

ET 2001-01

EVOLUTION DU COMPLEXE VOLCANIQUE DE JOUTEL, SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI

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.

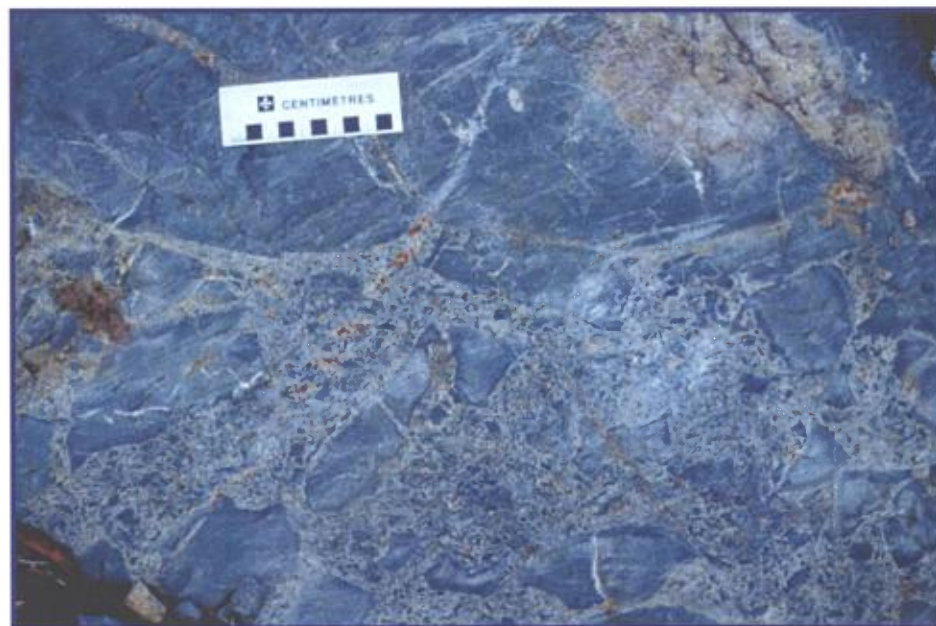
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

ET 2001-01

Évolution du Complexe volcanique de Joutel, Sous-province de l'Abitibi

Marc Legault
Michel Gauthier
Michel Jébrak
Wulf U. Mueller
Réal Daigneault
Donald W. Davis
François Baillargeon



Brèche de coussins. Partie centrale du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier.

2002

Québec 

Évolution du Complexe volcanique de Joutel, Sous-province de l'Abitibi

Marc Legault
Michel Gauthier ¹
Michel Jébrak ¹
Wulf U. Mueller ²
Réal Daigneault ²
Donald W. Davis ³
François Baillargeon ¹

ET 2001-01

RÉSUMÉ

Le Complexe volcanique de Joutel (CVJ) d'âge archéen, possède une épaisseur de 5 à 7 km avec une composition variant de basaltique à rhyolitique. Il est subdivisé en cinq phases volcaniques. La phase volcanique initiale (Formation de Valrennes) est représentée par un volcanisme effusif mafique caractérisé par des coulées massives, coussinées et bréchiques avec des interdigitations de tufs (phases 1 et 1'). La phase principale de construction du CVJ (Phase 2, Membre de Poirier) est contemporaine de la mise en place des gisements de SMV du secteur et est associée à des coulées dacitiques à rhyolitiques massives ; ces coulées sont à écoulement laminaire et à structure lobée, et associées à des tufs à cendres et tufs à lapilli dérivés des processus de fragmentation autoclastique ou hydroclastique. Le volcanisme felsique se poursuit (Membre de Kistabiche) avec des coulées massives (Phase 3b), mais la déposition de tufs turbiditiques, tufs à lapilli et tufs à blocs et à lapilli (Phase 3a) est plutôt associée à un volcanisme mafique. Les phases 4 (Membre d'Eagle) et 5 (Groupe d'Harricana) sont associées à la construction d'un deuxième centre volcanique. Les roches de la Phase 4 sont interprétées comme étant des dépôts pyroclastiques/volcanoclastiques, tandis que les tufs à blocs et à lapilli, tufs à lapilli et tufs à cendres de la Phase 5 sont hôtes des minéralisations Au-Ag-As (gîte Eagle-Telbel) et sont interprétés comme des dépôts de talus. Les rapports Zr/Y et La/Yb des roches des phases 1 et 3a (non-fractionnées) montrent une affinité tholéïtite, tandis que les phases 2 et 3 (fractionnées) sont transitionnelles et les phases 1', 4 et 5 sont calco-alcalines. Les données géochronologiques indiquent que les produits de ces différentes phases sont contemporains (2728 – 2721 Ma). Les diagrammes multi-éléments suggèrent que toutes les phases (sauf la Phase 1) sont plus ou moins influencé par des processus reliés à la subduction. Le CVJ représente un volcan composite formé sur la paléo-surface océanique et témoigne de la construction d'un édifice dans un milieu sous-marin à dominance effusive qui évolue vers un environnement subémergent à dominance pyroclastique et volcanoclastique. Ce dernier aspect est indiqué par la présence de coulées coussinées, de tufs turbiditiques, de fragments de stromatolite et de diverses altérations synvolcaniques. La géochimie et la volcanologie physique du CVJ suggèrent la construction d'un arc volcanique avec une composante de rift (arrière arc ?).

1. Université du Québec à Montréal
2. Université du Québec à Chicoutimi
3. Royal Ontario Museum

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction

Alain Simard

Service géologique du Nord-Ouest

Robert Marquis

Responsable des études géoscientifiques

Pierre Verpaelst

Lecture critique

Claude Dion

Édition et mise en pages

Denis L. Lefebvre

Dessin assisté par ordinateur

Charlotte Grenier

Supervision technique

André Beaulé

Document accepté pour publication le 29/08/01

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	5
CADRE GÉOLOGIQUE	5
La Sous-province de l'Abitibi et la géologie régionale	5
Le Complexe volcanique de Joutel (CVJ)	5
VOLCANOLOGIE PHYSIQUE	9
Caractéristiques et terminologie	9
Phase 1: Formation de Valrennes	10
Interprétation	10
Phase 2: Membre de Poirier	10
Interprétation	12
Phase 3: Membre de Kistabiche	12
Interprétation	13
Phase 4: Membre d'Eagle	14
Interprétation	14
Phase 5: Groupe d'Harricana	14
Interprétation	15
Groupe de Vanier-Dalet-Poirier	15
Interprétation	15
Groupe de Cartwright	16
Interprétation	16
GÉOCHIMIE	16
Géochimie des éléments majeurs	16
Rapports Zr/Y	16
Géochimie des éléments des terres rares (ÉTR)	18
GÉOLOGIE STRUCTURALE	20
MINÉRALISATION	23
Gisements de SMV à Zn-Cu-Ag	23
Gisement de sulfures massifs à semi-massifs à Au-Ag-As	23
GÉOCHRONOLOGIE	25
Tonalite de Joutel	25
Complexe de Valrennes	25
Groupe d'Harricana	25
Groupe de Cartwright	26

DISCUSSION	27
Évolution du CVJ	27
Pétrogenèse des roches ignées du CVJ	27
Potentiel métallifère du secteur de Joutel	29
CONCLUSIONS	31
REMERCIEMENTS	31
RÉFÉRENCES	31
ANNEXE 1 : TABLEAU 1	37
ANNEXE 1 : TABLEAU 2	38
ANNEXE 1 : TABLEAU 3	39
ANNEXE 2 : PHOTOGRAPHIES - POIRIER	40
ANNEXE 3 : PHOTOGRAPHIES - KISTABICHE ET HARRICANA	42
ANNEXE 4 : PHOTOGRAPHIES - VANIER-DALET-POIRIER ET CARTWRIGHT	43
ANNEXE 5 : PHOTOGRAPHIES - GISEMENTS DE SMV	45
ANNEXE 6 : PHOTOGRAPHIES - EAGLE-TELBEL	46

INTRODUCTION

La Sous-province de l'Abitibi est renommée pour ses nombreux gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV) et d'or (Franklin, 1996 ; Robert et Poulsen, 1997). Ceux-ci se trouvent principalement dans des grands camps miniers tels que Timmins (Brisbin et Pressacco, 1999 ; Barrie *et al.*, 1999), Kirkland Lake (Lovell *et al.*, 1991), Noranda (Couture, 1996), Doyon-Bousquet-La Ronde (Tourigny et Verpaelst, 1991 ; Moorhead *et al.*, 2000) et Val-d'Or (Pilote *et al.*, 2000). Ces camps miniers ont été étudiés en détail. Cependant, plusieurs camps miniers de plus petite taille, tel que Joutel, demeurent peu connus.

Le Complexe volcanique de Joutel (CVJ) est l'hôte d'anciennes mines de SMV et d'or (Simard *et al.*, 1990). Il représente une part intégrante du Cycle volcanique 1 (2720-2730 Ma) de la Zone volcanique nord (ZVN) de la Sous-province de l'Abitibi (Chown *et al.*, 1992). Plusieurs complexes volcaniques de la ZVN, tels que «Lac des Vents» (Mueller *et al.*, 1994), «Normétal» (Lafrance *et al.*, 2000), «Matagami» (Piché *et al.*, 1993), «Lemoine» (Pilote et Guha, 1995), «Coniagas» (Doucet *et al.*, 1994) et «Hunter Mine» (Mueller *et al.*, 1997), sont des produits du volcanisme sous-marin sur le fond océanique que l'on associe au Cycle volcanique 1. Des environnements géotectoniques variant d'arc insulaire à rift sont interprétés pour ces complexes. La plupart de ceux-ci sont les hôtes de dépôts de SMV, ce qui suggère un événement de minéralisation majeur à l'échelle de l'Abitibi. Cependant, l'identification de stromatolites à l'intérieur du CVJ (Hofmann et Masson, 1994) suggère que ce dernier a été un centre volcanique subémergent, contrairement aux autres complexes qui sont interprétés comme des centres sous-marins profonds.

Le but principal de cette étude est de décrire la construction volcanique, la minéralisation et l'environnement géotectonique du complexe volcanique sous-marin à subémergent de Joutel et de ses environs dans la Ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Une approche basée sur la cartographie détaillée et régionale, l'échantillonnage et l'analyse structurale fut entreprise en mettant l'accent sur : 1) la volcanologie physique ; 2) la géochimie ; 3) la géologie structurale ; 4) la description des minéralisations de SMV et aurifères ; et 5) la datation U-Pb.

CADRE GÉOLOGIQUE

La Sous-province de l'Abitibi et la géologie régionale

Le Complexe volcanique de Joutel (CVJ) est localisé dans la partie occidentale de la Zone volcanique nord (ZVN) telle

que définie par Chown *et al.* (1992 ; figure 1). Les roches volcaniques du secteur font partie du Cycle volcanique 1 (2720-2730 Ma), représentant une grande plaine basaltique sous-marine avec des complexes felsiques et mafiques/felsiques dispersés qui collectivement forment un jeune arc diffus (Chown *et al.*, 1992). Le Cycle volcanique 2 (2720-2705 Ma) est interprété comme un arc volcanique mature et disséqué.

Mueller *et al.* (1996) ont divisé l'évolution de la Ceinture de roches vertes de l'Abitibi en quatre périodes distinctes ou stades tectoniques : 1) formation et construction d'arc (2730-2698 Ma) ; 2) collision arc-arc (2696-2690 Ma) ; 3) fragmentation d'arc (2689-2670 Ma) ; et 4) exhumation d'arc (2660-2640 Ma). Le CVJ (2728,4 ± 2 Ma ; Mortensen, 1993) témoigne de la période de formation et construction d'arc et constitue l'un des centres mafiques/felsiques les moins connus du Cycle volcanique 1 de la ZVN.

Les roches du secteur à l'étude sont divisées en quatre unités, soit les groupes de Joutel-Raymond, d'Harricana, de Vanier-Dalet-Poirier et de Cartwright (Lacroix *et al.*, 1990 ; Legault *et al.*, 2000a ; figure 2). Les groupes de Joutel-Raymond et d'Harricana ainsi que les intrusions du Complexe de Valrennes, du Pluton de Mistaouac et de la Tonalite de Joutel forment le CVJ (figure 3). Le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier et le CVJ composent le bloc sud, tandis que le Groupe de Cartwright représente le bloc nord. La limite entre les blocs nord et sud correspond au Couloir de déformation de l'Harricana (CDH) qui est caractérisé par une déformation pure avec une réactivation dextre (Daigneault *et al.*, 2000). La faible quantité d'affleurements dans le secteur du CVJ combinée à l'influence du CDH ne permet pas une bonne estimation de l'épaisseur et de l'étendue des coulées individuelles à l'intérieur du Complexe. Les nombreux forages au diamant et les levés géophysiques compensent pour la rareté d'affleurements. Le métamorphisme au faciès des schistes verts prédomine dans le secteur de Joutel. Cependant, le faciès amphibolite est reconnu autour des plutons de Mistaouac et de Marest et le faciès prehnite-pumpellyite est observé dans les groupes de Vanier-Dalet-Poirier et de Cartwright.

Le Complexe volcanique de Joutel (CVJ)

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 le Membre de Poirier, la Tonalite de Joutel et le Complexe de Valrennes. Le présent rapport fait état des travaux effectués en 1999 et en 2000 sur la moitié orientale du feuillet 32E/07, la moitié occidentale du feuillet 32E/08, le quart SE du feuillet 32E/09 et le quart SW du feuillet 32E/10. Certains aspects sont approfondis dans d'autres publications du Ministère

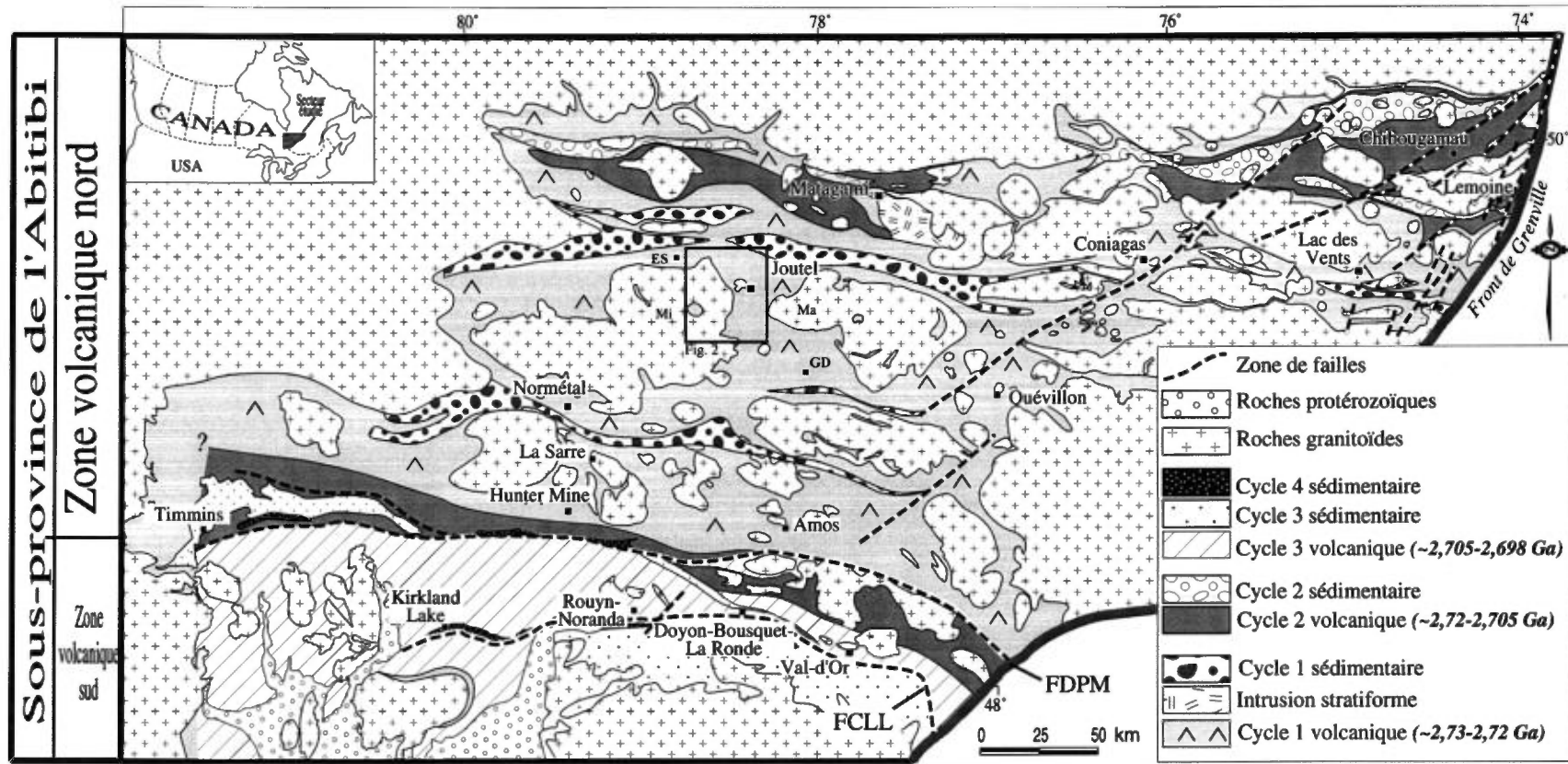


FIGURE 1 - Localisation du Complexe volcanique de Joutel. La séquence supracrustale est divisée en cycles volcaniques et sédimentaires distincts. La région à l'étude est délimitée par un rectangle. Mi - Pluton de Mistouac; Ma - Pluton de Marest; ES - mine Estrades; GD - mine Géant Dormant; FCLL - Faille Cadillac-Larder Lake; FDPM - Faille Destor-Porcupine-Manneville. Modifié de Daigneault *et al.* (2000).

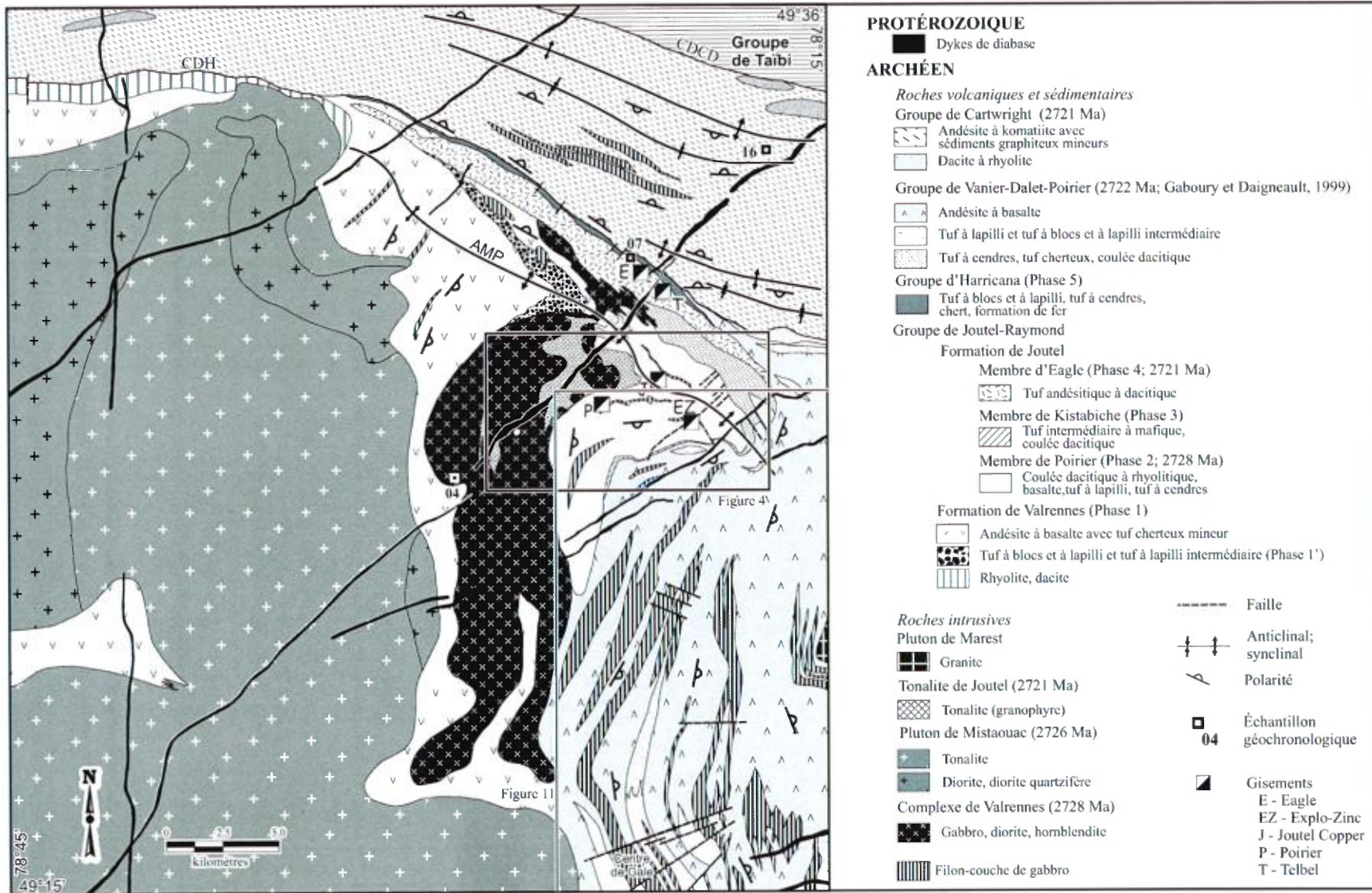


FIGURE 2 - Géologie régionale du Complexe volcanique de Joutel. AMP – Anticline de McClure-Plamondon ; CDH – Couloir de déformation d'Harricana ; CDCD – Couloir de déformation Casa Berardi-Douay. Voir texte pour plus de détails sur les datations.

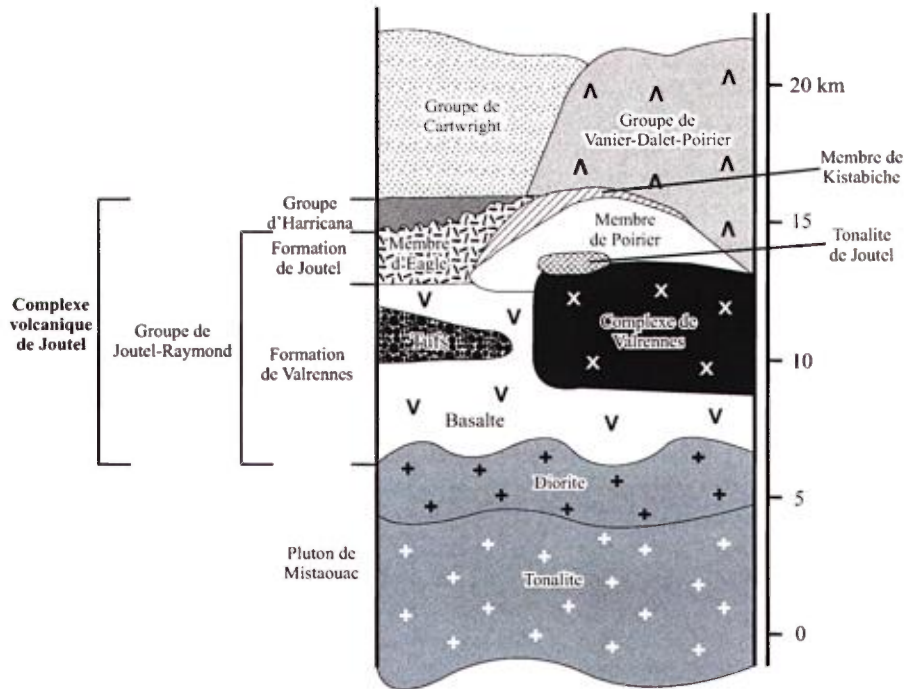


FIGURE 3 - Colonne stratigraphique schématique du Complexe volcanique de Joutel et des unités adjacentes. Le Complexe volcanique de Joutel est constitué d'une séquence de 5 à 7 km d'épaisseur comprenant les roches felsiques et mafiques du Groupe de Joutel-Raymond, les roches volcanoclastiques du Groupe d'Harricana ainsi que le Complexe de Valrennes, le Pluton de Mistaouac et la Tonalite de Joutel. Légende comme à la figure 2.

(Daigneault *et al.*, 2000 ; Jébrak *et al.*, 2000 ; Legault *et al.*, 2000a ; Piché, 2000).

Le CVJ possède une épaisseur de 5 à 7 km et peut être tracé latéralement sur environ 25 km. Il correspond aux groupes de Joutel-Raymond et d'Harricana (figure 2). Le Groupe de Joutel-Raymond a été subdivisé en formations et en membres selon le Code stratigraphique nord-américain par Legault *et al.* (2000a). Cette subdivision permet de distinguer des phases distinctes de construction volcanique basées sur la position stratigraphique et la géochimie (tableau 1 en annexe 1). La séquence de volcanites mafiques à la base du CVJ (Formation de Valrennes) est surmontée par des roches volcaniques et volcanoclastiques felsiques à mafiques (Formation de Joutel) et d'une unité mineure mais significative de volcanoclastite sédimentaire (Groupe d'Harricana ; figure 3). Les sommets stratigraphiques déterminés à l'aide de coussins et de lits granoclassés ainsi que la stratigraphie générale indiquent une polarité générale vers l'est avec des variations locales associées à la présence de l'Anticlinal McClure-Plamondon (Dubé, 1993 ; figure 2).

Trois intrusions majeures sont également comprises dans le CVJ : le Complexe de Valrennes, le Pluton de Mistaouac et la Tonalite de Joutel. Le Complexe de Valrennes est un filon-couche mafique – ultramafique d'une puissance de 4 km et d'une étendue de plus de 20 km (Dubé, 1993 ; Legault *et al.*, 2000a ; figure 2). Il est composé principalement de gabbro,

de gabbro à quartz, de diorite, de diorite à quartz et de hornblendite et, localement, de litage magmatique et de phases pegmatitiques. Cette dernière observation, combinée à la présence de hornblende magmatique, suggère la présence d'une quantité importante d'eau lors de la cristallisation du Complexe de Valrennes. La concentration élevée en chlore dans les hornblendes (jusqu'à 1,5 % poids ; Dubé, 1990) suggère l'assimilation d'eau de mer. Plusieurs enclaves d'échelle hectométrique de basalte et localement de rhyolite (hôte d'un sulfure massif) sont présentes dans l'intrusion. Le Complexe de Valrennes est similaire sous plusieurs aspects (sauf par ses dimensions) à d'autres intrusions mafiques de la Sous-province de l'Abitibi, telles que le Complexe de la Rivière Bell (Sharpe, 1968 ; Maier *et al.*, 1996), le Complexe du Lac Doré (Allard, 1976 ; Daigneault et Allard, 1990) et le Complexe de Kamiskotia (Barrie *et al.*, 1991). Ces intrusions sont interprétées comme ayant été formées dans un environnement en extension (Barrie *et al.*, 1991), ce qui est en accord avec les caractéristiques géochimiques (affinité tholéiitique) du Complexe de Valrennes (Dubé, 1990 ; Legault *et al.*, 2000a).

