa de Colmo copper deposits: two contrasting examples of Fe-ox-Cu-Au mineralisation from the Coastal Cordillera of Chili. In: Porter TM (ed) Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective. Australian Mineral Foundation, Adelaide, 177-189.

Hunt, J.A., Baker, T., Davidson, G., Fallick, A.E. et Thorkelson, D.J. 2004. Origin of Wernecke breccia: results of fluid inclusion and stable isotope analyses. Abstract, GSA Convention, Hobart, Tasmania, February 2004.

Hunt, J., Baker, T. et Thorkelson, D. 2005. Regional-scale Proterozoic IOCG-mineralized breccia systems: examples from the Wernecke Mountain, Yukon, Canada. *Mineralium Deposita*, **40**: 492-514.

Hupé, A. 2003. Ressources Appalaches : Rapport des travaux 2001-2002, Propriété Mont-de-l'Aigle.

Hupé, A. 2004. Ressources Appalaches : Rapport des travaux 2003, Propriété Mont-de-l'Aigle.

Jébrak, J. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, **12**: 111-134.

Lachance, S. et Pilote, P. 2003. Carte préliminaire couleur - Géologie de la région du lac St-Anne (SNRC 22B16 – 200-0102). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Québec, DV 2003-08.

Lachance, S. et Pilote, P. Sous presse. Géologie et potentiel minéral de la région du lac Sainte-Anne. Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs, Québec.

Laing, W.P. 1998. Structural-metasomatic environment of the East Mt. Isa Block base metal-gold province. *Australian Journal of Earth Sciences*, **45**: 413-428.

La Rocque, C.A. 1986. Geochronology and petrology of north-central Gaspé igneous rocks, Québec. University McGill, Montréal, mémoire de M.Sc.A., 231 p.

Laznicka, P. 1989. Breccias and ores. Part 1: History, organization and petrography of breccias. *Ore Geology Reviews*, **4**: 315-344.

Laznicka, P. 2002. Wernecke mountains (Yukon) breccias and scattered ore occurrences: What contribution to Fe-ox-Cu-Au-U metallogeny? *in* Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*. PGC Publishing, Adelaide, **2**: 253-271.

Lei, Y. Jébrak, M., Danty, K. 1995. Structural evolution of the Olympic Dam deposit, South Australia. *Int. Conf. on Tectonics and Metallogeny of Earth/Mid Precambrian orogenic belts*, Montréal, Prog with abstr., p 100.

Macauley, T.N. 1965. DDH 1. Rio Tinto Canadian Exploration. Ministère des ressources naturelles du Québec, GM - 17455.

Malo, M., Kirkwood, D., De Broucker, G. et St-Julien, P. 1992. A reevaluation of the position of the Baie Verte-Brompton Line in the Québec Appalachians: the influence of Middle Devonian strike-slip faulting in Gaspé Peninsula. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**: 1265-1273.

Malo, M. 2001. Late Silurian-Early Devonian tectono-sedimentary history of the Gaspé Belt in the Gaspé Peninsula; from a transtensional Salinic basin to an Acadian foreland basin. *In*: Lavoie D, Bourque P.A. (eds) *Hydrocarbon plays in the Silurian-Devonian Gaspé Belt, Quebec, Appalachians*, *Bull Can Petrol Geol* **49 (2)**: 202–216.

Mark, G., Darvall, M., Tolman, J., Foster, D.R.W., Williams, P.J. et Pollard, P.J. 1999. Magmas and regional Na-Ca alteration, Cloncurry district, Australia, *in* Stanley, C.J. et al. eds, *Mineral deposits: Processes to processing*: Rotterdam, Balkema: 385-388.

Mark, G., Oliver, N.H.S., Williams, P.J., Valenta, R.K. et Crookes, R.A. 2000. The evolution of the Ernest Henry hydrothermal system, *in* Porter, T.M. ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*: Adelaide, Australian Mineral Foundation: 132-136.

Mark, G. 2003. Fe-oxide Cu-Au deposits in Australia. *In*: *Alkaline Cu-Au porphyries and Fe-oxide Cu-Au deposits: District deposit types, a continuum or genetic linkage?* *Conferences Vancouver Sheraton Wall Center*.

Marschik, R., Leveille, R.A. et Martin, W. 2000. La Candelaria and Punta del Cobre district, Chile: early Cretaceous iron-oxide Cu-Au (Zn-Ag) mineralization; *in* Porter, T.M.

(Ed.), Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective. PGC Publishing, Adelaide, **1**: 163-175.

Marschik, R. et Fontboté, L. 2001. The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Pb) deposits, Chile. *Economic Geology*, **96**:1799-1826.

Mathur, R., Marschik, R., Ruiz, J., Munizaga, F., Leveille, R.A. et Martin, W. 2002. Age of mineralization of the Candelaria Fe oxide Cu-Au deposit and the origin of the Chilean iron belt, base on Re-Os isotopes. *Economic Geology*, **97**: 59-71.

McDowel, S.D., Elders, W.A. 1980. Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmer 1, Salton Sea geothermal field, California, USA. *Contrib Mineral Petrol*, **74**: 293-310.

Morin, C. et Laliberté, J.Y. 2002. Une nouvelle image structurale: résultats des mégatransects de la sismique réflexion à travers la ceinture appalachienne de la péninsule gaspésienne. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, Séminaire d'information sur la recherche géologique.

Oreskes, N. et Einaudi, M.T. 1990. Origin of the rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia. *Economic Geology*, **85**: 1-28.

Oreskes, N. et Einaudi, M.T. 1992. Origin of hydrothermal fluids at the Olympic Dam: Preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes. *Economic Geology*, **87**: 64-90.

Orrego, M., Robles, W., Sanhueza, A., Zamora, R. et Infanta, J. 2000. Mantos Blancos y Mantoverde: depósitos del tipo Fe-Cu-Au? Una comparación con implicancias en la exploración. *Actas 9th Congr Geol Chileno* **2**: 145-149.

Perring, C.S., Pollard, P.J., Dong, G., Nunn, A.J. et Blake, K.L. 2000. The Lightning Creek sill complex, Cloncurry district, northwest Queensland: A source of fluids for Fe-oxide-Cu-Au mineralization and sodic-calcic alteration. *Economic Geology*, **95**: 1067-1089.

Pilote, P. 2005. Métallogénie de la région du Dôme de Lemieux - partie centre-nord de la Gaspésie. Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs du Québec, ET-2004-05.

Pollard, P.J., Mark, G. et Mitchell, L.C. 1998. Geochemistry of post-1540 Ma granites in the Cloncurry district, northwest Queensland. *Economic Geology*, **93**: 1330-1344.

Pollard, P.J. 2000. Evidence of magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu-Au mineralization; in Porter, T.M. (Ed.), Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective, PGC publishing, Adelaide, **1**: 27-41.

- Pollard, P.J. 2006. An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-copper-gold (IOCG) provinces. *Miner. Deposita*, **41**: 179-187.
- Reeves, J.S., Cross, K.C., Smith R.N. et Oreskes, N. 1990. Olympic Dam copper-uranium-gold-silver deposit. *In*: Hughes, F.E. (Ed.), *Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea*. Australasian institute of mining and metallurgy, Monograph Series, **14**: 1009-1035.
- Reynolds, L.J. 2001. Geology of the Olympic Dam Cu-U-Au-REE deposit. *MESA Journal* 23.
- Riedel, W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentbl. Miner. Geol. Palaont.*, **1929B**: 354-368.
- Rotherham, J.F., Blake, K.L., Cartwright, I. et Williams, P.J. 1998. Stable isotope evidence for the origin of the Starra Au-Cu deposit, Cloncurry district. *Economic Geology*, **93**: 1435-1449.
- Rubenach, M., Adshead, N., Oliver, N., Tullemans, F., Esser, D. et Stein, H. 2001. The Osborne Cu-Au deposit: Geochronology and genesis of mineralization in relation to host albities and ironstones. James Cook University, EGRU Contributions Series, **59**: 172-173.
- Sacks, P.E., Malo, M., Trzcienski, W.E., Pincivy, A. et Gosselin, P. 2004. Taconian and Acadian transpression between the internal Humber zone and the Gaspé Belt in the Gaspé Peninsula: tectonic history of the Shickshock-Sud fault zone. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **41**: 635 – 653.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, **133**: 191-213.
- Sillitoe, R.H. 1985. Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Economic geology*, **80**: 1467-1514.
- Sillitoe, R.H. 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*, **38**: 787-812.
- Simard, M., Beaudoin, G., Bernard, J. et Hupé, A. 2006. Metallogeny of the Mont-de-l'Aigle IOCG deposit, Gaspé peninsula, Québec, Canada. *Mineralium Deposita*, **41**: 607-636.
- Simoneau, D. 1984. Rapport des travaux, projet Lemieux. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, GM - 41230.
- Simoneau, D. 1986. Campagne d'exploration 1985, projet fédéral, Soquem. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, GM - 42665, 18 p.

Skirrow, R.G., Bastrakov, E., Davidson, G., Raymond, O.L. et Heithersay, P. 2002. The geological framework, distribution and controls of Fe-oxide Cu-Au mineralization in the Gawler Craton, South Australia: Part II – Alteration and mineralization, *in* Porter, T.M. (Ed.), Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective. PGC Publishing, Adelaide, 2: 33-47.

Stevens, K. 1984. Métallogénie du dôme de Lemieux, Dans: Géologie et métallogénie de la Gaspésie et de la région de la Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV84-18: 37-46.

Stevens, K. 1986. Fluid inclusion and geological studies on the Zn-Pb-Cu vein system at Lemieux Dome, Gaspé, Quebec. Mémoire, Université McGill.

Thorkelson, D.J., Mortensen, J.K., Davidson, G.J., Creaser, R.A., Perez, W.A. et Abbot, J.G. 2001 Early Mesoproterozoic intrusive breccias in Yukon, Canada: the role of hydrothermal systems in reconstructions of North America and Australia. *Precambrian Research*, 111: 31-55.

Twyerould, S.C. 1997. The geology and genesis of the Ernest Henry Fe-Cu-Au deposit, Northwest Queensland, Australia: Unpublished Ph.D. thesis, Eugene, Oregon, University of Oregon, 494 p.

Ullrich, T.D. et Clark, A.H. 1999. The Candelaria Copper-gold deposit Region III, Chile: Pargenesis, geochronology and fluid composition. *In*: Stanley C.J. et al. (eds) Mineral deposits: Processes to processing, vol. 1. *In*: Proc 5th Biennial Sga Meeting and 10th Quadren IAGOD Symp., London, AA Balkema, Rotterdam: 201-204.

Ullrich, T.D., Clark, A.H. et Kyser, T.K. 2001. The Candelaria Cu-Au deposit, III region, Chile: Product of long-term mixing of magmatic-hydrothermal and evaporate-sourced fluids. *Geol Soc Am Abstr Prog*, 33 (6): A-3.

Vila, T., Lindsay, N. et Zamora, R. 1996. Chapter 11: Geology of the Manto Verde copper deposit, Northern Chile: A specularite-rich, hydrothermal-tectonic breccia related to the Atacama fault zone; *In* Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny. Soc. Econ. Geologist Special Publication No5, Camus, F., Sillitoe, R.H. et Petersen, R., eds. 1996: 157-170.

Wares, R. 1984. Levé de géologie et de magnétométrie; option Gauthier, canton Lemieux. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, GM - 41734.

Wares, R. 1988. Géologie et métallogénie de la région du gîte Sullipek. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 86-08.

Wares, R.P. et Bernard, J. 1993. The copper deposits at Mines Gaspé, Québec; *In*: Guidebook to the porphyry copper and copper skarn mineralization in Northern New-

Brunswick and Gaspé, Québec (McCutcheon, S.R. and Woods, G.A., editors). Geological Society of CIM, Annual Field Conference: 54-63.

Warren, J. 1999. Evaporites, their evolution and economics. Blackwell, Oxford, 438 pp.

Whalen, J.B., Mortensen, J.K. et Roddick, J.C. 1991. Implications of U-Pb and K-Ar geochronology for petrogenesis and cooling history of the McGerrigle Mountains plutonic complex, Gaspé, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, **28**: 754-761.

Wilcox, R.E., Harding, T.P. et Seely, D.R. 1973. Basic wrench tectonics. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, **57**: 74-96.

Williams, H. 1979. The Appalachian orogen in Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, **16**: 792-807.

Williams, H. et St-Julien, P. 1982. The Baie Verte-Brompton line: Early Paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachian; *In*: Major structural zones and faults of the Northern Appalachian. Éditeurs St-Julien, P. et Beland, J. Geological Association of Canada, special paper **24**: 177-207.

Williams, P.J., Dong, G., Ryan, C.G., Pollard, P.J., Rotherham, J.F., Mernagh, T.P. et Chapman, L.H. 2001. Geochemistry of hypersaline fluid inclusions from the Starra (Fe oxide) Au-Cu deposit, Cloncurry district, Queensland. Economic Geology, **96**: 875-884.

Williams, P.J. et Pollard, P.J. 2001. Australian Proterozoic iron oxide-Cu-Au deposits: An overview with new metallogenic and exploration data from Cloncurry district, Northwest Queensland. Explor. Mining Geol., **10**: 191-213

Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontboté, L., De Haller, A., Mark, G., Oliver, N.H.S. et Marschik, R. 2005. Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes of origin. Economic Geology 100th anniversary volume: 371-405.

Zamora, R. et Castillo, B. 2001. Mineralización de Fe-Cu-Au en el distrito Mantoverde, Cordillera de la Costa, III Región de Atacama, Chile. *In*: Proc 2nd Congr Int de Prospectores y Exploradores, Lima, Conferencias, Inst de Ingenieros de Minas del Peru, Lima, CD-ROM, 13p.

Zheng, Y.F. et Simon, K. 1991. Oxygen isotope fractionation in hematite and magnetite: A theoretical calculation and application to geothermometry of metamorphic iron-formation. European Journal of Mineralogy, **3**: 877-886.

Annexe A : Susceptibilité magnétique des échantillons du gîte du Mont-de-l'Aigle.

No échantillon	Description	Susceptibilité magnétique (nT)
189646	Brèche de quartz	0,0
217915	Brèche de quartz	0,0
189634	Brèche de quartz	0,1
189649	Roche altérée (brèche?)	0,2
189603	Brèche de quartz	0,2
217930	Stockwerk	0,3
217921	Brèche	0,3
217923	Brèche de quartz	0,3
217956	Stockwerk	0,3
217913	Brèche	0,4
217906	breche	0,4
189602	Brèche de quartz	0,5
217992	Brèche de quartz	0,5
220526	Brèche de quartz	0,7
217912	Roche altérée (brèche?)	0,8
217933	Matrice de quartz et hématite	2,0
189657	± brèche	3,3
217919	± brèche	4,0
189601	Breche d'hématite	8,7
217927	Breche-stockwerk d'hématite	9,7
189604	Breche d'hématite	9,8
217924	± brèche	375,0
220567	Brèche de quartz	0,0
217844	Brèche de quartz	0,1
220570	Brèche de quartz	0,1
T1	Stockwerk	0,2
218005	Brèche de quartz	0,3
189617	Brèche de quartz	0,4
TA	Brèche de quartz	0,5
217903	Roche altérée (brèche?)	0,5
220568	Brèche de quartz	1,1
TC3	Brèche de quartz et hématite	1,6
217822	Roche altérée (brèche?)	2,8
217832	Brèche de quartz	5,7
217834	Brèche de quartz et hématite	7,3
217837	Stockwerk	7,4
217829	Stockwerk	28,5
TC2	Stockwerk	37,4
217905	Stockwerk d'hématite-magnétite	44,1
217903	Roche altérée (brèche?)	49,2
TC1	Brèche qtz-hem-mag	68,7
217831	Brèche hem-mag	262,0

Annexe A : Susceptibilité magnétique des échantillons du gîte du Mont-de-l'Aigle (suite).

No échantillon	Description	Susceptibilité magnétique (nT)
217818	Quartz-hématite-magnétite \pm crustiforme	363,0
220575	Roche altérée (brèche?)	0,2
220576	Stockwerk	0,5
217928	Mudstone	1,2
217962	Stockwerk	0,1
217974	Stockwerk	0,4
217877	Brèche d'hématite	10,5
217876	Brèche d'hématite	12,1
189659	Brèche d'hématite et magnétite	71,4
217938	Brèche de quartz	0,2
217889	Brèche de quartz	0,3
217890	Stockwerk	0,4
220553	Stockwerk	0,4
217897	Brèche	0,7
220580	Brèche	0,7
217938	Brèche de quartz	0,8
217894	Brèche ?	1,6
217896	Roche altérée (brèche?)	2,1
B2	Brèche	0,3
189638	Stockwerk dans une zone de faille	0,9
189637	Brèche	2,4

Annexe B : Analyses à la microsonde de l'hématite.

No. Échantillon	189657-1	189657-7	189657-9	189659-10	189659-11	189659-12	189659-14	189659-15	189659-16
SiO ₂	0,24	0,24	0,61	1,84	0,34	N.D.	0,65	0,55	1,03
TiO ₂	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	1,13
Al ₂ O ₃	0,30	N.D.	N.D.	N.D.	0,66	0,64	0,33	0,24	N.D.
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.	N.D.
CaO	N.D.	N.D.	N.D.	0,37	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MnO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe ₂ O ₃	99,57	99,68	98,30	98,27	99,45	99,38	99,56	99,92	97,56
Na ₂ O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	100,11	99,91	98,90	100,48	100,44	100,02	100,54	100,71	99,72
Formule structurale basée sur 6 oxygènes									
Si	0,01	0,01	0,03	0,10	0,02	N.D.	0,03	0,03	0,05
Ti	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0,04
Al	0,018	N.D.	N.D.	N.D.	0,04	0,04	0,02	0,02	N.D.
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ca	N.D.	N.D.	N.D.	0,02	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe	3,96	3,98	3,95	3,84	3,93	3,95	3,93	3,93	3,85
Na	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	3,99	3,99	3,98	3,96	3,99	3,99	3,98	3,97	3,95

N.D. = Non Détecté

Annexe B : Analyses à la microsonde de l'hématite (suite).

No. Échantillon	189659-18	189659-19	189659-22	189659-25	189659-28	189659-29	189659-33	189659-37	189659-41
SiO ₂	0,44	0,52	0,27	0,59	0,41	0,29	N.D.	1,23	N.D.
TiO ₂	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	0,23	0,47	N.D.	0,45	0,86	0,86	N.D.	0,41	N.D.
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.	N.D.
CaO	N.D.	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe ₂ O ₃	98,87	98,66	99,04	98,02	99,42	99,34	98,96	97,95	99,51
Na ₂ O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	99,53	99,65	99,31	99,05	100,69	100,49	98,96	99,59	99,51
Formule structurale basée sur 6 oxygènes									
Si	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	N.D.	0,07	N.D.
Ti	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al	0,01	0,03	N.D.	0,03	0,05	0,05	N.D.	0,03	N.D.
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ca	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe	3,95	3,93	3,96	3,93	3,91	3,91	3,98	3,88	3,98
Na	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	3,99	3,99	3,98	3,99	3,98	3,98	3,98	3,97	3,98

N.D. = Non Détecté

Annexe B : Analyses à la microsonde de l'hématite (suite).

No. Échantillon	189659-43	189659-44	217829-1	217829-10	217829-2	217829-3	217829-5	217829-6	217829-7
SiO ₂	0,65	0,85	N.D.	N.D.	N.D.	0,88	N.D.	N.D.	N.D.
TiO ₂	N.D.	N.D.	1,13	1,47	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	N.D.	0,62	N.D.	0,32	0,47	0,30	0,50	0,53	0,61
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.	N.D.
CaO	N.D.	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe ₂ O ₃	98,45	97,03	98,26	98,25	98,47	98,73	99,80	99,41	98,98
Na ₂ O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	99,11	98,50	99,40	100,04	98,93	99,91	100,30	99,94	99,58
Formule structurale basée sur 6 oxygènes									
Si	0,04	0,05	N.D.	N.D.	N.D.	0,05	N.D.	N.D.	N.D.
Ti	N.D.	N.D.	0,05	0,06	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al	N.D.	0,04	N.D.	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ca	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe	3,94	3,89	3,93	3,89	3,96	3,92	3,96	3,97	3,96
Na	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	3,97	3,98	3,98	3,97	3,99	3,98	3,99	4,00	4,00

N.D. = Non Détecté

Annexe B : Analyses à la microsonde de l'hématite (suite).

No. Échantillon	217896-41	217896-48	217896-53	217896-56	217896-60	217896-61	217921-40	217927-17	217927-20
SiO ₂	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0,25	0,36	0,94	2,54
TiO ₂	N.D.	0,83	N.D.	N.D.	N.D.	0,51	N.D.	0,67	N.D.
Al ₂ O ₃	0,91	0,26	0,94	0,56	1,18	0,96	0,37	0,49	0,83
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.	N.D.	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.	N.D.	0,59	N.D.
CaO	N.D.	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe ₂ O ₃	97,34	98,42	98,79	98,32	97,97	96,71	98,03	96,52	95,72
Na ₂ O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	98,25	99,51	99,73	98,88	99,15	98,44	98,76	99,21	99,10
Formule structurale basée sur 6 oxygènes									
Si	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0,01	0,02	0,05	0,13
Ti	N.D.	0,03	N.D.	N.D.	N.D.	0,02	N.D.	0,03	N.D.
Al	0,06	0,02	0,06	0,04	0,07	0,06	0,02	0,03	0,05
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0,046	N.D.
Ca	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe	3,93	3,93	3,92	3,95	3,92	3,88	3,95	3,83	3,76
Na	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	3,99	3,98	3,98	3,99	4,00	3,98	3,99	3,99	3,95

N.D. = Non Détecté

Annexe B : Analyses à la microsonde de l'hématite (suite).

No. Échantillon	217927-26	217927-27	217927-31	217933-49	217933-52	217933-55	217933-57	217933-60	217933-61
SiO ₂	0,66	0,84	0,21	1,35	1,26	0,51	0,66	0,76	0,39
TiO ₂	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	N.D.	N.D.	0,56	0,52	0,61	0,73	0,66	0,32	0,24
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.	N.D.
CaO	N.D.	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe ₂ O ₃	97,83	97,70	98,77	97,32	96,91	98,05	97,51	98,84	99,57
Na ₂ O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	98,49	98,54	99,54	99,20	98,77	99,29	98,83	99,92	100,20
Formule structurale basée sur 6 oxygènes									
Si	0,035	0,05	0,01	0,07	0,07	0,03	0,04	0,04	0,02
Ti	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al	N.D.	N.D.	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04	0,02	0,02
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ca	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe	3,92	3,91	3,95	3,87	3,87	3,92	3,91	3,93	3,96
Na	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	3,95	3,95	3,99	3,98	3,98	3,99	3,99	3,99	3,99

N.D. = Non Détecté

Annexe B : Analyses à la microsonde de l'hématite (suite).

No. Échantillon	217933-63	505-45	F502-49	F502-65	F502-66	F505-47	F505-48	MdA-04-03-23	MdA-04-03-25
SiO ₂	0,54	0,23	N.D.	N.D.	N.D.	0,19	N.D.	N.D.	0,73
TiO ₂	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	0,50	0,85	0,32	N.D.	N.D.	0,71	N.D.	N.D.	0,34
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MgO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0,29	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
CaO	N.D.	0,34	0,42	0,21	0,76	N.D.	N.D.	N.D.	0,26
MnO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe ₂ O ₃	98,53	97,93	98,51	98,17	98,85	98,48	98,20	98,76	97,66
Na ₂ O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	99,56	99,34	99,25	98,38	99,91	99,38	98,20	98,76	98,98
Formule structurale basée sur 6 oxygènes									
Si	0,029	0,01	N.D.	N.D.	N.D.	0,01	N.D.	N.D.	0,04
Ti	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al	0,031	0,05	0,02	N.D.	N.D.	0,04	N.D.	N.D.	0,02
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0,02	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ca	N.D.	0,02	0,02	0,01	0,04	N.D.	N.D.	N.D.	0,02
Mn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe	3,93	3,89	3,96	3,96	3,94	3,93	3,97	3,98	3,91
Na	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	3,99	3,97	4,00	3,97	4,01	3,98	3,97	3,98	3,98

N.D. = Non Détecté

Annexe B : Analyses à la microsonde de l'hématite (suite).

No. Échantillon	MdA-04-03-26	MdA-04-03-32	MdA-04-03-33	MdA-04-03-35	MdA-04-03-38	MdA-04-05-11	MdA-04-05-12	MdA-04-05-13
SiO ₂	0,50	0,28	0,98	0,48	0,30	1,18	0,85	N.D.
TiO ₂	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	0,25	0,24	0,28	N.D.	N.D.	N.D.	0,24	N.D.
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.
CaO	N.D.	N.D.	0,22	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MnO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe ₂ O ₃	98,37	98,44	97,81	98,56	99,29	97,97	98,01	99,27
Na ₂ O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	99,12	98,95	99,29	99,04	99,59	99,15	99,10	99,27
Formule structurale basée sur 6 oxygènes								
Si	0,03	0,02	0,05	0,03	0,02	0,06	0,05	N.D.
Ti	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al	0,02	0,02	0,02	N.D.	N.D.	N.D.	0,02	N.D.
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ca	N.D.	N.D.	0,01	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe	3,94	3,96	3,90	3,95	3,96	3,90	3,92	3,99
Na	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	3,99	3,99	3,98	3,98	3,98	3,97	3,98	3,99

N.D. = Non Détecté

Annexe B : Analyses à la microsonde de l'hématite (suite).

