

MB 2000-10

CONTEXTE GEOLOGIQUE DU CAMP MINIER DE JOUTEL

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Contexte géologique du camp minier de Joutel

Marc Legault
Réal Daigneault
Wulf Mueller
Michel Gauthier
Michel Jébrak
Mathieu Piché

MB 2000-10



2000

Québec 
Ministère des
Ressources naturelles

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC



Direction

Alain Simard

Service géologique du Nord-Ouest

Robert Marquis

Responsable du processus des études

Pierre Verpaelst

Manuscrit accepté pour publication le 00/06/27

Affiliation des auteurs

Marc Legault (Géologie Québec, MRN)

Réal Daigneault (Université du Québec à Chicoutimi)

Wulf Mueller (Université du Québec à Chicoutimi)

Michel Gauthier (Université du Québec à Montréal)

Michel Jébrak (Université du Québec à Montréal)

Mathieu Piché (Géologie Québec, MRN)

Lecture critique

Pierre Doucet

Édition

Jean-Pierre Lalonde

NOTE

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par les auteurs sauf pour une vérification et une mise en page sommaire destinées à assurer une qualité convenable de reproduction. Le manuscrit a cependant fait l'objet d'une lecture critique et de commentaires aux auteurs avant la remise de la version finale au ministère.

RÉSUMÉ

Le projet Joutel, impliquant le MRNQ, l'UQAC, l'UQAM et les diverses compagnies d'exploration minière actives dans le secteur, vise à améliorer la compréhension du camp minier de Joutel ainsi que de développer de nouveaux outils pour l'exploration. Ce projet vise à définir les éléments lithologiques, volcanologiques, structuraux et métallogéniques du camp minier de Joutel situé dans la partie occidentale de la zone volcanique nord de la Sous-province de l'Abitibi. Il couvre le feuillet 1:20 000 du feuillet SNRC 32E/08-200-0201.

Suite aux travaux antérieurs et à la cartographie détaillée de l'été 1999, une nouvelle division stratigraphique est proposée. Le secteur à l'étude présente une séquence homoclinale avec une polarité vers l'est. À la base de la séquence stratigraphique dans la partie ouest de la carte, nous retrouvons le Groupe de Joutel-Raymond. Ce dernier est subdivisé afin de mieux illustrer les différences lithologiques. La Formation de Valrennes est composée de laves mafiques à intermédiaires. La séquence inférieure présente des basaltes tholéitiques de composition similaire aux basaltes de dorsale océanique. Par contre, la séquence supérieure montre des tufs à blocs et des tufs à lapilli d'affinité calco-alcaline représentant probablement des phases primitives d'un arc océanique. La Formation de Joutel est subdivisée en trois membres. Le Membre de Poirier est composé de laves de composition dacitique à rhyolitique. Il est d'affinité tholéitique et il est hôte des trois gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV). Les gisements de Poirier et de Joutel Copper montrent des altérations typiques des SMV de type Noranda, tandis que le gisement d'Explo-Zinc montre une altération plutôt du type Mattabi. Les décapages examinés indiquent des relations lobe-hyaloclastite typiques des produits de coulées de lave felsique en milieu sous-marin. Le Membre de Kistabiche, d'affinité transitionnelle, est composé de tuf mafique et de lave felsique. Des tufs turbiditiques avec des fragments de stromatolithe à l'intérieur de celui-ci suggèrent un édifice volcanique sub-émergent. Le Membre d'Eagle est de composition dacitique et d'affinité calco-alcaline. La proximité et la composition similaire du Membre d'Eagle avec la séquence supérieure de la Formation de Valrennes suggèrent l'évolution d'un même arc océanique. Le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier surmonte le Groupe de Joutel-Raymond et est retrouvé dans la partie sud-est de la carte. Il est composé surtout de laves mafiques à intermédiaires à faciès coussiné et massif. Une tendance tholéitique et une autre calco-alcaline sont associées avec ce

groupe. Ce caractère bimodal résulte de la superposition de produits volcaniques provenant de deux chambres magmatiques distinctes. Le Groupe de Cartwright se retrouve dans la partie nord-est de la carte et montre des basaltes d'affinité tholéitique et des basaltes magnésiens à tendance komatiitique. Ce groupe est en contact tectonique avec le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier. Le Groupe d'Harricana est en contact tectonique avec les groupes adjacents et il est formé de conglomérat, de grès et de siltstone graphiteux. Il est hôte du gisement d'or d'Eagle-Telbel. Celui-ci montre des caractéristiques d'un gisement épithermal associé à des fluides neutres.

Mise à part les dykes de gabbro et de diabase, trois intrusions recoupent la séquence stratigraphique. Le Complexe mafique de Valrennes représente un sill sub-concordant daté à 2728 Ma. Cet âge et sa position stratigraphique suggèrent que ce dernier fut la source de chaleur responsable du développement du système hydrothermal ayant déposé les SMV. Le pluton de Mistaouac est un pluton syn-volcanique (2726 Ma) d'affinité calco-alcaline montrant des compositions chimiques similaires au Membre d'Eagle. La Tonalite de Joutel a été daté à 2721 Ma et elle a un chimisme similaire à celle du Membre de Poirier. Elle représente un ensemble de sills et de dykes qui recoupent le Complexe mafique de Valrennes et le gisement de Joutel Copper.

La région à l'étude a subi trois épisodes majeures de déformation. Une première phase est responsable de la faible foliation N-S reconnue dans la partie sud-ouest de la région. Une deuxième phase de déformation est associée à un raccourcissement NE-SW et elle est responsable de la formation du couloir d'Harricana. Une troisième phase de déformation est associée à un coulissage dextre le long de la bordure nord du couloir d'Harricana et il est probablement responsable des clivages tardifs observés dans le couloir d'Harricana.

TABLE DES MATIÈRES

1.0. INTRODUCTION	1
2.0. HISTORIQUE.....	1
3.0. GÉOLOGIE RÉGIONALE	1
4.0. GÉOLOGIE LOCALE.....	3
4.1. STRATIGRAPHIE	3
<u>4.1.1. Groupe de Joutel-Raymond.....</u>	<u>3</u>
4.1.1.1. Formation de Valrennes.....	3
4.1.1.2. Formation de Joutel.....	3
4.1.1.2.1. Membre de Poirier.....	9
4.1.1.2.2. Membre de Kistabiche.....	9
4.1.1.2.3. Membre d'Eagle.....	9
<u>4.1.2. Groupe de Vanier-Dalet-Poirier.....</u>	<u>9</u>
4.1.3. Groupe de Cartwright.....	9
4.1.4. Groupe d'Harricana.....	14
4.2. INTRUSIONS	14
4.2.1. <u>Complexe mafique de Valrennes.....</u>	<u>14</u>
4.2.2. <u>Pluton de Mistaouac.....</u>	<u>16</u>
4.2.3. <u>Tonalite de Joutel.....</u>	<u>16</u>
5.0. STRUCTURE.....	21
5.1. INTENSITÉ DE DÉFORMATION.....	21
5.2. ÉVÉNEMENTS DE DÉFORMATION.....	21
6.0. VOLCANOLOGIE.....	26
6.1. MEMBRE DE POIRIER.....	26
6.2. MEMBRE DE KISTABICHE.....	26
7.0. GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	30
7.1. GISEMENTS DE SMV.....	30
7.2. GISEMENT D'ÉAGLE-TELBEL.....	30
7.3. INDICES.....	33
8.0. MODÉLISATION ET CONCLUSIONS	33
9.0. REMERCIEMENTS	35
10.0. RÉFÉRENCES	38

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Carte de localisation.....	2
Figure 2. Carte géologique du camp minier de Joutel.....	5
Figure 3. Colonne stratigraphique.....	6
Figure 4. Coupes de référence.....	7
Figure 5. Géochimie de la Formation de Valrennes.....	8
Figure 6. Géochimie du Membre de Poirier.....	10
Figure 7. Géochimie du Membre de Kistabiche.....	11
Figure 8. Géochimie du Membre d'Eagle.....	12
Figure 9. Géochimie du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier.....	13
Figure 10. Géochimie du Groupe de Cartwright.....	15
Figure 11. Graphique concordia U-Pb pour un gabbro pegmatitique.....	18
Figure 12. Géochimie du Complexe mafique de Valrennes.....	19
Figure 13. Section lithogéochimique du Complexe mafique de Valrennes.....	20
Figure 14. Graphique concordia U-Pb pour la Tonalite de Joutel.....	22
Figure 15. Géochimie de la Tonalite de Joutel.....	23
Figure 16. Intensité de déformation du secteur de Joutel.....	24
Figure 17. Trace des schistosités pour le secteur de Joutel.....	25
Figure 18. Localisation des décapages et des nouveaux indices.....	27
Figure 19. Schéma illustrant la relation lobe-hyaloclastites.....	28
Figure 20. Cartographie de l'affleurement 2153.....	29
Figure 21. Cartographie de l'affleurement 2152.....	32
Figure 22. Évolution géologique du secteur de Joutel.....	34
Figure 23. Évolution structurale du secteur de Joutel.....	36
Figure 24. Diagramme tectonique sommaire de la zone volcanique nord.....	37

LISTE DES PHOTOS

Photo 1. Brèche du CMV avec une matrice tonalitique.....	17
Photo 2. Texture granophyrique de la Tonalite de Joutel.....	17
Photo 3. Texture zébrée produite par la forte densité de veimules de quartz.....	31
Photo 4. Granoclassement normal dans une séquence turbiditique.....	31

1.0. INTRODUCTION

Ce rapport présente un sommaire des résultats des travaux de terrain effectués lors de la phase I du projet. Le camp minier de Joutel est situé à 200 km au nord-nord-est de la ville de Rouyn-Noranda (Fig. 1). Le secteur est hôte d'anciens producteurs de métaux de base (mines de Poirier et Joutel Copper) et d'or (mines Eagle et Telbel). Ce projet résulte d'un partenariat entre le MRNQ, l'UQAC, l'UQAM et les diverses compagnies d'exploration actives dans le secteur. Il vise principalement à définir les éléments lithologiques, volcanologiques, structuraux et métallogéniques du camp minier dans le but d'améliorer la compréhension du secteur et de développer de nouveaux outils pour l'exploration. Les travaux de l'été 1999 furent axés sur: 1) la cartographie à l'échelle 1:20 000 du feuillet SNRC 32E/08-200-0201 qui comprend le camp minier de Joutel; 2) l'examen de décapages mécaniques de la Formation de Joutel; 3) la détermination des différents événements structuraux affectant le secteur; 4) l'examen de la Tonalite de Joutel; 5) la caractérisation de la minéralisation aurifère du gisement Eagle-Telbel et 6) l'échantillonnage des unités lithologiques afin d'accroître la couverture lithogéochimique du secteur. Ce dernier point fait partie de l'étude de quantification de l'altération hydrothermale du camp minier de Joutel (Piché, 2000). La compilation des analyses lithogéochimiques par Piché (2000) a été utilisée dans la présente étude afin de qualifier les différents types de roche rencontrés. Les points 2 à 5 sont traités en détail dans d'autres rapports (Daigneault, 2000; Gauthier, 2000; Jébrak, 2000; Mueller, 2000), et seulement les faits saillants seront présentés ici.

2.0. HISTORIQUE

Les premiers travaux effectués dans le secteur ont été des levés magnétiques-électromagnétiques aériens régionaux en 1959 par Rio Tinto Canadian Exploration Ltd. Ces levés ont permis de reconnaître deux zones anomaliques qui correspondent aux gisements de Poirier et de Joutel Copper. Seulement les anomalies correspondant au gisement de Poirier ont pu être jalonné avec succès par Rio Tinto. En même temps et à l'insu de celle-ci, Prospector Airways investiguait systématiquement des anomalies magnétiques aériennes provenant des cartes gouvernementales et, par hasard, ils étaient rendus à l'anomalie associée au gisement de Joutel Copper. Des levés détaillées de géophysique (magnétique, électromagnétique et gravimétrique), de géochimie de sol et des campagnes de forage préliminaires sur les deux zones anomales ont

indiqué la présence de sulfures massifs (pyrrhotine, chalcopryrite, sphalérite). Les travaux sous-terrains ont débuté en 1961 avec une mise en production en 1966-1967. En 1963 des minéralisations en cuivre et en zinc furent découvertes par Northern Exploration Ltd. au sud du gisement de Joutel Copper (gisement Explo-Zinc). Un puits fut foncé l'année suivante mais aucune exploitation a été effectuée. Un total de 4,8 Mt à 1,98% Cu, 0,76% Zn et 4,57 g/t Ag ont été exploités de la mine de Poirier de 1966 à 1975¹. Des réserves de 1,5 Mt à 5,05% Zn et 1,13% Cu sont évaluées pour ce gisement. Pour sa part la mine Joutel Copper a produit 1,7 Mt à 1,68% Cu et 1,99% Zn entre 1967 et 1975. Ce gisement est, à toute fin pratique, épuisé avec des réserves de 61 000 t à 2,75% Zn et 1,0% Cu. Des réserves de 1,0 Mt à 6,95% Zn, 0,73% Cu et 34,3 g/t Ag sont évaluées pour le gisement d'Explo-Zinc.

Le gisement Eagle-Telbel fut découvert en 1962 par la compagnie Equity Explorations Ltd. Cette compagnie était à la recherche d'amas sulfurés comme ceux de Joutel Copper et de Poirier. C'est en forant une anomalie magnétique et électromagnétique qu'Equity Explorations fit cette découverte. En 1974 les Mines Agnico-Eagle Ltée débutait l'exploitation du gisement à partir du puits Eagle. À la fin des années 1980, le puits Telbel prenait le relais pour permettre l'exploitation de la partie profonde du gisement. De 1974 à 1993 plus d'un million d'onces d'or ont été extrait de ce gisement à une teneur moyenne de 6,6 g/t Au (Gauthier, 2000).

3.0. GÉOLOGIE RÉGIONALE

Le camp minier de Joutel est situé dans la partie occidentale de la zone volcanique nord de la Sous-province de l'Abitibi, telle que définie par Chown et al. (1992; Fig. 1). Le secteur se situe entre le pluton synvolcanique (2726±2 Ma; Davis et al., 1994) de Mistaouac et le pluton syntectonique de Marest. Il est divisé en domaine lithotectonique variant d'ultramafique à felsique (Lacroix et al., 1990). Seulement trois domaines sont présents dans la région de Joutel. Le domaine de Cartwright présente des laves basaltiques à komatiitiques, tandis que le domaine de Vanier-Dalet-Poirier est formé de laves basaltiques à andésitiques et de filons-couches gabbroïques. Le domaine de Joutel-Raymond, qui est l'hôte des gisements du camp minier de Joutel, montre une variation de basalte à rhyolite.

¹ Les données des gisements polymétalliques proviennent de Lacroix (1998).

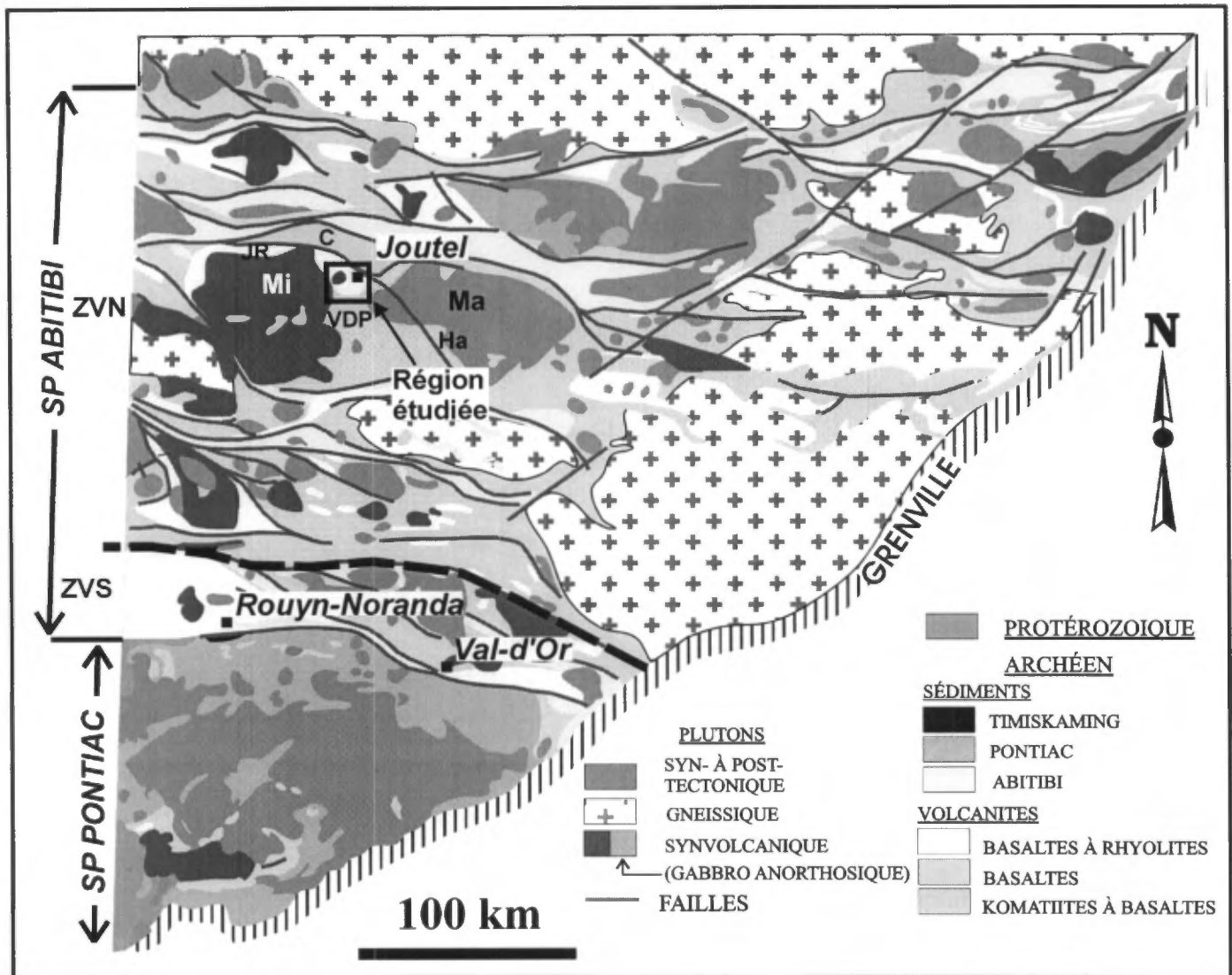


Figure 1. Carte de la Sous-province de l'Abitibi indiquant la localisation du camp minier de Joutel. JR – domaine de Joutel-Raymond; VDP – domaine de Vanier-Dalet-Poirier; C – domaine de Cartwright. Mi – pluton de Mistouac; Ma – pluton de Marest. Ha – couloir de déformation d'Harricana. ZVN – zone volcanique nord; ZVS – zone volcanique sud.

Généralement les roches du secteur sont peu déformées. Le couloir d'Harricana, d'orientation NW-SE, recoupe la séquence stratigraphique et représente une zone de déformation d'envergure régionale.

4.0. GÉOLOGIE LOCALE

Le secteur du camp minier de Joutel a déjà fait l'objet de cartographie par le MRNQ. Kelly et MacIntosh (1965) ont effectué une première cartographie des quarts SW du canton de Joutel et NW du canton de Poirier, ce qui représente la partie orientale du feuillet NW du 32E/08. Récemment Dubé (1988, 1989) cartographia à l'échelle 1:20 000 la partie centrale du camp minier de Joutel, soit la zone felsique principale, le pluton de Joutel et le complexe lité de Valrennes. La cartographie de l'été 1999 s'est étendue sur le feuillet 1:20 000 de la partie NW du 32E/08 (Fig. 2). Une compilation des travaux de cartographie et de forage effectués par les compagnies minières dans la région a permis l'extrapolation des travaux de terrain dans les secteurs dépourvus d'affleurements et/ou maintenant inaccessibles. La prochaine section présente une nouvelle division stratigraphique résultant d'une compréhension géologique accrue du secteur (Fig. 3).

4.1. Stratigraphie

Le secteur de Joutel présente une séquence homoclinale plus ou moins nord-sud avec une polarité vers l'est. Les noms des groupes présents dans la région de Joutel ont été proposés de façon informelle par Sylvain Lacroix lors de la compilation et l'intégration des données sur SIGÉOM du sillon Harricana-Turgeon au début des années 1990 (Lacroix et al., 1990). Cette étude gardera les noms proposés et les présentera de façon formelle en plus de proposer une division du Groupe de Joutel-Raymond pour mieux illustrer les différences lithologiques qui y sont retrouvées.

4.1.1. Groupe de Joutel-Raymond

Ce groupe correspond au domaine de Joutel-Raymond proposé par Lacroix et al. (1990). Nous présentons une division de ce groupe en Formation de Valrennes et Formation de Joutel pour séparer respectivement les séquences mafiques et felsiques du Groupe de Joutel-Raymond.

4.1.1.1. Formation de Valrennes (nouvelle unité)

Les basaltes et les andésites affleurant dans les parties ouest et nord-ouest de la région à l'étude sont regroupés à l'intérieur de la Formation de Valrennes.

