

MB 2000-16

CARACTERISTIQUES LITHOGEOCHIMIQUES ET CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DES ROCHES VOLCANIQUES DU SECTEUR DU CANTON VAUQUELIN, SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI, QUEBEC

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 

Caractéristiques lithogéochimiques et corrélations lithostratigraphiques des roches volcaniques du secteur du canton Vauquelin, Sous-province de l'Abitibi, Québec

**James Moorhead
Lev Vorobiev
Alain Tremblay**

MB 2000-16



2000

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC



Direction

Alain Simard, par intérim

Service géologique du Nord-Ouest

Robert Marquis

Responsable des études géoscientifiques

Pierre Verpaelst

Affiliation des auteurs

James Moorhead (Ministère des Ressources naturelles du Québec)

Lev Vorobiev (Ministère des Ressources naturelles du Québec)

Alain Tremblay (INRS-Géoressources)

Lecture critique

Benoit Lafrance

Édition sommaire

Jean-Pierre Lalonde

Manuscrit accepté pour publication le 00/11/14

NOTE

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

Résumé

La région du canton Vauquelin est localisée dans la partie SE de la Sous-Province volcano-plutonique de l'Abitibi au contact de la Sous-Province sédimento-plutonique de Pontiac et à proximité du Front de Grenville. Plus spécifiquement, cette région est située dans le prolongement vers l'est de la séquence volcano-sédimentaire qui renferme les gîtes de sulfures massifs volcanogènes (SMV) du camp minier de Val-d'Or. Notre étude s'est appuyée largement sur le cadre lithostratigraphique établie par Rocheleau et al. (1997) qui ont réalisé une synthèse stratigraphique, paléogéographique et gîtologique de cette région.

Bien que la région soit relativement bien étudiée, jusqu'à maintenant il n'y a pas d'indices de type SMV répertoriés à l'est du village de Louvicourt, malgré la présence de roches volcaniques de la même unité, la Formation de Val-d'Or (Rocheleau et al., 1997). L'absence d'indices de type SMV à l'est du village de Louvicourt peut être expliquée par des changements de faciès dans la Formation de Val-d'Or qui suggèrent la présence d'une faille syn-volcanique centrée sur le lac Simon. À l'ouest du village, la Formation de Val-d'Or comprend principalement des volcanites intermédiaires à felsiques d'affinité transitionnelle à calco-alkaline. À l'est du village, la Formation de Val-d'Or comprend une séquence de volcanites mafiques d'affinité tholéitique à transitionnelle.

Nous avons effectué des travaux de reconnaissance au sud de la Zone Tectonique de Cadillac (ZTC) dans la bande volcanique de Villebon pour établir la nature de certains contacts et de vérifier si cette bande peut être corrélée avec les volcanites au nord de la ZTC, comme l'avait suggéré Imreh (1984). Le Groupe de Villebon est séparé de l'assemblage grésopélimitique du Groupe de Pontiac par une zone de cisaillement renfermant une linéation d'étirement à forte plongée. Les indicateurs de mouvement indiquent le chevauchement du Villebon sur le Pontiac du nord vers le sud. Un horizon de laves rhyolitiques, d'affinité transitionnelle – calco-alkaline a été daté à 2703 ± 1 Ma par la méthode U-Pb sur des zircons. Cette date est presque identique aux âges de la Formation de Val-d'Or (2704-2705 Ma). Ainsi, le Groupe de Villebon pourrait représenter une écaille structurale renfermant les volcanites mafiques de la Formation de Dubuisson ou de Jacola et un horizon de laves felsiques de la Formation de Val-d'Or qui ont été détachées et chevauchées vers le sud sur les roches sédimentaires plus jeunes (2686 Ma) du Groupe de Pontiac.

L'assemblage volcanique de la région du canton de Vauquelin renferme des zones linéaires riches en amphibole – grenat – calcite \pm sulfures développées le long de zones de cisaillement subsidiaires de la Zone Tectonique de Cadillac. Ces zones renferment localement des valeurs anormales en Ag, Zn, Cu et Au. Leurs caractéristiques sont en partie similaires au gîte de Cu-Au de Akasaba localisé près de la ZTC à l'ouest de la région étudiée qui a récemment fait l'objet d'une étude détaillée (Vorobiev, 1998). Les caractéristiques minéralogiques et géochimiques de ce gîte sont compatibles avec un système hydrothermal de type skarn dans les roches volcaniques (Vorobiev, 1998).

Table des Matières

Liste des figures	III
Liste des planches de photos.....	III
Liste des tableaux	IV
Liste des annexes	IV
1,0) Introduction	1
1,1) Localisation.....	1
1,2) Problématique	1
1,3) Objectifs de l'étude	1
1,4) Méthodologie	1
1,5) Remerciements	1
2,0 Géologie régionale	2
3,0) Géologie locale	3
3,1) Le Domaine de Val-d'Or	3
3,1,1) La Formation de Jacola.....	3
3,1,2) La Formation de Val-d'Or	3
3,1,3) La Formation de Héva.....	5
3,2) Le Domaine de Trivio	7
3,3) Domaine de Villebon.....	8
3,3,1) Groupe de Villebon	8
3,3,2) Groupe de Pontiac.....	9
3,4) Batholite de Pershing.....	9
3,5) Métamorphisme régional et zones métasomatiques	9
3,5,1) Formation de Val-d'Or.....	9
3,5,2) Complexe de Trivio	10
3,5,3) Formation de Héva.....	10
3,5,4) Métasomatisme et minéralisation de type skarn.....	10
4,0) Relations stratigraphiques	11
4,1) Domaine de Val-d'Or.....	11
4,1,1) Formation de Val-d'Or.....	11
4,1,2) Formation de Héva.....	11
4,1,2a) Pli synclinal.....	12
4,1,2b) Écaille tectonique	12
4,1,2c) Intercalation stratigraphique	12
4,2) Domaine de Trivio.....	13
4,3) Domaine de Villebon.....	14
5,0) Conclusions	15
Références	17

Liste des figures

Figure 1a : Carte simplifiée de la Sous-Province de l'Abitibi

Figure 1b : Carte géologique de la région de Val-d'Or

Figure 2 : Carte géologique simplifiée de la partie SE de la Sous-Province de l'Abitibi

Figure 3 : Légende pour la carte géologique simplifiée

Figure 4 : Géologie simplifiée du secteur de l'indice Lugold

Figure 5 : Coupe stratigraphique d'un affleurement décapé de l'indice Lugold

Figure 6 : Graphiques géochimiques des volcanites de la Formation de Val-d'Or

Figure 7 : Graphiques géochimiques des volcanites de la Formation de Héva

Figure 8 : Coupes schématiques de la Formation de Héva

Figure 9 : Évolution schématique du Domaine de Val-d'Or dans la région du canton Vauquelin

Figure 10 : Graphiques géochimiques des volcanites du Complexe de Trivio

Figure 11 : Graphiques géochimiques des volcanites du Groupe de Villebon

Figure 12 : Datation U-Pb d'un échantillon de rhyolite du Groupe de Villebon

Figure 13 : Géologie simplifiée du secteur des claims Edward Rosenbaum

Figure 14 : Géologie schématique d'une tranchée dans la zone minéralisée des claims Rosenbaum

Figure 15 : Diagrammes géochimiques du secteur du gîte d'Akasaba et de la région du canton Vauquelin

Liste des planches de photos

Planche 1a : dykes et tufs felsiques de l'indice Lugold

Planche 1b : Fragment de pyrite dans un tuf à lapilli altéré de l'indice Lugold

Planche 1c : Unité de tuf lité de l'indice Lugold

Planche 1d : Structures de charge au sommet d'un lit de tuf fin de l'indice Lugold

Planche 1e : Horizon de tuf à blocs et à lapilli de la Formation de Val-d'Or

Planche 1f : Tuf à lapilli et cristaux de la partie sommitale de la Formation de Val-d'Or

Planche 2a : Sphérolites aplatis dans une coulée massive dacitique de la Formation de Héva

Planche 2b : Laves mafiques coussinées du Complexe de Trivio

Planche 2c : Roche à grenat, quartz, chlorite et sulfure en contact avec un dyke de tonalite, claims Rosenbaum, Formation de Val-d'Or

Planche 2d : Microphotographie de la roche à grenat, quartz, chlorite et sulfures

Planche 2e : Roche à grenat et hornblende dans des laves mafiques amphibolisées du Complexe de Trivio

Planche 2f : Microphotographie de la roche à grenat et hornblende du Complexe de Trivio

Planche 3a : Microphotographie d'une andésite altérée de la Formation de Héva

Planche 3b : Microphotographie d'un granophyre tonalitique altéré recoupant des tufs de la Formation de Héva

Liste des tableaux

Tableau 1 : Données isotopiques U-Pb des zircons de l'horizon rhyolitique du Groupe de Villebon.

Liste des annexes

Annexe 1 : Analyses lithogéochimiques

Annexe 2 : Localisation des affleurements visités

1,0) Introduction

1,1) Localisation

Ce projet est situé dans la région de l'Abitibi, dans la partie nord-ouest du Québec, à environ 30 km à l'est de la ville de Val-d'Or (fig. 1a) et est traversé par la route 117. Il est situé dans le centre sud du feuillet topographique SNRC 32C/03 et est centré sur le canton Vauquelin. Cette région renferme la petite municipalité de Louvicourt, située à l'intersection de la route 117 et de la rivière Louvicourt (fig. 2). Cette région recèle quelques grands lacs soit le lac Villebon, le lac Guégen et le lac Machi-Manitou (fig. 2).

1,2) Problématique

Cette région est localisée dans la partie SE de la Sous-Province volcano-plutonique de l'Abitibi au contact de la Sous-Province sédimento-plutonique de Pontiac et à proximité du Front de Grenville. Plus spécifiquement, cette région est située dans le prolongement vers l'est de la séquence volcano-sédimentaire qui renferme les gîtes de sulfures massifs volcanogènes (SMV) du camp minier de Val-d'Or (fig. 1b). La région a fait l'objet de plusieurs études et travaux d'exploration depuis les années 1930. La dernière étude réalisée est celle de Rocheleau et al. (1997) portant sur la synthèse stratigraphique, paléogéographique et gîtologique de cette région. Cette étude comprend également une caractérisation géochimique détaillée des différentes unités volcaniques de cette région.

Bien que la région soit relativement bien étudiée, jusqu'à maintenant il n'y a pas d'indices de type SMV répertoriés à l'est du village de Louvicourt, malgré la présence de roches volcaniques semblables à celles encaissantes les gîtes de type SMV plus à l'ouest (Rocheleau et al., 1997). Nous croyons qu'il était pertinent d'établir plus précisément les faciès et la lithogéochimie de la séquence volcanique à l'est du village de Louvicourt afin de préciser si cette région est propice pour ce type de gisement. Notre étude s'appuie largement sur le cadre stratigraphique et lithogéochimique établi par Rocheleau et al. (1997).

De plus, nous avons effectué des travaux de reconnaissance au sud de la Zone Tectonique de Cadillac (ZTC) dans la bande volcanique de Villebon pour établir la nature de certains contacts et de vérifier si cette bande peut être corrélée avec les volcanites au nord de la ZTC, comme l'avait suggéré Imreh (1984). Si cette dernière interprétation est valable, la bande volcanique de Villebon, cernée de toute part par les

métasédiments du Groupe de Pontiac et du Complexe de Trivio, pourrait receler un potentiel pour les minéralisations de type SMV.

1,3) Objectifs de l'étude

- Documenter les relations entre les unités lithologiques qui forment le Domaine de Val-d'Or (DVO) et de préciser leur caractéristiques géochimiques.
- Établir le potentiel des Formations de Val-d'Or (FVO) et de Héva (FVH) pour une minéralisation du type SMV dans la partie est du DVO (à l'est du village de Louvicourt).
- Préciser une répartition des faciès du métamorphisme et en particulier de l'association grenat-amphibole.
- Mieux comprendre le cadre structural de la région et surtout l'agencement des domaines structuraux de sa partie sud.
- Dater par la méthode U-Pb les faciès felsiques de la bande volcanique de Villebon pour vérifier si elle est contemporaine des séquences volcaniques au nord de la zone tectonique de Cadillac.

1,4) Méthodologie

- Traverses géologiques N-S transversales aux structures principales dans certains secteurs de la région.
- Cartographie détaillée de secteurs et d'affleurements clefs.
- Échantillonnage géochimique de volcanites.
- Échantillonnage pour datation isotopique (méthode U-Pb sur des zircons) de faciès volcaniques felsiques.

1,5) Remerciements

Nos remerciements vont d'abord à la participation très enthousiaste et dynamique de nos assistants géologues Benoit Cyr et Duncan MacKenzie. Nous remercions également Pascal Perron et Daniel Martel qui ont intégré les résultats de nos travaux dans le système d'information (SIGÉOM) du MRN et Nathalie Drolet qui a réalisé les figures du rapport. Nous remercions Francine Fallara pour son aide fort précieuse dans l'utilisation du logiciel MINPET. Michel Hocq a effectué plusieurs descriptions de lames

minces. Don Davis du Royal Ontario Museum a effectué la datation isotopique U-Pb sur des zircons de l'échantillon de rhyolite. M. Rodrigue Ouellet de la compagnie Ressources Aur nous a permis d'étudier certains trous de sondages effectués sur leur propriété centrée sur le lac Simon dans la Formation de Héva.

Les commentaires des lecteurs critiques, Pierre Pilote et Benoît Lafrance, ont permis d'améliorer ce document.

2,0 Géologie régionale

La région est localisée dans l'extrémité sud-est de la Sous-Province volcano-plutonique de l'Abitibi et dans la partie adjacente de la Sous-Province sédimento-plutonique du Pontiac (**figs. 1 et 2**). Plus à l'ouest, une structure tectonique majeure, la Zone Tectonique de Cadillac (ZTC), représente la limite entre ces deux sous-provinces. Dans la région du canton Vauquelin, la ZTC correspond au complexe structural volcano-sédimentaire de Trivio qui limite deux ensembles de volcanites (Rocheleau et al., 1997), englobés dans la Sous-Province du Supérieur, le Domaine de Val-d'Or au nord et le Groupe de Villebon au sud. Le Front de Grenville recoupant les structures archéennes et correspondant à la limite entre la Province du Supérieur et la Province de Grenville se situe à une dizaine de kilomètres au sud-est de la région. La localisation de la région à la jonction de ces mégastructures implique une histoire géologique complexe. La région représente le prolongement oriental du camp minier de Val-d'Or connu pour ses gisements d'or filonien et de sulfures massifs volcanogènes (SMV). Plusieurs études régionales du MRN ainsi que de nombreux travaux d'exploration des compagnies minières ont été effectués dans cette partie de l'Abitibi au cours des dernières décennies. À l'ouest de la région étudiée, le camp minier de Val-d'Or a récemment fait l'objet d'une cartographie détaillée à l'échelle 1 :20 000 (Pilote et al., 1998a,b, 1999, 2000) et d'études volcanologiques détaillées (Scott et al., 1998a,b, 1999).

Dans cette étude nous utiliserons principalement la nomenclature de Rocheleau et al. (1997) qui ont divisé les unités volcanosédimentaires de la Province du Supérieur localisées dans la région à l'est de Val-d'Or en cinq domaines lithotectoniques (**figs. 2 et 3**). Du nord vers le sud, ces domaines sont : le Domaine d'Assup, le Domaine de Garden Island, le Domaine de Val-d'Or, le Domaine de Trivio et le Domaine de Villebon.

1 – Le Domaine d'Assup est composé du Groupe d'Aurora formé principalement de basalte

tholéiitique et du Groupe d'Assup formé principalement d'andésite calco-alcaline.

2 – Le Domaine de Garden Island est un couloir de déformation subvertical composé principalement de grès, de siltstone et de mudstone finement lités.

3 – Le Domaine de Val-d'Or représente une séquence volcanique subverticale, généralement homoclinale à polarité vers le sud, avec localement des inversions de polarité vers le nord, suggérant la présence de plis. Ce domaine englobe quatre formations de roches volcaniques qui sont du nord vers le sud :

- La Formation de Dubuisson composée de volcanites mafiques-ultramafiques effusives d'affinité tholéiitique et komatiitique.
- La Formation de Jacola composée de volcanisme effusif mafique-ultramafique d'affinité tholéiitique et komatiitique.
- La Formation de Val-d'Or composée de volcanisme effusif, généralement intermédiaire, et volcanoclastique d'affinité tholéiitique à calco-alcaline.
- La Formation d'Héva composée de volcanisme mafique-intermédiaire effusif et volcanoclastique d'affinité tholéiitique et calco-alcaline.

Dans l'étude de Pilote et al. (2000), les Formations de Jacola, de Val-d'Or et de Héva sont regroupées au sein d'une nouvelle unité stratigraphique soit le Groupe de Louvicourt. La Formation de Dubuisson et l'unité sous-jacente, la Formation de la Motte-Vassan, appartiennent au Groupe de Malartic (Imreh, 1984).

4- Le Domaine de Trivio est un couloir de déformation englobant des blocs lithotectoniques d'origine sédimentaire et volcanique.

5- Le Domaine de Villebon englobe à la fois la séquence sédimentaire gréséo-pélimitique du Groupe de Pontiac et la bande volcanique du Groupe de Villebon composée de volcanisme effusif de compositions variant de basalte magnésien à andésitique, d'affinité tholéiitique à komatiitique.

Selon un modèle géologique récemment proposé par Rocheleau et al. (1997), la région représenterait un assemblage tectonique formé de cinq domaines distincts. Ce modèle propose une corrélation lithostratigraphique entre les différentes unités définies à l'intérieur de chaque domaine lithotectonique; alors qu'une corrélation entre les unités appartenant aux

domaines distincts est serait problématique. Le magmatisme intrusif est représenté par des massifs pré-tectoniques (les Filons-ouches de Vicour et de Croinor) et syn- à tarditectoniques (le Pluton de Bevcon et le Batholite de Pershing).

3,0) Géologie locale

Dans cette section nous décrivons les caractéristiques particulières de certains ensembles lithotectoniques de la région centrée sur le canton de Vauquelin.

3,1) Le Domaine de Val-d'Or

À l'est de la rivière Louvicourt, le Domaine de Val-d'Or est limité au nord par un couloir de déformation, le Domaine de Garden Island, et au sud par un autre couloir de déformation, le Domaine de Trivio (Rocheleau et al., 1997; **fig. 2**). Il correspond à l'extension vers l'est d'une partie du flanc sud de l'Anticlinal majeur de La Motte - Vassan définit plus à l'est dans la région de Malartic et de Val-d'Or par Imreh (1984). À grande échelle, le Domaine de Val-d'Or est composé d'une séquence homoclinale sub-verticale à polarité généralement vers le sud qui comprend, de la base au sommet, la Formation de Jacola, la Formation de Val-d'Or et la Formation de Héva (Rocheleau et al., 1997). Les affleurements visités lors de nos travaux appartiennent majoritairement aux Formations de Val-d'Or et de Héva ainsi qu'au Complexe de Trivio.

3,1,1) La Formation de Jacola

La Formation de Jacola forme une unité qui occupe la partie NE de la région étudiée, à l'ouest de la rivière Louvicourt (**fig. 2**). Elle est composée de coulées massives, coussinées et bréchiques de composition basaltique à andésitique, interlitées de coulées ultramafiques (Rocheleau et al., 1997). Les laves ultramafiques se terminent sur une faille orientée vers le NE qui suit la rivière Louvicourt (**fig. 2**). Aucun horizon ultramafique n'a été documenté à l'est de la rivière. Les horizons ultramafiques forment des crêtes allongées sur la carte aéromagnétique régionale du MRN, ces crêtes ne se poursuivent pas au-delà de la rivière Louvicourt.

3,1,2) La Formation de Val-d'Or

À l'ouest de la rivière Louvicourt, la Formation de Val-d'Or est en contact stratigraphique avec les laves

mafiques et ultramafiques sous-jacentes de la Formation de Jacola. À l'est de cette rivière la Formation de Val-d'Or est en contact avec le couloir de déformation du Domaine de Garden Island.

Dans l'étude de Rocheleau et al., (1997), la Formation de Val-d'Or est divisée dans une partie inférieure au nord, formée de coulées massives coussinées et bréchiques de basaltes et d'andésites, et une partie supérieure au sud où les faciès volcanoclastiques de composition andésitique et de basalte-andésitique dominant (**fig. 2**). Dans les roches volcanoclastiques, les faciès les plus abondants sont des tufs polymictiques à blocs et à lapilli et quelques horizons de tufs à cristaux de plagioclase (Rocheleau et al., 1997). Les laves de la Formation de Val-d'Or sont d'affinité tholéiitique à calco-alcaline sur le diagramme de Jensen, avec des rapports de Zr/Y variant entre 3 et 9 (Rocheleau et al., 1997). Les coulées d'andésite et de basalte de la partie inférieure de la formation, à l'ouest et au sud du lac Guégen, ont des rapports Zr/Y de 1,29 à 5,22 indiquant une affinité tholéiitique à transitionnelle. Les volcanoclastites sont regroupées dans le champ calco-alcalin sur le diagramme de Jensen, avec des rapports Zr/Y de 3 à 18 (Rocheleau et al., 1997). La majorité des volcanoclastites et les laves de la partie supérieure de la Formation de Val-d'Or, localisées au sud du lac Guégen, ont des rapports Zr/Y inférieures à 5 (Rocheleau et al., 1997) indiquant que le volcanisme dominant de la partie supérieure de la Formation de Val-d'Or est d'affinité tholéiitique.

Dans le secteur étudié, la partie ouest de la portion volcanoclastique de la Formation de Val-d'Or est formée d'un assemblage de laves et de tufs intermédiaires à felsiques (**figs. 2 et 4**). Cet assemblage est centré sur le village de Louvicourt et est limité au nord par des coulées d'andésite de la partie inférieure de la Formation de Val-d'Or et au sud par le filon-couche gabbroïque de Vicour et les laves massives dacitiques de la Formation de Héva. Cet assemblage intermédiaire-felsique correspond à l'extension vers l'est d'une séquence volumineuse volcanoclastique de composition intermédiaire-felsique localisée au sud du pluton de Bevcon (Pilote et al. 1998a,b). À l'est du lac Simon, les zones d'affleurements deviennent plus éparpillées. Nous n'avons reconnu que quelques niveaux, d'épaisseur métrique à décimétrique et d'étendue latérale limitée, de laves et de tufs de composition andésitique à dacitique interlités dans une séquence dominée par des volcanoclastites de composition andésitique à basaltique. La présence de centres volcaniques intermédiaires à felsiques ne peut être exclue vu l'absence d'affleurements dans certains secteurs et le fait que nous n'avons pas effectué une compilation de forages.