Le Pluton de Mistaouac (2726±2 Ma ; Davis *et al.*, 1993) a une forme subcirculaire et couvre environ 2500 km². Quelques enclaves, d'échelle kilométrique, de basalte amphibolitisé sont présentes dans l'intrusion. Deux phases ont été reconnues (Hocq, 1990 ; Rive *et al.*, 1990) : une phase

précoce de diorite – diorite à quartz et une phase tardive de tonalite – granodiorite. Comme il sera démontré plus loin, le Pluton de Mistouac possède une affinité calco-alcaline et est donc chimiquement distinct du Complexe de Valrennes.

La Tonalite de Joutel représente un assemblage de dykes et de filons-couches qui coupent le Complexe de Valrennes et le Membre de Poirier. Elle est caractérisée par une texture granophyrique matérialisée par des intercroissances de quartz et de plagioclase. Localement, des veinules de chlorite-pyrite-chalcopryrite associées à une intense chloritisation sont présentes dans la Tonalite de Joutel. Cette faible minéralisation est interprétée comme étant typique des zones de filonnets associées aux gisements de SMV (Jébrak *et al.*, 2000). La présence de CO₂ et de fluides hypersalins dans le quartz de ces veinules suggère une ébullition près de la paléo-surface. Chimiquement, la Tonalite de Joutel est très similaire au Membre de Poirier et se distingue de celle-ci par une affinité plus tholéiitique (Legault *et al.*, 2000a).

VOLCANOLOGIE PHYSIQUE

Caractéristiques et terminologie

Le CVJ fut cartographié à des échelles variant de 1 : 10 000 à 1 : 200. Les affleurements levés en détail sont localisés à la figure 4. Les unités felsiques ont été définies en utilisant les différences de composition, d'abondance ou de taille des phénocristaux (table 1 ; figure 4).

La terminologie utilisée est basée sur la définition de Fisher (1961) qui décrit les roches volcanoclastiques comme «des dépôts composés surtout de particules volcaniques». Les dépôts volcanoclastiques sont décrits selon la classification granulométrique du MRN (Sharma, 1996) modifiée de Fisher (1961, 1966), qui est purement descriptive et non-génétique. Les tufs à cendres, les tufs à lapilli et les tufs à

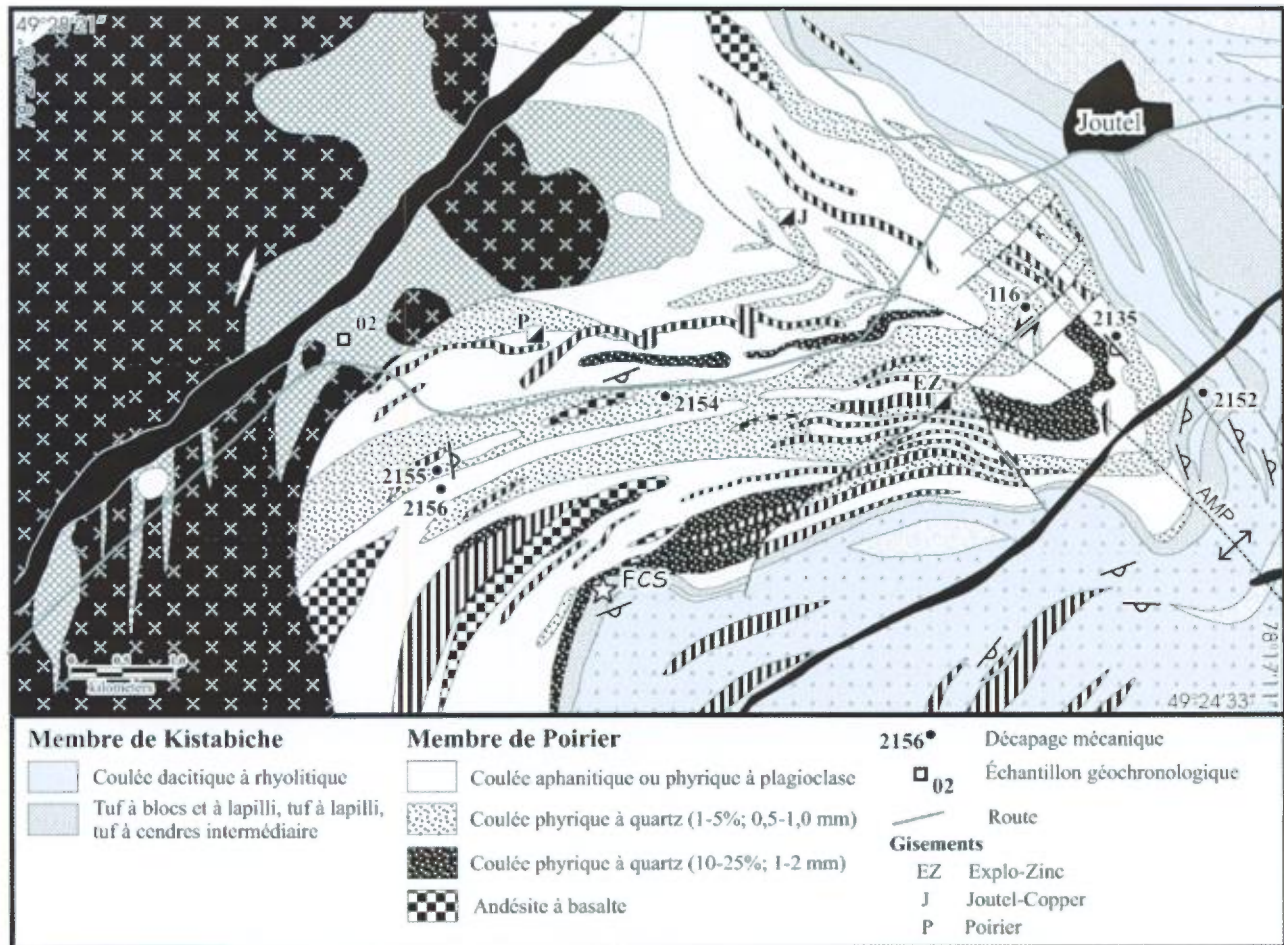


FIGURE 4 - Cartographie détaillée des membres de Poirier et de Kistabiche (phases 2 et 3) montrant les différentes coulées dacitiques à rhyolitiques. La légende pour les roches ne faisant pas partie de ces membres est la même qu'à la figure 2. AMP – Anticlinal de McClure-Plamondon; FCS – Indice Four Corner (Boisvert et Britt, 1992).

Table 1 - Distinction pétrographique des rhyolites et des dacites du Complexe volcanique de Joutel

	Aphanitique	QFP1	QFP2
Type de phénocrystal ¹	Feldspath	Quartz et feldspath	Quartz et feldspath
Pourcentage de phénocristaux de quartz	-	< 5%	10-25%
Diamètre des phénocristaux de quartz	-	0,5-1 mm	1-2 mm

¹ À partir des observations macroscopiques et en lames minces

blocs et à lapilli clairement associés aux coulées de lave sont identifiés comme des hyaloclastites (McPhie *et al.*, 1993).

Phase 1 : Formation de Valrennes

La phase initiale de volcanisme est représentée par une séquence dont la composition varie de basalte à andésite d'une épaisseur de 1 à 4 km avec des unités mineures de tuf à cendres. Les basaltes et les andésites se présentent sous la forme de coulées massives, coussinées et localement bréchiques. Les coulées sont généralement aphanitiques et contiennent moins de 10 % d'amygdales de 0,2 à 1 cm de diamètre. Les coulées coussinées sont d'une épaisseur de 3 à 20 m avec des coussins de 0,3 à 2 m de diamètre. Les coulées de brèche de coussins sont généralement très déformées. Les coussins indiquent généralement une polarité stratigraphique vers le sud-est (figure 2). Les tufs à cendres interstratifiés sont silicifiés, massifs, aphanitiques et généralement associés à des lentilles de sulfures massifs stériles à pyrrhotine-pyrite.

Un niveau de volcanoclastites de composition intermédiaire et d'une puissance de 500 à 1000 m a été cartographié près du sommet de la formation (Phase 1' ; figure 2). Ce dépôt est caractérisé par des tufs à lapilli et des tufs à blocs et à lapilli massifs. Les tufs à blocs et à lapilli sont à fragments dominants («*clast-supported*») et contiennent des fragments de 1 à 20 cm subarrondis, tandis que les tufs à lapilli sont à matrice dominante («*matrix-supported*») avec des fragments subarrondis de moins de 1 cm. Dans les deux cas, les fragments sont majoritairement des roches felsiques aphanitiques et, en quantité bien moindre, des roches microporphyriques intermédiaires à mafiques (20 % cristaux de feldspath de 1 à 2 mm).

Interprétation

Les coulées massives et coussinées suggèrent un volcanisme effusif dans un environnement sous-marin (Dimroth *et al.*, 1978 ; Cousineau et Dimroth, 1982), tandis que la forte étendue latérale est en accord avec un milieu de fond océanique (Chown *et al.*, 1992). Le peu d'expositions de la Phase 1' ne permet pas d'interpréter le mécanisme de déposition. Cependant, la nature felsique et la forme subarrondie des fragments, ainsi que l'absence d'éclats de verre et de ponce délicats suggèrent une résédimentation de dépôts autoclastique ou pyroclastique (Cas, 1992). La présence de laves

mafiques coussinées au-dessus de l'unité de volcanoclastique suggère également un environnement de déposition sous-marin pour cette unité.

Phase 2 : Membre de Poirier

Le Membre de Poirier (2728 ± 2 Ma ; Mortensen, 1993) a une puissance de 2 à 3 km et est composé surtout de coulées dacitiques à rhyolitiques et de dépôts fragmentaires associés. Des niveaux mineurs de composition andésitique à basaltique (figure 4) sont connus surtout à partir des observations historiques des forages au diamant. Les variations de composition, de taille et d'abondance des phénocristaux ont permis l'identification de coulées individuelles (table 1). Les coulées montrent des variations latérales de faciès sur 1 à 2 km ; elles passent d'un faciès massif à des lobes (1 à 50 m) massifs ou à écoulement laminaire, puis à tufs à blocs et à lapilli. Ceux-ci passent latéralement et verticalement à des niveaux de tufs à lapilli (1 à 4 cm de diamètre) massifs de 1 à 7 m d'épaisseur et à des tufs à cendres laminés et granoclassés de 10 à 100 cm avec des lits de 1 à 10 cm d'épaisseur (figures 5 à 7). Les lobes métriques sont massifs avec une bréchification qui s'intensifie vers les bordures (photo A, annexe 2). L'écoulement laminaire composé de bandes millimétriques à centimétriques riches en séricite caractérise la bordure des lobes ou la partie massive des coulées de lave (photo B, annexe 2). Localement, les bandes sont bréchifiées et des éclats de verre sont formés (photo C, annexe 2). Les parties bréchiques sont toujours associées aux unités de lave massive, ce qui suggère une origine autoclastique et non pyroclastique (photos D et E, annexe 2). La taille des fragments varie de granule à galet ; ils sont anguleux à arrondis et présente une composition généralement homogène (photos F et G, annexe 2).

Les textures en lames minces des coulées sont aussi représentatives de roches felsiques extrusives. Les phénocristaux de quartz sont généralement idiomorphes avec des textures de résorption. Le plagioclase idiomorphe est maclé et montre localement une texture glomérophyrique. La matrice est composée d'agrégat de quartz-plagioclase qui représente probablement le résultat d'une recristallisation d'une matrice vitreuse. Des sphérulites (1-10 mm ; photo H, annexe 2) ont été observées localement et sont associées aux laves aphanitiques seulement. Les sphérulites indiquent une dévitrification à haute température (Lofgren, 1971 ; Mueller et Donaldson, 1992) suivi d'un refroidissement lent

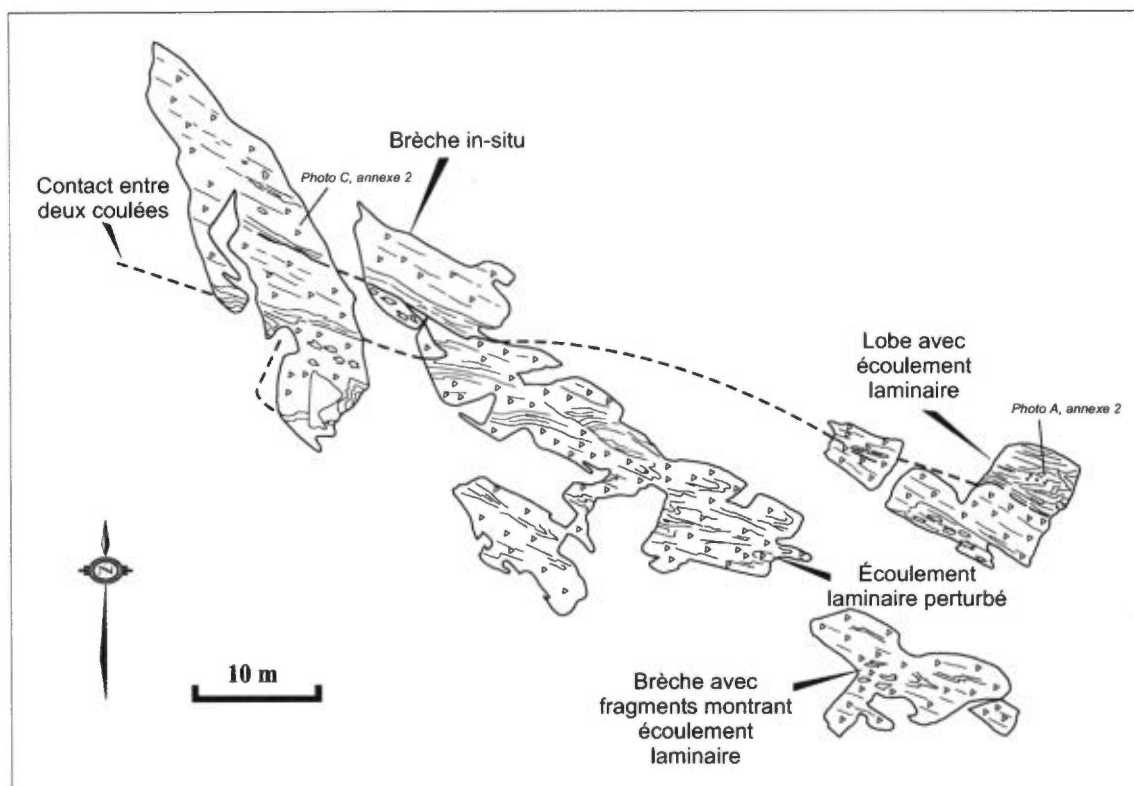


FIGURE 5 - Cartographie détaillée de l'affleurement 2154 (figure 4) montrant la transition entre des structures lobées de QFP1 (table 1) avec écoulement laminaire et une brèche in-situ à autoclastique. La fermeture des lobes suggère une direction d'écoulement vers le sud-est.

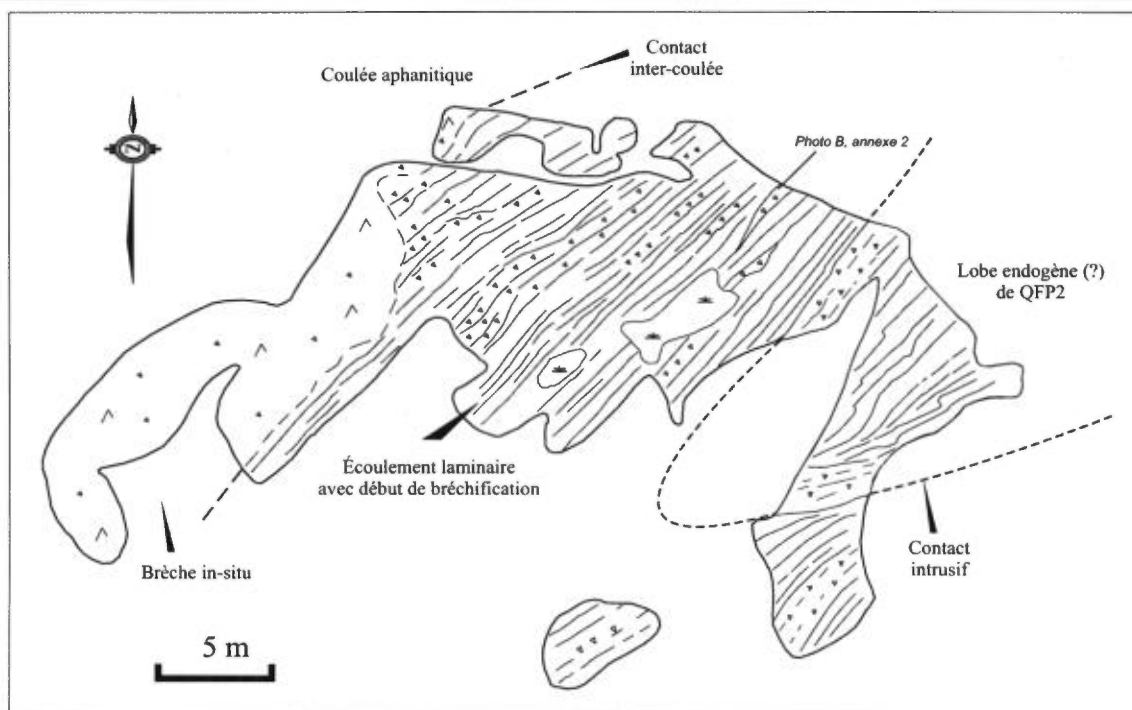


FIGURE 6 - Cartographie détaillée de l'affleurement 2156 (figure 4) montrant la transition à l'intérieur d'un gros lobe (> 50 m) entre une brèche in-situ aphanitique et un écoulement laminaire avec un début de bréchification. La coulée aphanitique est coupée par un lobe endogène de QFP2 (table 1) avec des contacts bréchifiés. La fermeture du lobe de QFP2 suggère une direction d'écoulement vers le sud-ouest.

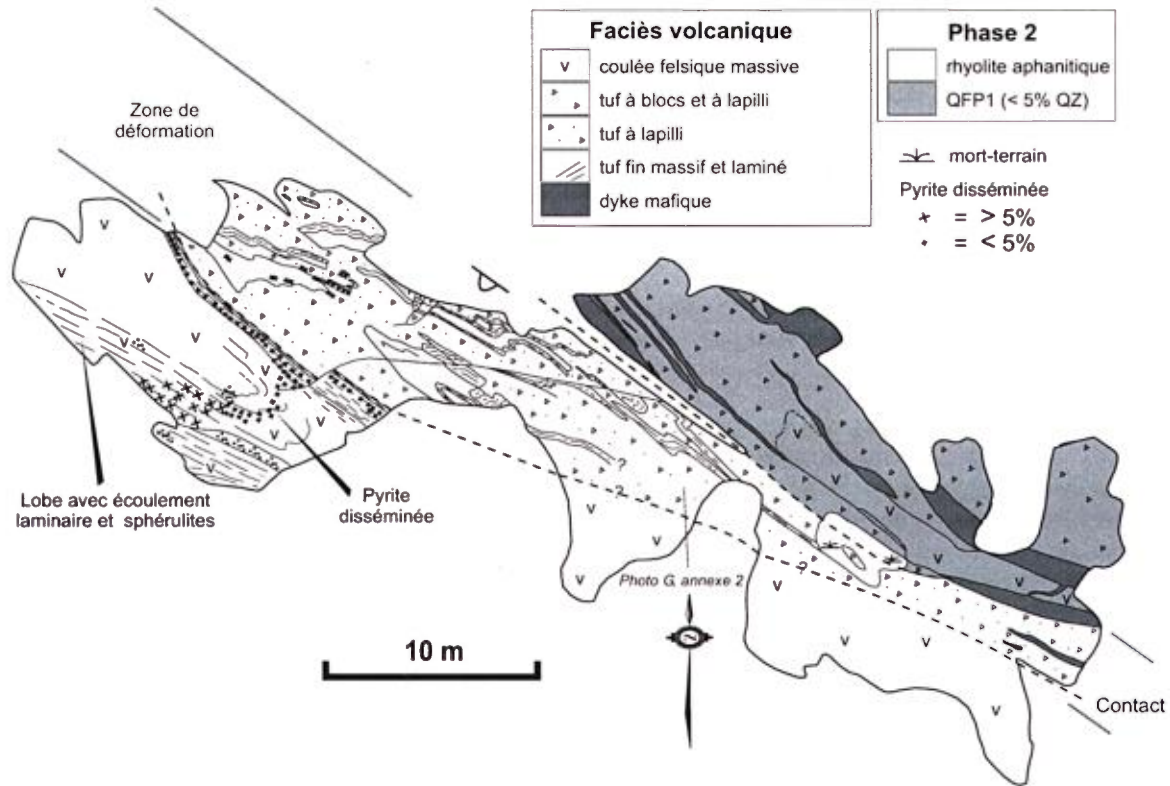


FIGURE 7 - Cartographie détaillée de l'affleurement 2135 (figure 4) montrant des tufs turbiditiques riches en quartz et fortement déformés probablement dérivés de la coulée de QFP1 sous-jacente. Un lobe de rhyolite aphanitique riche en sphérolites surmonte les tufs turbiditiques. La fermeture du lobe aphanitique suggère une direction d'écoulement vers le sud-est. La polarité vers le sud-ouest fut déterminée grâce au granoclassement normal dans les tufs à cendres laminés.

(Manley, 1992), ce qui indique la présence initiale d'une matrice vitreuse.

Interprétation

Les coulées massives, lobées et les hyaloclastites felsiques du Membre de Poirier montrent l'organisation de faciès morphologiques classiques de coulées sous-marines (de Rosen-Spence *et al.*, 1980 ; Yamagishi et Dimroth, 1985). Les unités fragmentaires sont des produits autoclastiques et, avec les lobes, elles représentent les coulées lobe-hyaloclastite de Gibson *et al.* (1999). L'environnement marin ambiant aurait facilité le processus de bréchification et d'altération hydrothermale en séricite (photo B, annexe 2) et chlorite (photo C, annexe 2). Les tufs à lapilli et les tufs à cendres laminés et granoclassés associés furent transportés par des courants turbiditiques de basse et haute densité (Lowe, 1982) et représentent des brèches hyaloclastiques remaniées ou des produits hydroclastiques explosifs transportés vers le bas (Fisher et Schminke, 1984). Une origine pyroclastique initiale est difficile à démontrer car des évidences de rétention de chaleur telles que des flammes, des joints colonnaires ou des portions vitreuses n'ont pas été préservées (McPhie *et al.*, 1993).

Phase 3 : Membre de Kistabiche

Le Membre de Kistabiche est d'une épaisseur variant de 100 à 1000 m. Il est constitué de dépôts volcanoclastiques mafiques (Phase 3a) interstratifiés avec des coulées de dacite (Phase 3b).

Les dépôts de la Phase 3a sont surtout associés à des tufs à lapilli et des tufs à cendres à fragments majoritairement mafiques et de carbonates, les fragments felsiques étant plutôt minoritaires (photo A, annexe 3). Ces tufs varient de massifs à granoclassés et lités. Localement, des tufs à lapilli et à blocs dominés par des fragments felsiques sont observés comme dans le cas de l'affleurement 2152. Ce dernier est caractérisé à la base par un tuf à blocs et à lapilli à matrice dominante de plus de 20 m d'épaisseur contenant des fragments (1 cm à 5 m) subarrondis à subanguleux (figure 8). Les fragments sont surtout composés de rhyolites aphanitiques et de QFP1 (table 1, page 10) présentant localement de l'écoulement laminaire et, en importance bien moindre, de carbonates, de stromatolites (Hofmann et Masson, 1994) et de pyrite fine massive (photo C, annexe 3). Ce tuf basal est surmonté d'un niveau de 6 à 10 m d'épaisseur de tufs à lapilli contenant des fragments subarrondis de 1 à 100 cm de diamètre et des lits de 20 à

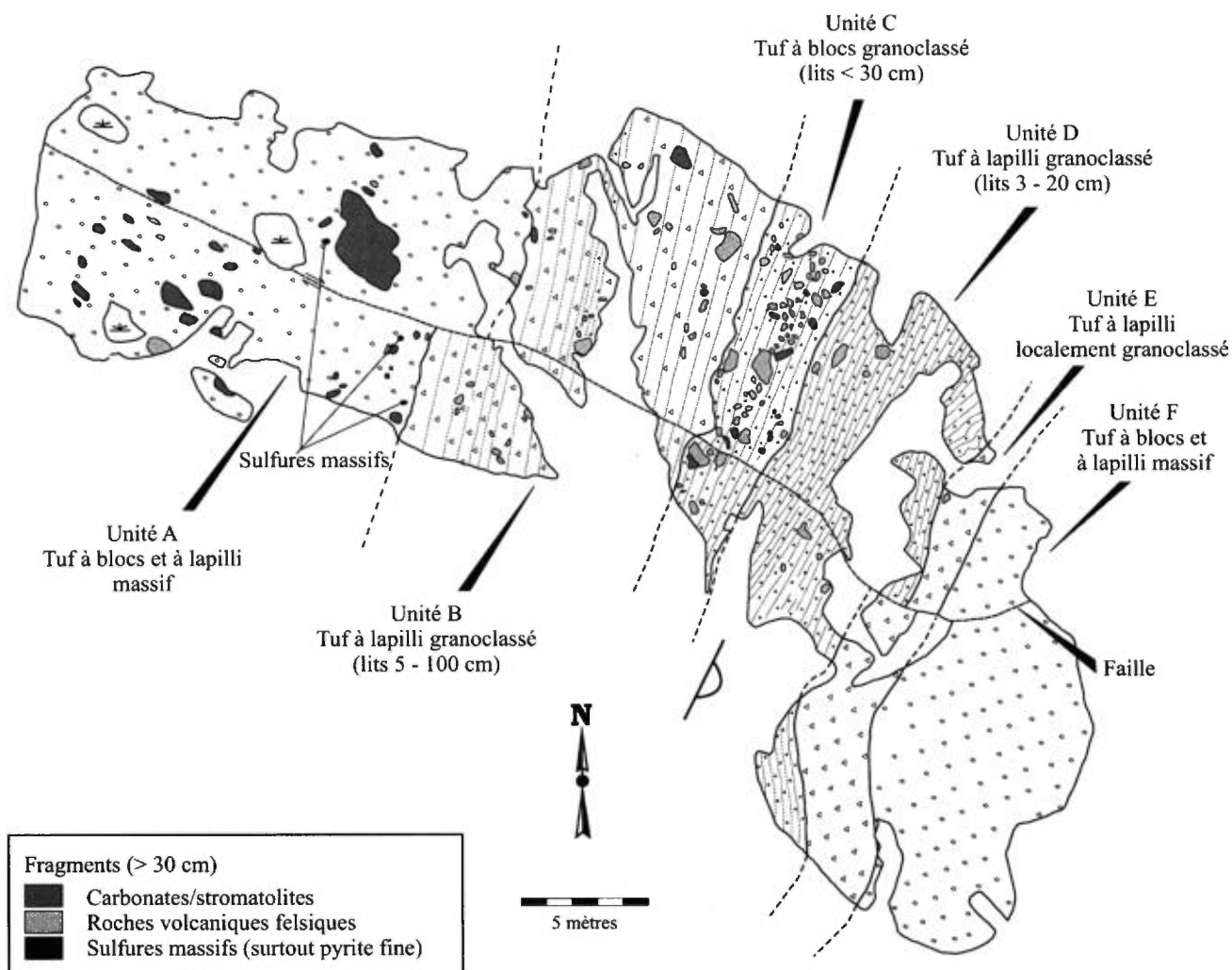


FIGURE 8 - Cartographie détaillée de l'affleurement 2152 (figure 4) montrant des tufs à blocs et à lapilli massifs à granoclassés interlités avec des tufs à lapilli et tufs à cendres granoclassés. Le granoclassement normal ainsi que les flammes, les structures de charge et les chenaux d'érosion indiquent tous une polarité vers l'est.