No. Échantillon	MdA-04-05-15	MdA-04-05-16	MdA-04-05-17	MdA-04-05-18	MdA-04-05-19	MdA-04-05-22	MdA-04-05-5	MdA-04-05-7
SiO ₂	0,81	0,60	0,98	1,02	0,74	0,53	0,99	1,06
TiO ₂	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	N.D.	N.D.	0,26	0,33	0,31	0,35	0,17	0,35
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.
CaO	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.
Fe ₂ O ₃	97,73	98,56	97,41	96,70	98,28	97,80	97,96	97,97
Na ₂ O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	98,54	99,17	98,65	98,05	99,33	98,68	99,11	99,37
Formule structurale basée sur 6 oxygènes								
Si	0,04	0,03	0,05	0,05	0,04	0,03	0,05	0,06
Ti	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al	N.D.	N.D.	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ca	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe	3,93	3,94	3,91	3,90	3,93	3,94	3,92	3,90
Na	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	3,97	3,98	3,98	3,98	3,99	3,99	3,98	3,98

N.D. = Non Détecté

Annexe B : Analyses à la microsonde de l'hématite (suite).

No. Échantillon Mda-04-05-8 Mda-04-06-26 Mda-04-06-27 Mda-04-06-28 Mda-04-06-28 Mda-04-06-30 Mda-04-06-31 Mda-04-06-33

SiO ₂	0,87	0,34	0,38	0,76	0,76	0,41	0,51	0,61
TiO ₂	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	0,41	0,30	0,41	2,19	1,70	0,45	0,28	0,39
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.
CaO	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.
Fe ₂ O ₃	97,81	99,82	98,67	96,38	97,13	99,01	97,99	97,87
Na ₂ O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	99,09	100,46	99,46	99,33	99,59	99,87	98,78	98,86

Formule structurale basée sur 6 oxygènes

Si	0,05	0,02	0,02	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03
Ti	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al	0,03	0,02	0,03	0,14	0,11	0,03	0,02	0,02
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ca	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe	3,91	3,95	3,95	3,81	3,84	3,94	3,94	3,93
Na	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	3,98	3,99	3,99	3,98	3,98	3,99	3,99	3,99

N.D. = Non Détecté

Annexe B : Analyses à la microsonde de l'hématite (suite).

No. Échantillon	MdA-04-06-35	MdA-04-06-36	MdA-04-06-39	MdA-04-06-40	TC3-75	TC3-76	TC3-79	TC3-81	TC3-82
SiO ₂	0,17	0,54	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
TiO ₂	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	0,15	0,52	N.D.	N.D.	0,50	N.D.	N.D.	N.D.	0,33
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.	N.D.
CaO	N.D.	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe ₂ O ₃	100,11	98,44	99,97	99,14	98,84	98,40	98,31	99,71	98,88
Na ₂ O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	100,43	99,50	99,97	99,14	99,33	98,40	98,31	99,71	99,21
Formule structurale basée sur 6 oxygènes									
Si	0,01	0,03	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ti	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al	0,01	0,03	N.D.	N.D.	0,03	N.D.	N.D.	N.D.	0,021
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ca	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe	3,98	3,93	3,98	3,98	3,96	4,00	3,99	3,99	3,97
Na	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	4,00	3,99	3,98	3,98	3,99	4,00	3,99	3,99	4,00

N.D. = Non Détecté

Annexe B : Analyses à la microsonde de l'hématite (suite).

No. Échantillon	TC3-83	TC3-84
SiO ₂	N.D.	N.D.
TiO ₂	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	0,49	0,86
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.
MgO	N.D.	N.D.
CaO	N.D.	N.D.
MnO	N.D.	N.D.
Fe ₂ O ₃	99,30	98,03
Na ₂ O	N.D.	N.D.
Total	99,79	98,88

Formule structurale basée sur 6 oxygènes

Si	N.D.	N.D.
Ti	N.D.	N.D.
Al	0,03	0,05
Cr	N.D.	N.D.
Mg	N.D.	N.D.
Ca	N.D.	N.D.
Mn	N.D.	N.D.
Fe	3,96	3,93
Na	N.D.	N.D.
Total	3,99	3,99

N.D. = Non Détecté

Annexe C : Analyses à la microsonde de la magnétite.

No. Échantillon	189657-4	189659-20	189659-30	189659-31	217927-15	217927-16	217927-24	217937-13	MdA-04-03 27
SiO ₂	0,44	0,46	0,34	0,37	4,21	0,66	N.D.	0,53	N.D.
TiO ₂	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	N.D.	0,55	N.D.	N.D.	4,97	1,40	N.D.	0,23	N.D.
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.	N.D.
CaO	N.D.	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe ₂ O ₃	101,77	100,45	101,04	103,37	73,26	92,59	99,14	98,72	101,74
Na ₂ O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	102,21	101,46	101,38	103,73	82,44	94,65	99,14	99,47	101,74
Formule structurale basée sur 6 oxygènes									
Si	0,02	0,02	0,02	0,02	0,25	0,04	N.D.	0,03	N.D.
Ti	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al	N.D.	0,03	N.D.	N.D.	0,35	0,09	N.D.	0,01	N.D.
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ca	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe	3,96	3,93	3,96	3,96	3,31	3,84	3,98	3,94	3,98
Na	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	3,98	3,99	3,98	3,98	3,91	3,97	3,98	3,98	3,98

N.D. = Non Détecté

Annexe C : Analyses à la microsonde de la magnétite (suite).

No. Échantillon	MdA-04-03 28	MdA-04-03 30	MdA-04-03 31	MdA-04-03 34	MdA-04-03 36	MdA-04-03 37	MdA-04-05 14	MdA-04-05 20
SiO ₂	0,32	N.D.	0,40	0,31	0,27	0,33	0,72	N.D.
TiO ₂	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	N.D.	N.D.	0,38	0,37	N.D.	N.D.	0,40	0,31
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.
CaO	N.D.	N.D.	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.	N.D.	N.D.
Fe ₂ O ₃	102,55	103,07	101,69	101,31	102,22	101,48	100,65	100,97
Na ₂ O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	102,86	103,07	102,47	101,99	102,50	101,81	101,77	101,28
Formule structurale basée sur 6 oxygènes								
Si	0,02	N.D.	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	N.D.
Ti	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al	N.D.	N.D.	0,02	0,02	N.D.	N.D.	0,02	0,02
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ca	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Fe	3,97	3,99	3,94	3,95	3,98	3,97	3,92	3,98
Na	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	3,98	3,99	3,99	3,99	3,99	3,98	3,98	4,00

N.D. = Non Détecté

Annexe C : Analyses à la microsonde de la magnétite (suite).

No. Échantillon	MdA-04-05_21	MdA-04-05_3	MdA-04-05-14	TC3-73	TC3-74	TC3-77	TC3-87
SiO ₂	0,21	N.D.	0,72	N.D.	N.D.	1,51	N.D.
TiO ₂	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	0,45	N.D.	0,40	N.D.	0,63	1,36	N.D.
Cr ₂ O ₃	N.D.	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.	N.D.
CaO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MnO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0,69	N.D.
Fe ₂ O ₃	102,22	102,36	100,65	99,17	99,45	85,01	98,30
Na ₂ O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	102,87	102,36	101,77	99,17	100,08	88,56	98,30
Formule structurale basée sur 6 oxygènes							
Si	0,01	N.D.	0,04	N.D.	N.D.	0,09	N.D.
Ti	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al	0,03	N.D.	0,02	N.D.	0,04	0,09	N.D.
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ca	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0,03	N.D.
Fe	3,96	3,99	3,92	3,99	3,95	3,76	3,99
Na	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	4,00	3,99	3,98	3,99	3,99	3,97	3,99

N.D. = Non Détecté

Annexe D : Analyses à la microsonde de la chlorite.

No. Échantillon	217923-26	217923-27	217829-8	217829-9	217829-13	217829-33	217829-34	F502-61	F502-62
SiO ₂	25,51	25,00	28,57	27,95	27,65	25,88	26,03	25,36	25,29
TiO ₂	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	20,17	19,86	19,87	19,43	18,02	18,10	18,22	18,61	18,83
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MgO	9,36	7,41	18,47	16,27	13,73	10,03	11,07	7,92	8,56
CaO	0,08	N.D.	0,12	0,08	0,08	0,06	N.D.	0,07	0,11
MnO	0,61	0,59	0,28	0,37	0,40	0,44	0,50	0,56	0,46
FeO	31,91	34,59	22,03	25,90	28,19	33,97	32,24	36,67	35,03
NiO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Na ₂ O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
H ₂ O	10,97	10,77	11,87	11,70	11,29	10,93	10,99	10,86	10,84
Total	98,60	98,23	101,20	101,70	99,35	99,41	99,04	100,06	99,11
Formule structurale									
Si	5,58	5,57	5,77	5,73	5,88	5,68	5,68	5,61	5,60
Ti	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al	5,20	5,22	4,73	4,69	4,51	4,68	4,69	4,85	4,91
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	3,05	2,46	5,56	4,97	4,35	3,28	3,60	2,61	2,82
Ca	0,02	N.D.	0,03	0,02	0,02	0,01	N.D.	0,02	0,03
Mn	0,11	0,11	0,05	0,07	0,07	0,08	0,09	0,11	0,09
Fe	5,84	6,44	3,72	4,44	5,01	6,24	5,89	6,78	6,48
Ni	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Na	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	19,80	19,80	19,86	19,91	19,84	19,98	19,95	19,96	19,93

N.D. = Non Détecté

Annexe D : Analyses à la microsonde de la chlorite (suite).

No. Échantillon	F502-70	TC3-80	F502-54	F502-55	F502-57	F502-59	F502-60	F502-62	F502-61
SiO ₂	25,66	29,64	25,25	29,08	25,92	25,09	25,06	25,29	25,36
TiO ₂	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	18,22	18,73	18,60	17,48	16,99	19,91	18,61	18,83	18,61
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MgO	7,98	13,58	8,61	21,33	7,99	7,74	8,03	8,56	7,92
CaO	0,11	0,38	0,07	0,08	0,11	0,07	0,10	0,11	0,07
MnO	0,84	0,53	0,60	0,38	0,57	0,34	0,63	0,46	0,56
FeO	36,67	25,87	35,90	20,14	37,99	35,60	36,22	35,03	36,67
NiO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Na ₂ O	N.D.	0,06	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
H ₂ O	10,88	11,59	10,87	11,83	10,81	10,89	10,79	10,84	10,86
Total	100,35	100,37	99,90	100,33	100,38	99,63	99,44	99,11	100,06
Formule structurale									
Si	5,66	6,14	5,57	5,90	5,75	5,53	5,57	5,60	5,61
Ti	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al	4,73	4,57	4,84	4,18	4,44	5,17	4,88	4,91	4,85
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	2,62	4,19	2,83	6,45	2,64	2,54	2,66	2,82	2,61
Ca	0,03	0,08	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02
Mn	0,16	0,09	0,11	0,07	0,11	0,06	0,12	0,09	0,11
Fe	6,76	4,48	6,62	3,41	7,05	6,56	6,73	6,48	6,78
Ni	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Na	N.D.	0,02	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	19,96	19,58	19,99	20,01	20,01	19,88	19,98	19,93	19,96

N.D. = Non Détecté

Annexe D : Analyses à la microsonde de la chlorite (suite).

No. Échantillon	F502-70	TC3-80	217991-1	217991-2	217991-3	217991-5	217991-6	217991-7	217991-8
SiO ₂	25,66	29,64	39,58	30,64	30,60	26,99	28,03	26,97	26,55
TiO ₂	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	18,22	18,73	20,15	22,77	23,70	21,62	20,25	21,78	21,47
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MgO	7,98	13,58	6,20	7,56	6,59	9,55	7,03	7,97	9,78
CaO	0,11	0,38	N.D.	0,18	0,21	0,06	0,11	0,12	N.D.
MnO	0,84	0,53	0,44	0,53	0,44	0,44	0,57	0,57	0,43
FeO	36,67	25,87	19,46	28,35	28,65	30,10	32,82	32,49	31,10
NiO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Na ₂ O	N.D.	0,06	0,17	N.D.	N.D.	N.D.	0,05	N.D.	N.D.
H ₂ O	10,88	11,59	12,07	11,76	11,79	11,32	11,18	11,33	11,32
Total	100,35	100,37	98,06	101,80	101,97	100,08	100,04	101,23	100,65
Formule structurale									
Si	5,66	6,14	7,87	6,25	6,23	5,72	6,01	5,71	5,63
Ti	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al	4,73	4,57	4,72	5,47	5,69	5,40	5,12	5,44	5,36
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	2,62	4,19	1,84	2,30	2,00	3,02	2,25	2,52	3,09
Ca	0,03	0,08	N.D.	0,04	0,05	0,01	0,03	0,03	N.D.
Mn	0,16	0,09	0,07	0,09	0,08	0,08	0,10	0,10	0,08
Fe	6,76	4,48	3,23	4,84	4,88	5,34	5,89	5,75	5,51
Ni	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Na	N.D.	0,02	0,06	N.D.	N.D.	N.D.	0,02	N.D.	N.D.
Total	19,96	19,58	17,79	18,99	18,91	19,57	19,42	19,54	19,67

N.D. = Non Détecté

Annexe D : Analyses à la microsonde de la chlorite (suite).

No. Échantillon	217991-9	217991-11	217937-14	217912-21	217912-22	217912-23	217912-25	217896-43	217896-44
SiO ₂	26,23	26,42	29,31	22,42	25,82	27,35	25,11	26,69	32,21
TiO ₂	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	20,19	20,08	19,32	20,47	19,93	19,36	19,53	16,56	16,30
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MgO	8,24	7,11	9,89	7,69	9,04	7,76	8,11	8,09	8,87
CaO	0,06	0,13	0,19	0,19	N.D.	0,09	N.D.	0,06	0,21
MnO	0,58	0,59	0,54	0,20	0,34	0,41	0,45	0,49	0,36
FeO	34,06	34,98	30,08	38,70	34,78	33,51	35,33	35,82	30,46
NiO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Na ₂ O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0,06	0,06
H ₂ O	11,10	11,04	11,43	10,74	11,12	11,06	10,87	10,73	11,35
Total	100,45	100,34	100,75	100,40	101,03	99,53	99,40	98,49	99,80
Formule structurale									
Si	5,67	5,74	6,15	5,01	5,57	5,94	5,54	5,97	6,81
Ti	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al	5,14	5,14	4,78	5,39	5,07	4,95	5,08	4,37	4,06
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	2,66	2,30	3,09	2,56	2,91	2,51	2,67	2,70	2,79
Ca	0,01	0,03	0,04	0,04	N.D.	0,02	N.D.	0,01	0,05
Mn	0,11	0,11	0,10	0,04	0,06	0,08	0,08	0,09	0,06
Fe	6,16	6,35	5,28	7,23	6,27	6,08	6,52	6,70	5,38
Ni	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Na	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0,02	0,02
Total	19,74	19,67	19,44	20,27	19,87	19,57	19,89	19,86	19,17

N.D. = Non Détecté

Annexe D : Analyses à la microsonde de la chlorite (suite).

No. Échantillon	217896-46	217896-47	217896-49	217896-50	217896-55	217896-58
SiO ₂	24,99	27,35	26,05	26,68	28,33	26,21
TiO ₂	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al ₂ O ₃	17,58	17,27	18,57	18,02	17,91	16,74
Cr ₂ O ₃	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MgO	6,49	8,90	5,80	8,98	8,19	9,16
CaO	N.D.	0,07	0,09	0,09	0,10	N.D.
MnO	0,68	0,48	0,58	0,48	0,42	0,51
FeO	40,47	34,89	36,27	34,06	33,21	36,84
NiO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Na ₂ O	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
H ₂ O	10,73	10,98	10,67	10,93	11,04	10,88
Total	100,95	99,94	98,03	99,25	99,19	100,34
Formule structurale						
Si	5,59	5,97	5,85	5,85	6,16	5,78
Ti	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Al	4,63	4,44	4,92	4,66	4,59	4,35
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Mg	2,16	2,90	1,94	2,94	2,65	3,01
Ca	N.D.	0,02	0,02	0,02	0,02	N.D.
Mn	0,13	0,09	0,11	0,09	0,08	0,10
Fe	7,56	6,37	6,82	6,25	6,04	6,79
Ni	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Na	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	20,07	19,79	19,66	19,81	19,53	20,03

N.D. = Non Détecté

Annexe E : Analyses à la microsonde des carbonates.

No. Échantillon	217829-32	217829-37	217829-38	217829-39	217829-40	217829-41	217829-42	217829-44	F502-64	F502-69	F502-72
Mg(CO ₃)	28,43	29,04	30,17	28,67	28,92	31,21	31,06	26,14	22,27	35,47	28,18
Ca(CO ₃)	53,37	53,95	52,58	53,33	53,59	52,37	52,33	51,95	51,09	53,78	51,65
Mn(CO ₃)	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	4,103	N.D.	N.D.
Fe(CO ₃)	17,24	15,63	16,44	16,62	16,50	15,59	15,78	19,92	23,26	10,27	19,08
Total	99,05	98,62	99,18	98,62	99,00	99,17	99,18	98,01	100,71	99,52	98,91
Formule structurale basée sur 3 oxygènes											
Mg	0,33	0,33	0,34	0,33	0,33	0,36	0,35	0,30	0,26	0,40	0,32
Ca	0,52	0,52	0,51	0,52	0,52	0,50	0,50	0,51	0,51	0,51	0,50
Mn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0,071	N.D.	N.D.
Fe	0,14	0,13	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	0,17	0,20	0,08	0,16
Total	0,57	0,56	0,56	0,56	0,56	0,56	0,56	0,57	0,62	0,54	0,57

N.D. = Non Détecté

Annexe F : Article intitulé : 'Metallogeny of the Mont-de-l'Aigle IOCG deposit, Gaspé, Peninsula, Quebec, Canada' (Simard et al., 2006).

M. Simard · G. Beaudoin · J. Bernard · A. Hupé

Metallogeny of the Mont-de-l'Aigle IOCG deposit, Gaspé Peninsula, Québec, Canada

Received: 10 October 2005 / Accepted: 25 March 2006 / Published online: 22 August 2006
© Springer-Verlag 2006

Abstract The Mont-de-l'Aigle deposit is located in the northern part of Dome Lemieux, in the Connecticut Valley-Gaspé Synclinorium, Gaspé Peninsula, Québec. The Dome Lemieux is a subcircular antiform of Siluro-Devonian sedimentary rocks that is cut by numerous mafic and felsic sills and dikes of Silurian to Late Devonian age. Plutonism occurred in a continental within-plate extensional setting typical of orogenic collapse. The Cu-Fe (\pm Au) mineralization of Mont-de-l'Aigle occurs in veins, stockworks, and breccias. Mineralization is located near or within N-S and NW-SE faults cutting sedimentary rocks. IOCG mineralization postdates intrusions, skarns, hornfels, and epithermal mineralization typical of the southern part of the Dome Lemieux. The paragenetic sequence comprises: (1) pervasive sodic, potassic, chlorite, and silica alteration, (2) hematite, quartz, pyrite, magnetite, and chalcopyrite veins, stockworks and breccias and, (3) dolomite \pm hematite veins and veinlets cutting the earlier mineralization. Intrusions display proximal sodic and potassic alteration, whereas sedimentary rocks have proximal decalcification, silicification, and potassic alteration. Both intrusive and sedimentary rocks are affected by a pervasive distal chlorite (\pm silica) alteration. The sulfur isotope composition of pyrite and chalcopyrite ($\delta^{34}\text{S}=-1.5$ to 4.8%) suggests that sulfur was derived mainly from igneous rocks. Fluid $\delta^{18}\text{O}$ (-0.4 to 2.65%) indicates meteoric or seawater that reacted with the country rocks. Mixing of hot magmatic fluids with a cooler fluid, perhaps meteoric or seawater is

suggested for mineral deposition and alteration of the Mont-de-l'Aigle deposit. The mineralogy, alteration, and sulfur isotope composition of the Mont-de-l'Aigle deposit compare well with IOCG deposits worldwide, making the Mont-de-l'Aigle deposit a rare example of Paleozoic IOCG mineralization, formed at shallow depth, within a low metamorphic grade sedimentary rock sequence.

Keywords Gaspé Peninsula · Dome Lemieux · IOCG deposits · Hematite · Breccia

Introduction

The Cu-Fe (\pm Au) Mont-de-l'Aigle deposit is characterized by copper-iron oxide veins, stockworks and breccias hosted by Siluro-Devonian sedimentary and volcanic rocks cut by Silurian to Late Devonian mafic and felsic intrusions. The Mont-de-l'Aigle showings are copper- and iron-rich with gold values up to 2.2 g/t. Mineralization is associated spatially with faults and mafic to felsic intrusions, and consists of abundant hematite and large breccia bodies with hematite-quartz cement. Many of the features of the Mont-de-l'Aigle deposit are consistent with iron oxide-copper-gold deposits (IOCG) (Hitzman et al. 1992; Hitzman 2000; Williams et al. 2005). However, the Paleozoic age of carbonate-host rocks of the Mont-de-l'Aigle deposit is atypical for IOCG deposits (Hitzman et al. 1992). IOCG deposits constitute new exploration targets in the Appalachian belt.

IOCG deposits have become attractive exploration targets and the subject of intense research. IOCG deposits were first defined by Hitzman et al. (1992) as the shallow crustal expression of deep-seated, volatile-rich igneous-hydrothermal systems. Scientific debate on the origin of IOCG deposits includes both metal-bearing magmatic brines (Hitzman et al. 1992; Pollard 2002) and external basinal brines heated by intrusions (Barton and Johnson 1996; Hitzman 2000) being proposed as hydrothermal fluid end-members. Barton and Johnson (1996) proposed that some igneous-related IOCG deposits formed by hydro-

Editorial handling: D. Lentz

M. Simard · G. Beaudoin (✉) · J. Bernard
Département de Géologie et de Génie Géologique,
Université Laval,
Sainte-Foy, QC, G1K 7P4, Canada
e-mail: georges.beaudoin@ggl.ulaval.ca
Tel.: +1-418-6563141
Fax: +1-418-6567339

A. Hupé
Ressources Appalaches,
212 Avenue de la Cathédrale,
Rimouski, QC, G5L 5J2, Canada

thermal brines derived either from coeval salars or older evaporites. Hitzman (2000) concluded that the critical factor for making an IOCG deposit is the influx of nonmagmatic, oxidized, saline, and copper-rich fluids. IOCG deposits range in age from Archean for the Salobo and Igarapé Bahia districts in Brazil (Requia et al. 2003; Tallarico et al. 2005), to Jurassic–Cretaceous for the Chilean Iron Belt and El Laco districts in Chile (Marschick and Fontboté 2001), but they are dominantly Middle Proterozoic in age (Hitzman et al. 1992).

The host rocks range from granite to clastic sedimentary rocks, mafic to felsic volcanic, and volcanosedimentary rocks metamorphosed from greenschist to amphibolite grades (Hitzman et al. 1992). IOCG deposits form in three tectonic environments: (1) intracontinental, continental orogenic collapse; (2) intracontinental anorogenic magmatism; and (3) extension along a subduction-related continental margin (Hitzman 2000). The range of proposed hydrothermal fluids and processes, and the diversity of geological environments where these deposits formed, result in the wide variety of deposit styles and mineralogy

(Hitzman 2000). Therefore, better understanding of the genesis of IOCG deposits will provide improved guidelines for mineral exploration.

This paper presents the geochemistry of intrusive rocks, mineralogy, paragenetic sequence, hydrothermal alteration, and stable isotope data of the Mont-de-l'Aigle deposit, Gaspé Peninsula, Québec. These data are used to interpret the relationships between the tectonic setting, fluid processes, oxide and sulfide precipitation, and alteration, to demonstrate that the Mont-de-l'Aigle deposit has characteristics similar to IOCG deposits.