L'assemblage volcanique de composition andésitique à dacitique centré sur le village de Louvicourt est l'hôte de l'indice Cu-Zn Lugold de type SMV (**fig. 4**). C'est l'indice de type SMV localisé le plus à l'est dans la Formation de Val-d'Or. Les roches encaissantes sont des andésites et des dacites massives à tufacées. Les strates sont orientées entre 60° et 75° avec des pendages sub-verticaux vers le nord ou le sud. Les polarités déterminées dans des lits de tufs turbiditiques granoclassés indiquent un sommet vers le sud. L'horizon minéralisé est composé de pyrite-chalcopyrite-sphalérite disséminée ou en veinules dans des tufs andésitiques/dacitiques (54-70% SiO₂) d'affinité transitionnelle à calco-alkaline (Zr/Y : 5-16) (Bubar et Hartley, 1987). Il a une épaisseur entre 1 et 5 m et a été suivi sur 1600 m latéralement. Cet horizon comprend deux zones minéralisées, la zone Ouest et la zone Est dont les meilleures intersections en forage sont de 1,08% Cu, 5,06% Zn sur 4,25 m et de 17,14% Zn, 0,70% Cu sur 3,66 m respectivement (Bubar et Hartley, 1987).

Les affleurements situés au nord de la zone est sont composés de dacite massive sphérolitique avec localement des interlits d'échelle métrique de tufs lités (**planche 1a**). L'analyse d'une coulée massive (99019-B1) montre une teneur en SiO₂ de 69,9 %. Ces laves massives sont faiblement à fortement séricitisées, l'analyse (99019-B1) montre de faibles teneurs en CaO (0,15 %) et Na₂O (0,48 %) avec des valeurs d'indices d'altération très élevées, Ishikawa (87), chlorite (93) et de séricite (75). Des dykes subverticaux de même composition, orientés N-S, recoupent les laves (**planche 1a**). Plus à l'ouest, sur la rive du lac Endormi, un échantillon de lave massive (99017-A1) indique une composition limitrophe andésitique-dacitique (61,9 % SiO₂), cette unité est nettement plus fraîche avec une teneur élevée en Na₂O (4,38 %) et faible en K₂O (0,77 %). Ces coulées massives sont d'affinité transitionnelle avec des rapports Zr/Y de 5,58 à 6,3.

Plus au sud, à proximité de la zone minéralisée est, sur un décapage d'environ 100 m de diamètre, nous avons effectué une coupe stratigraphique (**fig. 4**). Une séquence volcanoclastique de composition intermédiaire/felsique qui affleure sur cet affleurement a une épaisseur d'environ 50 m (**fig. 5**). La partie inférieure de la séquence (0-22 m) est composée principalement de tuf à lapilli monogénique, l'intervalle entre 0 et 8 m contient un tuf à lapilli felsiques, massif sans stratification avec une patine blanchâtre et rouillée. Les fragments sont généralement blanchâtres, en relief positif et dont les contours sont difficiles à discerner de la matrice rouillée plus schisteuse. Ces fragments sont massifs, très faiblement vésiculaires, à grain fin et sans

cristaux de quartz ou de feldspath. Entre 5 % et 20 % des fragments sont des ponces de couleur gris verdâtre, en relief négatif. Les vésicules sont remplies de quartz secondaire en relief positif. Des fragments pyritisés (1 %) ont été observés (**planche 1b**). Des amas d'échelle métrique de pyrite disséminée et en veinule sont visibles. Cette unité est nettement plus rouillée que le reste de la séquence. L'analyse de ce tuf à lapilli (99015-A1) montre une composition dacitique (65,1 % SiO₂) avec une séricitisation d'intensité variable. Les teneurs en CaO (0,18 %) et en Na₂O (0,34 %) sont faibles alors que la teneur en K₂O (2,01 %) est élevée. Les valeurs des indices d'altération sont très élevées, Ishikawa (93), chlorite (95) et séricite (86). Ce tuf a un rapport Zr/Y de 6,7 indiquant une affinité transitionnelle, semblable aux laves sous-jacentes.

L'intervalle de 11 à 16 m renferme un tuf à lapilli felsiques (20-40%), blanchâtres, à grain fin sans cristaux ou vésicules dans une matrice de tuf grossier. L'intervalle de 16-20 m est formé d'une lave felsique massive de couleur gris pâle à grain très fin, avec une patine rouillée lisse. Des textures de litage de flux sont visibles sur 10 cm d'épaisseur dans la partie inférieure et supérieure de l'unité. Cette unité renferme des veinules et des amas de PY disséminée. Elle représente probablement un dyke felsique qui recoupe à angle très faible la stratification.

La partie supérieure de la séquence (22-52 m) est composée de lits turbiditiques, de 10 cm à 2-4 m d'épaisseur, de tufs et de tufs à lapilli massifs à granoclassés, montrant une polarité systématique vers le sud (**planche 1c, 1d**). Plusieurs des divisions de la séquence de Bouma ont été reconnues dans la séquence mesurée. Les lits renferment typiquement une partie inférieure massive à granoclassée (Ta) passant graduellement à un horizon de tuf grossier faiblement stratifié (Tb), surmonté généralement par de minces horizons de tufs fins laminés (Td). Les tufs à lapilli renferment de 20 à 45% de lapilli blanchâtres subarrondis dans une matrice gris foncé composée de tuf grossier. Localement, des fragments chloritisés noir à gris vert très foncé sont visibles. Les tufs grossiers sont généralement massifs à faiblement stratifiés, localement laminés, et sont de couleur gris moyen à foncé. Les tufs fins se caractérisent par une alternance de laminations blanchâtres et de laminations gris foncé de 3 à 20 mm d'épaisseur. Localement, ils ont un aspect chertueux avec une couleur gris pâle. À 31,7 m, dans un horizon de tuf fin localisé sous un horizon de tuf à lapilli, des structures de flammes et des laminations convolutées ont été observées (**planche 1d**).

La partie sommitale de la séquence (34-52 m) renferme des horizons de tufs à lapilli massifs à

faiblement stratifiés, passant localement à des horizons de tufs grossiers faiblement stratifiés. La minéralisation, sous forme de pyrite disséminée et en veinule, est distribuée en amas de forme irrégulière d'échelle métrique dans la séquence.

La schistosité (S1) est généralement bien développée avec une orientation générale de 260° avec un pendage de 80° – 85° vers le nord. Les plans de litage (S0), orientés entre 60° et 75° , ont une relation anti-horaire avec la schistosité. Les intersections S0/S1 ont des plongées abruptes vers le N et le NW.

Cette séquence de tufs turbiditiques granodécroissants vers le sommet de composition dacitique est semblable à celle présente à la mine Louvicourt (Moorhead et al., 1998), un gisement de Cu-Zn de type SMV, localisé plus à l'ouest dans la partie inférieure de la Formation de Val-d'Or. La présence de fragments de pyrite ainsi que des veinules de pyrite et de la pyrite disséminée indique que le système hydrothermal a été actif avant et après la déposition des tufs. Ce type de minéralisation et les roches dacitiques encaissantes sont absents des zones d'affleurements localisées plus à l'est au sud du lac Guégen. Ainsi, la portion de la Formation de Val-d'Or la plus intéressante pour les minéralisations de type SMV serait apparemment restreinte au secteur localisé entre la rivière Louvicourt et le lac Simon. Cette interprétation n'est pas définitive vu la présence de larges zones sans affleurements à l'est de l'indice Lugold qui pourraient receler des centres intermédiaires-felsiques minéralisées.

Plus à l'est, la séquence volcanoclastique de la partie supérieure de la Formation de Val-d'Or est dominée par des horizons de tufs à lapilli et blocs (**planche 1e**), intercalés de coulées de laves massives et coussinées. Nos échantillons de laves et de tufs mafiques sont des basaltes ($47,7$ à $52,5$ % SiO_2), d'après les diagrammes AFM et de Jensen ils sont tholéiitiques (**fig. 6**). Les rapports Zr/Y de $2,53$ à $3,55$ indiquent également une affinité tholéiitique. Cette séquence volcanoclastique mafique est intercalée de quelques horizons de laves massives, de tufs, de tufs à lapilli et de tufs à cristaux de plagioclase de composition intermédiaire (**planche 1f**). Les laves massives ont une composition andésitique. Sur les diagrammes AFM et de Jensen ces laves ont une affinité tholéiitique à calco-alcaline. Les rapports Zr/Y varient de $3,58$ à $5,41$, indiquant une affinité tholéiitique à transitionnelle. Les tufs ont une composition andésitique à dacitique. Sur les diagrammes AFM et Jensen ils se répartissent dans le champ tholéiitique. Ils ont des rapports Zr/Y de $2,85$ à $4,42$, indiquant une affinité tholéiitique.

Des dykes felsiques, porphyriques en plagioclase, recoupent les roches volcaniques. Ces dykes ont une composition dacitique et une affinité calco-alcaline avec des rapports Zr/Y de $10,78$ à $27,67$.

3,1,3) La Formation de Héva

Dans la région étudiée, la Formation de Héva forme un biseau encaissé dans la partie supérieure de la Formation de Val-d'Or. Ce biseau s'amincit d'ouest vers l'est et se termine à deux kilomètres à l'est de la limite sud du lac Simon. La nature de ce biseau, stratigraphique ou structurale, demeure incertaine. Une discussion sur celui-ci est présentée dans la section des corrélations stratigraphiques.

La Formation de Héva est composée de laves massives, bréchiques et localement coussinées de composition basaltique à rhyolitique (Martin, 1991; Sauvé, 1995; Rocheleau et al., 1997). Une des textures diagnostiques de la formation est l'abondance de sphérolites de 2 mm à 2 cm de diamètre, particul rement dans les coulées massives de composition intermédiaire à felsique. Des horizons de tufs   lapilli et blocs, renfermant des fragments felsiques et mafiques dans une matrice mafique à grain grossier, ont été reconnus au sud du lac Simon (Martin, 1991). L'affinité des laves est franchement tholéiitique, avec des rapports de Zr/Y autour de $3,0$ (Sauvé, 1995; Rocheleau et al., 1997). Des intrusions felsiques porphyriques en plagioclase et quartz et des intrusions mafiques de gabbro recoupent l'assemblage volcanique.

La partie sud de la formation affleure relativement bien le long de la route 117 et au sud du lac Simon. Dans ce secteur, la Formation de Héva est constituée d'une séquence plus ou moins continue de laves intermédiaires à felsiques d'affinité tholéiitique, avec la prépondérance de laves dacitiques sphérolitiques (Sauvé, 1995). Ces laves sont de couleur gris-vert sombre et sont localement magnétiques. La partie centrale de la formation est composée de tufs mafiques à tendance transitionnelle (Martin, 1991). Des corps lenticulaires subvolcaniques de composition andésitique   rhyolitique sont intercalés dans la séquence effusive. Dans la partie ouest, le contact avec la Formation de Val-d'Or encaissante n'affleure pas. Des zones de cisaillements ont été observées à la terminaison du biseau de la Formation de Héva. Certaines d'entre-elles se prolongent dans la partie centrale de la formation où elles sont marquées par la présence de dykes felsiques. Cette série de failles subparallèles à la Zone Tectonique de Cadillac s'étend vers l'est sur une distance de quelques kilomètres (**fig. 2**).

Dans le secteur du canton Vauquelin, les laves mafiques de la Formation de Héva sont peu abondantes. Deux échantillons (8, 99011-A1) prélevés près de la limite sud de la Formation ont des compositions basaltiques et andésitiques (fig. 7), sur les digrammes AFM et Jensen ils sont clairement d'affinité tholéiitique (fig. 7). Les rapports Zr/Y sont de 2,52 et 2,73 indiquant également une affinité tholéiitique. Deux échantillons ont été prélevés dans les filons-couches mafiques. Ces filons-couches ont une granulométrie variable et semblent représenter des intrusions hypovolcaniques co-magmatiques aux laves du Héva. Ils ont des compositions andésitiques (fig. 7) et se situent dans le champ tholéiitique sur les diagrammes de AFM et de Jensen. Leurs rapports Zr/Y (2,38 et 2,40) indiquent également une affinité tholéiitique. Les laves intermédiaires et felsiques sont massives, de couleur gris-vert foncé, et présentent communément une texture sphérolitique (Rocheleau et al., 1997; Sauvé, 1995) caractérisée par des sphères blanchâtres de 1 mm à 2 cm de diamètre en relief positif (planche 2a). Communément, les laves intermédiaires-felsiques sont magnétiques et renferment de 2 à 4 % de magnétite disséminée. Ces laves sont de composition dacitique à rhyolitique (60,2 à 77,70 % SiO₂) (fig. 7). Sur les diagrammes de AFM et de Jensen (fig. 7) elles se répartissent exclusivement dans le champ tholéiitique. Les rapports Zr/Y varient de 2,38 à 3,21 indiquant également une affinité tholéiitique.

Sauvé (1995) a effectué des coupes lithostratigraphiques dans la Formation de Héva à l'est de Val-d'Or, particulièrement dans l'horizon de laves massives sphérolitiques (figs. 2 et 8). La partie qui suit provient essentiellement de ses travaux. Cet horizon de laves massives sphérolitiques de composition dacitique et d'affinité tholéiitique, désigné comme l'Unité de Norman, a été reconnu sur une distance de 25 km entre le pluton de East Sullivan à l'Ouest et le lac Simon à l'est (fig. 2). L'unité sphérolitique forme une bande de 500 à 900 m de largeur sur presque l'ensemble de sa longueur, dans la partie est sa largeur atteint 1300 à 1400 m le long de la coupe de la route 117, à l'extrémité est du canton de Louvicourt. Cette épaisseur inclue des horizons de tufs mafiques transitionnels qui n'affleurent pas le long de la route 117 mais qui ont été observés un peu plus à l'est (Martin, 1991). Les pendages des strates sont subverticaux, ainsi la largeur apparente correspond approximativement à l'épaisseur réelle s'il n'y a pas de dédoublement tectonique ou de plissement. Par contre, la présence de plusieurs filons-couches synvolcaniques et de dykes de porphyre felsique calco-alcalin plus tardifs viennent épaissir l'unité. Sans les roches intrusives, l'épaisseur de l'unité est généralement de 300 à 500 m dans la partie ouest et atteint 1000 m au sud du village de Louvicourt. La proportion de

pyroclastites par rapport aux laves semble augmenter vers l'ouest. À l'est, près de la route 117, les laves sont abondantes et les intercalations de volcanoclastites sont rares. Plus à l'ouest, dans les secteurs des gîtes de Lapaska et Louvicourt Gold Fields, les intercalations de tufs sont communes, atteignant plusieurs dizaines de mètres. Les volcanoclastites comprennent des tufs à lapilli, à blocs et à cristaux. Les fragments sont d'aspect et de composition variable. Les tufs sont d'affinité calco-alcaline. Dans le secteur du gîte d'Akasaba, ils sont d'affinité transitionnelle (Vorobiev, 1998).

Les laves massives sphérolitiques ont des compositions andésitiques à rhyolitiques (55 à 75 % SiO₂), les dacites étant les plus abondantes. Les laves les plus siliceuses sont concentrées dans le secteur de la route 117 et au sud du lac Simon. Leur rapport Zr/Y indique une affinité clairement tholéiitique. Les laves felsiques tholéitiques sont peu explosives d'après la rareté de tufs de même composition. La faible épaisseur des coulées (3-10 m), leur aspect aphyrique et la faible proportion de laves bréchiques, indiquent que les laves étaient relativement fluides. Ces caractéristiques contrastent fortement avec les dacites et les rhyolites transitionnelles à calco-alcalines de la Formation de Val-d'Or où les tufs abondent et les laves sont communément porphyriques.

Les laves mafiques de la Formation de Héva localisées au sud de l'unité sphérolitique sont des basaltes et des andésites basaltiques d'affinité tholéiitique plutôt riches en fer et titane (Sauvé, 1995). Ces laves sont également intercalées d'horizons volcanoclastiques de composition mafique à intermédiaire d'affinité tholéiitique, transitionnelle et calco-alcaline. Cette unité mafique est très mince dans le secteur au sud du lac Simon, elle s'épaissit rapidement vers l'ouest dans le secteur de la mine Sigma 2

En résumé, d'après les travaux de Sauvé (1995) la Formation de Héva présente des changements prononcés de faciès d'est vers l'ouest :

- 1) le volcanisme tholéiitique felsique abondant dans le secteur à l'est près du lac Simon diminue en épaisseur vers l'ouest.
- 2) La proportion d'intercalations de roches volcanoclastiques dans les laves felsiques augmente vers l'ouest
- 3) l'épaisseur de l'unité de laves mafiques d'affinité tholéiitique qui surmontent les laves felsiques augmente rapidement entre le secteur du lac Simon et

celui de la mine Sigma 2. Plus à l'ouest, la proportion de volcanoclastites intercalées dans les laves mafiques augmente.

Si le biseau de la Formation de Héva, encaissé dans la Formation de Val-d'Or, est stratigraphique plutôt que structural, la répartition des unités lithologiques et les changements de faciès peuvent être interprétés dans un cadre lithostratigraphique. L'origine du biseau est discutée dans la section portant sur les corrélations stratigraphiques. Considérant que les laves felsiques ont une viscosité supérieure à celle des laves mafiques, l'abondance de laves felsiques dans le secteur du lac Simon pourrait indiquer la proximité d'un conduit magmatique nourricier de la Formation de Héva. Le pincement rapide de la Formation de Héva vers l'est suggère la présence d'un haut topographique à l'est qui aurait limité l'épanchement des laves dans cette direction. Le haut topographique pourrait être une faille normale, à angle fort avec le litage actuel, qui aurait un mouvement normal du bloc ouest par rapport à celui plus à l'est (voir fig. 9). Il est possible aussi que les laves felsiques forment un dôme constructif asymétrique sur les volcanoclastiques de la Formation de Val-d'Or. L'épaississement de la Formation de Héva vers l'ouest marqué par l'augmentation de l'épaisseur des laves mafiques et des volcanoclastites intercalées (Sauvé, 1995) suggèrent que le centre du bassin actif, lors de la mise en place de la Formation de Héva, est à l'ouest du canton de Vauquelin, vers le pluton de East Sullivan dans le canton de Bourlamaque.

Il est intéressant de noter qu'au nord de la Formation de Héva, le lac Simon est le site de la transition dans la Formation de Val-d'Or entre l'unité volcanoclastique/effusive de composition prédominante dacitique-andésitique d'affinité transitionnelle, qui affleure au sud du pluton de Bevcon et sur le gîte de Lugold, et l'unité volcanoclastique/effusive de composition prédominante basaltique à andésitique d'affinité tholéiitique à transitionnelle qui affleure à l'est du lac Simon. Ainsi, le lac Simon marque peut-être l'emplacement d'une structure syn-volcanique active durant la mise en place des Formations de Val-d'Or et de Héva (figs. 2 et 9).

3,2) Le Domaine de Trivio

D'après les travaux de Racine (1989) et Rocheleau et al. (1997), le Domaine de Trivio est composé d'un complexe structural renfermant des bandes lenticulaires de roches sédimentaires et de roches volcaniques mafiques, en contact cisailé les unes par rapport aux autres. Les roches sédimentaires forment une séquence rythmique de turbidites

proximales, composées de grès fins et de siltstones, interstratifiées de niveaux de conglomérats et de formation de fer à magnétite. D'après l'étude de Marquis et Goulet (1987) les unités sédimentaires des Groupes de Trivio et de Graden Island présentent plusieurs similitudes lithologiques et faciologiques. Ces auteurs suggèrent une corrélation entre ces deux groupes autour d'une structure anticlinale centrée sur le Batholite de Pershing.

Les roches volcaniques sont regroupées à l'intérieur de 2 bandes principales et comprennent principalement des coulées basaltiques et andésitiques au faciès massif, coussiné et plus rarement bréchique (Racine, 1989; Rocheleau et al., 1997; **planche 2b**). Quelques analyses de laves mafiques indiquent des teneurs élevées en MgO (10,02 %, 13,42 % et 17,06 %), compatibles avec des compositions de basaltes magnésiens (Rocheleau et al., 1997). Dans leur étude, les basaltes et les andésites ont des rapports Zr/Y variant entre 2 et 6, ils sont regroupés dans deux tendances, la première avec un rapport Zr/Y de 2,5 serait tholéiitique et la deuxième, moins abondante, avec un rapport Zr/Y de 5,5 serait transitionnelle. Les roches volcanoclastiques ont des compositions plus felsiques (SiO₂ 53 à 73 %), généralement dacitique (Rocheleau et al., 1997). Ils ont des rapports Zr/Y variant entre 2 et 12. Aucune datation isotopique par la méthode U-Pb n'a été effectuée sur les roches volcaniques du Trivio.

D'après l'étude de Racine (1989), la bande volcanique nord du Trivio est composée essentiellement de basalte tholéiitique alors que les volcanites de la bande sud sont plutôt des andésites tholéiitiques. Les laves ont des rapports Zr/Y variant entre 2,21 et 5,49, la grande majorité des laves analysées ont des rapports plus faibles que 4, indiquant clairement leur affinité tholéiitique. Les laves des deux bandes forment une même droite sur un diagramme Zr-Y, indiquant que celles-ci sont probablement comagmatiques (Racine, 1989).

Berclaz (1993) a fait une étude sur le métamorphisme et la géochimie du Complexe de Trivio. La bande volcanique nord est composée d'une suite sub-alkaline comprenant des basaltes tholéiitiques riches en fer et des andésites tholéiitiques. Leurs ratios Zr/Y varient entre 1,83 et 2,67. Les roches effusives et volcanoclastiques de la bande volcanique sud ont des compositions de basalte et d'andésite, ils appartiennent à la même suite sub-alkaline tholéiitique. Leurs ratios Zr/Y varient de 2,48 à 5,65 indiquant un rapprochement avec le champ transitionnel, aucune différence n'a été notée entre les laves et les volcanoclastiques (Berclaz, 1993).

Nos échantillons ont été prélevés presque exclusivement dans les horizons de laves mafiques massives et coussinées et dans les filons-couches de gabbro. Les analyses indiquent des compositions de basalte et d'andésite d'affinité tholéiitique avec des rapports Zr/Y de 2,24 à 3,33 (fig. 10). Un échantillon de dacite massive a livré une teneur de SiO₂ de 67,10 % et un rapport Zr/Y de 24,5. Ce rapport est sans doute faussé par la teneur très faible en Y de 4 ppm.

3,3) Domaine de Villebon

Nous avons effectué quelques traverses dans le but d'évaluer certains aspects précis de la géologie de ce domaine, notamment:

- 1- La nature du contact entre les volcanites du Groupe de Villebon et les sédiments du Groupe de Pontiac.
- 2- Prélever quelques échantillons lithogéochimiques pour caractériser la nature des volcanites effusives du Groupe de Villebon.
- 3- Prélever un échantillon dans les roches felsiques du Groupe de Villebon pour effectuer une datation isotopique par la méthode U-Pb sur des zircons.

Dans cette optique des affleurements ont été visités dans 3 secteurs:

- Dans la partie ouest du groupe le long du lac Trivio et de la rivière Louvicourt
- Dans la partie centre-nord du groupe le long de la rive est du lac Villebon
- Dans la partie centrale du groupe entre les lacs Villebon et Cooper

3,3,1) Groupe de Villebon

Ce groupe renferme un assemblage de roches volcaniques variées comprenant des laves massives, coussinées et bréchiées. Leurs compositions sont très variables, comprenant des laves ultramafiques, des basaltes magnésiens, des basaltes et des andésites (Rocheleau et al., 1997). Le faciès bréchié est très abondant dans certains secteurs. Nous avons analysé 10 échantillons de ce groupe. La composition des laves mafiques varie de basalte (47,6 % SiO₂) à andésite (58,3 % SiO₂). Sur le diagramme AFM (fig. 11), les basaltes se partagent entre les champs tholéiitique et calco-alcalin, par contre les pertes au feu et les valeurs de K₂O de plusieurs échantillons sont élevées. Les rapports de Zr/Y varient entre 2,60 et 3,38, indiquant une affinité

franchement tholéiitique. L'échantillon d'andésite (99040-A1) prélevé dans le secteur de l'horizon felsique situé au sud du lac Villebon est d'affinité tholéiitique à calco-alcaline sur diagrammes AFM et Jensen, le rapport Zr/Y de 4,76 est plus élevé que les basaltes et est près du champ des laves transitionnelles de 5-7.