110 cm d'épaisseur. On retrouve également un lit de tuf à lapilli et à blocs à matrice dominante d'une puissance de 3 m avec des fragments subarrondis de 1 à 150 cm de diamètre. Les tufs à lapilli sont granoclassés (photo B, annexe 3) et l'on observe localement des structures de charge, de flamme, des chenaux d'érosion et des lits ondulés qui indiquent tous une polarité stratigraphique vers l'est. La proportion de fragments varie verticalement dans la section, les fragments de carbonate/stromatolite et de pyrite massive devenant très rares dans la partie supérieure de l'unité (figure 8).

Les coulées dacitiques de la Phase 3b, d'une épaisseur de 50 à 100 m, sont présentes principalement dans la portion nord-est du Membre de Kistabiche. Ces coulées sont massives à bréchiques (photo D, annexe 3), à phénocristaux de

plagioclase (< 20 % ; 2-5 mm) et sont généralement altérées en séricite et en ankérite.

Interprétation

Les tufs à lapilli granoclassés de la Phase 3a ont été déposés par des courants turbiditiques de basse et haute densité (Lowe, 1982) et sont identifiés comme des tufs turbiditiques (Mueller et White, 1992). Les tufs à blocs et à lapilli massifs représenteraient des dépôts de coulées de masse (Lowe, 1982). Ces roches fragmentaires représentent peut-être des dépôts d'origine pyroclastique ou auto-clastique (Cas, 1992) qui furent subséquemment redistribués le long des pentes par des processus d'affaissement. La présence de blocs de stromatolite indique que le CVJ

était submergeant jusqu'à la zone photique lors du dépôt de la Phase 3 (Hofmann et Masson, 1994). Cependant, les caractéristiques des tufs turbiditiques (granoclassement, lamination, lits ondulés) suggèrent une déposition des fragments de stromatolite à plus de 200 m sous le niveau de l'eau. La dacite massive de la Phase 3b représente des coulées massives ou des intrusions concordantes.

Phase 4 : Membre d'Eagle

Le Membre d'Eagle, de 0,7 à 1,5 km de puissance, est composé surtout de niveaux métriques à décamétriques de tufs à lapilli et de tufs à cendres intermédiaires à felsiques. Ces roches affleurent peu, sont très affectées par le CDH et sont altérées à différents degrés en chlorite, séricite et ankérite. L'identification de ces roches comme des tufs est basée sur la présence de laminations à quelques endroits et de tufs à lapilli. Cependant, ces caractéristiques pourraient aussi être associées localement à la forte déformation associée au CDH. Les tufs à lapilli peuvent contenir jusqu'à 50 % de fragments allongés (< 1 cm). Les fragments contiennent fréquemment des amygdales ovoïdes de quartz qui sont interprétés comme des ponces (Barnett *et al.*, 1982). Les tufs possèdent des quantités variables de cristaux de quartz et de plagioclase maclés (< 10 % ; 0,5-2 mm).

Interprétation

L'altération et la déformation du Membre d'Eagle rendent l'interprétation difficile. L'abondance uniforme de phénocristaux dans des intrusions et des laves cohérentes (McPhie *et al.*, 1993) est en contraste avec le contenu très variable en phénocristaux de ces unités. Nous interprétons certaines des roches de la Phase 4 comme des roches pyroclastiques étant donné la présence de fragments délicats de ponce (Fisher et Schminke, 1984 ; Dimroth et Yamagishi, 1987). Certaines de ces roches représentent possiblement des coulées de pyroclastiques soudés, mais l'altération et la déformation subséquentes ont complètement oblitéré les textures primaires. Les autres roches doivent être considérées comme des volcanoclastites.

Phase 5 : Groupe d'Harricana

D'une épaisseur de 100 à 300 m, le Groupe d'Harricana peut être tracé sur plus de 20 km latéralement. La stratigraphie a été documentée en majeure partie lors des travaux de cartographie souterraine aux mines Eagle et Telbel (Barnett *et al.*, 1982 ; Simard et Genest, 1990 ; Dubé *et al.*, 1991 ; Jébrak *et al.*, 2000 ; figure 9). Le groupe est composé de tufs à blocs et à lapilli à la base (Unité 1) et il est surmonté par une interdigitation de tufs à cendres, de tufs à lapilli et de tufs à blocs et à lapilli (figure 9). L'unité 1 est d'une puissance atteignant 25 m et contient des fragments anguleux de 1 à 100 cm. La présence de fragments felsiques monogéniques altérés et localement d'apparence schisteuse,

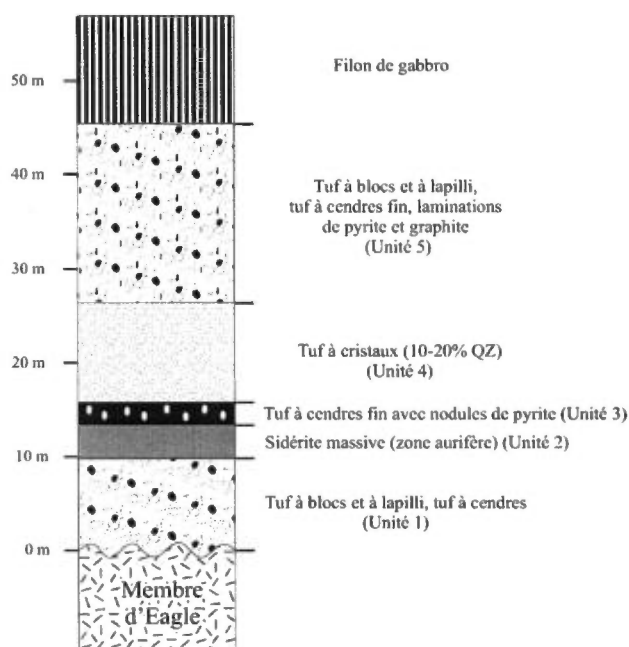


FIGURE 9 - Colonne stratigraphique idéalisée de la base du Groupe d'Harricana. Modifiée de Simard et Genest (1990) et Dubé *et al.* (1991).

visuellement identiques aux roches du Membre d'Eagle sous-jacent, dans une matrice non-déformée suggère un contact d'érosion entre le Membre d'Eagle et le Groupe d'Harricana. Les fragments d'apparence schisteuse proviendraient donc des tufs soudés. Le tuf à blocs et à lapilli est à fragments dominants et il est interdigité avec des tufs à cendres fins à grossiers.

L'unité 2 est l'horizon aurifère exposé aux mines Eagle et Telbel et elle est composée de sidérite massive. Cette unité fut décrite par Barnett *et al.* (1982) comme une formation de fer au faciès des carbonates. Des travaux subséquents ont montré la présence de fragments felsiques dans cette unité et elle fut donc réinterprétée comme une séquence, de moins de 100 m de puissance, de lits de tufs à blocs et à lapilli à fragments dominants interstratifiés avec des tufs à cendres fins à grossiers et des niveaux de chert/formation de fer au faciès des oxydes (Dubé *et al.*, 1991 ; Jébrak *et al.*, 2000). Comme il sera démontré plus tard, la sidérite est le résultat d'une substitution métasomatique et, par conséquent, elle n'est pas primaire. Les lits de tufs à blocs et à lapilli sont de 1 à 3 m de puissance et montrent généralement un faible granoclassement. Les fragments subarrondis, de 1 à 500 cm de diamètre, sont composés principalement de fragments felsiques avec une proportion moindre de fragments de tufs provenant des unités sous-jacentes. Les tufs à cendres fins à grossiers et les niveaux de chert/formation de fer au faciès des oxydes sont finement laminés et leur abondance augmente graduellement vers le sommet stratigraphique. L'unité 3 est composée d'un tuf à cendres graphiteux de

1,5 à 3 m d'épaisseur contenant des niveaux riches en pyrite nodulaire. Ces nodules forment jusqu'à 60 % de l'unité et elles ne sont pas aurifères. Des tufs à cendres grossiers et riches en cristaux de quartz forment l'unité 4, tandis que l'unité 5 est composée d'un tuf à blocs et à lapilli à fragments dominants interstratifié de lits de tuf à cendres et de lamines de pyrite et de graphite. Les fragments de l'unité 5 d'un diamètre de 0,5-30 cm sont principalement de composition felsique avec, en proportion mineure, des fragments de tuf à cendres des unités sous-jacentes et de sidérite (photo E, annexe 3). Un filon-couche de gabbro, d'environ 35 m de puissance, recoupe le Groupe d'Harricana et constitue le sommet de la séquence observée dans les mines. Au-dessus du gabbro et au NE de la séquence des mines, une unité de volcanoclastites concordantes de plus de 100 m de puissance est présente (unité 6). Cette unité comprend des tufs à cendres grossiers à la base suivis de tufs à cendres fins de couleur noire.

Interprétation

La provenance locale des fragments basés sur leur composition, leur taille et leur angularité suggère que la source est intraformationnelle. Plusieurs observations suggèrent une influence tectonique sur la sédimentation et la présence d'un paléo-relief significatif par rapport au fond du bassin : 1) des changements rapides verticaux et latéraux des faciès volcaniques et sédimentaires sur une dizaine de mètres (Dubé *et al.*, 1991) ; 2) une répétition cyclique des unités lithologiques ; 3) la présence d'une discordance à la marge du bassin ; et 4) des débris clastiques grossiers à la marge du bassin. Les tufs à blocs et à lapilli anguleux représentent des dépôts de talus associés à un effondrement gravitationnel du centre volcanique (Stow, 1986 ; Cas et Wright, 1987). L'unité de tufs à cendres monotone dans la partie supérieure du groupe (unité 6) suggère un environnement de déposition plus calme. La présence de tuf à cendres graphiteux et de lits de chert/formation de fer au faciès des oxydes suggère un milieu sous-marin.

Groupe de Vanier-Dalet-Poirier

Cette phase de volcanisme est associée à une séquence effusive de basalte à andésite d'environ 10 km d'épaisseur, interdigitée d'unités de tufs à cendres et de tufs à blocs et à lapilli. Les roches effusives se présentent sous la forme de coulées massives, coussinées et localement bréchiques. Les coulées massives sont généralement aphanitiques et contiennent moins de 2 % d'amygdales de 2 à 5 mm de diamètre. Les coulées coussinées ont une épaisseur de 20 à 50 m avec des coussins de 0,2 à 1 m de diamètre (photo A, annexe 4). Les coulées de brèche de coussins sont associées à des fragments angulaires de moins de 15 cm de côté (photo B, annexe 4). Les coussins indiquent

une polarité stratigraphique vers l'est (figure 2). Les tufs à cendres interdigités sont massifs, fins à grossiers et localement silicifiés. Un dyke de diatrème contenant une faible quantité de pyrrhotine (2-5 %) est associé à l'une de ces unités de tufs (photo C, annexe 4).

Un centre volcanique est interprété dans la partie sud du groupe (centre volcanique de Gale). Il a une puissance de 5 km dans sa partie centrale et il peut être tracé latéralement sur plus de 20 km (figure 2). Des tufs à blocs et à lapilli, des tufs à lapilli et des tufs à cendres, de 100 à 1000 m de puissance, forment la majeure partie des dépôts associés à ce centre (photos D et E, annexe 4). Ces dépôts de composition intermédiaire à felsique sont interstratifiés avec des filons-couches de gabbro et des unités basaltiques. Les tufs à blocs et à lapilli sont visibles dans la partie centrale du centre volcanique de Gale et forment une part importante des dépôts associés à ce centre. Ces tufs sont à matrice dominante avec des fragments de 1 à 30 cm de diamètre, anguleux à subarrondis (photo D, annexe 4). Les fragments sont porphyriques, de composition intermédiaire à felsique et, tout comme la matrice, sont riches en cristaux de plagioclase (10 % ; 2-5 mm). Les tufs à lapilli et les tufs à cendres grossiers sont surtout présents dans les extensions latérales du centre volcanique de Gale. Ils sont localement riches en cristaux de plagioclase (20-30 % ; 1-2 mm) et un granoclassement normal est localement observé (photo E, annexe 4). Des lits de tuf à cendres fins de 10 à 100 cm de puissance sont interdigités avec les tufs à cendres grossiers et ces lits sont généralement démembrés par les structures de charge. Au microscope, ces différents tufs montrent généralement des textures bien préservées, comme des fragments de ponce et d'éclats de verre (photo F, annexe 4). Localement, des tufs à lapilli soudés ont également été observés (photo G, annexe 4).

Interprétation

Les coulées massives et coussinées suggèrent un volcanisme effusif dans un environnement sous-marin (Dimroth *et al.*, 1978 ; Cousineau et Dimroth, 1982), tandis que leur forte étendue latérale est en accord avec un milieu de mise en place de fond océanique (Chown *et al.*, 1992). La présence de fragments de ponce et d'éclats de verre et, localement, de tufs soudés indique que les tufs à blocs et à lapilli et les tufs à lapilli représentent des dépôts pyroclastiques (McPhie *et al.*, 1993). Les tufs à cendres granoclassés ont été déposés par des courants turbiditiques de basse et haute densité (Lowe, 1982), et ceux-ci ont été identifiés comme des tufs turbiditiques (Mueller et White, 1992). Ces tufs à cendres proviennent certainement des dépôts pyroclastiques qui ont été subséquemment remaniés à la suite de processus d'affaissement. La présence de tufs turbiditiques et de coulées basaltiques coussinées intercalées avec les dépôts pyroclastiques suggère un milieu sous-marin pour la mise en place du centre volcanique de Gale.

Groupe de Cartwright

Cette dernière phase de volcanisme est similaire à la phase précédente et à la Formation de Valrennes. Elle comprend une séquence de basalte à komatiite d'une épaisseur de plus de 2,5 km associée à des unités mineures de tuf felsique et à des minces horizons de sédiments graphiteux d'étendue régionale. Les volcanites mafiques à ultramafiques se présentent sous la forme de coulées massives, coussinées et localement bréchiques. Les coulées massives sont généralement aphanitiques et contiennent moins de 2 % d'amygdales de 2 à 5 mm de diamètre. Les coulées plus magnésiennes montrent des textures de mini-spinifex (photo H, annexe 4). Les coulées coussinées sont d'une épaisseur de 20 à 50 m avec des coussins de 0,2 à 1,5 m de diamètre. Les coulées de brèche de coussins sont associées à des fragments anguleux de moins de 15 cm. Les nombreux changements de polarité stratigraphique déterminée par les coussins indiquent une alternance d'anticlinaux et de synclinaux avec des axes de pli à faible plongée formant un patron de déformation de type accordéon (figure 2). Cependant, au contact avec le Groupe d'Harricana, les polarités stratigraphiques sont systématiquement vers le nord-est.

Interprétation

Comme dans le cas de la Formation de Valrennes et du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier, les coulées massives et coussinées suggèrent un volcanisme effusif dans un environnement sous-marin (Dimroth *et al.*, 1978 ; Cousineau et Dimroth, 1982), tandis que la forte étendue latérale de ses unités est en accord avec un milieu de mise en place de fond océanique (Chown *et al.*, 1992).

GÉOCHIMIE

Des analyses géochimiques ont été effectuées afin de : 1) classer les roches (p. ex. Winchester et Floyd, 1977) ; 2) distinguer entre les affinités magmatiques calco-alcalines, transitionnelles, tholéitiques et komatiitiques (Jensen, 1976 ; Leshner *et al.*, 1986 ; Barrie *et al.*, 1993 ; Barrett et MacLean, 1999) ; et 3) déterminer si la formation de ces roches est associée à des processus de subduction. Les échantillons analysés ont été prélevés lors de cette étude, ainsi qu'à la suite des travaux antérieurs effectués par le ministère des Ressources naturelles dans le secteur (Lacroix, données non publiées ; Hocq, données non publiées ; Dubé, 1990). Les éléments majeurs, mineurs et en traces (Ga, Nb, Rb, Sr, Y, Zr) ont été déterminés par fluorescence X au Consortium de recherche minérale (COREM) à Québec. Des échantillons représentatifs ont été analysés pour des éléments en traces additionnels (Cs, Hf, Ta, Th, U) et les

éléments de terres rares par ICP-MS aux laboratoires de la Commission géologique du Canada et de l'Ontario Geological Survey (Geolabs). Afin de vérifier la précision de ces analyses, l'échantillon 29071 fut analysé à plusieurs reprises par ICP-MS. Les résultats de ces analyses indiquent une erreur standard de moins de 10 % pour Cs, Ho, Tb et de moins de 5 % pour les autres éléments en traces. Des analyses d'échantillons représentatifs des différentes phases volcaniques ainsi que les limites de détection sont présentées au tableau 2, en annexe 1.

Géochimie des éléments majeurs

Les roches volcaniques du CVJ montrent un spectre de composition variant de basalte à rhyolite (figure 10). La Phase 1 est essentiellement composée de basalte et d'andésite accompagnées de roches plus felsiques associées à l'unité volcanoclastique de la Phase 1'. La dominance de fragments felsiques est en accord avec cette observation. La Phase 2 montre des roches dacitiques à rhyolitiques. La rupture observée entre les champs des dacites et des rhyolites n'est pas associée à la nature ou à l'abondance des phénocristaux. La Phase 3 montre une grande variété de composition avec des coulées dacitiques et des tufs basaltiques. La composition mafique des tufs est en accord avec la prépondérance de fragments mafiques dans la plupart des tufs. Les phases 4 et 5 montrent des compositions similaires variant d'andésite à dacite. Les échantillons les plus frais ont une composition près de la limite andésite-dacite (60-65 % poids SiO₂). Les échantillons montrant des concentrations en SiO₂ variables avec des rapports Zr/TiO₂ constants suggèrent des degrés variables d'altération. Les coulées massives et coussinées du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier montrent des compositions variant de basalte à andésite. La distribution spatiale des andésites est restreinte à la partie nord de l'unité (figure 11). Les tufs du centre volcanique de Gale montrent des compositions variant d'andésite à rhyodacite, tandis que les tufs à cendres mineurs interdigités avec les basaltes sont un peu plus felsiques, variant de dacite à rhyolite. Les coulées massives et coussinées du Groupe de Cartwright montrent une variation de composition de komatiite à andésite (figures 10 et 12). Cependant, les basaltes et les basaltes magnésiens sont les variétés les plus communes. Les roches qui composent les unités de tufs sont plus felsiques, variant d'andésite à dacite.

Rapports Zr/Y

L'affinité géochimique des roches volcaniques peut être déterminée en utilisant le diagramme d'éléments incompatibles Zr vs Y de Barrett et MacLean (1999), lequel est aussi fréquemment utilisé pour discriminer entre les roches volcaniques archéennes stériles et celles associées à des gisements de SMV (Leshner *et al.*, 1986 ; Barrie *et al.*, 1993). Pour

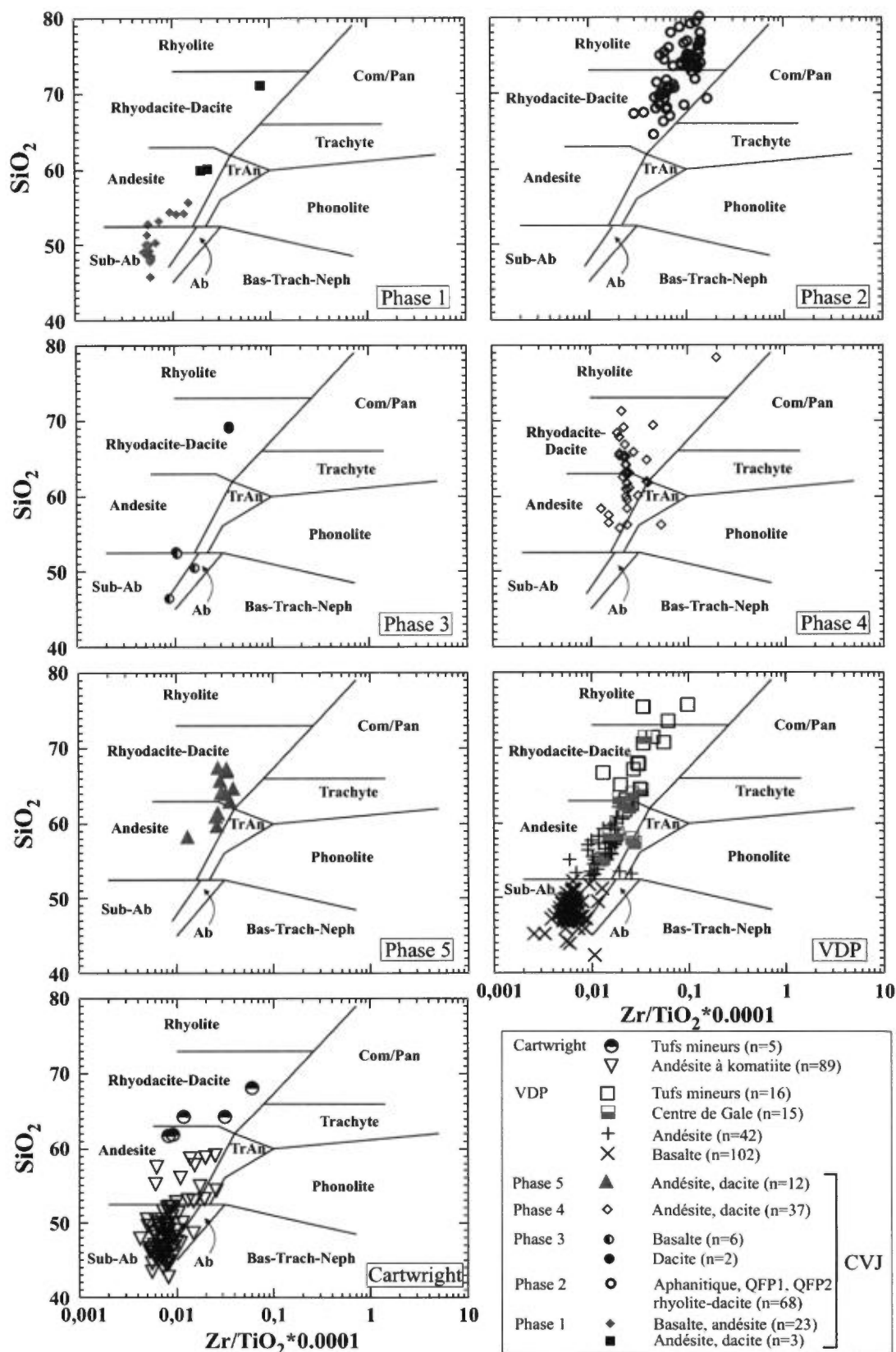


FIGURE 10 - Classification géochimique des différentes phases volcaniques du Complexe volcanique de Joutel. Délimitation des champs selon Winchester et Floyd (1977). CVJ - Complexe volcanique de Joutel; VDP - Groupe de Vanier-Dalet-Poirier.

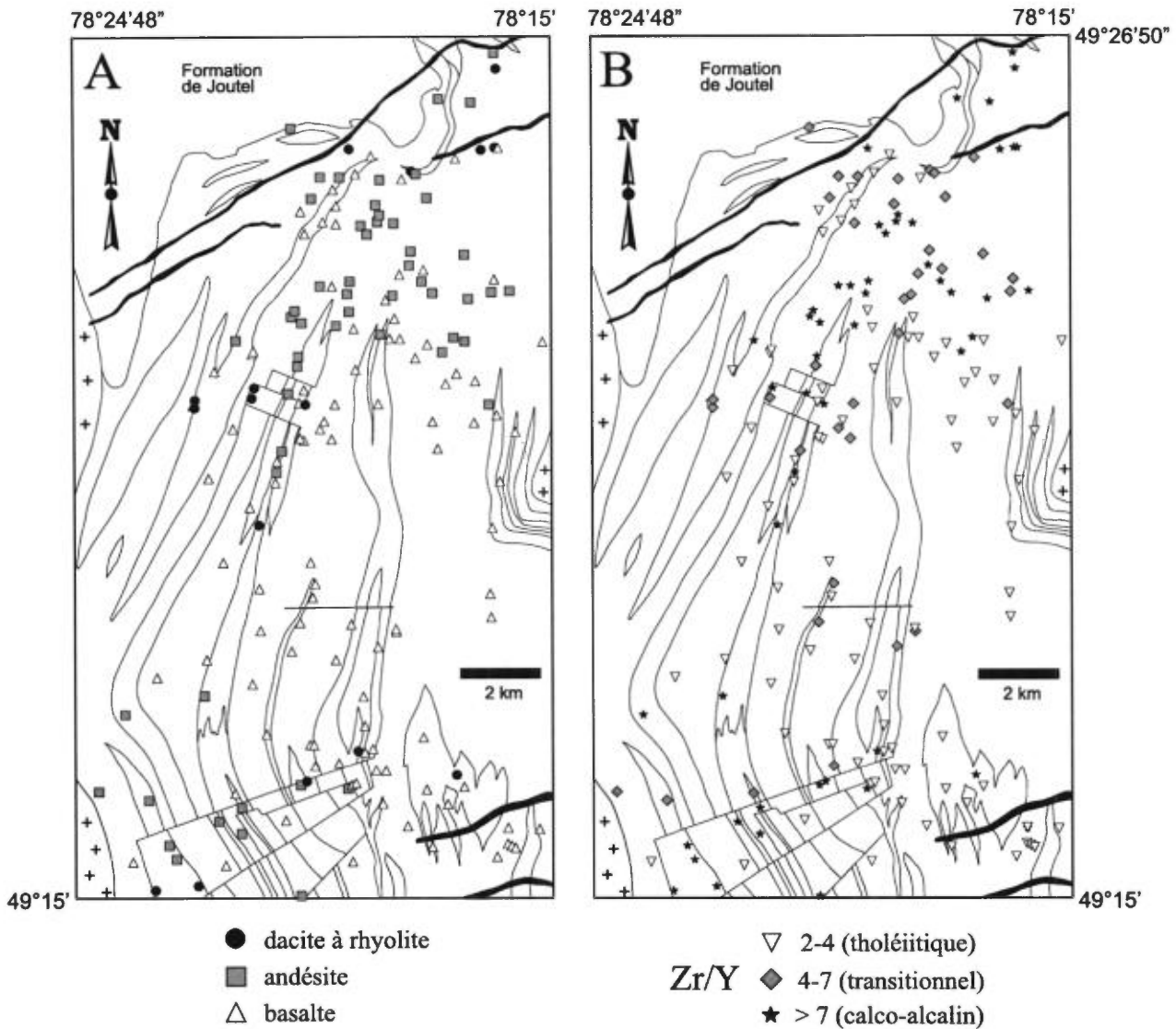


FIGURE 11 : Distribution du type de roche (A) et de l'affinité magmatique (B) à l'intérieur du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier. Notez la dominance des andésites transitionnelles à calco-alkalines dans la partie nord et des basaltes tholéiitiques dans la partie sud. La localisation de cette figure est montrée à la figure 2.

le Groupe de Cartwright, le diagramme de Jensen est utilisé afin de démontrer l'affinité komatiitique de ces roches.