Regional geology

The Gaspé Peninsula is a segment of the Canadian Appalachians that formed as a result of terrane accretion to the North American craton during the Paleozoic (Williams and Hatcher 1983; Bourque et al. 1995). The Siluro–Devonian rocks of the Gaspé Peninsula are divided into three major structural zones;

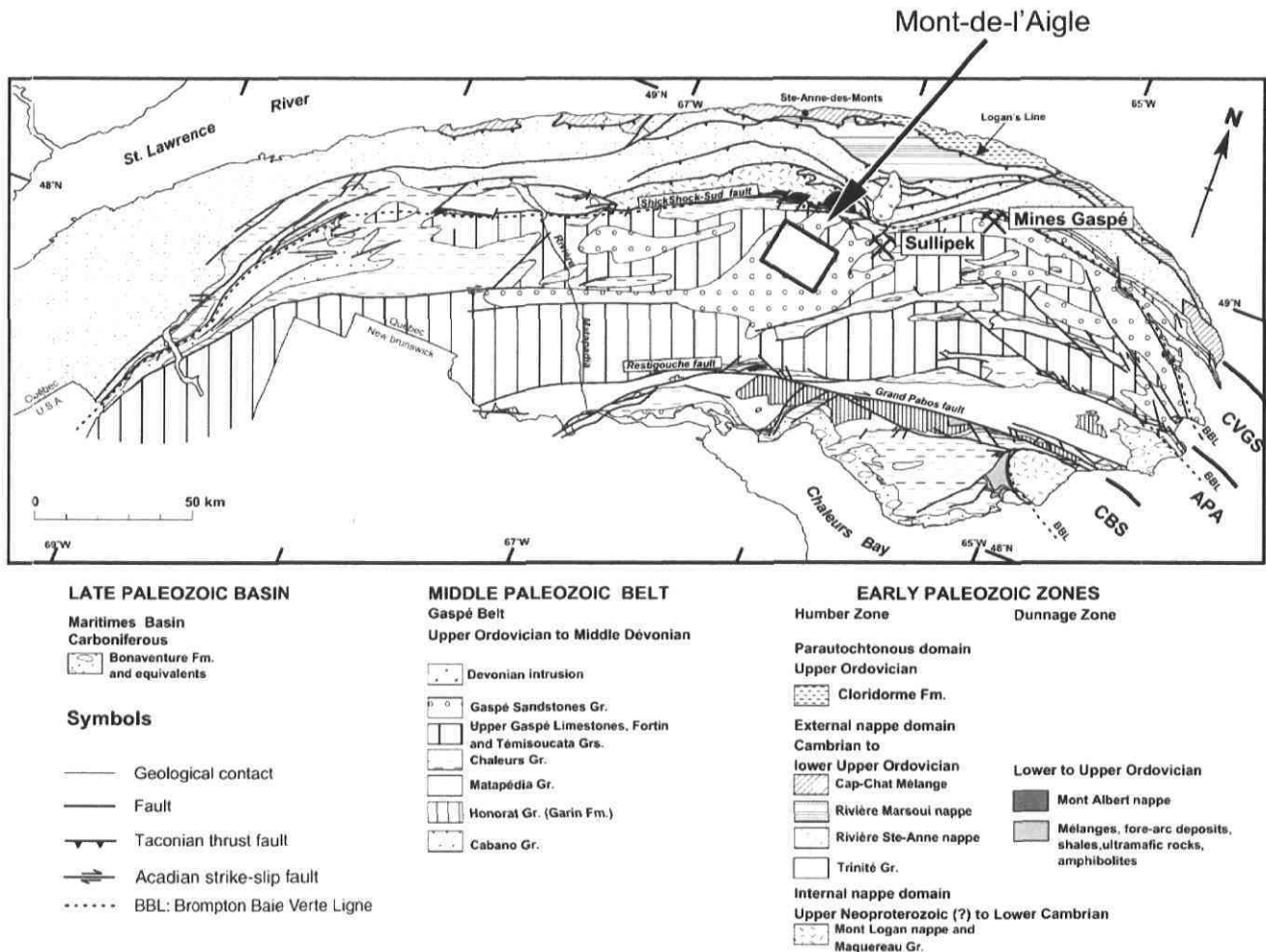


Fig. 1 Geology of the Gaspé Peninsula, Québec Appalachians, with location of the Mont-de-l'Aigle deposit, Sullipek, and Mines Gaspé porphyry copper and skarn deposits (modified from Malo 2001). CVGS Connecticut Valley–Gaspé Synclinorium, APA Aroostook–Percé Anticlinorium, CBS Chaleurs Bay Synclinorium

that, from north to south are (1) the Connecticut Valley-Gaspé Synclinorium, (2) the Aroostook-Percé Anticlinorium, and (3) the Chaleurs Bay Synclinorium (Fig. 1; Malo and Bourque 1993). The Connecticut Valley-Gaspé Synclinorium lies between the Cambro-Ordovician allochthonous rocks of the Taconian Orogen to the northwest and

the Aroostook-Percé Anticlinorium to the southeast. It is bounded to the north by the Shickshock-Sud fault, a dextral strike-slip fault (Malo and Bourque 1993), and by the Restigouche fault to the south (Fig. 1). The stratigraphic succession in the Connecticut Valley-Gaspé Synclinorium consists of shallow marine clastic, carbonate and minor

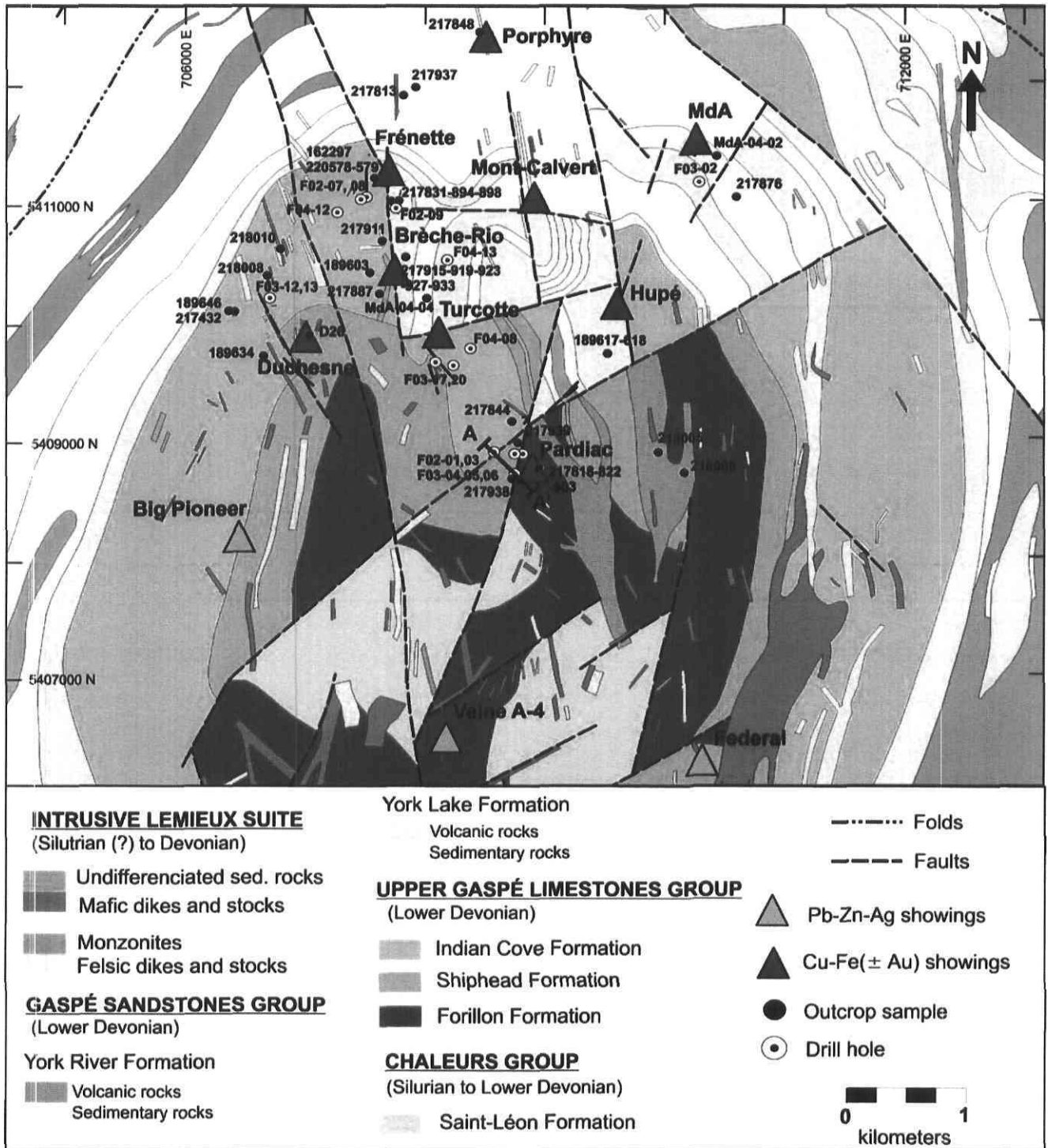


Fig. 2 Detailed geology of Cu-Fe (± Au) showings from the Mont-de-l'Aigle deposit, in the northern part of Dome Lemieux and the Pb-Zn-Ag showings in the southern part (modified from Pilote and Lachance 2003). Cross-section A-A' is presented in Fig. 8

volcanic rocks assigned to the Chaleurs group. The Chaleurs group is overlain by the Upper Gaspé Limestones group that consists of shallow- to deep-water shelf carbonates deposited on a stable platform (Bourque et al. 1995). The Upper Gaspé Limestones group is overlain by the Gaspé Sandstones group that represents a gradually shallowing basin in an intra-arc extensional setting, and is accompanied by increasing bimodal volcanic activity (Bellehumeur and Valiquette 1993).

The Siluro-Devonian rocks of the Connecticut Valley-Gaspé Synclinorium are intruded by dikes and plutons spatially associated with Acadian faults. Bédard (1986) proposed that igneous rocks of Connecticut Valley-Gaspé Synclinorium formed in a within-plate anorogenic environment, perhaps in a transtensional back-arc basin, whereas Doyon (1992) suggested that they are typical of an extensional environment. Laurent and Dostal (1990) showed that these basalts are continental tholeiites with a transitional affinity related to within-plate extension. Whalen et al. (1994) proposed that plutonism occurred within a mainly extensional environment.

The Dome Lemieux is a 10 km-diameter subcircular anticline of Siluro-Devonian sedimentary and volcanic rocks located in the north central part of the Gaspé Peninsula (Figs. 1 and 2). This structure has been proposed to be the result of magma intrusion at depth (Gentile 1969; Bellehumeur and Valiquette 1993). Sedimentary rocks are cut by numerous mafic to felsic sills and dikes of the Lemieux Intrusive Suite that yielded an U-Pb zircon age of 398.3 ± 0.8 Ma (Pilote and Lachance 2003). The mafic and felsic rocks of the Lemieux Intrusive Suite are along or near N-S, NW-SE, and NE-SW faults (Fig. 2). The Lemieux Intrusive Suite comprises fine-grained to porphyritic rocks that span a broad compositional range from tholeiitic to alkaline gabbros and diabases, subalkaline, peralkaline and alkaline granites, and felsites (Doyon 1992; Doyon and Dalpé 1993).

The McGerrigle plutonic complex, located northeast of the study area, yielded an U-Pb zircon age of 391.3 ± 3.4 Ma (Whalen et al. 1991). De Römer (1974) determined a K-Ar age of 371 ± 11 Ma for Vallières-de-Saint-Réal Mountain and a 342 ± 10 Ma age for Hog's Back Mountain. The Porphyry and Copper Mountain stocks at Mines Gaspé, Murdochville, yielded U-Pb zircon ages of 384.9 ± 2.5 and 384.8 ± 2.8 Ma, respectively (Stephenson et al. 1998).

Metallogeny of the northern Gaspé Peninsula

The northern Gaspé Peninsula contains Cu-skarns, Pb-Zn-Ag epithermal veins, Cu-replacement mantos and Cu-Mo porphyry mineralization. Several Ni-Cr showings are associated with ultramafic units of the Ruisseau Isabelle Mélange along the Shickshock-Sud fault (Fig. 1; Gosselin 2000). Mines Gaspé (Fig. 1) comprises the Copper Mountain Cu-Mo porphyry and Needle Mountain Cu-skarn deposits that together produced approximately 124 Mt with an average grade of 0.64% Cu with

recoverable molybdenum, silver, bismuth, selenium, tellurium, and gold (Swinden and Dunsworth 1995). In 1994, the Porphyry Mountain Cu-Mo porphyry deposit was defined with a tonnage of 206 Mt, averaging 0.73% Cu and 0.08% Mo (Stephenson et al. 1998). The Sullipek deposit, located 30 km southwest of Mines Gaspé (Fig. 1), is a Fe-Au-Cu skarn formed from pure marbles of the uppermost Silurian West Point Formation that was intruded by dacitic porphyries overprinted by strong potassic and sodic alteration (Wares 1986). The Sullipek fault system controls skarn occurrences (Wares 1986) that contain 0.5 Mt grading 1.4% Cu, 0.025% MoS₂, and 7 g/t Ag (Wares 1983).

The Federal Mine, in the southern part of Dome Lemieux, comprises a series of subvertical crustiform quartz-carbonate-sphalerite-galena veins that are spatially associated with felsic dikes. The veins were interpreted to be examples of epithermal-type deposits related to felsic volcanism (Pilote 2005). These veins are rich in amethyst and contain alternating bands of quartz and dolomite (Stevens 1986). The vein system has produced about 0.6 Mt grading 3.95% Zn and 1.31% Pb (Swinden and Dunsworth 1995). According to Stevens (1986), the hydrothermal system was driven by deep-seated intrusions, the upper parts of which are exposed as rhyolite porphyry apophyses. He identified hematite-pyrite-chalcopyrite veins that displayed a strong spatial association with a zone of rhyolite porphyry intrusions in the northern part of the Dome Lemieux. Stevens (1986) showed that the temperature of mineral deposition ranged from 50 to 460°C for quartz. Quartz-hematite-pyrite-chalcopyrite veins inclusions fluids are interpreted to have boiled intermittently between 295 and 460°C in veins and fractured porphyries and have salinities ranging from 0 to 26 wt% NaCl equivalent.

Analytical methods

Whole rock major and trace elements from 50 least altered to altered igneous rocks (type 1 to type 4) and 33 samples of sedimentary rocks were determined by lithium meta-borate/tetraborate fusion inductively coupled plasma (ICP) and by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) at Activation Laboratories, Ancaster, Ontario. Chlorite, feldspar, dolomite, calcite, hematite, and sulfide mineral composition were determined using the 5 WDS CAMECA SX-100 electron microprobe at Université Laval, Québec, Canada. Analytical conditions were 15 kV and 20 nA with counting times of 20 s on peak and 10 s on background. A combination of natural and synthetic standards was used.

Sulfur isotope analyses of pyrite and chalcopyrite separates were performed by the G.G. Hatch Isotope Laboratory, University of Ottawa, Canada. The sulfur isotope composition was determined by continuous flow isotope ratio mass spectrometry (CF-IRMS). SO₂ was produced by flash combustion with vanadium pentoxide at 1,800°C in an elemental analyzer, followed by gas

chromatography before injection into a Finnigan MAT Delta⁺ mass spectrometer. Quartz and hematite were reacted with BrF₅ according to the method of Clayton and Mayeda (1963) at the Stable Isotope Laboratory of Université Laval. For each analysis, about 20 mg of sulfide, quartz, and hematite concentrates were prepared under a binocular microscope. Isotope ratios are reported in δ -notation relative to V-SMOW (oxygen) and V-CDT (sulfur) with a precision better than $\pm 0.2\%$.

Local geology

The lowest stratigraphic unit of the Dome Lemieux anticline is the upper part of the terrigenous Saint-Léon Formation at the top of the Chaleurs group. The St-Léon Formation crops out in the south central part of the anticline and is dominated by black mudstone and claystone, calcareous quartz sandstone, and siltstone (Pilote and Lachance 2003). At the level of exposure, rocks of the Saint-Léon Formation display subgreenschist metamorphism but they have been metamorphosed to hornfels and garnet-clinopyroxene skarn above granitic intrusions cut by diamond drill holes at depths greater than 500 m (Bellehumeur and Valiquette 1993). The Saint-Léon

Formation is in gradational contact with the overlying Forillon Formation or in fault contact with the Forillon, Shiphead, and Indian Cove formations of the Upper Gaspé Limestones group (Fig. 2). The Forillon Formation consists of a sequence of dolomitic and siliceous calcilutite or limy mudstone, whereas the overlying Shiphead Formation is characterized by bedded siliceous and dolomitic limestone and mudstone, with minor calcarenite, sandstone, and bentonite beds (Malo and Bourque 1993; Bourque et al. 1995). The Shiphead Formation is overlain by the Indian Cove Formation that consists of cherty to siliceous or silty calcilutite. Minor mafic and felsic volcanic rocks occur within these formations.

The overlying Gaspé Sandstones group comprises the York Lake and York River formations. The York Lake Formation is composed of siliceous calcilutite with minor quartz arenite and medium-grained feldspathic wacke (Malo and Bourque 1993; Bourque et al. 1995). The overlying York River Formation is composed of a lower unit of mudstone-siltstone-sandstone with a few calcarenite beds and an upper unit of sandstone interlayered with a 100-m thick bimodal volcanic sequence. This sequence is composed of basaltic flows and mafic pyroclastic rocks, overlain by rhyolitic flows and felsic pyroclastic rocks that are capped by rhyolitic flows (Doyon 1988; Bourque et al.

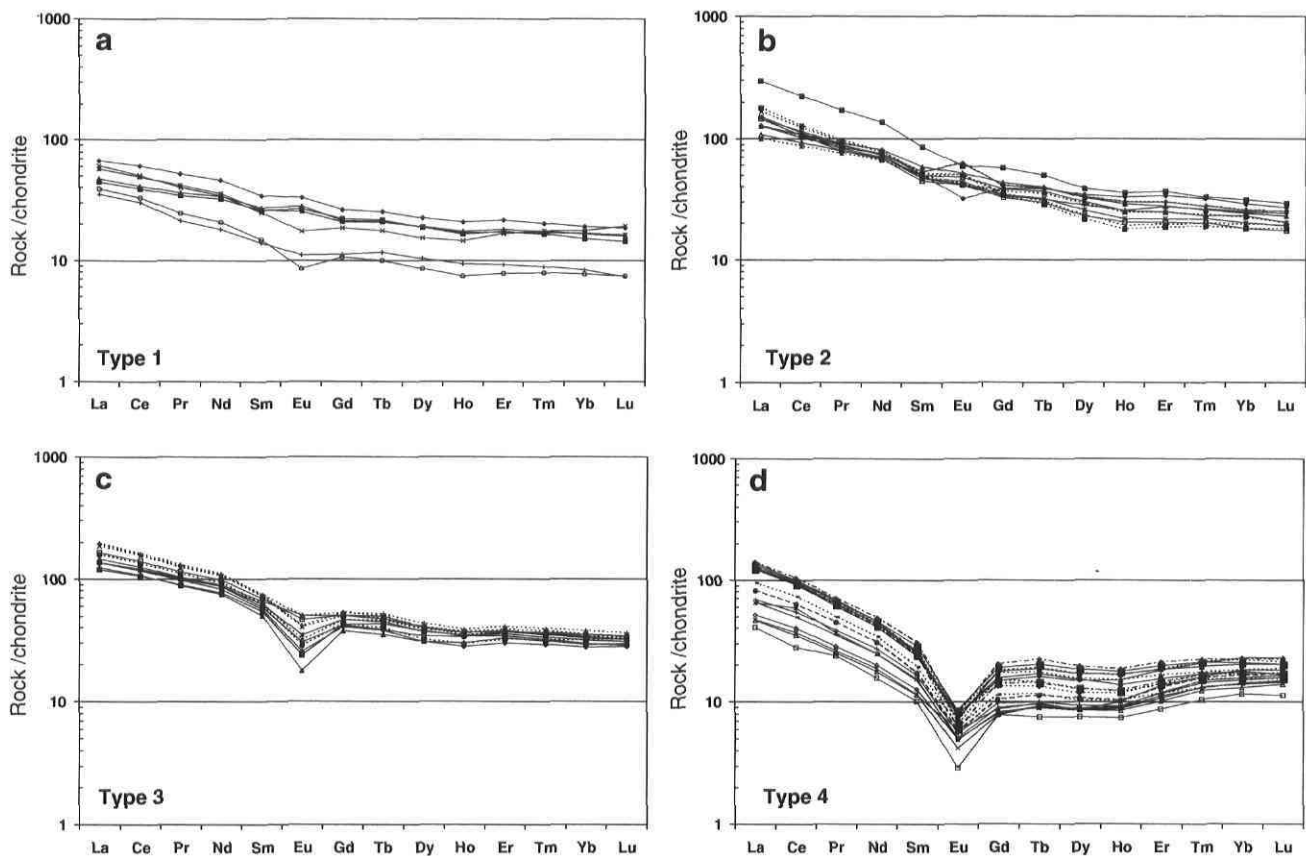


Fig. 3 Rare earth element composition of intrusions from the Mont-de-l'Aigle deposit normalized to chondrite values from McDonough and Sun (1995). Sample numbers refer to Table 1. **a** Type 1. **b** Type 2. **c** Type 3. **d** Type 4

1995). Rhyolite occurs mainly at Lyall Mountain, to the east of Dome Lemieux, at Tuzo and Squaw Cap Mountains, to the west of Dome Lemieux or form scattered occurrences near its center.

Intrusions

Rocks of the Lemieux Intrusive Suite from the Mont-de-l'Aigle deposit comprise mafic and felsic dikes. Four populations of igneous rocks are recognized on the basis of chondrite-normalized Rare Earth Elements (REE) patterns (Fig. 3), and trace element geochemistry: three types of mafic dikes (types 1–3) and one type of felsic

Table 1 Representative major and trace-element composition of intrusions from the Mont-de-l'Aigle deposit, Gaspé Peninsula, Quebec

Sample Dyke Type	Altered				Least-altered			
	218873 1 F02-09	218804 2 F02-07	218832 3 F02-07	218889 4 F03-13	218867 1 F02-03	218869 2 F02-08	218862 3 F03-12	218850 4 F03-17
SiO ₂ (wt%)	49.42	45.74	51.48	76.59	44.41	41.51	49.17	74.56
Al ₂ O ₃	16.63	12.74	15.67	10.25	15.10	14.38	16.01	11.83
TiO ₂	1.84	1.82	2.80	0.14	1.54	2.92	2.35	0.15
Fe ₂ O ₃ ^a	14.85	18.89	11.97	4.25	13.48	13.99	15.14	2.31
MnO	0.18	0.24	0.17	0.07	0.26	0.24	0.20	0.06
MgO	4.47	10.70	4.47	1.71	8.58	6.53	6.04	1.25
CaO	0.85	0.77	1.14	0.16	5.34	7.47	0.92	0.30
Na ₂ O	5.64	0.75	1.64	0.13	0.98	1.90	3.75	1.92
K ₂ O	0.09	0.07	5.95	4.64	3.44	1.68	1.03	6.08
P ₂ O ₅	0.27	0.40	0.65	0.03	0.20	0.57	0.61	0.03
LOI	4.56	6.64	3.57	2.17	5.78	7.89	4.29	1.20
Total	98.51	98.75	98.80	100.15	99.10	99.07	99.50	99.68
Ba (ppm)	21	32	2,052	1,551	2,018	560	291	2,710
Co	29	52	22	7	30	31	17	3
Cu	ND	ND	14	ND	52	45	ND	ND
Nb	29	18	22	16	8	24	20	18
Ni	25	50	ND	ND	98	56	ND	ND
Rb	ND	7	127	106	82	29	17	114
Sr	87	31	164	91	343	361	114	110
Th	7	4	5	17	1	2	5	18
V	237	212	189	12	211	325	222	9
W	10	11	4	ND	ND	ND	3	ND
Y	19	29	46	15	24	39	48	30
Zn	49	80	74	ND	46	62	65	ND
Zr	182	178	325	101	116	276	317	114
La	14.4	34.6	44.2	16.3	10.5	29.9	28.4	33.4
Ce	30.9	65.2	95.5	33.6	23.9	66.7	65.6	63.9
Pr	3.7	7.4	11.6	3.6	3.2	8.5	8.3	6.6
Nd	15.7	30.7	48.4	12.5	14.7	37.0	35.4	22.4
Sm	3.7	6.6	10.7	2.4	3.8	8.6	8.1	4.5
Eu	0.9	2.3	2.3	0.3	1.4	2.9	1.3	0.4
Gd	3.7	6.5	9.9	1.9	4.4	8.6	8.4	4.1
Tb	0.6	1.1	1.7	0.4	0.8	1.4	1.5	0.8
Dy	3.7	5.7	9.9	2.3	4.6	8.0	9.2	4.8
Ho	0.8	1.1	2.0	0.5	0.9	1.6	1.9	1.0
Er	2.6	3.2	6.2	1.9	2.8	4.4	5.5	3.4
Tm	0.4	0.5	0.9	0.3	0.4	0.6	0.8	0.5
Yb	2.8	2.9	5.7	2.4	2.4	3.9	4.8	3.6
Lu	0.5	0.4	0.8	0.4	0.4	0.6	0.7	0.5
ΣREE	84.8	168.3	249.9	78.9	74.4	182.8	180	150

ND Not detected

^aTotal Fe as Fe₂O₃

dikes (type 4). Representative chemical composition of each dike type is provided in Table 1, whereas the whole dataset is in Table 10 in Appendix. The mafic dikes are fine-grained, gray to green (due to high chlorite concentration) in a groundmass of quartz, and orthoclase with minor albite. Porphyritic textures are developed locally with up to 10% albite or orthoclase phenocrysts (0.1–2 mm). The accessory minerals include rutile, fluoroapatite, and minor zircon. Fluoroapatite forms idiomorphic grains (up to 70 μm) disseminated in the groundmass of mafic dikes. Mafic dikes contain up to 5% disseminated pyrite and are cut by veins and veinlets of quartz, hematite, dolomite, and pyrite.

Felsic dikes are porphyritic with up to 15% albite or orthoclase phenocrysts (0.05–1.5 mm) in fine-grained to aphanitic pale gray to pink groundmass, composed of quartz and accessory rutile. Rare chlorite is found in the groundmass of felsic dikes or replaces albite and orthoclase phenocrysts. Felsic dikes are cut by orthoclase, quartz, and hematite veins and veinlets. The absence of recognizable cross cutting relationship among the four intrusion

types precludes determination of the relative timing of emplacement.