Des horizons ultramafiques de 2 à 20 m sont intercalés dans la séquence de laves mafiques. Ces horizons sont interprétés comme extrusifs (Imreh, 1984). Des textures propres aux coulées tels que des surfaces de refroidissement rapide avec une texture en croûte de pain ont été observées. Deux échantillons (99027-A1, 99033-B2) prélevés pour analyse montrent des teneurs riches en MgO (20,5 et 20,3 %). Sur le diagramme de Jensen, ces laves sont situées dans le champ des basaltes komatiitiques (fig. 9).

Il existe dans la partie centrale du groupe, au sud du lac Villebon, un horizon de lave felsique d'une largeur maximum de 450 m qui affleure sporadiquement sur 3 km de longueur (fig. 2). Cet horizon est encaissé par des laves mafiques. Le contact avec les laves mafiques n'a pas été observé, nous assumons que ce contact est stratigraphique. Cette unité est gris pâle en surface altérée et gris foncé à beige en surface fraîche. Nous avons observé que des roches massives, à grain fin avec localement 2-3% de petits porphyres de plagioclase et quelques porphyres isolés de quartz. La qualité d'affleurements ne permet pas d'observer les contacts de coulées. En lame mince, cette roche contient des cristaux prismatiques de plagioclase (1 mm) dans une matrice riche en cristaux de plagioclase et quartz, avec un pourcentage variable en biotite et séricite (5-15%; 99039-A2). Une seule analyse de l'unité felsique non-altérée a été réalisée (99039-A2). Elle indique une composition rhyolitique (SiO₂ 77,2%) et une affinité transitionnelle près de la limite (7) du champ calco-alcalin (Zr/Y 6,65; 99039-A2). Cette unité présente localement des zones d'altération enrichie en séricite, conférant une couleur jaunâtre à la roche. En lame mince nous avons observé 30% de séricite. L'analyse de la rhyolite altérée (99039-A1) montre un enrichissement en K₂O, en MgO et en perte au feu et un appauvrissement prononcé en Na₂O et CaO par rapport à la roche fraîche (JM-99039-A2). Les index d'altération d'Ishikawa (92,8 %), de chlorite (81,0 %) et de séricite (92,3 %) sont très élevés (99039-A1). Nous avons prélevé un échantillon de 30 kg pour effectuer une datation isotopique par la méthode U-Pb sur des zircons. Dans le rapport de Davis (2000), il mentionne que cet échantillon a livré une quantité modérée de zircons, sous forme de petits grains prismatiques idiomorphes. Sur un graphique 206Pb/238U-207Pb/235U, les grains individuels de zircons sont discordants que de 0,2 % et 0,1 %, une analyse

multigrains est légèrement discordante (0,5%) (**fig. 12; tableau 1**). L'âge de la cristallisation ignée de la roche est estimé à $2703,1 \pm 0,9$ Ma (Davis, 2000).

3,3,2) Groupe de Pontiac

Nous avons visité seulement qu'une dizaine d'affleurements de ce Groupe, tous situés à proximité de la limite ouest du Groupe de Villebon. Dans ce secteur, le Groupe de Pontiac est formé d'une séquence siliciclastique homoclinale subverticale, renfermant des lits de 2 à 30 cm d'épaisseur de siltstones et de grès. La majorité des lits sont massifs, les lits granoclassés montrent systématiquement des polarités vers le sud ou l'ouest, en s'éloignant du contact avec le Villebon. La schistosité est subparallèle au litage. En lame mince les lits sont composés d'une matrice granoblastique de quartz-feldspath et d'un pourcentage variable de biotite, de muscovite et de chlorite.

3,4) Batholite de Pershing

Le Batholite de Pershing, avec une superficie de près 100 km², couvre la partie est du canton de Vauquelin ainsi que la plus grande partie du canton de Pershing. Il représente l'intrusion la plus volumineuse de la région et varie en composition de granitique à granodioritique à phénocristaux de hornblende (Rocheleau et al., 1997). Sa mise en place est interprétée comme étant syn- à tardi-tectonique (Rocheleau et al., 1997).

3,5) Métamorphisme régional et zones métasomatiques

Dans l'étude de Rocheleau et al. (1997) cinq faciès métamorphiques ont été reconnus :

- 1) un faciès régional faible de la Province du Supérieur
- 2) un faciès de cornéennes à amphibole en périphérie du pluton de Pershing
- 3) un faciès hydrothermal dans la Zone Tectonique de Cadillac
- 4) un faciès régional moyen dans la zone de bordure du Front de Grenville
- 5) un faciès régional élevé du Front de Grenville

Une répartition spatiale des associations minérales métamorphiques, observées sur le terrain, reflète une forte variabilité des conditions de température et de pression (**fig. 2**). Lors de nos travaux nous avons noté trois tendances principales :

- a) un métamorphisme régional du faciès schiste vert dans les volcanites du Domaine de Val-d'Or et de Trivio. Le Domaine du Villebon est au faciès amphibolitique
- b) un agencement concentrique zoné relié au métamorphisme de contact autour du Batholite de Pershing;
- c) un agencement linéaire zoné correspondant à un système de failles WNW –ESE dans la partie sud du Domaine de Val-d'Or et dans le Domaine de Trivio.

La zonalité de l'auréole de contact est bien définie à l'est du batholite de Pershing pluton par l'isograde staurotite - grenat / biotite - grenat; par contre au sud-ouest, vu le manque de données, on n'observe qu'une partie de l'auréole, représentée par un assemblage hornblende - biotite.

3,5,1) Formation de Val-d'Or

Dans la partie sud de la Formation de Val-d'Or, deux zones linéaires (zones 2 et 3) avec une association grenat-amphibole-chlorite-calcite-quartz (**planche 2c, 2d**) perturbant le champ relativement homogène du faciès des schistes verts (chlorite ± biotite) sont associées aux cisaillements du type chevauchement – coulissement avec des pendages abrupts vers le nord (**fig. 2**). Localement, un assemblage sulfuré de pyrite-pyrrhotine-chalcopyrite-sphalérite accompagné d'une minéralisation de Ag-Zn est associée au cisaillement nord (**zone 2; figs. 2, 13, 14**). Cet assemblage semble être formé durant le stade rétrograde de déformation avec une décomposition du grenat précoce et de l'amphibole syntectonique. Un assemblage métallique (sphalérite, argent natif et probablement d'autres minéraux d'argent) est associé aux zones de carbonatation dans les tufs tectonisés (Campbell, 1993). L'origine de cette minéralisation est incertaine, une association au type SMV ne peut être exclue, par contre l'association entre l'assemblage minéralogique grenat-amphibole-calcite et des zones de cisaillement est semblable à certains faciès renfermant la minéralisation Au-Ag-Cu du gîte d'Akasaba, localisé à 25 km plus à l'ouest dans une séquence volcanique adjacente à la Zone Tectonique de Cadillac (Vorobiev, 1998).

Le cisaillement sud renferme localement des zones métasomatiques caractérisées par l'assemblage grenat-amphibole-calcite (**zone 3; fig. 2**).

3,5,2) Complexe de Trivio

Dans le Complexe de Trivio, une association grenat-hornblende-calcite-quartz \pm biotite est reliée aux failles WNW-ESE délimitant des blocs contrastés (volcanites et sédiments) et marquant des zones d'un fort gradient thermique (zone 4; fig. 2). La zone nord comporte des lentilles de métasomatites riches en pyrrhotite (planche 2e, 2f), avec faibles teneurs en Au et en Cu. Ces lentilles sont orientées 260 à 280° avec des pendages de 62 à 75° vers le nord. Leur épaisseur est de 0,5 à 3 m; elles sont suivies sur une distance de 15 à 250 m. La zone sud s'étend le long de l'axe mine Chimo – indice Nordeau et correspond au contact d'un bloc de volcanites avec une bande de formation de fer. Dans cette zone avec une minéralisation économique en Au, l'association grenat-hornblende-calcite-quartz est accompagnée de pyrrhotite, arsénopyrite, chalcopryrite et pyrite.

La composition des grenats (almandine-spessartine, selon des analyses globales des roches) et l'abondance relative en hématite syntectonique (jusqu'à 2 %) dans les roches de la partie sud de la région reflètent une augmentation de la fugacité d'oxygène reliée à une ascension des blocs tectoniques situés dans cette région et probablement l'influence du Batholite de Pershing. Cette ascension s'est produite sous un régime de déformation non-coaxiale, ce qui est bien illustré par la forme sigmoïdale du pluton.

Berclaz (1993) a réalisé une étude minéralogique et géochimique des roches métasomatisées riches en amphibole et grenat, localisées au sein des bandes volcaniques du Complexe de Trivio. Les transformations des roches volcaniques et sédimentaires en amphibolites massives et schistes alumineux à grenat sont attribuées à un épisode hydrothermal antérieur à la phase principale kénorienne de déformation et de métamorphisme. Les conditions de pression-température pour cet épisode métasomatique de haute température sont évaluées à 600-700 MPa et 500-580 °C (Berclaz, 1993). Cet événement est caractérisé par des phases minéralogiques calciques, ferrifères et alumineuses, comprenant le grenat almandin, l'amphibole calcique, le plagioclase calcique, la biotite, la chlorite et la pyrrhotite (Berclaz, 1993).

3,5,3) Formation de Héva

Une association actinote-grenat-épidote-calcite-quartz accompagnée de magnétite, de pyrite et de pyrrhotite est observée couramment dans les volcanites de la Formation de Héva entre les lacs Trivio

et Simon (zone 1; fig. 2; planche 3a, 3b). Cette association, contemporaine à la déformation, peut refléter la présence d'un système hydrothermal local. Une série de dykes de diorites quartzifères et de granophyres altérés est associée à ce secteur. Un forage effectué sur la partie SW du lac Simon dans la partie centrale de la Formation de Héva a recoupé une zone d'altération d'une épaisseur de 80 m caractérisée par des volcanites épidotisées recoupées par des veinules de pyrrhotite-pyrite magnétite (Martin, 1991). Des valeurs anormales en Cu et en Au ont été rapportées, notamment : 0,527 % Cu sur 0,76 m et 0,021 oz/t Au sur 1,5 m. L'altération en épidote et les veinules de PO-PY-CP ont amené Martin (1991) à suggérer la possibilité que l'altération et la minéralisation soient analogue à celle présente dans le gîte de Cu-Au d'Akasaba.

3,5,4) Métasomatisme et minéralisation de type skarn

Le gîte Au-Ag-Cu d'Akasaba est localisé au sommet du Domaine de Val-d'Or, à proximité de la Zone Tectonique de Cadillac, à une dizaine de kilomètres à l'ouest du lac Trivio (fig. 2). Ce gîte est encaissé dans une séquence volcanique composée de tufs mafiques de coulées de basalte massives et coussinées (Sauvé, 1985). L'amas minéralisé contient de 2 à 10% de sulfures, composés de pyrrhotite, de pyrite, de chalcopryrite et de magnétite. Des sulfures complexes (Ni-Co-Ag-As-Hg) ainsi que des tellures (Bi-Ag) sont présents également (Sauvé, 1985). Les principaux minéraux d'altération sont la hornblende et l'épidote. Une étude détaillée des zones d'altération du gîte d'Akasaba (Vorobiev, 1998) a permis de reconnaître les zones d'altération de type skarn suivantes :

- Skarn progrades : grenat (grossulaire-andradite et grossulaire-almandin-spessartine), clinopyroxène, épidote, titanite et magnétite
- Skarn rétrogrades : épidote, magnétite, amphibole (hornblende, actinote), biotite, chlorite, quartz, calcite
- Minéraux métalliques : pyrrhotite, magnétite, pyrite, chalcopryrite sulfures de Fe-Ni-Co-As-Ag, tellures de Hg, Bi, Ag, or natif, électrum

Pour le gîte d'Akasaba, les paragenèses minérales, avec le remplacement successif des minéraux, démontrent un évolution d'un système hydrothermale de type skarn (Vorobiev, 1998). La composition des grenats et des autres principaux minéraux des zones d'altération (pyroxènes, amphiboles et épidote) reflète

un métasomatisme Fe-Ca typique de skarns (Vorobiev, 1998).

Dans la région étudiée, nous avons reconnu des zones d'altération linéaires à grenat-amphibole encaissées par des volcanites mafiques à intermédiaires et associées à des zones de failles longitudinales, possiblement subsidiaires à la Zone Tectonique de Cadillac. Un métasomatisme calcique-ferrique dans un environnement relativement réduit (présence locale de pyrrhotite) semble avoir été canalisé par les zones de cisaillement.

L'association minérale observée dans les volcanites de la Formation de Héva est celle qui ressemble le plus à celle observée dans le secteur du gîte d'Akasaba. Une étude géochimique et minéralogique détaillée serait nécessaire pour faire une comparaison plus détaillée entre les zones d'altération de la région étudiée et celles du gîte d'Akasaba. Il demeure possible qu'un système métasomatique Fe-Ca, localement minéralisé, d'étendue régionale soit associé aux grandes zones de failles longitudinales de cette région.

4,0) Relations stratigraphiques

4,1) Domaine de Val-d'Or

4,1,1) Formation de Val-d'Or

Il est intéressant de noter que la distribution des 3 principaux faciès volcaniques de la Formation de Val-d'Or dans la région du canton de Vauquelin, montre :

- au nord, un lithofaciès effusif de composition de basalte à andésite, principalement d'affinité tholéiitique et en moindre partie transitionnelle.
- au sud-ouest, un lithofaciès volcanoclastique/effusif de composition andésitique à dacitique d'affinité transitionnelle à calco-alkaline qui est l'hôte d'indices de type SMV.
- au sud-est, un lithofaciès dominé par des volcanoclastites, avec des coulées interlitées, de composition basaltique à andésitique d'affinité tholéiitique à transitionnelle. Cet assemblage est interlité de quelques horizons de laves et de tufs de composition intermédiaire à felsique.

Cette géométrie représente l'image miroir de l'extrémité ouest de la Formation de Val-d'Or dans le secteur de la mine Sigma, où la portion basale de la Formation de Val-d'Or est principalement composée de

coulées d'andésite d'affinité tholéiitique à transitionnelle (Pilote et al., 1998, 2000). Une séquence riche en volcanoclastites de composition andésitique surmonte les laves. Vers l'est, ces volcanoclastites mafiques deviennent moins importantes et les volcanoclastites de composition intermédiaire (andésite-dacite) d'affinité transitionnelle s'épaississent. La Formation de Val-d'Or pourrait représenter un strato-volcan, dont la base aurait un diamètre approximatif de 50 km, construit sur une plaine de laves tholéiitiques de type MORB (Imreh, 1984; Rocheleau, 1997). La partie centrale du volcan renfermant la plus grande proportion de faciès volcanoclastiques et effusifs plus évolués de composition intermédiaire à felsique, d'affinité transitionnelle à calco-alkaline qui est localisée entre le secteur de la mine Manitou à l'ouest et le lac Simon à l'est, pourrait représenter un bassin central d'une dimension de 20 km. Ce bassin est peut-être un exemple de chaudron volcanique.

La Formation de Jacola, caractérisée par la présence de coulées de composition ultramafique, ne se poursuit pas à l'est de la rivière Louvicourt (**fig. 2**). Malgré le fait que les failles orientées vers le NE qui coïncident avec le tracé de la rivière Louvicourt soient tardives, elles peuvent correspondre localement à des structures précoces qui ont influencées la lithostratigraphie du Domaine de Val-d'Or. Le pincement de la Formation de Jacola sur une faille de la rivière Louvicourt suggère la présence d'une faille syn-volcanique, qui serait peut-être l'extension de la structure du lac Simon. Il faut souligner que la zone à l'est de la rivière Louvicourt affleure très peu. Il est possible que les laves mafiques de composition basaltique et d'affinité tholéiitique présentes à l'est de la rivière Louvicourt, au nord du lac Simon, appartiennent à la Formation de Jacola plutôt qu'à la Formation de Val-d'Or. Si c'est le cas la Formation de Jacola pourrait occuper une large bande limitée au nord par le Couloir de déformation de Garden Island, à l'est par le Batholite de Pershing et au sud par les andésites transitionnelles à l'est du lac Simon. Plus à l'ouest, le contact entre les laves du Jacola et celles de Val-d'Or est interprété comme une zone de transition (Pilote et al., 2000).

4,1,2) Formation de Héva

Dans la région étudiée, la Formation de Héva (FHV) forme un biseau encaissé dans la partie supérieure de la Formation de Val-d'Or. Ce biseau s'amincit d'ouest vers l'est et se termine à deux kilomètres à l'est de la limite sud-est du lac Simon. Sur le flanc nord du biseau, le contact entre les volcanites du Val-d'Or et de Héva n'a pas été observé. Le contact nord du biseau est

caractérisé par la présence du filon-couche différencié, de composition gabbroïque, de Vicour. Il a été daté à 2706 ± 1 Ma (Pilote et al., 1998). Cette intrusion est co-magmatique avec les laves du Héva (Hébert et al., 1988, 1991; Rocheleau et al., 1997). La différenciation dans le filon-couche montre une polarité vers le sud. Une zone de cisaillement, la Faille Vicour, suit le contact nord du filon-couche (Pilote et al., en cours). Des polarités déterminées dans la séquence de tufs intermédiaires turbiditiques de la propriété Lugold, situé à 1 km au nord du contact Val-d'Or/Héva indiquent clairement une polarité vers le sud. Plus à l'est, au sud du lac Guégen, les polarités notées dans les laves coussinées de la Formation de Val-d'Or sont également vers le sud (Rocheleau et al., 1997).

La nature du contact sud du biseau de la Formation de Héva dans la Formation de Val-d'Or demeure incertaine, nous n'avons pas observé d'indications de polarité fiables ni dans les laves de la Formation de Héva ni dans les volcanoclastites plus au sud de la Formation de Val-d'Or. Des failles longitudinales, parallèles au grain tectonique régional, sont localisées au contact entre le Val-d'Or et le Héva dans le secteur où le biseau se termine (fig. 2). La partie centrale du Héva dans le secteur sud du lac Simon montre une déformation plus intense des unités, des failles et des dykes de granitoïdes associés, et un plissement plus intense des volcanites. Dans le secteur de la route 117, nous n'avons pas observé de zone de déformation intense dans les volcanites localisées près du contact entre les deux formations. Par contre, plus à l'est des zones de cisaillement ont été observées entre les deux formations.

Nous croyons que les observations de terrain sont compatibles avec trois hypothèses pour expliquer le schéma géologique de Formation de Héva dans la région du canton de Vauquelin;

4,1,2a) Pli synclinal

Le biseau de la Formation de Héva représente la partie axiale d'un synclinal (Rocheleau et al., 1997). Les polarités dans les volcanites au nord de la Formation de Héva sont vers le sud. Nous n'avons pas observé de polarité vers le nord dans les volcanites du Héva ou plus au sud dans les volcanoclastites de la Formation de Val-d'Or. Néanmoins, une telle structure est plausible vue : les volcanoclastites de la Formation de Val-d'Or au nord et au sud du biseau sont les mêmes, la présence laves felsiques sphérolitiques au nord et au sud d'une zone centrale riche en horizons volcanoclastiques, déformation plus intense dans la

partie centrale du biseau marquée par des failles et des injections de veines de quartz. Plus à l'est, dans l'axe présumé de cette structure, des affleurements dans les volcanolcastites de la Formation de Val-d'Or montrent des stratifications orientées à angle fort avec la schistosité régionale est-ouest (**Planche 1e**). Par contre, le prolongement de cette structure vers l'ouest demeure problématique, au sud du gîte aurifère de Sigma II et dans le secteur du gîte d'Akasaba toutes les polarités identifiées sont vers le sud (Vorobiev, 1998; Pilote et al., 2000).

4,1,2b) Écaille tectonique

Le biseau de la Formation de Héva représente une écaille structurale au sein de la Formation de Val-d'Or cernée par des zones de cisaillement. Une zone de cisaillement à pendage abrupte vers le nord avec une lineation à forte plongée suit le contact nord du filon-couche de Vicour à la base du Héva (Pierre Pilote, communication personnelle 2000). Par contre, nous n'avons pas observé de cisaillement important des laves sur la marge sud du biseau.

4,1,2c) Intercalation stratigraphique

Dans cette hypothèse, le biseau de la Formation de Héva au sein de la Formation de Val-d'Or représente une intercalation entre deux unités lithostratigraphiques. Cette interprétation serait l'image miroir à plus grande échelle de l'observation faite dans les travaux de Sauvè (1995) qui a noté la présence de horizons volcanoclastiques, semblables à ceux de la Formation de Val-d'Or, dans les laves de la Formation de Héva. L'absence de polarité vers le nord dans les volcanites de la partie sud du biseau du Héva ou plus au sud dans celles de la Formation de Val-d'Or est l'élément le plus important de cette interprétation. De plus, il ne semble pas avoir d'horizon repère distinct répété de part et autre du biseau du Héva. Aucune structure sur la carte aéromagnétique ne permet de tracer un axe de pli dans le centre du biseau. C'est cette hypothèse qui malgré un manque de preuves définitives, telles que des polarités vers le nord dans les volcanoclastites au sud du biseau, que nous avons retenu.

Si les cisaillements n'ont pas d'incidence sur la séquence de superposition des strates, le biseau de la Formation de Héva au sein de la Formation de Val-d'Or indiquerait que les deux formations sont contemporaines. Les laves massives du Héva pourraient représenter un centre volcanique intermédiaire-felsique, d'affinité tholéiitique, qui s'est

développé au-dessus et latéralement à l'ouest de l'édifice mafique-intermédiaire d'affinité tholéiitique à transitionnelle de la Formation de Val-d'Or. Les datations U-Pb sur zircons disponibles pour les roches volcaniques sont : 2704 ± 2 Ma (Moorhead et al., 1998) et 2705 ± 1 Ma (Wong et al., 1991) pour la partie inférieure de la Formation de Val-d'Or et 2702 ± 1 Ma (Pilote et al., 1998) pour la partie sommitale du Domaine de Val-d'Or, près du gîte d'Akasaba. Ces âges presque indistincts statistiquement indiquent que les formations de Val-d'Or et de Héva se sont épanchées dans un délai relativement court (maximum 3 Ma).