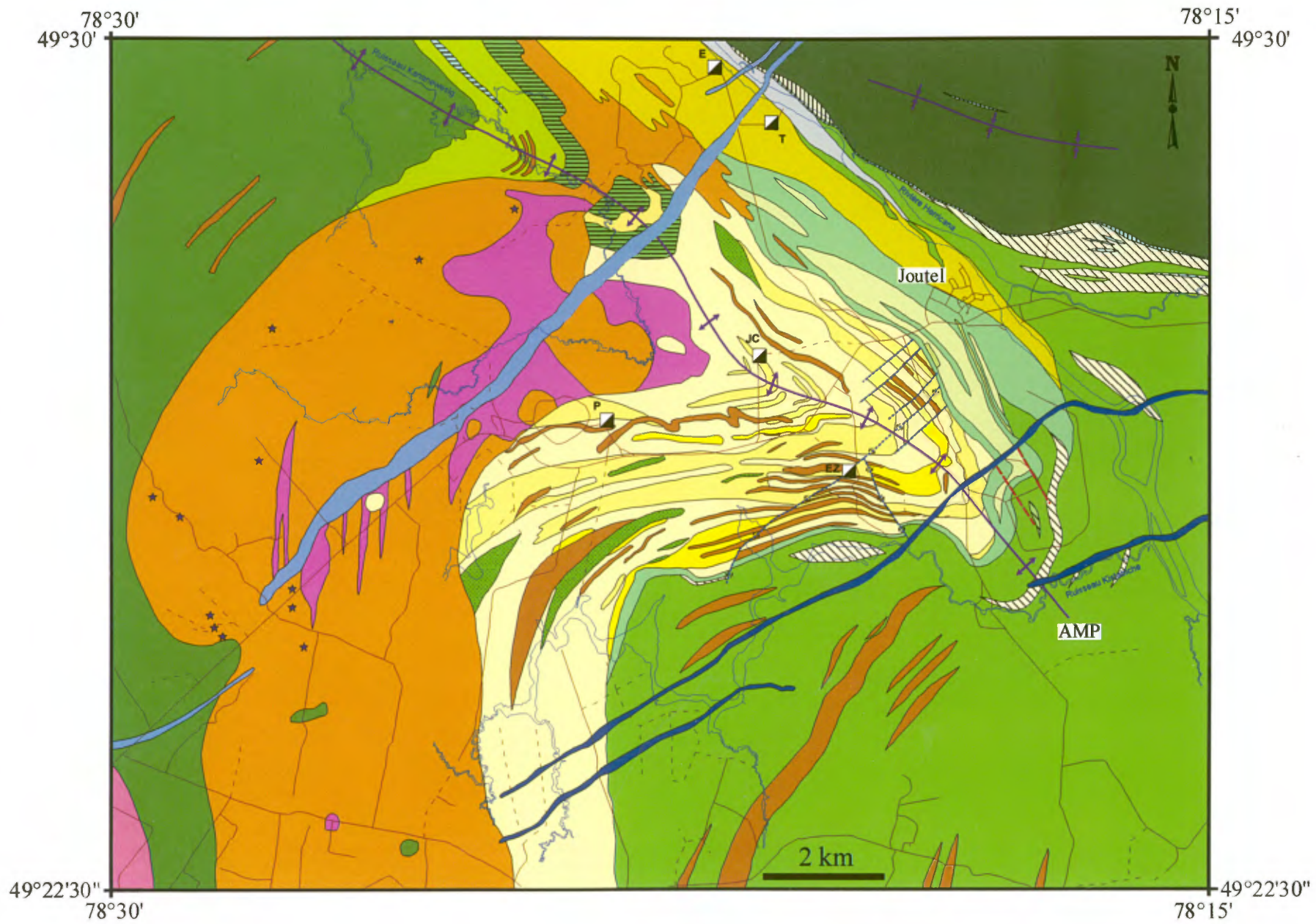
Ce nom provient du fait que cette unité fut présentée sous le terme de bande basaltique de Valrennes par Dubé (1993) et unité basaltique de Valrennes sur les cartes SIGÉOM. Trois coupes de référence ont été définies (Fig. 4). La coupe #1 est située dans l'extrémité ouest de la carte et présente la séquence inférieure de la formation. Les coupes #2 et #3 se trouvent dans la partie nord et représentent la séquence supérieure. Ces deux séquences n'ont pas été définies en membre étant donné l'absence d'affleurements permettant d'évaluer l'étendue de celles-ci.

La séquence inférieure de la Formation de Valrennes comprend des basaltes à basaltes andésitiques (Fig. 5A) coussinés à massifs, des filons-couches gabbroïques et de minces horizons d'exhalites d'ordre métrique. Les basaltes sont peu déformés et le litage, tel que définit par les coussins, est d'orientation NE-SW avec une polarité vers le SE. Les roches de la séquence inférieure ont été métamorphosées au faciès amphibolite inférieur et elles sont très peu altérées (Piché, 2000). Les basaltes sont d'affinité tholéiitique ($Zr/Y = 2,3-4,1$; Fig. 5B). Les spectres de terres rares sont plats ($La/Yb_N = 0,97-1,09$) avec des faibles anomalies négatives d'euporium ($Eu/Eu^* = 0,86-1,00$) (Fig. 5C).

La séquence supérieure affleure peu mais elle présente des tufs intermédiaires à blocs et à lapilli (Fig. 5A). On reconnaît aussi des laves massives de composition basalte andésitique à andésitique dans cette séquence mais celles-ci sont d'affinité tholéiitique et donc similaires à la séquence inférieure. On retrouve la séquence supérieure près de la charnière de l'anticlinal de McClure-Plamondon. Ces roches sont faiblement déformées et se distinguent par une affinité plutôt calco-alcaline (Fig. 5B). C'est à l'intérieur de cette séquence que Kernow Resources and Developments Ltd. ont intersecté récemment des minéralisations de chalcopryrite riche en argent et cuivre (Caillé, 1997).


4.1.1.2. Formation de Joutel (nouvelle unité)

Les roches formant le complexe volcanique de Joutel, tel que définit par Dubé (1993), forment la partie centrale de la carte. Le nom de Formation de Joutel lui a été assigné. À l'intérieur de cette formation trois membres ont été définis pour distinguer les diverses unités lithologiques retrouvées. Aucun contact n'a été observé entre ces membres et la nature de ceux-ci demeure donc inconnue.



PROTÉROZOÏQUE


Essaim de dykes de l'Abitibi (1141 +/- 2 Ma; Krogh et al., 1987)

 Diabase à olivine

Essaim de dykes de Biscotasing (2167 +/- 1 Ma; Buchan et al., 1993)

 Diabase à quartz**ARCHÉEN**


Tonalite de Joutel (2721 +/- 1 Ma; cette étude)

 Tonalite, granodiorite (granophyre)

Pluton de Mistouac (2726 +/- 2 Ma; Davis et al., 1994)

 Tonalite, diorite



Complexe mafique de Valrennes (2728 +/- 2 Ma; cette étude)

 Gabbro, diorite (parfois pegmatitique), hornblendite (★)




Groupe d'Harricana

 Conglomérat polygénique, siltstone, mudstone, wacke, formation de fer

Groupe de Cartwright (collines de)

 Basalte, basalte magnésien Rhyolite, dacite Siltstone, mudstone


Groupe de Vanier-Dalet-Poirier (2722 +/- 2 Ma; Gaboury et Daigneault, 1999)

 Andésite à basalte massif, coussiné et bréchique Tuf intermédiaire à lapilli Rhyolite, dacite Siltstone, mudstone



Groupe de Joutel-Raymond

Formation de Joutel




Membre d'Eagle

 Tuf rhyolitique à dacitique





Membre de Kistabiche

 Dacite aphanitique, dacite à phénocristaux de plagioclase Rhyolite à phénocristaux de quartz (1-5%; 0,5-1,0 mm) Tuf mafique à lapilli, à cristaux et à blocs

Membre de Poirier (2728 +/- 2 Ma; Mortensen, 1993)

 Dacite aphanitique, dacite à phénocristaux de plagioclase Rhyolite à phénocristaux de quartz (1-5%; 0,5-1,0 mm) Rhyolite à phénocristaux de quartz (10-25%; 1-2 mm) Andésite, basalte

Formation de Valrennes

 Basalte coussiné et massif Tuf intermédiaire à lapilli Andésite massive Siltstone, mudstone Gabbro







-  Cisaillement
-  Faille
-  Anticlinal; synclinal
-  Chemin
-  Chemin VTT
-  Gisements
- E - Eagle
- EZ - Explo-Zinc
- JC - Joutel Copper
- P - Poirier
- T - Telbel
- AMP Anticlinal McClure-Plamondon

Figure 2. Géologie régionale du camp minier de Joutel (32E/08-200-0201).

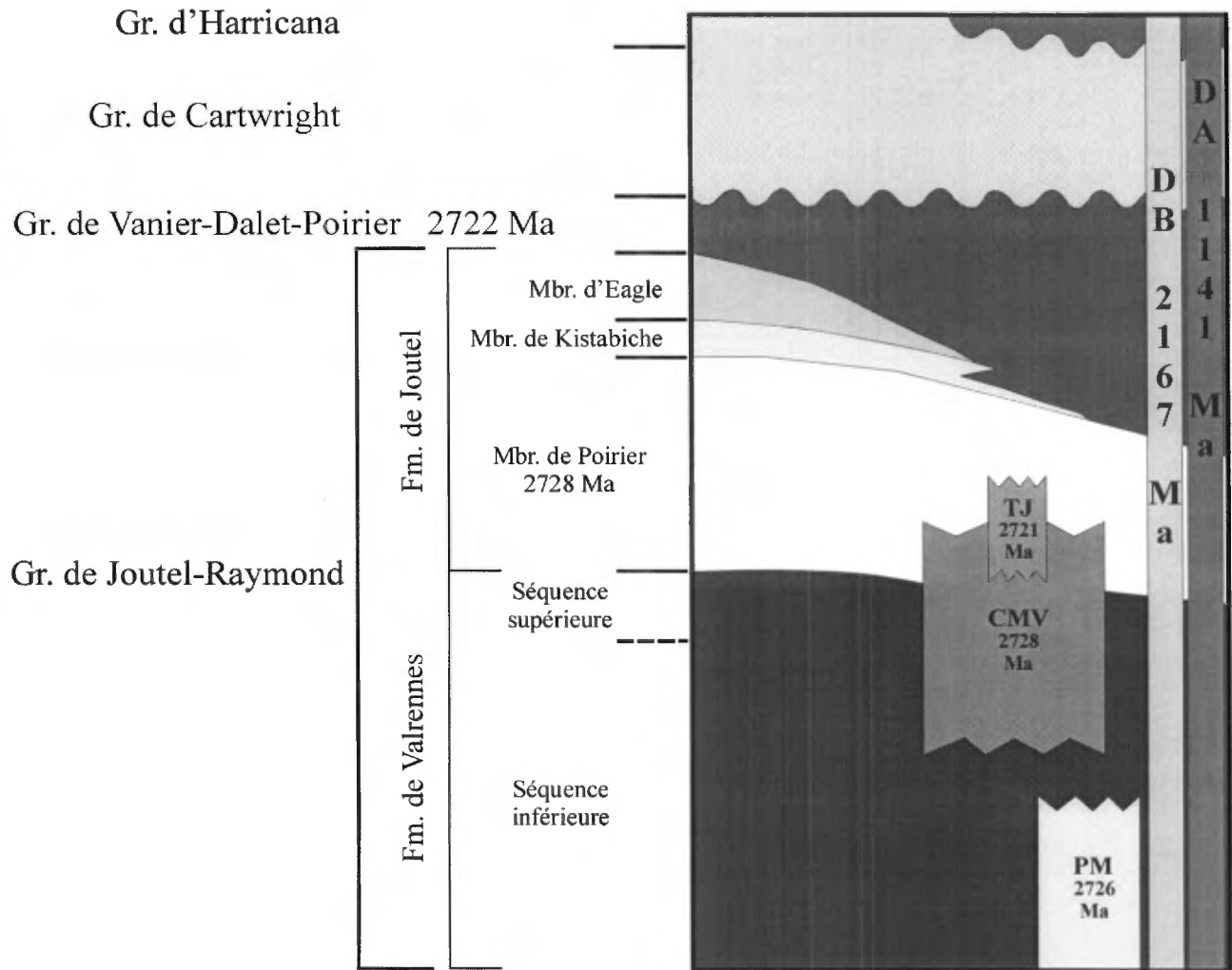
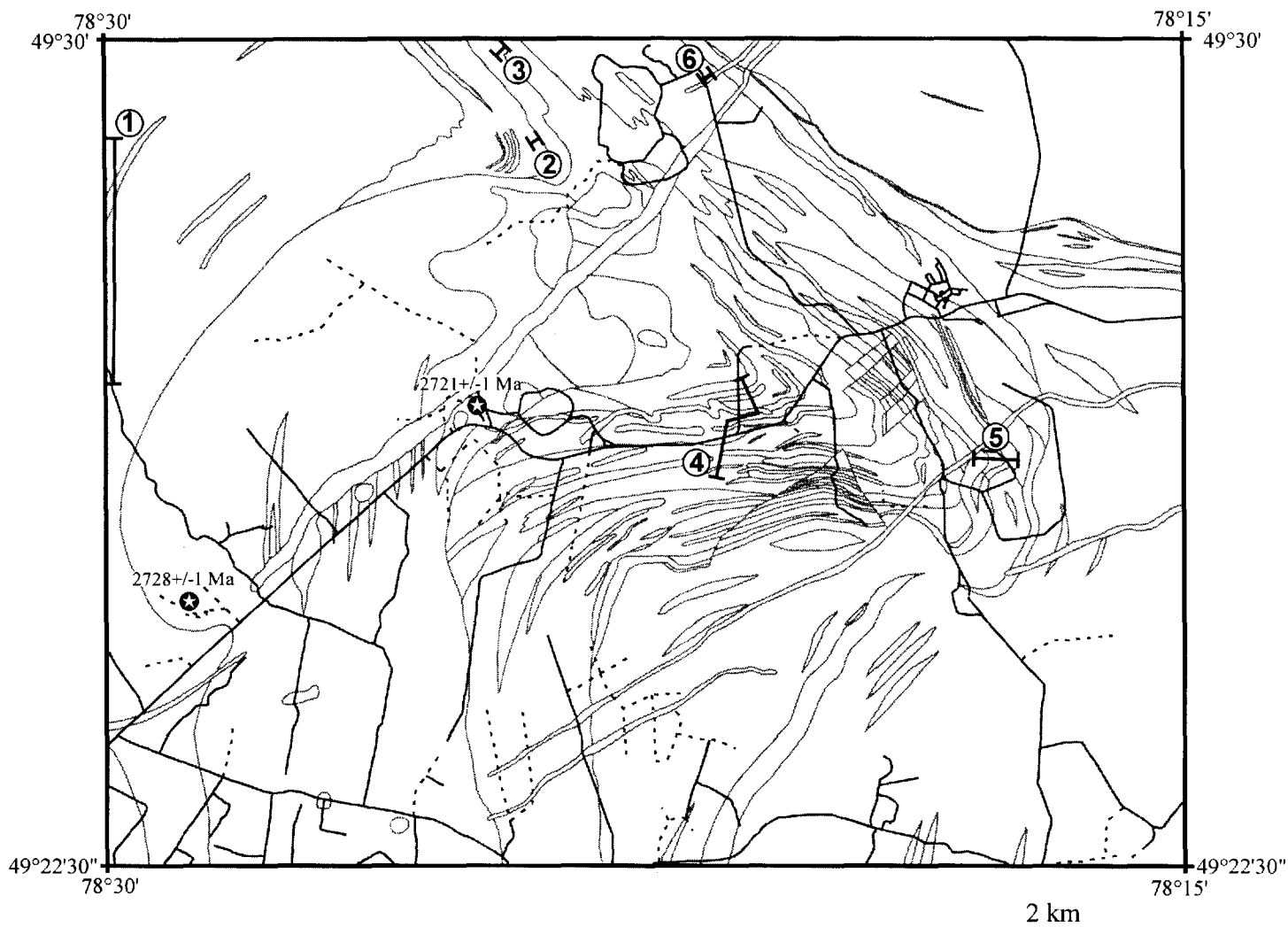


Figure 3. Colonne stratigraphique de la séquence de la région de Joutel. Voir texte pour les références des datations. CMV – Complexe mafique de Valrennes; PM – Pluton de Mistaouac; TJ – Tonalite de Joutel; DA - Diabase à olivine de l'essaim de dykes de l'Abitibi (1141 +/- 2 Ma; Krogh et al., 1987); DB – Diabase à quartz de l'essaim de dykes de Biscotasing (2167 +/- 1 Ma; Buchan et al., 1993).



Coupes de références

- ⑥ Membre d'Eagle: tuf felsique
(affl. 99-ML-2157 à 99-ML-2160)
- ⑤ Membre de Kistabiche: tuf mafique et lave dacitique
(affl. 99-FB-1103 à 99-FB-1107, 99-ML-2152)
- ④ Membre de Poirier: lave rhyolitique, gabbro
(affl. 99-FB-1007 à 99-FB-1010, 99-FB-1231, 99-FB-1232, 99-FB-1034 à 99-FB-1041)
- ③ Formation de Valrennes – séquence supérieure: andésite
(affl. 99-ML-2174 à 99-ML-2177)
- ② Formation de Valrennes – séquence supérieure: tuf à blocs et tuf à lapilli
(affl. 99-ML-2189)
- ① Formation de Valrennes – séquence inférieure: basalte, gabbro
(affl. 99-MP-0086 à 99-MP-0092, 99-MP-0165 à 99-MP-0171)

Figure 4. Localisation des coupes de référence du Groupe de Joutel-Raymond ainsi que les échantillons datés dans le cours de cette étude dans le feuillet 32 E/08-200-0201.

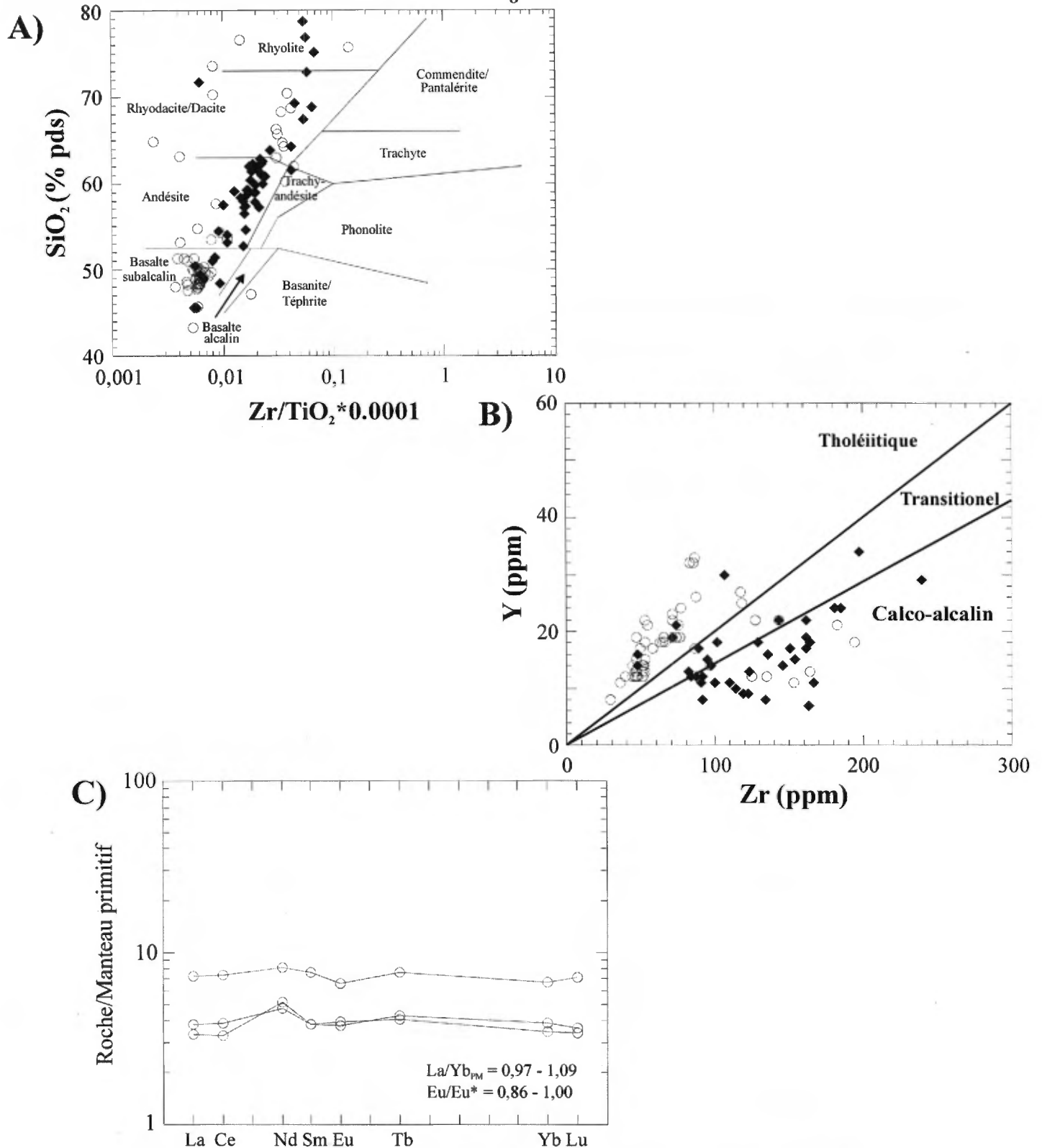


Figure 5. Géochimie de la Formation de Valrennes. Les analyses proviennent de la compilation de Piché (2000) et les terres rares de Dubé (1990). A) Diagramme de Winchester et Floyd (1977) illustrant la composition généralement basaltique de la séquence inférieure (o) et une composition plus felsique dans la séquence supérieure (♦). B) Graphique Y versus Zr montrant une tendance tholéiitique pour la séquence inférieure et une tendance calco-alcaline pour la séquence supérieure. C) Spectres de terres rares normalisés sur un manteau primitif de Sun et McDonough (1989) pour la séquence inférieure.