On the Zr/TiO_2 vs Nb/Y discrimination diagram (Fig. 4a), mafic dikes span a broad compositional range from dacite to alkaline basalt with 28 to 56 wt% SiO_2 (Fig. 4b,c; Table 1; Table 10 in Appendix). Figure 4b indicates that mafic dikes are alkaline to subalkaline. However, mafic dikes plot mostly in the transitional field ($\text{Zr}/\text{Y}=4\text{--}7$), although some dikes plot in the calc-alkaline field (Fig. 4d). Type 1 dikes have concentration in Y (10–30 ppm) and Zr (60–145 ppm), lower than types 2 and 3 dikes that are enriched in Y (20–50 ppm) and Zr (140–350 ppm) (Fig. 4d; Table 1; Table 10 in Appendix). Type 1 dikes show slight positive to negative europium anomalies ($\text{Eu}_n/\text{Eu}_n^*=0.7\text{--}1.2$) and have the least fractionated REE pattern with average $\text{La}_n/\text{Lu}_n=3.8$ and $\text{La}_n/\text{Sm}_n=2.2$ (Fig. 3a; Table 1; Table 10 in Appendix). Type 2 dikes are fractionated with average $\text{La}_n/\text{Lu}_n=6.9$ and $\text{La}_n/\text{Sm}_n=2.0$, and display small negative or positive europium anomalies ($\text{Eu}_n/\text{Eu}_n^*=0.7\text{--}1.3$; Fig. 3b; Table 1; Table 10 in Appendix). Type 3 dikes are slightly fractionated (La_n/Lu_n

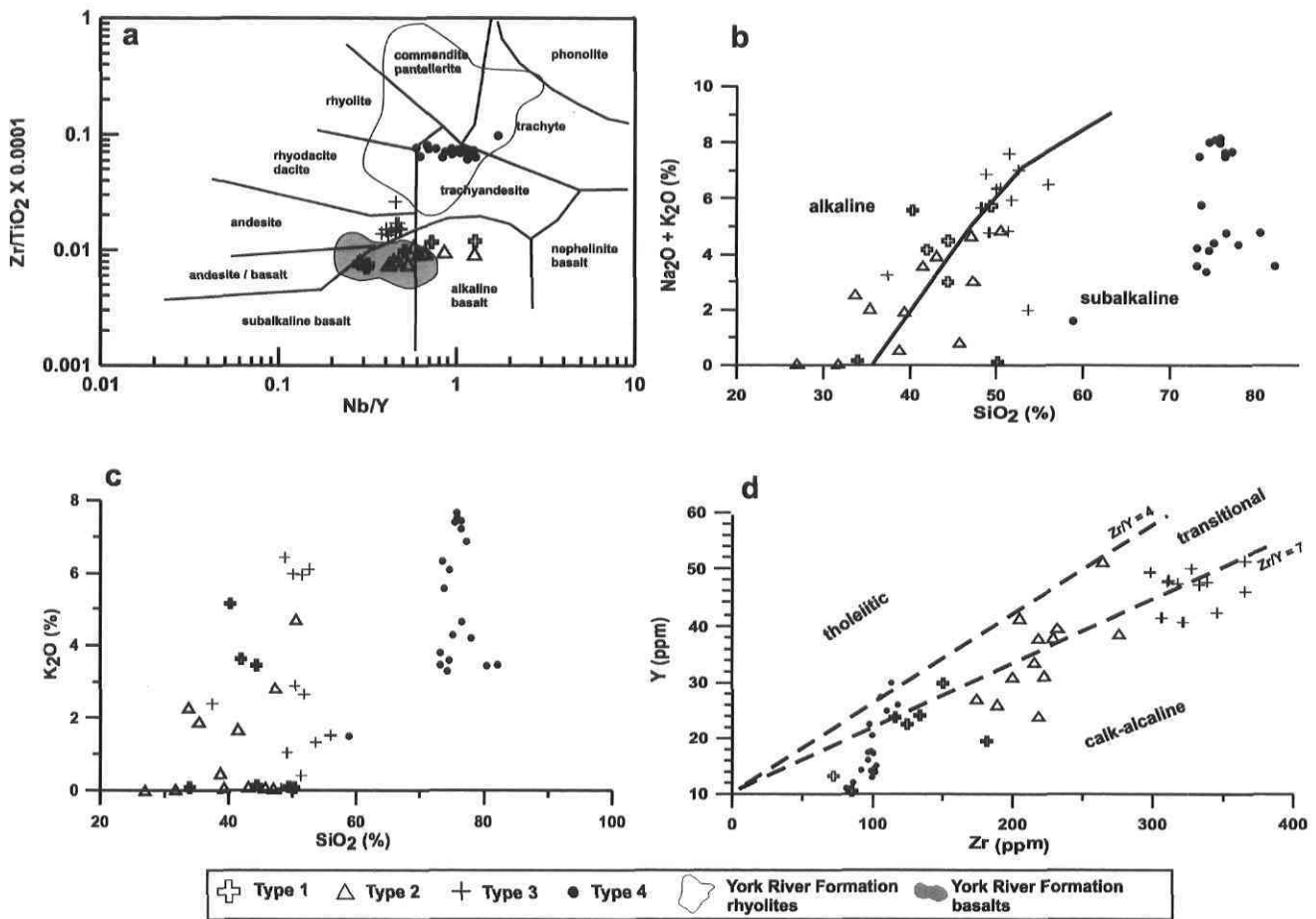


Fig. 4 Geochemistry of the Siluro-Devonian intrusions of the Mont-de-l'Aigle deposit. **a** Zr/TiO_2 vs Nb/Y diagram where field boundaries are from Winchester and Floyd (1977). Intrusions from the Mont-de-l'Aigle deposit are compared to the fields of rhyolite

and basalt from the York River Formation (Doyon and Valiquette 1991). **b** SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagram of Irvine and Baragar (1971). **c** K_2O vs SiO_2 diagram. **d** Magmatic affinity using the Y vs Zr diagram of Barrett and MacLean (1994)

$Lu_n=4.8$) with a negative europium anomaly ($Eu_n/Eu_n^*=0.4-0.9$; Fig. 3c; Table 1; Table 10 in Appendix).

Type 4 felsic dikes range in composition from trachyandesite to rhyodacite/dacite (Fig. 4a) with SiO_2 concentration ranging from 58 to 83 wt% (Fig. 4b,c), whereas K_2O ranges from 3.5 to 8 wt% (Fig. 4c; Table 1; Table 10 in Appendix). Figure 4b indicates that felsic dikes are subalkaline whereas, Fig. 4d shows that they plot mostly in the transitional field, although some dikes plot in the tholeiitic field. Type 4 dikes have concentration in Y (10–32 ppm) and Zr (80–110 ppm), lower than types 2 and 3 dikes (Fig. 4d; Table 1; Table 10 in Appendix). Type 4 dikes display a fractionated pattern enriched in light rare earth elements (LREE) with average $La_n/Sm_n=4.7$ and $La_n/Lu_n=5.9$ (Fig. 3d, Table 1; Table 10 in Appendix), but also display a small heavy REE enrichment indicated by average $Gd_n/Lu_n=0.8$. Type 4 dikes have a larger negative

europium anomaly ($Eu_n/Eu_n^*=0.3-0.6$) than types 2 and 3 mafic dikes (Fig. 3d).

Tectonic setting

The Y vs Th diagram (Fig. 5a) shows the relationship between differentiation and contamination for incompatible elements (Doyon and Berger 1997). Y is used as an immobile contamination index, whereas Th is used as differentiation index. Figure 5a shows that type 1 dikes have the most primitive composition ($\Sigma REE=84.8$ ppm; Table 1), but display evidence of crustal contamination with Y content less than 25 ppm (Fig. 5a). Types 2 and 3 dikes plot along a differentiation trend from type 1 dikes and have a signature similar to that of the mafic dikes at Mines Gaspé (Doyon and Berger 1997). Differentiation by

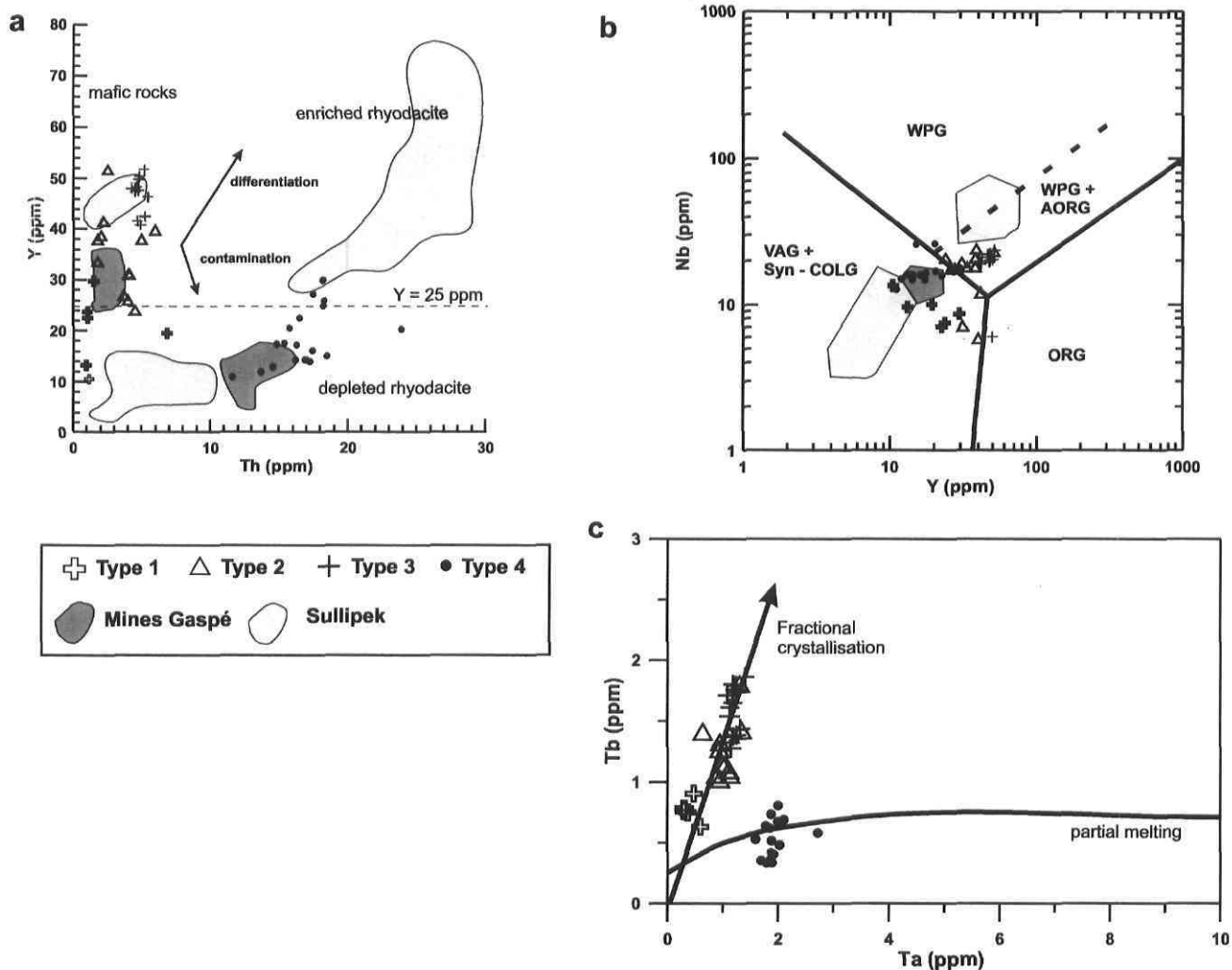


Fig. 5 Intrusions from the Mont-de-l'Aigle deposit compared to mafic and felsic intrusions from Mines Gaspé and Sullipek. **a** Y vs Th diagram illustrating the relation between contamination and differentiation trends (Doyon and Berger 1997). **b** Tb vs Ta diagram of Treuil and Varet (1973) illustrating that types 1–3 dikes are derived from fractional crystallization of a common magma,

whereas felsic dikes are derived by partial melting. **c** Nb vs Y discriminant diagram for tectonic affinity. Field boundaries are from Pearce et al. (1984). *ORG* Ocean ridge granites, *VAG* volcanic arc granites, *WPG* within plate granites, *syn-COLG* syn-collision granites, *AORG* anorogenic granites

fractional crystallization is indicated by covariation of Tb and Ta (Fig. 5b). Types 2 and 3 dikes are characterized by a within-plate affinity with two samples having volcanic arc affinity (Fig. 5c). Figure 5a shows that type 4 dikes have Y–Th composition similar to depleted rhyodacite and felsic intrusions associated with Cu-porphyry mineralization at Mines Gaspé. Felsic dikes show increased Y that could be a consequence of differentiation (Fig. 5a). Type 4 dikes have different Tb–Ta that indicates derivation by partial melting instead of differentiation from the mafic dikes (Fig. 5b). Type 1 dikes and type 4 dikes have a volcanic arc affinity similar to Sullipek mafic and Mines Gaspé felsic rocks associated with Cu-porphyry and skarn mineralization (Fig. 5c).

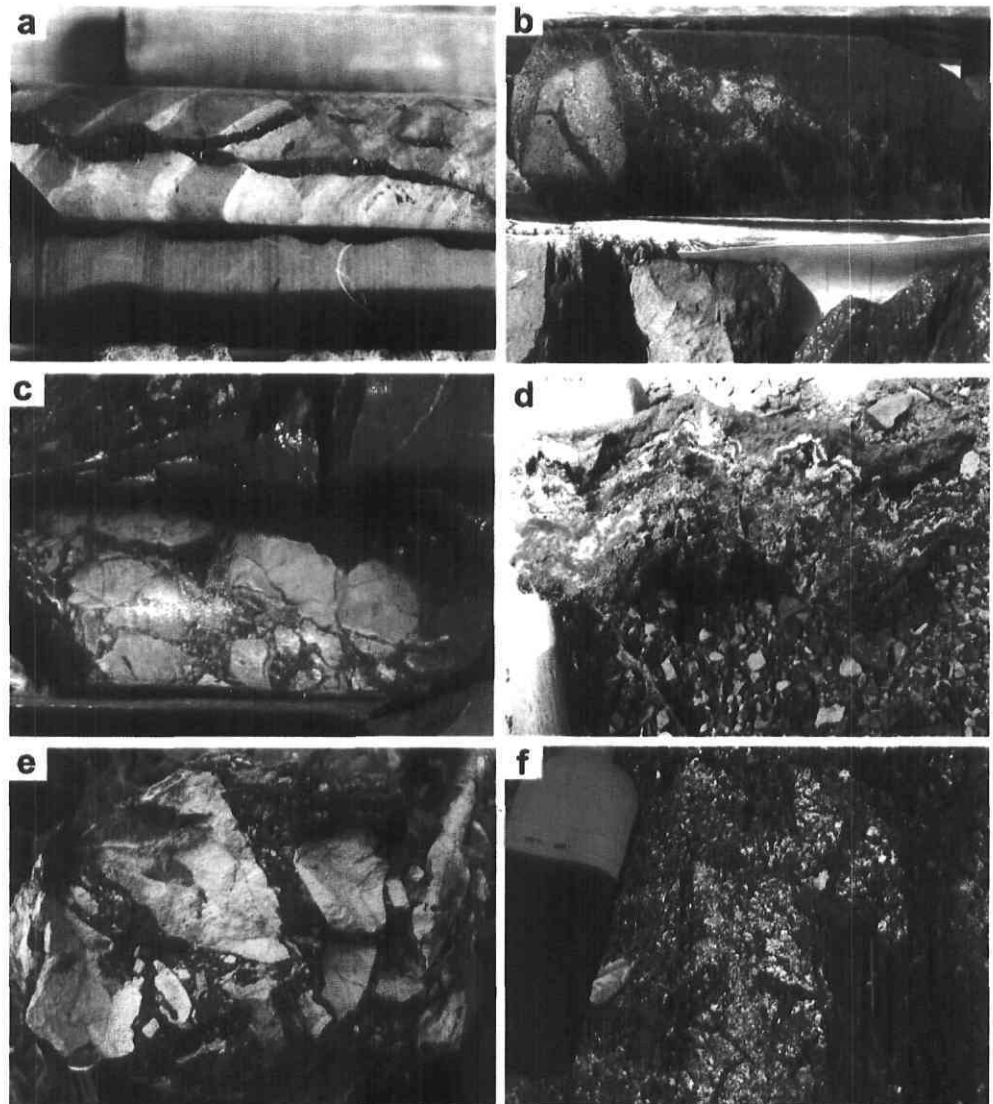
Cu–Fe (\pm Au) mineralization

The Mont-de-l'Aigle deposit is comprised of nine Cu–Fe (\pm Au) showings in the northern part of Dome Lemieux

(Fig. 2). The mineralization comprises veins, stockworks, breccias, and disseminated oxides and sulfides. Stratigraphic position of each showing is summarized in Fig. 7. Hematite veins cut hornfels (Fig. 6a) and skarns in the Saint-Léon Formation at depth (Bellehumeur and Valiquette 1993), epithermal mineralization typical of the southern part of the dome, and mafic and felsic dikes of the Lemieux Intrusive Suite (Fig. 6b) that indicate a maximum age of 398.3 ± 0.8 Ma for mineralization.

The Pardiac showing lies along a NNE–SSW fault (Fig. 2) where a mafic dike is cut by quartz–hematite–pyrite veins in the northern part of the showing. Mineralization is hosted by stockworks and breccias over a strike length of 175 m with a thickness ranging from 10 to 40 m (Figs. 6f, 7, and 8). A NW–SE cross-section of the Pardiac showing shows the spatial relationship among mafic intrusions, breccia zones, and copper mineralization (Fig. 8). The Pardiac showing (Fig. 2) is hosted by black and green limestone of the Forillon and Shiphead formations and is characterized by quartz, hematite, pyrite,

Fig. 6 Photographs of alteration and mineralization. **a** Hematite vein cutting hornfels from the Pardiac showing (core is 36.5 mm in diameter). **b** Hematite–chalcopyrite–quartz veins cutting a mafic dike from the Frenette showing (core is 36.5 mm in diameter). **c** Breccia with potassic altered fragments of mafic intrusions in chlorite-rich matrix from the Pardiac showing (core is 36.5 mm in diameter). **d** Crustiform vein from the Turcotte showing displaying alternating bands of magnetite, hematite, and dolomite. **e** Hematite-rich breccia matrix containing argillic altered fragments of sedimentary rocks, MdA showing. **f** Typical outcrop from the Pardiac showing with massive chalcopyrite, pyrite, hematite cemented by quartz



and chalcopyrite veins with local magnetite. Southeast of the fault (Fig. 8), mineralization is hosted by brecciated limestone and mafic dikes. Hematite, magnetite, and quartz commonly occur as crustiform veins, whereas pyrite and chalcopyrite occur as disseminations (5–20%) in veins, stockworks, breccia cement, and host rocks. Pyrite and chalcopyrite also form massive veins and veinlets, whereas pyrite-rich fragments occur in breccias. Drusy quartz coats small cavities at the core of veins and breccias. Two types of breccias are recognized at the Pardiac showing: (1) mineralized breccias containing subrounded hostrock fragments (1–3 cm) are cemented by hematite with less than 50% of quartz, and (2) barren breccias with jigsaw texture and angular fragments containing more than 50% quartz (Bernard et al. 2005). Grades up to 1.0% Cu over 10.5 m and 91 ppb Au over 3.5 m (Table 2) have been returned from drill holes. The host limestone is strongly silicified, chloritized, and decalcified. Breccias in mafic dikes contain potassic-altered fragments cemented by chlorite (Fig. 6c).

The Turcotte showing has a strike length of 400 m with a thickness ranging from 20 to 30 m. Mineralization is spatially related to a minor NW–SE fault. A NW–SE mafic dike is cut by hematite, pyrite, and quartz veins (Figs. 2 and 7). The Turcotte showing is hosted by chloritized and silicified limestone, mudstone, and quartzite of the Shiphead and Indian Cove formations (Fig. 2). Mineralization is characterized by hematite, magnetite, quartz, pyrite, and chalcopyrite in veins and stockworks with local breccias (Fig. 7). Mineralization occurs as zoned crustiform veins of hematite, magnetite and quartz with a late stage of drusy quartz (Fig. 6d). Some breccias contain epithermal-style amethyst and pyrite-rich fragments. The best drill intersection grades 0.16% Cu over 18.5 m (Table 2). A chlorite, hematite, and pyrite-rich quartzite bed of the Indian Cove Formation may represent stratabound manto mineralization, and is cut by a stockwork cemented by quartz, pyrite, and chalcopyrite.

The Brèche-Rio showing is a 200-m long N–S body of breccia and stockwork located at the N–S fault contact between the Indian Cove and the York Lake formations

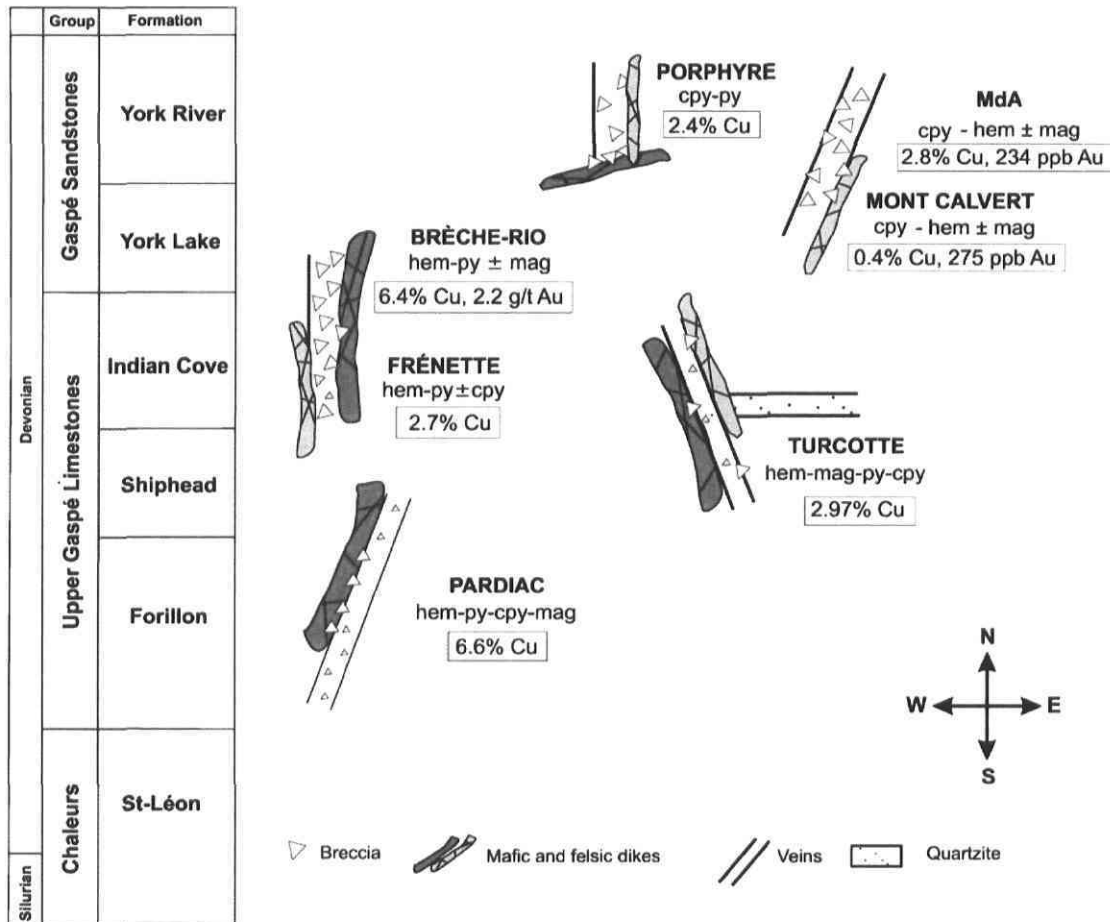
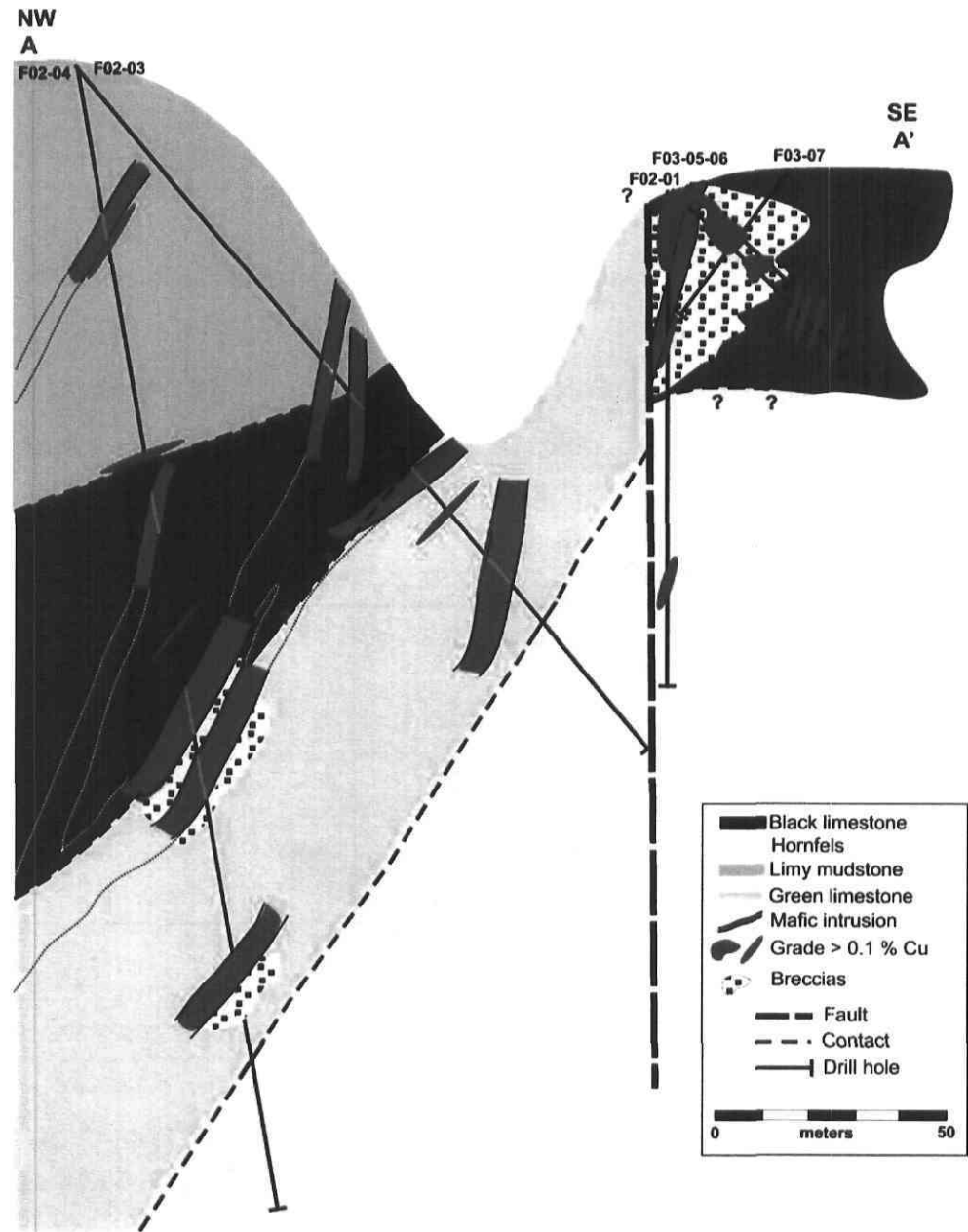


Fig. 7 Stratigraphic positions of Cu–Fe (± Au) showings from the Mont-de-l’Aigle deposit associated with faults and/or intrusions. Cu–Fe (± Au) breccias dominate mineralization in the Gaspé Sandstones group. Mineralogy and highest copper and gold grades

from grab samples for each showing is indicated. Quartzite represents stratabound mineralization at the Turcotte showing. *Cpy* Chalcopyrite; *Hem* hematite; *Mag* magnetite; *Py* pyrite

Fig. 8 Cross-section A–A' through the Pardiac showing (Fig. 2), reveals the close spatial relationship among mafic dikes, breccias, and high-copper grade (>0.1% Cu). No vertical exaggeration



(Fig. 2). Breccias contain Siluro–Devonian sedimentary rock fragments with well-developed chlorite and silica alteration, and are cemented by quartz, pyrite, and specular hematite (Fig. 7; Bernard et al. 2005). The best drill hole intersected 0.15% Cu and 117 ppm Co over 45 m (Table 2) and a grab sample in a quartz–hematite breccia has returned 2.2 g/t Au (217887; Fig. 2). One type of breccia is characterized by white clay-altered fragments cemented by massive hematite (Fig. 6e).