La datation de 2702 Ma effectuée au sommet du Héva (Pilote et al., 1998) provient du secteur du gîte d'Akasaba localisé près de la Zone Tectonique de Cadillac. La roche datée est un tuf à lapilli et blocs felsiques. Les roches volcanoclastiques intermédiaires de ce secteur ont une affinité transitionnelle qui tranche nettement avec les basaltes massifs et coussinés encaissants d'affinité tholéiitique (Sauvé 1995; Vorobiev, 1998; **fig. 15**). Les basaltes ont la signature géochimique tholéiitique de la Formation de Héva, tandis que les volcanoclastites intermédiaires d'affinité transitionnelle et les dacites subvolcaniques d'affinité calco-alkaline ont une signature géochimique comparable à celle des unités de la Formation de Val-d'Or. Si les volcanites intermédiaires du secteur d'Akasaba sont corrélables avec la Formation de Val-d'Or, alors l'horizon de volcanites de la Formation de Val-d'Or localisé au sud du biseau de la Formation de Héva pourrait être poursuivi sporadiquement vers l'ouest sur plus de 12 km le long de la Zone tectonique de Cadillac. De plus Sauvé (1995) a répertorié plusieurs intercalations de volcanoclastites dans les laves felsiques et mafiques d'affinité tholéiitique de la Formation de Héva à l'ouest de la rivière Louvicourt (**fig. 8**). Cette observation suggère que le volcanisme effusif tholéiitique de la Formation de Héva est interlité et surmonté par le volcanisme volcanoclastique/effusif intermédiaire d'affinité transitionnelle à calco-alkalin de la Formation de Val-d'Or (**fig. 9**). Ainsi, la datation de 2702 Ma pourrait représenter l'âge des roches volcanoclastiques sommitales de la Formation de Val-d'Or qui ont recouvert les laves du Héva plutôt que l'âge du volcanisme de la Formation de Héva.

La distribution des lithofaciés dans la Formation de Héva observée dans l'étude de Sauvé (1995) et le pincement abrupt de la formation à l'est du lac Simon suggère qu'une structure syn-volcanique, possiblement une faille normale dont le panneau à l'ouest descend par rapport à celui à l'est, existerait dans le secteur du lac Simon. Au nord de la Formation de Héva, le pincement de l'unité effusive-volcanoclastique intermédiaire, d'affinité transitionnelle

à calco-alkaline, qui est l'hôte du gîte de Lugold de type SMV, se fait également dans le lac Simon. Par contre, il faut souligner que cette zone, pauvre en affleurements, ne renferme que très peu de forages. Ce qui suggère que la structure syn-volcanique du lac Simon était active lors de la déposition des unités de la Formation de Val-d'Or également. Si la structure du lac Simon est prolongée vers le nord, elle coïncide approximativement avec le pincement des coulées ultramafiques de la Formation de Jacola à la rivière Louvicourt (**fig. 2**).

4,2) Domaine de Trivio

Aucune datation isotopique par la méthode U-Pb n'a été effectuée sur les roches sédimentaires du Trivio. Par contre, le Domaine de Trivio est comparable à d'autres domaines lithotectoniques à prédominance sédimentaire dans la partie sud de la Sous-Province de l'Abitibi, à l'ouest de la région étudiée. Des zircons détritiques de ces ensembles ont été datés par la méthode U-Pb, ils indiquent l'âge maximum de ces roches sédimentaires. Ces ensembles comprennent le Groupe de Kewagama (< 2687 Ma, Davis, 1991), le Groupe de Cadillac (< 2688 Ma, Davis 1991) et le Groupe de Pontiac (< 2688 Ma, (Davis, 1991); $< 2683 \pm 1$ Ma (Mortensen et Card, 1993). De plus, vers l'ouest, le Domaine de Trivio est en continuité cartographique avec le Groupe de Pontiac. L'âge des sédiments du Trivio devrait s'avérer être comparable à celui du Pontiac.

Les roches volcaniques du domaine de Trivio forment des bandes lenticulaires à l'intérieur d'un complexe structural dominé par des roches sédimentaires. Là où ils ont pu être documenté, les contacts entre les volcanites et les roches sédimentaires encaissantes sont cisailés (Rocheleau et al., 1997; cette étude). Il ne semble pas y avoir de relations stratigraphiques entre les roches sédimentaires et volcaniques. Si les roches volcaniques dans le domaine de Trivio sont allochtones vis à vis les roches sédimentaires, elles proviennent possiblement des ensembles volcaniques adjacents et ont été imbriquées par le jeu de failles de chevauchement dans l'assemblage sédimentaire du Trivio. Les volcanites mafiques sont formés principalement de basalte et d'andésite d'affinité tholéiitique et en moindre proportion des basaltes et des andésites d'affinité transitionnelle. Ces laves tholéiitiques sont semblables avec celles de la partie inférieure de la Formation de Val-d'Or ou de la Formation de Jacola. La présence de basaltes magnésiens intercalés localement dans les bandes de laves mafiques du Trivio (Rocheleau et al., 1997) appuie l'hypothèse qu'une portion des laves mafiques tholéiitiques puissent être corrélées avec la

Formation de Jacola. Les basaltes et andésites ayant une affinité transitionnelle sont semblables aux laves mafiques de la Formation de Val-d'Or. Les volcanoclastites intermédiaires à felsiques sont d'affinité transitionnelle à calco-alcaline. Elles pourraient être corrélatives aux volcanoclastiques intermédiaires à felsiques de la Formation de Val-d'Or.

En résumé, il est plausible que les bandes lenticulaires de roches volcaniques du domaine de Trivio représentent des sections de la Formation de Val-d'Or et en moindre partie de la Formation de Jacola qui ont été chevauchées vers le sud et imbriquées dans l'assemblage sédimentaire du Domaine de Trivio lors de la déformation compressive. Si cette interprétation est valable, les faciès volcanoclastiques de composition intermédiaire à felsique et d'affinité transitionnelle à calco-alcaline du Domaine de Trivio pourraient receler le même potentiel pour les minéralisations de type SMV que la Formation de Val-d'Or.

À l'ouest du lac Trivio, les laves basaltiques et ultramafiques cisailées du Groupe de Piché forment un horizon englobé dans la Zone Tectonique de Cadillac, au contact entre les Groupes sédimentaires de Cadillac et de Pontiac (**fig. 1b**). Si la même hypothèse utilisée pour les horizons de laves dans le complexe de Trivio est appliquée pour le Groupe de Piché, les laves mafiques et ultramafiques de ce dernier pourraient représenter des écailles structurales d'unités volcaniques mafiques-ultramafiques du Domaine de Val-d'Or, possiblement les Formations de Jacola, de Dubuisson ou de La Motte-Vassan, chevauchées vers le sud et imbriquées dans des unités sédimentaires déformées.

4,3) Domaine de Villebon

Nous n'avons pas observé en affleurement le contact entre la séquence volcanique du Groupe de Villebon et la séquence sédimentaire grésopélitique du Groupe de Pontiac. Des affleurements distribués le long du lac Trivio et de son affluent, la rivière Louvicourt, forment une section discontinue orientée N-S, perpendiculaire au contact entre les deux groupes. Il y a une augmentation dans l'intensité de la déformation des basaltes du nord vers le sud, vers le contact avec les roches sédimentaires du Pontiac. Dans ce secteur, la schistosité principale est orientée à 270-290°/45-65 avec une linéation d'étirement parallèle à la direction de pendage. Nous avons observé des structures de type C/S dans un horizon ultramafique fortement déformé qui indiquent un mouvement inverse du nord vers le sud. Au sud, le Groupe de Pontiac est formé par une séquence de lits turbiditiques de siltstones et de grès qui indiquent clairement une polarité vers le sud. Dans une

lame mince orientée parallèlement à la linéation d'étirement, prélevé dans un interlit déformé riche en biotite, des cristaux de biotite montrent des textures de "mica fish" (Hanmer et Passchier, 1991) dont l'asymétrie moyenne indique un mouvement inverse du nord vers le sud (JM-99024). La séquence de laves mafiques du Villebon affleure plus à l'est le long de la rive et dans les îles du lac Villebon. Les polarités sont difficiles à déterminer mais semblent être vers le nord. Ainsi, les roches sédimentaires du Pontiac et les roches volcaniques du Villebon sont séparées par une zone de déformation qui sépare deux ensembles lithotectoniques qui ont des polarités stratigraphiques opposées. Nous interprétons que l'assemblage volcanique du Groupe de Villebon a été chevauché du nord vers le sud sur l'assemblage sédimentaire du Groupe de Pontiac. À l'est du lac Trivio, la faille séparant le Groupe de Villebon du Groupe de Pontiac devient sub-parallèle à la faille de Cadillac. Dans ce secteur, le Groupe de Villebon s'amincit et semble se terminer en biseau. Plus à l'ouest, cette faille pourrait éventuellement s'imbriquer dans la Zone Tectonique de Cadillac.

Au nord, le Groupe de Villebon est en contact de faille avec le Domaine de Trivio qui représente un complexe structural formé de bandes lenticulaires de roches sédimentaires et volcaniques en contact cisailé les unes par rapport aux autres (Rocheleau et al., 1997). Vers l'ouest, le Domaine de Trivio est en continuité cartographique avec le Groupe de Pontiac. Dans ce secteur, seulement la présence du biseau cisailé du Groupe de Villebon permet de séparer le Pontiac du Trivio. Plus à l'ouest, ces deux ensembles lithotectoniques s'amalgament. L'âge du Trivio est inconnu. Les roches sédimentaires du Groupe de Pontiac dans le secteur de la bande volcanique de Belleterre au Témiscamingue renferment des zircons détritiques aussi jeunes que 2683 Ma (Mortensen et Card, 1993). Vu que ces deux ensembles sont en continuité cartographique les sédiments du Trivio devraient être environ du même âge.

L'âge de 2703 Ma obtenu dans les laves felsiques du Groupe de Villebon est presque identique aux âges obtenus pour la Formation de Val-d'Or (2704-2705 Ma; Wong et al., 1991; Pilote et al., 1998). De plus, ces laves ont une affinité transitionnelle à calco-alcaline (Zr/Y 6,7) semblable à une grande proportion du volcanisme intermédiaire à felsique de la Formation de Val-d'Or (Pilote et al., 1998). Un exemple de celui-ci serait la séquence hôte du gîte de Lugold. Imreh (1984) a corrélié le Groupe de Villebon avec la Formation de Dubuisson, principalement en raison de critères volcanologiques et la présence de coulées ultramafiques encaissées dans des basaltes et des picrites magnésiennes. Rocheleau et al. (1997) mentionnent que

la corrélation entre le Villebon et le Dubuisson est possible, toutefois l'absence du volcanisme pyroclastique d'affinité calco-alcaline dans le Villebon, du moins dans la partie nord du groupe qu'ils ont étudié, suggère qu'il n'y a pas de correspondance entre les deux groupes. Par contre, la présence d'un horizon felsique d'affinité transitionnelle - calco-alcaline dans la partie sud du Groupe de Villebon suggère plutôt que le Villebon est corrélatif au Domaine de Val-d'Or.

Nos analyses des laves mafiques montrent des compositions de basalte tholéiitique. L'abondance locale du faciès bréchique dans la séquence basaltique et la position stratigraphique sous-jacente à un ensemble felsique transitionnel à calco-alcalin nous incite à corréler le volcanisme mafique-ultramafique du Villebon avec la Formation de Jacola plutôt qu'avec celui du Dubuisson. Il faut souligner que les coulées ultramafiques ne forment qu'une petite portion (< 2-5 %) de la séquence volcanique, ce qui serait plus caractéristique de la Formation de Jacola que de la Formation de Dubuisson. Dans l'étude de Rocheleau et al., (1997), les laves des Formations de Jacola et de Dubuisson, ainsi que les basaltes du domaine de Villebon ont des spectres semblables sur des diagrammes de spectres élargis d'éléments traces et de terres rares normalisées aux basaltes de type MORB.

Si la corrélation du volcanisme mafique-ultramafique du Groupe de Villebon avec le Jacola et du volcanisme felsique du Villebon avec la Formation de Val-d'Or est exacte, le Groupe de Villebon pourrait receler un potentiel pour les gîtes de type SMV. Aucun indice de métaux usuels n'est répertorié dans l'horizon de laves felsiques au sud du lac Villebon. Par contre, la présence de roches fortement séricitisées qui ont des valeurs d'indices d'altération élevées laisse présager la présence de systèmes hydrothermaux dans la séquence felsique.

5,0) Conclusions

Ce projet avait pour but de préciser certaines relations stratigraphiques entre les ensembles volcaniques et sédimentaires localisés à l'extrémité SE de la Sous-Province de l'Abitibi. Les caractéristiques lithologiques et géochimiques de ces ensembles ou domaines ont été définis dans les études de Sauvé (1995) et Rocheleau et al. (1997). Les principales conclusions de ce projet sont les suivantes :

1) Le volcanisme intermédiaire dacitique d'affinité transitionnelle à calco-alcaline de la Formation de Val-d'Or, qui est l'hôte de l'indice de Cu-Zn de type SMV de Lugold est restreint au secteur à

l'ouest du lac Simon. Ainsi, malgré le fait que la Formation de Val-d'Or se poursuit vers l'est jusqu'au lac Machi-Manitou, ce volcanisme est surtout constitué de laves et de volcanoclastites de composition basaltique et andésitique d'affinité tholéiitique. Nous n'avons pas reconnu d'autres centres volcaniques dacitiques de même envergure à l'est du lac Simon. Dans le secteur des claims d'Eward Rosenbaum des horizons de laves dacitiques ont été reconnus. Il faut souligner que les affleurements sont rares dans le secteur à l'est du lac Simon. Néanmoins, avec l'information disponible, nous croyons que le secteur offrant le meilleur potentiel pour les minéralisations de type SMV est localisé à l'ouest du lac Simon. Le pincement vers l'est du volcanisme intermédiaire, transitionnel à calco-alcalin, de la Formation de Val-d'Or est peut être dû à la présence d'une structure synvolcanique centrée sur le lac Simon. Il faut souligner que la présence suggérée de cette structure syn-volcanique reste au niveau d'une hypothèse de travail qui reste à mieux documenter.

2) Le biseau de la Formation de Héva au sein de la Formation de Val-d'Or représente soit le cœur d'un synclinal, une écaille tectonique ou une interdigitation des deux formations. Nos travaux n'ont pu trancher définitivement entre ces trois possibilités. Nous pensons que l'ensemble de l'information disponible en ce moment est plus compatible avec l'interprétation du biseau stratigraphique. Les datations isotopiques U-Pb effectués sur les unités felsiques des deux Formations plus à l'ouest (Pilote et al., 1998) indiquent que les deux formations sont presque contemporaines. De plus, l'étude de Sauvé (1995) a identifié des intercalations de volcanoclastites intermédiaires d'affinité transitionnelle à calco-alcaline dans les laves mafiques et felsiques tholéiitiques de la Formation de Héva à l'ouest de la rivière Louvicourt. Ces volcanoclastites possèdent les mêmes caractéristiques lithologiques et géochimiques que celles de la Formation de Val-d'Or, ce qui suggère une corrélation à cette formation. Ainsi, selon cette interprétation, dans la région du canton de Vauquelin la Formation de Val-d'Or recouvre la Formation de Héva, tandis que plus à l'ouest les deux formations sont interlitées. Si cette corrélation est exacte, à l'ouest de la rivière Louvicourt le volcanisme effusif de la Formation de Héva et les roches volcanoclastiques de la Formation de Val-d'Or sont contemporains. Ainsi, le contact sud du biseau de la Formation de Héva à l'est de la rivière Louvicourt est probablement de nature stratigraphique plutôt que structurale. Dans ce secteur une épaisseur significative de l'ordre de

750 m de tufs de la Formation de Val-d'Or s'est déposée au-dessus de la Formation de Héva.

- 3) Les horizons de volcanites mafiques cisillées, localisés dans le complexe de Trivio, représentent probablement des écailles structurales de la Formation de Val-d'Or chevauchées et imbriquées à l'intérieur de l'assemblage sédimentaire du Complexe de Trivio. À l'ouest du lac Trivio, les laves mafiques-ultramafiques déformés du Groupe de Piché peuvent possiblement représenter des écailles structurales des unités mafiques-ultramafiques qui forment la base du Domaine de Val-d'Or.
- 4) Le Domaine de Villebon renferme la ceinture volcanique du Groupe de Villebon et les roches métasédimentaires encaissantes du Groupe de Pontiac. Le contact entre le Villebon et le Pontiac est structural. Nos observations le long du contact sud indiquent un mouvement inverse vers le sud indiquant ainsi que les volcanites du Villebon ont été chevauchées sur les roches sédimentaires du Pontiac. D'après les cartes de compilation et les travaux de Rocheleau et al. (1997) le contact nord entre le Villebon et le Trivio est également tectonique. Les volcanites du Groupe de Villebon sont principalement formées de basaltes et plus rarement d'andésites d'affinité tholéiitique intercalés de coulées massives de basaltes komatiitiques. Cet assemblage présente des similitudes volcanologiques et géochimiques avec les Formations de Dubuisson (Imreh, 1984) ou de Jacola du Domaine de Val-d'Or. Un horizon felsique localisé dans la partie sud du Villebon est composé principalement de coulées rhyolitiques, dont les analyses indiquent une affinité transitionnelle. Cette unité a été datée, par la méthode U-Pb sur des zircons, à 2703 ± 1 Ma. L'âge et l'affinité géochimique transitionnelle indiquent que cet horizon felsique pourrait être corrélatif à la Formation de Val-d'Or et receler un potentiel pour des minéralisations de type SMV. Ainsi l'ensemble du Groupe de Villebon pourrait représenter une écaille structurale du Domaine de Val-d'Or, chevauché vers le sud sur les roches sédimentaires du Pontiac et ultérieurement isolé du Domaine de Val-d'Or plus au nord par des mouvements tardifs le long des zones de cisaillement dans le Complexe structural de Trivio.
- 5) Dans les volcanites du Domaine de Val-d'Or et du Complexe de Trivio des zones métasomatiques linéaires, caractérisées par l'assemblage grenat (almandin-grossulaire) – hornblende – calcite \pm sulfures, sont associées à des zones de cisaillements longitudinaux. Quelques zones ont des teneurs

anormales en Cu, Zn, Au et Ag. Une association actinote-épidote-calcite-quartz accompagnée de pyrrhotite et magnétite est observée dans les volcanites de la Formation de Héva entre les lacs Trivio et Simon. Cette association contemporaine à la déformation peut refléter la présence d'un système hydrothermale local. Une série de dykes de diorites quartzifères et de granophyres altérés est associée à ce secteur. Les assemblages minéralogiques indiquent un métasomatisme ferrifère et calcique (Berclaz, 1993; Rocheleau et al., 1997) compatible avec un système hydrothermal de type skarn. La région centrée sur le canton de Vauquelin recèle un potentiel pour des minéralisations Au-Ag-Cu-Zn de type skarn probablement associées à des zones de failles longitudinales subsidiaires à la Zone Tectonique de Cadillac. Des gîtes similaires à celui d'Akasaba localisés près de la Zone Tectonique de Cadillac, à 6 km à l'est du lac Trivio, qui a été récemment interprété comme étant le produit d'un système hydrothermal de type skarn (Vorobiev, 1998) pourraient être présents dans la région couverte par notre étude.

Références

- BERCLAZ, A., 1993 – Étude métamorphique de la région du Front de Grenville à l'est de Louvicourt, Abitibi, Québec. Thèse de Maîtrise, Université Laval, 244 pages.
- BUBAR, D.S. – HARTLEY, C., 1987. Report on the 1986 diamond drill program, Lugold property, project #308, Louvicourt/Vauquelin Townships, Quebec. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 44853, 219 pages, 7 cartes.
- CAMPBELL, P.A., 1993 - Report on the 1992 detailed exploration program on the Group 7 Property Edward Rosenbaum, Vauquelin Township, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 51887.
- DAVIS, D.W., 2000 – Report on U-Pb geochronology of rocks from Quebec, march 11 2000. Ministère des Ressources naturelles, Québec. Rapport interne 5 pages, 12 figures.
- HANMER, S – PASSCHIER, C., 1991 – Shear-sense indicators : A review. Geological Survey of Canada, paper 90-17, 72 pages.
- HÉBERT, R. - GAUDREAU, R. - PERRIER, B. - GIGUÈRE, C. - ROCHELEAU, M. - LACOSTE, P. 1988 - Le gisement aurifère de Sigma-2, région de Val-d'Or. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 88-17.
- HÉBERT, R. - ROCHELEAU, M. - GIGUÈRE, C. - PERRIER, B. - GAUDREAU, R., 1991 - Pétrologie et gîtologie d'un filon-couche différencié et minéralisé archéen: le gisement aurifère Sigma-2, canton de Louvicourt, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; **28**: 1731-1743.
- IMREH, L., 1984 - Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et gîtologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; MM 82-04, 72 pages.
- MARQUIS, R. – GOULET, N., 1987. Essai de corrélation stratigraphique et structurale à l'est de Val-d'Or : implication pour la prospection aurifère du secteur. Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 24, p. 2412-2421.
- MARTIN, L., 1991 – Aur Resources, summary report on the 1991 diamond drilling program, Vaumon property, project 201, Vauquelin Township, Quebec, NTS 32C/3. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 50906, 28 pages, 3 cartes.
- MOORHEAD, J. - TREMBLAY, A. - BEAUDOIN, G. - PELZ, P., 1998 - Cadre stratigraphique du gîte de SMV de la mine Louvicourt, Val-d'Or, Québec. Geological Association of Canada, Annual Meeting, Quebec City, Program with Abstracts, vol. 23, page A-126.
- MORTENSEN, J.K. - CARD, K.D., 1993 - U-Pb age constraints for the magmatic and tectonic evolution of the Pontiac Subprovince, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; **30**: 1970-1980.
- MUELLER, W., - DONALDSON, J.A., 1992 - Development of sedimentary basins in the Abitibi belt: an overview. Canadian Journal of Earth Sciences; **29**: 2249-2265.
- PILOTE, P. - MOORHEAD, J. - MUELLER, W., 1998a - Développement d'un arc volcanique, la région de Val-d'Or, ceinture de l'Abitibi - volcanologie physique et évolution métallogénique. Association Géologique du Canada - Association Minéralogique du Canada, guide d'excursion A2, pages 1-18.
- PILOTE, P. - MUELLER, W. - SCOTT, C. - LAVOIE, S. - CHAMPAGNE, C.- MOORHEAD, J., 1998b - Volcanologie de la Formation Val-d'Or et du Groupe de Malartic, sous-Province de l'Abitibi: contraintes géochimiques et géochronologiques. Ministère des Ressources naturelles du Québec; DV 98-05, page 48.
- PILOTE, P. - SCOTT, C. - MUELLER, W. - LAVOIE, S. - RIOPEL, 1999. Géologie des formations Val-d'Or, Héva et Jacola – nouvelle interprétation du bloc de Malartic. Ministère des Ressources naturelles du Québec; DV 99-03, page 19.
- PILOTE, P.. - SCOTT, C. - LAVOIE, S. - MUELLER, W - MOORHEAD, J., 2000. Géologie et volcanologie physique de la région de Val-d'Or, Sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB-XX.,

- RACINE, M., 1988 – La Zone Tectonique de Cadillac à l'est de Val-d'Or : Exemple du complexe structural de Trivio, Canton Vauquelin. Thèse de Maîtrise non-publiée, Université Laval, 79 pages.
- ROCHELEAU, R. - HÉBERT, R. - LACOSTE, P. - St-JULIEN, P. - RACINE, M. - GAUDREAU, R., 1997 - Synthèse stratigraphique, paléogéographique et gîtologique: cantons de Vauquelin, Pershing et parties de Louvicourt, Pascalis et Denain. Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 97-11, 117 pages, 6 cartes.
- SAUVÉ, P., 1995 - Les dacites sphérolitiques de Norman. Rapport interne soumis au MRN.
- SAUVÉ, P., 1985 – Géologie de la mine d'or Akasaba, Région de Val-d'Or. Ministère des Ressources naturelles du Québec; MB 85-40, 51 pages.
- SCOTT, C. - MUELLER, W. - PILOTE, P., MOORHEAD, J. – LAVOIE, S., 1998 – Volcanologie de la Formation de Val-d'Or. Développement d'un arc volcanique, la région de Val-d'Or, ceinture de l'Abitibi - volcanologie physique et évolution métallogénique. Association Géologique du Canada - Association Minéralogique du Canada, guide d'excursion A2, pages 25-37.
- SCOTT, C. - MUELLER, W. - PILOTE, P., 1998 - Volcaniclastic sequences of the Val-d'Or Formation, Abitibi belt: autoclastic versus pyroclastic. Geological Association of Canada, Annual Meeting, Quebec City, Program with Abstracts, vol. 23, page A-168.
- SCOTT, C. - MUELLER, W. - PILOTE, P., 1999 - Stratigraphie et paléogéographie de la partie sud du Bloc de Malartic, région de Val-d'Or, sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles du Québec; DV 99-03, page 18.
- VOROBIEV, L., 1998 - Réévaluation de la nature et de l'origine de la minéralisation Au-Ag-Cu d'Akasaba, district de Val-d'Or, Québec. Mémoire de maîtrise non-publié, École Polytechnique de Montréal, Québec, 200 pages.
- WONG, L. - DAVIS, D.W. - KROGH, T.E. - ROBERT, F., 1991 - U-Pb zircon and rutile chronology of Archean greenstone formation and gold mineralization in the Val d'Or region, Quebec. Earth and Planetary Science Letters; 104: 325-336.