4.1.1.2.1. Membre de Poirier (nouvelle unité)

Les roches volcaniques à l'est de l'ancienne ville de Joutel ont été groupées dans le Membre de Poirier. Elles représentent la zone felsique principale de Dubé (1993). La partie supérieure du membre, à l'ouest du village de Joutel, a été datée à 2728 ± 2 Ma (Mortensen, 1993). Dans la partie ouest du membre, la séquence stratigraphique est plutôt est-ouest avec une polarité vers le sud, tandis que dans la partie est elle est nord-sud avec une polarité vers l'est. Cet agencement de la séquence stratigraphique à l'intérieur du Membre de Poirier est associé à l'anticlinal de McClure-Plamondon (Fig. 2). Ce membre est hôte des trois gisements de sulfures massifs dont le plus important fut exploité à la mine de Poirier. Une coupe de référence a été définie au sud de la mine Joutel-Copper. La coupe #4 présente les différents faciès observés dans ce membre qui seront présentés plus tard (Fig. 4). Le secteur à l'est du gisement d'Explo-Zinc affleure beaucoup mais il est déformé et altéré et il n'a donc pas été retenu comme secteur de référence.

Les roches du Membre de Poirier ont une composition dacitique à rhyolitique (Fig. 6A) et elles montrent des altérations en chlorite, séricite, calcite et dolomite/ankérite variant de faible à forte (Piché, 2000). Ces roches montrent une tendance transitionnelle à tholéiitique (Fig. 6B) avec un rapport Zr/Y variant entre 4,0 et 7,5. Le spectre de terres rares est relativement plat ($La/Yb_N = 1,46 - 2,39$) ce qui est caractéristique des roches à tendance tholéiitique (Drummond et Defant, 1990). On note également une forte anomalie négative en europium ($Eu/Eu^* = 0,21 - 0,67$) (Fig. 6C). Ces caractéristiques chimiques indiquent que les rhyolites du Membre de Poirier correspondent au groupe FIIIa de Leshner et al. (1986) et au groupe II de Barrie et al. (1993).

4.1.1.2.2. Membre de Kistabiche (nouvelle unité)

Deux types de roche forment le Membre de Kistabiche. La majeure partie des roches du membre sont des tufs intermédiaires à mafiques à lapilli, à blocs et à cristaux. On y retrouve aussi interdigité des laves dacitiques. À quelques endroits dans les tufs des dépôts turbiditiques ont été reconnus (dont 1 dans la coupe de référence). Une coupe de référence (# 5) a été définie au sud de l'ancienne ville de Joutel (Fig. 4). Le ruisseau de Kistabiche se trouve près de cette coupe.

La distinction entre les tufs plutôt mafiques et les roches felsiques est bien observée dans la composition chimique de ces roches (Fig. 7A). Les deux séquences montrent une tendance de calco-

alcaline à transitionnelle avec un rapport Zr/Y variant de 5 à 10 (Fig. 7B). Plusieurs échantillons de lave dacitique tombent aussi dans le champ tholéiitique.

4.1.1.2.3. Membre d'Eagle (nouvelle unité)

Ce membre présente ce qui est interprété comme des tufs felsiques de composition dacitique (Fig. 8A). Ces roches sont fortement altérées (séricite et ankérite) et déformées, et affleurent peu. Une coupe de référence (# 6) a été établie au sud de l'ancien site de la mine Eagle (Fig. 4).

Ces roches se distinguent chimiquement des deux membres précédents par leur nature fortement calco-alcaline, avec un rapport Zr/Y supérieur à 9 (Fig. 8B). La composition chimique de ce membre le place dans le groupe FI de Leshner et al. (1986) et le groupe IV de Barrie et al. (1993).

4.1.2. Groupe de Vanier-Dalet-Poirier

Ce groupe se retrouve dans les parties sud et sud-est de la carte. Il est caractérisé par des basaltes à andésites (Fig. 9A) coussinés, massifs et bréchiques. On y retrouve également des filons-couches gabbroïques et quelques horizons dacitiques de puissance généralement inférieure à 200 mètres. Un dôme dacitique dans la partie sud du groupe à la mine Géant Dormant a été daté à 2722 ± 2 Ma par Gaboury et Daigneault (1999). Un âge similaire est inféré pour le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier dans le secteur de Joutel.

Cette séquence de roches se distingue de la Formation de Valrennes par la présence d'une tendance calco-alcaline et d'une tendance tholéiitique (Fig. 9B). Cette observation diffère de celle de Gaboury et Daigneault (1999) dans le secteur de la mine Géant Dormant, où les roches mafiques sont clairement caractérisées par une affinité tholéiitique. Bien que plusieurs échantillons du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier dans le secteur montrent une affinité tholéiitique, ceux-ci sont généralement associés aux filons-couches gabbroïques et les roches avoisinantes. Cependant, les roches felsiques de ce groupe montrent presque toutes une affinité calco-alcaline (Fig. 9B).

4.1.3. Groupe de Cartwright

On le retrouve dans la partie nord-est de la carte. Les basaltes magnésiens et les basaltes caractérisent la majorité des roches de ce groupe. Ces roches se trouvent généralement sous forme de faciès coussiné ou de faciès massif. Plusieurs horizons de siltstone graphiteux sont interdigités avec les basaltes et ceux-

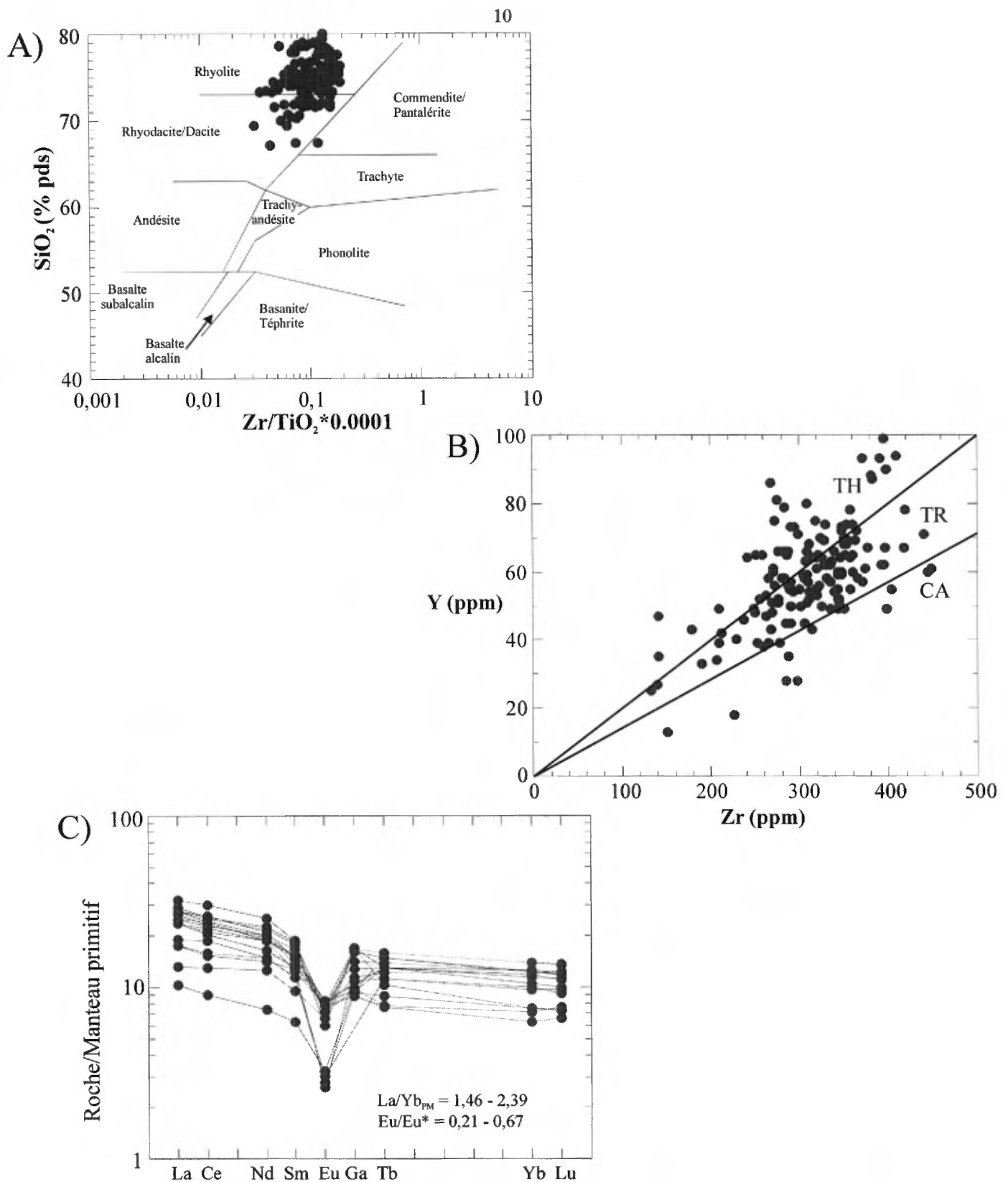


Figure 6. Géochimie du Membre de Poirier. Les analyses proviennent de la compilation de Piché (2000) et les terres rares de Dubé (1990). A) Diagramme de Winchester et Floyd (1977) illustrant la composition généralement rhyolitique des roches. B) Graphique Y versus Zr montrant une tendance tholéiitique à transitionnelle pour le membre. C) Spectres de terres rares normalisés sur un manteau primitif de Sun et McDonough (1989). Des valeurs de $La/Yb_{PM} < 2,5$ sont caractéristiques des séries tholéiitiques.

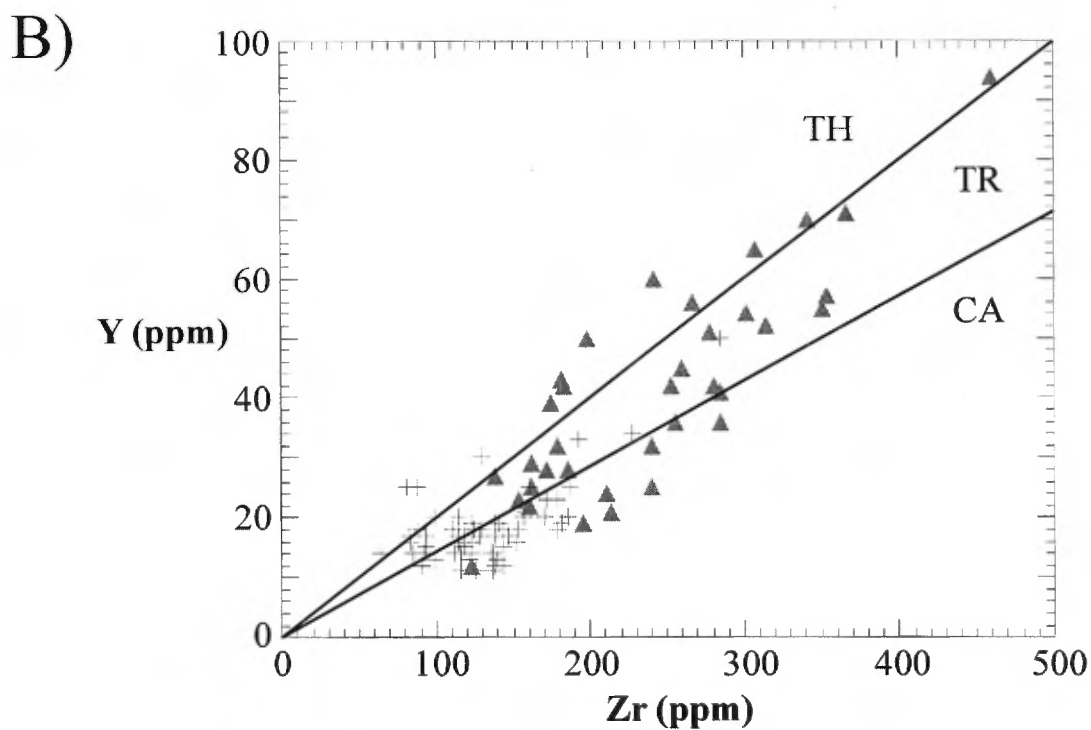
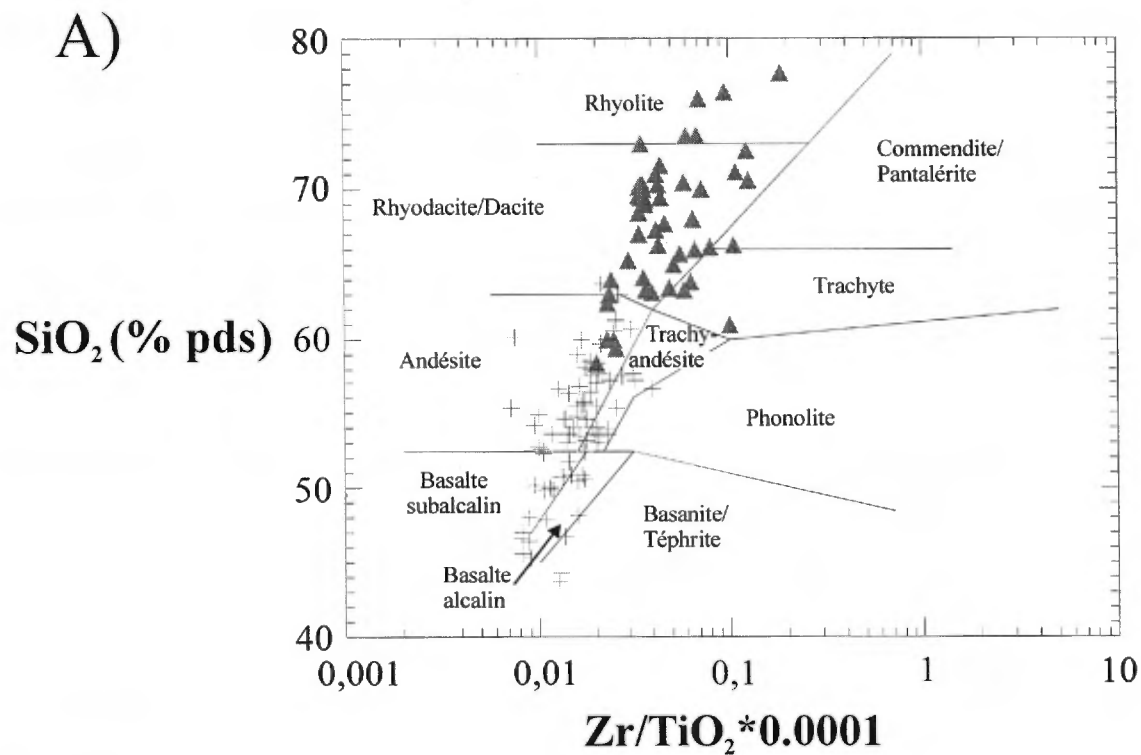


Figure 7. Géochimie du Membre de Kistabiche. Les analyses proviennent de la compilation de Piché (2000). A) Diagramme de Winchester et Floyd (1977) montrant une composition basaltique à andésitique pour les tufs mafiques (+) et une composition dacitique à rhyolitique pour les laves felsiques (\blacktriangle). B) Graphique Y versus Zr illustrant la tendance transitionnelle à calco-alcaline du membre.

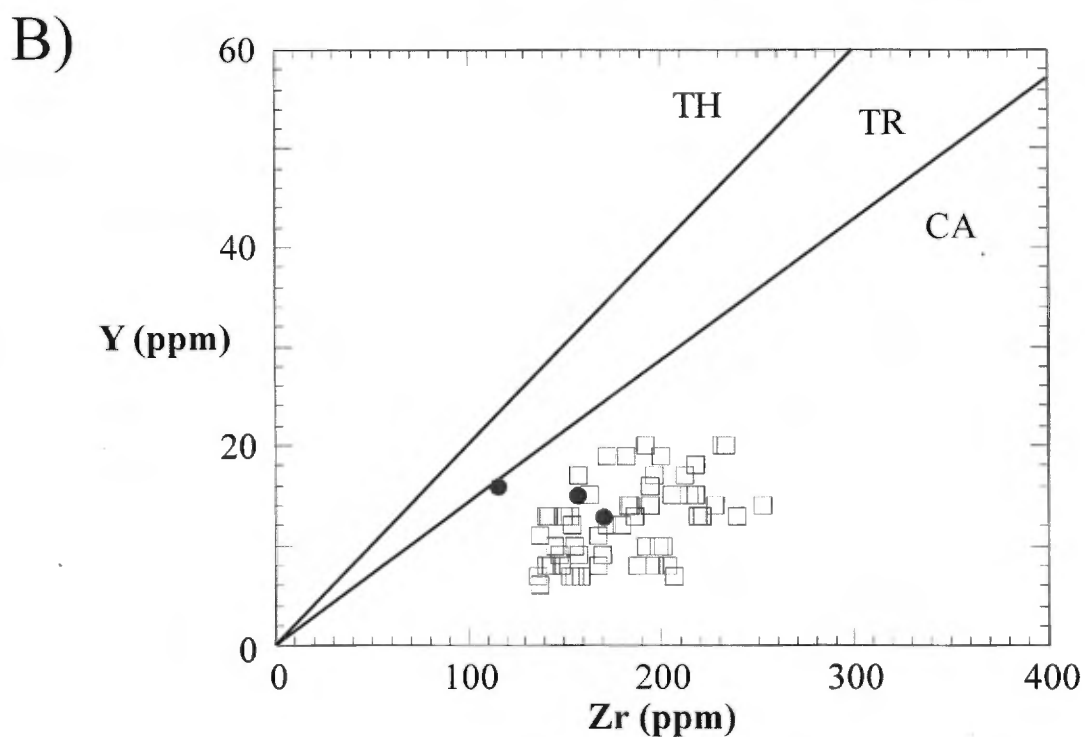
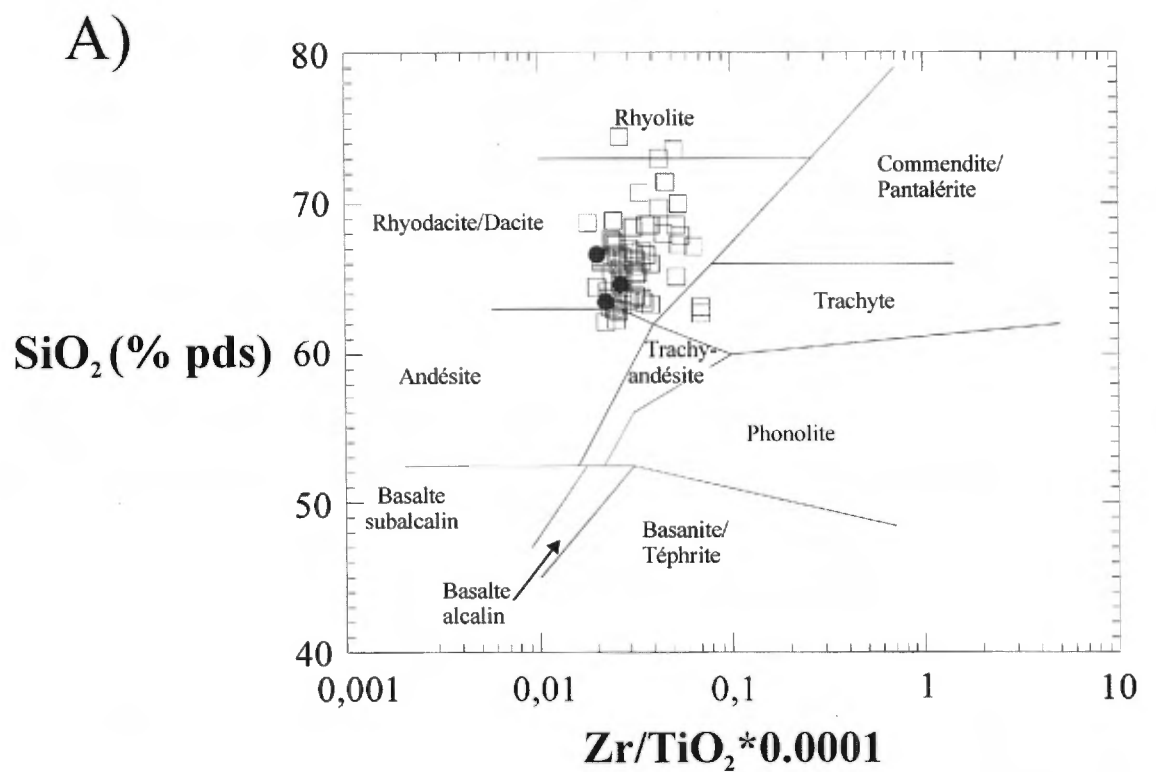


Figure 8. Géochimie du Membre d'Eagle. Les analyses proviennent de la compilation de Piché (2000). A) Diagramme de Winchester et Floyd (1977) indiquant la composition dacitique de la plupart de ces roches. B) Graphique Y versus Zr montrant la tendance clairement calco-alcaline de ce groupe. Les échantillons du pluton de Mistaouac (●) sont aussi présentés pour fin de comparaison.