Le rapport Zr/Y indique que les basaltes et les andésites de la Phase 1 sont de nature tholéiitique, tandis que les volcanoclastites de la Phase 1' sont d'affinité calco-alkaline (figure 12). Les dacites et les rhyolites de la Phase 2, avec un rapport Zr/Y moyen de 4,9, tombent dans le champ transitionnel. Les dacites de la Phase 3b, avec un rapport moyen de 6,6, sont aussi transitionnelles, mais tombent près de la limite du champ calco-alkalin (figure 12). Les tufs de la Phase 3a sont tholéiitiques à transitionnels. Les phases 4 et 5 définissent un groupe très circonscrit malgré la diversité des compositions chimiques et tombent clairement dans le champ calco-alkalin. Les coulées basaltiques du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier se projettent dans le champ tholéiitique,

tandis que les andésites sont plutôt transitionnelles à calco-alkalines (figures 11 et 12). Quant à eux, les tufs du centre volcanique de Gale et ceux des horizons mineurs sont généralement calco-alkalins. Les basaltes magnésiens et les komatiites du Groupe de Cartwright se situent dans le champ komatiitique de Jensen (1976), tandis que les basaltes sont localisés dans le champ tholéiitique (figure 12).

Géochimie des éléments des terres rares (ÉTR)

Les fourchettes du rapport La/Yb formulées par Barrett et MacLean (1999) sont aussi utilisées pour caractériser l'affinité des roches : 1) $La/Yb = 1-3$, tholéiitique ; 2) $La/Yb = 3-6$, transitionnelle ; et 3) $La/Yb > 6$, calco-alkaline. Pour un

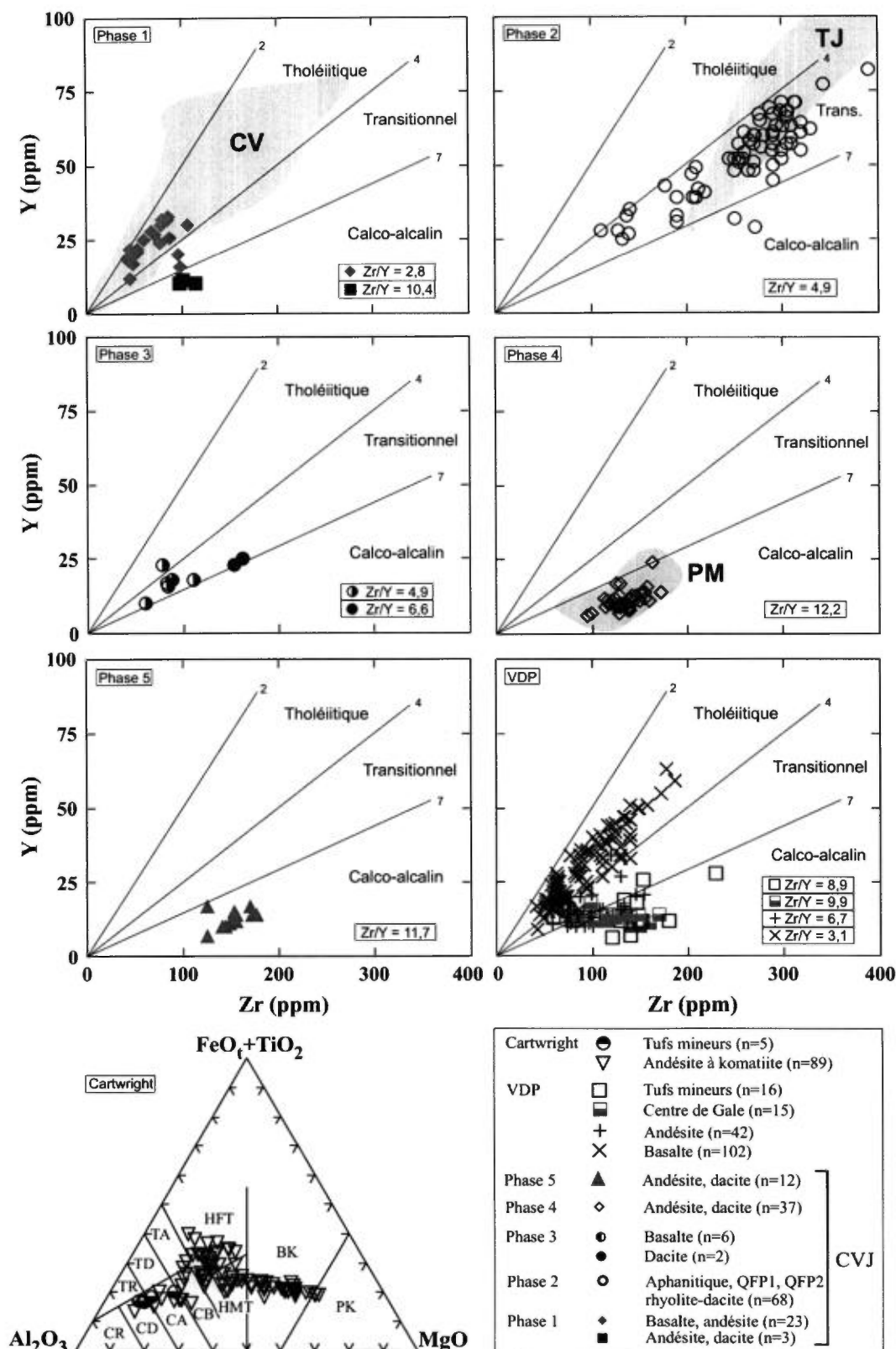


FIGURE 12 - Diagrammes Y versus Zr pour les différentes phases du Complexe volcanique de Joutel. Les champs ombragés représentent les analyses du Complexe de Valrennes (CV; n=41; Zr/Y moy. = 2,7), de la Tonalite de Joutel (TJ; n=15; Zr/Y moy. = 3,6) et du Pluton de Mistaouac (PM; n=20; Zr/Y moy. = 10,0). Délimitation des champs selon Barrett et MacLean (1999). Diagramme de Jensen pour le Groupe de Cartwright avec les champs de Jensen (1976). CVJ – Complexe volcanique de Joutel; VDP – Groupe de Vanier-Dalet-Poirier.

échantillon donné, le rapport La_N/Yb_N (N indique une normalisation par rapport à une chondrite) est légèrement inférieur au rapport La/Yb , car la valeur de chondrite pour l'ytterbium est plus basse que celui du lanthane. Les andésites et les basaltes de la phase 1 montrent un spectre d'ÉTR plat avec une faible anomalie négative d'euporium ($Eu/Eu^* = 0,94$; où $Eu^* = (Sm+Gd)/2$), tandis que les tufs de la Phase 1' sont fractionnés ($La_N/Yb_N = 7,63$; figure 13). Basé sur les rapports La/Yb et Zr/Y , la Phase 1 est donc classifiée comme tholéiitique et la Phase 1' comme calco-alkaline (tableau 2 en annexe 1). La Phase 2 est légèrement fractionnée ($La_N/Yb_N = 2,15-3,39$) avec une importante anomalie négative d'euporium ($Eu/Eu^* = 0,52-0,66$). Les rapports de La/Yb (3,0-4,7) suggèrent une affinité transitionnelle pour la Phase 2, tout comme les rapports Zr/Y et Th/Yb (Barrett et MacLean, 1999), et les concentrations d'ÉTR et d'éléments en traces (Zr, Y) ainsi que l'amplitude de l'anomalie négative d'euporium (Leshner *et al.*, 1986; Barrie *et al.*, 1993). Les tufs basaltiques de la phase 3a montrent deux types de spectre d'ÉTR : un non-fractionné ($La_N/Yb_N = 0,91-1,14$) avec une faible anomalie négative en euporium ($Eu/Eu^* = 0,86-0,94$) similaire à la Phase 1, et l'autre fractionné ($La_N/Yb_N = 3,49-6,03$) avec aucune anomalie d'euporium. En se basant sur les rapports Zr/Y , La/Yb et Th/Yb (Barrett et MacLean, 1999), les basaltes non-fractionnés sont classifiés comme d'affinité tholéiitique, tandis que les basaltes fractionnés sont transitionnels. La dacite de la Phase 3b montre un spectre d'ÉTR similaire mais plus fractionné ($La_N/Yb_N = 5,01-5,52$) que celui de la Phase 2. Cette observation indique une affinité transitionnelle, près de la limite du champ calco-alkalin. Les dacites de la Phase 4 montrent des spectres d'ÉTR très fractionnés ($La_N/Yb_N < 13,9$) avec de faibles concentrations d'ÉTR lourdes et de faibles anomalies d'euporium ($Eu/Eu^* = 0,74-1,01$). Ces spectres sont compatibles avec une affinité calco-alkaline. Le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier montre une gamme de spectres d'ÉTR variant de basalte plat ($La_N/Yb_N = 1,13$) à des andésites peu fractionnées ($La_N/Yb_N = 4,72$) à des dacites très fractionnée ($La_N/Yb_N = 12,6$). Les basaltes et les basaltes magnésiens du Groupe de Cartwright montrent des spectres d'ÉTR plats ($La_N/Yb_N = 0,84-1,24$) avec de faibles anomalies négatives d'euporium ($Eu/Eu^* = 0,85-0,97$). Les komatiites présentent des spectres légèrement fractionnés ($La_N/Yb_N = 1,83-1,95$) avec des anomalies négatives d'euporium plus marquées ($Eu/Eu^* = 0,70-0,77$). Ces komatiites sont possiblement dérivées d'une source enrichie en ÉTR légers (Arndt et Leshner, 1992).

Les spectres d'ÉTR ainsi que les rapports Zr/Y et La/Yb indiquent la présence de trois affinités magmatiques pour le Complexe volcanique de Joutel : tholéiitique (phases 1 et 3 non-fractionnées), transitionnelle (phases 2 et 3 fractionnées) et calco-alkaline (phases 1', 4 et 5). Les caractéristiques géochimiques des phases tholéiitiques sont similaires à celles des basaltes de dorsale océanique (Wilson, 1989). Les phases transitionnelles montrent des similarités chimiques avec le volcanisme associé avec la construction d'un arc naissant ou immature (Barrett et MacLean, 1999), tandis que

les caractéristiques chimiques des phases calco-alkalines suggèrent un arc plus mature (Wilson, 1989).

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Le secteur de Joutel présente une déformation hétérogène, une caractéristique typique de la Sous-province de l'Abitibi (Chown *et al.*, 1992). Le secteur est généralement faiblement déformé à l'exception de trois zones de déformation intense plurikilométriques (figure 14). La zone la plus importante est le Couloir SE-NO de déformation d'Harricana (CDH). Les deux autres zones de déformation forment des auréoles autour des plutons de Mistouac et de Marest. Ces zones sont caractérisées par un métamorphisme au faciès amphibolite et sont typiques des zones de déformation confinées aux pourtours des grandes masses plutoniques de la Sous-province de l'Abitibi (Daigneault et Archambault, 1990).

Le secteur peut être divisé en trois blocs structuraux de par les signatures structurales différentes reconnues au sud, au nord et à l'intérieur du CDH. Le bloc sud est localisé au sud-ouest du CDH et inclus le Complexe volcanique de Joutel (CVJ). Il est caractérisé par des assemblages de roches peu à pas déformées avec des couches de direction N-S à NE et de pendages sub-verticaux. Ce bloc possède une schistosité S_1 subparallèle aux couches telle que le démontre la trace des couches et des schistosités sur la carte structurale de la figure 14. Les zones de déformation associées aux plutons sont également concordantes à cette attitude. Près du CDH, une fabrique tardive NW-SE coupe la schistosité S_1 . La polarité stratigraphique est constante vers l'est dans le bloc sud, indiquant l'absence de plis précoces dans ce bloc.

Le bloc nord, au nord-est du CDH, est peu à pas déformé. Une faible schistosité NW-SE est développée et elle est parallèle au CDH (figure 14). Cette schistosité est de plan axial conformément aux plis reconnus dans le bloc nord. Ces plis, dont les axes sont à plongée sub-horizontale, ont été tracés en utilisant des horizons marqueurs et l'inversion des polarités stratigraphiques indiquées par les basaltes cousins. La schistosité retrouvée dans le bloc nord est équivalente à la schistosité S_1 du bloc sud.

Le bloc du CDH est caractérisé par un grain structural de direction E à SE et localement a une puissance de plus de 3 km. Cette zone plus épaisse est associée notamment aux coulées felsiques du Membre de Poirer (figure 14). Cette relation peut être expliquée par une altération volcano-gène précoce des roches felsiques qui aurait augmenté leur sensibilité à la déformation. De telles relations entre l'altération et la déformation sont communes dans la Sous-province de l'Abitibi (Daigneault, 1998). La signature du CDH est caractérisée par la présence d'une fabrique planaire sous la forme d'une foliation mylonitique S_2 de direction E à SE. Cette

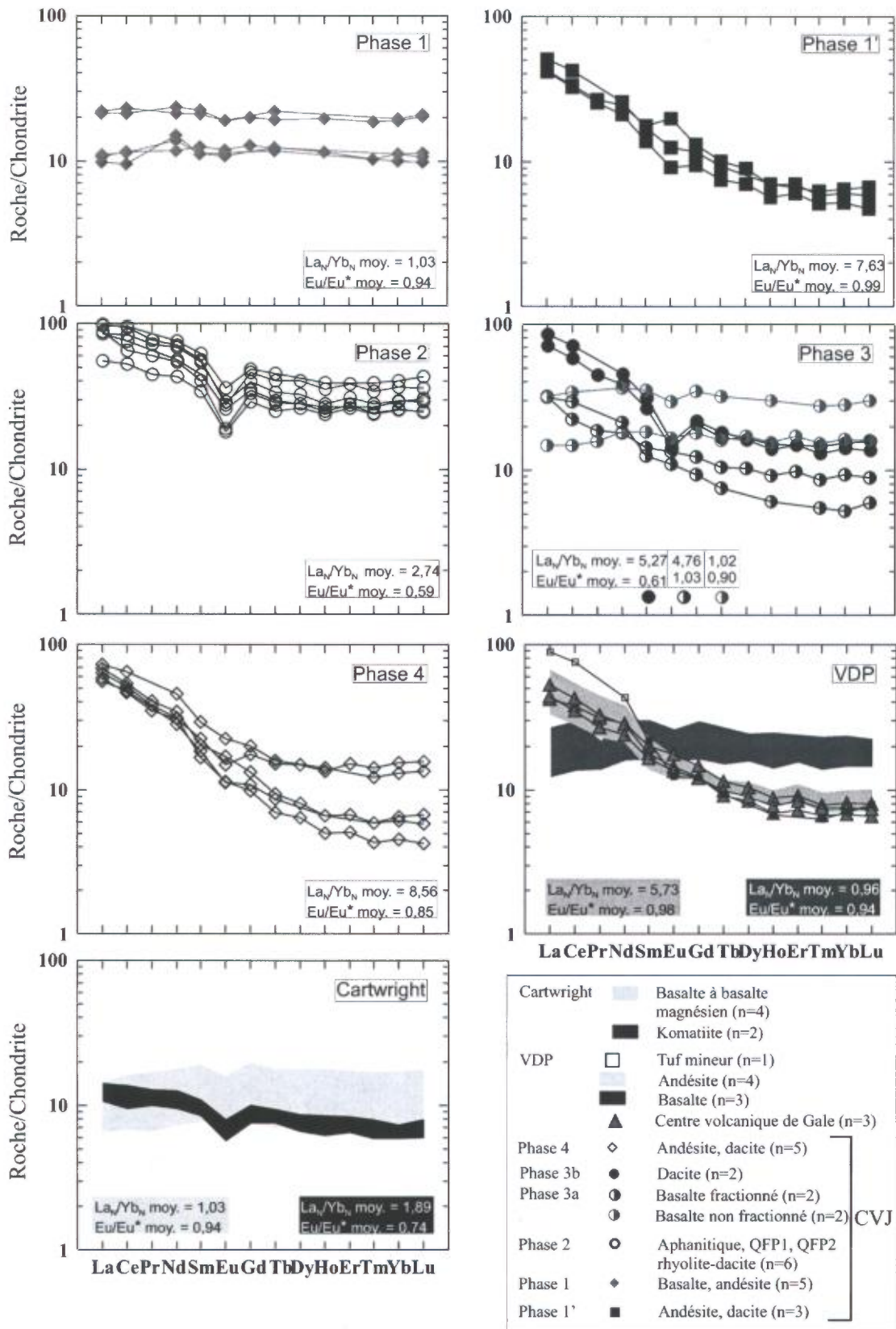


FIGURE 13 - Diagrammes d'ÉTR normalisées à la chondrite CI (Sun et McDonough, 1989) pour les différentes phases du Complexe volcanique de Joutel. Trois analyses de basaltes de la Phase 1 (analyses sans valeurs pour Gd et Ho) proviennent de Dubé (1990). Pour le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier (VDP), les valeurs moyennes de La_N/Yb_N (N indique une normalisation par rapport à une chondrite) et Eu/Eu^* (où $Eu^* = (Sm+Gd)/2$) sont dans le rectangle noir pour les basaltes et dans le rectangle gris pour les andésites et les roches du centre volcanique de Gale combinées. CVJ - Complexe volcanique de Joutel; VDP - Groupe de Vanier-Dalet-Poirier.

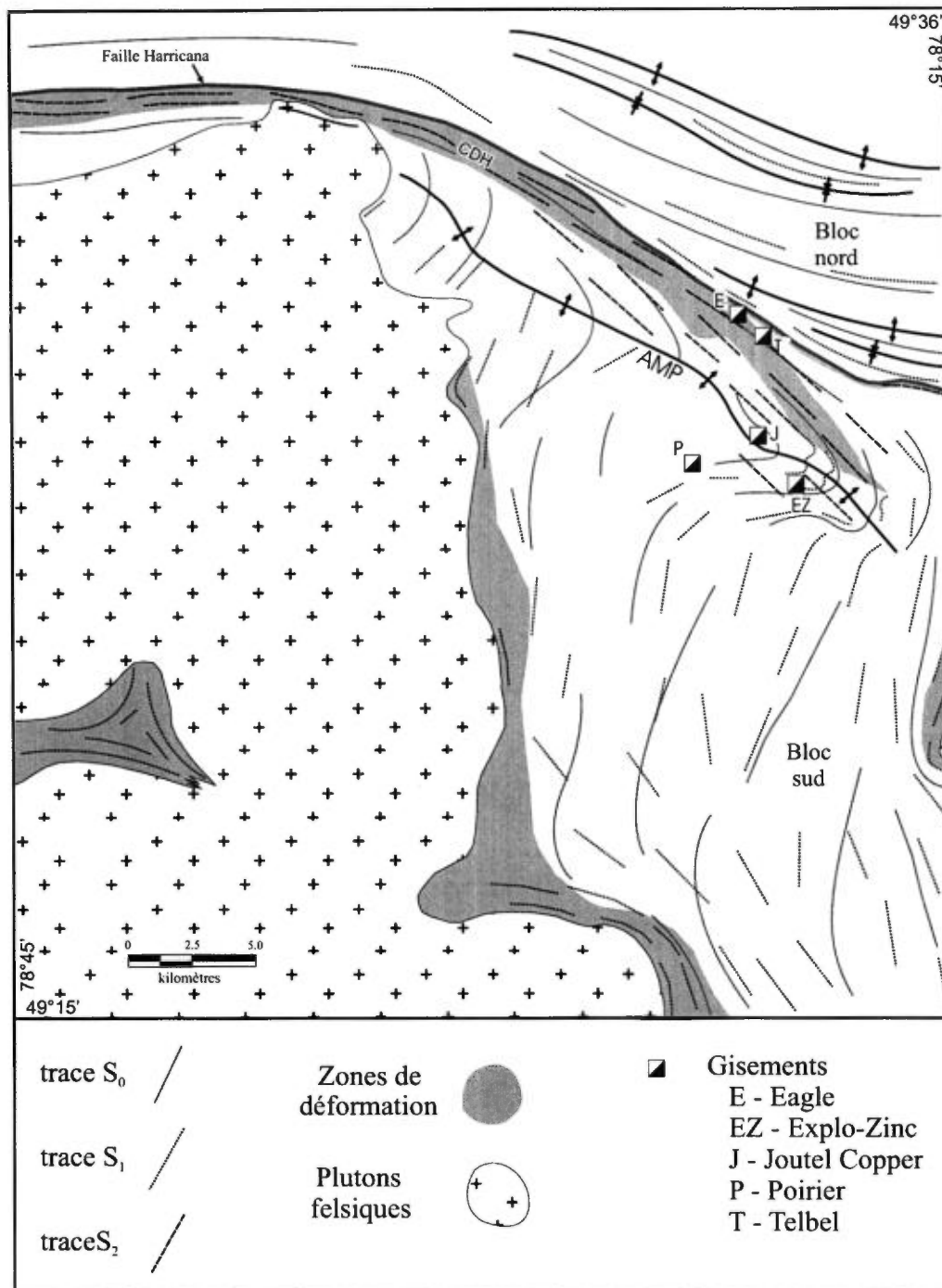


FIGURE 14 - Trace des couches (S_0) ainsi que de la schistosité S_1 et S_2 pour le secteur de Joutel. Les zones de déformation et la trace des plans axiaux sont aussi identifiées. Le Pluton de Mistaouac et les gisements servent de points de référence. AMP – Anticinal de McClure-Plamondon; CDH – Couloir de déformation d'Harricana.

foliation est la fabrique planaire dominante et elle masque généralement la schistosité S_1 précoce qui peut être localement observée. Une linéation d'étirement abrupte est reconnue en association avec la schistosité S_2 et suggère de ce fait que le CDH représente une déformation pure (Daigneault *et al.*, 2000). Des plis P_2 affectant les éléments planaires S_0 et S_1 sont aussi associés à la fabrique S_2

(figure 14). Plus particulièrement, un pli P_2 majeur est responsable de la disposition actuelle du CVJ. Ce pli, Anticinal de McClure-Plamondon (Dubé, 1993), possède une trace axiale de direction SE parallèle au CDH. Le pli plonge abruptement vers le SE (Daigneault *et al.*, 2000) et est donc distinct des plis P_1 sub-horizontaux du bloc nord. Immédiatement au nord-est du gisement d'Eagle-Telbel, les linéations

d'étirement associées à la fabrique S_2 deviennent horizontales et donc directionnelles. Les indicateurs de cisaillement permettent de déterminer une composante de décrochement dextre. Cette signature est davantage rattachée à la Faille Harricana qui est localisée à la limite nord du CDH et présente une épaisseur d'environ une centaine de mètres (figure 14). La composante non-coaxiale dextre reconnue au sein de cette faille est compatible avec la présence de clivages secondaires reconnus à l'intérieur du CDH (Daigneault *et al.*, 2000).

MINÉRALISATION

Les minéralisations retrouvées à l'intérieur du Complexe volcanique de Joutel (CVJ) peuvent être classifiées comme des gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV) à Zn-Cu-Ag (Poirier, Joutel-Copper et Explo-Zinc) ou des gisements de sulfures massifs à semi-massifs à Au-Ag-As (Eagle et Telbel ; figure 2).

Gisements de SMV à Zn-Cu-Ag

Les mines de Poirier (1966-1975 ; 4,8 Mt à 1,98 % Cu, 0,76 % Zn et 4,57 g/t Ag) et de Joutel Copper (1967-1975 ; 1,7 Mt à 1,68 % Cu et 1,99 % Zn) ainsi que le gisement d'Explo-Zinc (1,0 Mt à 6,95 % Zn, 0,73 % Cu et 34,3 g/t Ag) sont tous localisés à l'intérieur du Membre de Poirier. À part les études sommaires de Gobeil (1976), McConnell (1976), Sopuck *et al.* (1980) et Dubé (1993), ces gisements sont très peu connus, dû en grande partie à la fermeture dramatique des mines en 1975 et au peu d'affleurements dans le secteur immédiat des mines. La présente étude est basée sur des échantillons de Dubé (1990) ainsi que sur quelques forages récents effectués sur le gisement de Joutel-Copper.

Le gisement de Joutel-Copper est localisé dans la charnière de l'Anticlinal de McClure-Plamondon (figure 2). Ceci est corroboré par la présence de zones de filonnets à chlorite sous des lits de sulfures massifs sur les deux flancs. Le corps minéralisé est composé de plusieurs lentilles de sulfures plissées et à pendage modéré encaissées dans des brèches rhyolitiques et des rhyolites sphérolitiques et chertueuses fortement altérées en chlorite et localement en talc (figure 15). La Tonalite de Joutel coupe le gisement de Joutel-Copper en profondeur selon un angle de 30-40° (Jébrak *et al.*, 2000).

Les lentilles de sulfures massifs à la mine de Poirier sont aussi encaissées dans des rhyolites fortement chloritisées entourées d'un halo de séricite (Piché, 2000). Le corps minéralisé est interprété comme étant plissé en forme de V avec des zones distinctes riches en cuivre au nord, près du contact avec la Tonalite de Joutel, et des zones riches en zinc au sud (Bonniwell et Dujardin, 1964). Généralement dans les gisements de SMV, le minerai riche en cuivre se situe

dans la partie centrale directement au-dessus de la zone à filonnets du gisement, tandis que le minerai riche en zinc surmonte le minerai de cuivre (Franklin, 1996). Cette zonation des métaux permet de déterminer de manière fiable la direction des sommets stratigraphiques (Sangster, 1972) et corroborent les observations géologiques suggérant une polarité vers le sud.

Quatre principaux types de minerai ont été observés au gisement de Joutel-Copper (figure 15). De la base stratigraphique vers le sommet, voici les 4 types de minerai : 1) des filonnets à chalcopryrite coupant une rhyolite silicifiée (photo A, annexe 5) ; 2) une brèche riche en chalcopryrite avec de la pyrrhotine massive et des tellures remplaçant la chloritite (photo B, annexe 5) ; 3) une rhyolite fortement chloritisée (chloritite) avec des zones de pyrite disséminée et en filonnets (photo D, annexe 5) et localement des veines de chlorite magnésienne ; et 4) des lentilles de pyrite massive à litée (photo E, annexe 5) coupées à la base par des filonnets de carbonate et de sphalérite (photos F et G, annexe 5). Le gisement de Poirier montre une minéralogie similaire avec la pyrrhotine en proportion plus abondante dans les zones riches en zinc (Bonniwell et Dujardin, 1964). Le minerai à pyrite-sphalérite surmonte le minerai à pyrrhotine-chalcopryrite. Les tellures du minerai riche en cuivre à Poirier comprennent des espèces à Ag – Pb (hessite (Ag_2Te) et altaite ($PbTe$)) ainsi qu'une variété rare à Co – Fe, la mattagamite ($(Co, Fe)Te_2$) (photo C, annexe 5). Ces minéraux forment des inclusions xénomorphes dans la chalcopryrite.

Les études minéralogiques détaillées indiquent que l'assemblage Te-Co-Ag-Pb et l'altération en chlorite (zonation de la cheminée et la coexistence de chlorite magnésienne et ferrière) et en talc des gîtes de SMV du CVJ sont similaires à ce que l'on observe dans le camp minier de Mattagami (type Noranda), qui regroupent plusieurs gisements interprétés comme ayant été formés dans un environnement profond (Franklin, 1996). Certaines caractéristiques telles que l'altération intense en ankérite et la présence de fragments de stromatolite suggèrent des similarités avec les minéralisations de type Mattabi mises en place dans des environnements volcaniques peu profonds (Morton et Franklin, 1987). Cependant, l'altération en ankérite est restreinte aux portions supérieures du Membre de Poirier ainsi qu'aux phases 3 à 5, tandis que les fragments de stromatolite se trouvent dans les tufs de la Phase 3 seulement.