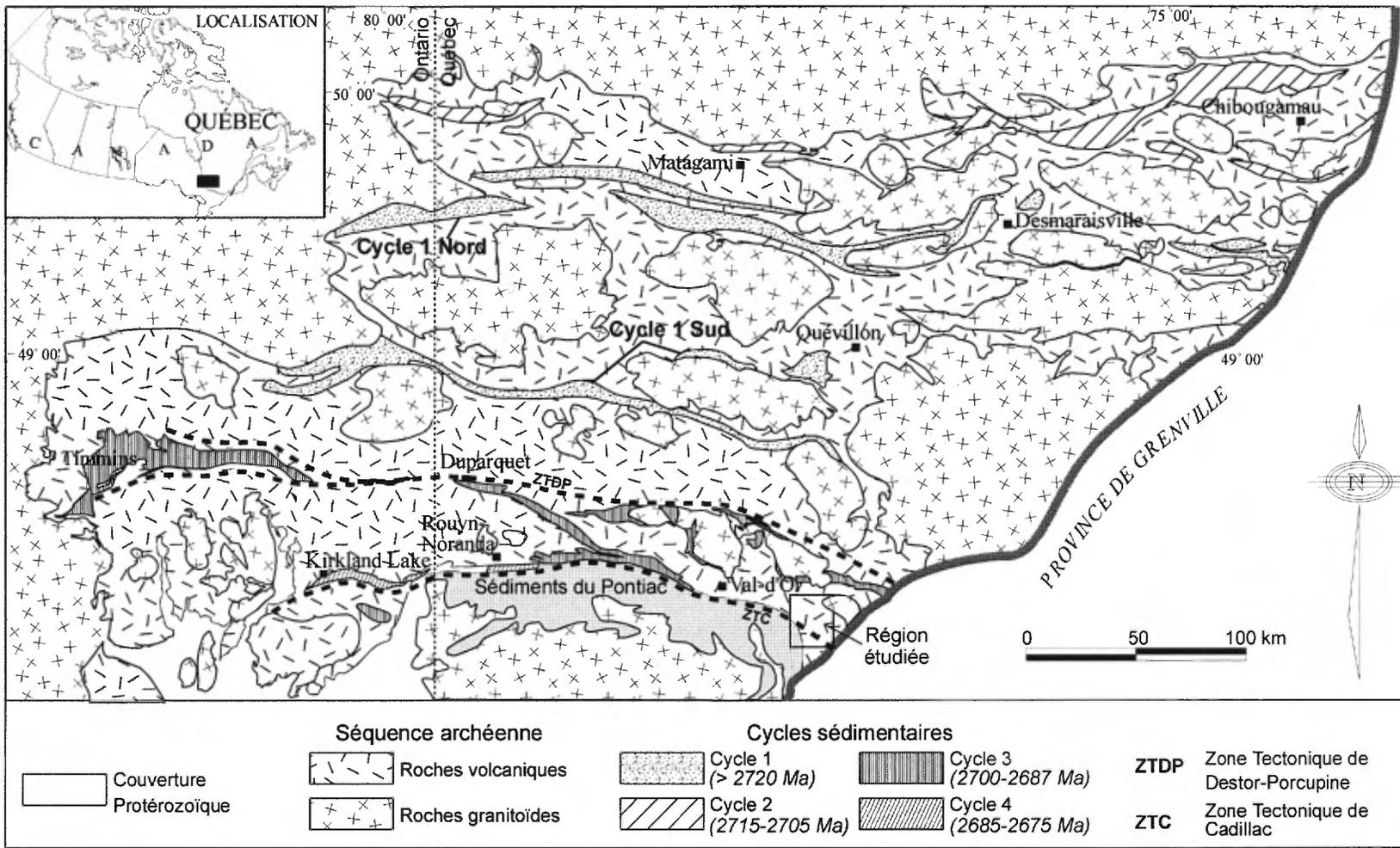


Figure 1A : Carte simplifiée de la Sous-Province de l'Abitibi et localisation de la région de Val-d'Or (modifiée de Mueller et Donaldson, 1992).

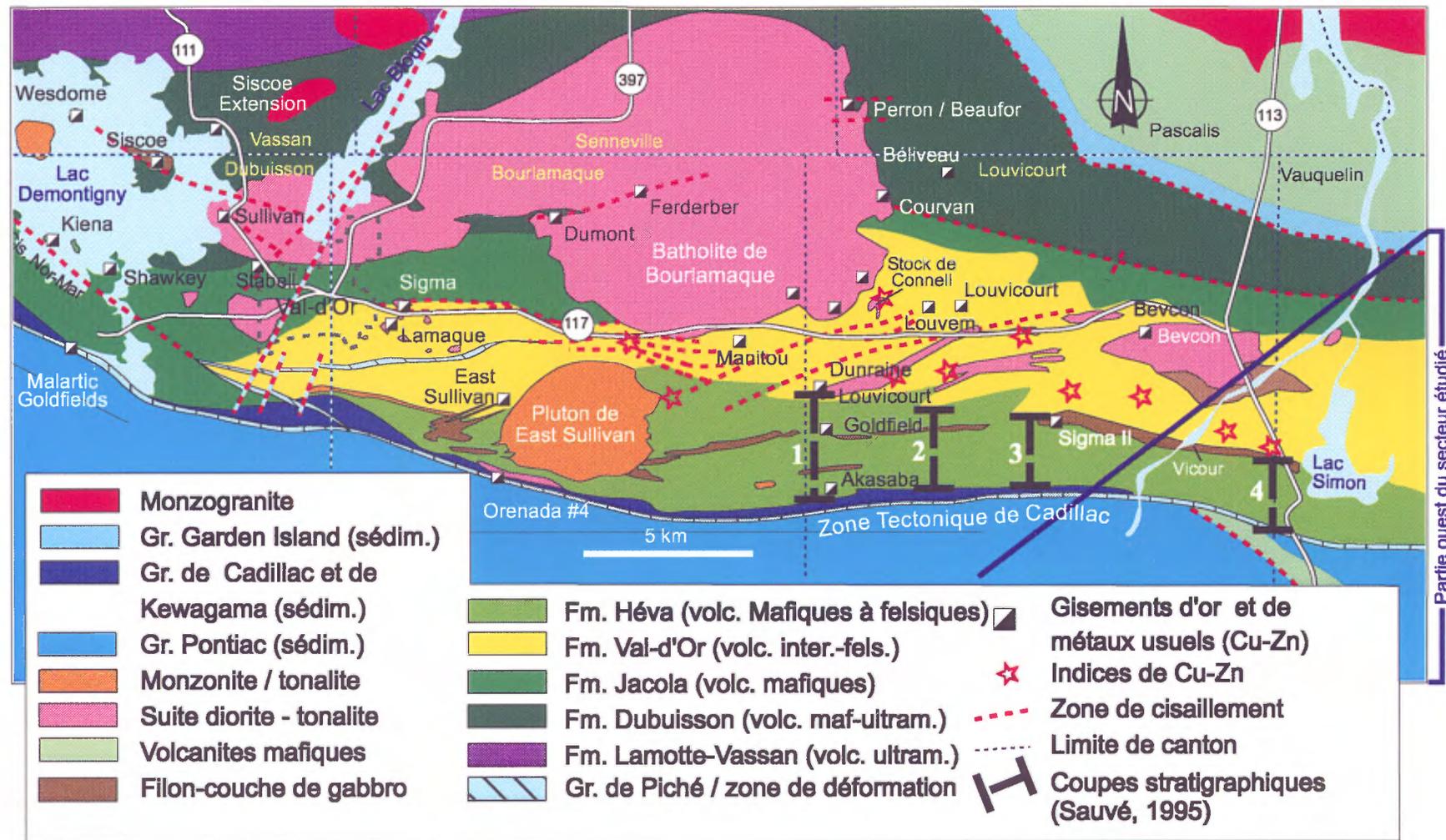


Figure 1B : Carte géologique simplifiée de la région de Val-d'Or (Pilote et al. 1998)

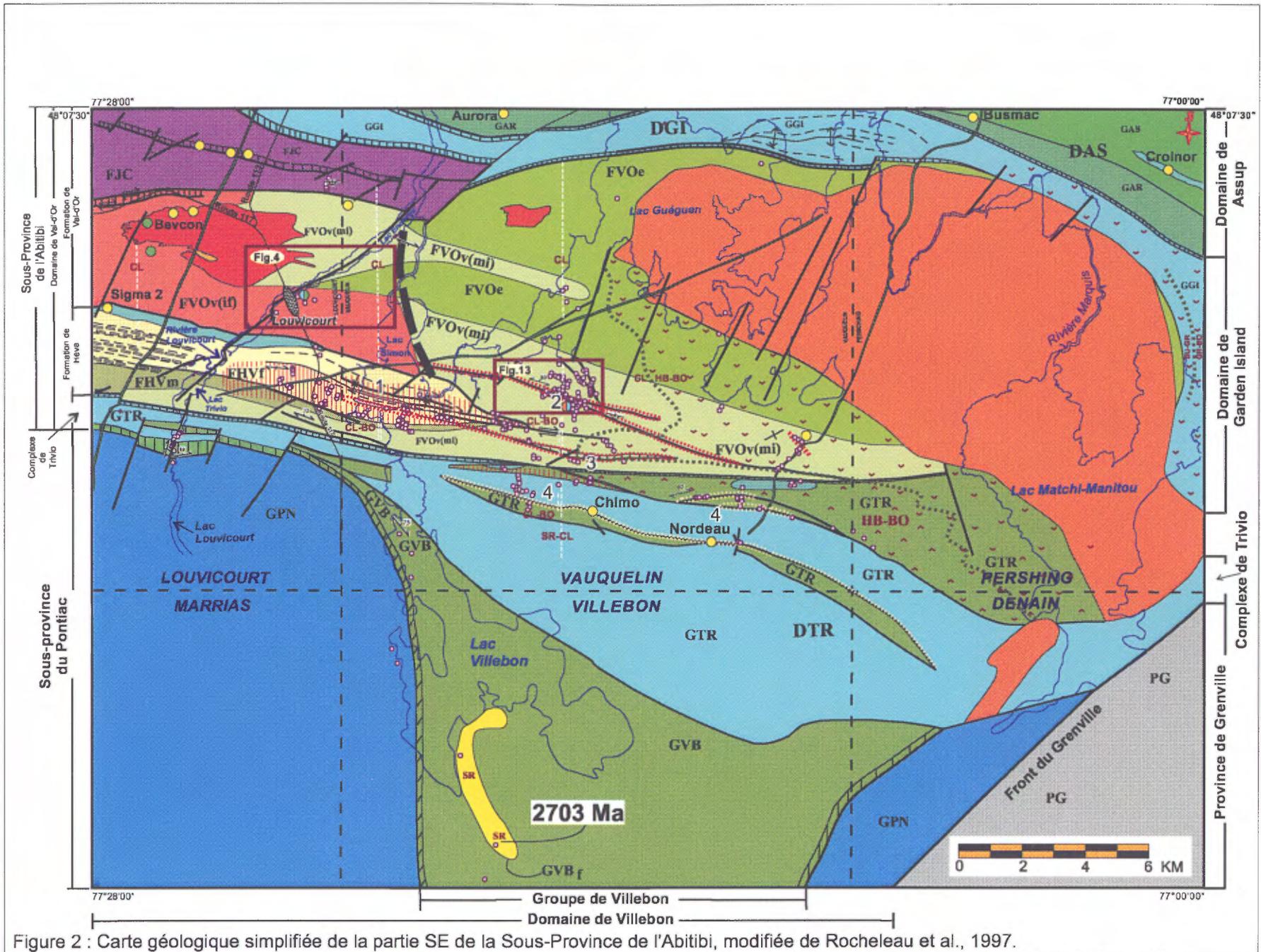


Figure 2 : Carte géologique simplifiée de la partie SE de la Sous-Province de l'Abitibi, modifiée de Rocheleau et al., 1997.

Roches volcaniques et sédimentaires

Province	Sous-Province	Domaine lithotectonique	Unité : Formation (F), Groupe (G)		Caractérisation
Supérieur	Sous-Province de l'Abitibi	Assup (DAS)	Assup (GAS)		<i>Séquences bimodales d'affinités tholéiitique et calco-alkaline</i> : laves andésitiques massives, coussinées et bréchiques, avec quelques horizons de basaltes et de basaltes andésitiques. Rares horizons de tufs à lapilli et blocs de composition andésitique à dacitique.
			Aurora (GAR)		<i>Séquence tholéiitique</i> . Laves basaltiques massives et coussinées, intercalées de quelques coulées picritiques et andésitiques.
		Garden Island (DGI)	Garden Island (GGI)		<i>Séquence sédimentaire</i> . Grès et pélites finement lités et granoclassés. Formation de fer à magnétite. Horizons lenticulaires de conglomérats.
		Val-D'Or (DVO)	Héva (FHV)	m	<i>Séquence tholéiitique</i> . Volcanisme effusif comportant, de la base au sommet, des laves felsiques (f), principalement dacitiques, et des laves mafiques (m), principalement basaltiques. Intercalations d'horizons de tufs (t) mafiques à intermédiaires d'affinité transitionnelle. Corps subvolcaniques de composition dacitique et rhyolitique.
				f	
			Val-d'Or (FVO)	v(mi)	<i>Affinité Séquences tholéiitique et transitionnelle à calco-alkaline</i> . Volcanisme effusif (FVOe) et volcanoclastique (FVOv) de composition variée : intermédiaire-felsique (if) (andésite, dacite et localement rhyolite) et mafique-intermédiaire (mi) (basalte, andésite et localement dacite). Laves massives et coussinées, généralement vésiculaires. Faciès volcanoclastiques les plus répandus : tufs polymictes à lapillis et blocs, tufs à cristaux et cendres. Centres volcaniques felsiques à intermédiaires d'affinité transitionnelle à calco-alkaline renfermant une minéralisation du type SMV.
				v(if)	
				e	
		Jacola (FJC)		<i>Séquence tholéiitique et komatiitique</i> . Coulées basaltiques intercalées d'horizons ultramafiques et de basaltes magnésiens ou picritiques. Laves peu vésiculaires. Rares épisodes andésitiques. Contact concordant avec la FVO.	
		Trivio (DTR)	Trivio (GTR)		Assemblage tectonique. <i>Volcanites</i> . Basaltes, basaltes magnésiens, basaltes andésitiques et andésites (coulées massives et coussinées, brèches de coulée); tufs mafiques et intermédiaires à lapilli ou à lapilli et cristaux. Affinité variée (tholéiitique à calco-alkaline).
	<i>Sédiments</i> . Séquence rythmique de turbidites (grès fins quartzo-feldspatiques et siltstones granoclassés). Formation de fer à magnétite. Horizons lenticulaires de conglomérat.				
Villebon (DVB)	Villebon (GVB)	f	<i>Volcanites</i> : Coulées massives et bréchiques ultramafiques, de basalte picritique ou magnésien; coulées coussinées de basalte et d'andésite; coulées et corps subvolcaniques de rhyolite (GVB f). Affinité variée.		
Sous-Province du Pontiac		Pontiac (GPN)	<i>Séquence sédimentaire</i> . Grès et pélites en lits granoclassés. Horizons lenticulaires de conglomérat.		
Grenville		Grenville (PG)	<i>Séquence métamorphique</i> : Gneiss métasédimentaires		

Figure 3a : Légende pour la carte géologique simplifiée de la figure 2. (modifiée de Rocheleau et al. (1997))

Roches intrusives

Intrusions prétectoniques

 Gabbro, gabbro à amphibole, diorite, diorite quartzifère et granophyre tonalitique (filons-couches de Vicour et de Croinor)

 Gabbro

Intrusions syn- à tarditectoniques

 Monzonite quartzique et granodiorite (Batholite de Pershing)

 Granodiorite, diorite quartzique et granophyre tonalitique (pluton de Bevcon)

Dykes

 Diabase et gabbro à structure subophitique (Protérozoïque)

 Tonalite et tonalite porphyrique

 Granophyre tonalitique

 Diorite et diorite quartzifère

 Essaims de dykes synvolcaniques de gabbro

Autres symboles

 Contact géologique

 Faille

 Structure du lac Simon (Faille synvolcanique interprétée)

 Couloir de déformation

 Pli : a) synforme; b) antiforme

 Affleurements examinés

 Stratification

 Polarité

 Schistosité

 Secteurs avec cartes détaillées : Lugold (figure 4);
Claims Edward Rosenbaum (figure 15)

 Gîtes et indices minéraux

Associations minérales métamorphiques*

Métamorphisme régional

Faible degré

 CL

Chlorite (volcanites)

 SR-CL

Séricite – chlorite (sédiments)

 CL-BO

Chlorite – biotite

Moyen degré

 HB-BO

Hornblende – biotite

Métamorphisme de contact

 HB-BO

Hornblende – biotite

 GR-BO

Grenat – biotite

 SU-GR

Staurotide – grenat

Métamorphisme hydrothermal associé aux zones de déformation



Grenat – amphibole – calcite



Grenat – hornblende – calcite – quartz



Actinote – épidote – calcite

1

Zones métagénétiques

*Selon les minéraux typiques de chaque association

Figure 3b : Légende pour la carte géologique simplifiée de la figure 2 (suite)

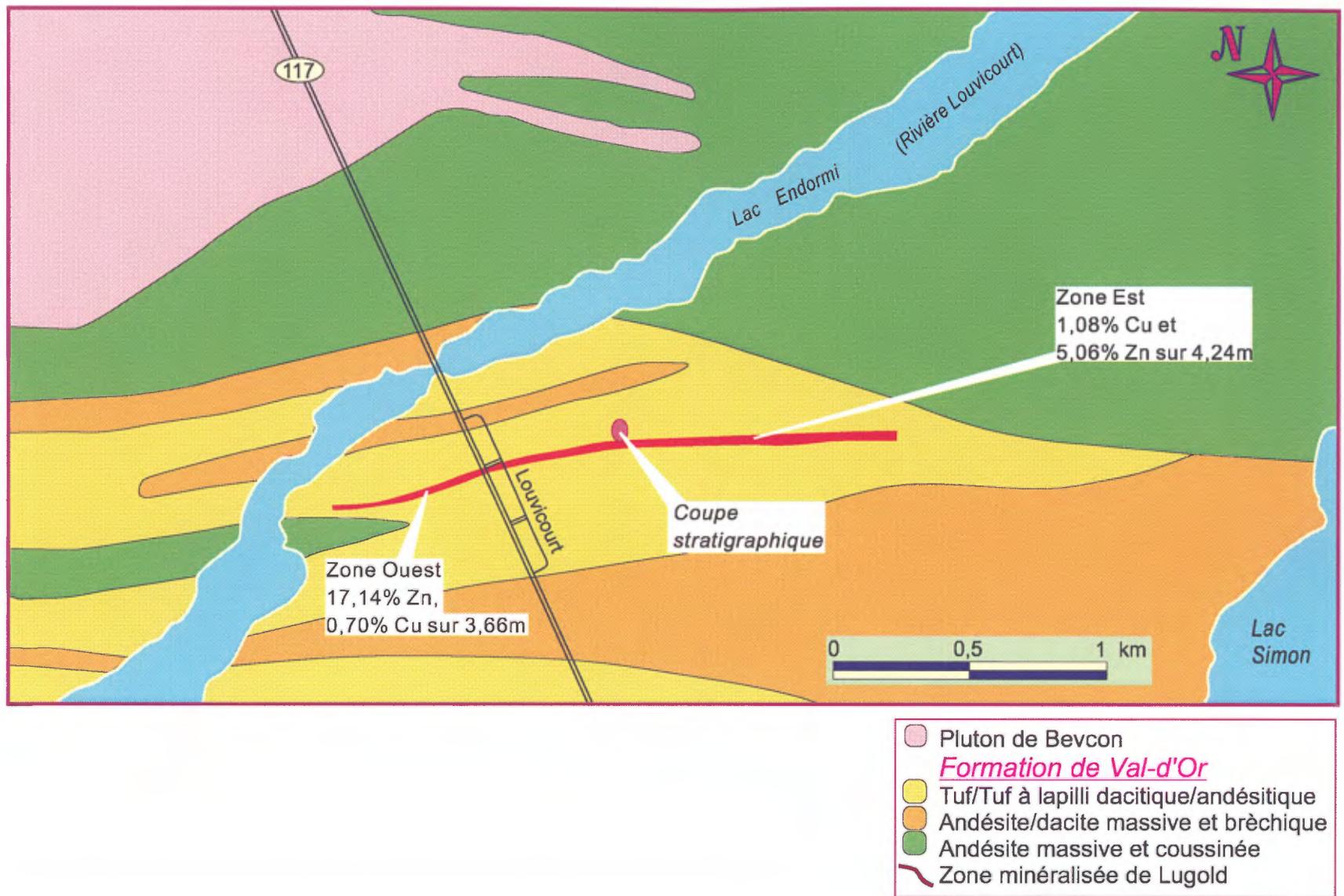


Figure 4 : Carte géologique simplifiée du secteur de l'indice Lugold (modifiée de Bubar et Hartley, 1987)