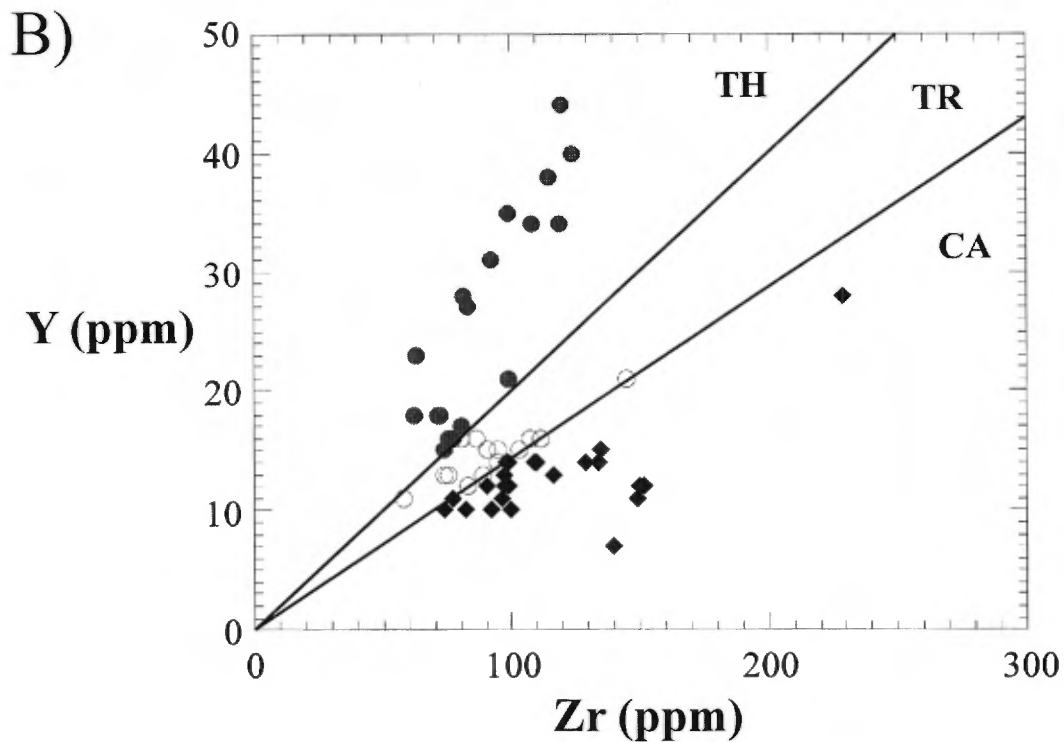
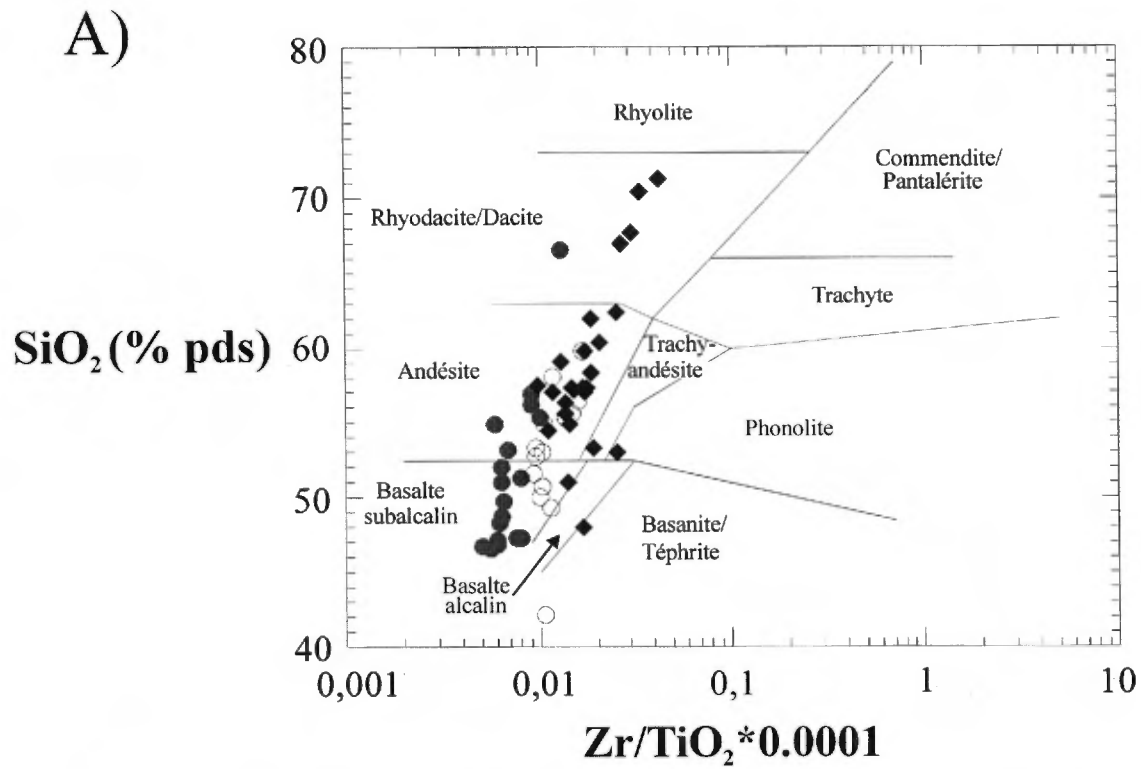


Figure 9. Géochimie du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier. Les analyses proviennent des échantillons récoltés lors des présents travaux (Piché, 2000). A) Diagramme de Winchester et Floyd (1977) montrant la composition basaltique des roches tholéiitiques et la composition andésitique à dacitique des roches calco-alcalines. B) Graphique Y versus Zr montrant les différentes tendances observées à l'intérieur du groupe.

ci sont responsables pour la plupart des anomalies électromagnétiques. Ces unités graphiteuses et la présence de basaltes coussinés suggèrent un environnement sous-marin pour l'éruption de ces roches volcaniques. La séquence stratigraphique à l'intérieur du groupe est d'orientation ESE-WNW tel que définit par les basaltes coussinés. Les polarités indiquent la présence d'un synclinal probablement associé à la première phase de déformation. Le Groupe de Cartwright est en contact tectonique avec le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier.

Ces roches se distinguent de la Formation de Valrennes et du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier par leur affinité tholéitique à komatiitique (Fig. 10A). Le Groupe de Cartwright présentent des basaltes et des basaltes magnésiens car elles possèdent moins de 18% MgO (Fig. 10B). Les basaltes magnésiens sont équivalents aux basaltes komatiitiques de Jensen (1976) et ils font partie du sous-groupe non-appauvri en aluminium ($Al_2O_3/TiO_2 = 16,2 - 21,8$; Arndt, 1994).

4.1.4. Groupe d'Harricana

Des conglomérats polygéniques, des grès et des siltstones argilleux forment le Groupe d'Harricana. Ce dernier est très mal exposé et il est connu grâce aux travaux sous-terrains aux mines Eagle et Telbel ainsi qu'aux divers forages d'exploration le long de la rivière Harricana. Quelques affleurements de faible qualité sont présents le long de la rivière Harricana. Le gisement aurifère Eagle-Telbel, qui sera discuté plus loin, est intimement associé au Groupe d'Harricana. Les différents faciès sédimentaires de ce groupe ont été décrits par Simard et Genest (1990), Dubé et al. (1991) et Gauthier (2000). La polarité, tel que définie lors de ces travaux, est vers le NE. Le Groupe d'Harricana est en contact tectonique avec le Membre d'Eagle. La séquence sédimentaire est caractérisée par: 1) un conglomérat polygénique à fragments dominants ("clast-supported") et anguleux à la base contenant surtout des fragments felsiques (similaire au Membre d'Eagle) déformés et atteignant jusqu'à 5 mètres de diamètre; 2) des brusques changements latéraux et verticaux des faciès et 3) des grès et des siltstones graphiteux de puissance inférieure à 3 mètres. Ces observations suggèrent que les roches sédimentaires font partie du cycle 2 (2715-2705 Ma) de Mueller et Donaldson (1992) associé à l'érosion d'arcs volcaniques.

4.2. Intrusions

Trois intrusions majeures (à l'exception des

nombreux dykes de gabbro et de diabase) sont présents dans le camp minier de Joutel. L'étude et la datation de ces intrusions sont primordiales à l'évaluation du rôle joué par celles-ci lors des minéralisations des métaux de base et aurifères.

4.2.1. Complexe mafique de Valrennes

Cette intrusion mafique a été reconnue par Dubé (1989) qui l'a désigné comme Complexe lité de Valrennes. Nous suggérons le terme Complexe mafique de Valrennes (CMV) étant donné que le litage magmatique, observé localement, présente des lits d'une puissance généralement inférieure à 1 mètre et on ne peut définir de série ou de zone tel que définit par Irvine (1982). Pour une description plus détaillée du complexe le lecteur est prié de consulter Dubé (1990, 1993).

Le complexe se situe au contact entre la Formation de Valrennes et la Formation de Joutel. Plusieurs inclusions de basalte et de rhyolite atteignant jusqu'à 300 mètres d'épaisseur sont présents dans le complexe. Une lentille de sulfures massifs (pyrrhotine, pyrite) stérile est associée à l'inclusion de rhyolite. Le CMV est composé surtout de diorite, diorite à quartz, gabbro, gabbro à quartz et d'hornblendite. Dubé (1993) avait attribué des tonalites et des granophyres au complexe. Ces tonalites et ces granophyres avaient été différencées de la Tonalite de Joutel par la présence de minéraux mafiques et leur aspect massif. D'après nos observations, cette différence est reliée à une altération plus importante dans la partie NE de la Tonalite. De plus, il fut démontré par Jébrak (2000) que ces tonalites ne peuvent être produites par le simple fractionnement du CMV.

L'hornblendite est généralement présente sous forme de lits métriques en contact graduel avec le gabbro. Ces lits sont retrouvés dans la partie ouest du complexe; c'est-à-dire à la base du complexe. En lames minces, l'hornblende remplace presque complètement les clinopyroxènes. Les gabbros et les diorites sont composés de cumulat de plagioclase qui définit localement une foliation magmatique. Les phases intercumulus sont représentées par les pyroxènes (surtout clino), la hornblende et l'olivine. Les pyroxènes sont généralement remplacés par la hornblende magmatique. Lorsque présent, le quartz montre une texture poecilitique et peut former jusqu'à 10% de la roche. Localement des phases pegmatitiques sont retrouvées; les cristaux atteignant jusqu'à 3 cm de diamètre. Cette observation et la présence d'hornblende suggèrent une quantité d'eau importante lors de la cristallisation du complexe. La

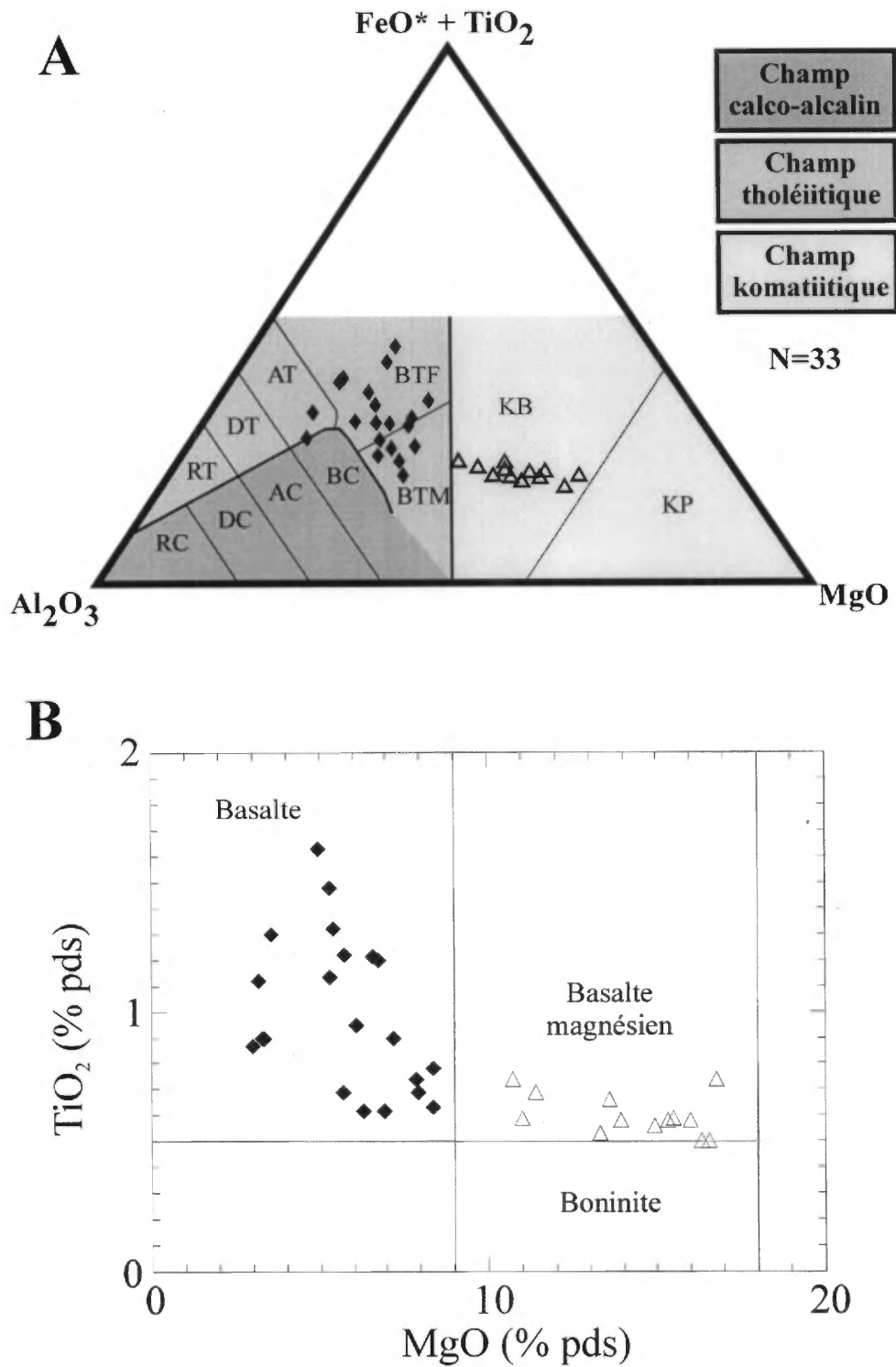


Figure 10. Géochimie du Groupe de Cartwright. Les analyses proviennent de la compilation de Piché (2000). A) Diagramme de Jensen (1976) illustrant la tendance tholéiitique à komatiitique des roches. B) Graphique TiO_2 versus MgO indiquant la composition de basalte et de basalte magnésien du groupe.

teneur de chlore dans la hornblende ($< 0,8$ % pds; Dubé, 1990) suggère une assimilation d'eau de mer. Les mesures de litage magmatique indiquent que celui-ci est parallèle à la forme du complexe; c'est-à-dire le So est N-S dans la partie SW et il devient E-W dans la partie NE. Ces mesures sont aussi compatibles avec celles prises dans la Formation de Valrennes suggérant que le complexe est concordant. Cependant ce dernier semble recouper les différentes coulées formant le Membre de Poirier indiquant que le complexe est sub-concordant.

Le Complexe mafique de Valrennes a été interprété comme étant d'âge syn- à post-métamorphique (Dubé, 1993). Cependant à certains endroits il est bréchifié par la Tonalite de Joutel qui est interprété par Dubé (1993) comme étant synvolcanique (Photo 1). Afin de déduire la relation temporelle de ce complexe avec les sulfures massifs volcanogènes, un échantillon pegmatitique de gabbro près de la base a été récolté pour datation. Une quantité importante de zircons idiomorphes frais a été obtenue de l'échantillon. Les zircons ont donné un âge U-Pb de $2728,0 \pm 0,9$ Ma ce qui est identique à l'âge obtenu pour le Membre de Poirier par Mortensen (1993)(Fig. 11). Les datations indiquent donc une synchronicité de la mise en place de la base du CMV et le Membre de Poirier (et vraisemblablement les sulfures massifs volcanogènes).

Chimiquement le complexe est de composition ultramafique à intermédiaire ($\text{SiO}_2 = 37$ à 64 % pds) et montre une affinité tholéïitique (Fig. 12A). Les hornblendites sont très enrichies en fer avec un nombre Mg variant de 21 à 51. Les gabbros et les diorites montrent des nombres Mg légèrement supérieurs. Une section lithogéochimique à travers le complexe montre une variation chimique typique des complexes mafiques (Fig. 13). Les hornblendites sont généralement trouvées dans le quart inférieur du complexe et les roches plus felsiques (diorite à quartz) forment la partie supérieure. On note bien sur ces sections l'enrichissement en fer et en titane, et l'appauvrissement en magnésium dans les roches ultramafiques. Les spectres des terres rares sont plats avec des anomalies d'euporium positives associées aux cumulats de plagioclase (Fig. 12B).

4.2.2. Pluton de Mistaouac

Le pluton de Mistaouac affleure seulement dans l'extrémité SW du feuillet NW du 32E/08. Il a été daté à 2726 ± 2 Ma (Davis et al., 1994) et donc il est plus jeune que le CMV et les roches felsiques de la Formation de Joutel. Les roches observées sont des diorites à quartz, mais on note également des

tonalites et des granodiorites en dehors de la région à l'étude (Rive et al., 1990). La hornblende et la biotite représentent les minéraux mafiques, et le plagioclase est peu altéré. La couleur brune de la biotite en lame mince est caractéristique des plutons syn-volcaniques de la zone volcanique nord (Legault, en cours). De plus, chimiquement le Mistaouac montre plusieurs affinités chimiques avec les plutons synvolcaniques de la zone volcanique sud de la Sous-province de l'Abitibi (Feng et Kerrich, 1992; Sutcliffe et al., 1993). Chimiquement, les compositions du pluton de Mistaouac sont similaires à ceux du Membre d'Eagle (Fig. 8).

4.2.3. Tonalite de Joutel

La Tonalite de Joutel se retrouve dans la partie centrale de la région étudiée. Dubé (1993) y réfère comme le pluton de Joutel. Nos travaux indiquent cependant que la Tonalite de Joutel ne représente pas une masse ovoïde, mais plutôt un ensemble de sills et de dykes. La partie est de la Tonalite de Joutel a un faible pendage (environ 30° vers l'est) et recoupe le gisement de Joutel Copper en profondeur. La partie ouest de la Tonalite de Joutel montre des contacts sub-verticaux et son orientation parallèle au litage magmatique suggère que ce sont des sills.

La Tonalite de Joutel se situe au contact entre le Membre de Poirier et le CMV ainsi qu'à l'intérieur de ce dernier. La coloration d'une dizaine d'échantillons pour des feldspaths potassiques indiquent seulement la présence locale de ceux-ci. Les enclaves de roches volcaniques felsiques mentionnés par Dubé (1993) ont été examinées en lames minces et ils représentent pour la plupart des tonalites où les feldspaths sont complètement altérés en séricite et en carbonates. Cette altération donne à la roche l'apparence d'une rhyolite porphyrique à quartz. La Tonalite de Joutel est caractérisée par une texture granophyrique omniprésente d'intercroissance de quartz et de plagioclase (Photo 2). Cependant cette texture est parfois masquée par une intense altération des plagioclases.

La Tonalite de Joutel montre différents degrés d'altération discrète retrouvée sous trois phases: chlorite, épidote et quartz-carbonates. Les veinules de chlorite et d'épidote se forment tôt après la mise en place de la Tonalite. Ces veinules suggèrent une altération par des fluides salins. Ces fluides peuvent être d'origine endogène ou marine. Le quartz des veinules de chlorite possède des inclusions fluides riche en CO_2 et en sel suggérant un ébullition près de la surface. Les veines de quartz-carbonates aurifères de la partie nord-ouest de la Tonalite de Joutel sont



Photo 1. Brèche intrusive formée de fragments provenant du Complexe mafique de Valrennes et d'une matrice tonalitique similaire à la Tonalite de Joutel. Affleurement 2196.

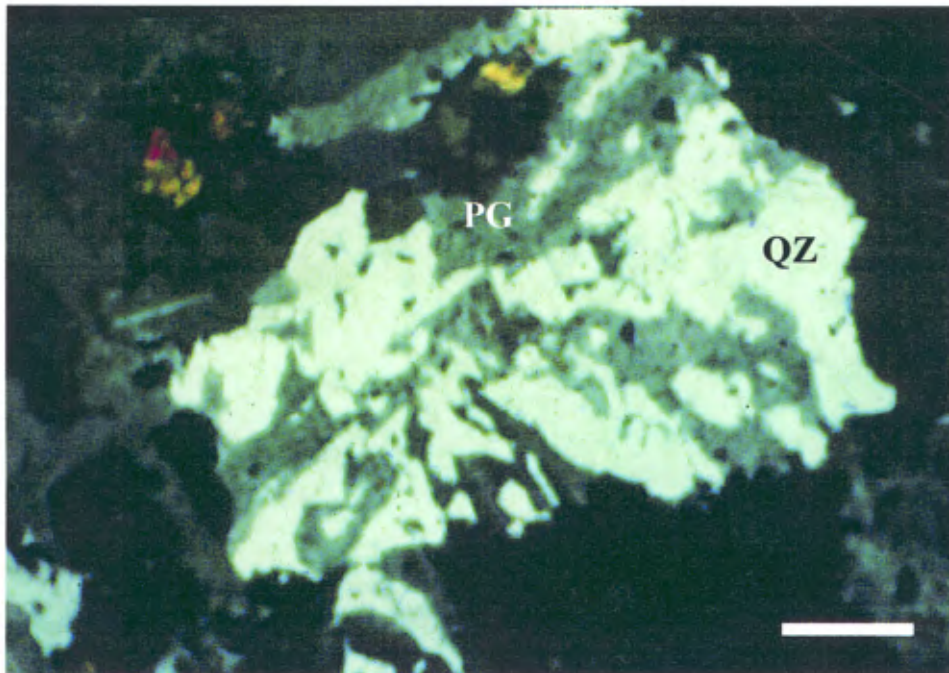


Photo 2. Texture granophyrique typique de la Tonalite de Joutel. Barre 1 mm. Échantillon 2121D.