Gisement de sulfures massifs à semi-massifs à Au-Ag-As

Le gisement Eagle-Telbel (1974–1993 ; > 5,3 Mt à 6,4 g/t Au et < 10 g/t Ag ; Hannington *et al.*, 1999) est d'orientation NW-SE et est localisé à la base du Groupe d'Harricana. Il a été l'objet de plusieurs études favorisant des interprétations divergentes (origine syngénétique vs diagénétique vs épigénétique) pour les minéralisations (Barnett *et al.*, 1982 ; Wyman *et al.*, 1986 ; Simard et Genest, 1990 ; Dubé *et al.*, 1991). De plus, ce gisement est considéré par certains

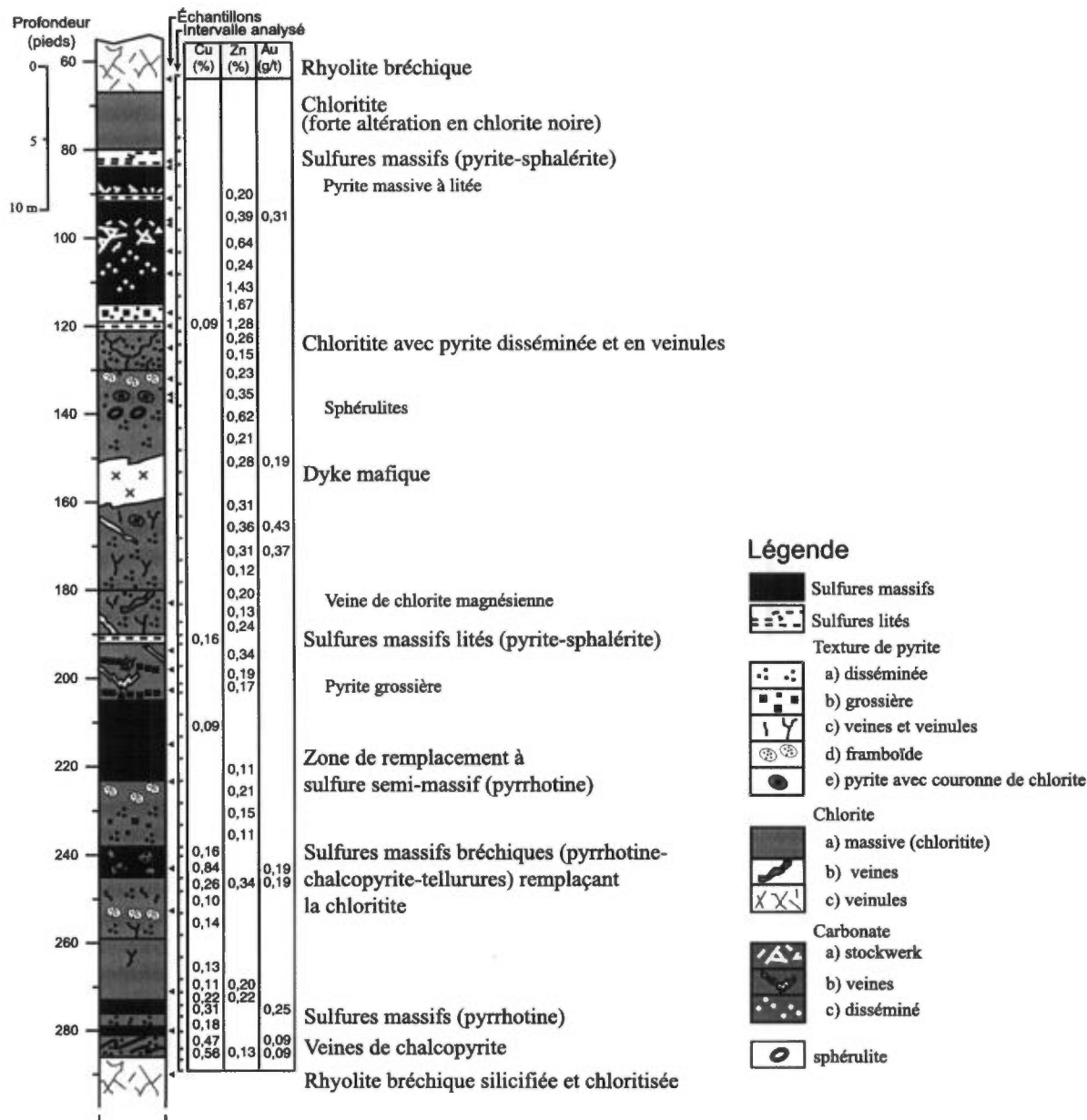


FIGURE 15 - Colonne stratigraphique montrant la succession des faciès minéralisés, l'altération et les valeurs d'analyses pour le gisement de Joutel Copper (forage 16706-04 d'Aur Resources). Le forage est vertical et est localisé immédiatement au sud de la mine. Seulement les résultats supérieurs à 0,09% sont répertoriés.

comme un exemple typique des gîtes de SMV riches en or (Hannington *et al.*, 1999), alors que d'autres l'associent aux formations de fer riches en or (Kerswill, 1996). Plusieurs forages localisés à travers le gisement ont été examinés pour cette étude, car l'accès aux travaux souterrains est maintenant impossible. Par contre, Barnett *et al.* (1982), Wyman *et al.* (1986) et Dubé *et al.* (1991) ont limité leurs observations aux chantiers d'un ou deux niveaux des mines.

Dans la portion du gisement exposée dans le secteur Telbel, le CDH est situé à quelques dizaines de mètres dans le mur de la minéralisation comme décrit précédemment par Dubé *et al.* (1991). Cependant, dans le secteur d'Eagle, le

gisement est compris à l'intérieur du CDH. Ces observations indiquent que le gisement est coupé par le CDH. Ceci est en contradiction avec les observations de Wyman *et al.* (1986) qui indiquaient que le gisement est à l'intérieur du CDH. Dans le mur du gisement (unité 1 du Groupe d'Harricana), une zone de stockwerk à carbonate est présente avec une intensité de veinules qui augmente en direction de la minéralisation. L'absence de ce stockwerk dans le toit (unité 3 du Groupe d'Harricana) suggère que la minéralisation et la carbonatation sont synsédimentaires et que cette dernière unité a probablement agi comme une barrière étanche à la circulation des fluides hydrothermaux.

La présence de fragments de sidérite dans les tufs à blocs et à lapilli situés stratigraphiquement au-dessus de la minéralisation indique aussi que l'altération et la sédimentation sont synchrones.

L'examen du mur et de la minéralisation aurifère permet d'identifier une succession paragenétique. Le premier stade est associé au remplacement graduel des tufs par la sidérite sur de courtes distances par rapport au stockwork (quelques centimètres ; photo A, annexe 6). Seuls les blocs de diamètre important sont encore visibles dans ce qui est maintenant de la sidérite massive. Cette altération est concordante et elle est aussi observée localement dans le Membre d'Eagle sous-jacent où des veinules de sidérite-pyrite coupent la roche. Une bréchification hydraulique suit l'altération en sidérite et elle est associée à de la pyrite, dolomite ferrifère, calcédoine et calcite (photo B, annexe 6). Ce processus d'altération se produit en deux étapes. Dans un premier temps, un mince lacis de veinules de pyrite massive s'introduit après l'altération en sidérite (photo C, annexe 6). Le deuxième stade consiste en un remplissage de cavités et est caractérisé par la dolomite ferrifère sous la forme de cristaux délicats zonés qui encroûtent les fragments anguleux de sidérite ou remplissent les cavités à l'intérieur de la sidérite massive (photo D, annexe 6). Dans plusieurs des échantillons, la minéralisation présente une texture alvéolaire caractéristique. La sidérite et la pyrite forment généralement le mur des alvéoles. Cette pyrite montre deux formes : 1) veinules précoces de pyrite xénomorphe remplaçant la sidérite ; et 2) fins pyritoédres automorphes cristallisés sur la pyrite précoce et associés à la précipitation de la dolomite ferrifère. Seule la dernière forme est aurifère et elle est caractérisée par une composition de type bravoite avec une zonation oscillatoire et des bandes de croissance riches en arsenic contenant jusqu'à 27 ppm Au (Fleet *et al.* 1989, 1993) et de fines inclusions et des veinules d'or (photo F, annexe 6). La dolomite ferrifère tapisse le mur des alvéoles, tandis que la calcite et finalement la calcédoine colloforme remplissent le cœur des alvéoles géodiques (photo E, annexe 6). Une deuxième venue d'or est associée à la calcite (photo F, annexe 6). Des valeurs élevées en arsenic (jusqu'à 3000 ppm) et en antimoine (jusqu'à 30 ppm) sont aussi associées à la minéralisation. Les relations de remplacement ainsi que les textures de croissance en espace libre suggèrent que la minéralisation aurifère s'est déposée près de la paléo-surface (épizone ; < 1 km de profondeur). Ces textures sont typiques de certains gisements épithermaux récents, en particulier ceux d'Hishikari au Japon et de McLaughlin en Californie (Hedenquist *et al.*, 1996).

GÉOCHRONOLOGIE

Quatre échantillons ont été choisis afin de mieux définir les relations temporelles entre les principaux événements

volcaniques, plutoniques et minéralisateurs (figure 2). Les âges ont été déterminés à l'aide de la géochronologie U-Pb conventionnelle au Jack Satterley Laboratory du Royal Ontario Museum. Les échantillons choisis provenaient de la Tonalite de Joutel, du Complexe de Valrennes, du Groupe d'Harricana et du Groupe de Cartwright. Les résultats sont illustrés sur des diagrammes Concordia à la figure 16 et les données isotopiques d'uranium et du plomb sont données au tableau 3, en annexe 1.

Tonalite de Joutel

L'échantillon de la Tonalite de Joutel (SGNO 99-02) fut récolté dans une carrière située à 2 km à l'ouest de la mine de Poirier (figure 4). L'échantillon a donné une quantité importante de gros zircons sous la forme de cristaux prismatiques longs et courts. Quelques grains contenaient des noyaux. Dû à la présence de ces noyaux visibles, des fragments de noyau et de couronne ont été analysés séparément. Cependant aucune différence d'âge n'a pu être observée. Cinq analyses de grains uniques, incluant un noyau, ont donné des résultats concordants ou sub-concordants avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ chevauchants. Une sixième analyse d'un fragment de couronne donna un âge discordant plus jeune. Les données concordantes définissent un âge de cristallisation de $2721,0 \pm 0,7$ Ma pour la Tonalite de Joutel (figure 16).

Complexe de Valrennes

Un échantillon de diorite quartzifère pegmatitique du Complexe de Valrennes (SGNO 99-04) fut récolté près de la base du sill, approximativement 7 km au sud-ouest de la mine de Poirier (figure 2). Cet échantillon donna de nombreux cristaux de zircon frais. La plupart des grains ont une morphologie idiomorphe et prismatique courte avec des faces cristallines d'ordre inférieur (type D de Pupin, 1980). Cette morphologie est commune dans les granites anorogéniques (plagiogranites) ainsi que dans les rhyolites associées aux gisements de SMV. Les cristaux contiennent souvent des inclusions de verre (magma) et d'apatite. Deux analyses de grains uniques et une analyse multi-grains ont donné des résultats concordants ou sub-concordants avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ chevauchants. Ces données définissent un âge de cristallisation de $2728,0 \pm 0,9$ Ma pour le Complexe de Valrennes (figure 16).

Groupe d'Harricana

Un tuf à blocs et à lapilli du Groupe d'Harricana a été échantillonné (SGNO-2000-7) sur la rive ouest de la rivière Harricana à environ 1 km au nord-ouest de la mine Eagle (figure 2). Les zircons sont abondants dans cet échantillon et les grains sont généralement frais, idiomorphes à subarrondis et ont une couleur rose pâle uniforme. Plusieurs grains sont prismatiques et courts avec des faces d'ordre

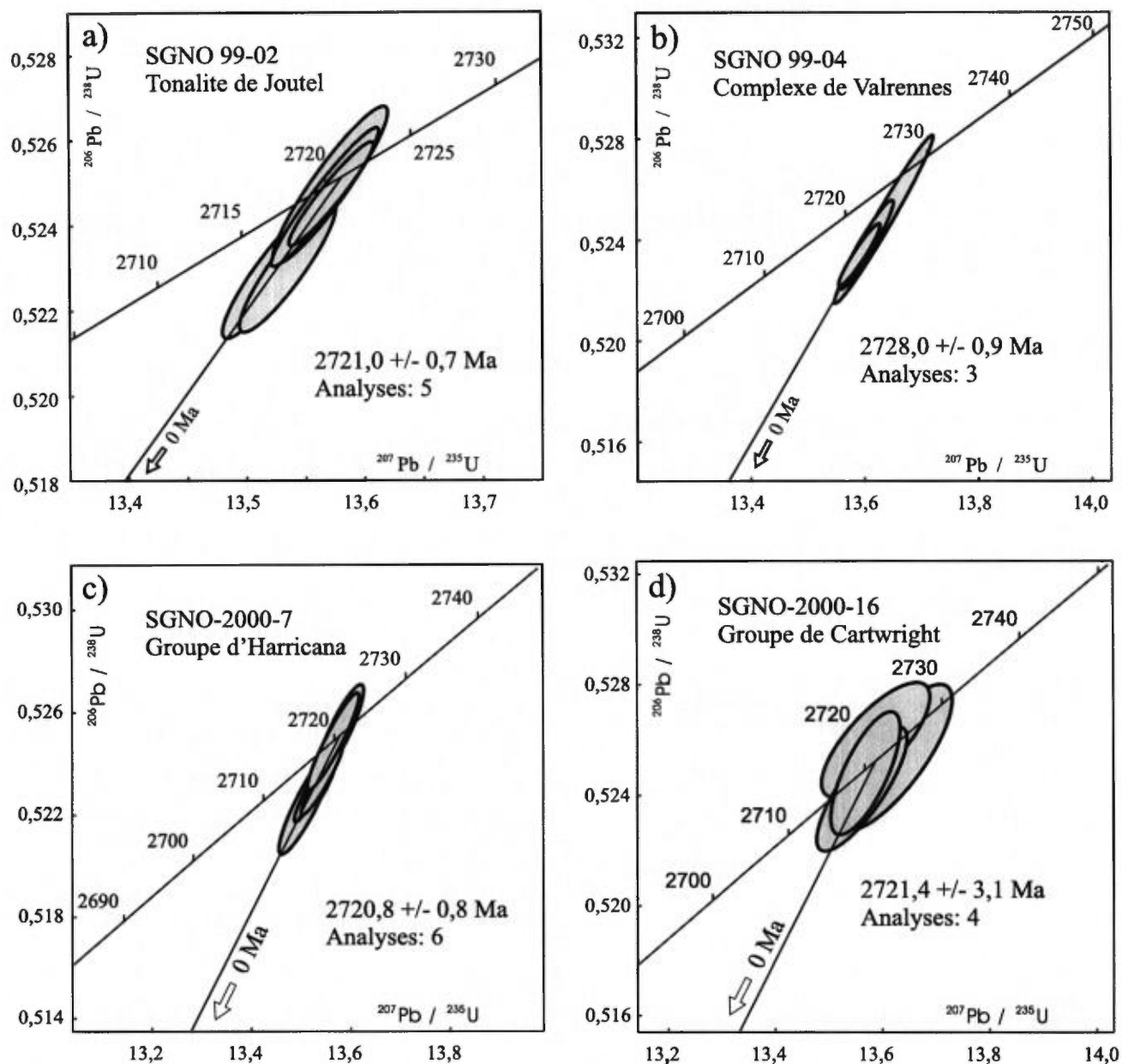


FIGURE 16 - Diagrammes Concordia pour les analyses d'U-Pb des zircons de la Tonalite de Joutel (a), du Complexe de Valrennes (b), du Groupe d'Harricana (c) et du Groupe de Cartwright (d).

élevé bien développées (Pupin, 1980). Quelques cristaux semblent contenir des noyaux, mais ceux-ci n'ont pas été analysés. Six analyses de grain unique représentant des morphologies différentes ont donné des résultats concordants ou sub-concordants avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ chevauchants. Ces résultats définissent un âge de $2720,8 \pm 0,8$ Ma (figure 16) et représentent donc un âge maximum pour la sédimentation. Considérant la présence de fragments monogéniques du Membre d'Eagle dans le tuf à blocs

et à lapilli, cet âge est interprété comme représentant l'âge de cristallisation des roches volcaniques du Membre d'Eagle.

Groupe de Cartwright

Une brèche andésitique de couleur pâle du Groupe de Cartwright (SGNO-2000-16) fut échantillonnée approximativement à 7 km au nord-est de la mine Eagle (figure 2). Cet

échantillon a donné une quantité infime de zircons constituée de petits grains prismatiques courts incolores variant d'idiomorphes à arrondis. Quelques rares cristaux ne présentaient pas de fractures et ceux-ci avaient des concentrations très faibles en uranium. Les quatre plus gros zircons ont donné des résultats concordants ou sub-concordants avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ chevauchants. Ces résultats définissent un âge de cristallisation de $2721,4 \pm 3,1$ Ma (figure 16).

DISCUSSION

Évolution du CVJ

La volcanologie physique, l'étude des minéralisations et la géochronologie des différentes phases permettent la reconstruction paléogéographique du CVJ, tandis que la géochimie aide à placer cette unité dans un contexte géodynamique. Notre modèle de l'évolution du CVJ en différents stades est illustré à la figure 17. Le premier stade (Formation de Valrennes ; Phase 1) est caractérisé par un volcanisme effusif de basalte à andésite tholéiitique représentant une plaine de lave de type dorsale océanique (figure 17A). Les volcanoclastites intermédiaires calco-alcalines de la Phase 1' représentent des phases précoces d'un édifice volcanique associé à un arc.

La construction d'un volcan composite est enregistrée dans les phases 2 à 5. Les coulées transitionnelles de lobe-hyaloclastite de la Phase 2 (Membre de Poirier) forment la majeure partie du CVJ qui s'est construit dans un environnement sous-marin (figure 17B). L'altération en chlorite et en talc associée aux minéralisations de SMV est aussi en accord avec un environnement profond sous-marin (Franklin, 1996). Les laves porphyriques de la Phase 2 représentent des produits volcaniques de forte viscosité qui s'écoulent rarement plus de 1-2 km du centre d'émission (Macdonald, 1972 ; Yamagishi et Dimroth, 1985 ; Mueller *et al.*, 1994). Une construction d'un dôme extrusif peut être envisagée pour la Phase 2. La présence du Complexe de Valrennes contemporain de cette phase suggère une construction dans un environnement d'extension océanique. L'âge U-Pb identique aux coulées de la Phase 2, la présence d'une enclave de sulfures massifs associée aux roches felsiques de la Phase 2 (Legault *et al.*, 2000a) et la présence de hornblende magmatique riche en chlore qui témoigne de la présence d'eau de mer dans le magma en cristallisation suggèrent que le Complexe de Valrennes s'est mis en place à faible profondeur et qu'il constitue vraisemblablement la source de chaleur responsable du système hydrothermal associé aux gîtes de SMV présents dans la Phase 2 (figure 17B). L'intense altération syn-volcanique en séricite et ankérite associée aux portions supérieures de la Phase 2 ainsi qu'aux phases 3 à 5 suggère un environnement peu profond à subémergeant (Franklin, 1996 ; figure 17C). La présence de fragments de stromatolite

dans les tufs de la Phase 3 (Membre de Kistabiche) est en accord avec cette hypothèse. Une période d'inactivité volcanique et d'érosion avant la déposition de la Phase 3 est suggérée par la présence de fragments de stromatolite et de pyrite massive dans les tufs. Les tufs de la Phase 3a représentent des dépôts fragmentaires d'origine surtout autoclastique/hydroclastique mafique qui ont été subséquentement redistribués le long des pentes par des processus d'affaissement. Les dacites de la Phase 3b représentent la continuité du volcanisme effusif transitionnel.

Les dépôts pyroclastiques/volcanoclastiques de la Phase 4 (Membre d'Eagle) et les dépôts de talus de la Phase 5 (Groupe d'Harricana) représentent les produits d'un arc calco-alcalin (figures 17D et 17E). Les données géochronologiques indiquent que ces phases sont plus jeunes (2721 ± 1 Ma) que les phases 2 et 3 (2728 ± 2 Ma ; Mortensen, 1993). Le gisement d'or épithermal synsédimentaire d'Eagle-Telbel possède un halo étendu d'altération en carbonate (Piché, 2000) et, de ce fait, ressemble aux gisements de SMV de type Mattabi (Morton et Franklin, 1987) et, plus particulièrement, à la mine de sidérite Helen en Ontario (Morton et Nebel, 1984). Des stromatolites trouvés dans le minerai de sidérite, à la mine Helen, indiquent un environnement subémergeant lors de la minéralisation (Hofmann *et al.*, 1991). De telles minéralisations associées à des centres volcaniques subémergeants sont caractéristiques des amas sulfurés volcanogènes aurifères du sud-ouest du Pacifique (Hannington *et al.*, 1999) ainsi que de certains gisements épithermaux (Hedenquist *et al.*, 1996). Le Pluton de Mistaouac, avec une signature géochimique similaire à celles des phases 4 et 5, pourrait représenter une chambre magmatique cogénétique à ces phases. Cependant, son âge de 2726 ± 2 Ma (Davis *et al.*, 1993) est plus vieux que l'âge obtenu pour les phases 4 et 5 (2721 ± 1 Ma). La profondeur de mise en place du Pluton de Mistaouac (> 12 km ; Chown *et al.*, 2000) exclut une quelconque influence dans la mise en place des minéralisations. La Tonalite de Joutel est chimiquement similaire aux rhyolites du Membre de Poirier et partage donc une genèse similaire, malgré le fait qu'elle est 7 Ma plus jeune. La Tonalite de Joutel s'est mise en place à faible profondeur et est donc associée à une mise en place post-volcanique par rapport à la phase 2. Des équivalents extrusifs contemporains à la Tonalite de Joutel n'ont pas été reconnus.

Pétrogenèse des roches ignées du CVJ

Des roches présentant trois affinités chimiques distinctes ont été identifiées à l'intérieur du CVJ : tholéiitique (Phase 1 et Complexe de Valrennes), transitionnelle (phases 2 et 3 et Tonalite de Joutel) et calco-alcaline (phases 1', 4 et 5 et Pluton de Mistaouac). Les données géochronologiques indiquent que ces trois types de magma ont été générés dans le secteur durant toute la durée de mise en place du CVJ (figure 17). Cette activité magmatique synchrone implique trois processus pétrogénétiques différents. La diversité des affinités

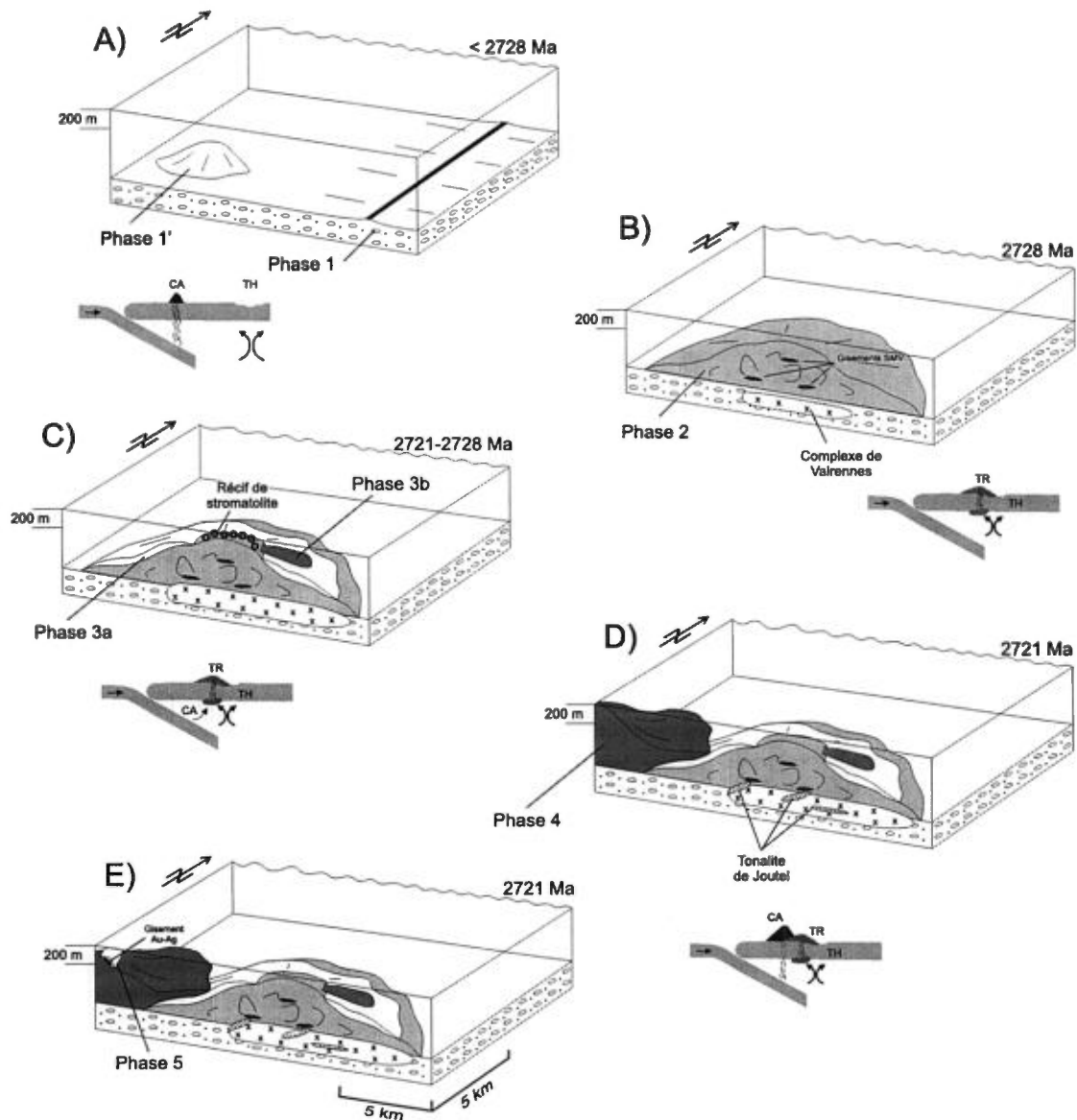


FIGURE 17 - Schéma évolutif du Complexe volcanique de Joutel. Se rapporter au texte du chapitre «Évolution du CVJ» pour plus d'explications. Notez la présence de deux centres volcaniques. Les phases 2 et 3 sont reliées à un centre volcanique associé aux gisements de SMV à Zn-Cu-Ag (B et C), tandis que les phases 4 et 5 sont reliés à un autre centre volcanique associé aux sulfures massifs à semi-massifs à Au-Ag-As (D et E). La marque de 200 mètres sert de référence pour la profondeur de déposition et ne représente pas une échelle verticale.

géochimiques ne peut pas être attribuée à des variations associées à l'évolution d'un seul magma (Baker, 1973).