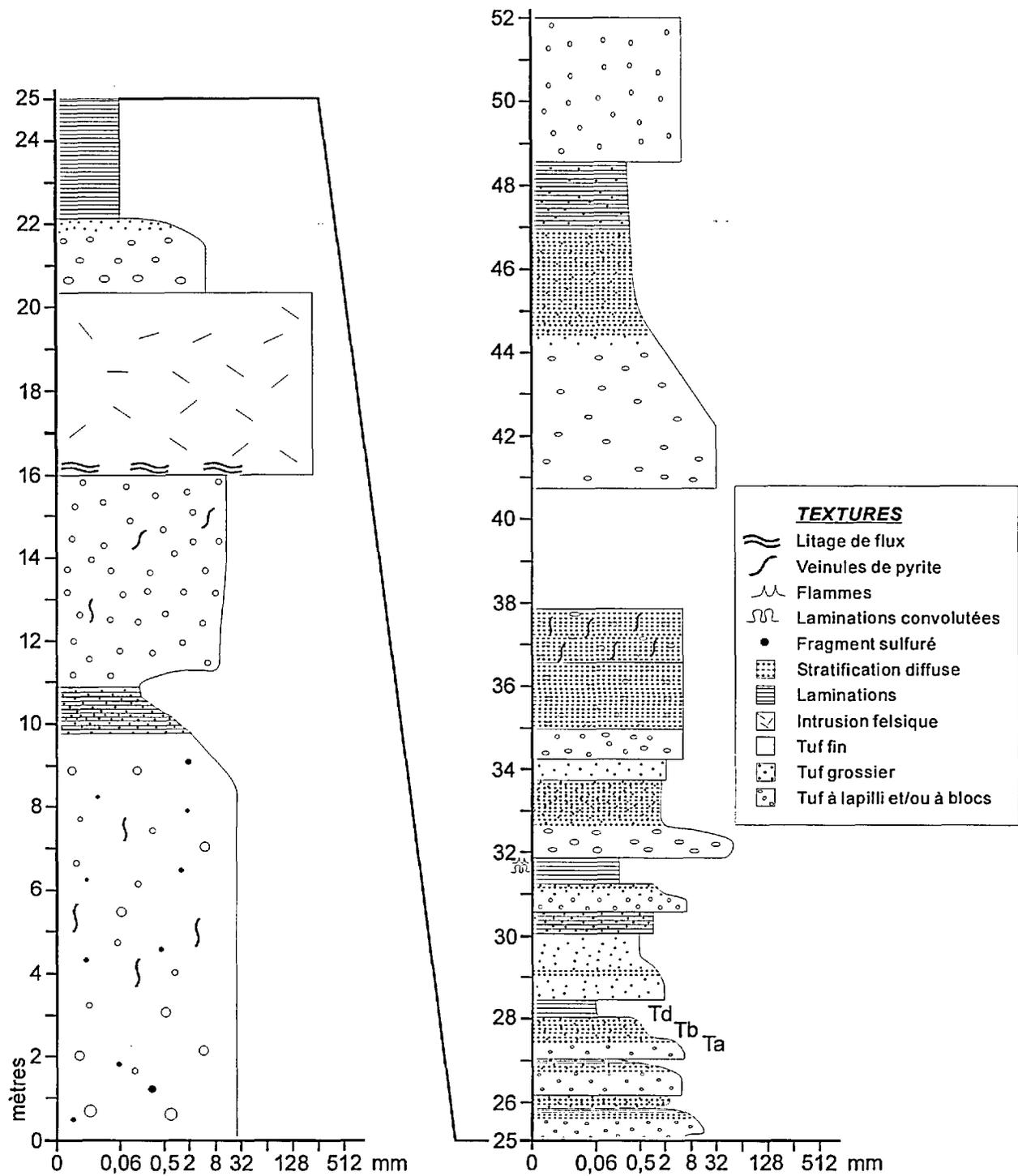


Figure 5 : Coupe stratigraphique sur un affleurement découpé localisé à proximité de l'horizon minéralisé de l'indice Lugold. (Localisée sur la figure 4).

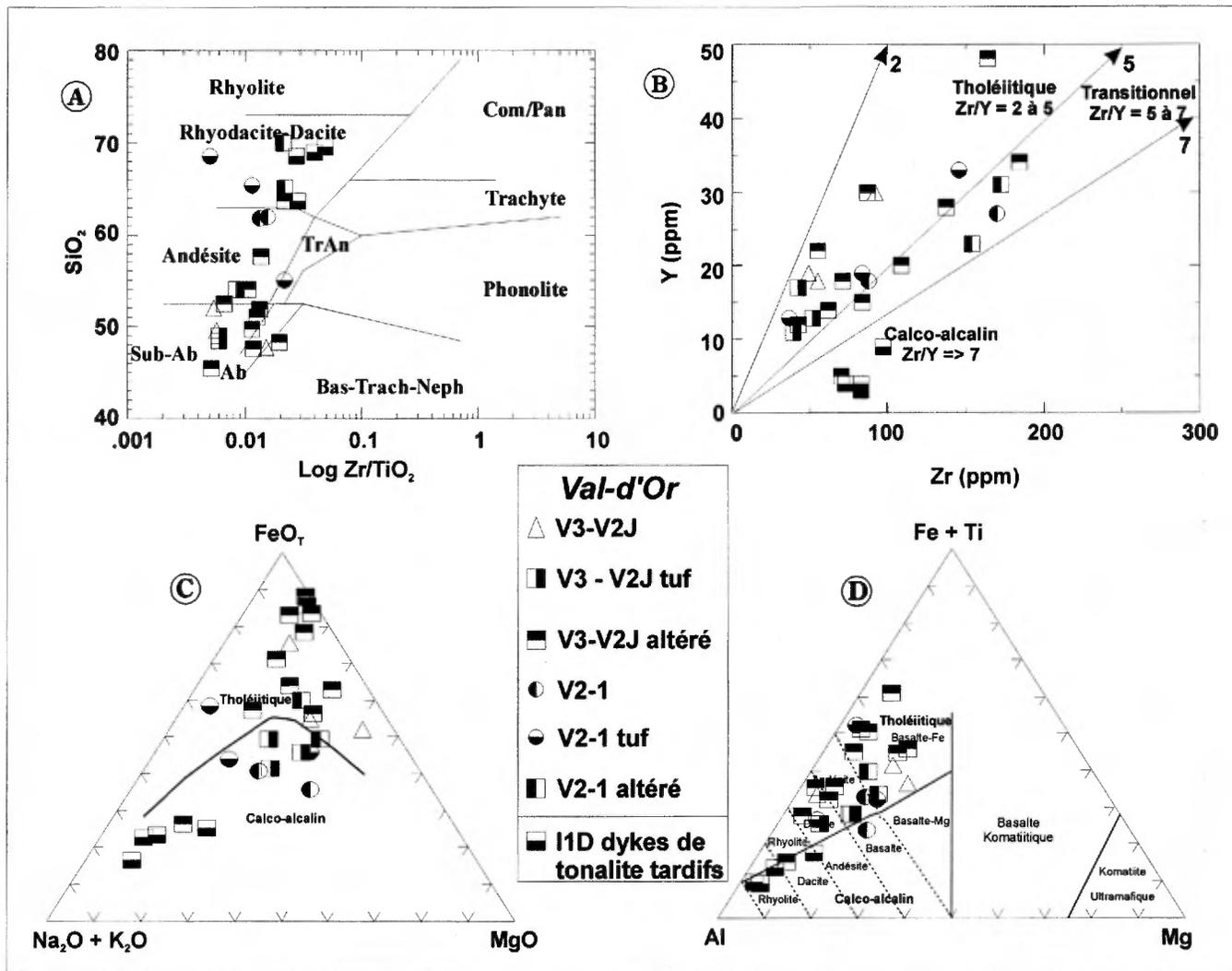


Figure 6 : Graphiques illustrant la géochimie des volcanites de la Formation de Val-d'Or: a) Classification des roches selon Winchester et Floyd (1977); b) Éléments immobiles-incompatibles Y versus Zr; c) Diagramme ternaire AFM selon Irvine et Baragar (1971) reflétant les affinités géochimiques; d) Diagramme ternaire AFM de Jensen (1976) illustrant les affinités géochimiques de chacune des unités volcaniques.

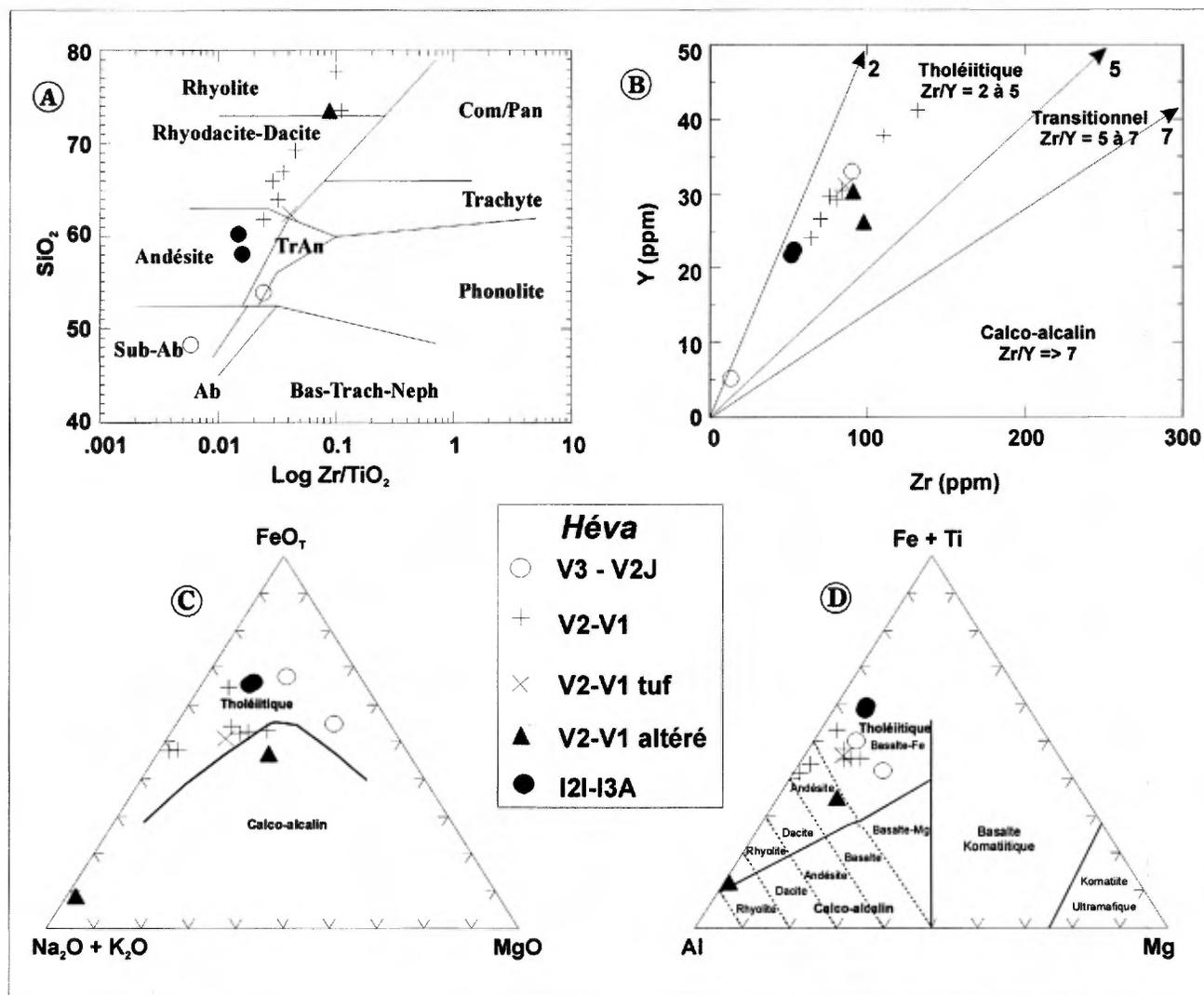
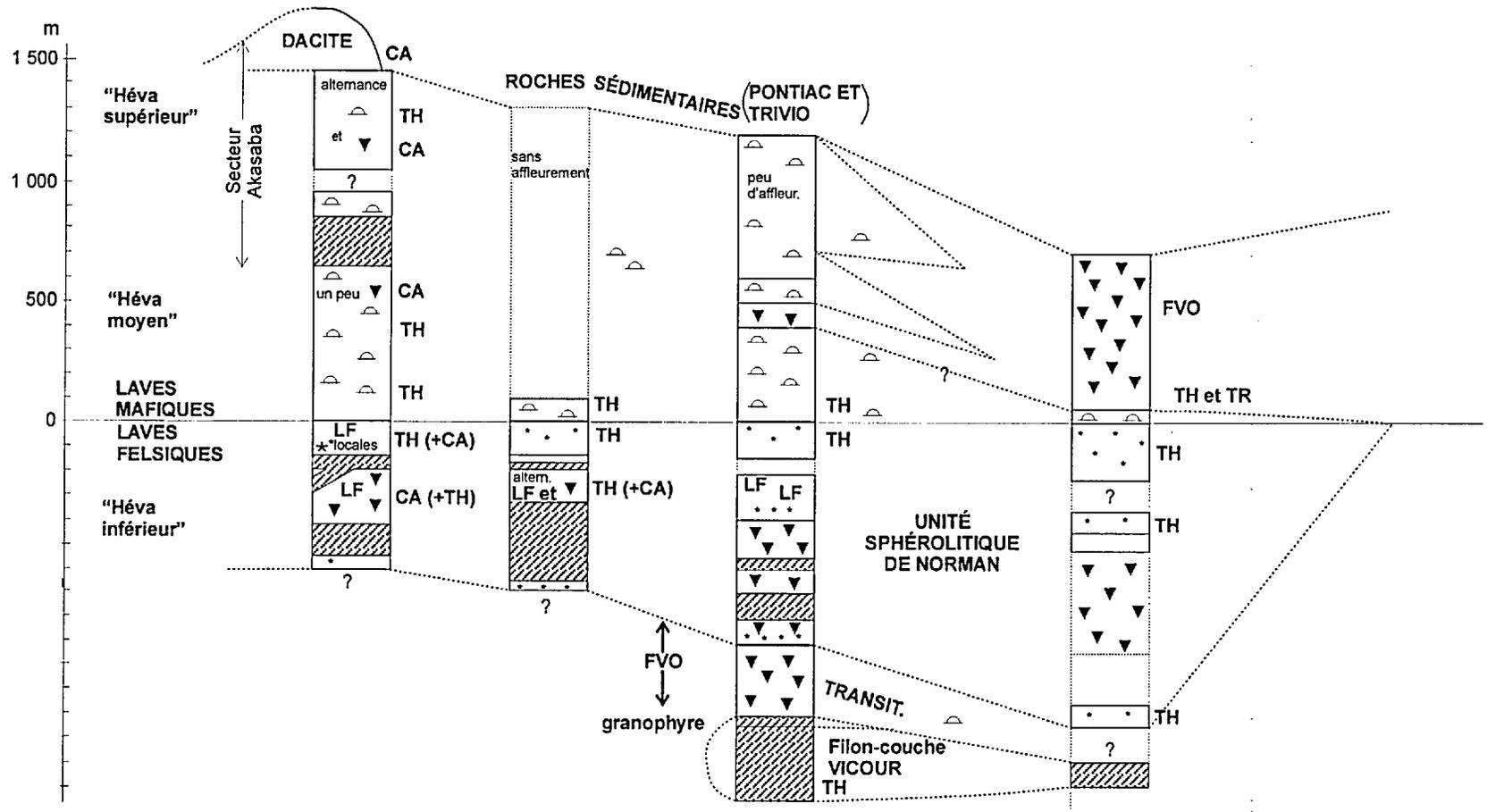


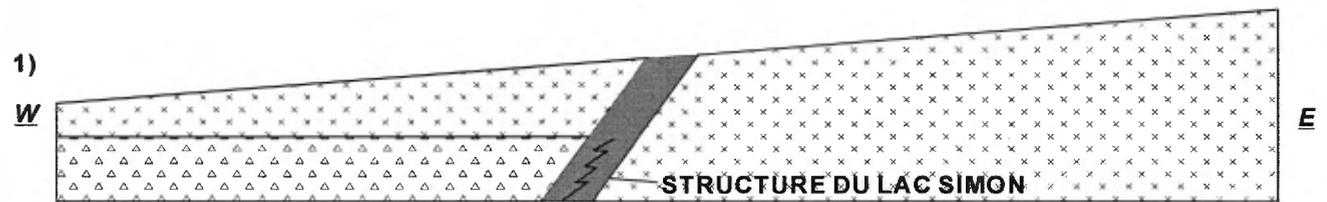
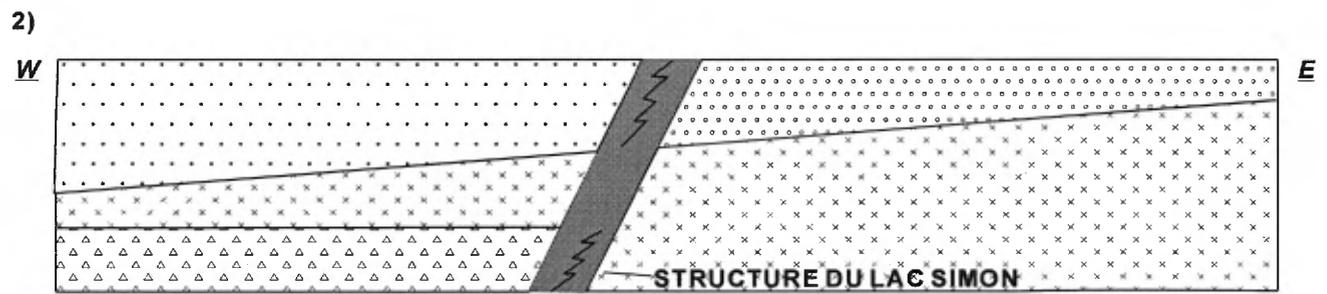
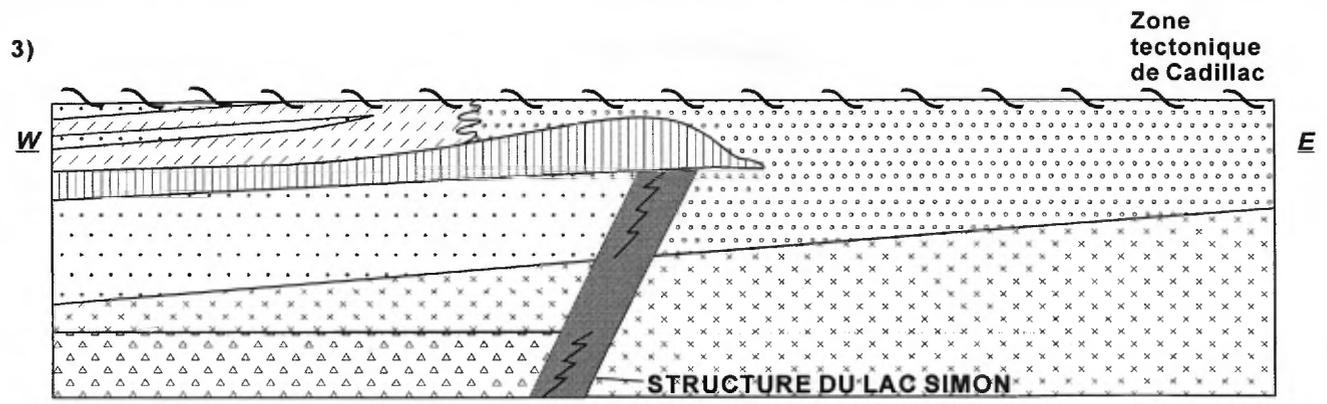
Figure 7 : Graphiques illustrant la géochimie des volcanites de la Formation de Héva a) Classification des roches selon Winchester et Floyd (1977); b) Éléments immobiles-incompatibles Y versus Zr; c) Diagramme ternaire AFM selon Irvine et Baragar (1971) reflétant les affinités géochimiques; d) Diagramme ternaire AFM de Jensen (1976) illustrant les affinités géochimiques de chacune des unités volcaniques.

Secteur : 1) Louvicourt Goldfield 2) Lapaska 3) Sigma-2 4) Route 117 au sud du village Louvicourt
 UTM Zone 18 Est : 308 km 312 km 317 km 323 km



- | | |
|--------------------------------------|---|
| △ laves mafiques | ▨ Filons-couches mafiques (et dykes porphyriques) |
| LF laves felsiques et intermédiaires | TH d'affinité tholéiitique |
| * laves sphérolitiques | CA d'affinité calco-alcaline |
| ▼ tufs | TR d'affinité transitionnelle |
| FVO Formation de Val-d'Or | |

Figure 8 : Coupes schématiques de la Formation de Héva, dans l'hypothèse où ces roches forment une simple séquence homoclinale (modifié de Sauvé, 1995). Pour la localisation des coupes voir fig. 2.



FORMATION DE HÉVA	
	FHVm : coulées de basalte tholéiitique
	FHVf : coulées intermédiaires à felsiques, principalement dacitiques, tholéiitiques
FORMATION DE VAL-D'OR	
	FVOv(if) : volcanoclastites et coulées intermédiaires à felsiques, transitionnelles à calco-alcalines
	FVOv(mi) : volcanoclastites et coulées mafiques à intermédiaires, tholéiitiques à transitionnelles
	FVOe : coulées mafiques à intermédiaires, tholéiitiques à transitionnelles
	FJC : coulées mafiques et ultramafiques, tholéiitiques à komatiitiques

Figure 9 : Évolution schématique des unités volcaniques du Domaine de Val-d'Or dans la région du canton Vauquelin.