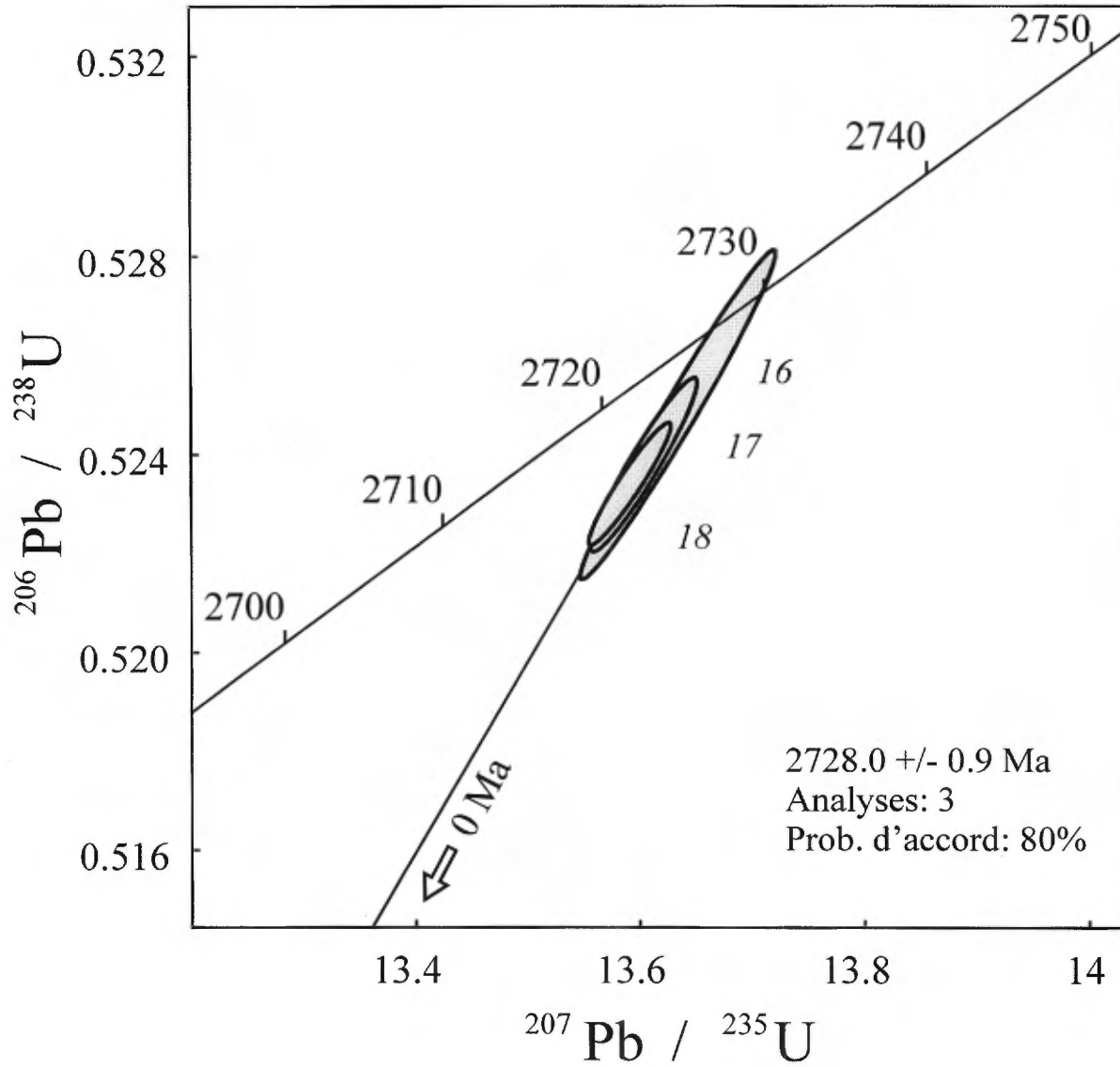


Figure 11. Graphique concordia U-Pb pour un gabbro pegmatitique situé à la base du Complexe mafique de Valrennes.

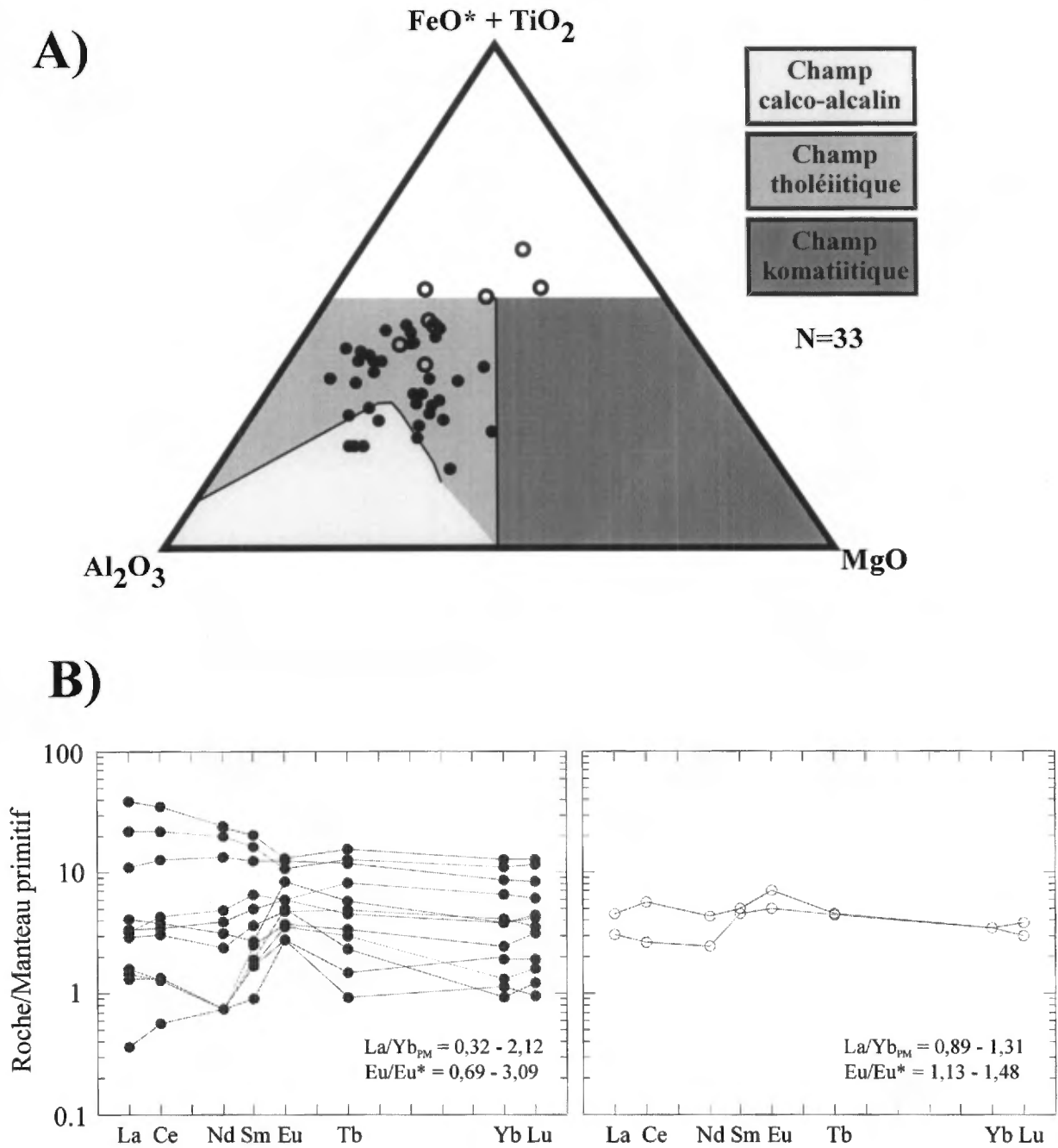


Figure 12. Géochimie du Complexe mafique de Valrennes. Les analyses proviennent de la compilation de Piché (2000) et les terres rares de Dubé (1990). A) Diagramme de Jensen (1976) montrant l'affinité tholéiitique des gabbros et des diorites (•) ainsi que des hornblendites (○). Notez l'enrichissement en fer de ces derniers. B) Spectres des terres rares illustrant le fractionnement des terres rares légères et l'anomalie positive en europium.

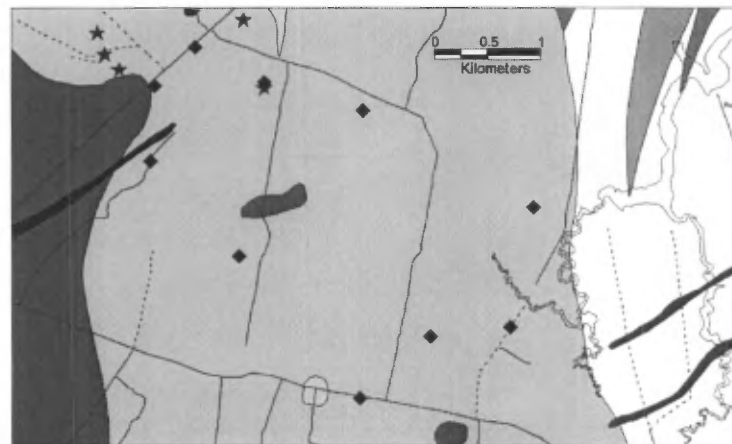
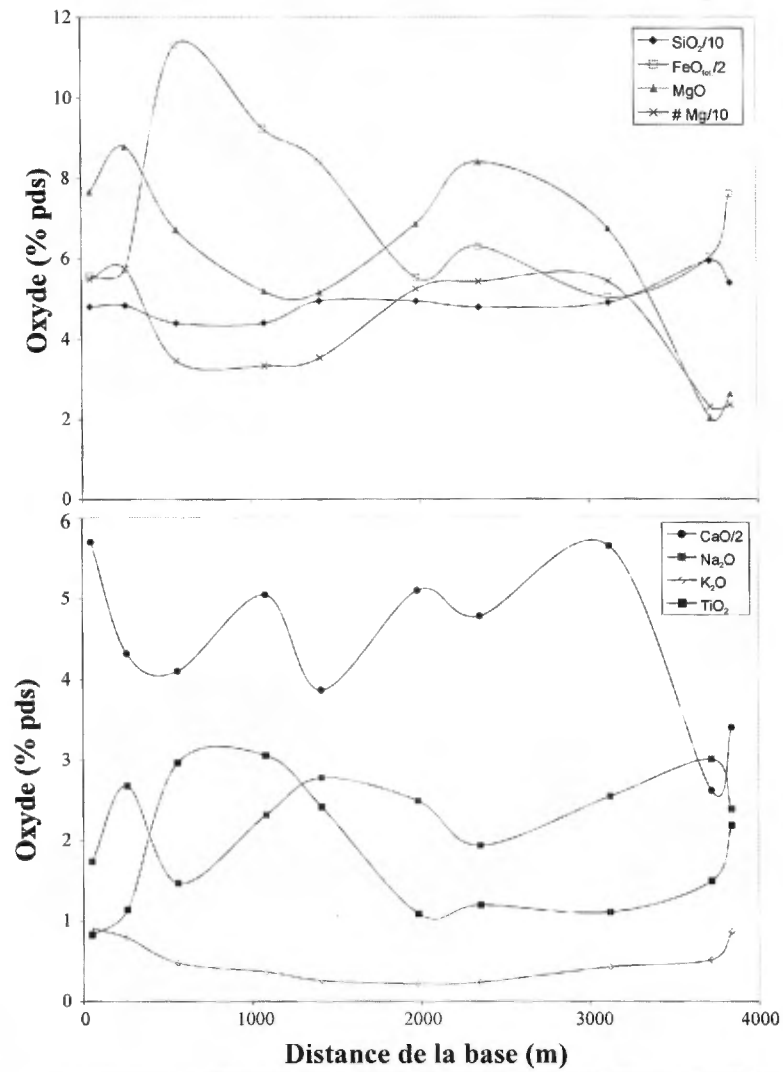


Figure 13. Section lithogéochimique du Complexe mafique de Valrennes. La variation chimique est bien observable malgré le fait que les variations minéralogiques sont très subtiles sur le terrain. La carte indique la position des échantillons dans la partie sud du Complexe mafique de Valrennes. Voir figure 2 pour la légende.

semblables aux minéralisations en or de type orogénique des plutons de Flavrian et de Bourlamaque (Jébrak, 1992).

Un âge synvolcanique a été interprété par Dubé (1993) pour la Tonalite de Joutel basée sur la présence d'une schistosité sur certains affleurements. Cependant, le recoupement du gisement de Joutel Copper par la tonalite indique un âge plus jeune que 2728 Ma, l'âge de la rhyolite encaissant les SMV. Afin de déterminer si la Tonalite a pu agir comme source de chaleur pour produire le système hydrothermal responsable des sulfures massifs volcanogènes, un échantillon de tonalite a été récolté dans la carrière de la mine de Poirier pour datation. Une quantité importante de zircons idiomorphes frais a été obtenue de l'échantillon. Certains des grains avaient des noyaux visibles, mais l'analyse de ceux-ci ainsi que des couronnes, indiquent des âges similaires. L'âge U-Pb pour la Tonalite de Joutel est de $2721,0 \pm 0,7$ Ma (Fig. 14), soit 7 Ma plus jeune que le Membre de Poirier et la base du CMV.

Chimiquement la Tonalite de Joutel est semblable à d'autres intrusions felsiques retrouvées en association avec des gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV) tel que le pluton de Flavrian dans le camp minier de Rouyn-Noranda (Galley, 1996). La Tonalite montre une affinité tholéiitique ainsi qu'une composition typique des tonalites issues d'arc océanique (Fig. 15A). De plus, le spectre de terres rares est plat ($La/Yb_N < 2.87$) et montre une forte anomalie négative en europium ($Eu/Eu^* < 0.47$; Fig. 15B). Il est intéressant de noter la grande similarité en composition chimique entre la Tonalite de Joutel et le Membre de Poirier.

5.0. STRUCTURE

5.1. Intensité de déformation

Le secteur de Joutel présente une déformation hétérogène, une caractéristique typique des terrains archéens de l'Abitibi (Chown et al., 1992). La figure 16 montre la distribution de la déformation à partir d'une évaluation qualitative de l'anisotropie planaire au sein des roches. Elle permet de faire ressortir une déformation significativement plus importante dans un couloir de direction SE défini comme étant le couloir de déformation d'Harricana. Ce couloir, identifié «A» sur la figure 16, représente l'élément structural le plus significatif de la région. Trois autres couloirs de déformation sont également reconnus. L'auréole de Mistaouac (B sur la figure 16) représente une zone de déformation de direction N-S. Ce type de zone est généralement confiné au

pourtour des grandes masses plutoniques de l'Abitibi (Daigneault, 1996). Elle se caractérise par un niveau métamorphique au faciès des amphibolites. Le couloir de Joutel (C sur la figure 16) est de direction E-W et représente le contact entre les roches volcaniques du Groupe de Carthwright et le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier. Ce couloir est d'avantage interprété dans le secteur d'étude puisqu'aucun affleurement appartenant à cette zone n'a été répertorié. L'auréole de Marest (D sur la figure 16) affleure dans le coin SE de la carte. Tout comme l'auréole de Mistaouac, le métamorphisme y est plus élevé.

5.2. Événements de déformation

La région a été divisée en trois grands domaines sur la base des signatures structurales reconnus respectivement au nord, au sud et au sein du couloir d'Harricana. Le domaine de Poirier-Valrennes est localisé au sud-ouest du couloir d'Harricana. Il est caractérisé par les assemblages de roches peu ou pas déformés avec des couches de direction N-S à NE et de pendages subverticaux. Ce domaine possède une schistosité S_1 subparallèle aux couches tels que démontré en trajectoires sur la carte structurale de la figure 17. Le couloir associé à l'auréole de Mistaouac est également concordant à cette attitude. La fabrique S_1 est une fabrique généralement frustrée. Elle correspond à l'orientation préférentielle des objets géologiques comme les coussins dans les laves mafiques. Les sommets dans la séquence volcanique sont constants vers l'E, ce qui implique qu'aucun pli de première phase n'est présent dans le secteur d'étude. Cette information est compatible avec les travaux de Hocq (1983) plus au sud, qui interprétait également une séquence homoclinale à sommet vers l'est. Le domaine de Carthwright, au nord-est, représente un domaine peu à pas déformé. Les coussins sont communs et certains permettent de déduire des plans de stratification faiblement inclinés.

La zone de déformation d'Harricana se caractérise par un grain structural de direction SE et possède une épaisseur dépassant localement les 5 km. Cette zone affecte davantage les roches felsiques de la Formation de Joutel. Cette relation pourrait être expliquée par une altération volcanogène préalable dans les roches felsiques qui aurait eu comme effet d'augmenter leur sensibilité à la déformation. La signature du couloir se caractérise d'abord par la présence d'une fabrique planaire S_2 prenant la forme d'une foliation mylonitique de direction SE. Cette fabrique devient l'élément planaire dominant et masque généralement la fabrique S_1 . Une linéation d'étirement à forte plongée vers le sud-est est

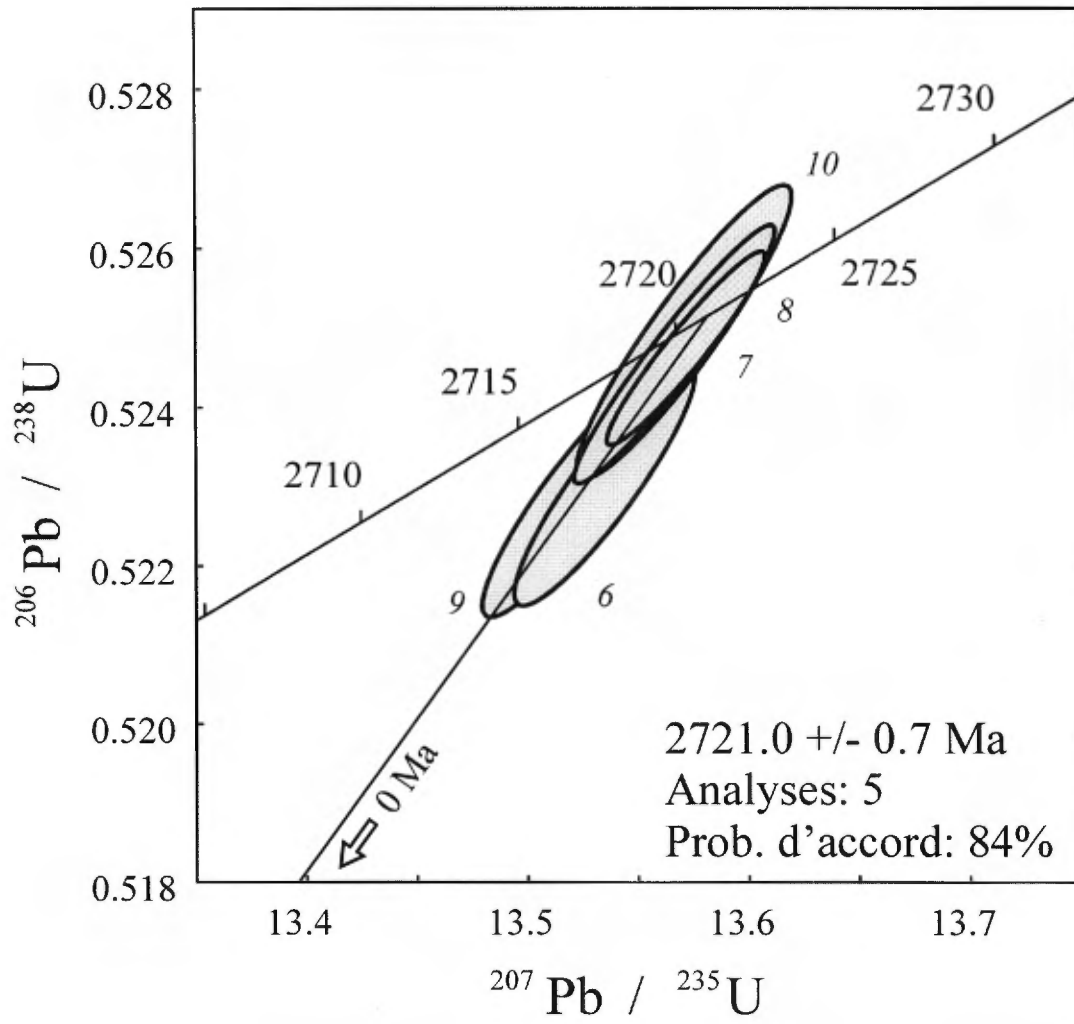


Figure 14. Graphique concordia U-Pb pour un échantillon provenant de la Tonalite de Joutel.

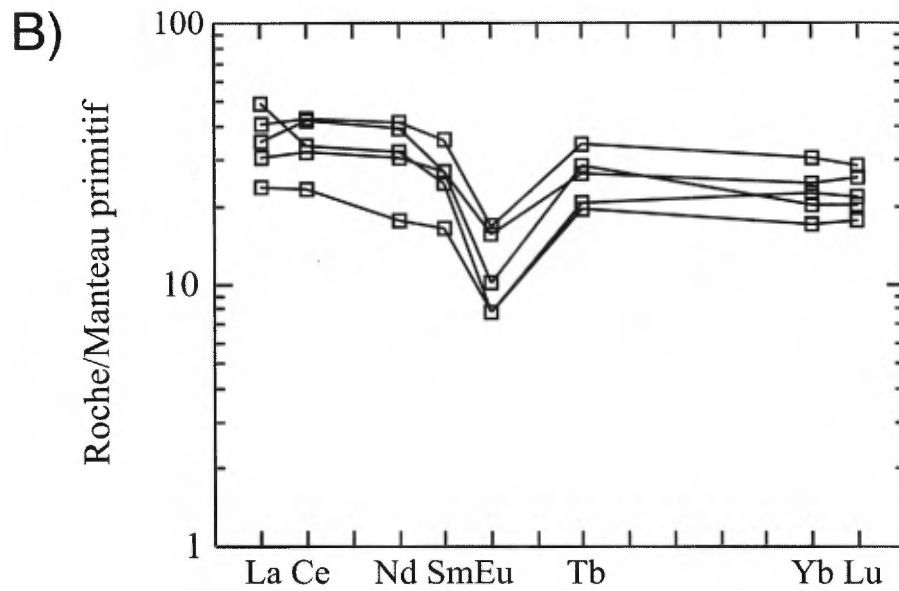
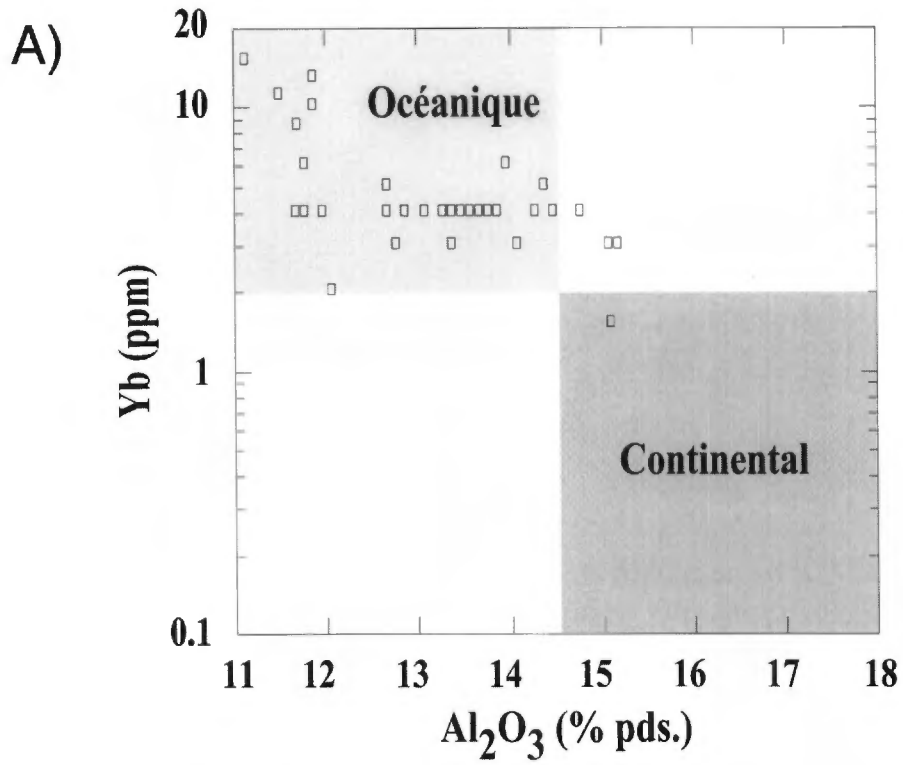


Figure 15. Géochimie de la Tonalite de Joutel. A) Graphique Yb vers Al₂O₃ montrant le caractère océanique de la tonalite. B) Spectres de terres rares normalisés sur manteau primitif de Sun et McDonough (1989).