The Frenette showing is about 75 m long with a thickness ranging from 10 to 40 m (Fig. 2). The Frenette showing comprises pyrite–hematite–magnetite ± chalcopyrite veins, stockworks, and breccias cutting chloritized and silicified limestone and siltstone of the Indian Cove Formation and N–S mafic and felsic dikes of the Lemieux

Intrusive Suite (Figs. 2 and 7). Veins and stockworks contain up to 10% fragments of chloritized sedimentary rocks in a cement of drusy quartz, pyrite, and hematite. Breccias have massive hematite-rich matrix cut by late about 15 cm width N–S and NW–SE barite veins. The best drill intersection in this showing grades 0.11% Cu over 9.3 m (Table 2). The mafic dikes display strong chlorite alteration, whereas felsic dikes are characterized by pink potassic alteration.

The Mda showing is located along a NE–SW minor fault (Fig. 2). This showing (Figs. 2 and 7) is composed of hematite–quartz cemented breccias with fragments of altered Siluro–Devonian sedimentary rocks (Fig. 6e) and quartz–chalcopyrite ± hematite–magnetite stockworks hosted by limestone and sandstone of the York Lake and

Table 2 Base- and precious-metal assay data of selected drill holes from the Mont-de-l'Aigle deposit, Gaspé Peninsula, Quebec

Showing	DDH	Dip	Length (m)	Cu (%)	Au (ppb)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Co (ppm)
Pardiac	F02-01	90	15.0	0.17	55	76	34	—
	F02-01	90	3.5	0.16	91	69	51	—
	F02-01	90	10.5	1.00	—	90	7	—
	F03-04	45	5.9	0.56	20	70	25	75
	F03-05	45	28.0	0.21	18	84	19	56
	F03-06	45	49.2	0.14	24	98	10	44
	F03-06	45	2.25	—	45	—	—	—
Turcotte	F03-17	45	18.5	0.16	7	98	6	41
	F03-20	45	49.3	0.12	8	68	9	34
Frenette	F02-07	45	9.3	0.11	—	85	—	—
Brèche-Rio	F04-12	90	45.0	0.15	32	71	8	117
	F04-13	80	10.1	0.13	59	194	13	55
MdA	F03-02	55	15.5	0.25	100	—	—	—

York River formations. The best drill intersection grades 0.25% Cu and 0.1 g/t Au over 15.5 m (Table 2).

The Porphyre showing is hosted by York River Formation chloritized sandstone and consists of quartz–chalcopyrite–pyrite veins, stockworks, and breccias along the contacts with E–W chlorite-altered mafic and N–S potassic-altered felsic dikes (Figs. 2 and 7). Veins of massive sulfide containing parallel bands of pyrite and chalcopyrite occur locally but no iron oxides are known. The breccias intrusive and sedimentary rock fragments are chlorite-altered and cemented by quartz with disseminated chalcopyrite and pyrite.

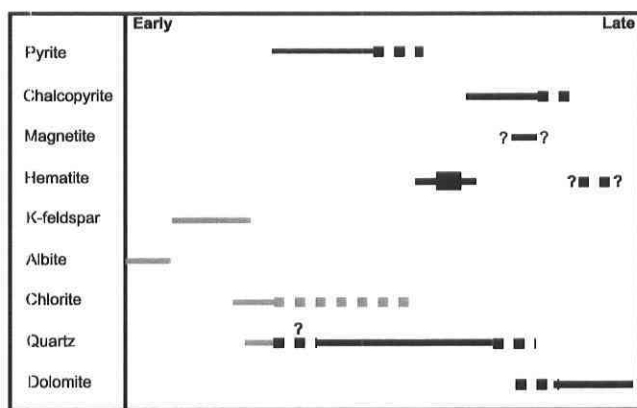
Mineralogy and paragenetic sequence

The mineral assemblage of the Mont-de-l'Aigle deposit consists of hematite ($\leq 40\%$), pyrite, chalcopyrite, and magnetite ($\leq 15\%$) with quartz, dolomite, and chlorite as gangue minerals. The generalized paragenetic sequence is divided into three main stages (Fig. 9): (1) early pervasive sodic, potassic, chlorite, and silica alteration, (2) hematite,

quartz, pyrite, chalcopyrite, and magnetite cementing veins, stockworks and breccias, and (3) late dolomite \pm hematite and barite veins and veinlets.

Pyrite occurs as euhedral to subhedral grains (10–20 μm) disseminated in host rocks or aggregates (2 mm–1 cm) in veins, stockworks, and breccias, where pyrite is interstitial to quartz, dolomite, and chlorite. Pyrite has low As (0.01–0.40 wt%) and Co contents (0.01–0.18 wt%; Table 3). Pyrite is cut by specular hematite (Fig. 10a) and is overgrown by chalcopyrite (Fig. 10b). Chalcopyrite is characterized by anhedral to subhedral disseminated grains (25–200 μm) interstitial to quartz and dolomite in veins, stockwork, or breccias. Chalcopyrite overgrows hematite needles and pyrite (Figs. 9 and 10b,d). Well-formed late drusy quartz cores veins, stockworks, and breccias.

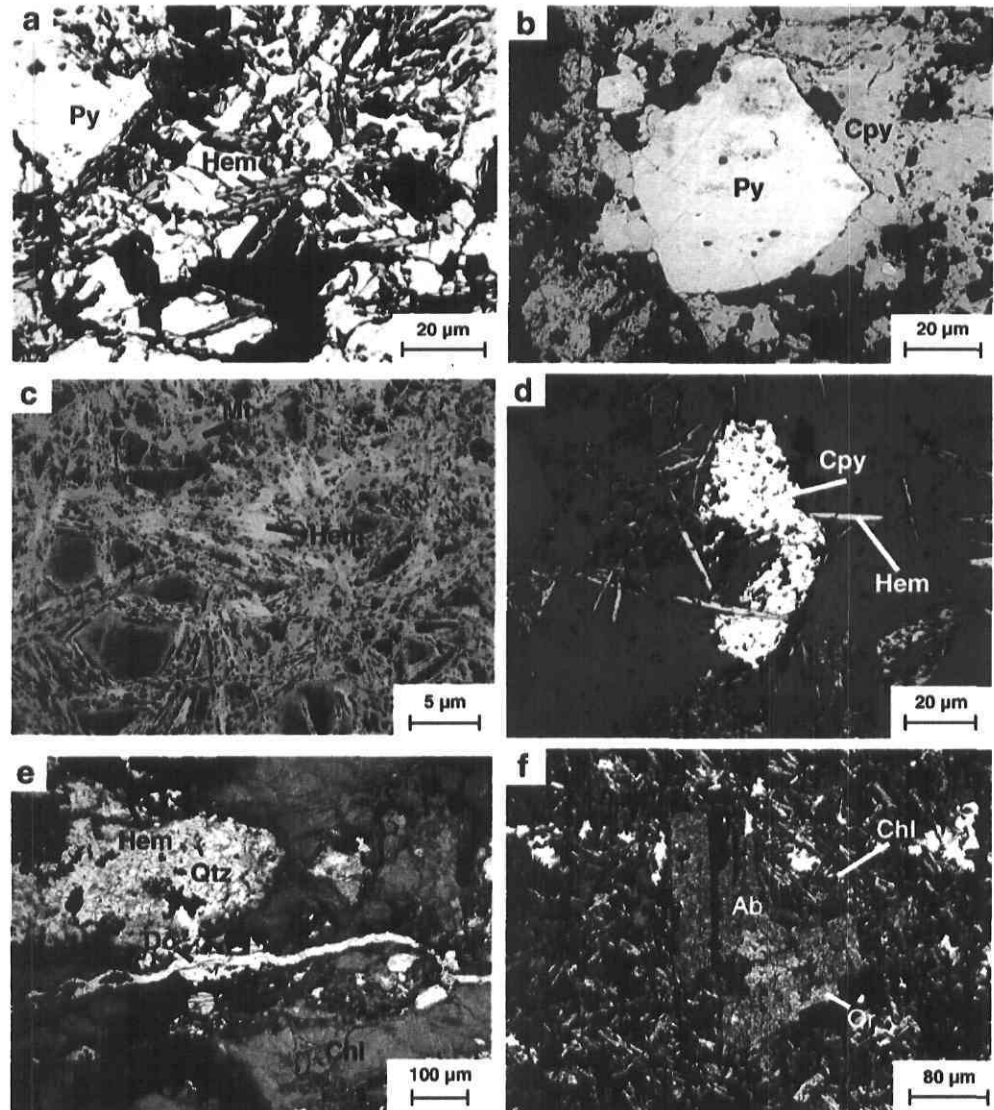
Hematite occurs as euhedral grains ranging from 10 to 50 μm that exhibit tabular habit (specular) and is associated with quartz or dolomite in veins. A first generation of abundant hematite is associated with the first stage of mineralization; whereas, the second stage hematite occurs with late dolomite veins (Fig. 9). Massive hematite forms the cement of breccias at the Brèche-Rio (Fig. 6e) and the MdA showings. Hematite replacement by pseudomorphic magnetite (mushketovite) is common in veins and breccias

**Fig. 9** Paragenetic sequence for the Mont-de-l'Aigle deposit**Table 3** Representative microprobe composition of pyrite from the Mont-de-l'Aigle deposit, Gaspé Peninsula, Quebec

Sample no.	217848	220515	217818	220514
Analysis no.	Py 1	Py 1	Py 1	Py 3
Cu (wt%)	ND	ND	ND	ND
Fe	47.94	48.37	48.15	47.89
Co	ND	ND	ND	ND
Ni	ND	0.01	ND	ND
S	51.56	51.36	52.36	52.07
As	0.20	ND	ND	0.07
Total	99.87	99.76	100.62	100.02

ND Not detected

Fig. 10 Photomicrographs of mineralization and alteration textures. **a** Pyrite cut by specular hematite (reflected plane polarized light). **b** Chalcopyrite overgrowing pyrite (reflected plane polarized light). **c** Pseudomorphic replacement of hematite by magnetite (mushketovite); reflected plane polarized light). **d** Chalcopyrite overgrowing early specular hematite (reflected plane polarized light). **e** Late dolomite veinlet cutting quartz, chlorite and hematite (transmitted light). **f** Albite phenocryst replaced by orthoclase in altered dike (transmitted, cross-polarized light). *Ab* Albite; *Chl* chlorite; *Cpy* chalcopyrite; *Do* dolomite; *Hem* hematite; *Mt* magnetite; *Or* orthoclase; *Py* pyrite; *Qtz* quartz



of the Pardiac, Turcotte, and MdA showings (Fig. 10c). Hematite has low TiO_2 (0.02–0.41 wt%) and MgO (0.01–0.04 wt%) contents (Table 4). Ferroan dolomite, locally associated with late hematite, occurs as veins and veinlets crosscutting early-mineralized rocks (Table 5; Fig. 10e). Dolomite also fills open spaces interstitial to hematite, chlorite, and quartz.

Feldspar forms a major groundmass constituent as well as phenocrysts in mafic and felsic dikes. Groundmass feldspars (Table 6) are replaced by albite_{93.6–98.9} or orthoclase_{97.16–99.64} (Table 6). Orthoclase replaces albite in phenocrysts (Fig. 10f). Chlorite replaces feldspar phenocrysts in mafic and felsic dikes.

Chlorite geothermometry

Chlorite in mafic and felsic dikes, ore veins, fresh vesicular basalt, and in a potassic altered tuff have $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ratios ranging between 0.35 and 0.80, and fall within the

pynochlorite and brunsvigite fields with minor ripidolite and diabantite chlorite (Fig. 11a; Table 7). Chlorite from mafic dikes have the largest range of $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ratios (0.35–0.80), whereas felsic dikes have a larger range of Si_{IV} occupancy (2.7–3.4; Fig. 11a). Vein chlorite has a small range of $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ of 0.40–0.70 and Si_{IV} occupancy ranges from 2.8–3.1 (Fig. 11a). In contrast, chlorite from a potassic altered tuff has a lower $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ratio (0.34), and a higher Si_{IV} occupancy around 3. The silicon and aluminum occupancy in the tetrahedral sites of all chlorite samples ranges from $\text{Si}_{2.73} \text{Al}_{1.27}$ to $\text{Si}_{3.18} \text{Al}_{0.82}$.

The Al–Si substitution in tetrahedral sites in chlorite increases with temperature (Cathelineau and Nieva 1985; De Caritat et al. 1993). Cathelineau (1988) showed that this substitution yields a geothermometer that is valid for temperatures ranging from 130 to 300°C. Chlorite from vesicular basalt yield temperatures of 229–248°C (average=238±8°C; $n=4$; Fig. 11b). Chlorite from a potassic altered tuff characterized by abundant orthoclase pheno-

Table 4 Representative microprobe composition of hematite from the Mont-de-l'Aigle deposit, Gaspé Peninsula, Quebec

Sample no.	220515	217822	217894
Analysis no.	Hem 1	Hem 1	Hem 2
SiO ₂ (wt%)	0.33	0.31	0.02
TiO ₂	0.02	0.02	0.05
Al ₂ O ₃	0.73	0.05	1.03
Cr ₂ O ₃	ND	0.06	ND
MgO	0.03	ND	ND
CaO	0.25	0.13	ND
MnO	ND	ND	ND
Fe ₂ O ₃ ^a	99.35	99.89	98.70
Total	100.71	100.46	99.80
Structural formula calculated on the basis of six oxygens			
Si	0.02	0.02	0.00
Al	0.05	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.06
Cr	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00
Fe	3.92	3.97	3.93

ND Not detected

^aTotal Fe as Fe₂O₃

crysts yield temperatures of 204–225°C with an average of 215±11°C ($n=3$; Fig. 11b; Table 7). Chlorite from mafic intrusions yield temperatures of 252–347°C (average=302±22°C; $n=31$), whereas chlorite from felsic intrusions yield temperatures of 231–332°C (average=300±32°C; $n=8$; Fig. 11b; Table 7). Chlorite from veins yield temperatures of 242–319°C (average=289±20°C; $n=17$; Fig. 11b).

Table 5 Representative microprobe composition of dolomite from the Mont-de-l'Aigle deposit, Gaspé Peninsula, Quebec

Sample no.	MdA-04-02	217822	D26	217831
Analysis no.	Cb 2	Cb 5	Cb 1	Cb 2
Mg(CO ₃) (wt%)	35.23	34.83	34.47	39.31
Ca(CO ₃)	53.50	52.63	53.17	53.34
Mn(CO ₃)	2.11	1.04	1.23	1.31
Fe(CO ₃)	8.90	12.10	11.24	5.83
Total	99.73	100.60	100.10	99.80
Structural formula calculated on the basis of six oxygens				
Mg	0.80	0.79	0.78	0.88
Ca	1.02	1.00	1.01	1.01
Mn	0.04	0.02	0.02	0.02
Fe	0.14	0.20	0.19	0.10

Table 6 Representative microprobe composition of feldspar from mafic and felsic intrusions from the Mont-de-l'Aigle deposit, Gaspé Peninsula, Quebec

Analysis no.	Orthoclase (unaltered)	Feldspar phenocryst		Groundmass feldspar	
		Or	Ab	Or	Ab
F 4		Fd 4	Fel 9	Fel 7	F 5
Sample no.	218833	217432	217898	MdA-04-04	218831
SiO ₂ (wt%)	64.83	63.89	68.99	61.84	68.00
Al ₂ O ₃	19.53	18.95	20.36	21.16	20.43
MgO	0.01	0.08	0.00	0.07	0.02
CaO	0.61	0.01	0.28	0.04	0.11
FeO ^a	0.12	0.20	0.11	0.31	0.33
Na ₂ O	2.57	0.35	11.20	0.33	11.73
K ₂ O	12.00	15.66	0.07	14.95	0.09
Total	99.65	99.13	101.02	98.70	100.71
Structural formula calculated on the basis of eight oxygens					
Si	2.96	2.97	2.98	2.89	2.96
Al	1.05	1.04	1.04	1.16	1.05
Mg	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Ca	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01
Fe	0.00	0.01	0.00	0.001	0.01
Na	0.23	0.03	0.94	0.03	0.10
K	0.70	0.93	0.00	0.89	0.01
An	4.03	0.08	2.39	0.19	0.91
Ab	16.93	2.17	97.02	2.33	98.33
Or	79.04	97.75	0.60	97.48	0.76

ND Not detected

^aTotal Fe as FeO

Alteration

Alteration of mafic and felsic dikes forms in three stages: I) early, weak sodic alteration proximal to mineralization, mainly in mafic rocks; II) peripheral potassic alteration (\pm Ca); and III) late, pervasive chlorite \pm silica alteration distal from mineralization. In sedimentary rocks, alteration is less obvious in the field and is divided into three facies: I) proximal alkali leaching, decalcification and silicification; II) weak potassic alteration with minor enrichment in sodium, and III) distal pervasive chlorite \pm silica alteration associated with iron enrichment. Element mobility during alteration was quantified by plotting immobile elements (Al, Zr, Ti, Y, Nb, and HREE) in isocon plots (Grant 1986).

Stage I sodic alteration (up to 6 wt% Na₂O) is recognized in type 3 and some type 1 dikes. Albite phenocrysts coexist with euhedral fluoroapatite, disseminated in the groundmass. The feldspar-rich groundmass is replaced by dolomite or is cut by late dolomite veinlets (Fig. 10e). Stage I alteration in type 3 dikes shows that the heavy REE were immobile during alteration and plot close to a line of constant mass with a slope of 1.02 (Fig. 12a). In stage I alteration mass gains are apparent in CaO, Na₂O,

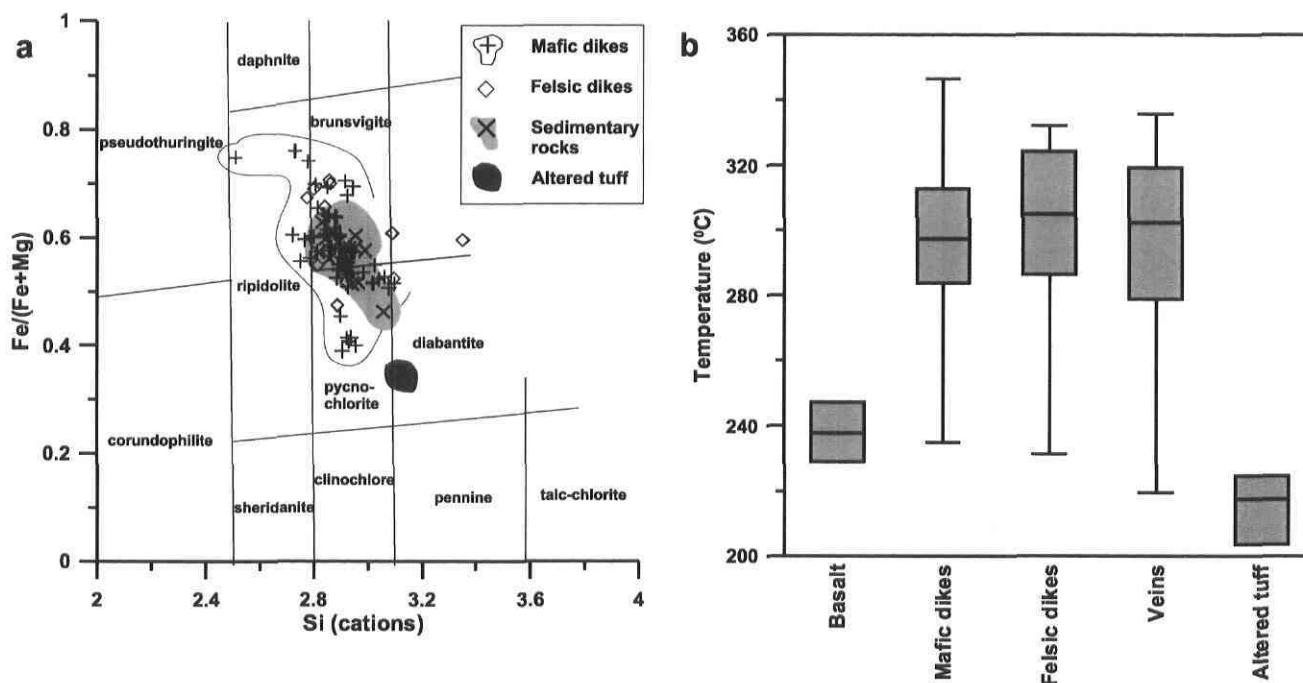


Fig. 11 Chlorite chemistry from mafic and felsic dikes, fresh vesicular basalt, veins, and a potassic altered tuff, from the Mont-de-l'Aigle deposit. **a** Fe/(Fe + Mg) vs Si cations for chlorite

(Hey 1954). **b** Calculated temperature plot from the Al^{IV} chlorite thermometer (Cathelineau 1988)

MnO, and Zn, whereas mass losses in K_2O , Ba, Sr, MgO, Fe_2O_3 , TiO_2 , and Rb occur.

Stage II potassic alteration (up to 8 wt% K_2O) overprints stage I in mafic and felsic dikes and is characterized by orthoclase, quartz, dolomite, fluoroapatite, and minor chlorite and epidote. Euhedral orthoclase replaces albite phenocrysts (Fig. 10f). The groundmass of potassic altered dikes is composed of fine-grained quartz and dolomite. Potassic alteration comprises orthoclase \pm quartz veinlets cutting stage I alteration. HREE, Nb, and Zr from stage II alteration in type 3 dikes plot close to or on a line of constant mass with a slope of 1.11 (Fig. 12b). This potassic zone displays mass gains in Rb, Ba, K_2O , and Sr, whereas Na_2O , MgO, Fe_2O_3 , and MnO are depleted. Stage II alteration is accompanied by a slight enrichment in LREE. Stage II alteration in some types 1 and 2 dikes is accompanied by a calcic alteration characterized by epidote and dolomite.

Stage III chlorite (\pm quartz) alteration occurs as veinlets, replacement of orthoclase phenocrysts, and as pervasive replacement of groundmass cutting stage II alteration. Immobile elements Ta, Nb, Ti, and Al from stage III alteration in type 4 dikes plot close to or on a line of constant mass with a slope of 0.93 (Fig. 12c). Co, Fe_2O_3 , MgO, and LOI are enriched in stage III chlorite zone whereas Na_2O , CaO, REE, and Ba are depleted.

For sedimentary rocks, the composition of fresh limestone from the Forillon Formation was used as the least-altered sample (Pilote and Lachance 2003). Facies I alkali leaching, decalcification, and silicification is characterized by $K_2O + Na_2O \leq 1.85$ wt%, $CaO \leq 0.72$ wt%, and SiO_2 up to 67 wt%. In facies I of the Forillon Formation, REEs were

immobile, plotting along a line with a slope of 0.93 (Fig. 12d). In this zone, MnO, Fe_2O_3 , Zn, Co, and MgO are enriched, whereas CaO, Sr, Rb, K_2O , Na_2O , Ba, and LOI are depleted. The large decrease in LOI is most likely due to intense decalcification. Zr, Nb, and Ti, however, plot off the isocon line, possibly due to a compositional heterogeneity in the heavy mineral fraction of the sedimentary rocks (Fig. 12d).