La genèse d'un magma dans un environnement d'arc est un phénomène qui se déroule en plusieurs étapes à partir de sources multiples (Arculus et Powell, 1986 ; Hawkesworth *et al.*, 1993). La signature géochimique d'un environnement géodynamique d'arc dépend de l'implication plus ou moins importante de divers processus comprenant la déshydratation de la croûte océanique subductée, la fusion partielle du manteau ou de la croûte océanique subductée et la contamination de la croûte. Les diagrammes multi-éléments permettent de caractériser l'affinité magmatique et l'environnement

géodynamique des unités magmatiques (Sun et McDonough, 1989 ; Kerrich et Wyman, 1997). La Phase 1 montre un profil plat (4 à 8 fois le manteau primitif ; figure 18A) qui est similaire aux profils des basaltes de dorsale océanique (Wilson, 1989) et à la plupart des basaltes tholéïtiques de la Sous-province de l'Abitibi (Ludden *et al.*, 1984 ; Lafleche *et al.*, 1992 ; Fan et Kerrich, 1997 ; Wyman, 1999). Les basaltes non-fractionnés de la Phase 3a présentent un profil plus ou moins plat avec des anomalies négatives en Ti et Y. Les phases calco-alcalines 1' et 4 montrent un appauvrissement en Nb par rapport au Th et La, ainsi qu'un appauvrissement en Ti (figure 18B), ce qui suggère une genèse associée à la

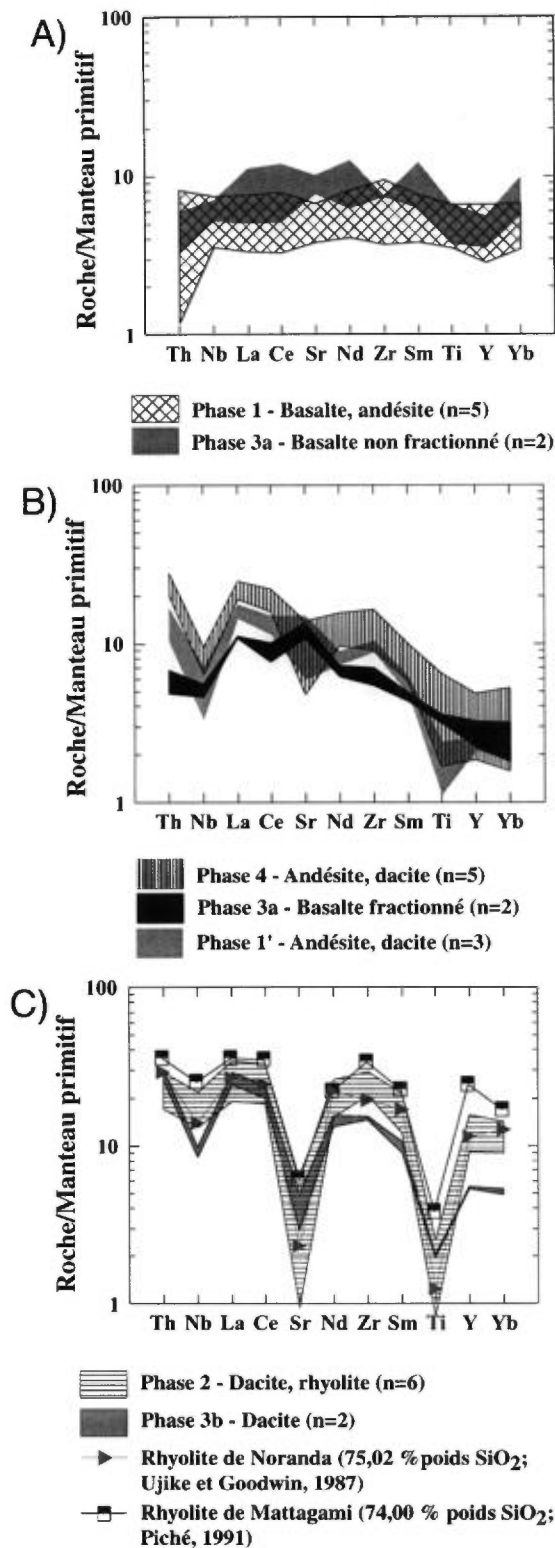


FIGURE 18 - Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) pour les phases 1 et 3a (A), les phases 1', 3a et 4 (B) ainsi que les phases 2 et 3b (C). Les spectres des rhyolites tholéiitiques de Noranda (Ujike et Goodwin, 1987) et de Mattagami (Piché, 1991) sont illustrés en C à titre de comparaison avec la phase 2.

subduction (Pearce et Norry, 1979 ; Kelemen *et al.*, 1990, 1993 ; Brenan *et al.*, 1994). Des appauvrissements similaires peuvent être associés à la contamination d'une croûte continentale (Wilson, 1989 ; Kerrich et Wyman, 1997). Cependant, des études géochimiques et d'isotope de Nd récentes par Barrie et Shirey (1991), Dostal et Mueller (1996, 1997) et Bédard et Ludden (1997) indiquent une interaction minimale avec une composante crustale lors de la genèse des roches volcaniques et plutoniques de la Sous-province de l'Abitibi. Les diagrammes multi-éléments appuieraient donc plutôt l'hypothèse d'un environnement d'arc qu'une contamination crustale. Les basaltes fractionnés de la Phase 3a montrent un spectre similaire aux basaltes d'arc insulaire d'affinité calco-alcaline (Wilson, 1989). Les phases transitionnelles 2 et 3b montrent un appauvrissement en Nb, Sr et Ti (figure 18C). Cependant dans le cas des phases transitionnelles, l'anomalie négative de Nb est amoindrie et les anomalies négatives de Ti et Sr sont plus prononcées par rapport aux phases calco-alcalines. Les anomalies fortes en Ti et Sr sont surtout dues à la géochimie de la roche ; les roches des phases 2 et 3b étant plus felsiques que celles des phases 1' et 4. Un examen détaillé indique que l'anomalie de Nb de la Phase 3b est plus marquée et celle de Ti est moindre que celles de la Phase 2. Ces observations indiquent que la Phase 3b possède des caractéristiques géochimiques intermédiaires entre les phases 2 et 4. La Phase 2 possède un spectre multi-éléments similaire à ceux des rhyolites tholéiitiques de Noranda (Ujike et Goodwin, 1987) et de Mattagami (Piché, 1991 ; Piché *et al.*, 1993 ; figure 18C). Ces rhyolites tholéiitiques sont interprétées comme s'étant formées dans un milieu d'extension (Barrie *et al.*, 1993 ; Barrett et MacLean, 1999). Plus précisément, Barrie *et al.* (1993) ont proposé que la fusion partielle de roches metabasaltiques hydratées lors d'une remontée de magma mantellique est la façon la plus plausible de former des rhyolites tholéiitiques. Un tel modèle a été proposé pour expliquer la formation des rhyolites en Islande (Sigmarsson *et al.*, 1991) et du Bassin de Lau (Pearce *et al.*, 1995). La géochimie des magmas suggère donc que trois processus de genèse magmatique se sont déroulés dans le secteur de Joutel (figure 18). Les roches de la Phase 1 représentent le produit d'un magmatisme d'extension océanique, tandis que les phases 1', 4 et 5 sont associées à un arc (figure 17). La Phase 2 est associée à la fusion partielle de croûte océanique hydratée avec une faible contamination possible par un magma apparenté à un arc. La Phase 3b représenterait un équivalent plus contaminé de la Phase 2, tandis que la Phase 3a montre un mélange de magmatisme de rift et d'arc insulaire primitif.

Potentiel métallifère du secteur de Joutel

Chaque subdivision stratigraphique du secteur de Joutel montre un potentiel métallifère qui lui est propre. La Formation de Valrennes présente plusieurs lentilles de pyrrhotine-pyrite stériles à faiblement minéralisées (figure 19). Bien que le potentiel économique des lentilles de sulfures

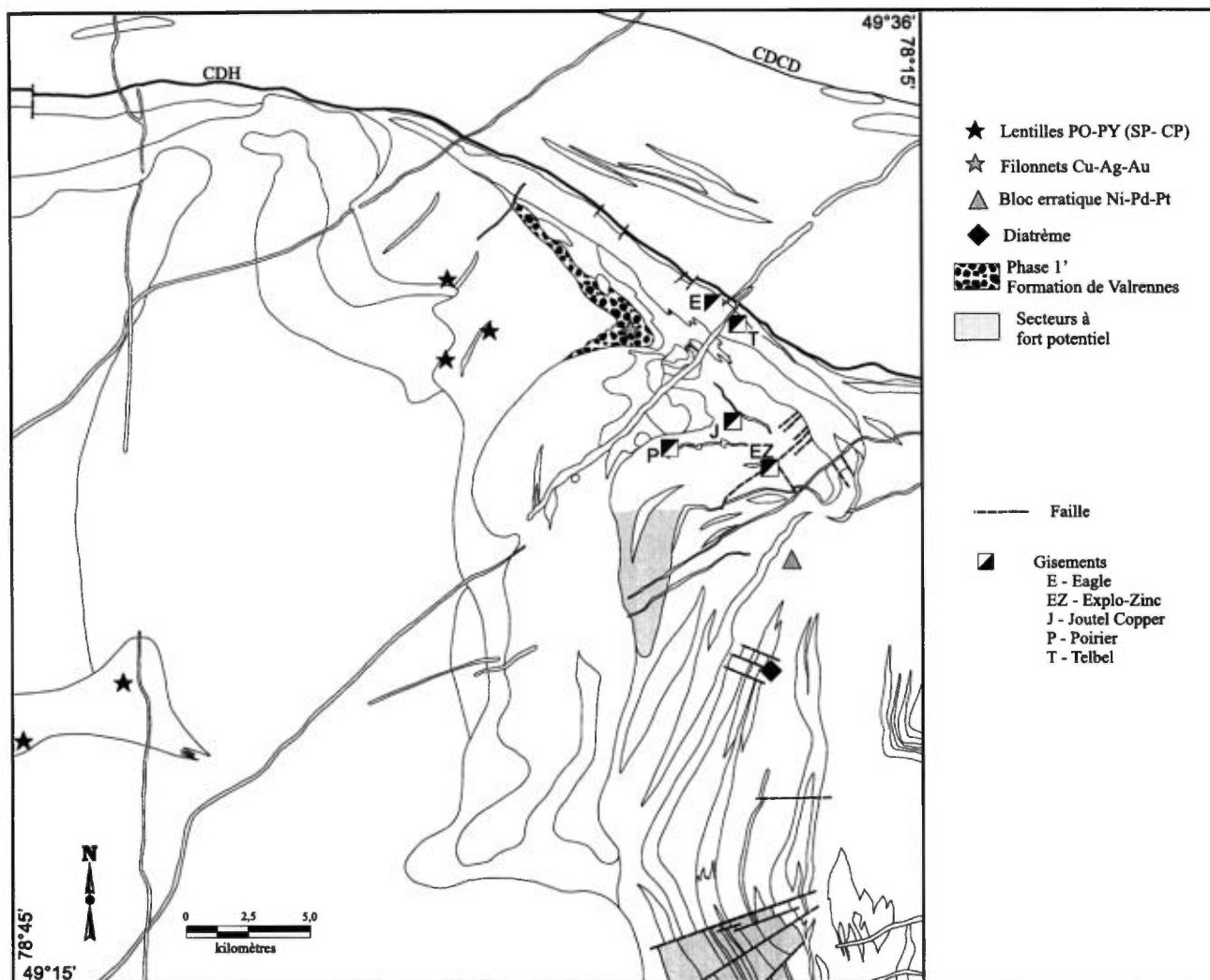


FIGURE 19 - Distribution des secteurs à potentiel métallifère dans le secteur de Joutel. Seuls les contacts des différentes unités sont illustrés. Voir figure 2 pour la carte géologique. CDH – Couloir de déformation d'Harricana; CDCD – Couloir de déformation Casa Berardi-Douay.

massifs présentes sur le flanc nord-est du Pluton de Mistaouac ait été testé par plusieurs compagnies d'exploration, celles retrouvées dans l'enclave kilométrique incluse dans le Pluton de Mistaouac n'ont fait l'objet que de travaux sommaires dans les années 60. De plus, le niveau de volcanoclastite dans la partie nord-est (Phase 1' ; figure 19) de la Formation de Valrennes recèle plusieurs intersections intéressantes (jusqu'à 6,0 % Cu, 0,3 g/t Au et 55,9 g/t Ag sur 2,85 m ; Caillé, 1996). Ces intersections sont formées de zones chloritisées comprenant des filonnets et des veinules de quartz-carbonates. Cette zone est située dans la charnière de l'Anticlinale de McClure-Plamondon, ce qui a grandement nui à l'exploration dans le secteur. La nouvelle interprétation de la stratigraphie de ce secteur pourrait aider à localiser des gisements de SMV hypothétiques qui pourraient surmonter cette zone de filonnets.

Le Membre de Poirier est l'hôte de trois gisements de SMV ainsi que de plusieurs indices de cuivre et de zinc. Cependant, l'extension sud de cette unité dans la partie ouest demeure, à toute fin pratique, inexplorée. La continuation du Complexe de Valrennes vers le sud indique que la source de chaleur pour le système hydrothermal responsable des gisements de SMV était aussi présent dans ce secteur. L'existence d'un autre gisement de SMV est donc possible dans ce secteur. La présence de l'indice Fourth Corner au contact des membres de Poirier et de Kistabiche confirme le potentiel économique de ce secteur.

Dans le secteur à l'étude, seulement deux indices mineurs sont encaissés dans le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier, ce qui n'empêche pas l'existence d'un potentiel pour divers types de minéralisation. La découverte d'un diatrème felsique contenant jusqu'à 5 % de pyrrhotine disséminée s'avère un

contexte intéressant (photo C, annexe 4 et figure 19). Malgré l'absence de teneurs intéressantes en métaux précieux et communs, la présence d'une minéralisation de type disséminé Montana Tunnels (67,6 Mt à 0,96 g/t Au, 12 g/t Ag, 0,67 % Zn et 0,28 % Pb ; Sillitoe *et al.*, 1985) demeure une possibilité. Bien que le centre volcanique de Gale ne soit associé à aucun indice minéralisé, quelques zones d'altération en séricite et en chlorite ont été définies (Legault *et al.*, 2000b) et montrent une relation spatiale avec des failles synvolcaniques. De plus, des roches riches en pyrrhotine ont été observées dans le secteur du centre volcanique de Gale. Finalement, un bloc erratique contenant 10 % de pyrrhotine est rapporté par Landry (1990) et donne des valeurs très intéressantes en nickel et en platine-palladium (0,6 % Ni, 0,97 g/t Pt et 1,9 g/t Pd ; figure 19). Cependant, rien n'est connu sur la composition de ce bloc (gabbro vs hornblendite vs péridotite). L'identification du protolithe pourrait diriger les travaux d'exploration vers les unités de roches ultramafiques avoisinantes comme le Complexe de Valrennes, le Groupe de Cartwright ou les Intrusions de Maizerest (sud-est de Joutel).

Pour ce qui est du Groupe de Cartwright, la présence de komatiite suggère la possibilité de minéralisations Ni-Cu±ÉGP de type Raglan (Leshner, 1989). L'assimilation des sédiments graphiteux riches en pyrite intercalés avec les volcanites mafiques-ultramafiques aurait pu entraîné une contamination de magma en soufre, ce qui est propice à ce type de minéralisation (Eckstrand, 1996).

Le potentiel du CDH pour les minéralisations aurifères synvolcaniques est mis en relief par l'association étroite entre cette structure et le gisement d'Eagle-Telbel et celui d'Estrades de type SMV aurifère (560 000 t à 0,97 % Cu, 12,1 % Zn, 176 g/t Ag et 5,74 g/t Au ; Lacroix, 1998 ; figure 1), ainsi que l'âge similaire de ces deux gisements (2721 Ma).

CONCLUSIONS

La cartographie régionale et détaillée de la région de Joutel a permis d'identifier le Complexe volcanique de Joutel (CVJ ; 2728 à 2721 Ma) qui montre une évolution d'un environnement sous-marin profond à subémergeant. Les variations dans l'altération (chlorite à carbonates) et le contenu en métaux (Zn-Cu-Ag à Au-Ag-As) sont aussi en accord avec ce changement d'environnement. Les coulées felsiques lobe-hyaloclastite caractérisent la partie du complexe volcanique effusif sous-marin. La partie subémergeante est associée à des dépôts pyroclastiques et volcanoclastiques. Ces derniers sont issus du remaniement des brèches autoclastiques et pyroclastiques.

Le CVJ montre une variation d'affinité magmatique de tholéiitique à calco-alcalin d'après les rapports Zr/Y et La/Yb.

Les variations des éléments en traces des différentes phases de ce complexe sont en accord avec un environnement géotectonique d'arc insulaire multisource associé à la subduction où les processus de subduction sont impliqués à différents degrés. La présence de trois affinités géochimiques distinctes et contemporaines suggère que le CVJ a été formé dans un environnement océanique en extension (bassin arrière-arc ?) et qu'il représente le volcanisme d'un arc d'affinité calco-alcaline associé à la fusion partielle d'une croûte océanique contaminée.

REMERCIEMENTS

Nous remercions les nombreuses compagnies d'exploration oeuvrant dans le secteur pour le libre accès à l'information non-publiée et aux carottes de forages (Les Mines Agnico-Eagle ltée., Les Ressources Aur inc., Exploration Azimut inc, Les Entreprises Minières Globex inc., Mines et Exploration Noranda inc., SOQUEM et Teck Exploration Ltd). Les géologues Mathieu Piché et Annie Laberge ainsi que les assistants Étienne Dinel, Julie Doyon, Debbie Nicholls, Geneviève Gallerand et Mathieu Grenier-Houde sont remerciés pour leur travail lors la cartographie. Nous remercions aussi Pierre Pilote et Claude Dion du MRNQ pour leurs corrections et commentaires sur le présent rapport.

RÉFÉRENCES

- ALLARD, G O., 1976 - The Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; DPV 368, 487 pages.
- ARNDT, N.T. - LESHER, C.M., 1992 - Fractionation of REEs by olivine and the origin of Kambalda komatiites, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ; volume 56, pages 4191-4204.
- ARCULUS, R.J. - POWELL, R., 1986 - Source component mixing in the regions of arc magma generation. *Journal of Geophysical Research* ; volume 91, pages 5913-5926.
- BAKER, P.E., 1973 - Volcanism at destructive plate margins. *Journal of Earth Sciences Leeds* ; volume 8, pages 1983-1995.
- BARNETT, E.S. - HUTCHINSON, R.W. - ADAMCIK, A. - BARNETT, R., 1982 - Geology of the Agnico-Eagle gold deposit, Quebec. In : *Precambrian Sulphide Deposits*, R.W. Hutchinson, C.D. Spence et J.M. Franklin, editors. Geological Association of Canada, Special Paper 25, pages 403-426.
- BARRETT, T.J. - MACLEAN, W.H., 1999 - Volcanic sequences, lithochemistry and hydrothermal alteration in some bimodal VMS systems. In : *Volcanic-associated massive sulfide deposits : processes and examples in modern and ancient settings*, T.C.

- Barrie et M.D. Hannington, editors. *Reviews in Economic Geology*, volume 8, pages 105-133.
- BARRIE, C.T. - SHIREY, S.B., 1991 - Nd- and Sr-isotope systematics for the Kamiskotia-Montcalm area : implications for the formation of late Archean crust in the western Abitibi Subprovince, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* ; volume 28, pages 58-76.
- 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.
- BARRIE, C.T. - HANNINGTON, M.D. - BLEEKER, W., 1999 - The Giant Kidd Creek Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposit, Abitibi Subprovince, Canada. In : *Volcanic-associated massive sulfide deposits : processes and examples in modern and ancient settings*, T.C. Barrie et M.D. Hannington, editors. *Reviews in Economic Geology* ; volume 8, pages 281-294.
- BÉDARD, L.P. - LUDDEN, J.N., 1997 - Nd-isotope evolution of Archean plutonic rocks in southeastern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* ; volume 34, pages 286-298.
- BOISVERT, G.J. - BRITT, C.N., 1992 - Results of the 1992 exploration program, Bonfortel property, Poirier Township, Quebec. Aur Resources Inc. Ministère des Ressources naturelles du Québec ; GM 51896, 38 pages.
- BONIWELL, B. - DUJARDIN, A., 1964 - Discovery and Exploration of the Poirier Ore Deposit. *Canadian Mining and Metallurgical Bulletin* ; volume 57, pages 945-952.
- BRENAN, J.M. - SHAW, H.F. - PHINNEY, D.L. - RYERSON, F.J., 1994 - Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th : implications for high-field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters* ; volume 128, pages 327-339.
- BRISBIN, D. - PRESSACO, R., 1999 - World-class Archean vein gold deposits of the Porcupine Camp, Timmins, Ontario. Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, GAC-MAC Sudbury 1999 ; Field Trip A3 Guidebook, 98 pages.
- CAILLÉ, M.-F., 1996 – Diamond drilling report, July 1996, Joutel property. Kernow Resources and Developments Ltd. Ministère des Ressources naturelles du Québec ; GM 54483, 24 pages.
- CAS, R.A.F., 1992 - Submarine volcanism : eruption styles, products, and relevance to understanding the host-rock succession to volcanic-hosted massive sulfide deposits ; *Economic Geology*, volume 87, pages 511-541.
- CAS, R.A.F. - WRIGHT, J.V., 1987 - *Volcanic Successions - Modern and Ancient*. Allen Unwin, London, 529 pages.
- 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.
- CHOWN, E.H. - MOUKHSIL, A. - HARRAP, R., 2000 - Le rôle des intrusions granitoïdes dans l'évolution de l'arc volcanique de l'Abitibi en croûte continentale. Ministère des Ressources naturelles du Québec ; DV 2000-03, page 20.
- COUSINEAU, P. - DIMROTH, E., 1982 - Interpretation of the relation between massive, pillowed and brecciated facies in an Archean submarine andesite volcano – Amulet andesite, Rouyn-Noranda, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* ; volume 13, pages 83-102.
- COUTURE, J.-F., 1996 - Les gisements métalliques du district de Rouyn-Noranda. Dans : *Métallogénie et évolution tectonique de la région de Rouyn-Noranda*, J.-F. Couture et J. Goutier, éditeurs. Ministère des Ressources naturelles du Québec ; MB 96-06, pages 11-18.
- DAIGNEAULT, R., 1998 - Zones d'altération et zones de déformation : les failles de la Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec ; DV 98-05, page 21.
- 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.
- DAIGNEAULT, R. - ARCHAMBAULT, G., 1990 - Les grands couloirs de déformation de la sous-Province de l'Abitibi. Dans : *La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois : Synthèse de 60 ans d'exploration minière*, M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard, éditeurs. Canadian Institute of Mining and Metallurgy ; Special Volume 43, pages 43-64.
- DAIGNEAULT, R. - MUELLER, W. - LEGAULT, M., 2000 - Études structurale et volcanologique de la région de Joutel, Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec ; MB 2000-17, 40 pages.
- DAVIS, W.J. - MACHADO, N. - GARIÉPY, C., 1993 - U-Pb geochronology of plutonic rocks along LITHOPROBE Line 28, Northern Abitibi Subprovince. LITHOPROBE Abitibi-Grenville Project ; Report no. 33, pages 145-147.
- DE ROSEN-SPENCE, A.F. - PROVOST, G. - DIMROTH, E. - GOCHNAUER, K. - OWEN, V., 1980 - Archean subaqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Quebec, Canada, and their Quaternary equivalents. *Precambrian Research* ; volume 12, pages 43-77.
- DIMROTH, E. - YAMAGISHI, H., 1987 - Criteria for the recognition of ancient subaqueous pyroclastic rocks. *Report of Geological Survey of Hokkaido* ; volume 58, pages 55-88.
- DIMROTH, E. - COUSINEAU, P. - LEDUC, M. - SANCHAGRIN, Y., 1978 - Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* ; volume 15, pages 902-918.
- DOSTAL, J. - MUELLER, W., 1996 - An Archean oceanic felsic dike swarm in a nascent arc : The Hunter Mine Group, Abitibi greenstone belt, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* ; volume 72, pages 37-57.
- DOSTAL, J. - MUELLER, W., 1997 - Komatiite flooding of a rifted Archean rhyolite arc complex : geochemical signature and tectonic significance of the Stoughton-Roquemaure Group, Abitibi greenstone belt, Canada. *Journal of Geology* ; volume 105, pages 545-563.
- DOUCET, P. - MUELLER, W. - CHARTRAND, F., 1994 - Archean, deep-marine, volcanic eruptive products associated with the Coniagas massive sulfide deposit, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* ; volume 31, pages 1569-1584.

- 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, Québec ; ET 90-12, 61 pages, 2 cartes.
- 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, Quebec, Canada : a stratabound, gold-bearing massive siderite deposit with early diagenetic pyritization. In : Brazil Gold '91, E.A. Ladeira, editor. Pages 493-498.
- ECKSTRAND, O.R., 1996 - Gîtes de sulfures de nickel-cuivre. Dans : Géologie des types de gîtes minéraux du Canada, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe, éditeurs. Commission Géologique du Canada ; Géologie du Canada, n° 8, pages 650-673.
- FAN, J. - KERRICH, R., 1997 - Geochemical characteristics of aluminium depleted and undepleted komatiites and HREE-enriched low-Ti tholeiites, western Abitibi greenstone belt : a heterogeneous mantle plume-convergent margin environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ; volume 61, pages 4723-4744.
- FISHER, R.V., 1961 - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin* ; volume 72, pages 1409-1414.
- FISHER, R.V., 1966 - Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Science Reviews* ; volume 1, pages 287-298.
- FISHER, R.V. - SCHMINCKE, H.-U., 1984 - Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, New York, 472 pages.
- FLEET, M.E. - CHRYSOULIS, S.L. - MACLEAN, P.J. - DAVIDSON, R. - WEISNER, C.G., 1993 - Arsenian pyrite from gold deposits : Au and As distribution investigated by SIMS and EMP, and color staining and surface oxidation by XPS and LIMS. *Canadian Mineralogist* ; volume 31, page 1-17.
- FLEET, M.E. - MACLEAN, P.J. - BARBIER J., 1989 - Oscillatory-zoned As-bearing pyrite from stratabound and stratiform gold deposits : an indicator of ore fluid evolution. In : *The Geology of Gold Deposits : The Perspective in 1988*, R.R. Keays, W.R.H. Ramsay et D.I. Groves, editors. *Economic Geology Monograph* ; volume 6, pages 356-362.
- FRANKLIN, J.M., 1996 - Gîtes de sulfures massifs à métaux communs associés à des roches volcaniques. Dans : *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe, éditeurs. Commission Géologique du Canada ; Géologie du Canada, n° 8, pages 174-202.
- 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.
- GIBSON, H.L. - MORTON, R. - HUDAK, G., 1999 - Submarine volcanic processes, deposits and environments favorable for the location of volcanic-associated massive sulfide deposits. In : *Volcanic-associated massive sulfide deposits : processes and examples in modern and ancient settings*, T.C. Barrie et M.D. Hannington, editors. *Reviews in Economic Geology* ; volume 8, pages 13-51.
- GOBEIL, A., 1976 - Pétrochimie comparative des roches associées aux gîtes de sulfures en Abitibi. Mémoire de maîtrise en sciences appliquées. Université Laval, 96 pages.
- HANNINGTON, M.D. - POULSEN, K.H. - THOMPSON, J.F.H. - SILLITOE, R.H., 1999 - Volcanogenic gold in massive sulfide environment. In : *Volcanic-associated massive sulfide deposits : processes and examples in modern and ancient settings*, T.C. Barrie et M.D. Hannington, editors. *Reviews in Economic Geology* ; volume 8, pages 325-356.
- HAWKESWORTH, C.J. - GALLAGHER, K. - HERGT, J.M. - MCDERMOTT, F., 1993 - Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* ; volume 21, pages 175-204.
- 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., 1990 - Carte lithotectonique des Sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DV 89-04, carte annotée.
- HOFMANN, H.J. - MASSON, M., 1994 - Archean stromatolites from Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Geological Society of America Bulletin* ; volume 106, pages 424-429.
- HOFMANN, H.J. - SAGE, R.P. - BERDUSCO, E.N., 1991 - Archean stromatolites in Michipicoten Group siderite ore at awana, Ontario. *Economic Geology* 86, pages 1023-1030.
- JAFFEY, A. H. - FLYNN, K. F. - GLENNDENIAH, L. E. - BENTLEY, W. C. - ESSLING, A. M., 1971 - Precision measurements of the half-lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Physical Review* ; volume C4, pages 1889-1906.
- JÉBRAK, M. - GAUTHIER, M. - AUCLAIR, M. - BAILLARGEON, F. - LEGAULT, M., 2000 - Études pétrologique et métallogénique de la région de Joutel, Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec ; MB 2000-11, 38 pages.
- JENSEN, L.S., 1976 - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ministry of Natural Resources, Ontario ; *Miscellaneous Paper* 66, 22 pages.
- KELEMEN, P.B. - JOHNSON, K.T.M. - KINZLER, R.J. - IRVING, A.J., 1990 - High-field strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature* ; volume 345, pages 521-524.
- KELEMEN, P.B. - SHIMIZU, N. - DUNN, T., 1993 - Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust : partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters* ; volume 120, pages 111-134.
- 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.