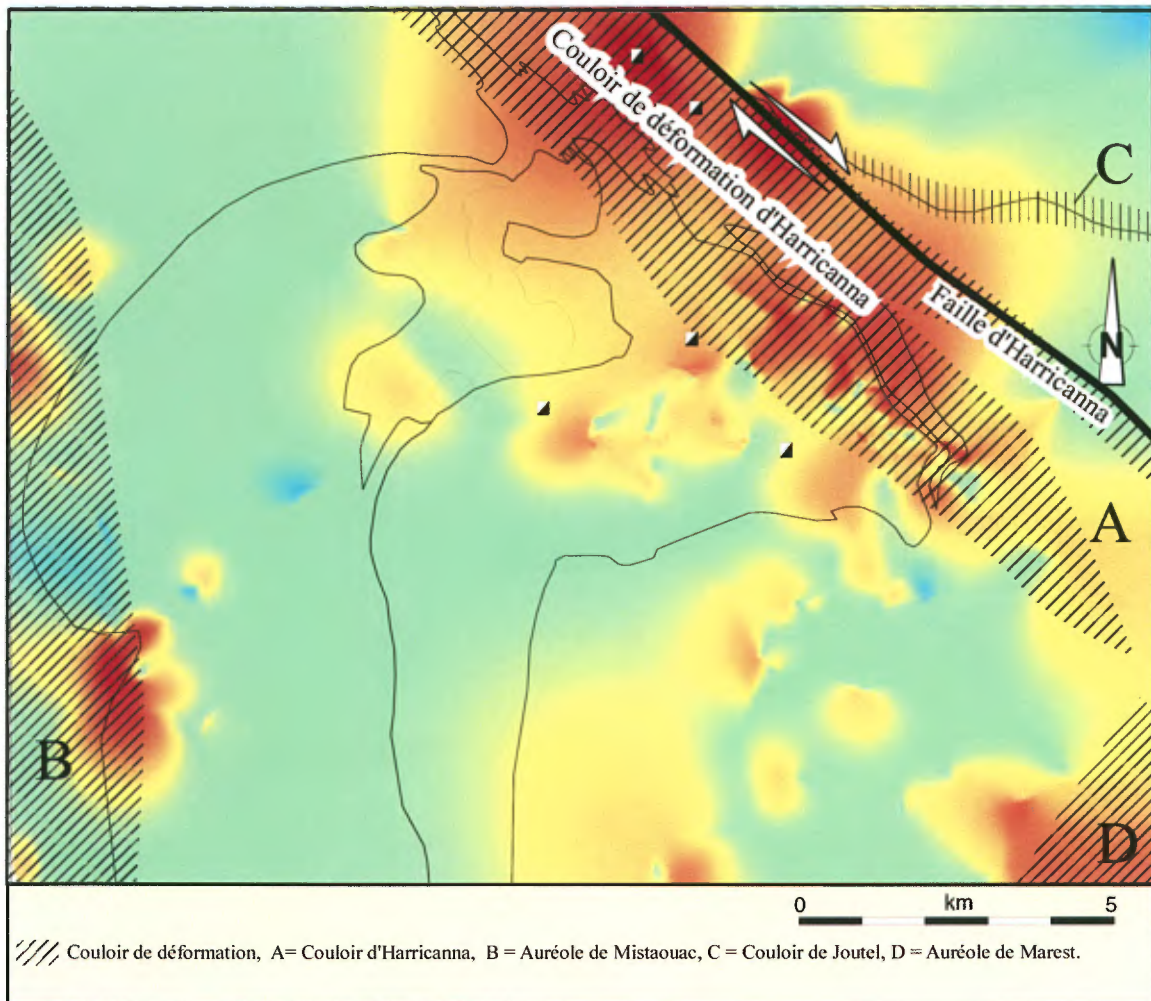


Figure 16. Carte d'intensité de déformation en arrière-plan avec la localisation des couloirs de déformation du secteur de Joutel. Les couleurs varient de bleu pâle (déformation nulle) à rouge (déformation intense).

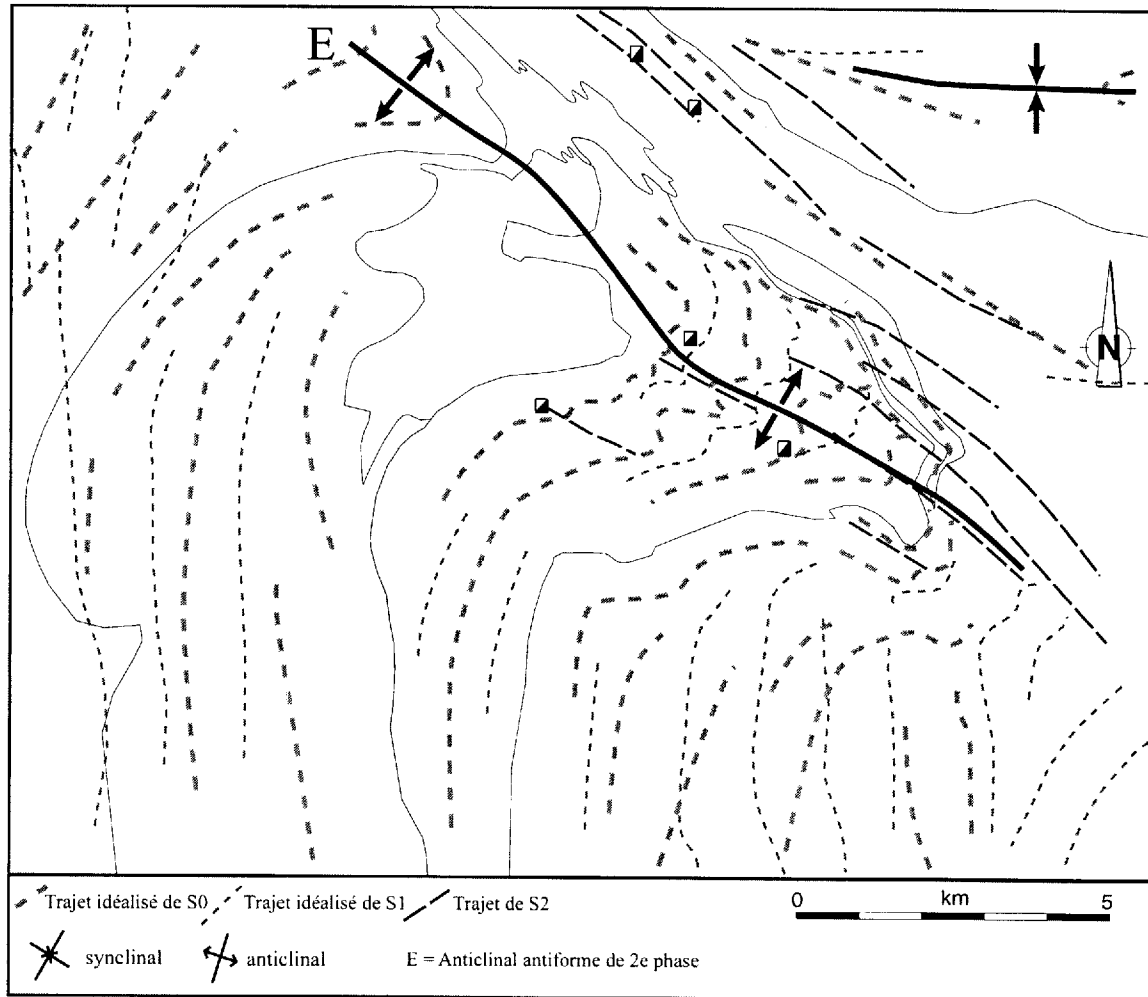


Figure 17. Traces de la stratification (S₀), du S₁ et du S₂ dans la région de Joutel.

également reconnue en association avec la foliation S_2 . Des plis P_2 affectant les éléments S_1 et S_0 sont associés à la fabrique S_2 . Un pli P_2 majeur est plus particulièrement responsable de la configuration actuelle des couches. Ce pli (McClure-Plamondon), marqué «E» sur la carte structurale de la figure 17, est de trace axiale SE, soit parallèle aux limites du couloir. Il est antiforme et anticlinal dans le secteur à l'étude au vu de l'absence de pli de 1^{ère} phase. Il plonge fortement vers le SE, tout comme les linéations d'étirement. Le plissement et les linéations d'étirement abruptes matérialisent surtout la forte composante de raccourcissement au sein du couloir d'Harricana.

Les fabriques planaires S_2 au sein de la zone de déformation sont affectées par plusieurs familles de clivages de crénulation secondaires. La plus importante est la famille de direction N-S à NW (S_3) qui reprend la foliation mylonitique du couloir et qui modifie son orientation interne. Une autre famille S_4 possède une direction SE à 160°, soit une attitude légèrement sécante avec les limites du couloir d'Harricana (Fig. 17). Le clivage S_4 est généralement moins développé que le S_3 mais semble se concentrer dans de petits couloirs. Cette famille peut d'avantage être associée à la composante en cisaillement tardive qui affecte le couloir. Il pourrait s'agir de bandes de cisaillement qui se développent dans les zones à plus forte composante non-coaxiale.

Près de la rivière Harricana, les linéations d'étirement deviennent horizontales et donc directionnelles et les indicateurs de cisaillement laissent voir la composante de décrochement dextre. Cette signature est d'avantage rattachée à la faille d'Harricana qui est distinguée du couloir de déformation du même nom. La faille d'Harricana se situe donc à la limite nord du couloir d'Harricana (Fig. 17) et son épaisseur est évaluée à une centaine de mètres. La composante non-coaxiale dextre reconnue au sein de cette faille est compatible avec le présence des plans S_4 précédemment décrits.

6.0. VOLCANOLOGIE

6.1. Membre de Poirier

Une analyse de faciès volcanique moderne a été utilisée lors de la cartographie de détail (1:100) de certains décapages à l'intérieur du Membre de Poirier. Vu la qualité et la quantité d'affleurements, cette étude n'a pu être entreprise sur le Membre d'Eagle. Ces décapages sont éparpillés un peu partout dans la région à l'étude (Fig. 18) et tous suggèrent, en plus

des observations faites lors de la cartographie régionale, que la grande majorité (90%) des roches felsiques du Membre de Poirier représentent des coulées felsiques. Ces coulées de composition dacitique à rhyolitique (Fig. 6A) sont différenciées par le type de phénocristaux (quartz et/ou plagioclase), leur taille ainsi que leur pourcentage. Trois types de coulées sont identifiés: AP, QFP1 et QFP2 (Fig. 18). Les coulées aphanétiques représentent les roches dépourvues de phénocristaux de quartz avec ou sans phénocristaux de plagioclase. Les coulées QFP1 contiennent 1 à 5% de phénocristaux de quartz avec un diamètre de 0,5 à 1 mm, tandis que les QFP2 ont de 10 à 25% de phénocristaux de quartz avec un diamètre de 1 à 2 mm. Cette distinction entre les coulées a permis de préciser l'orientation des contacts stratigraphiques à l'intérieur du Membre de Poirier.

Ces coulées ont une épaisseur variant probablement entre 20 et 200 mètres. Les différents décapages montrent différents faciès, textures et structures. Ils montrent généralement la relation lobe-hyaloclastite (Fig. 19), soit la transition entre la forme de lobe vers la portion bréchique ou autoclastique, avec une omniprésence d'écoulement laminaire. La préservation locale des sphérulites et la présence de hyaloclastites sont conformes avec une dévitrification de haute température des coulées de lave en milieu marin. Les unités felsiques avec leur abondance en phénocristaux sont considérées comme des laves visqueuses lesquels peuvent former de petits dômes proches du centre d'émission.

Quelques horizons de roches mafiques sont interdigités à travers les roches felsiques. La cartographie de l'affleurement 2153 et des environs indique la présence d'un sill andésitique à l'intérieur d'une coulée dacitique (Fig. 20). Cet affleurement se situe à l'extrémité ouest du sill qui possède une épaisseur d'environ 70 m. L'intérêt de ce sill est dans la présence de veinules de quartz (1-2 mm) avec une densité de 1 à chaque 1-2 cm (Photo 3). Ces veinules, avec leurs épontes altérées, donnent une texture zébrée à la roche et elles montrent une orientation variable qui est parallèle au contact du sill (Fig. 20).

6.2. Membre de Kistabiche

Un décapage de dépôts volcanoclastiques est présent dans le Membre du Kistabiche à trois kilomètres au sud de l'ancien village de Joutel (affleurement 2152; Fig. 21). Sa valeur scientifique est surtout reliée à la présence de fragments de stromatolithe; les plus vieux fossiles de tout l'est de l'Amérique du Nord



Figure 18. Vue rapprochée sur le Membre de Poirier. Voir figure 2 pour la légende. Les numéros associés aux points noirs indiquent le numéro du décapage, tandis que ceux associés aux étoiles indiquent des indices. Les carrés noirs indiquent des valeurs anormales en cuivre (0,1-0,5 %Cu). 1 – indice Maran; 2 – indice Roland; FCS – Fourth Corner Showing.

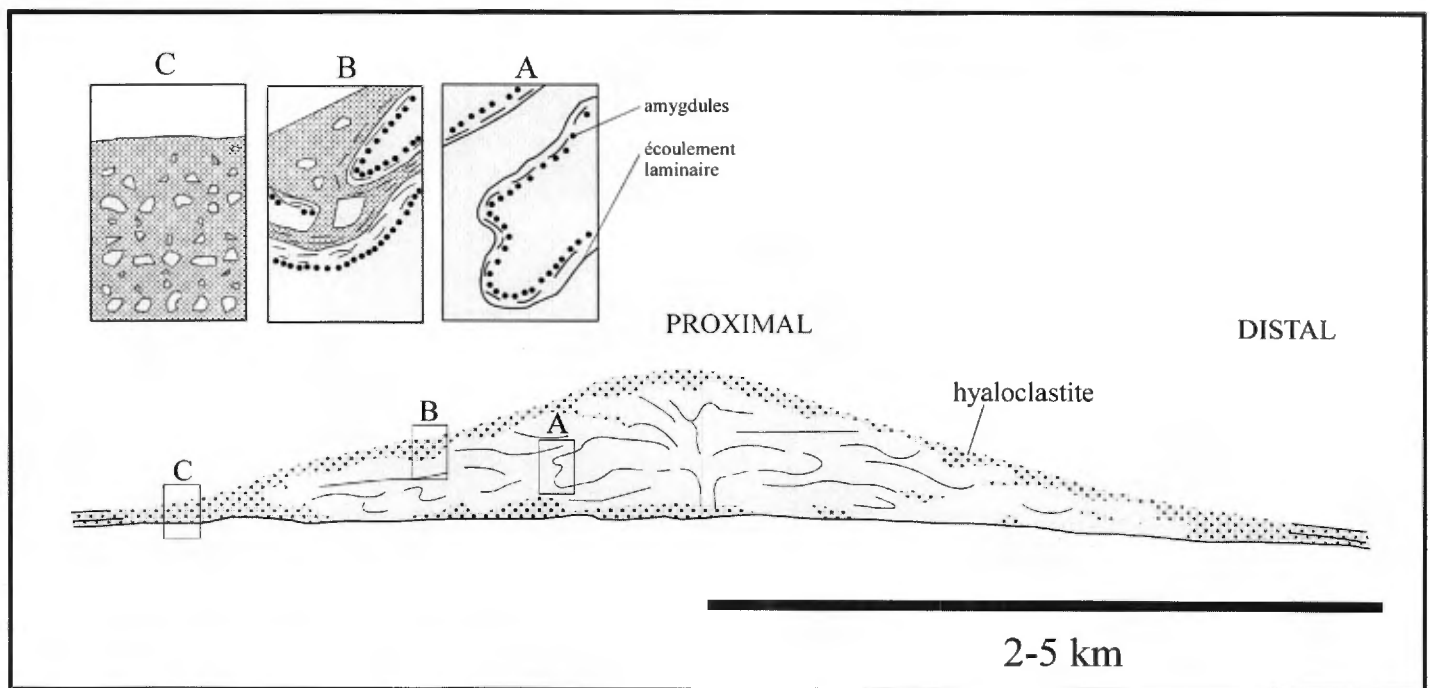


Figure 19. Exemple d'une coulée lobe-hyaloclastite caractérisée par trois faciès: massif (A), lobe-hyaloclastite (B) et bréchique (C). Modifié de Gibson et al. (1999).

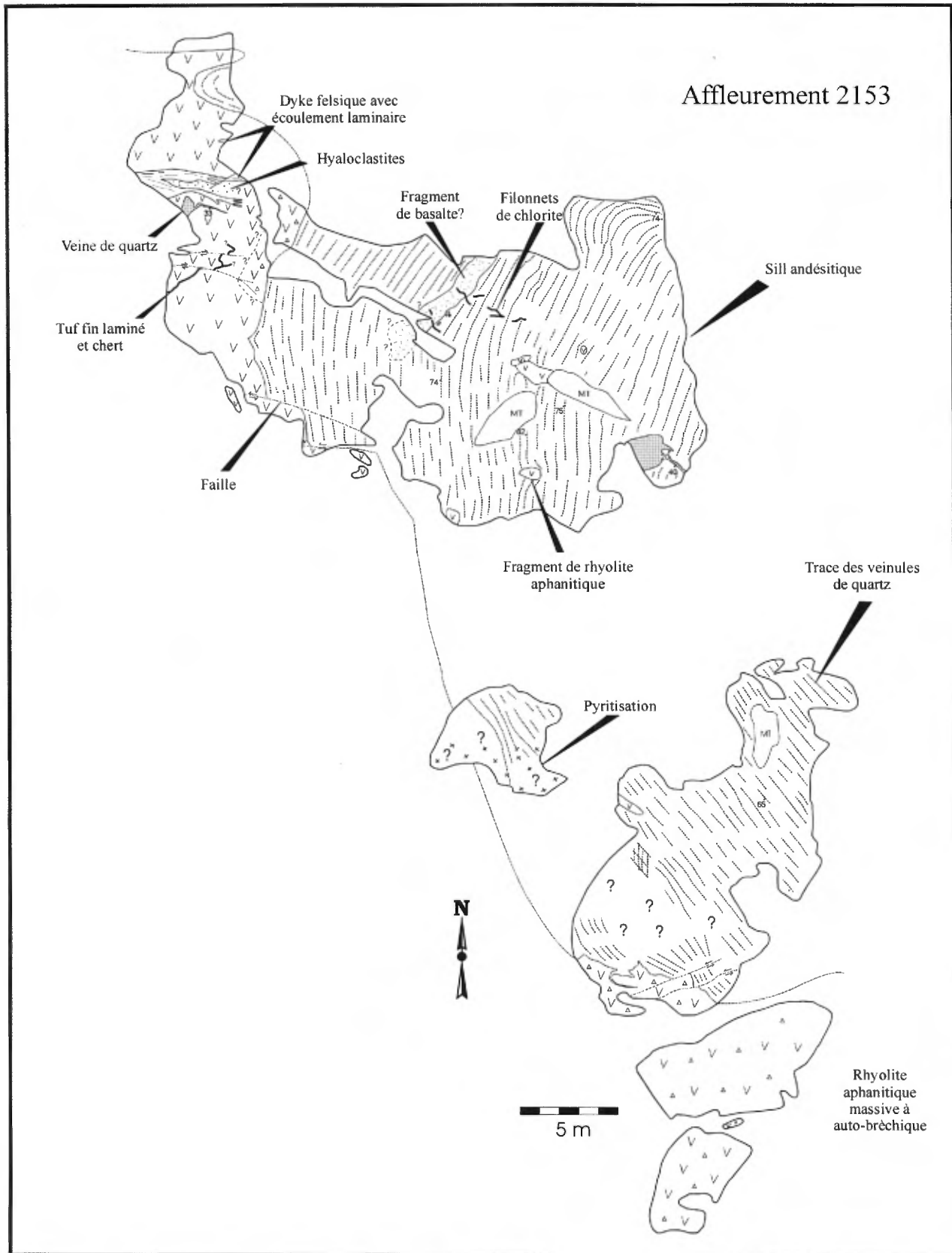


Figure 20. Cartographie détaillée 1:100 de l'affleurement 2153. Notez que l'orientation des veinules est parallèle au contact du sill andésitique.