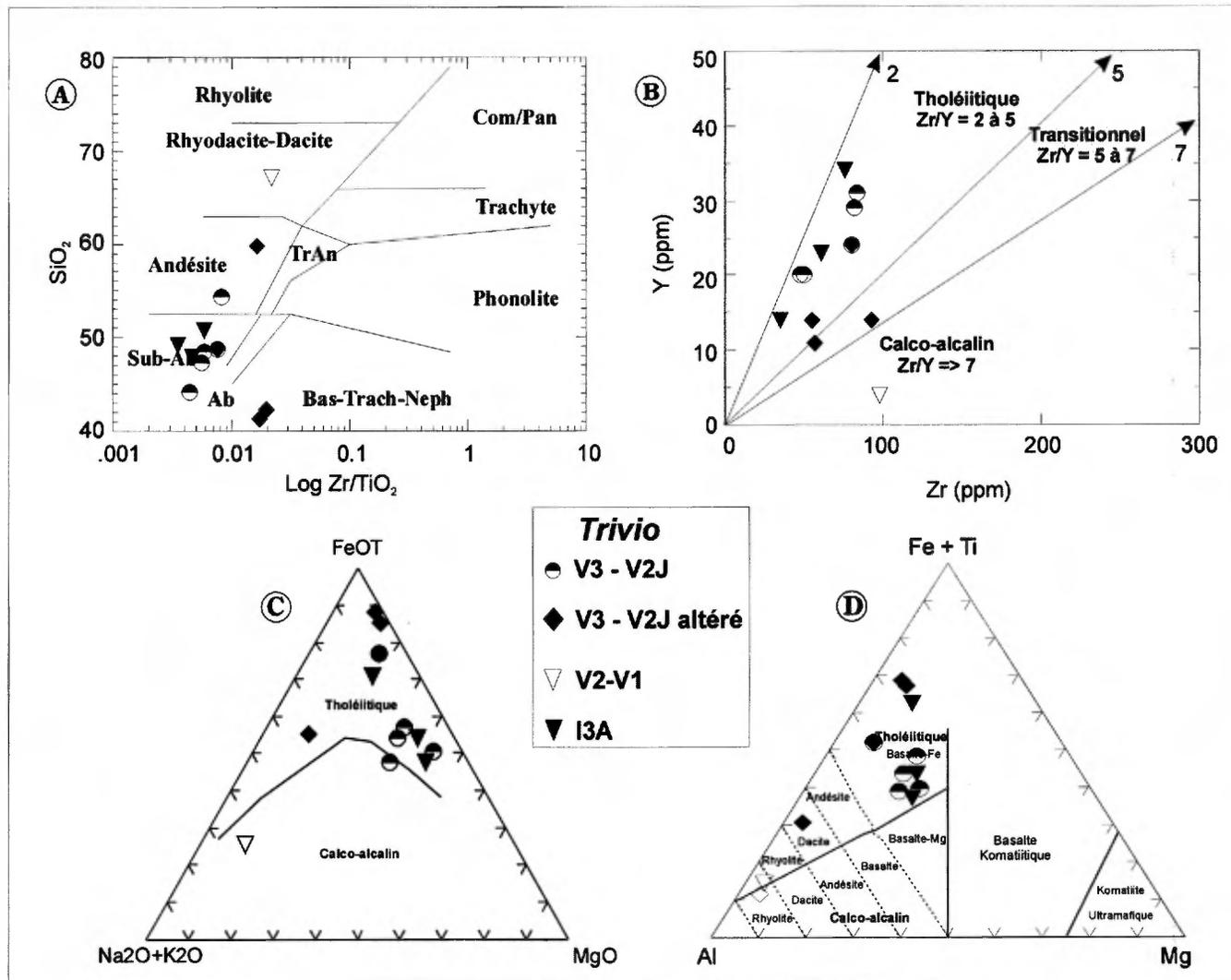


Figure 10 : Graphiques illustrant la géochimie des volcanites du Complexe de Trivio: **a)** Classification des roches selon Winchester et Floyd (1977); **b)** Éléments immobiles-incompatibles Y versus Zr; **c)** Diagramme ternaire AFM selon Irvine et Baragar (1971) reflétant les affinités géochimiques; **d)** Diagramme ternaire AFM de Jensen (1976) illustrant les affinités géochimiques de chacune des unités volcaniques.

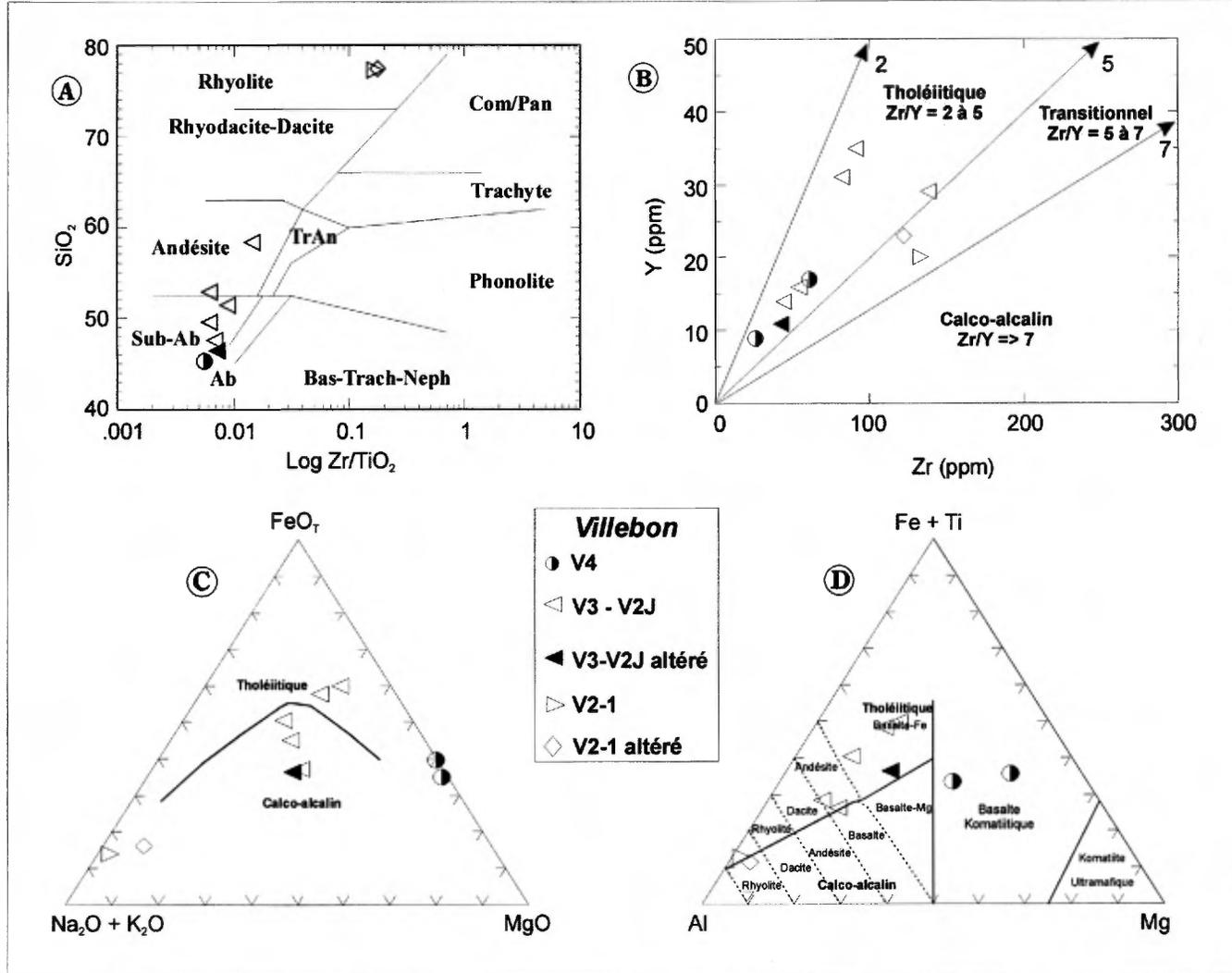


Figure 11 : Graphiques illustrant la géochimie des volcanites du Groupe de Villebon: a) Classification des roches selon Winchester et Floyd (1977); b) Éléments immobiles-incompatibles Y versus Zr; c) Diagramme ternaire AFM selon Irvine et Baragar (1971) reflétant les affinités géochimiques; d) Diagramme ternaire AFM de Jensen (1976) illustrant les affinités géochimiques de chacune des unités volcaniques.

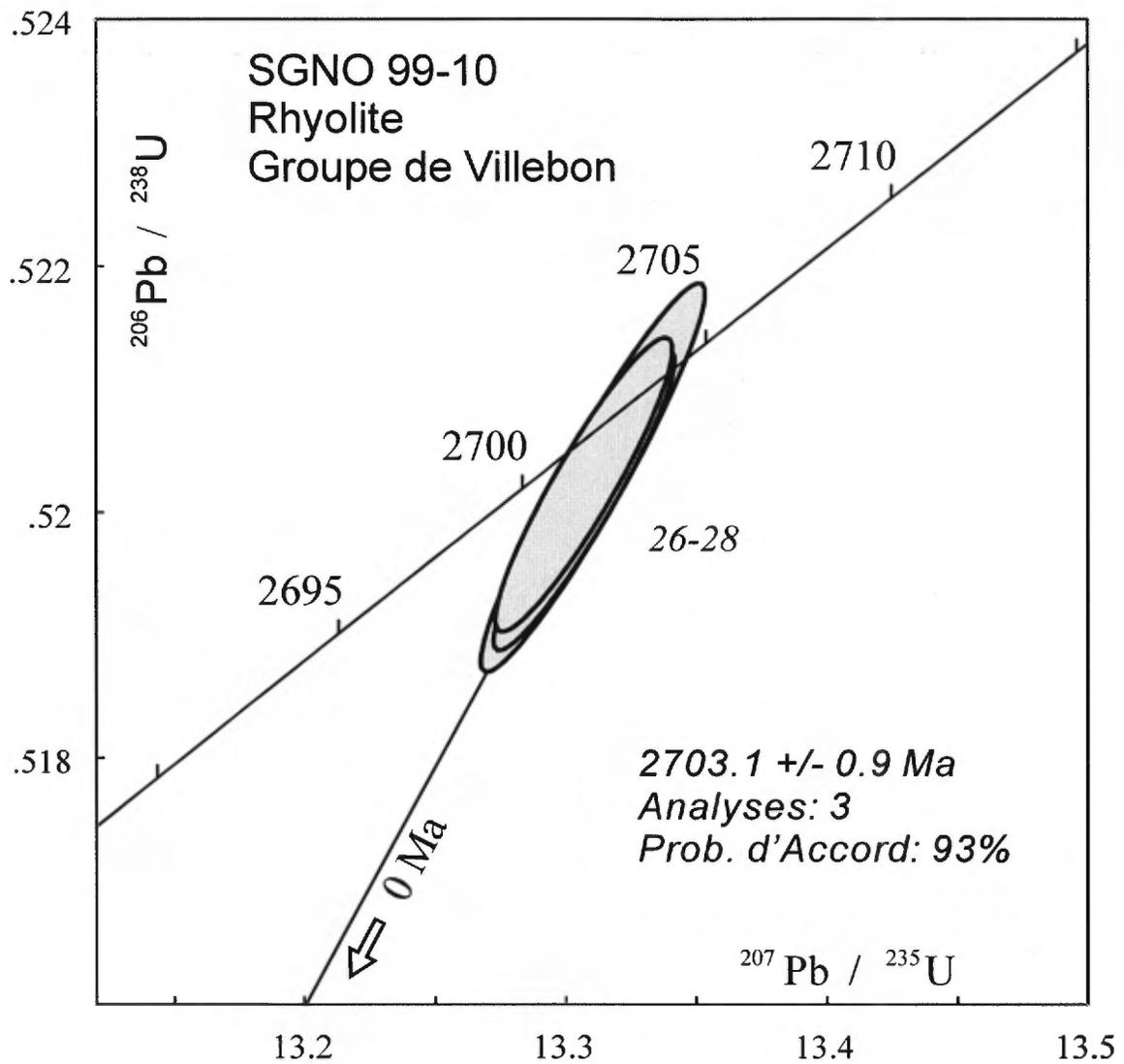


Figure 12 : Datation U-Pb d'un échantillon de rhyolite de l'horizon felsique du Groupe de Villebon. Les trois zircons analysés sont légèrement discordant et permettent de calculer la droite qui recoupe la courbe concordia à $2703,1 \pm 0,9 \text{ Ma}$. (Davis, 2000).

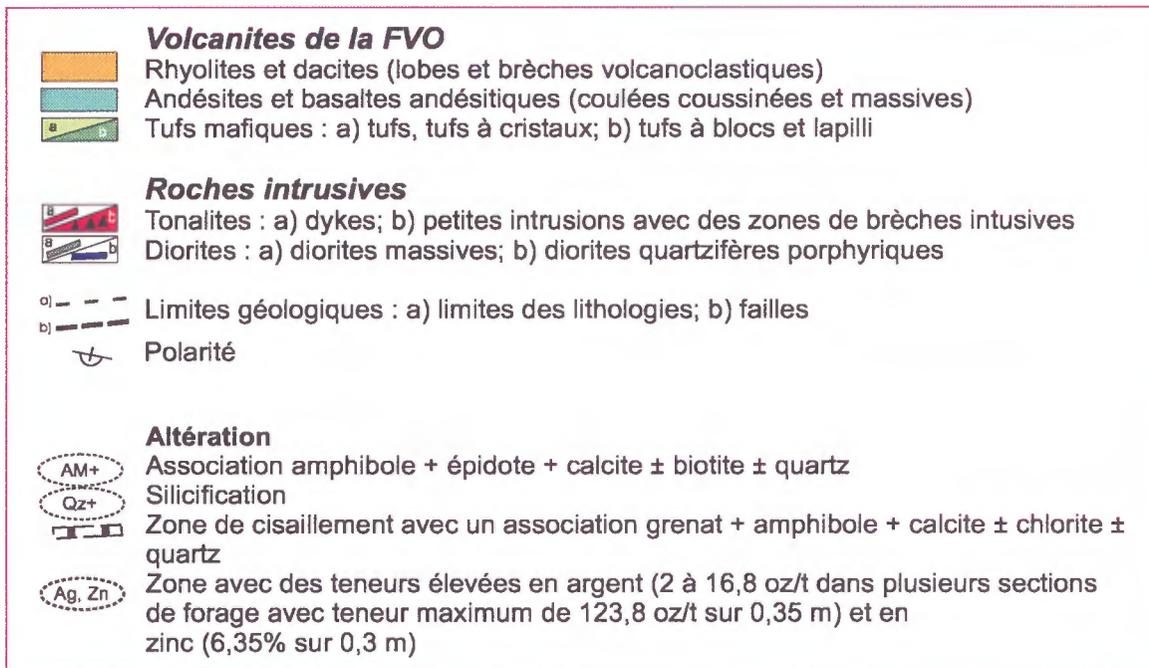
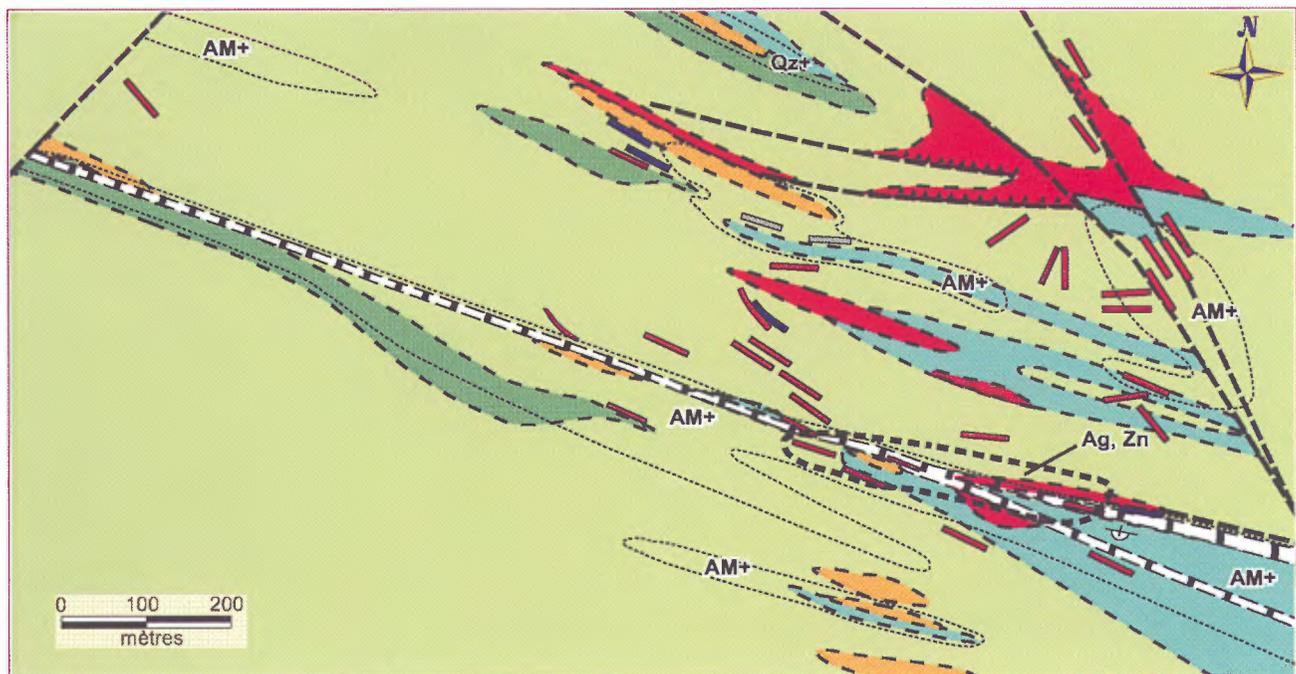


Figure 13 : Carte géologique simplifiée du secteur des claims Edward Rosenbaum (Localisé sur la figure 2)

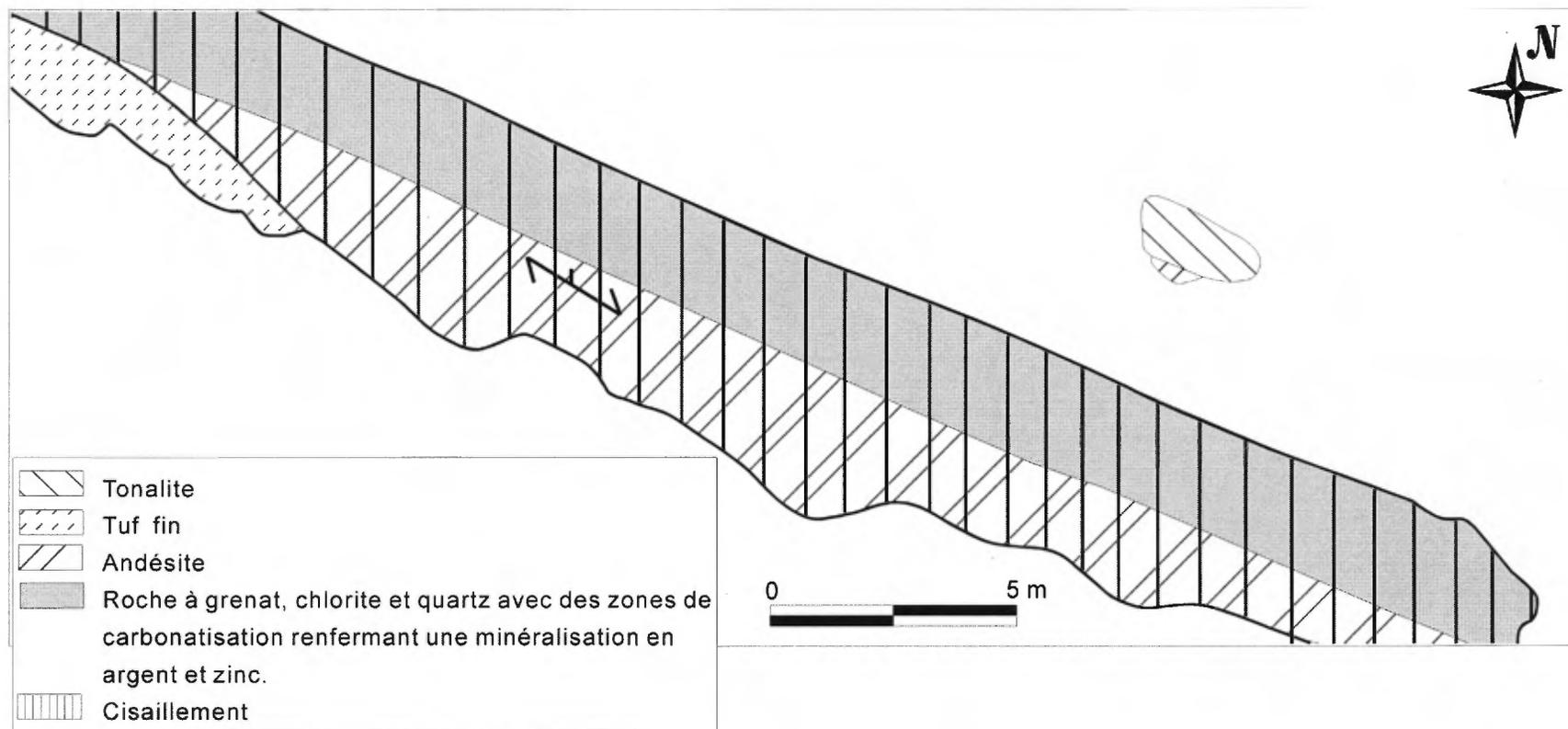
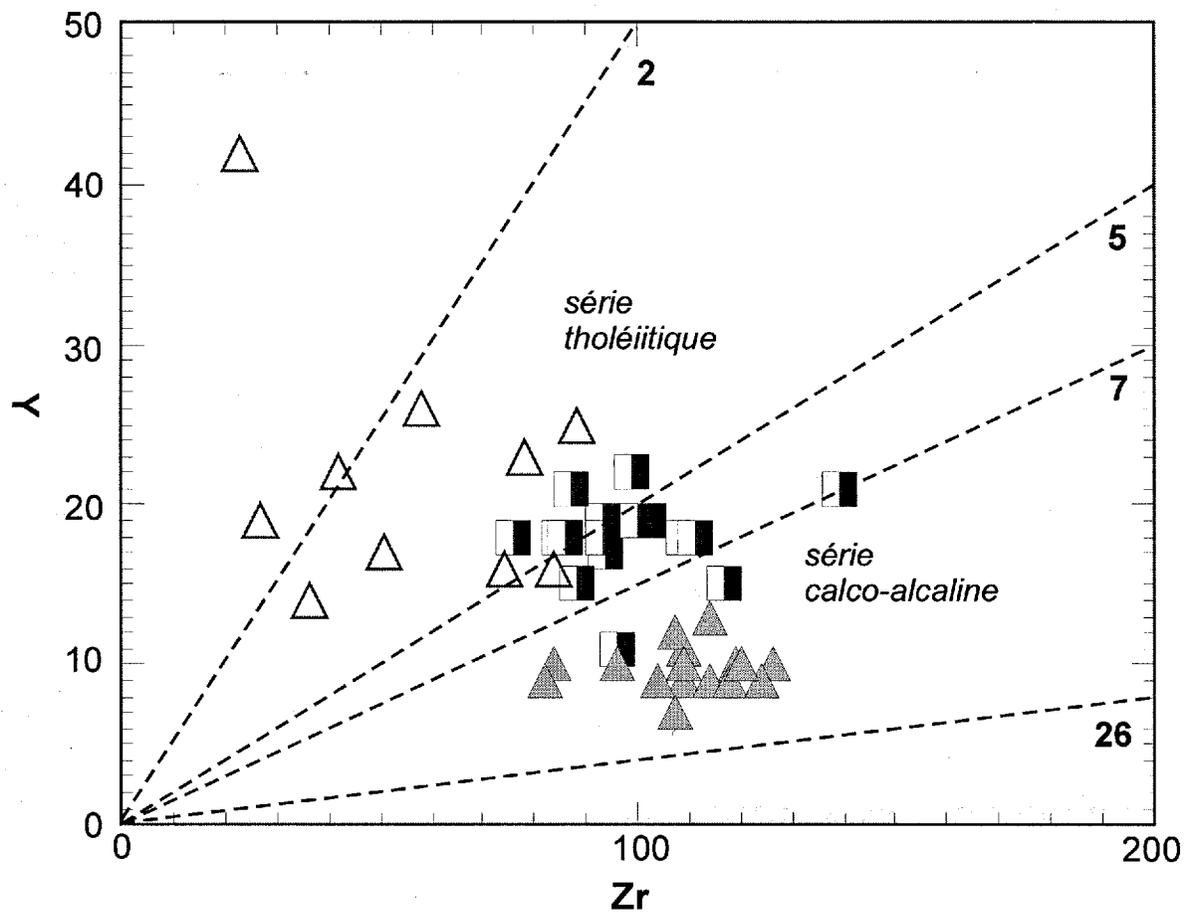
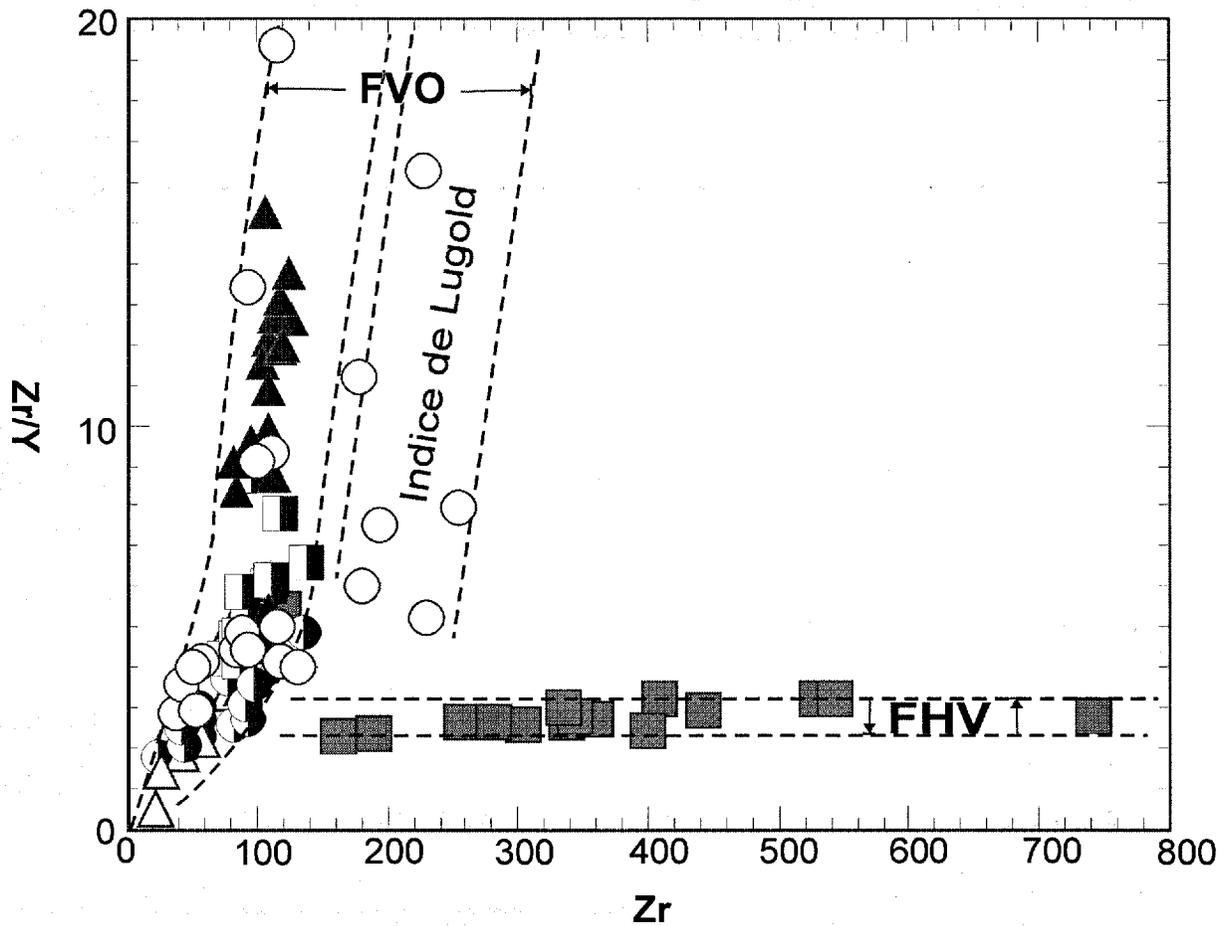