- KERRICH, R. - WYMAN, D.A., 1997 - Review of developments in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences* ; volume 44, pages 465-487.
- KERSWILL, J.A., 1996 - Gîtes d'or stratoïdes dans des formations de fer. Dans : *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*, O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair et R.I. Thorpe, éditeurs. Commission Géologique du Canada ; *Géologie du Canada*, n° 8, pages 405-423.
- KROGH, T. E., 1982 - Improved accuracy of U-Pb ages by the creation of more concordant systems using air-abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta* ; volume 46, pages 637-649.
- 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. In : *La Ceinture Polymétallique du Nord-Ouest Québécois*, M. Rive, P. Verpaest, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard, éditeurs. Canadian Institute of Mining and Metallurgy ; Special Volume 43, pages 313-326.
- LAFLECHE, M.R. - DUPUY, C. - DOSTAL, J., 1992 - Tholeiitic volcanic rocks of the late Archean Blake River Group, southern Abitibi greenstone belt : origin and geodynamic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences* ; volume 29, pages 1448-1458.
- LAFRANCE, B. - MUELLER, W.U. - DAIGNEAULT, R. - DUPRAS, N., 2000 - Evolution of a submerged composite arc volcano : volcanology and geochemistry of the Normétal volcanic complex, Abitibi greenstone belt, Québec, Canada. *Precambrian Research* ; volume 101, pages 277-311.
- LANDRY, J., 1990 - Rapport de présentation, propriété Poirier, canton Poirier, Abitibi (Québec). Charlim Exploration ltée. Ministère des Ressources naturelles du Québec ; GM 50593, 43 pages.
- LEGAULT, M. - DAIGNEAULT, R. - MUELLER, W. - GAUTHIER, M. - JÉBRAK, M. - PICHE, M., 2000a - Contexte géologique du camp minier de Joutel. Ministère des Ressources naturelles du Québec ; MB 2000-10, 40 pages.
- LEGAULT, M. - BAILLARGEON, F. - GAUTHIER, M. - JÉBRAK, M., 2000b - Géologie et métallogénie du camp minier de Joutel, Sous-province de l'Abitibi (Phase II). Ministère des Ressources naturelles du Québec ; DV 2000-03, page 39.
- LESHER, C.M., 1989 - Komatiite-associated nickel sulfide deposits. In : *Ore deposition associated with magmas*, J.A. Whitney et A.J. Naldrett, editors. *Reviews in Economic Geology* ; volume 4, pages 45-101.
- LESHER, C.M. - GOODWIN, A.M. - CAMPBELL, I.H. - GORTON, M.P., 1986 - Trace-element geochemistry of ore-associated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* ; volume 23, pages 222-237.
- LOFGREN, G., 1971 - Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geological Society of America Bulletin* ; volume 82, pages 111-124.
- LOVELL, H.L. - ROBINSON, D.R. - GUINDON, D.L., 1991 - Archean gold deposits of the Matachewan-Kirkland Lake-Larder Lake area, Ontario, Canada. *Society of Economic Geologists ; Guidebook Series, Volume 11*, 103 pages.
- LOWE, D.R., 1982 - Sediment gravity flows : II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* ; volume 52, pages 279-297.
- LUDDEN, J. - FRANCIS, D. - ALLARD, G., 1984 - The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt. In : *Chibougamau : stratigraphy and mineralization*, J. Guha et E.H. Chown, editors. Canadian Institute of Mining and Metallurgy ; Special Volume 34, pages 370-377.
- MACDONALD, G.A., 1972 - *Volcanoes*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 510 pages.
- MAIER, W.D. - BARNES, S.-J. - PELLET, T., 1996 - The economic significance of the Bell River Complex, Abitibi sub-province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* ; volume 33, pages 967-980.
- MANLEY, C.R., 1992 - Extended cooling and viscous flow of large, hot rhyolite lavas : implications of numerical modeling results. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* ; volume 53, pages 27-46.
- MCCONNELL, J.W., 1976 - Geochemical dispersion in wallrocks of Archean massive sulphide deposits. *Mémoire de maîtrise en sciences*, Queen's University, 230 pages.
- MCPHIE, J. - DOYLE, M. - ALLEN, R., 1993 - *Volcanic textures : a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, Hobart, Tasmania, 196 pages.
- MOORHEAD, J. - LAFRANCE, B. - LEI, Y. - PILOTE, P. - DUBÉ, B. - HANNINGTON, M.D. - GALLEY, A.G. - MERCIER-LANGEVIN, P. - MUELLER, W.U., 2000 - Synthèse du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde. Ministère des Ressources naturelles du Québec ; DV 2000-03, page 40.
- MORTENSEN, J.K., 1993 - U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1 : 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.
- MORTON, R.L. - NEBEL, M.L., 1984 - Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks at the Helen siderite deposit, Wawa, Ontario. *Economic Geology* ; volume 79, pages 1319-1333.
- MUELLER, W. - WHITE, J.D.L., 1992 - Felsic fire-fountaining beneath Archean seas : pyroclastic deposits of the 2730 Ma Hunter Mine Group, Quebec, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* ; volume 54, pages 117-134.
- MUELLER, W. - DONALDSON, J.A., 1992 - A felsic feeder dyke swarm formed under the sea : the Archean Hunter Mine Group, south-central Abitibi belt, Quebec, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* ; volume 54, pages 117-134.
- MUELLER, W. - CHOWN, E.H. - POTVIN, R., 1994 - Substorm wave-base felsic hydroclastic deposits in the Archean Abitibi

- belt, Canada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* ; volume 60, pages 273-300.
- MUELLER, W.U. - DAIGNEAULT, R. - MORTENSEN, J.K. - CHOWN, E.H., 1996 - Archean terrane docking : upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics* ; volume 265, pages 127-150.
- MUELLER, W. - DAIGNEAULT, R. - CHOWN, E.H., 1997 - Archean terrane docking along the Destor-Porcupine-Manneville fault. *Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada* ; Field trip A-7 Guidebook, 68 pages.
- PEARCE, J.A. - NORRY, M.J., 1979 - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* ; volume 69, pages 33-47.
- PEARCE, J.A. - ERNEWEIN, M. - BLOOMER, S.H. - PARSON, L.M. - MURTON, B.J. - JOHNSON, L.E., 1995 - Geochemistry of Lau Basin volcanic rocks : influence of ridge segmentation and arc proximity. In : *Volcanism associated with extension at consuming plate margins*, J.L. Smellie, editor. *Geological Society Special Publications*, pages 53-75.
- PICHÉ, M., 2000 - Quantification de l'altération hydrothermale des roches du camp minier de Joutel à partir d'analyses d'éléments majeurs. *Ministère des Ressources naturelles du Québec* ; MB 2000-06, 28 pages.
- PICHÉ, M., 1991 - Synthèse géologique et métallogénique du camp minier de Matagami, Québec. *Mémoire de doctorat en ressources minérales*, Université du Québec à Chicoutimi, 249 pages.
- PICHÉ, M. - GUHA, J. - DAIGNEAULT, R., 1993 - Stratigraphic and structural aspects of the volcanic rocks of the Matagami mining camp, Quebec : Implications for the Norita Ore deposit. *Economic Geology* ; volume 88, pages 1542-1558.
- PILOTE, P. - GUHA, J., 1995 - Métallogénie de l'extrémité est de la Sous-province de l'Abitibi. Dans : *Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau : nouvelle vision du potentiel de découverte*, P. Pilote, éditeur. *Ministère des Ressources naturelles du Québec* ; DV 98-03, pages 29-43.
- PILOTE, P. - MOORHEAD, J. - MUELLER, W., 2000 - Développement d'un arc volcanique, la région de Val-d'Or, ceinture de l'Abitibi : volcanologie physique et évolution métallogénique. Dans : *Géologie de la région de Val d'Or, Sous-province de l'Abitibi - Volcanologie physique et évolution métallogénique*, P. Pilote, éditeur. *Ministère des Ressources naturelles du Québec* ; MB 2000-09, pages 1-20.
- PUPIN, J.P., 1980 - Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* ; volume 73, pages 207-220.
- RIVE, M. - PINSTON, H. - LUDDEN, J.N., 1990 - Characteristics of Late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac Subprovinces, Superior Province, Canada. In : *La Ceinture Polymétallique du Nord-Ouest Québécois*, M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard, éditeurs. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy* ; Special Volume 43, pages 47-61.
- ROBERT, F. - POULSEN, K.H., 1997 - World-class Archaean gold deposits in Canada : an overview. *Australian Journal of Earth Sciences* ; volume 44, pages 329-351.
- SANGSTER, D.F., 1972 - Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada : a review. *Geological Survey of Canada* ; Paper 72-22, 44 pages.
- SHARMA, K.N.M., 1996 - Légende générale de la carte géologique. *Ministère des Ressources naturelles du Québec* ; MB 96-28, 89 pages.
- SHARPE, J.I., 1968 - Geology and sulfide deposits of the Matagami area, Abitibi East County. *Ministère des Richesses naturelles du Québec* ; RG-137, 112 pages.
- SIGMARSSON, O. - HÉMOND, C. - CONDOMINES, M. - FOURCADE, S. - OSKARSSON, N., 1991 - Origin of silicic magma in Iceland revealed by Th isotopes. *Geology* ; volume 19, pages 621-624.
- SILLITOE, R.H. - GRAUBERGER, G.L. - ELLIOTT, J.E., 1985 - A diatreme-hosted gold deposit at Montana Tunnels, Montana. *Economic Geology* ; volume 80, pages 1707-1721.
- SIMARD, A. - GOBEIL, A. - VERPAELST, P. - RIVE, M. - LACROIX, S. - RACICOT, D., 1990 - Relationship between mineral deposits and geologic domains of the Abitibi volcanic-plutonic belt of northwestern Quebec. In : *La Ceinture Polymétallique du Nord-Ouest Québécois*, M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard, éditeurs. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy* ; Special Volume 43, pages 93-105.
- SIMARD, J.-M. - GENEST, R., 1990 - Géologie de la mine Agnico-Eagle, Joutel (Québec). Dans : *La Ceinture Polymétallique du Nord-Ouest Québécois*, M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard, éditeurs. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy* ; Special Volume 43, pages 373-381.
- SOPUCK, V.J. - LAVIN, O.P. - NICHOL, I., 1980 - Litho geochemistry as a guide to identifying favourable areas for the discovery of volcanogenic massive sulphide deposits. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin* ; volume 73, pages 152-166.
- STOW, D.A.V., 1986 - Deep clastic seas. In : *Sedimentary environments and facies*, H.G. Reading, editor. Second edition, Blackwell Scientific Publications, Oxford, pages 399-444.
- SUN, S.-S. - MCDONOUGH, W.F., 1989 - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In : *Magmatism in the ocean basins*, J.G. Fitton et B.G.J. Upton, editors. *Geological Society of America* ; Special Publication 42, pages 313-345.
- TOURIGNY, G. - VERPAELST, P., 1991 - Control on base metal and gold mineralizations, Bousquet - Rouyn-Noranda area. *Society of Economic Geologists* ; Guidebook Series, Volume 10. 142 pages.
- UJIKE, O. - GOODWIN, A.M., 1987 - Geochemistry and origin of Archean felsic metavolcanic rocks, central Noranda area, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* ; volume 24, pages 2551-2567.
- WILSON, M., 1989 - Igneous Petrogenesis, a global tectonic approach. Chapman and Hall, London, 466 pages.
- 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., 1999 - A 2.7 Ga depleted tholeiite suite : evidence of plume-arc interaction in the Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Precambrian Research* ; volume 97, pages 27-42.

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. In : Proceedings of GOLD '86, an International Symposium on the Geology of Gold Deposits, A.J. Macdonald, editor. Pages 108-123.

YAMAGISHI, H. - DIMROTH, E., 1985 - A comparison of Miocene and Archean hyaloclastites : evidence for a hot and fluid rhyolite lava. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* ; volume 23, pages 337-355.

Tableau 1 - Unités volcaniques majeures du Complexe volcanique de Joutel (CVJ)

Groupe	Joutel-Raymond								Harricana
Formation	Valrennes		Joutel						
Membre			Poirier			Kistabiche		Eagle	
Phase	1	1*	2			3a	3b	4	5
Unité ^a	Basalte	Tuf à lapilli	AP	QFP1	QFP2	Tuf	Dacite	Tuf	Tuf
Composition basée sur SiO ₂ vs Zr/TiO ₂	Basalte à andésite	Andésite à dacite	Dacite à rhyolite	Dacite à rhyolite	Dacite à rhyolite	Basalte	Dacite	Andésite à dacite	Andésite à dacite
Pourcentage des phénocristaux ^b des volcanites felsiques				1-5% QZ 0,5-1 mm	10-25% QZ 1-2 mm		1-5% QZ 0,5-1 mm localement	1-5% QZ 0,5-1 mm localement	1-5% QZ 0,5-1 mm localement
Morphologie des coulées et textures des dépôts	Coulées massives et coussinées avec brèches de coussins mineures	Tufs à lapilli massifs; tuf à cendres mineur	Coulées massives et lobées avec brèches hyaloclastiques, écoulement laminaire, tufs à lapilli et sphérulites	Coulées massives et lobées avec brèches hyaloclastiques, écoulement laminaire, tufs à lapilli et à cendres	Coulées massives	Tufs à blocs et à lapilli massifs, tufs à lapilli et à cendres laminés	Coulées massives	Tufs à lapilli et à cendres (fortement déformés)	Tufs à blocs et à lapilli à tufs à cendres grossiers massifs, tufs à cendres fins laminés. Séquence à granoclassement normal
Épaisseur de l'unité	1 à 4 km	500 à 1000 m		2 à 3 km		100 à 1000 m		0,7 à 1,5 km	100 à 300 m
Épaisseur des lits/coulées	3 à 20 m		20 à 200m			10 cm à > 20 m	50 à 100 m		10 cm à 20 m
Milieu volcanique et style d'éruption	-sous-marin -effusif et autoclastique	-sous-marin -hydroclastique ou autoclastique resédimenté	-sous-marin à sub-émergent -effusif et autoclastique	-sous-marin à sub-émergent -effusif et autoclastique	-sous-marin à sub-émergent -effusif et autoclastique	-sous l'influence des vagues -hydroclastique ou autoclastique resédimenté	-sous l'influence des vagues -effusif et autoclastique	-sub-émergent (?)	-sub-émergent (?) -pyroclastique (?) resédimenté
Affinité géochimique	Tholéiitique	Calco-alkaline	Transitionnelle	Transitionnelle	Transitionnelle	Transitionnelle à tholéiitique	Transitionnelle	Calco-alkaline	Calco-alkaline
Minéralisation	Lentilles de sulfures massifs PO-PY stériles	Zones à filonnets Cu-Au-Ag	Lentilles de sulfures massifs Zn-Cu-Ag	Lentilles de sulfures massifs Zn-Cu-Ag		Lentilles de sulfures massifs Zn-Ag		Lentilles de sulfures massifs PY stériles	Lentilles de sulfures massifs à semi-massifs Au-Ag-As
Altération	grenat localement	séricite carbonates	chlorite séricite	chlorite séricite		chlorite séricite carbonates		séricite carbonates	séricite carbonates chlorite

^a AP – aphanitique; QFP – phénocristaux de quartz-feldspath

^b QZ - quartz

Tableau 2 - Composition des éléments majeurs et traces d'échantillons représentatifs du secteur de Joutel

Échantillon Unité	1999029162	1999029235	1999029049	1999029091	1999029134	1999029204	199902948	2000023064	1999029024	1999029020	1999029052	1985024048	Limites de détection
	Fm. de Valrennes		Mb. de Poirier	Mb. de Kistabiche		Mb. d'Eagle	Gr. d'Harricana	Gr. de Vanier-Dalet-Poirier			Gr. de Cartwright		
Phase	1	1'	2	3a	3b	4	5						
Type de roche	V3B	V2 tuf	V1B	V3 tuf	V1D	V1D	V1 tuf	V1D (Gale)	V2J	V3B	V3F	V4A	
SiO ₂ (% pds.)	49,2	60,0	75,9	52,7	69,2	69,0	67,3	63,2	57,2	49,8	49,2	42,7	0,10
TiO ₂	0,85	0,50	0,39	0,82	0,44	0,63	0,43	0,62	0,64	1,89	0,50	0,53	0,01
Al ₂ O ₃	14,6	14,5	10,5	15,8	14,8	15,9	15,6	15,3	14,9	14,3	8,10	8,91	0,02
Fe ₂ O ₃ (tot)	11,2	4,81	5,19	8,84	4,18	2,80	2,27	6,22	7,44	14,3	10,7	12,7	0,10
MnO	0,19	0,12	0,06	0,14	0,04	0,09	0,03	0,09	0,11	0,24	0,20	0,21	0,01
MgO	6,38	2,79	1,10	4,98	0,62	0,44	0,89	3,24	7,31	4,29	16,3	21,1	0,05
CaO	13,70	5,30	0,55	6,21	1,14	2,01	2,49	5,85	6,04	9,59	11,0	7,03	0,02
Na ₂ O	1,86	3,33	4,19	5,88	5,38	4,95	3,70	3,95	3,62	2,83	0,19	0,16	0,10
K ₂ O	0,16	1,23	0,74	0,28	1,44	1,58	2,54	0,87	0,55	0,18	0,23	0,02	0,01
P ₂ O ₅	0,05	0,08	0,06	0,08	0,08	0,13	0,13	0,06	0,10	0,16	0,03	0,03	0,01
PAF	1,67	6,77	1,51	4,00	2,67	2,57	3,60	1,65	2,48	2,55	3,46	5,97	
Total	99,9	99,4	100,2	99,7	100,0	100,1	99,0	101,05	100,46	100,13	99,91	99,36	
Ga (ppm)	15	15	15	14	18	16	19	16	15	19	8	6	3
Nb	3	5	10	5	6	6	7	4	5	8	4	1,65	3
Rb	6	31	10	4	42	51	67	19	14	4	8	0,425	3
Sr	115	124	68	213	61	168	233	161	240	122	48	12,75	3
Y	17	10	52	16	25	12	10	14	13	40	13	9,85	3
Zr	49	114	255	84	162	141	141	120	97	124	39	32,25	3
Cs	0,11	0,30	0,26	0,23	0,72	0,56	---	0,32	0,23	0,21	0,43	0,44	0,01
Hf	0,99	3,0	7,2	3,1	4,9	3,5	---	3,25	1,8	2,8	0,95	1,02	0,1
Ta	0,15	0,37	0,71	0,43	0,55	0,37	---	0,35	0,27	0,39	0,11	0,15	0,1
Th	0,19	1,4	2,1	0,51	2,6	2,2	---	1,31	0,81	0,47	0,21	0,16	0,05
U	0,05	0,37	0,59	0,14	0,66	0,66	---	0,36	0,24	0,12	0,06	0,05	0,01
La	2,5	12	20	7,6	20	13	---	10,54	7,9	6,3	1,9	2,5	0,2
Ce	7,1	26	46	21	43	29	---	21,56	18	18	5,2	5,8	0,3
Pr	---	---	---	---	---	---	---	2,58	---	---	---	---	0,03
Nd	5,5	12	26	17	21	13	---	11,23	9,9	14	4,0	4,4	0,2
Sm	1,9	2,6	6,8	5,4	4,7	2,8	---	2,52	2,1	4,6	1,3	1,3	0,05
Eu	0,69	0,73	1,5	1,7	0,90	0,65	---	0,79	0,69	1,5	0,47	0,33	0,01
Gd	2,6	2,4	7,2	7,2	4,4	2,2	---	2,5	2,4	6,1	1,8	1,55	0,01
Tb	0,46	0,35	1,1	1,2	0,67	0,32	---	0,37	0,36	1,0	0,30	0,28	0,01
Dy	---	---	---	---	---	---	---	2,27	---	---	---	---	---
Ho	0,65	0,40	1,5	1,7	0,85	0,37	---	0,44	0,44	1,4	0,41	0,35	0,01
Er	---	---	---	---	---	---	---	1,39	---	---	---	---	---
Tm	0,26	0,16	0,68	0,70	0,37	0,15	---	0,19	0,18	0,59	0,17	0,15	0,01
Yb	1,9	1,1	4,9	4,8	2,6	1,1	---	1,27	1,2	4,0	1,1	0,99	0,01
Lu	0,29	0,17	0,78	0,76	0,40	0,17	---	0,187	0,18	0,57	0,18	0,15	0,02
La _N /Sm _N	0,8	3,0	1,9	0,9	2,7	3,0	---	2,70	2,43	0,88	0,94	1,26	
Gd _N /Yb _N	1,1	1,8	1,2	1,2	1,4	1,7	---	1,63	1,65	1,26	1,35	1,30	
La _N /Yb _N	0,9	7,8	2,9	1,1	5,5	8,5	---	5,95	4,72	1,13	1,24	1,83	
Eu/Eu*	0,9	0,9	0,7	0,8	0,6	0,8	---	0,95	0,96	0,89	0,97	0,70	
Zr/Y	2,9	11,4	4,9	5,3	6,5	11,8	14,1	9,91	7,5	3,10	3,00	3,28	
La/Yb	1,3	10,9	4,1	1,6	7,7	11,8	---	8,30	6,6	1,58	1,73	2,55	
Th/Yb	0,1	1,3	0,4	0,1	1,0	2,0	---	1,03	0,70	0,12	0,19	0,16	

Méthode d'analyses: majeurs et Ga, Nb, Rb, Sr, Y et Zr par fluorescence-X; les autres traces par ICP-MS (indiqué par S dans le tableau); Eu* = (Sm+Gd)/2

Types de roche: V1B - rhyolite; V1D - dacite; V2J - andésite; V2 tuf - tuf intermédiaire; V3 tuf - tuf mafique; V3B - basalte; V3F - basalte magnésien (> 9% MgO); V4A - komatiite (> 18% MgO)

Tableau 3 - Données géochronologiques U-Pb

Fract.	Propriétés ¹	Poids (mg)	U (ppm)	Th/U ²	Com Pb (pg) ³	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Ma)	± 2σ (Ma)	Disc. (%) ⁴
SGNO 99-02 Tonalite, Tonalite de Joutel													
1	zr, bm, frag (1)	0.0050	293	0.54	0.51	18112	0.5230	0.0015	13.535	0.041	2722.0	2.1	0.5
2	zr, bm, frag (1)	0.0030	335	2.17	0.33	19296	0.5247	0.0012	13.572	0.036	2721.1	1.4	0.1
3	zr, clr, id, incl (1)	0.0050	49	0.58	0.40	3909	0.5247	0.0016	13.567	0.046	2720.7	1.6	0.1
4	zr, clr, core (1)	0.0030	228	0.61	1.97	2193	0.5229	0.0015	13.521	0.042	2720.7	2.1	0.4
5	zr, clr, flat (1)	0.0020	84	0.70	0.28	3835	0.5249	0.0018	13.571	0.049	2720.4	2.2	0.0
6	zr, clr, couronne (1)	0.0020	185	0.96	0.29	7655	0.5019	0.0015	12.697	0.041	2684.4	1.7	2.8
SGNO 99-04 Diorite quartzifère pegmatitique, Complexe de Valrennes													
7	zr, clr, incl (1)	0.0050	36	0.48	0.26	4434	0.5248	0.0033	13.635	0.088	2728.5	2.0	0.4
8	zr, clr, spr, incl (3)	0.0150	23	0.50	0.33	6480	0.5238	0.0018	13.604	0.048	2728.0	1.9	0.6
9	zr, clr, incl (1)	0.0050	37	0.45	0.38	3112	0.5234	0.0012	13.592	0.037	2727.7	1.4	0.6
SGNO-2000-7 Conglomérat, Groupe d'Harricana													
10	zr, clr, rnd, eq (1)	0.0100	24	0.68	2.11	741.3	0.5234	0.0014	13.543	0.042	2721.8	1.9	0.4
11	zr, clr, id, eq (1)	0.0250	21	0.59	8.01	419.5	0.5231	0.0013	13.529	0.042	2721.0	3.0	0.4
12	zr, clr, id, flat (1)	0.0060	16	0.70	1.25	502.5	0.5225	0.0020	13.511	0.056	2720.9	3.0	0.5
13	zr, clr, rnd spr (1)	0.0300	21	0.57	1.35	2903	0.5230	0.0013	13.524	0.037	2720.7	1.7	0.4
14	zr, clr, id, spr, incl (1)	0.0080	16	0.75	1.13	747.7	0.5253	0.0018	13.580	0.048	2720.3	2.8	-0.1
15	zr, clr, rnd, spr (1)	0.0080	17	0.67	1.28	697.8	0.5249	0.0019	13.566	0.052	2719.9	2.3	0
SGNO-2000-16 Brèche andésitique, Groupe de Cartwright													
16	zr, clr (1)	0.0020	11	0.39	1.28	125.4	0.5254	0.0026	13.624	0.107	2725.4	8.2	0.2
17	zr, clr, spr (1)	0.0015	15	0.40	0.90	169.7	0.5242	0.0023	13.562	0.085	2721.5	6.1	0.2
18	zr, clr, eq (1)	0.0010	27	0.88	0.75	242.4	0.5248	0.0022	13.569	0.065	2720.5	5.5	0.0
19	zr, clr, spr (1)	0.0015	8	0.36	0.78	114.7	0.5260	0.0021	13.588	0.102	2719.1	8.6	-0.2

¹ zr = zircon ; tous les zircons sont abrasés avant l'analyse (Krogh, 1982) ; clr = transparent, bm = brun, spr = court prismatique, incl = inclusions, frag = fragment, id = idiomorphe, eq = équidimensionnel. Le nombre de zircons est donné entre parenthèses.