(~2728 Ma; Hofmann et Masson, 1994). Le décapage présente des tufs, tufs à lapilli et tufs à blocs massifs à granoclassés qui ont été divisés en 6 unités (A à F; Fig. 21). Les contacts de ces unités sont nets à graduels sur quelques centimètres. Le granoclassement et la présence de structure de charge, de flamme et de chenail d'érosion suggèrent tous un sommet stratigraphique vers l'est (Photo 4). Une variation de la composition des blocs et des lapilli est observée en montant la stratigraphie (Fig. 21). À la base stratigraphique du décapage (unité A), les fragments présentent surtout des carbonates et des rhyolites aphanitiques massives. Quelques fragments de rhyolite avec écoulement laminaire, de rhyolite porphyrique (QFP1) et de pyrite massive sont également présents. Les fragments dans cette unité massive peuvent atteindre jusqu'à 3 mètres de diamètre. Le mauvais tri (sable à bloc) ainsi que l'absence de stratification et d'imbrication suggèrent que cette unité est un dépôt de coulée de masse. Les fragments de carbonates deviennent rares dans les unités subséquentes et les blocs se composent presque exclusivement de rhyolite aphanitique. Les unités B à D présentent des lits montrant des contacts nets et une gradation de granule à argile ainsi que des laminations parallèles et localement entre-croisées. Ces caractéristiques suggèrent que ces unités sont des dépôts de coulée turbiditique. Plus précisément, les lits plus fins (sable moyen à argile) proviennent de courants de basse densité, tandis que les lits plus grossiers (granule à argile) sont issus de courant de haute densité. Les unités E et F sont démunies de structures sédimentaires et en ce point ils ressemblent à l'unité A. Cependant, elles diffèrent de cette dernière par l'absence de fragments grossiers (> 30 cm) et le faible pourcentage de fragments de carbonates et de sulfures massifs. Il faut ajouter cependant que ce décapage n'est pas représentatif des tufs du Membre de Kistabiche et que des dépôts turbiditiques n'ont été observés qu'à un autre endroit et ce, en forage ("Fourth Corner Showing"; Boisvert et Britt, 1992).

7.0. GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

7.1. Gisements de SMV

Peu de travaux ont été effectués sur les gisements de sulfures massifs volcanogènes lors de cette étude. La phase 2 du projet produira, entre autre, une compilation des travaux historiques effectués sur les trois gisements. La consultation préliminaire de ces derniers indique une zonation des métaux aux gisements de Poirier et d'Explo-Zinc. On y retrouve les zones riches en cuivre dans la partie nord des lentilles et les zones riches en zinc dans la partie sud.

Ces observations suggèrent une polarité vers le sud, ce qui est conforme à nos travaux de cartographie. De fortes altérations en chlorite sont associées aux trois gisements; du talc et de la magnétite étant aussi observés à Poirier et à Joutel Copper. On note également l'absence de carbonates à Poirier et à Joutel Copper, et une concentration de carbonates plus importante à Explo-Zinc (Piché, 2000). L'altération à Poirier et à Joutel Copper est typique des SMV de type Noranda (Morton et Franklin, 1987), tandis que celle d'Explo-Zinc est plus du type Mattabi. Cette variation de type d'altération suggère un environnement de mise en place de la minéralisation plus profonde à Poirier et à Joutel Copper (> 500 m). Il est intéressant de noter que ces deux gisements se retrouvent à la base du Membre de Poirier. La minéralisation à Explo-Zinc, ainsi que la partie supérieure du Membre de Poirier, montrent une altération plus importante en carbonates et suggèrent ainsi un environnement moins profond (< 500 m). La présence de blocs de stromatolithe dans le Membre de Kistabiche est en accord avec cette interprétation. La variation de l'altération suggère donc une évolution pour le Membre de Poirier de sous-marin à la base à sub-émergent dans la partie sommitale.

7.2. Gisement d'Eagle-Telbel

Le gisement d'or d'Eagle-Telbel a fait l'objet de plusieurs études métallogéniques (Barnett et al., 1982; Wyman et al., 1986; Simard et Genest, 1990; Dubé et al., 1991). L'étude de Gauthier (2000) visait à confronter les divers modèles génétiques proposés (syngénétique vs épigénétique vs diagénétique) par ces chercheurs.

La minéralisation en or est encaissée dans une séquence de brèches sédimentaires, conglomérats, grès volcaniques, volcanoclastites et siltstones qui forment la base du Groupe d'Harricana. La présence de pyrite nodulaire stérile en or dans le toit stratigraphique du gisement indique que la mise en place de l'or est antérieure à la diagénèse des sédiments de l'Harricana. De plus, la présence de fragments felsiques (vraisemblablement dérivés du Membre d'Eagle) préalablement déformés dans les conglomérats à la base suggère une sédimentation post-D₁ et probablement associé à D₂. Ces observations impliquent une minéralisation épithermale ce qui est en accord avec les observations de texture colloforme et alvéolaire, et la présence de calcédoine. L'abondance de carbonates et la présence de calcédoine à texture colloforme sont typiques des minéralisations épithermales neutres ("low sulfidation deposits"; Hedenquist et al., 1996). Associée à cette minéralisation aurifère, on note une

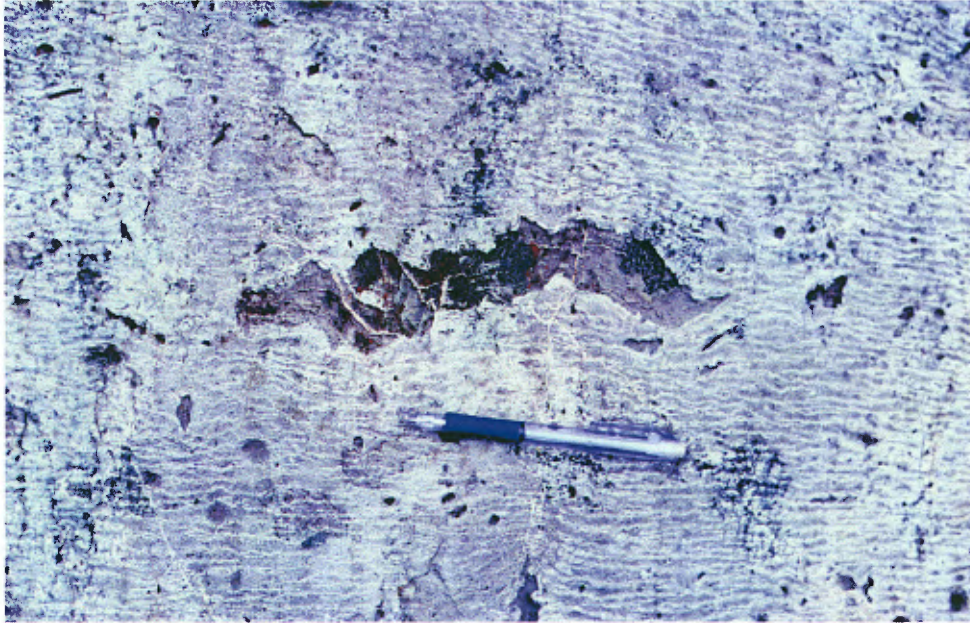


Photo 3. Texture zébrée produite par la forte densité de veinules de quartz et leurs épontes altérées. Noter que le fragment n'est pas recoupé par les veinules. Membre de Poirier. Affleurement 2153.

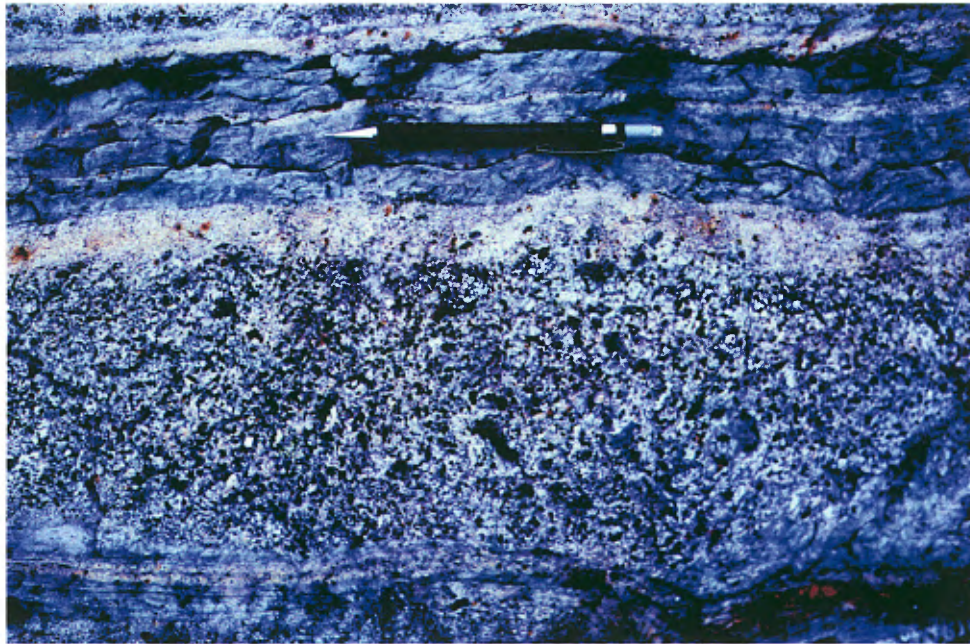


Photo 4. Granoclassement normal dans une séquence turbiditique. Membre de Kistabiche. Affleurement 2152.

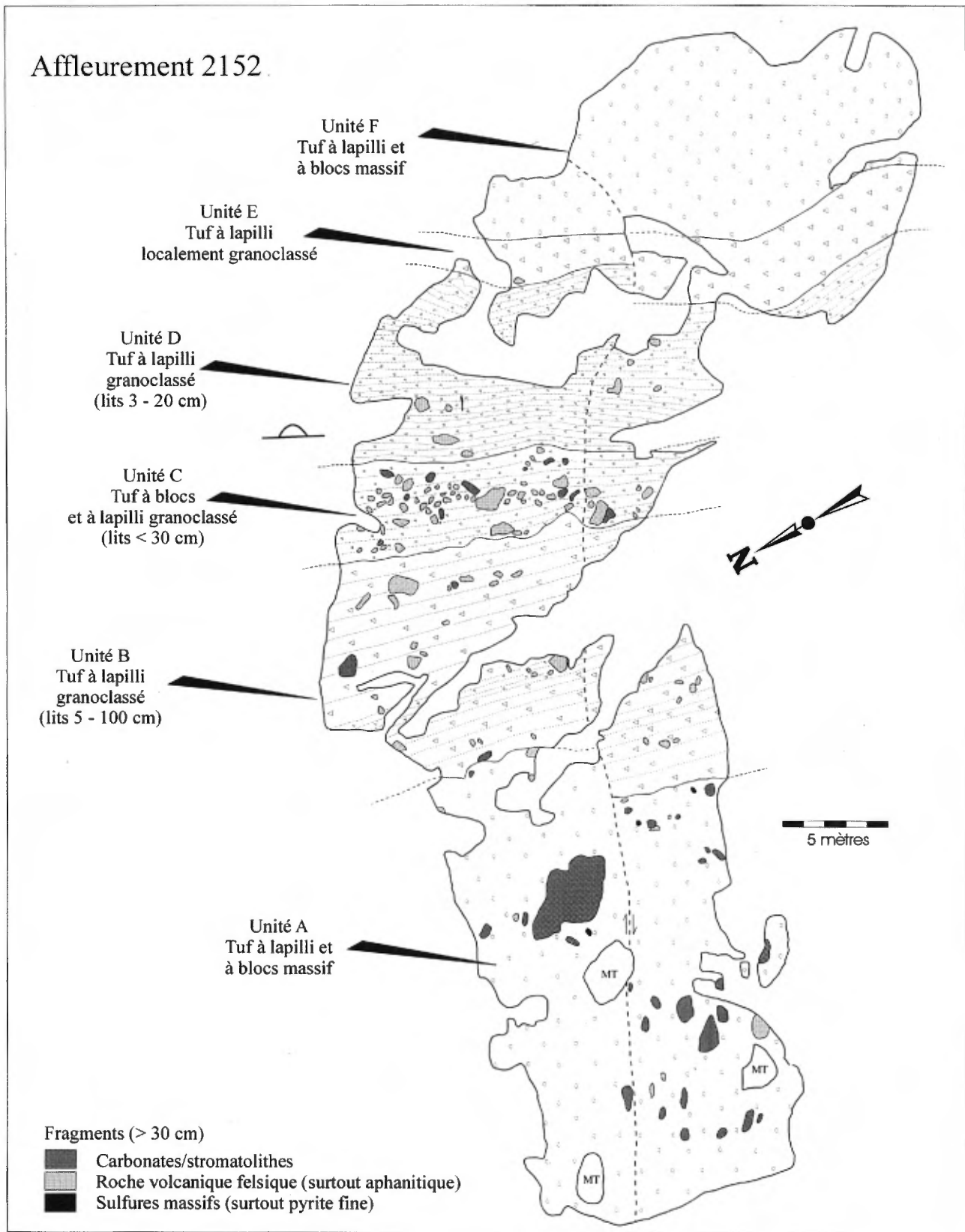


Figure 21. Cartographie détaillée 1:100 de l'affleurement 2152. La nomenclature des volcanoclastites suit celle de Sharma (1996).

altération précoce en sidérose suivie de dolomite ferrifère et de calcite et de calcédoine. Deux épidoses aurifères sont observées; une première associée à la deuxième génération de pyrite et précoce à l'altération en dolomite ferrifère, et une deuxième associée à l'altération en calcite et en calcédoine.

7.3. Indices

En plus des gisements aurifères et des métaux de base, plusieurs indices sont connus dans le camp minier de Joutel. Ceux-ci sont présentés dans MRNQ (2000) et la plupart sont aussi discutés dans Dubé (1988, 1989, 1993). La cartographie de l'été 1999 a permis de mettre à jour deux nouveaux indices (un de cuivre et l'autre d'or) ainsi que quelques anomalies en cuivre (0,1 à 0,5% Cu)(Fig. 18).

L'indice Maran (08-029) est situé à 3 km au sud de l'ancien village de Joutel (Fig. 18). On y retrouve des veines de quartz-ankérite (> 30 cm) encaissées dans une zone de déformation centrée sur un contact entre un tuf intermédiaire et une dacite. Cette zone fait environ 50 mètres de largeur et la schistosité est orientée N340/80. Une forte altération en ankérite est notée dans la dacite et l'encaissant immédiat des veines est pyritisé. Un échantillon choisi d'une des veines a donné une valeur de 2,2 g/t Au.

L'indice Roland (08-030) est situé à 3 km au sud-ouest de l'ancienne mine de Poirier sur la bordure sud du chemin des vingt milles (Fig. 18). On y retrouve des veinules de quartz-ankérite (< 5 cm) encaissées dans la Tonalite de Joutel contenant de la pyrite et de la malachite. Ces veinules sont d'orientation variable et leur densité atteint 1 par 1-2 m dans ce secteur. Aucune altération est associée à ces veinules. Un échantillon choisi d'une de ces veinules a retourné une valeur de 0,78% Cu.

Des valeurs de cuivre supérieures à 0,1% Cu ont été trouvées à quelques endroits. Elles sont associées à de la chalcopryrite disséminée dans le CMV (0,27% Cu) ou dans des veinules de quartz-carbonates (0,22% et 0,16% Cu). L'autre valeur anormale (0,24% Cu) est reliée à de la bornite et de la covellite disséminées dans un dyke intermédiaire.

8.0. MODÉLISATION ET CONCLUSIONS

La cartographie, ainsi que les datations obtenues lors de cette étude, ajoutées à celles déjà connues dans la littérature, nous permet de décortiquer l'histoire géologique de la région de Joutel (Fig. 22). À la base de la séquence stratigraphique on retrouve les basaltes tholéïtiques de la séquence inférieure de la

Formation de Valrennes. Leur aspect coussiné suggère une mise en place sous-marine. Chimiquement, ces roches ont une composition similaire à celles des basaltes de dorsale océanique (BDO) récents. Un environnement géologique similaire est proposé pour ceux-ci. Cependant, les tufs de la séquence supérieure sont d'affinité calco-alcaline et représentent probablement des phases primitives d'un arc océanique. La Formation de Valrennes se retrouve stratigraphiquement sous celle de Joutel et donc elle est plus vieille que 2728 Ma. Une variation de faciès et de chimisme peuvent être observés entre les trois membres de la Formation de Joutel. Le Membre de Poirier se compose surtout de rhyolite tholéïtique montrant des relations lobehyaloclastite et donc suggère un environnement sous-marin pour sa mise en place. La variation du type d'altération associée aux SMV suggère un environnement sous-marin profond à peu profond. La composition des laves suggèrent une origine reliée au simple fractionnement d'un magma de type Valrennes. Un âge synchrone entre le Membre de Poirier et le CMV suggère fortement que ce dernier fut la source de chaleur responsable du système hydrothermal associé aux SMV. De plus, la présence d'enclaves de rhyolite et de SMV indiquent une expansion du CMV jusqu'à absorber le Membre de Poirier. L'âge du CMV, la présence d'enclaves du Membre de Poirier et la présence d'eau de mer dans le magma suggèrent tous une mise en place peu profonde du CMV. Le Membre de Kistabiche montre des tufs mafiques et des laves felsiques d'affinité transitionnelle dans lesquels des tufs turbiditiques à fragments de stromatolithe ont été préservés. Ces fragments suggèrent que l'édifice volcanique du Membre de Poirier était sub-émergeant mais que les tufs turbiditiques se sont déposés dans un environnement sous-marin sous l'influence des vagues et des tempêtes (< 200 mètres). La tendance nettement calco-alcaline du Membre d'Eagle est en contraste avec la composition tholéïtique du Membre de Poirier et elle est plus représentative des produits d'un arc volcanique. La composition et la proximité de la séquence supérieure de la Formation de Valrennes et du Membre d'Eagle suggèrent qu'ils représentent l'évolution d'un même centre volcanique. La chimie calco-alcaline du pluton de Mistaouac et son âge indiquent que ce dernier est possiblement aussi associé au Membre d'Eagle. La composition intermédiaire du Membre de Kistabiche suggère un environnement de bassin marginal à un arc océanique (Membre d'Eagle) et une dorsale océanique ou un bassin arrière-arc (Membre de Poirier).

Le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier présente des basaltes et des andésites coussinés suggérant un

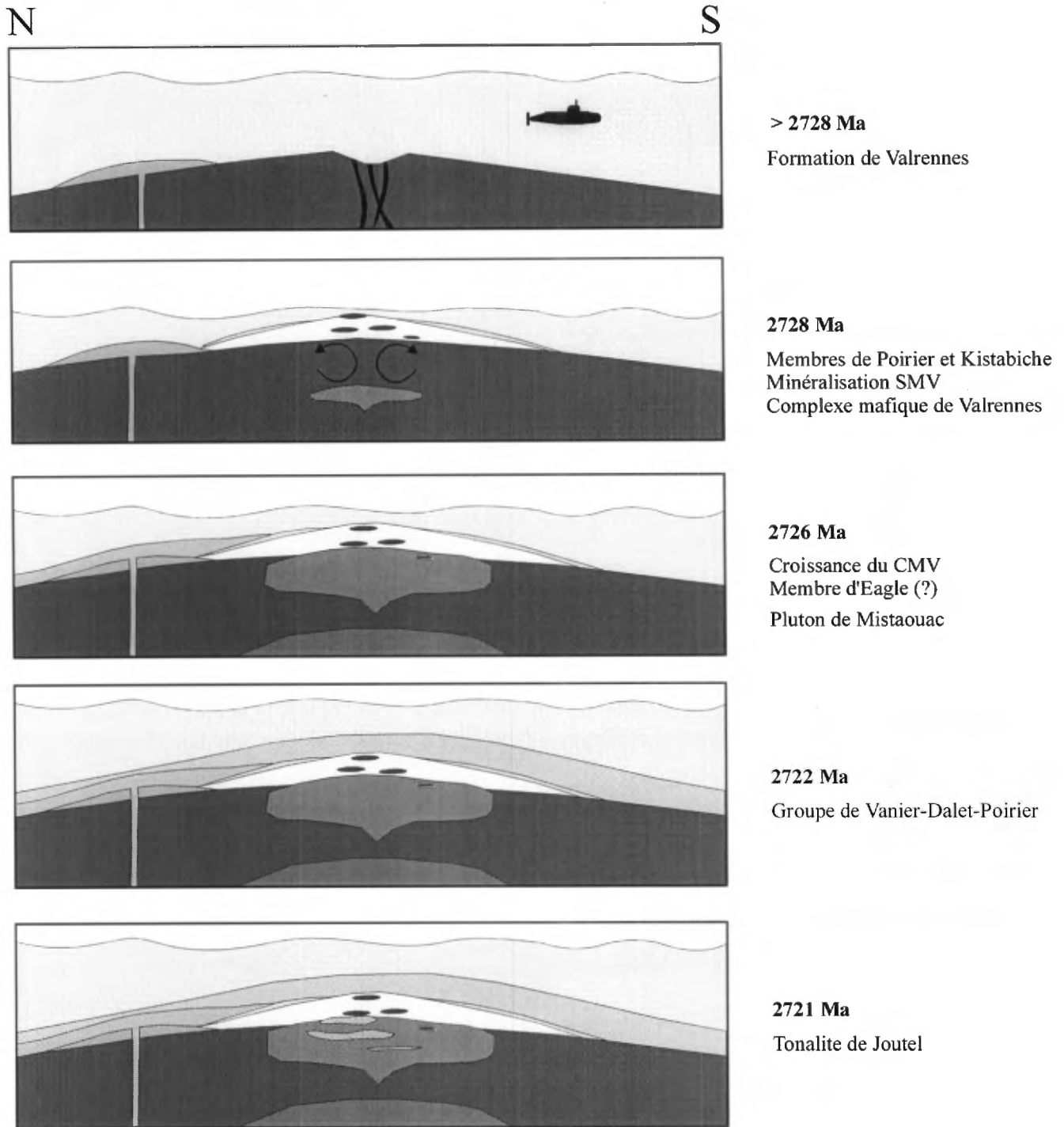


Figure 22. Évolution géologique du camp minier de Joutel. Voir texte pour explication.

environnement sous-marin. Deux tendances des roches mafiques à intermédiaires sont notées à l'intérieur de ce groupe; une tholéitique de composition similaire au MORB et une autre calco-alcaline d'affinité d'arc volcanique. Ceci indique le caractère bimodal du magmatisme résultant en une superposition de produits volcaniques provenant de deux chambres magmatiques distinctes. La présence de centres felsiques calco-alcalins parsemés à l'intérieur du groupe suggère la présence d'une zone de subduction. Il est important de rappeler que la mine Géant Dormant est associée à un de ces centres felsiques. Les roches mafiques à intermédiaires à affinité calco-alcaline pourraient donc représenter des phases primitives d'arcs volcaniques. L'âge de 2722 Ma pour le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier provient du secteur beaucoup plus au sud et elle semble être trop jeune pour ce secteur où le groupe est interdigité avec le Membre de Kistabiche.