Facies II potassic alteration (up to 5.84 wt% K_2O) also caused a minor enrichment in sodium (up to 2 wt% Na_2O). REE in facies II altered limestone from the Forillon Formation plot along a line with a slope of 2.11 (Fig. 12e). The altered samples are enriched in Ba, Co, MnO, Fe_2O_3 , Ni, K_2O , and Zn and depleted in CaO, LOI, and Sr. The enrichment in potassium is marked by minor sericite in the alteration assemblage and the large LOI depletion indicates intense decalcification.

Facies III chlorite \pm silica alteration is peripheral to facies I and II alteration. The chlorite \pm silica alteration is associated with a Fe-enrichment (FeO_T up to 24 wt%). REE in facies III alteration of Forillon Formation were immobile, plotting along the isocon line with a slope of 1.52 (Fig. 12f). In this zone, Co, Fe_2O_3 , MnO, Zr, Cu, Ni, TiO_2 , Ba, and Zn are enriched whereas CaO, LOI, Rb, and Na_2O are depleted. The enrichment in Co, Fe, and Mn is related to pervasive chloritization. No temporal relationship is observed between facies I, II, and III alteration in sedimentary rocks.

A summary of the distribution of alteration types in intrusion and sedimentary rocks in relationship with Cu-Fe (\pm Au) mineralization is presented in Fig. 13. The type of alteration changes with the host rock type. Mafic intrusive

Table 7 Representative microprobe composition of chlorite and calculated temperature from Cathelineau (1988) from the Mont-de-l'Aigle deposit, Gaspé Peninsula, Quebec

Analysis no. Sample no.	Basalt		Mafic intrusions		Felsic intrusions	Veins	Altered tuff	
	Chl 1	Chl 2	Chl 3	Chl 5	Chl 2	Chl 1	Chl 7	Chl 1
	MdA-04-02	218833	217894	217911	217432	220515	D26	MdA-04-04
SiO ₂	28.67	27.25	24.93	26.39	29.43	26.45	27.03	31.64
TiO ₂	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Al ₂ O ₃	15.02	17.13	17.51	19.90	20.81	18.64	16.74	17.42
Cr ₂ O ₃	ND	ND	ND	0.05	ND	0.05	ND	0.06
MgO	14.86	14.19	7.65	8.16	9.59	11.87	12.53	20.49
CaO	0.15	0.11	0.02	0.03	0.06	0.10	0.25	0.43
MnO	0.34	0.45	0.69	0.57	1.26	0.45	0.57	0.34
FeO ^a	29.43	28.67	39.06	33.80	26.50	31.37	30.96	18.89
NiO	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Na ₂ O	ND	ND	ND	0.05	0.08	ND	0.05	ND
H ₂ O	11.24	11.18	10.76	11.06	11.42	11.17	11.06	12.11
Total	99.76	99.05	100.69	100.03	99.17	100.10	99.25	101.51
Structural formula calculated on the basis of 14 oxygens								
Si ^{IV}	3.06	2.92	2.78	2.86	3.09	2.84	2.93	3.13
Al ^{IV}	0.94	1.08	1.22	1.14	0.91	1.16	1.07	0.87
Ti	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	2.36	2.27	1.27	1.32	1.50	1.90	2.03	3.02
Ca	0.02	0.01	ND	ND	0.01	0.01	0.03	0.05
Mn	0.03	0.04	0.07	0.05	0.11	0.04	0.05	0.03
Fe	2.63	2.57	3.64	3.07	2.33	2.82	2.81	1.56
Ni	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Na	ND	0.01	0.01	0.01	0.02	ND	0.01	0.01
X _{Fe}	0.53	0.53	0.74	0.70	0.61	0.60	0.58	0.34
T (°C)	241	285	331	304	231	311	282	217

ND Not detected

^aTotal Fe determined as FeO

rocks have stage I alteration surrounded by stage II alteration, whereas felsic intrusive rocks display a large zone of stage II alteration. Sedimentary rocks show a proximal facies I surrounded by facies II alteration. No feldspar phenocryst is observed in facies II alteration and the potassium enrichment is lower than in stage II alteration in mafic and felsic dikes. Both altered igneous and sedimentary rocks display pervasive distal chlorite alteration, associated with Fe enrichment in sedimentary rocks.

Stable isotope geochemistry

The S isotope composition range from -0.8 to 4.8‰ for pyrite ($n=9$, average=1.8±1.6‰) and from -1.5 to 2.8‰ for chalcopyrite ($n=7$, average=0.5±1.3‰; Fig. 14a; Table 8). Overall, the sulfides have an isotopic signature around 0‰ consistent with a magmatic source for the sulfur. Pyrite and chalcopyrite pairs are not in textural equilibrium and yield calculated temperatures of 75 to

416°C using Kajiwara and Krouse (1971) that indicate isotope disequilibrium as well.

$\delta^{18}\text{O}$ values range from 6.5 to 9.5‰ for quartz ($n=19$, average=7.7±0.9‰) and from -10.4 to -5.9‰ for hematite ($n=3$, average=-8.1±2.2‰; Fig. 14b; Table 8). Quartz-hematite pairs (Table 8) yield isotope equilibrium at temperatures between 251 and 328°C, using Zheng (1991).

Discussion

Intrusions

The REE patterns of mafic dikes reflect evolution from primitive, less differentiated magma of type 1 dikes to more differentiated magma of type 3 dikes (Figs. 3 and 5). Type 1 dikes are similar to alkaline basalts of the York River Formation (Fig. 4a; Doyon and Valiquette 1991). Types 1 and 2 dikes do not have negative Eu anomalies (Fig. 3a,b), suggesting no significant plagioclase fractionation. Alter-

natively, the absence of a negative Eu anomaly may indicate a magma with a relatively high oxidation state (Eu^{+3}) in which the partition coefficient for Eu between plagioclase and melt is low, such that Eu behaves similarly to other rare-earth elements (Marschick et al. 2003). Type 3 dikes have high REE contents and negative Eu anomaly suggesting derivation via fractional crystallisation of type 1 magma (Figs. 3c and 5b). The fractionated REE patterns of type 4

dikes are similar to that of rhyolite from the York River Formation (Figs. 3d and 4a; Doyon and Valiquette 1991). Type 4 dikes have negative Eu anomalies indicative of fractionation via plagioclase crystallization.

Intrusions at the Mont-de-l'Aigle deposit are coeval with felsic volcanism of the York River Formation. Whalen et al. (1994) suggested that melting of the crust during the Siluro-Devonian was likely associated with lithospheric

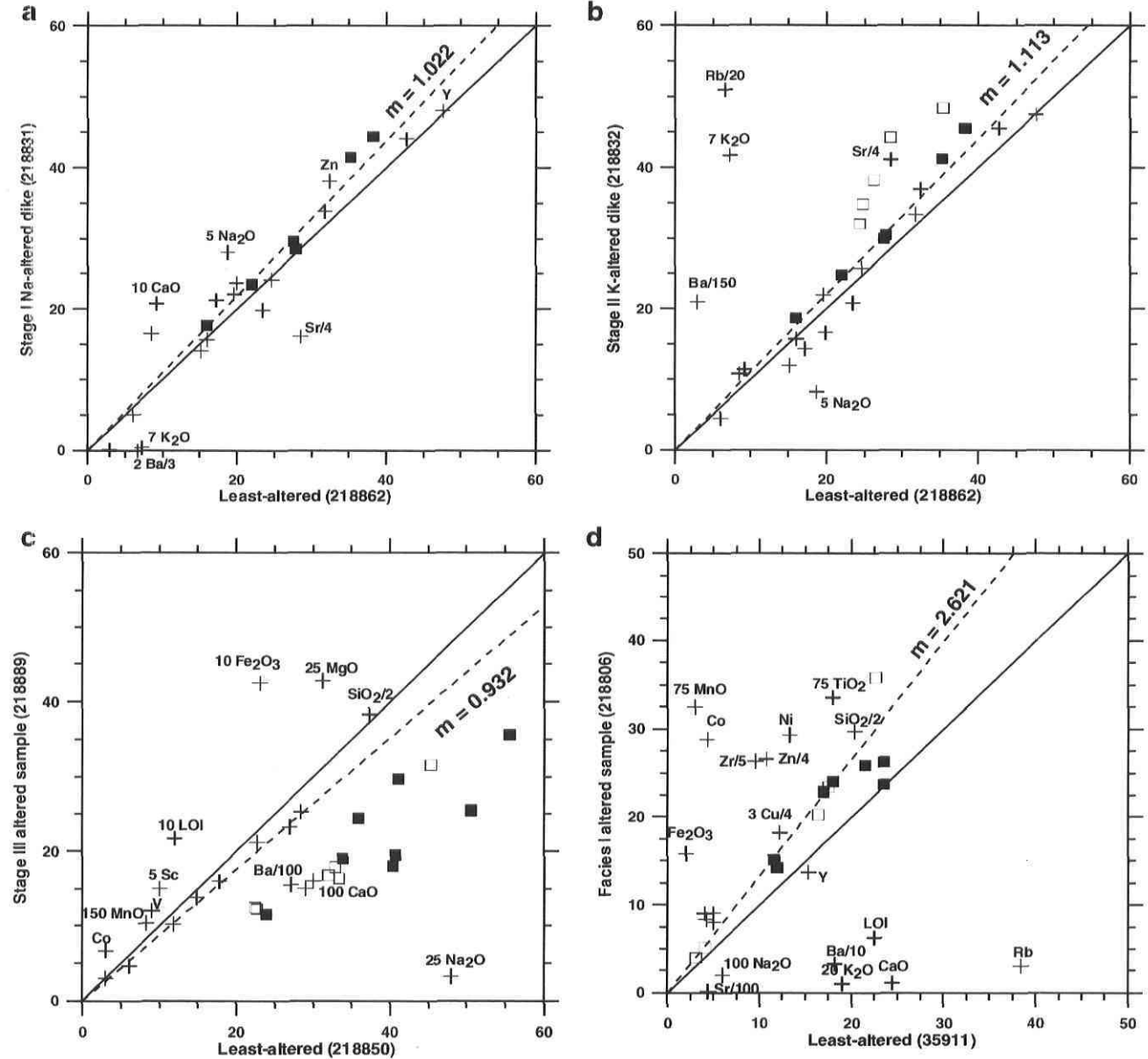


Fig. 12 Isocon diagrams for intrusions and sedimentary rocks calculated according to Grant (1986). **a** Comparison of representative stage I alteration type 3 dike (218831), with least-altered type 3 dike (218862). **b** Comparison of representative stage II alteration type 3 dike (218832) with least-altered type 3 dike (218862). **c** Comparison of representative stage III alteration type 4 dike (218889) with least-altered type 4 dike (218850). **d** Comparison of representative facies I alteration (218806), with representative least-altered Forillon Formation (35911). **e** Comparison of representative

facies II alteration (218818) with representative least-altered Forillon Formation (35911). **f** Comparison of representative facies III alteration (218805) with representative least-altered Forillon Formation (35911). The isocon (*dashed line*) with slope (m) is drawn through immobile elements. Elements that display important mass gains or losses are labeled. *Filled squares* represent heavy rare earth elements, whereas *open squares* are light rare earth elements. Data from Table 1 and Appendix. Least-altered Forillon Formation sample 35911 is from Pilote and Lachance 2003

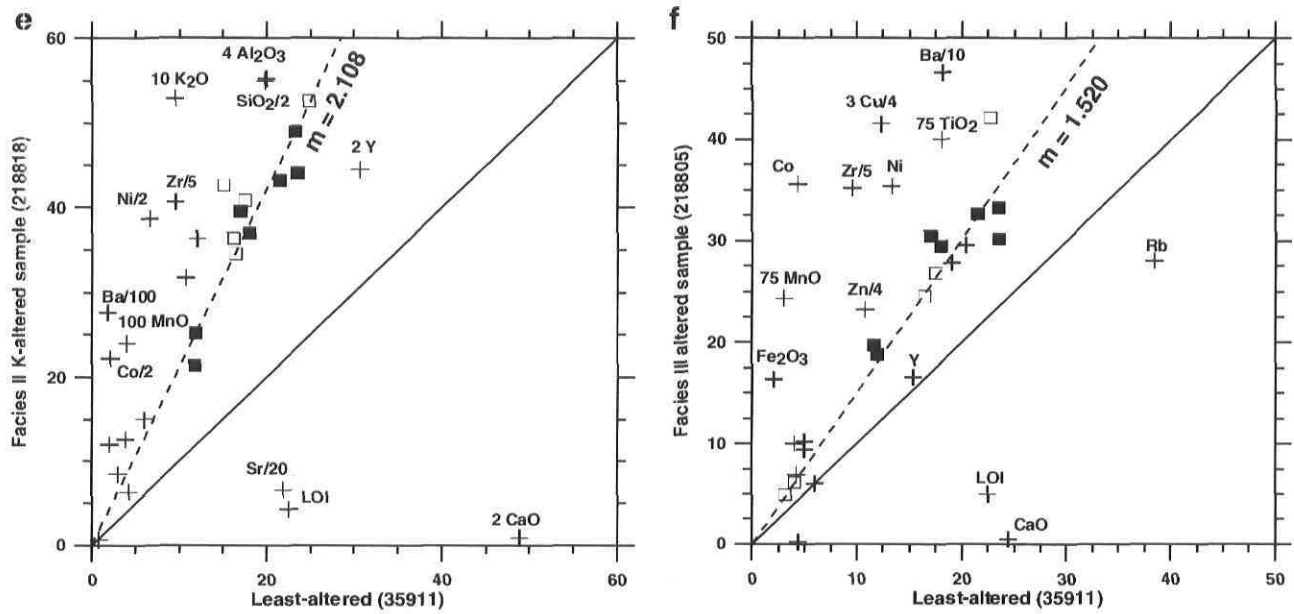
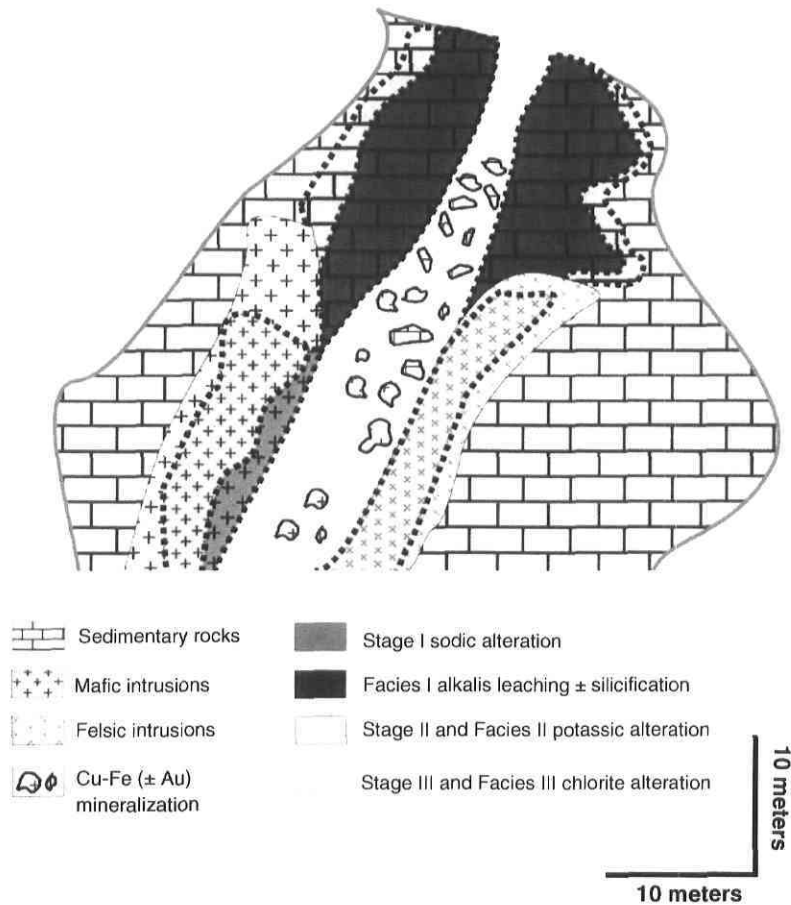


Fig. 12 (continued)

delamination or crust–mantle detachment. Transitional granites were derived from this lithospheric delamination as a result of extension and collapse of the crust, thinning of

the lithosphere and rise of hot asthenosphere after compressive deformation had ceased (Winter 2001). The mafic magmas are interpreted to have reached surface via

Fig. 13 Schematic representation of the spatial relationship between alteration stages and facies in intrusions and sedimentary rocks and Cu–Fe (± Au) mineralization



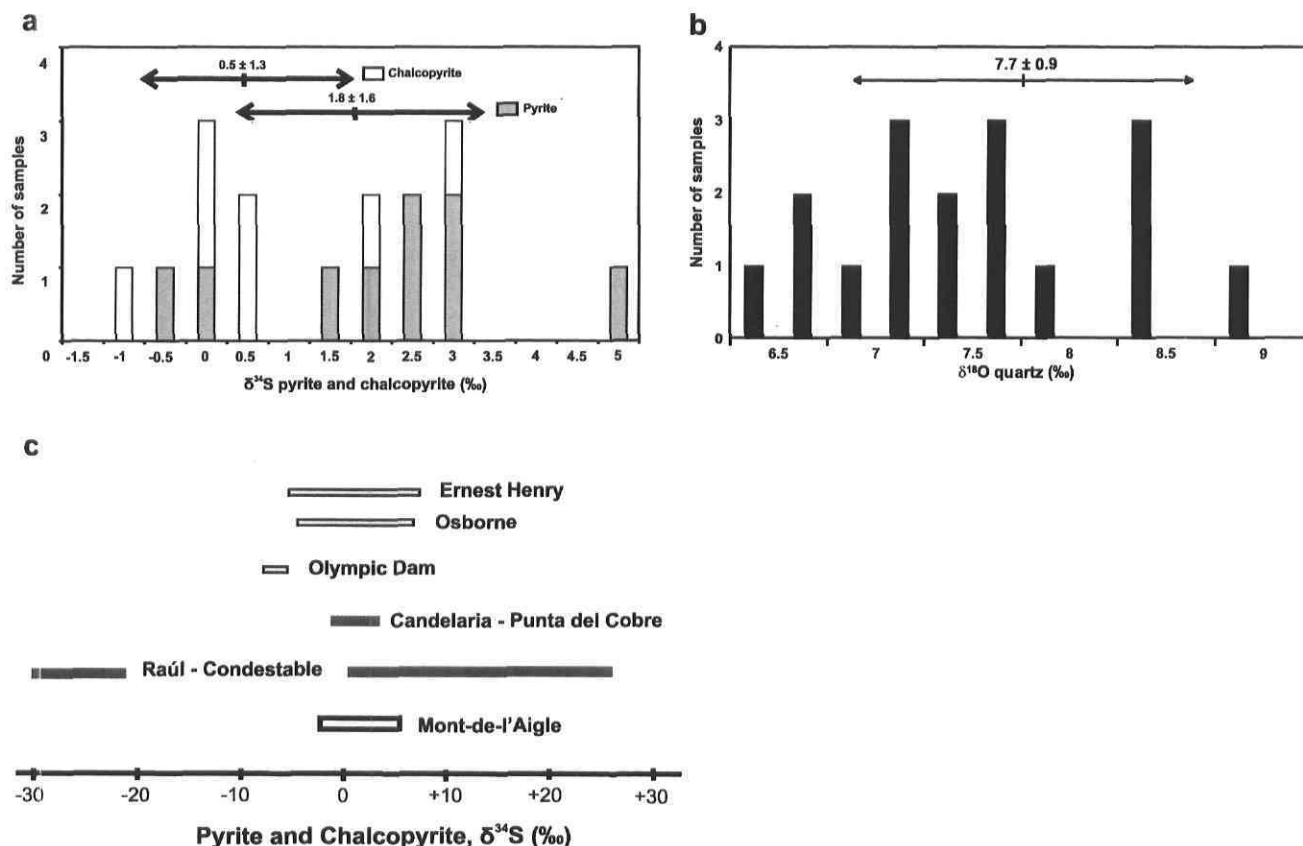


Fig. 14 Distribution of sulfur and oxygen stable isotopes in the Mont-de-l'Aigle deposit (Table 8). **a** $\delta^{34}\text{S}$ values for pyrite and chalcopyrite. **b** $\delta^{18}\text{O}$ values for quartz. **c** Range in $\delta^{34}\text{S}$ for selected

IOCG deposits: Osborne, Ernest Henry (Williams and Pollard 2001), Olympic Dam (Mark et al. 2002), Candelaria–Punta del Cobre and Raúl Condestable (Sillitoe 2003)

normal faults in an extensional setting. This is consistent with the close spatial relationship between intrusions and faults (Figs. 2 and 8). Heat from upwelling mantle generated partial melt in crustal rocks producing felsic magmas and accounts for bimodal magmatism in extensional settings (Winter 2001). The Lemieux Intrusive Suite was likely derived from intracontinental orogenic collapse decompressional melting after regional compression during the Acadian Orogeny. The Tb–Ta data (Fig. 5b) supports the interpretation that mafic intrusions were derived from similar parent magma via fractional crystallization whereas, type 4 dikes were derived from partial melting of continental crust. Pearce et al. (1984) suggested that depleted rhyolites ($Y \leq 25$ ppm; Fig. 5a) overlapping the field of volcanic arc granite and collisional-granite in the Nb vs Y diagram, such as type 4 dikes (Fig. 5c), were likely derived from partial melting of the continental crust. Type 4 felsic dikes are chemically similar to the dacitic porphyry of the Sullipek–Est and Copper Mountain (Mines Gaspé) deposits (Wares 1983).

The Siluro–Devonian dikes at the Mont-de-l'Aigle deposit are older than Cu–Fe (\pm Au) mineralization and alteration, but they could be precursors of the hydrothermal system. As with many IOCG deposits worldwide (Ray and Webster 2000; Sillitoe 2003; Williams et al. 2005), the

Mont-de-l'Aigle deposit does not appear to be spatially related to a specific intrusion. Intrusions at the Mont-de-l'Aigle deposit (398.3 ± 0.8 Ma; Pilote and Lachance 2003) are older than those at Mines Gaspé deposits (384.9 ± 2.5 Ma) and the McGerrigle plutonic complex (391.9 ± 3.4 Ma) (Whalen et al. 1991; Stephenson et al. 1998), perhaps indicating that they were a precursor of widespread regional felsic plutonism.

Comparison of the Mont-de-l'Aigle deposit with IOCG, porphyry, and skarns deposits

The Mont-de-l'Aigle deposit displays several characteristics similar to those of IOCG deposits, whereas other characteristics are atypical of IOCG deposits. To classify the Mont-de-l'Aigle deposit, its significant attributes are compared to those of Candelaria–Punta del Cobre, Olympic Dam and Wernecke Mountains IOCG, Mines Gaspé Cu–Mo porphyry and Sullipek Cu–skarn deposits (Table 9).