² Le rapport Th/U est estimé du rapport ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb et l'âge concordant ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb.

³ Le Pb commun total dans l'échantillon inclus le Pb initial et le blanc de laboratoire.

⁴ % Disc = Discordance par rapport à l'âge ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb.
Constantes de désintégration d'après Jaffey et al. (1971).

Caractéristiques des roches felsiques de la Phase 2 (Membre de Poirier). La localisation des affleurements est donnée sur la figure 4.



PHOTO A - Écoulement laminaire plissé en bordure d'un lobe. Affleurement 2154.

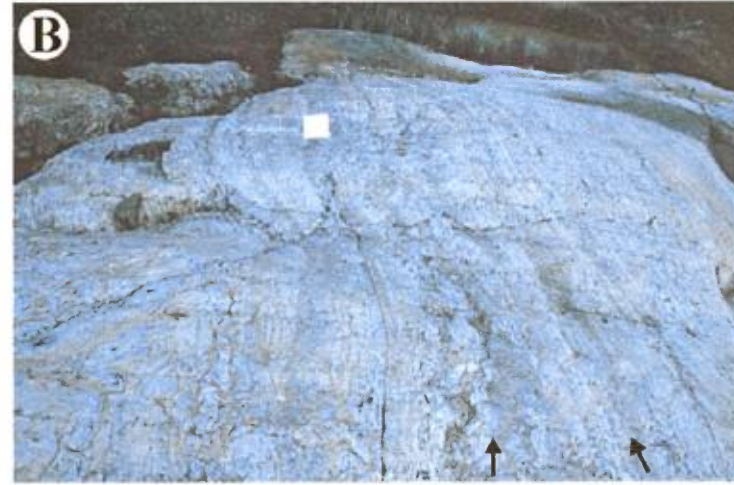


PHOTO B - Alternance d'écoulement laminaire et brèche in-situ (flèches). Affleurement 2156. Le carnet mesure 11 cm de large.

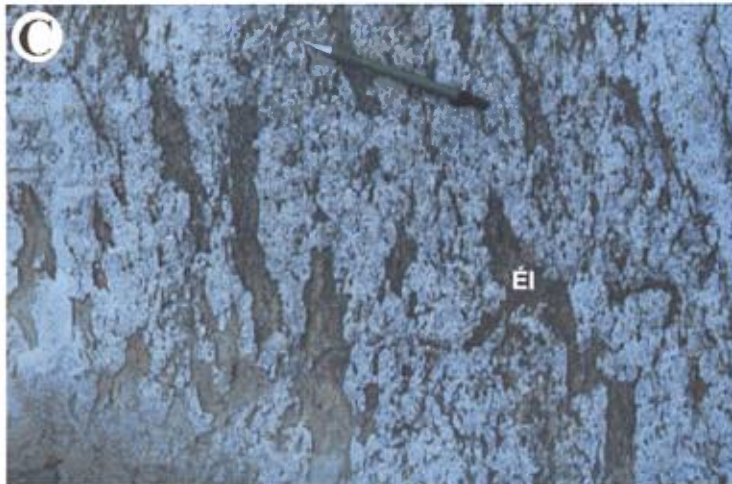


PHOTO C - Fragments d'écoulement laminaire (Él) initialement vitreux mais maintenant chloritisés. Affleurement 2154.



PHOTO D - Hyaloclastites (Hy) chloritisées riches en quartz associées à une rhyolite QFP2 montrant un écoulement laminaire (Él). Affleurement 2155. Le carnet mesure 23 cm de haut.

Caractéristiques des roches felsiques de la Phase 2 (Membre de Poirier). La localisation des affleurements est donnée sur la figure 4.



PHOTO E - Tuf à blocs et à lapilli montrant des fragments felsiques monogéniques anguleux, de 0,5 à 20 cm. Ce tuf est interprété comme une hyaloclastite. Affleurement 1130. Un kilomètre au sud de l'affleurement 2135.



PHOTO F - Hyaloclastite (Hy) associée avec des lobes (?) fragmentés montrant un écoulement laminaire (pointillé). La fermeture des lobes suggère une direction d'écoulement vers le sud. Affleurement 1131. Soixante-quinze mètres à l'ouest de l'affleurement 1130.



PHOTO G - Tuf à lapilli massif intercalé entre deux coulées felsiques. Noter la présence de fragments de sulfures (flèches). Affleurement 2135.



PHOTO H - Sphérulites centimétriques à l'intérieur d'une coulée aphanitique. Affleurement 116.

ANNEXE 3 : PHOTOGRAPHIES - KISTABICHE ET HARRICANA

Caractéristiques du Membre de Kistabiche et du Groupe d'Harricana. La localisation des affleurements est donnée à la figure 4.



PHOTO A - Tuf à lapilli granoclassé riche en fragments mafiques (V3) et de carbonates (CB; relief négatif). Noter la faible proportion de fragments felsiques (V1). La flèche pointe vers le sommet stratigraphique (sud-est). Affleurement 1111. Deux cent cinquante mètres au SSO de l'affleurement 2152. La tête du marteau (20 cm de long) sert d'échelle.



PHOTO B - Tuf à lapilli et tuf à cendres montrant un granoclassement normal (unité D). La flèche pointe vers le sommet stratigraphique (est). Membre de Kistabiche. Affleurement 2152. Le crayon (15 cm) sert d'échelle.

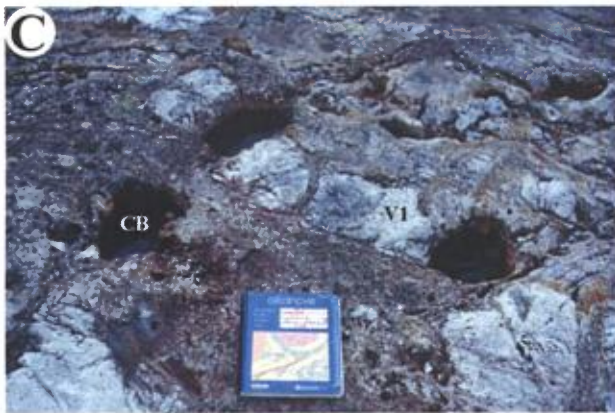


PHOTO C - Tuf à blocs et à lapilli (unité A) avec des fragments de carbonate (CB; relief négatif) et volcanite felsique aphanitique (V1). Membre de Kistabiche. Affleurement 2152. Le carnet (23 cm de haut) sert d'échelle.



PHOTO D - Brèche à fragments dacitiques avec matrice séricitisée. Membre de Kistabiche. Affleurement 2102. Cinq cent mètres à l'est de l'affleurement 2135. Le crayon est 15 cm de long.



PHOTO E - Tuf à blocs et à lapilli (unité 5) du Groupe d'Harricana. Notez la composition monogénique des fragments ainsi que la forte altération en carbonate de fer de la matrice. Affleurement géochronologique 07.

Caractéristiques des groupes de Vanier-Dalet-Poirier et de Cartwright.



PHOTO A - Coussins amiboïdes, de 50 à 100 cm, de composition basaltique. Affleurement 6292. Partie inférieure du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier. Le carnet (23 cm de haut) sert d'échelle.

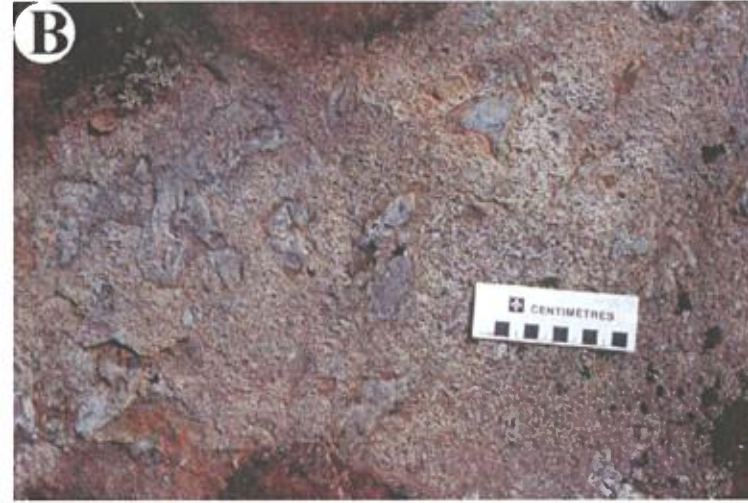


PHOTO B - Hyaloclastite associée à un tube de composition basaltique. Affleurement 6273. Partie centrale du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier.



PHOTO C - Basalte bréchifié par des filonets de diatrème riches en pyrrhotine (2-5%) à environ 5 m du contact diatrème-basalte. Affleurement 6087. Partie centrale du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier.

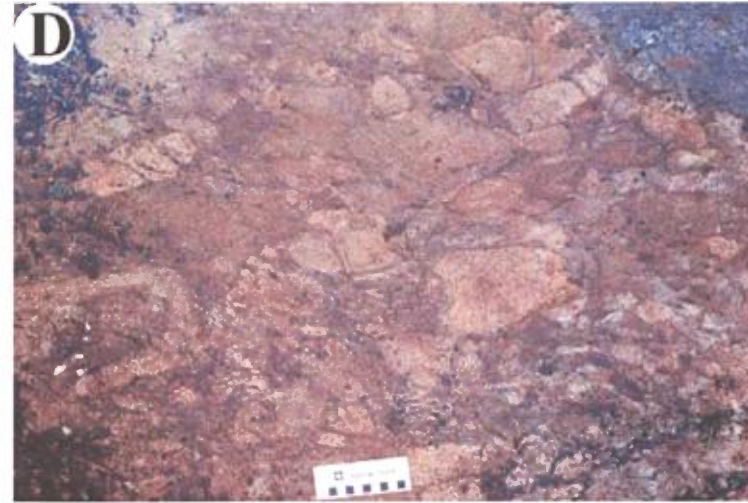


PHOTO D - Tufs à blocs et à lapilli montrant des fragments de composition felsique à intermédiaire riche en phénocristaux de plagioclase. Affleurement 6114. Partie proximale du centre volcanique de Gale.

Caractéristiques des groupes de Vanier-Dalet-Poirier et de Cartwright.



PHOTO E - Tufs turbiditiques montrant un granoclasement normal vers l'est (flèche). Affleurement 6082. Partie distale du centre volcanique de Gale.

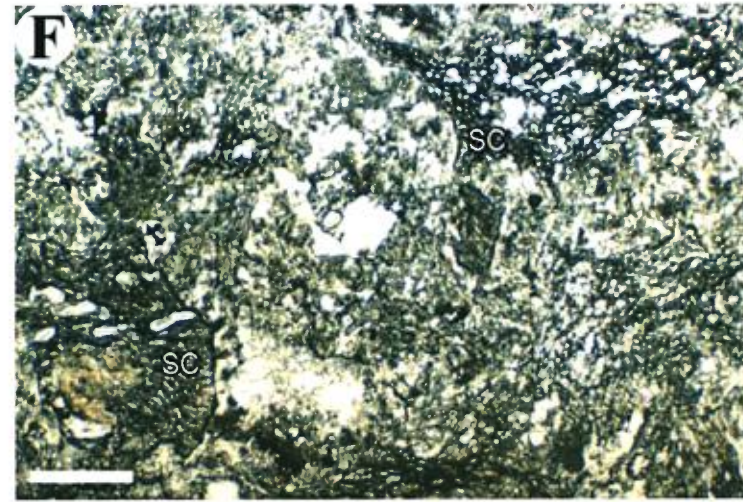


PHOTO F - Photomicrographie montrant des fragments de scorie (SC) et d'éclats de verre de composition intermédiaire dans un tuf à lapilli. Lumière naturelle. Affleurement 6079. Partie distale du centre volcanique de Gale. La barre mesure 1 mm.

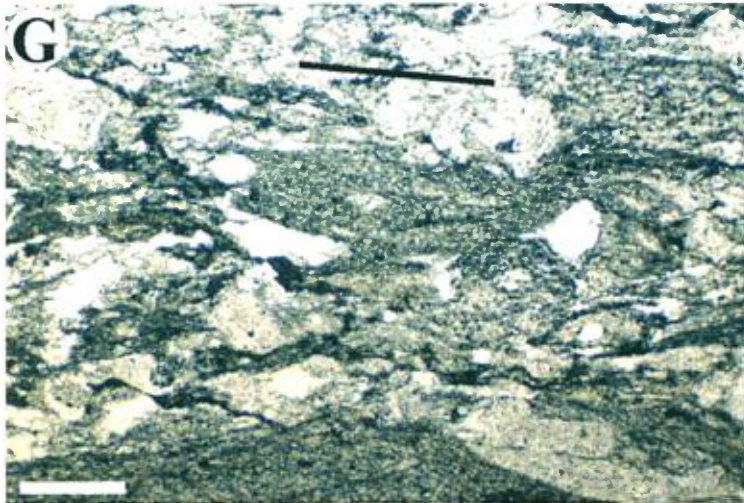


PHOTO G - Tuf soudé de la partie proximale du centre volcanique de Gale montrant un alignement (parallèle au trait) des fragments déformés à l'état plastique. Lumière naturelle. Affleurement 5051. La barre mesure 1 mm.

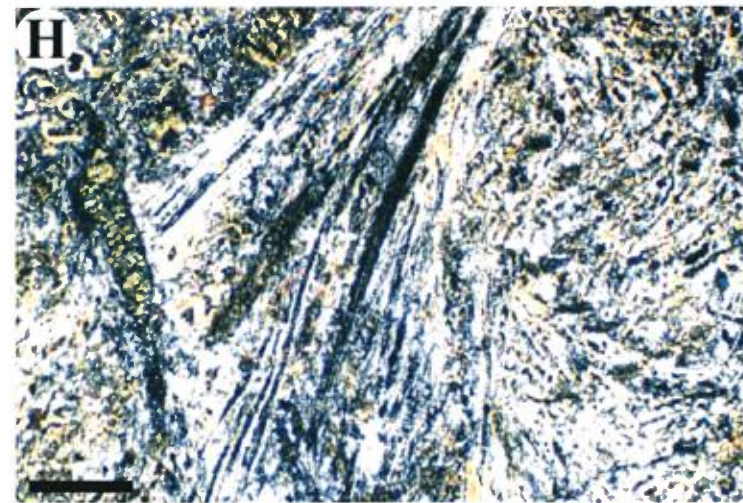
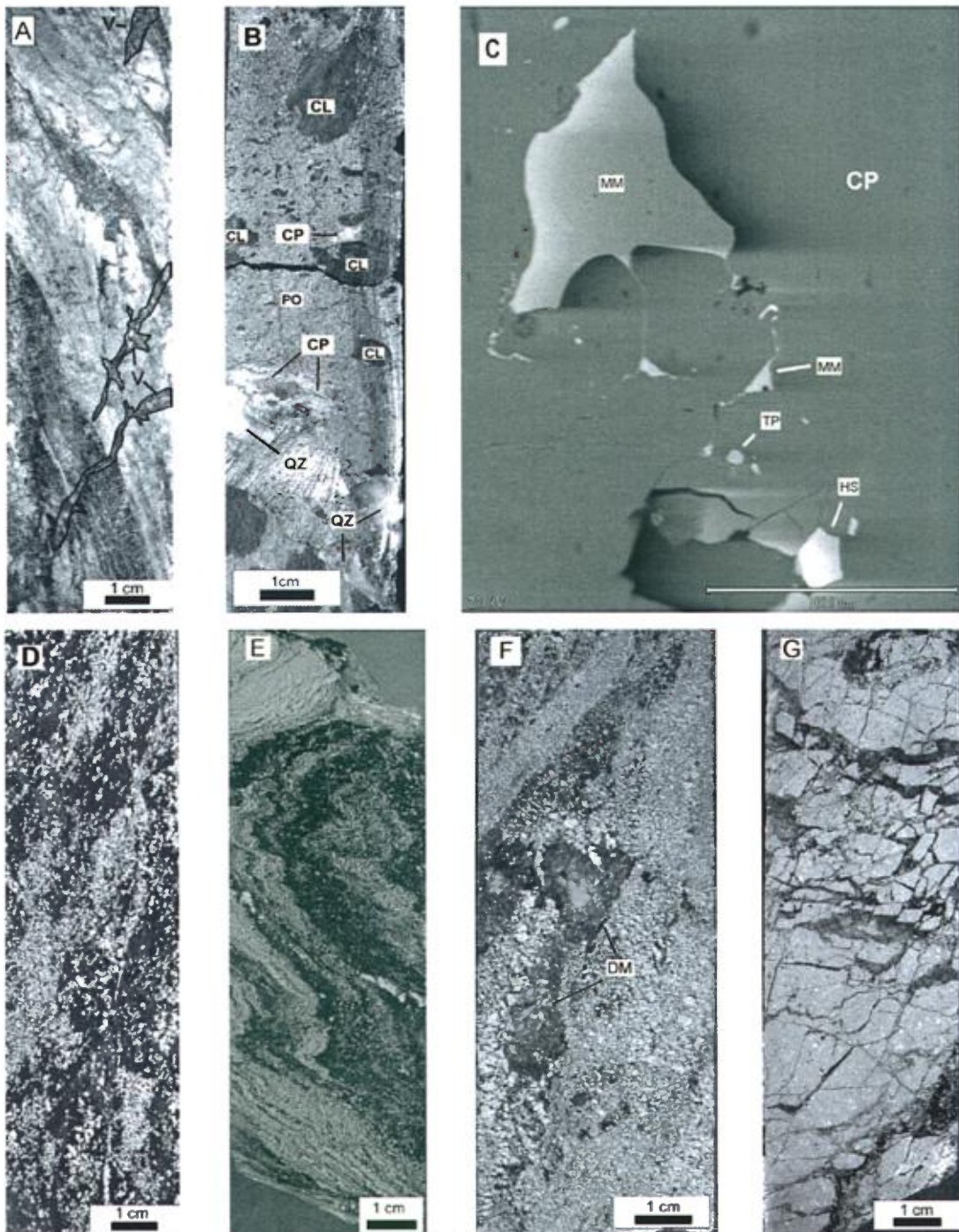


PHOTO H - Texture de micro-spinifex d'un basalte magnésien du Groupe de Cartwright. Lumière polarisée. Affleurement 6150. Trois kilomètres au nord-ouest de la mine Eagle. La barre mesure 1 mm.

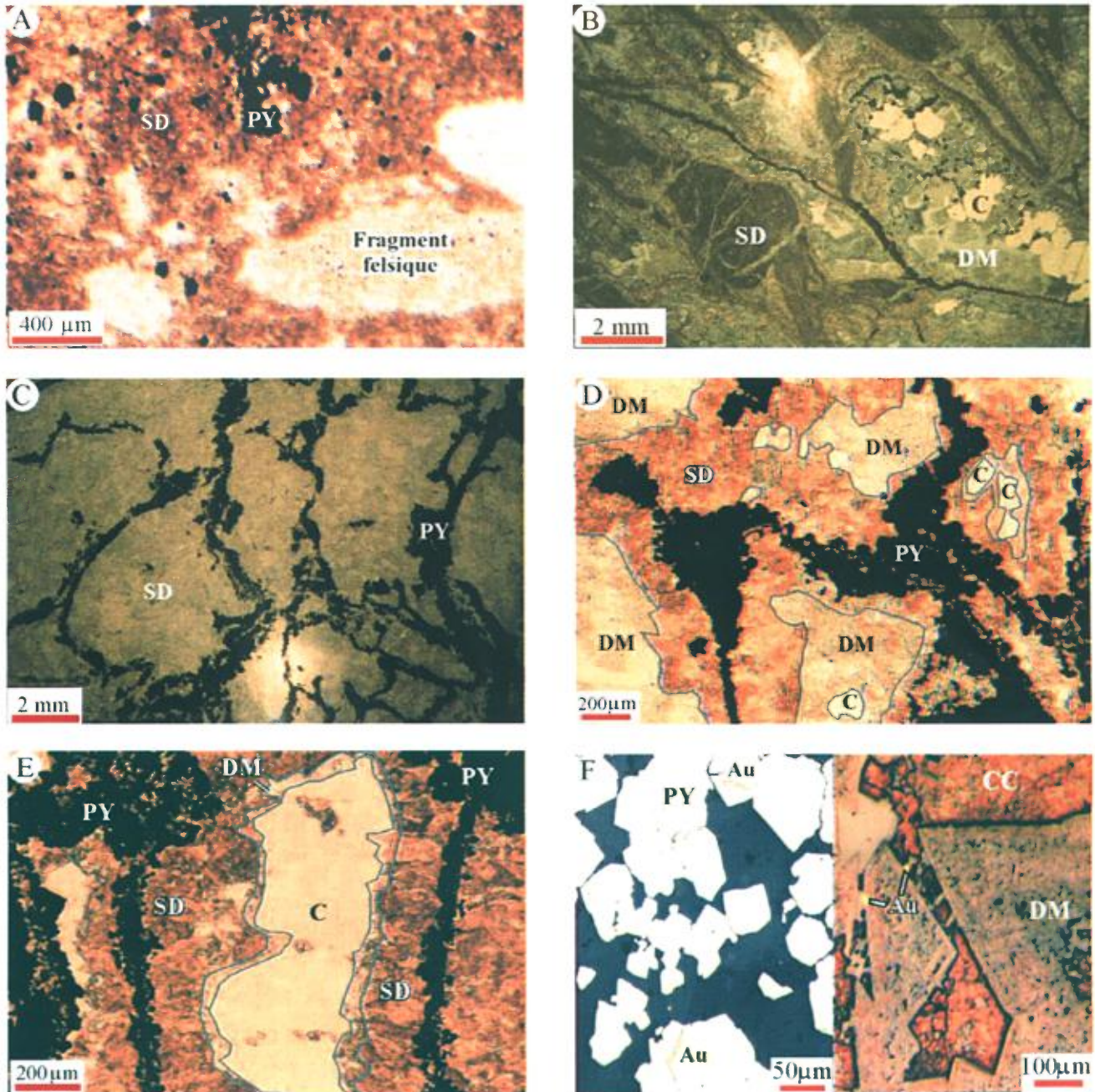
ANNEXE 5 : PHOTOGRAPHIES - GISEMENTS DE SMV



Échantillons de forage des gisements de SMV de Joutel Copper (A, B, D à G) et Poirier (C) montrant la variété des faciès minéralisés. A) Rhyolite silicifiée (blanc à gris pâle) coupée par des veinules de pyrite-dolomite-chalcovite, forage 16706-08 à 190'. B) Pyrrhotine massive avec veinules de chalcovite et de quartz-muscovite formant une brèche avec des fragments de chlorite, forage 16706-04 à 243'. C) Image (au MEB en électrons rétro-diffusés) d'inclusions de tellurures comprenant de la mattagamite, de l'altaïte et de la hessite xénomorphe dans une matrice de chalcovite massive d'un faciès de pyrrhotine riche en cuivre à la mine de Poirier, similaire à (B). D) Pyrite disséminée et en veinules dans une matrice massive fortement altérée en chlorite noire, forage 16706-04 à 125'. E) Pyrite finement laminée interlitée avec de la chlorite devenant de la pyrite massive litée, forage 16706-04 à 82'. F) Pyrite massive et en filonnets avec des veinules de dolomite grossière, forage 16706-04 à 103'. G) Pyrite massive coupée par des veinules de sphalérite-carbonate, forage 16706-04 à 97'. TP - altaïte; CL - chlorite; CP - chalcovite; DM - dolomite, HS - hessite, MM - mattagamite; PO - pyrrhotine; QZ - quartz; V - veine.

ANNEXE 6 : PHOTOGRAPHIES - EAGLE-TELBEL

Altération et minéralisation du gisement d'Eagle-Telbel



A) Remplacement d'un tuf à lapilli felsique par la sidérite et la pyrite. Mine Telbel. Forage 21-337 à 391'. B) Fragments de sidérite avec pyrite dans une matrice de dolomite ferrifère. Notez les micro-cavités remplies de calcédoine colloforme dans la matrice. Vue au projecteur à lame mince en lumière transmise. Mine Eagle. Forage E-37 à 638'. C) Sidérite massive coupée par des veinules de pyrite. Vue au projecteur à lame mince en lumière transmise. Mine Eagle. Forage E-37 à 647,5'. D) Épaississement de veinules de pyrite et augmentation du remplacement de la sidérite par la dolomite ferrifère vers la zone aurifère. Mine Eagle. Forage E-37 à 623,5'. E) Texture alvéolaire montrant des cloisons à sidérite et pyrite, un encroûtement par la dolomite ferrifère et un cœur occupé par la calcédoine. Mine Eagle. Forage E-37 à 623,5'. F) L'or est associé à la pyrite tardive (gauche) et à la calcite (droite; lumière réfléchie).

Au – or; C – calcédoine; CC – calcite; DM – dolomite ferrifère; PY – pyrite; SD – sidérite.

Résumé

Le Complexe volcanique de Joutel (CVJ) d'âge archéen, possède une épaisseur de 5 à 7 km avec une composition variant de basaltique à rhyolitique. Il est subdivisé en cinq phases volcaniques. La phase volcanique initiale (Formation de Valrennes) est représentée par un volcanisme effusif mafique caractérisé par des coulées massives, coussinées et brèchiques avec des interdigitations de tufs (phases I et I'). La phase principale de construction du CVJ (Phase 2, Membre de Poirier) est contemporaine de la mise en place des gisements de SMV du secteur et est associée à des coulées dacitiques à rhyolitiques massives ; ces coulées sont à écoulement laminaire et à structure lobée, et associées à des tufs à cendres et tufs à lapilli dérivés des processus de fragmentation autoclastique ou hydroclastique. Le volcanisme felsique se poursuit (Membre de Kistabiche) avec des coulées massives (Phase 3b), mais la déposition de tufs turbiditiques, tufs à lapilli et tufs à blocs et à lapilli (Phase 3a) est plutôt associée à un volcanisme mafique. Les phases 4 (Membre d'Eagle) et 5 (Groupe d'Harricana) sont associées à la construction d'un deuxième centre volcanique. Les roches de la Phase 4 sont interprétées comme étant des dépôts pyroclastiques/volcanoclastiques, tandis que les tufs à blocs et à lapilli, tufs à lapilli et tufs à cendres de la Phase 5 sont hôtes des minéralisations Au-Ag-As (gîte Eagle-Telbel) et sont interprétés comme des dépôts de talus. Les rapports Zr/Y et La/Yb des roches des phases I et 3a (non-fractionnées) montrent une affinité tholéiitique, tandis que les phases 2 et 3 (fractionnées) sont transitionnelles et les phases I', 4 et 5 sont calco-alkalines. Les données géochronologiques indiquent que les produits de ces différentes phases sont contemporains (2728 – 2721 Ma). Les diagrammes multi-éléments suggèrent que toutes les phases (sauf la Phase I) sont plus ou moins influencé par des processus reliés à la subduction. Le CVJ représente un volcan composite formé sur la paléo-surface océanique et témoigne de la construction d'un édifice dans un milieu sous-marin à dominance effusive qui évolue vers un environnement subémergent à dominance pyroclastique et volcanoclastique. Ce dernier aspect est indiqué par la présence de coulées coussinées, de tufs turbiditiques, de fragments de stromatolite et de diverses altérations synvolcaniques. La géochimie et la volcanologie physique du CVJ suggèrent la construction d'un arc volcanique avec une composante de rift (arrière arc?).