Aucun âge est connu pour le Groupe de Cartwright et de plus, il est en contact tectonique avec les unités adjacentes. Sa composition tholéitique à komatiitique est similaire à celle de MORB et la présence de coussin et d'unités graphiteuses suggèrent une mise en place dans un environnement sous-marin.

L'évolution tectonique du secteur est bien circonscrit. Une première phase de déformation est responsable de la faible foliation N-S reconnue à travers la région étudiée (Fig. 23). Elle est vraisemblablement associée à la phase D₂ de Chown et al. (1992) qui est reliée à un raccourcissement N-S (Fig. 24). L'orientation N-S de la schistosité du secteur serait associée au fait que le secteur se situe entre deux plutons syn-volcaniques à syn-tectoniques et que le raccourcissement local était plutôt E-W. L'accrétion du Groupe de Cartwright aux groupes de Joutel-Raymond et Vanier-Dalet-Poirier est interprétée comme étant associée à cette phase de déformation. Une deuxième phase de déformation est associée à un raccourcissement NE-SW et elle est responsable de la formation du couloir d'Harricana (Fig. 23). Cet événement correspond à la phase D₃ de Chown et al. (1992). La présence de conglomérat avec des fragments déformés (vraisemblablement du Membre d'Eagle) suggère que la déposition du Groupe d'Harricana se soit faite lors de cet événement. Une troisième phase de déformation est associée à un coulissage dextre le long de la bordure nord du couloir d'Harricana et correspond à l'événement D₅ de Chown et al. (1992).

Dans la Sous-province de l'Abitibi il est commun d'observer des complexes mafiques intrusifs en

association avec des granophyres, des roches volcaniques felsiques et des gisements de SMV, comme dans le cas du camp minier de Joutel. Le camp minier de Chibougamau (Daigneault et Allard, 1990), de Matagami (MacLean, 1984; Piché et al., 1990) et de Kamiskotia (Barrie et al., 1991) en sont des exemples. Dans ces trois exemples, les complexes mafiques, les granophyres et les roches volcaniques felsiques ont des âges sensiblement identiques; 2727 à 2728 Ma pour le camp de Chibougamau (Mortensen, 1993), 2720 à 2726 Ma pour le camp de Matagami (Mortensen, 1993) et 2705 à 2707 Ma pour le camp de Kamiskotia (Barrie et Davis, 1990). Cependant, dans le camp minier de Joutel, un laps de temps de 7 Ma existe entre la Tonalite de Joutel et le Membre de Poirier et le CMV. Il demeure que la présence d'intrusions mafiques syn-volcaniques dans tous ces cas fut primordiale à la génération des systèmes hydrothermaux ayant produit les gisements de SMV. Le prolongement du CMV et du Membre de Poirier vers le sud est donc encourageant et indique un potentiel élevé pour ce secteur peu exploré et moins bien connu.

9.0. REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier les différentes compagnies minières qui ont bien voulu mettre à notre disposition leurs données inédites (Les Mines Agnico-Eagle Ltd., Les Ressources Aur Inc., Exploration Azimut Inc., Les Entreprises Minières Globex Inc., Mines et Exploration Noranda Inc., SOQUEM et Teck Exploration Ltd.). Don Davis du Royal Ontario Museum est remercié pour la rapidité et la qualité des datations sur le CMV et la Tonalite de Joutel. Nous voudrions aussi remercier Pierre Doucet du MRNQ pour la correction du présent rapport. Le géologue François Baillargeon ainsi que les assistants Étienne Dinel, Julie Doyon et Debbie Nicholls sont remerciés pour leur enthousiasme et leur excellent travail lors de la cartographie de l'été 1999.

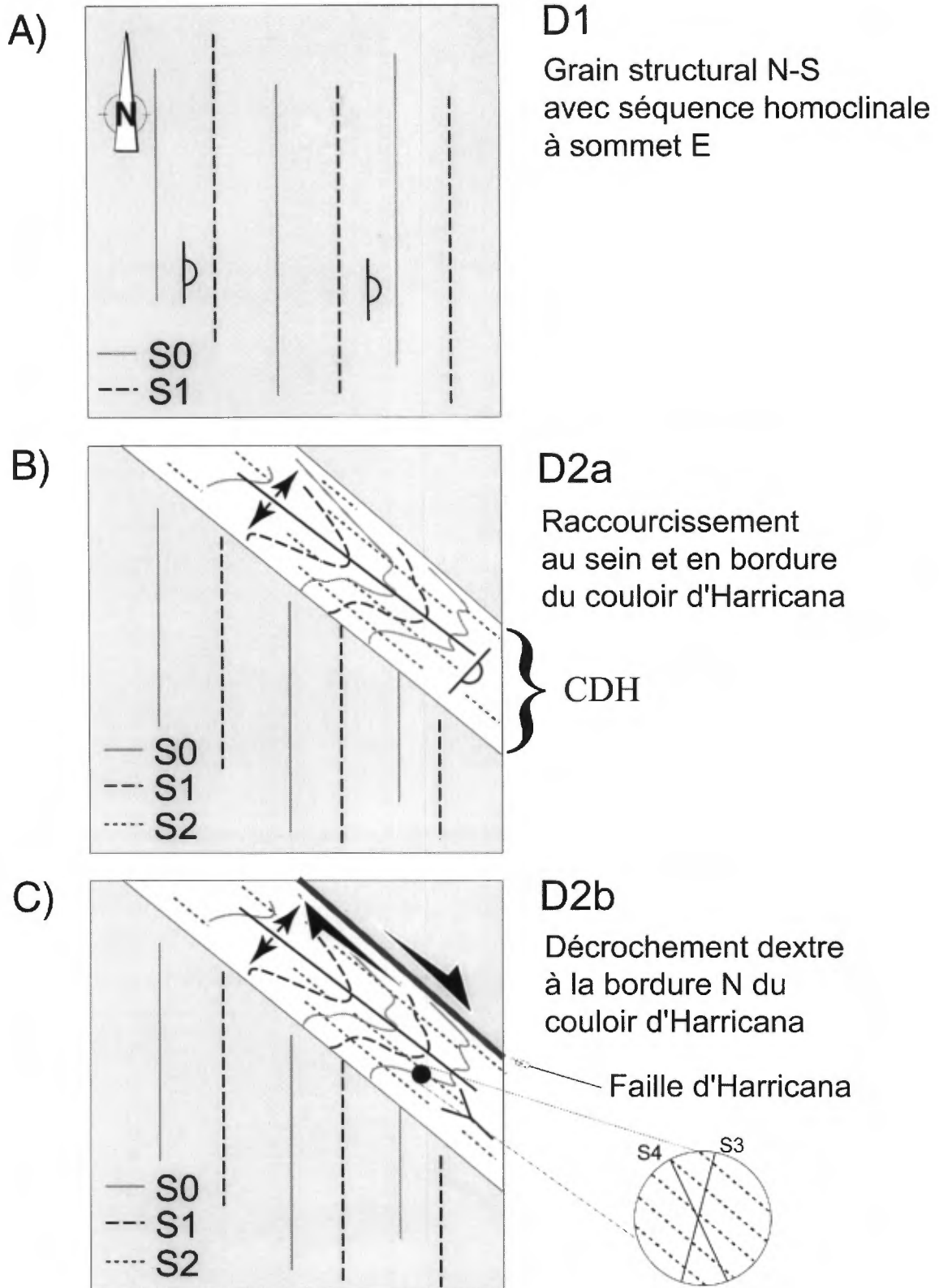


Figure 23. Évolution structurale de la région de Joutel. CDH – couloir de déformation d'Harricana.

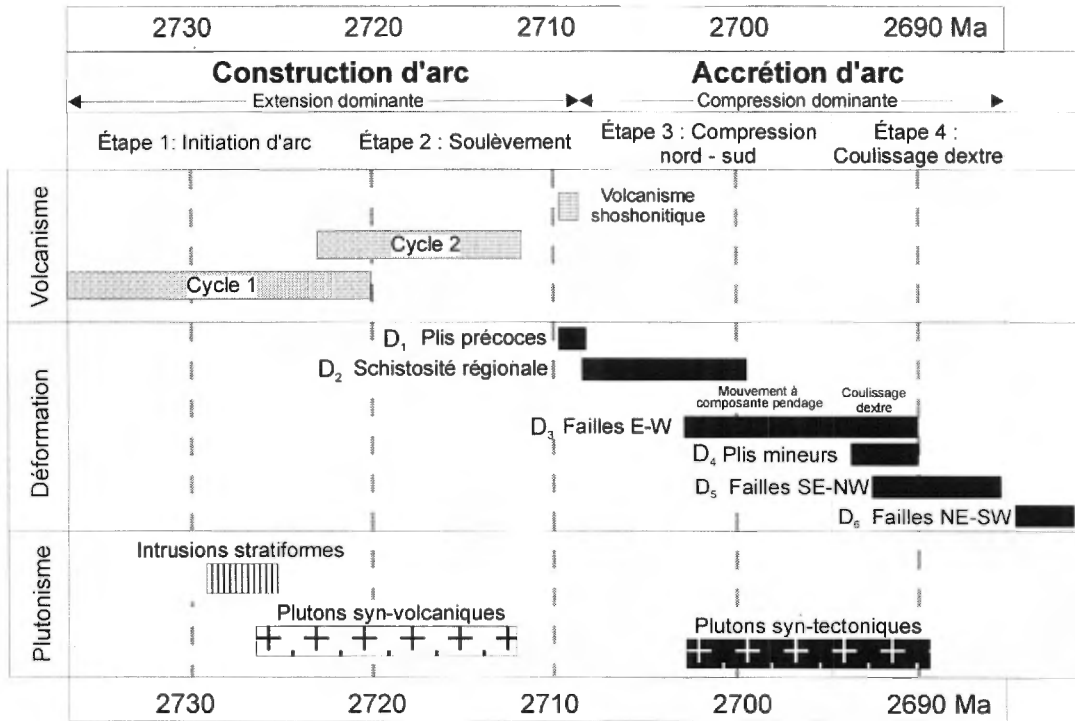


Figure 24. Diagramme tectonique sommaire de la zone volcanique nord de la Sous-province de l'Abitibi. Adapté de Chown et al. (1992).

10.0. RÉFÉRENCES

- Arndt, N.T., 1994 - Archean komatiites. *Dans*: Archean crustal evolution, K.C. Condie, éditeur. Development in Precambrian Geology, 11: 11-44.
- Barnett, E.S. - Hutchinson, R.W. - Adamcik, A. - Barnett, R., 1982 - Geology of the Agnico-Eagle gold deposit, Quebec. *Dans*: Precambrian Sulphide Deposits, R.W. Hutchinson, C.D. Spence et J.M. Franklin, éditeurs. Geological Association of Canada; Special Paper 25, pages 403-426.
- Barrie, C.T. - Davis, D.W., 1990 - Timing of magmatism and deformation in the Kamiskotia-Kidd Creek area, western Abitibi Subprovince, Canada. *Precambrian Research*; volume 46, pages 217-240.
- Barrie, C.T. - Gorton, M.P. - Naldrett, A.J. - Hart, T.R., 1991 - Geochemical constraints on the petrogenesis of the Kamiskotia gabbroic complex and related basalts, western Abitibi Subprovince, Ontario, Canada. *Precambrian Research*; volume 50, pages 173-199.
- Barrie, C.T. - Ludden, J.N. - Green, T.H., 1993 - Geochemistry of volcanic rocks associated with Cu-Zn and Ni-Cu deposits in the Abitibi Subprovince. *Economic Geology*; volume 88, pages 1341-1358.
- Boisvert, G.J. - Britt, C.N., 1992 - Results of the 1992 exploration program, Bonfortel property, Poirier Township, Quebec. Aur Resources Inc., 38 pages. GM 51896.
- Buchan, K.L. - Mortensen, J.K. - Card, K.D., 1993 - Northeast-trending Early Proterozoic dykes of southern Superior Province: multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1286-1296.
- Caillé, M.-F., 1997 - Diamond drilling report - January 1997. Joutel property. Kernow Resources and Developments Ltd., 40 pages. GM 54480.
- Chown, E.H. - Daigneault, R. - Mueller, W. - Mortensen, J.K., 1992 - Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2211-2225.
- Daigneault, R., 1996 - Couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 96-33, 132 pages.
- Daigneault, R., 2000 - Rapport des travaux d'analyse structurale, projet Joutel. Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 2000-**, 23 pages.
- Daigneault, R. - Allard, G.O., 1990 - Le Complexe du Lac Doré et son environnement géologique. Ministère des Ressources naturelles du Québec; MM 89-03, 275 pages.
- Davis, W.J. - Machado, N. - Gariépy, C., 1994 - Results of U-Pb geochronological studies in the Opatika and northern Abitibi belts. Abitibi-Grenville Lithoprobe Workshop, pages 17-20.
- Drummond, M.S. - Defant, M.J., 1990 - A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*; volume 95-B13, pages 21503-21521.
- Dubé, L.M., 1988 - Géologie du Complexe volcanique de Joutel - Partie des cantons de Joutel et de Poirier. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 88-39, 44 pages.
- Dubé, L.M., 1989 - Géologie du Complexe volcanique de Joutel et du Complexe intrusif de Rainboth. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 89-10, carte annotée.
- Dubé, L.M., 1990 - La géologie du Complexe volcanique de Joutel et du Complexe intrusif de Rainboth, région de Joutel, Abitibi, Québec. Mémoire de maîtrise en sciences appliquées. École Polytechnique de Montréal, 311 pages, 5 cartes.
- Dubé, L.M., 1993 - Géologie de la région de Joutel (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 90-12, 61 pages.
- Dubé, L.M. - Hubert, C. - Brown, A.C. - Simard, J.M., 1991 - The Telbel orebody of the Agnico-Eagle mine in the Joutel area of the Abitibi greenstone belt, Québec, Canada: A stratabound gold bearing massive siderite deposit with early diagenetic pyritization. *Dans*: Proceedings of Brazil '91, an international Symposium on the Geology of Gold, E.A. Ladeira, éditeur. A.A. Balkema, Rotterdam, pages 493-498.
- Feng, R. - Kerrich, R., 1992 - Geochemical evolution of granitoids from the Archean Abitibi southern volcanic zone and the Pontiac subprovince, Superior Province, Canada: Implications for tectonic history and source regions. *Chemical Geology*; volume 98, pages 23-70.

- Gaboury, D. - Daigneault, R., 1999 - Evolution from sea floor-related to sulfide-rich quartz vein-type gold mineralization during deep submarine volcanic construction: the Géant Dormant gold mine, Archean Abitibi belt, Canada. *Economic Geology*; volume 94, pages 3-22.
- Galley, A.G., 1996 - Geochemical characteristics of subvolcanic intrusions associated with Precambrian massive sulphide districts. *Dans: Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration; textes réunis par D.A. Wyman*, Geological Association of Canada, short course notes; volume 12, pages 239-278.
- Gauthier, M., 2000 - Étude métallogénique du gisement d'or archéen d'Eagle-Telbel, canton de Joutel, Abitibi (Québec). Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 2000-**, 30 pages.
- Gibson, H.L. - Hart, T.R. - Hudak, G.J. - Morton, R.L. - Mueller, W.U. - Stix, J., 1999 - Physical volcanology: felsic volcanic processes, deposits and mineralization. Geological Association of Canada; Short Course Notes.
- Hedenquist, J.W. - Izawa, E. - Arribas, A. - White, N.C., 1996 - Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *Resource Geology (Japan)*; Special publication number 1, 17 pages.
- Hocq, M., 1983 - Projet Quévillon-Joutel. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP 83-25, 1 carte.
- Hofmann, H.J. - Masson M., 1994 - Archean stromatolites from Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Geological Society of America Bulletin*; volume 106, pages 424-429.
- Irvine, T.N., 1982 - Terminology for layered intrusions. *Journal of Petrology*; volume 23, pages 127-162.
- Jébrak, M., 1992 - Les gisements d'or des tonalites archéennes (Abitibi, Québec). *Mineralum Deposita*; volume 27, pages 1-9.
- Jébrak, M., 2000 - Le pluton de Joutel. Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 2000-**, 20 pages.
- Jensen, L.S., 1976 - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines, Miscellaneous Paper 66, 22 pages.
- Kelly, J. - MacIntosh, J.A., 1965 - Cartes préliminaires des quarts sud-ouest du canton de Joutel et nord-ouest du canton de Poirier. Ministère des Richesses naturelles du Québec, DP-129, 2 cartes.
- Krogh, T.E. - Corfu, F. - Davis, D.W. - Dunning, G.R. - Heaman, L.M. - Kamo, S.L. - Machado, N. - Greenough, J.D. - Nakamura, E., 1987 - Precise U-Pb isotopic ages of diabase dykes and mafic to ultramafic rocks using trace amounts of baddeleyite and zircon. *Dans: Mafic dyke swarms, textes réunis par H.C. Halls et W.F. Fahrig*, Geological Association of Canada; volume spécial 34, pages 147-152.
- Lacroix, S., 1998 - Compilation et répartition des gisements polymétalliques à tonnage évalué dans la Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 98-06, 29 pages.
- Lacroix, S. - Simard, A. - Pilote, P. - Dubé, L.-M., 1990 - Regional geologic elements and mineral resources of the Harricana-Turgeon belt, Abitibi of NW Quebec. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*; special volume 43, pages 313-326.
- Legault, M., en cours - Étude structurale et métallogénique du couloir de déformation de Fancamp, région de Chibougamau, Québec. Mémoire de thèse de doctorat en ressources minérales. Université du Québec à Chicoutimi.
- Leshner, C.M. - Goodwin, A.M. - Campbell, I.H. - Gorton, M.P., 1986 - Trace-element geochemistry of ore-associated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 23, pages 222-237.
- MacLean, W.H., 1984 - Geology and ore deposits of the Matagami district. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*; special volume 34, pages 483-495.
- Mortensen, J.K., 1993 - U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part I: Chibougamau-Matagami-Joutel region. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 11-28.
- Morton, R.L. - Franklin, J.M., 1987 - Two-fold classification of Archean volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*; volume 82, pages 1057-1063.
- MRNQ, 2000 - Carte des gîtes minéraux. SI-32E08C-G3P-00A.

Mueller, W., 2000 - Volcanologie physique des unités felsiques et sédimentologie des dépôts volcanoclastiques de la région de Joutel. Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 2000-**, 18 pages.

Mueller, W. - Donaldson, J.A., 1992 - Development of sedimentary basins in the Archean Abitibi belt, Canada: an overview. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 29, pages 2249-2265.

Piché, M., 2000 - Quantification de l'altération hydrothermale des roches du camp minier de Joutel à partir des analyses des éléments majeurs. Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 2000-06, 28 pages.

Piché, M. - Guha, J. - Daigneault, R. - Sullivan, J.R. - Bouchard, G., 1990 - Les gisements volcaniques du camp minier de Matagami: structure, stratigraphie et implications métallogéniques. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 43, pages 327-336.

Rive, M. - Pinston, H. - Ludden, J.N., 1990 - Characteristics of Late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac Subprovinces, Superior Province, Canada. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 43, pages 47-61.

Sharma, K.N.M., 1996 - Légende générale de la carte géologique-édition revue et augmentée. Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 96-28, 89 pages.

Simard, J.M. - Genest, R., 1990 - Géologie de la mine Agnico-Eagle, Joutel (Québec). Canadian Institute of Mining and Metallurgy; special volume 43, pages 373-381.

Sun, S.S. - McDonough, W.F., 1989 - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Dans*: Magmatism in the ocean basins, J.G. Filton et B.G.J. Upton, éditeurs. Geological Society of America, Special Publication 42, pages 313-345.

Sutcliffe, R.H. - Barrie, C.T. - Burrows, D.R. - Beakhouse, G.P., 1993 - Plutonism in the Southern Abitibi Subprovince: a tectonic and petrogenetic framework. Economic Geology; volume 88, pages 1359-1375.

Winchester, J.A. - Floyd, P.A., 1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their

differentiation products using immobile elements. Chemical Geology; volume 20, pages 325-343.

Wyman, D.A. - Kerrich, R. - Fryer, B.J., 1986 - Gold mineralization overprinting iron formation at the Agnico-Eagle deposit, Quebec, Canada: mineralogical, microstructural and geochemical evidence. *Dans*: Proceedings of Toronto Gold '86 symposium, pages 108-123.