Paleozoic IOCG deposit are uncommon but some examples include stratiform and diatreme-shaped iron deposits in the Bafq–Seghand district in central Iran (Taghizadeh 1977; Förster and Knittel 1979; Förster

Table 8 Stable isotope data from the Mont-de-l'Aigle deposit, Gaspé Peninsula, Quebec

Showing	Sample no.	Description	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-SMOW)		$\delta^{34}\text{S}$ (‰, V-CDT)	
			Quartz	Hematite	Pyrite	Chalcopyrite
Frenette	162297	Qtz-hem-mt vein	8.9			
	220579	Qtz vein	7.7			
Brèche-Rio	189603	Qtz vein	7.8			
	217887	Cement of breccia	6.6			
	217915	Cement of breccia	8.3			
	217919	Cement of breccia	7.7			
	217923	Cement of breccia	9.4			
	217927	Cement of breccia	7.4			
	217933	Hem-qtz vein	7.7	-10.4		
East of Pardiac	218005	Cement of breccia	6.7			-1.5
	218006	Cement of breccia			2.2	
Porphyre	217813	Massive py-cpy vein			1.6	
	217937	Brecciated vein				2.8
Pardiac	217844	Cement of breccia	7.1			
	217903	Cement of breccia				1.9
	217938	Hematite vein	7.0			
	217939	Hem-py vein			2.7	
	220502	Hem-py vein cutting black mudstone			-0.8	
	220504	Hem-py vein cutting black mudstone	7.5			
	220505	Hem-py-mt vein cutting black mudstone			4.8	
	220507	Hem-py vein cutting black mudstone	7.1			
	220508	Hem-py-cpy vein cutting black mudstone				-0.3
	220513	Hem-py vein cutting black mudstone		-5.9	-0.2	
	220516	Hem-py vein cutting black mudstone				0.0
	220520	Hem-py vein cutting black mudstone	6.5			
	220523	Hem-py vein cutting black mudstone		-8.1		
220578	Stockwork			2.5		
Hupé	189617	Cement of breccia	9.5			
	189618	Cement of breccia	8.5			
	217876	Stockwork	8.5			
Duchesne	189634	Stockwork	7.1			
	189646	Stockwork			2.6	
	218008	Disseminated in black limy mudstone			1.2	
	218010	Disseminated in black limy mudstone				0.3
	D26	Hem-cpy-mt vein				0.4

Cpy Chalcopyrite, *Hem* hematite, *Mt* magnetite, *Py* pyrite, *Qtz* quartz

1990; Hitzman et al. 1992), stratiform deposits in the Avnik district of southeastern Turkey (Helvacı 1984; Hitzman et al. 1992) and massive hematite veins in the Rotliegendes volcanic rocks, Germany (Schmidt Mumm and Wolfgramm 2004). Carbonate host rocks are unusual for IOCG type deposits, although IOCG deposits hosted by carbonate-bearing sequences are recognized at Candelaria–Punta del Cobre, Chile, and Cloncurry, Australia (Table 9; Mark et al. 2002; Marschick and Fontboté 2001; Sillitoe 2003; Mark et al. 2004; Oliver et al. 2004). Several Lower Cretaceous IOCG deposits in the Coastal Cordillera of Chile are hosted by clastic sedimentary (sandstone, con-

glomerate) and volcanic rocks such as the Teresa Colmo deposit (Hopper and Correa 2000). The Wernecke Mountains deposit (Yukon, Canada) includes breccia bodies cutting Middle Proterozoic mudstone, siltstone, and dolostone (Table 9; Lane 1990; Hitzman et al. 1992; Hunt et al. 2005). Some IOCG deposits are interpreted to form where a contact metamorphic aureole is affected by circulating hydrothermal fluids after peak metamorphism (Pollard 2002). Hornfels occurs at depth at the Mont-de-l'Aigle deposit (Fig. 8; Bellehumeur and Valiquette 1993). At Mines Gaspé, a Devonian porphyry associated with Cu-skarne deposits is in contact with calc-silicate hornfels in

Table 9 Comparison of the Mont-de-l'Aigle deposit and other magmatic-hydrothermal deposits

	Mont-de-l'Aigle deposit, Canada	Candelaria-Punta del Cobre, Chile	Olympic Dam, Australia	Wernecke Mountains, Canada	Mines Gaspé, Canada	Sullipek, Canada
Host rocks	Limestones, siltstones, mafic and felsic intrusions	Volcanic and volcanoclastic rocks, limestone	Intrusions, volcanoclastic, sedimentary rocks	Clastic sedimentary rocks	Limestones, felsic intrusions	Limestones, felsic intrusions
Age mineralization	Siluro-Devonian (<398 Ma)	Cretaceous (115 Ma)	Proterozoic	Proterozoic	Paleozoic (384.9±2.5 Ma)	Paleozoic
Metamorphism	Sub-greenschist	Greenschist to amphibolite	Sub-greenschist	Greenschist to amphibolite	Contact metamorphism, greenschists	Contact metamorphism, greenschists
Tectonic setting	Intracontinental orogenic collapse	Back-arc basin	Anorogenic	Intracratonic basin	Intracontinental orogenic collapse	Intracontinental orogenic collapse
Deposit style	Breccias, stockworks, veins	Veins, breccias, replacement and stringer bodies	Breccias	Breccias	Skarns, veins, stockworks	Skarns, hornfels, veins
Sulfur isotopes	-1.5 to 4.8‰	-0.7 to 3.1‰	-6 to -9‰		6 to 12‰	
Fluids inclusions	T=280-347°C, Salinity = 0-26 wt% NaCl equivalent	T=220-310°C, Salinity = 12-24 wt% NaCl equivalent	T=100-300°C, Salinity = 7-42 wt% NaCl equivalent		T=150-350°C Salinity = 15-47 wt% NaCl equivalent	
Ore mineralogy	Hematite, chalcopyrite, pyrite, magnetite	Magnetite, hematite, chalcopyrite, pyrite	Hematite, pitchblende, pyrite, chalcopyrite, chalcocite, bornite	Magnetite, hematite, pyrite, chalcopyrite	Pyrrhotite, chalcopyrite, molybdenite, pyrite	Pyrite, chalcopyrite, molybdenite, bornite
Alteration	Sodic, potassic, decalcification, silicification, chloritization	Calcic, potassic, sodic, carbonatization	Hematite and sericite alteration, silicification, potassic	Potassic, sericitic, sodic, bleaching	Skarns, hornfels, argillic, sericitic, potassic, bleaching	Skarns, hornfels, sodic, potassic, sericitic

Candelaria Marschik and Fontboté 2001; Sillitoe 2003; Marschik et al. 2003, *Olympic Dam* Hitzman et al. 1992; Haynes et al. 1995; Hitzman 2000; Pollard 2002, *Wernecke Mountains* Laznicka and Edwards 1979; Hitzman et al. 1992; Thorkelson et al. 2001, *Mines Gaspé* Shelton and Rye 1982; Allcock 1982; Shelton 1983, *Sullipek* Wares 1986

rocks of the Shiphead Formation (Table 9; Allcock 1982; Shelton 1983).

Pollard (2002) suggested that intrusions associated with IOCG deposits are typically granite that formed by partial melting of older middle to lower crusted rocks with a variable mantle input (Table 9; Creaser 1996; Pollard et al. 1998). In several IOCG deposits, such as Mantoverde and Candelaria–Punta del Cobre, mineralization is distal to plutonic complexes, but yields ages similar to those of the plutons (Sillitoe 2003; Williams et al. 2005). Sillitoe (2003) suggested a close genetic relationship between IOCG deposits in northern Chile and plutons with dioritic composition.

The tectonic setting for the Mont-de-l'Aigle deposit intrusive rocks is most likely an intracontinental orogenic collapse, one of the end-member tectonic environments typical for IOCG deposits (Table 9; Hitzman 2000). The Olympic Dam deposit formed in an anorogenic setting characterized by voluminous felsic plutonic and volcanic rocks with lesser mafic igneous rocks (Table 9; Hitzman 2000). Mines Gaspé and Sullipek deposits likely formed in an extensional setting that is atypical for porphyry and skarn deposits, that are typically found in oceanic or continental convergent margins (Guilbert and Park 1986; Meinert 1993; Doyon and Berger 1997).

Veins and breccia matrix of the Mont-de-l'Aigle deposit have $\delta^{18}\text{O}$ values ranging from 6.5 to 9.5‰ (Table 8; Fig. 14b). The $\delta^{18}\text{O}$ values for the fluid from which quartz precipitated ranged from -0.4 to 2.6‰ at 300°C using Clayton et al. (1972), indicating that meteoric or seawater had reacted with the country rocks. Salinity of fluid inclusions in hematite-chalcopryrite from the northern part of Dome Lemieux (0–26 wt% NaCl equivalent; Stevens 1986) overlaps the lower range of salinities reported for Olympic Dam (7–42 wt% NaCl equivalent; Haynes et al. 1995). Salinity from the Mont-de-l'Aigle deposit is comparable to that of Candelaria–Punta del Cobre district (12–24 wt% NaCl equivalent; Marschick and Fontboté 1996). Lower salinity in mineralization of the Mont-de-l'Aigle deposit could explain the limited albitization (Na-addition) relative to the regionally extensive albitization in IOCG deposits that is associated with high salinity fluids (Pollard 2001, 2002; Oliver et al. 2004).

The Mont-de-l'Aigle deposit $\delta^{34}\text{S}$ values range from -1.5 to 4.8‰, overlapping those of Australian and Andean IOCG deposits that are near 0‰ (Fig. 14c), and that indicate a magmatic source of sulfur. The composition of this magmatic sulfur may reflect a component derived via leaching of the underlying volcanic rocks or a direct contribution from magmatic fluids. The hydrothermal fluids that formed the Mont-de-l'Aigle deposit could be the result of mixing of a saline magmatic fluid with meteoric water, a model proposed for Olympic Dam and Candelaria–Punta del Cobre (Haynes et al. 1995; Marschick and Fontboté 2001). Sulfide $\delta^{34}\text{S}$ values at

Mines Gaspé are relatively uniform near -1‰ suggesting also an igneous source for the sulfur (Shelton and Rye 1982; Shelton 1983).

Fe-rich chlorite composition shows no variation with respect to the composition of host rocks (Fig. 11a), indicating that chlorite composition was controlled primarily by the fluid and therefore a high fluid/rock ratio. Temperatures estimated from Mont-de-l'Aigle deposit chlorite are higher in altered intrusions and veins (280–347°C) than in basalt and potassic tuff (204–248°C; Fig. 11b), possibly distinguishing hydrothermal chlorite from low-grade metamorphic chlorite. Chlorite formed during the late alteration stage (post-hematite) may not record the peak temperature of the hydrothermal system. The temperature range of hydrothermal chlorite is comparable to the range in oxygen isotope equilibrium temperatures of quartz–hematite (251–328°C). The chlorite temperatures are within the range of fluid inclusions homogenization temperatures (295–460°C; Stevens 1986) for development of hematite–pyrite–chalcopryrite veins of the northern part of Dome Lemieux. The temperature range is also comparable to that estimated from chlorite at Punta del Cobre, Chile (220–310°C; Table 9; Marschick and Fontboté 1996) and at Starra, Australia (319–366°C; Rotherham 1997b). It is at the higher end of the temperature range (100–300°C) proposed by Hitzman et al. (1992) for high-level, hematite-dominated IOCG deposits (Table 9).

IOCG deposits are characterized by a wide range of low-grade grades (Sillitoe 2003). The Teresa del Colmo deposit, Chile has resources of 70 Mt at 0.8% Cu with only trace of gold (Hopper and Correa 2000; Sillitoe 2003), whereas the Osborne deposit from the Cloncurry district has resources of 11.2 Mt at 3.51% Cu and 1.49 g/t Au (Mark et al. 2002; Williams et al. 2005). The range of gold grades from the Mont-de-l'Aigle deposit (up to 2.2 g/t Au) is comparable to the range of gold grades in Andean IOCG (Sillitoe 2003).

The most distinctive feature of the Mont-de-l'Aigle deposit is the abundance of hematite mineralization (Table 9). Pseudomorphic replacement of this early hematite by magnetite (mushketovite) could indicate an increase in temperature and/or a shift to more reduced conditions during mineralization (Marschick and Fontboté 2001). Mushketovite is a typical feature of the Candelaria–Punta del Cobre deposit and is probably widespread in IOCG deposits (Rotherham 1997a; de Haller 2000; Marschick and Fontboté 2001; Requía et al. 2003). In deposits formed at shallow-levels where surficial fluids infiltrated in the hydrothermal system, alteration is dominantly sericitic, and the main iron oxide is typically hematite, whereas magnetite is dominant in deeper-seated deposits (Pollard 2002).

Australian IOCG deposits are characterized by low SiO_2 content, and the absence of quartz veins, whereas Andean IOCG deposit gangue mineralogy consists predominantly

of quartz and anhydrite at Candelaria, and calcite and/or quartz at Punta del Cobre (Marschick and Fontboté 2001; Sillitoe 2003). The Wernecke breccias are characterized by late, disseminated or vein, dolomite associated with specular hematite (Thorkelson et al. 2001; Hunt et al. 2005). At the Frenette showing, late N–S and NW–SE barite veins cut the hematite matrix-rich breccias, a characteristic similar to the Olympic Dam deposit (Hitzman et al. 1992) and the Cloncurry district (Mark et al. 2004).

Hitzman (2000) noted that some porphyry copper deposits contain alteration suites similar to those of IOCG deposits. IOCG deposits are generally associated with sodic-potassic, potassic, or sericitic alteration depending on the degree of interaction of the mineralizing fluid and host rocks (Table 9; Hitzman 2000). Hitzman et al. (1992) indicated that alteration in IOCG deposits is zoned with respect to depth, whereas porphyry deposits are associated with envelopes of potassic, propylitic, phyllic, and/or argillic alteration that are commonly centered on the porphyry intrusions related to mineralization (Corbett and Leach 1998). Regionally developed sodic–calcic alteration, typical of IOCG deposits formed deep in the crust (Hitzman 2000), may also occur in porphyry deposits such in the Ann-Mason deposit, Nevada where Dilles and Einaudi (1992) suggested that the sodic–calcic alteration resulted from influx of heated saline formation waters and pointed out that several other porphyry districts and a number of systems are hosted by sodic and calcic alteration. Oliver et al. (2004) concluded that albitization in the Cloncurry district resulted from mixing of magmatic S-bearing fluids and brines, the latter probably initially of igneous derivation, but extensively modified by wall-rock interaction. Lower temperature IOCG deposits show minor or no regional Na–Ca alteration, whereas potassic alteration is associated with hematite-rich deposits formed at shallow depth such as in the Candelaria–Punta del Cobre (Sillitoe 2003) and Olympic Dam deposits (Table 9; Hitzman et al. 1992). An early pervasive albitization preceded potassic alteration at the Punta del Cobre district (Marschick and Fontboté 1996, 2001); whereas the Wernecke breccias contain igneous clasts with primary plagioclase replaced by albite, potassium feldspar, and scapolite (Table 9; Thorkelson et al. 2001; Hunt et al. 2005). The large chlorite alteration zone at the Mont-de-l'Aigle deposit is similar to that observed at Mantoverde, Peru (Vila et al. 1996). At Olympic Dam, the intense sericite–chlorite alteration has been linked to hydrogen ion production during sulfate reduction (Haynes et al. 1995). Lack of significant sericite alteration at the Mont-de-l'Aigle deposit perhaps indicates that acidity instead was neutralized reaction with carbonate host rocks as recorded by decalcification proximal to the mineralization.

Genetic evolution of Mont-de-l'Aigle mineralization

The Mont-de-l'Aigle deposit displays features similar to those at other deposits in the Gaspé Peninsula where mineralization is associated with syn- to late Acadian porphyritic intrusions in Paleozoic calcareous rocks. Felsic dikes from the Mont-de-l'Aigle deposit are geochemically similar to those associated with Mines Gaspé and the Sullipek deposit but they are older (398 Ma) than the felsic dikes from Mines Gaspé (385 Ma; Fig. 5a,b; Stephenson et al. 1998; Pilote and Lachance 2003). Epithermal quartz–sphalerite–galena–carbonate–amethyst veins at Mine Federal are interpreted to be coeval with felsic volcanism of the York River Formation (Stevens 1986). This epithermal mineralization is older than the IOCG mineralization because amethyst fragments occur in Mont-de-l'Aigle breccias. Hornfels of the Mont-de-l'Aigle deposit resulted from contact metamorphism by granitic sills at depth, preceded IOCG alteration and mineralization. IOCG mineralization is therefore postdike emplacement, contact metamorphism and epithermal mineralization.

Stevens (1986) proposed that the hydrothermal fluids that formed the epithermal mineralization were likely driven by heat from a deep-seated pluton that also uplifted Dome Lemieux. Fe, Cu, Co enrichment, and sulfur isotope composition at the Mont-de-l'Aigle deposit suggest involvement of a mafic to intermediate magma (Pollard 2002; Thorkelson et al. 2001). Pollard (2002) concluded from several lines of evidence that fluids derived from contemporaneous magmas played a major role in the formation of sodic–calcic alteration and Cu–Au mineralization. The deep-seated pluton might have exsolved magmatic fluids (Sillitoe 2003) that migrated upward, such that intense albitization is limited around mineralization at the Mont-de-l'Aigle deposit.

Preexisting structures are commonly reactivated in IOCG systems and new fracture systems tend to exploit competency contrasts and areas where strain partitioning created zones of brecciation in competent rocks (Pollard 2002). The Mont-de-l'Aigle area contains several faults that are interpreted to have been active during and after the Acadian Orogeny (Pilote and Lachance 2003). The close spatial relationship between IOCG mineralization, brittle faults, and intrusions at the Mont-de-l'Aigle deposit (Figs. 2 and 8) indicates that mineralization and magma emplacement were channeled primarily by these brittle faults. Likewise, the faults could have facilitated inflow of surficial fluids and upflow of hypersaline fluid from depth.

In IOCG deposits, the H₂O–CO₂–salt fluids may unmix due to decreasing pressure and/or temperature, resulting in partitioning of CO₂ to the vapor phase and of salt to the liquid phase to form a hypersaline magmatic fluid (Bowers and Helgeson 1983; Pollard 2002). Oliver et al. (2004) suggested that highly saline fluids may exsolve from crystallization of intermediate to felsic magma and then

evolve along a down-temperature path (Cline and Bodnar 1991), as proposed for the source of metal and brine at La Candelaria (Marschick and Fontboté 2001; Marschick et al. 2003), Andean (Sillitoe 2003), and Cloncurry IOCG deposits (Mark et al. 2002; Pollard 2001). Pollard (2002) proposed that albitization results from unmixing between H_2O-CO_2 -salt vapor and liquid phases and will give way at lower temperatures to potassic alteration due to decrease in $Na/(Na + K)$ with decreasing temperature and salinity (Orville 1963; Pollard 2002). If cooling is rapid such as at shallow levels, the high $Na/(Na + K)$ in the original carbonic fluid may yield no sodic alteration because a decrease in temperature promotes potassic alteration (Orville 1963; Pollard 2002). Therefore, early albitization overprinted by potassic alteration at the Mont-de-l'Aigle deposit could be interpreted to reflect evolution of a CO_2 -bearing hot magmatic fluid to a cooler fluid, either by convection or as a result of mixing with other cooler fluids.

The alteration and paragenetic sequence of the Mont-de-l'Aigle deposit indicates variation in temperature, pH, and oxygen fugacity that is thought to have played a major role in initiating deposition of metals. Ore deposition at the Mont-de-l'Aigle deposit could have resulted from mixing of a high temperature, CO_2 -rich, saline magmatic fluid with a lower temperature, more oxidized, low salinity fluid, perhaps meteoritic water. Fluid reduction by wall-rock reaction with organic matter in carbonate rocks could decrease oxygen fugacity as proposed for the Sullipek deposit (Wares 1986) and induce pseudomorphic replacement of early hematite by magnetite. Mixing can occur repetitively in a high-level setting such as found at Olympic Dam (Haynes et al. 1995; Pollard 2002). The occurrence of late dolomite \pm hematite and barite veins at Mont-de-l'Aigle suggests that oxidized fluid became dominant in the waning stages of the system, such as documented for Olympic Dam (Haynes et al. 1995).

Conclusions

The Mont-de-l'Aigle mineralization shares a number of characteristics that are common to oxidized IOCG deposits formed at shallow (≤ 5 km) depths (Hitzman et al. 1992; Marschick and Fontboté 2001; Pollard 2002; Hitzman 2000; Thorkelson et al. 2001; Sillitoe 2003; Hunt et al. 2005; Williams et al. 2005). These are:

1. Veins, stockworks, and breccias cemented by hematite, quartz, pyrite, chalcopyrite, dolomite, and magnetite (mushketovite).
2. Abundant hematite-quartz cemented breccia.
3. Close spatial relationship between mineralization, intrusions, and faults.

4. Replacement of hematite by magnetite (mushketovite) produced by the reduction of oxidized magmatic fluid via interaction with carbonate host rocks or/and by increased temperature of the hydrothermal system perhaps by successive pulses of ascending magmatic fluid.
5. An intracontinental orogenic collapse tectonic setting accompanied by bimodal transitional magmatism perhaps during subduction-related extension. Felsic intrusions from the Mont-de-l'Aigle deposit are geochemically similar to those associated with porphyry and skarn copper deposits in the Gaspé Peninsula but are older than intrusions at Mines Gaspé and Sullipek deposits;
6. Sulfur isotope composition, Fe, Co, and Cu enrichment and, sodic and potassic alteration suggest the evolution of magmatic fluids. Oxygen isotope compositions indicate that the $\delta^{18}O$ of the fluid from which quartz precipitated indicating a meteoric or seawater that had equilibrated with the country rocks. The temperature of the hydrothermal system as determined from chlorite geothermometry ranged from 280 to 347°C and has salinity ranging between 0 and 26 wt% NaCl equivalent (Stevens 1986). Chlorite temperatures are comparable to isotope equilibrium temperature from quartz-hematite pairs, 251–328°C. These data support a fluid mixing model, a saline magmatic fluid, and a low salinity surficial fluid.

The Mont-de-l'Aigle deposit is considered to be a rare example of a Paleozoic IOCG deposit formed at shallow levels and hosted by carbonate rocks. Mineralization has a strong spatial relationship with faults and mafic to felsic intrusions (Figs. 2 and 8). Relations with felsic intrusions need to be investigated in more detail because the copper deposits of the Gaspé Peninsula have a strong spatial and genetic relationship with similar, albeit younger, felsic magmatism. The Mont-de-l'Aigle deposit perhaps bears a spatial and temporal relationship with the Cu-Mo porphyry deposits of Mines Gaspé and Sullipek, similar to that of Mesozoic IOCG and Cu-Mo porphyry deposits in the Andes.

Acknowledgements This manuscript constitutes a portion of a M. Sc. memoir completed at Université Laval. This research project has been supported by Ressources Appalaches and the Natural Science and Engineering Council of Canada Discovery Grant to G. Beaudoin. A. Ross, S. Lachance, P. Pilote (MRNFP), and M. Malo (INRS-ETE) are acknowledged for their helpful discussions on the geology and metallogeny of the Gaspé Peninsula. D. Lentz, L. Meinert, J. Walker, and an anonymous reviewer are thanked for their constructive reviews, which significantly improved the manuscript.

Appendix

Table 10 Major and trace element composition of intrusions from the Mont-de-l'Aigle deposit, Gaspé Peninsula, Quebec

Type	1					2				
Sample #	217894	217896	218865	218868	218893	218801	218802	218803	218861	218864
DDH			F02-03	F02-03	F02-04	F02-07	F02-07	F02-07	F03-12	F02-03
SiO ₂ (wt%)	50.13	33.96	40.32	44.39	42.01	31.75	38.76	47.29	50.57	33.69
Al ₂ O ₃	7.01	5.71	17.57	14.48	15.63	14.79	13.47	13.63	13.73	17.20
TiO ₂	0.71	0.62	1.98	1.75	1.71	1.99	2.24	2.13	2.12	2.53
Fe ₂ O ₃ ^a	31.85	49.45	17.62	16.65	17.89	25.78	23.17	16.08	15.00	21.79
MnO	0.20	0.16	0.27	0.29	0.20	0.48	0.41	0.23	0.23	0.34
MgO	3.33	2.53	8.95	9.41	9.93	14.27	11.67	8.94	5.64	12.13
CaO	0.23	0.16	0.46	2.05	0.66	0.83	0.83	1.55	1.20	0.63
Na ₂ O	0.06	0.08	0.41	2.85	0.54	0.03	0.07	0.22	0.16	0.26
K ₂ O	0.08	0.08	5.14	0.13	3.62	0.02	0.47	2.82	4.71	2.28
P ₂ O ₅	0.17	0.13	0.29	0.22	0.22	0.43	0.48	0.46	0.86	0.42
LOI	5.17	6.35	5.70	6.79	5.98	8.61	7.21	5.86	4.43	7.46
Total	98.95	99.22	98.71	99.02	98.37	98.98	98.79	99.23	98.63	98.73
Ba (ppm)	8	8	2060	35	1380	5	116	759	1780	1180
Co	143	220	25	57	53	56	51	67	ND	33
Cu	3	4	ND	ND	ND	ND	ND	ND	21	ND
Nb	13	10	9	7	8	18	21	19	6	12
Ni	25	20	51	88	165	56	48	53	87	51
Rb	4	3	97	3	83	ND	13	68	87	38
Sr	6	6	133	56	76	17	24	158	76	72
Th	1	1	2	1	1	4	5	4	6	2
V	82	92	247	225	209	228	222	238	148	307
Y	11	13	30	22	24	26	24	31	40	42
Zr	85	72	150	125	134	189	218	200	232	205
La	9.3	8.4	16.0	11.3	13.5	43.0	39.7	36.1	30.5	30.5
Ce	20.4	18.5	37.3	25.4	30.1	79.0	75.3	68.4	66.1	62.8
Pr	2.3	2.0	4.8	3.4	3.9	9.0	8.6	7.7	8.2	7.9
Nd	9.5	8.3	21.1	15.4	16.3	36.3	35.7	32.3	34.6	34.4
Sm	2.2	2.1	5.1	4.0	3.9	7.3	7.5	7.0	7.5	7.9
Eu	0.5	0.6	1.9	1.6	1.4	2.8	2.8	2.4	1.8	3.5
Gd	2.1	2.2	5.2	4.2	4.1	6.8	6.9	6.8	7.7	8.1
Tb	0.4	0.4	0.9	0.8	0.8	1.0	1.1	1.2	1.4	1.4
Dy	2.1	2.5	5.5	4.7	4.6	5.3	5.7	6.3	8.5	8.1
Ho	0.4	0.5	1.1	0.9	0.9	1.0	1.0	1.2	1.8	1.6
Er	1.2	1.5	3.5	2.9	2.8	3.0	3.1	3.5	5.4	4.8
Tm	0.2	0.2	0.5	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.8	0.7
Yb	1.2	1.3	3.1	2.7	2.7	2.9	3.1	3.3	4.7	4.1
Lu	0.2	0.2	0.5	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.7	0.6

ND Not detected

^aTotal Fe as Fe₂O₃

3										
218866	218874	218876	218877	218878	218830	218831	218833	218834	218835	218836
F02-03	F02-10	F02-11	F02-11	F02-12	F02-07	F02-07	F02-07	F02-07	F02-07	F02-07
26.98	39.38	43.13	47.11	35.34	55.99	48.27	51.76	51.38	37.45	48.79
16.42	13.97	12.94	13.40	15.70	15.50	15.63	15.04	15.10	15.76	15.70
2.45	3.21	2.68	2.78	2.05	1.40	1.98	2.06	2.12	2.23	2.16
28.50	21.54	18.12	14.47	27.88	10.93	14.05	12.14	15.34	24.77	15.15
0.32	0.26	0.15	0.23	0.31	0.14	0.24	0.17	0.18	0.34	0.19
14.59	9.83	4.90	6.34	7.78	3.76	5.06	5.46	4.98	7.27	4.85
0.74	1.55	7.09	6.39	0.95	1.17	2.07	1.69	1.10	1.02	0.93
0.05	1.85	3.84	4.62	0.15	4.97	5.61	3.29	4.43	0.85	0.44
ND	0.07	0.10	0.05	1.88	1.52	0.05	2.64	0.40	2.38	6.42
0.51	0.61	0.43	0.42	0.36	0.66	0.63	0.63	0.61	0.69	0.65
8.37	6.63	5.74	3.50	6.86	3.26	5.29	4.50	4.23	6.21	3.80
98.93	98.88	99.10	99.30	99.25	99.29	98.89	99.38	99.87	98.97	99.09
14	11	11	10	656	576	15	956	112	358	1950
36	29	24	39	ND	22	33	21	31	54	20
ND	ND	ND	ND	97	ND	ND	26	18	ND	ND
21	23	18	18	7	24	22	21	19	21	20
62	52	56	64	99	ND	ND	ND	25	27	33
3	ND	9	3	38	29	ND	53	7	33	119
36	39	270	274	28	139	64	172	100	35	107
5	3	2	2	4	5	5	4	5	5	5
268	286	331	338	229	75	167	185	179	183	198
17	26	ND	ND	9	ND	1	ND	3	5	4
38	52	38	34	31	52	48	48	42	42	50
84	133	53	45	59	56	76	70	37	84	58
229	264	218	215	222	365	338	310	306	346	327
34.8	70.3	25.6	23.7	32.5	46.3	45.8	39.4	32.5	37.4	38.0
70.9	137.6	56.7	53.7	70.1	100.3	96.7	86.7	72.9	82.8	83.0
8.3	15.9	7.4	7.0	8.5	12.3	11.9	10.7	9.1	10.3	10.3
33.5	62.3	31.5	30.0	33.0	50.4	49.3	44.8	37.7	42.7	42.8
7.0	12.8	7.4	7.3	6.9	11.1	10.9	10.2	8.4	9.2	9.3
2.5	3.3	2.7	2.4	1.6	2.3	2.8	2.6	1.4	1.6	1.8
6.7	11.3	7.6	7.2	6.2	10.5	10.6	10.0	8.1	8.5	9.1
1.1	1.8	1.3	1.3	1.1	1.9	1.8	1.8	1.4	1.4	1.7
6.9	9.5	7.4	7.1	6.1	10.6	9.9	9.8	7.6	7.9	9.5
1.4	1.9	1.4	1.3	1.2	2.1	1.9	2.0	1.5	1.6	2.0
4.4	5.8	4.0	3.9	3.7	6.5	5.9	6.0	4.8	5.2	6.0
0.7	0.8	0.6	0.6	0.6	1.0	0.9	0.9	0.7	0.8	0.9
4.0	5.0	3.7	3.6	3.8	6.0	5.6	5.3	4.4	5.1	5.4
0.6	0.7	0.5	0.5	0.5	0.9	0.8	0.8	0.7	0.8	0.8

4										
218858 F03-09	218859 F03-11	218860 F03-19	218871 F02-08	217898	218837 F02-07	218838 F02-07	218839 F02-07	218840 F02-07	218841 F02-07	218851 F03-17
52.56	53.65	50.07	50.45	77.24	73.21	73.23	82.22	58.83	73.45	78.03
15.45	11.68	15.22	15.49	10.36	10.71	11.64	10.56	9.66	11.63	11.80
	2.13	2.27	2.12	0.11	0.14	0.15	0.13	0.12	0.15	0.15
11.37	14.11	14.44	11.57	2.91	6.78	4.42	0.81	17.31	3.49	1.81
	0.25	0.20	0.20	0.04	0.09	0.08	0.01	0.26	0.04	0.03
4.98	8.26	4.85	5.36	0.81	2.48	2.43	0.40	5.65	1.42	1.24
0.93	1.00	0.92	2.35	0.04	0.14	0.11	0.13	0.53	0.09	0.12
0.92	0.66	0.38	3.50	0.79	0.13	0.43	0.14	0.10	1.18	0.15
6.10	1.32	5.97	2.89	6.88	3.46	3.79	3.45	1.50	6.32	4.20
0.65	0.69	0.63	0.63	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03
3.61	5.32	4.13	4.80	0.69	2.81	2.93	2.08	5.00	1.30	2.55
98.88	99.05	99.07	99.35	99.88	99.96	99.24	99.96	98.98	99.11	100.09
2360	560	2680	959	8	979	1520	708	836	3000	1150
15	16	18	ND	3000	13	6	2	36	6	1
ND	ND	ND	13	5	ND	ND	56	12	ND	ND
20	22	20	6	26	16	16	17	15	19	18
ND	ND	ND	46	2	ND	ND	ND	ND	ND	ND
115	23	124	46	115	93	93	98	33	136	107
109	33	169	106	39	67	77	45	52	143	59
5	5	5	5	18	15	16	15	14	18	18
190	179	216	188	ND	16	14	9	8	9	11
7	5	1	2	2	2	ND	1	1	ND	ND
41	46	48	50	15	13	17	18	12	25	26
75	92	51	ND	ND	59	ND	ND	135	ND	ND
321	365	311	298	103	100	101	99	86	110	118
29.4	32.4	32.6	35.0	15.3	15.7	29.0	29.4	11.0	32.8	30.4
66.0	74.3	73.7	77.2	36.4	30.6	56.4	56.6	21.5	60.0	58.2
8.2	9.5	9.3	9.7	3.4	3.3	5.9	5.8	2.3	6.1	5.9
34.2	39.7	39.6	41.1	11.4	11.3	20.0	19.2	8.1	20.8	20.0
7.5	8.8	9.3	9.7	2.3	2.2	3.6	3.6	1.7	3.8	3.9
1.0	1.7	2.0	2.8	0.3	0.3	0.5	0.3	0.3	0.4	0.4
7.4	8.3	9.3	10.1	1.7	1.8	2.7	2.8	1.7	3.6	3.5
1.3	1.4	1.6	1.7	0.3	0.3	0.5	0.5	0.4	0.7	0.7
7.6	8.5	9.2	9.9	2.1	2.1	2.9	3.2	2.1	4.2	4.2
1.6	1.8	1.9	2.0	0.5	0.5	0.6	0.7	0.5	0.9	0.9
5.2	6.0	5.7	6.0	2.2	1.7	2.2	2.3	1.6	3.0	3.0
0.8	0.9	0.8	0.9	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	0.5	0.5
4.7	5.7	5.1	5.4	3.0	2.3	2.7	2.8	2.1	3.6	3.3
0.7	0.8	0.8	0.80	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.5	0.5

218852 F03-14	218863 F03-12	218870 F02-08	218872 F02-09	218875 F02-10	218879 F02-12	218886 F03-13	218887 F03-13	218890 F03-13	220574
76.43	74.57	74.32	75.17	75.44	73.72	75.75	75.83	76.45	80.54
10.38	10.13	11.01	11.30	10.71	10.76	10.94	10.89	10.32	8.28
0.13	0.14	0.17	0.16	0.16	0.16	0.14	0.13	0.13	0.12
3.40	6.60	5.91	4.72	2.51	5.10	2.86	3.14	2.73	3.19
0.06	0.10	0.09	0.05	0.03	0.07	0.04	0.05	0.04	0.02
0.79	2.10	2.28	1.70	0.68	1.80	0.72	0.96	0.92	0.45
0.10	0.09	0.20	0.13	0.43	0.40	0.07	0.08	0.17	0.12
0.27	0.55	0.09	0.14	0.68	0.20	0.48	0.43	0.20	1.36
7.22	3.58	3.28	4.28	7.40	5.57	7.67	7.55	7.44	3.43
0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
0.95	2.07	2.82	2.26	1.71	2.04	0.78	0.91	1.47	1.69
99.76	99.98	100.22	99.95	99.78	99.85	99.47	100.00	99.91	99.21
2070	1370	1010	1880	3270	2490	2140	2280	2880	844
8	12	3	6	2	9	15	12	7	20
ND	28	ND	ND	ND	34	11	37	19	51
16	15	16	17	26	17	16	16	15	13
ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	5
140	78	74	97	105	119	151	142	136	84
53	63	91	93	60	126	74	92	125	171
17	15	17	18	24	16	17	17	16	12
8	11	10	11	8	10	8	7	7	12
ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	2.7
23	17	14	27	20	20	14	16	14	11
ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	17
97	97	101	106	99	100	99	97	92	81
29.7	30.4	22.4	31.7	29.3	32.8	11.2	19.4	12.3	9.7
56.8	57.3	44.7	59.8	56.4	60.7	22.6	38.8	24.6	17.3
5.8	5.9	4.6	6.2	5.7	6.3	2.4	4.1	2.6	2.2
19.9	19.9	15.6	20.9	18.8	21.1	8.6	14.1	9.2	7.3
3.9	3.7	2.9	4.2	3.5	3.7	1.7	2.6	1.9	1.5
0.5	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.2	0.3	0.3	0.2
3.4	3.0	2.3	3.8	3.0	3.2	1.6	2.1	1.6	1.6
0.6	0.5	0.4	0.7	0.6	0.6	0.3	0.4	0.3	0.3
3.9	3.2	2.5	4.6	3.7	3.8	2.2	2.6	2.2	1.9
0.8	0.7	0.6	1.0	0.8	0.8	0.5	0.6	0.5	0.4
2.7	2.2	1.9	3.2	3.0	2.5	1.9	2.1	1.8	1.4
0.4	0.4	0.3	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3
2.9	2.5	2.3	3.4	3.7	2.9	2.6	2.7	2.3	1.9
0.5	0.4	0.4	0.5	0.6	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3

References

- Allcock JB (1982) Skarn and porphyry copper mineralization at Mines Gaspé, Murdochville, Quebec. *Econ Geol* 77: 971-999
- Barrett TJ, MacLean WH (1994) Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks. In: Lentz DR (ed) *Alteration and alteration process associated with ore-forming systems*. Geological Association of Canada (Short Course Notes 11), pp 433-467
- Barton MD, Johnson DA (1996) Evaporitic source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology* 24:259-262
- Bédard JH (1986) Pre-Acadian magmatic suites of the southeastern Gaspé Peninsula. *Geol Soc Amer Bull* 97:1177-1191
- Bellehumeur C, Valiquette G (1993) Synthèse métallogénique du centre nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 92-03, p 63
- Bernard J, Beaudoin G, Ross A, Hupé A, Simard M, Malo M (2005) Origine des brèches à hématite de la propriété du Mont-de-l'Aigle en Gaspésie. GAC-MAC annual meeting, Abstracts with Program, p 16

- Bourque PA, Brisebois D, Malo M (1995) Middle Paleozoic rocks of Québec and adjacent New Brunswick. In: Williams H (ed.) *Geology of Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland*, Geological Society of America, Decade of North American Geology, p F-1
- Bowers TS, Helgeson HC (1983) Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of non-ideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on phase relations in geologic systems: equation of state for H_2O-CO_2-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochim Cosmochim Acta* 47:1247-1275
- Cathelineau M (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner* 23:471-485
- Cathelineau M, Nieva D (1985) A chlorite solid solution geothermometer: the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib Mineral Petrol* 91:235-244
- Clayton RN, Mayeda TK (1963) The use of bromide pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim Cosmochim Acta* 27:43-52
- Clayton RN, O'Neil JR, Mayeda TK (1972) Oxygen isotope exchange between quartz and water. *J Geophys Res* 77:3057-3067
- Cline JS, Bodnar RJ (1991) Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? *J Geophys Res* 96:8113-8126
- Corbett GJ, Leach TM (1998) Controls on hydrothermal alteration and mineralization. In: Corbett GJ, Leach TM (eds) *Southwest Pacific rim gold-copper systems: structure, alteration and mineralization*. *Soc Econ Geol Spec Publ* 6, pp 69-82
- Creaser RA (1996) Petrogenesis of a Mesoproterozoic quartz latite-granitoid suite from the Roxby Downs area, South Australia. *Precambrian Res* 79:371-394
- De Caritat P, Hutchison I, Walshe JL (1993) Chlorite geothermometry: a review. *Clays Clay Miner* 41(2):219-239
- de Haller A (2000) The Raúl-Condestable iron oxides-Cu-Au deposit, Lima department, Perú: preliminary results. Annual GEODE-Fennoscandian shield field workshop on Paleoproterozoic and Archean greenstone belts and VMS districts in the Fennoscandian shield, 2nd, Gällivare-Kiruna, Sweden, August 28-September 1 2000, Research report, pp 8-11
- de Römer HS (1974) Geology and age of some plutons in north-central Gaspé, Canada. *Can J Earth Sci* 11:570-582
- Dilles JH, Einaudi MT (1992) Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit—Nevada: a 6 km vertical reconstruction. *Econ Geol* 87:1963-2001
- Doyon M (1988) Synthèse géologique des roches volcaniques du Centre Nord de la Gaspésie. Master thesis. École Polytechnique, Montréal, p 244
- Doyon M (1992) Géochimie et environnement tectono-stratigraphique des roches volcaniques du centre-nord de la Gaspésie, Québec. Ph.D. thesis. École Polytechnique de Montréal, p 254
- Doyon M, Berger J (1997) Distribution et contrôles structuraux des roches magmatiques Siluro-Dévonniennes de la Gaspésie. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, ET 97-01, p 31
- Doyon M, Dalpé C (1993) Roches magmatiques Siluro-Dévonniennes de la Gaspésie, MB 93-16. Ministère des Ressources naturelles, Québec, p 137
- Doyon M, Valiquette G (1991) Roches magmatiques du centre nord de la Gaspésie, ET 90-03. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, p 67
- Förster H (1990) Scapolite-analcite-bearing magnetite ore from Seh Chahoon, central Iran. 8th IAGOD Symposium, Program with Abstracts, Ottawa, Canada, August, p A196
- Förster H, Knittel U (1979) Petrographic observation on a magnetite deposit at Mishdovan, central Iran. *Econ Geol* 74:1485-1510
- Gentile F (1969) Étude stratigraphique et structurale du dôme de Lemieux, comté de Gaspé-Nord, Québec. Mémoire de maîtrise, département de géologie, Université de Montréal, p 86
- Gosselin P (2000) Analyse structurale et métallogénique des minéralisations nickélicifères le long de la faille Shickshock-Sud, Gaspésie. Mémoire de maîtrise, INRS-Géoresources (Université du Québec), p 147
- Grant JA (1986) The isocon diagram—a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Econ Geol* 81:1976-1982
- Guilbert JM, Park CF (1986) *The Geology of ore deposits*. WH Freeman and Company, New York, p 985
- Haynes DW, Cross KC, Bills RT, Reed MH (1995) Olympic Dam ore genesis: a fluid-mixing model. *Econ Geol* 90:281-307
- Hey MH (1954) A new review of chlorites. *Mineral Mag* 30:277-292
- Helvacı C (1984) Apatite-rich iron deposits of the Avnik (Bignol) region, southeastern Turkey. *Econ Geol* 79:354-371
- Hitzman MW (2000) Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, when, and why. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp 9-25
- Hitzman MW, Oreskes N, Einaudi MT (1992) Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Res* 58:241-287
- Hopper D, Correa A (2000) The Panulcillo and Teresa de Colmo copper deposits: two contrasting examples of Fe-Ox Cu-Au mineralization from the Coastal Cordillera of Chile. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective*, vol 1. PGC Publishing, Adelaide, pp 177-189
- Hunt J, Baker T, Thorkelson D (2005) Regional-scale Proterozoic IOCG-mineralized breccia systems: examples from the Wernecke Mountains, Yukon, Canada. *Miner Depos* 40:492-514
- Irvine TN, Baragar WRA (1971) A guide to the classification of the common volcanic rocks. *Can J Earth Sci* 8:523-548
- Kajiwara Y, Krouse HR (1971) Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems. *Can J Earth Sci* 8:1397-1408
- Lane RA (1990) Geologic setting and petrology of the Proterozoic Ogilvie Mountain breccias of the Coal Creek Inlier, southern Ogilvie Mountains, Yukon Territory. Ph.D. dissertation. University of British Columbia, Vancouver, B.C., p 223
- Laurent R, Dostal J (1990) The Siluro-Devonian basalt-tholeiitic andesite association from the Gaspé Peninsula. In: Malo M, Lavoie D, Kirkwood D (eds) *Programmes et résumés du séminaire sur les Appalaches du segment Québec-Maine-Nouveau-Brunswick*. Commission géologique du Canada document public 2235, pp 67-71
- Laznicka P, Edwards RJ (1979) Dolores Creek, Yukon—a disseminated copper mineralization in sodic metasomatites. *Econ Geol* 74:1352-1370
- Malo M (2001) Late Silurian-Early Devonian tectono-sedimentary history of the Gaspé Belt in the Gaspé Peninsula: from a transtensional Salinic basin to an Acadian foreland basin. In: Lavoie D, Bourque PA (eds) *Hydrocarbon plays in the Silurian-Devonian Gaspé Belt, Quebec, Appalachians*. *Bull Can Pet Geol* 49 (2), pp 202-216
- Malo M, Bourque PA (1993) Timing of deformation events from Late Ordovician to Mid-Devonian in the Gaspé Peninsula. In: Roy DC, Skehan JW (eds) *The Acadian orogeny: recent studies in New England, Maritime Canada, and the autochthonous foreland*. *Geol Soc Am Spec Pap* 275, pp 101-122
- Mark G, Oliver NHS, Williams PJ, Valenta RK, Crookes RA (2002) The evolution of the Ernest Henry hydrothermal system. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective*, vol 2. PGC Publishing, Adelaide, pp 132-136
- Mark G, Williams PJ, Boyce AJ (2004) Low-latitude meteoric fluid flow along the Cloncurry Fault, Cloncurry district, NW Queensland, Australia: geodynamic and metallogenic implications. *Chem Geol* 207:117-132
- Marschick R, Fontboté L (1996) Copper (-Iron) mineralization and superposition of alteration events in the Punta del Cobre belt, Northern Chile. In: Camus F, Sillitoe RH, Peterson R (eds) *Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny*. *Soc Econ Geol Spec Publ* 5, pp 171-190

- Marschick R, Fontboté L (2001) The Candelaria–Punta del Cobre iron oxide Cu–Au(–Zn–Ag) deposits, Chile. *Econ Geol* 96:1799–1826
- Marschick R, Fontignie D, Chiaradia M, Voldet P (2003) Geochemical and Sr–Nd–Pb–O isotope composition of granitoids of the Early Cretaceous Copiacó plutonic complex (27° 30'S), Chile. *JS Am Earth Sci* 16:381–398
- McDonough WF, Sun SS (1995) The composition of the Earth. Chemical evolution of the mantle. *Chem Geol* 120:223–253
- Meinert LD (1993) Igneous petrogenesis and skarn deposits. In: Kirham RV, Sinclair WD, Thorpe RI, Duke JM (eds) *Mineral deposit modelling*. Geological Association of Canada, Special Paper 40:569–583
- Oliver NHS, Cleverley JS, Mark G, Pollard PJ, Fu B, Marshall LJ, Rubenach MJ, Williams PJ, Baker T (2004) Modeling the role of sodic alteration in the genesis of iron–oxide–copper–gold deposits, eastern Mount Isa block, Australia. *Econ Geol* 99:1145–1176
- Orville PM (1963) Alkali ion exchange between vapour and feldspar phases. *Am J Sci* 261:201–237
- Pearce JA, Harris NBW, Tindle AG (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrol* 25:956–983
- Pilote P (2005) Métallogénie de la région du Dôme de Lemieux–partie centre–nord de la Gaspésie. Ministère des Ressources naturelles et Parcs du Québec, ET 2004-05, p 53
- Pilote P, Lachance S (2003) Géologie et potentiel minéral de la région du lac Sainte-Anne (22B/16-200-0102). Ministère des Ressources naturelles et parcs du Québec, DV 2003-09, 36
- Pollard PJ (2001) Sodic (–calcic) alteration in Fe–oxide–Cu–Au districts: an origin via unmixing of magmatic H₂O–CO₂–NaCl ± CaCl₂–KCl fluids. *Miner Depos* 36:93–100
- Pollard PJ (2002) Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu–Au mineralization. In: Porter TM (ed) *Hydrothermal iron oxide copper–gold and related deposits: a global perspective*, vol 1. PGC Publishing, Adelaide, pp 27–41
- Pollard PJ, Mark G, Mitchell LC (1998) Geochemistry of post-1540 Ma granites in the Cloncurry district, northwest Queensland. *Econ Geol* 93:1330–1344
- Ray GE, Webster ICL (2000) Characteristics of the Fe oxide–Cu–Au family and the potential for these deposits in British Columbia. In: *Iron oxide copper–gold deposits: separating fact from fantasy*. Short course notes. Vancouver Mining Association, BC Yukon Chamber Mines, Vancouver, pp F1–F47
- Requia K, Stein H, Fontboté L, Chiaradia M (2003) Re–Os and Pb–Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper–gold deposit, Carajás mineral province, northern Brazil. *Miner Depos* 38:727–738
- Rotherham JF (1997a) Origin and fluid chemistry of the Starra ironstones and high-grade Au–Cu mineralization, Cloncurry district, Mount Isa inlier, Australia. Ph.D. thesis, Townsville, James Cook University, p 251
- Rotherham JF (1997b) A metasomatic origin for the iron–oxide Au–Cu Starra orebodies, Eastern Fold Belt, Mount Isa Inlier. *Miner Depos* 32:205–218
- Schmidt Mumm A, Wolfgramm M (2004) Fluid systems and mineralization in the north German and Polish basin. *Geofluids* 4:315–328
- Shelton KL (1983) Composition and origin of ore-forming fluids in a carbonate-hosted porphyry copper and skarn deposit: a fluid inclusion and stable isotope study of the Mines Gaspé, Quebec. *Econ Geol* 78:387–421
- Shelton KL, Rye DM (1982) Sulfur isotopic compositions of ores from Mines Gaspé, Quebec: an example of sulfate–sulfide isotopic disequilibrium with applications to other porphyry-type deposits. *Econ Geol* 77:1688–1709
- Sillitoe RH (2003) Iron oxide–copper–gold deposits: an Andean view. *Miner Depos* 38:787–812
- Stephenson EM, Meinert LD, Mortensen JK, Hussey J (1998) Age and skarn alteration of the Porphyry Mountain Cu–Mo deposit, Mines Gaspé, Quebec. *Geol Am*, 1998 annual meeting, Abstracts with Programs—Geological Society of America 30, p 372
- Stevens K (1986) Fluid inclusion and geological studies on the Zn–Pb–Cu vein system at Lemieux Dome, Gaspé, Québec. M.Sc. thesis, McGill University, Montréal, Québec, p 150
- Swinden HS, Dunsworth SM (1995) Chapter 9—Metallogeny. In: Williams H (ed) *Geology of the Appalachian–Caledonian orogen in Canada and Greenland*, Geological Survey of Canada, *Geology of Canada* 6, pp 681–814
- Taghizadeh N (1977) The iron deposits of Iran. In: Walther HW, Zitzmann A (eds) *The iron ore deposits of Europe and adjacent areas*. International Geology Congress, Hannover, pp 199–202
- Tallarico FHB, Figueiredo BR, Groves DI, Kositcin N, McNaughton IRF, Rego JL (2005) Geology and SHRIMP U–Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás copper–gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu–Au (U–REE) mineralization. *Econ Geol* 100(1):7–29
- Thorkelson DJ, Mortensen JK, Davidson GJ, Creaser GA, Perez WA, Abbott JG (2001) Early Mesoproterozoic intrusive breccias in Yukon, Canada: the role of hydrothermal systems in reconstructions of North America and Australia. *Precambrian Res* 111:31–55
- Treuil M, Varet F (1973) Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar. *Bull Soc Geol Fr* 7:506–540
- Vila T, Lindsay N, Zamora R (1996) Geology of the Manto Verde copper deposit, northern Chile: a specularite-rich hydrothermal-tectonic breccia related to the Atacama fault zone. In: Camus F, Sillitoe RH, Petersen R (eds) *Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny*, *Soc Econ Geol Spec Publ* 5, pp 157–170
- Wares R (1983) Synthèse métallogénique du gîte Sullipek et de ses environs. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP-83-02, p 1
- Wares R (1986) Géologie et métallogénie de la région du gîte de Sullipek, Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 86-08, p 92
- Whalen JB, Mortensen JK, Roddick C (1991) Implications of U–Pb and K–Ar geochronology for petrogenesis and cooling history of the McGerrigle Mountains plutonic complex, Gaspé, Québec. *Can J Earth Sci* 28:754–761
- Whalen JB, Jenner GA, Gariépy C, Longstaffe FJ (1994) Geochemical and isotopic (Nd, O, and Pb) constraints on granite source in the Humber and Dunnage zones, Gaspésie, Quebec, and New Brunswick: implications for tectonics and crustal structure. *Can J Earth Sci* 31:323–340
- Williams H, Hatcher RD (1983) Appalachian suspect terranes. In: Hatcher RD et al (eds) *Contributions to the tectonics and geophysics of mountain chains*. *Geol Soc Am Memoir* 158, pp 33–53
- Williams PJ, Pollard PJ (2001) Australian proterozoic iron oxide–Cu–Au deposits: An overview with new metallogenic and exploration data from the Cloncurry district, Northwest Queensland. *Explor Min Geol* 10:191–213
- Williams PJ, Barton MD, Johnson DA, Fontboté L, de Haller A, Mark G, Oliver NHS, Marschick R (2005) Iron oxide copper–gold deposits: geology, space–time distribution, and possible mode of origin. *Econ Geol* (100th Anniversary Volume): 371–405
- Winchester JA, Floyd PA (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem Geol* 20:325–343
- Winter JD (2001) *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, New Jersey, p 697
- Zheng Y-F (1991) Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides. *Geochim Cosmochim Acta* 55:2299–2300