Figure 14 : Géologie schématique d'une tranchée dans la zone minéralisée du secteur des claims Edward Rosenbaum, selon Cambell (1993), les échantillons choisis prélevés dans la tranchée ont rapporté des valeurs atteignant 13 oz/t Ag et 1,10% Zn.



- △ Basaltes et tufs mafiques à lapilli
- Tufs intermédiaires à felsiques à cristaux
- ▲ Dacites subvocaliques

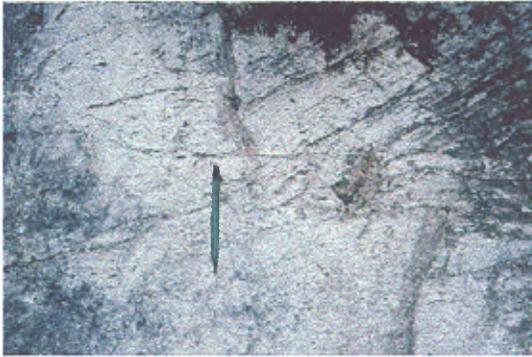
Figure 15a : Diagramme d'éléments traces (Y vs Zr) pour les volcanites du secteur d'Akasaba, (basé sur des analyses tirées de Vorobiev, 1998). Noter un changement d'affinité magmatique en passant des variétés mafiques à celles plus felsiques.



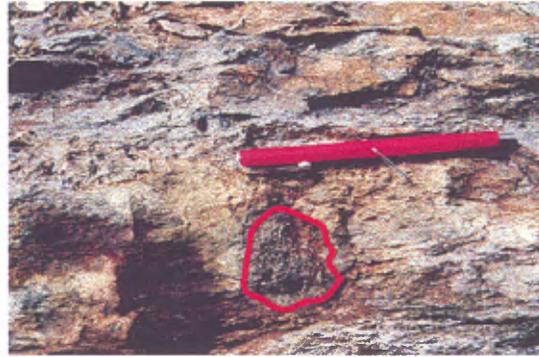
- Secteur étudié (à l'est de la rivière Louvicourt)**
- Volcanites de la FHV
 - Basaltes de la FVO
 - Autres volcanites de la FVO
- Secteur d'Akasaba**
- △ Volcanites mafiques
 - Tufs intermédiaires à felsiques
 - ▲ Dacites subvolcaniques

Figure 15b : Diagramme d'éléments traces (Zr/Y vs. Zr) pour l'ensemble des volcanites des FVO et FHV du secteur étudié et du secteur d'Akasaba (les analyses pour les volcanites du secteur d'Akasaba sont tirées de Vorobiev, 1998). Ce diagramme montre les tendances différentes d'évolution magmatique pour les volcanites des FVO et FHV. Les volcanites du secteur d'Akasaba suivent la même tendance que les volcanites de la FVO du secteur étudié.

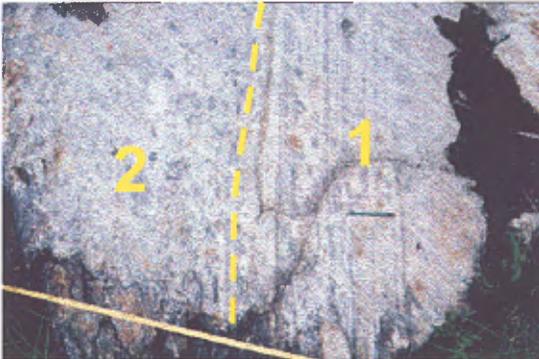
Planche 1



A : Dyke felsique subvertical, orienté N-S recoupant un horizon de tufs fins laminés (partie supérieure droite de la photo), dont le litage est orienté à 60/85. Affleurement décapé composé de dacite massive sphérolitique localisé sous l'horizon minéralisé de Lugold, FVO.



B : Fragment riche en PY dans l'unité de tuf à lapilli inférieur (0-10m), FVO.



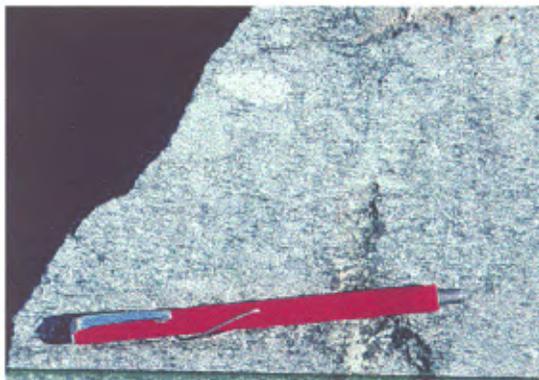
C : Unité de tufs lités et laminés de 60 cm d'épaisseur (1), surmontée par un lit granoclassé de tuf à lapilli/tuf grossier (2) de 2 m d'épaisseur (FVO). À la base, on note des lapilli felsiques subarondis (40-60%), massifs de couleur gris pâle. Certains des fragments sont chloritisés et de couleur gris très sombre. La taille des fragments diminue rapidement vers le sommet, la partie supérieure est formée de tufs grossiers avec une stratification diffuse.



D : Structures de charge au sommet d'un lit de tuffin de couleur gris pâle à la pointe du crayon (FVO). Le lit sus-jacent de couleur gris foncé est composé de tuf grossier.



E : Un horizon de tufs à blocs et lapilli dans les tufs à lapilli de l'unité FVOv (mi), près de la limite est du Canton Vauquelin. Noter une réorientation des fragments selon les plans de schistosité.



F : Tuf à lapilli et cristaux de plagioclase, horizon localisé au sommet de la FVO le long de la route 117.

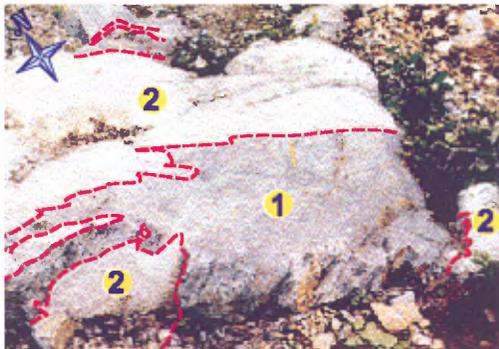
Planche 2



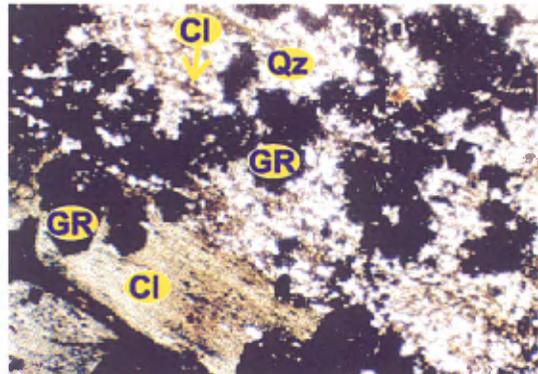
A : Sphérolites aplatis dans le plan de la schistosité dominante provenant d'une coulée de dacite massive de couleur vert foncé et riche en magnétite de la partie supérieure de la FHV. Cet affleurement, en coupe, est localisé le long de la route 117.



B : Laves mafiques coussinées du GTR fortement déformées et amphibolisées. Un étirement très intense de coussins rend impossible toute interprétation des polarités.



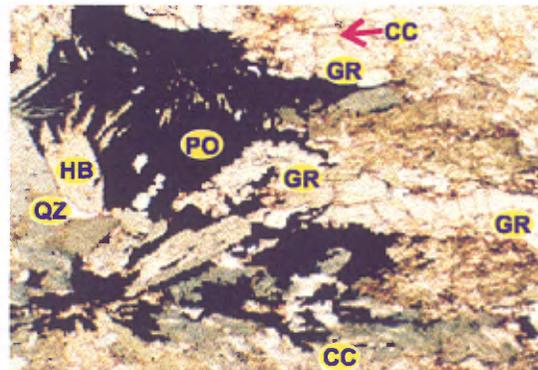
C : Roche à grenat, quartz, chlorite et sulfure (1) formée au contact avec un dyke tonalitique (2) dans une zone de cisaillement. Noter une concentration de grenats et de sulfures le long des fractures (zones mauves et brunes claires).



D : Microphotographie de la roche à grenat, quartz, chlorite et sulfures. Noter le grenat déformé entouré de quartz et le grenat automorphe associé à une veine de chlorite. Des sulfures disséminés sont de la pyrite, de la pyrrotite, de la chalcopryrite et de la spalérite). LN, N+, 2,5.

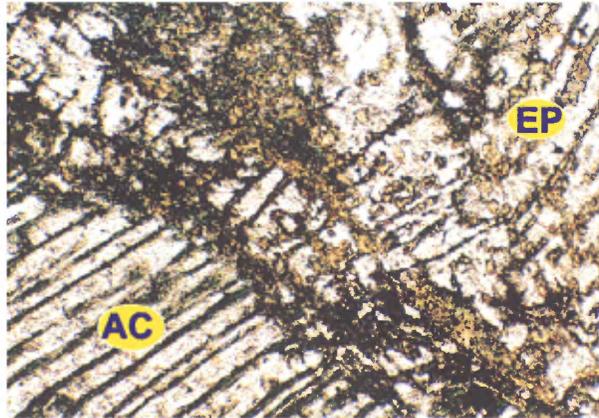


E : Roche à grenat et hornblende formant un horizon dans des laves amphibolisées du GTR. Le protolithe de cette roche aurait pu être une volcanoclastites ou une brèche tectonique.

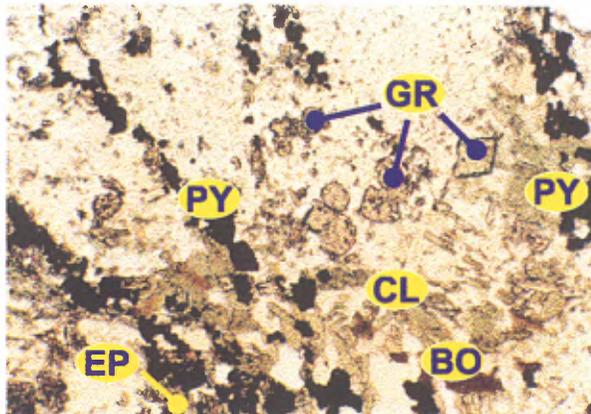


F : Microphotographie de la roche à grenat et hornblende montrée sur la planche 2E. Noter une association grenat-hornblende-quartz-calcite-pyrrotite avec le grenat déformé et la hornblende montrant une structure métasomatique. LN, N-, 2,5X.

Planche 3



A : Microphotographie d'une andésite de la FHV (au sud du lac Simon) déformée et altérée, avec un réseau complexe de fractures remplies d'actinote, d'épidote et de minéraux métalliques (magnétite, pyrite et pyrrhotite). LN, N-, 6, 3x.



B : Microphotographie d'un granophyre tonaltique altéré (recoupant des tufs de la FHV dans le secteur lac Simon). Noter une association grenat-épidote-chlorite-biotite-pyrite. La chlorite et la biotite remplacent l'amphibole. LN, N-, 6,3X.

Tableau 1: Données isotopiques U-Pb dans le zircon (Davis, 2000)

<u>Num.</u>	<u>Description</u>	<u>Poids</u> (mg)	<u>U</u> (ppm)	<u>Th/U</u>	<u>PbCom</u> (pg)	<u>207/204</u>	<u>206/238</u>	<u>2 sigma</u>	<u>207/235</u>	<u>2 sigma</u>	<u>207/206</u> Age (Ma)	<u>2 sigma</u>	<u>% Disc.</u>
SGNO99-10		Rhyolite, Groupe de Villebon, Secteur du canton Vauquelin											
26	1 Ab zr, brn, spr, pl	0,0020	296	0,47	0,15	25114	0,5201	0,0012	13,307	0,035	2703,3	1,5	0,2
27	1 Ab zr, eq, brn	0,0008	287	0,38	0,16	8868	0,5203	0,0016	13,310	0,043	2703,1	1,7	0,1
28	1 Ab zr, eq, brn	0,0010	258	0,47	0,25	6415	0,5202	0,0012	13,307	0,034	2702,8	1,7	0,1

<u>Num.</u>	<u>Description</u>	<u>Poids</u> (mg)											
SGNO99-10		Rhyolite, Groupe de Villebon, Secteur du canton Vauquelin											
26	1 Ab zr, brn, spr, pl	0,0020	dwd3247	1 Ab zr, flat, stubby, brnsh, no chem, bomb D6									
27	1 Ab zr, eq, brn	0,0008	dwd3241	1 Ab zr, equant, brnsh, no chem, bomb 66									
28	1 Ab zr, eq, brn	0,0010	dwd3319	1 AB ZREQUANT BROWNISH BOMB 66 NO CHEM									

NOTES

Ab - traite avec abrasion; zr - graine de zircon; eq - equant; spr - court prismatique; lpr - longue prismatic; clr - sans couleur;

brn - brunatre; crk - avec failles; rnd - bien arrondi; incl - inclusions; frag - fragment; euh - euhedral

PbCom - Pb commun, avec composition isotopique du blanc

Th/U est calcule du rapport 208Pb/206Pb radiogenique et l'age concordant 207Pb/206Pb.

%Disc - Discordance par rapport a l'age 207Pb/206Pb

Constantes de desintegration d'apres Jaffey et al. (1971).

Annexe 1 : Lithogéochimie des volcanites de la région du canton Vauquelin

Tableau des analyses globales accompagnées des calculs d'indices d'altération suivants: affinité magmatique, valeur du sodium, valeur du potassium, indice d'Ishikawa, indice de chlorite, indice de séricite, mobilité du zinc et des alcalis, indice de séricite no. 2 et indice Spitz.

Indices d'altérations:

- 1) Affinité magmatique $\{Zr/Y\}$;
- 2) Valeur du sodium $\{Na_2O\}$;
- 3) Valeur du potassium $\{K_2O\}$;
- 4) [IAI]: Indice d'Ishikawa¹ $\{100*(MgO+K_2O)/(MgO+K_2O+Na_2O+CaO)\}$;
- 5) [IAC]: Indice de chlorite² $\{100*(Fe_2O_3+MgO)/(Fe_2O_3+MgO+2CaO+Na_2O)\}$;
- 6) [IAS]: Indice de séricite³ $\{100*K_2O/(K_2O+Na_2O)\}$;
- 7) Mobilité du zinc et des alcalis $\{Zn(ppm)/Na_2O*10\}$;
- 8) Indice de séricite no. 2 $\{(K_2O/Na_2O)*10\}$; et
- 9) Indice Spitz⁴ $\{Al_2O_3/Na_2O\}$.

¹ Ishikawa *et al.* (1976);

² Saeki et Date (1980);

³ Saeki et Date (1980);

⁴ Spitz (1975)



Annexe 1: Lithogéochimie des volcanites de la région du canton Vauquelin

Formation	HV	HV	VD	VD	VD	VD	VD	VD	VD
Lithologie	V3B, ma	V1B	M15	V3B, ma	V3, tx	V1-2, tl	V1C, ma	I1D, PL, BO	V2-1
Altération	Si+, Ep+	MG	GR+ CL+ SF+			EP+			
numéro terrain	8	12	28	33	33	40	41	48	50
Num. BAROQ	1999028506	1999028509	1999028534	1999020931	1999020932	1999020938	1999020940	1999020947	1999020952
SiO2	53,9	73,5	51,9	47,7	49	68,6	52,5	69	37
Al2O3	15,4	10,7	14,5	20,9	24	10,9	21,3	17	12,7
Fe2O3t	13,1	6,24	20,8	8,57	7,14	9,77	6,56	1,4	11
MgO	2,97	0,45	2,78	1,4	2,96	0,82	1,18	0,77	4,64
CaO	9,45	1,18	1,77	17,6	10,4	2,56	15,7	4,23	16,7
Na2O	2,52	5,14	0,1	0,99	3,44	4,99	0,33	5,33	1,12
K2O	0,21	0,45	0,3	0,09	0,19	0,44	0,11	0,34	0,08
TiO2	1,48	0,48	0,63	0,61	0,72	0,74	0,65	0,21	0,59
MnO	0,22	0,09	4,37	0,27	0,11	0,16	0,14	0,02	0,38
P2O5	0,13	0,08	0,12	0,03	0,05	0,18	0,05	0,06	0,05
Cr2O3	0,02	0,01	0,09	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02
S									
PAF	0,12	0,8	2,19	0,5	2,28	2,47	1,85	0,72	15,6
TOTAL	99,52	99,12	99,55	98,68	100,32	101,64	100,39	99,09	99,88
Ba			186						
B			1						
Cd			3						
Ce			16						
Co			55						
Cu			280						
Dy			1						
Eu			5						
Ga	24	23	18	18	16	13	16	20	14
La			8						
Li			11						
Mo			4						
Nb	14	20	4	3	3	3	3	3	3
Nd			25						
Ni			168						
Pb			12						
Pr			10						
Rb	16	12	10	3	7	4	3	12	3
Sc			29						
Sm			2						
Sn	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Sr	66	42	8	108	172	81	72	303	73
Ta	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Te	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Th	10	10	13	10	10	10	10	10	10
V			241						
Y	132	165	15	30	17	13	12	3	30
Zn			361						
Zr	360	529	84	92	43	37	43	83	87
1 (Zr/Y)	2,73	3,21	5,60	3,07	2,53	2,85	3,58	27,67	2,90
2 Na2O	2,52	5,14	0,10	0,99	3,44	4,99	0,33	5,33	1,12
3 K2O	0,21	0,45	0,30	0,09	0,19	0,44	0,11	0,34	0,08
4 ISHIKAWA	20,99	12,47	62,22	7,42	18,54	14,30	7,45	10,40	20,94
5 CHLORITE	42,86	47,15	86,63	21,60	29,41	51,16	19,61	13,60	31,18
6 SERICITE 1	7,69	8,05	75,00	8,33	5,23	8,10	25,00	6,00	6,67
7 ZN&ALK	0,00	0,00	361,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
8 SERICITE 2	0,83	0,88	30,00	0,91	0,55	0,88	3,33	0,64	0,71
9 SPITZ	6,11	2,08	145,00	21,11	6,98	2,18	64,55	3,19	11,34

Annexe 1: Lithogéochimie des volcanites de la région du canton Vauquelin

Formation	VD	VD	VD	VD	VD	VD	VD	VD	TR
Lithologie	V3B	V2-3, tl	V1-2, tx, td	V3B	V1D	M8	I1D	V2, tu	V3A
Altération	cisaillé	AM+ GR+	BO+, CC+	AM+	AM+, CL+	GR+ AM+		GR, AM+	CL+
numéro terrain	51	54	57	66	77	79	85	85	102
Num. BAROQ	1999020955	1999020959	1999020961	1999020967	1999020979	1999020986	1999020991	1999020993	1999028413
SiO2	49,8	48,3	65,4	49,6	57,6	47,6	69,60	51,10	54,30
Al2O3	23,1	16,2	16,3	15,8	23,5	18,2	17,50	23,30	13,60
Fe2O3t	10,9	11,4	5,03	10,6	10,2	16,4	1,45	9,38	11,10
MgO	2,56	1,92	1,74	7,6	1,1	2,6	0,54	2,61	6,02
CaO	3,34	10,2	4,96	9,57	0,39	7,16	5,06	7,06	8,86
Na2O	2,44	2	3,27	1,15	0,43	0,27	2,70	1,92	2,28
K2O	2,23	0,21	0,73	0,04	0,32	0,04	1,17	0,21	0,18
TiO2	1,2	0,83	0,73	0,86	1,33	0,6	0,15	0,85	1,01
MnO	0,1	0,69	0,11	0,15	1,52	2,83	0,29	0,48	0,24
P2O5	0,16	0,16	0,14	0,04	0,31	0,09	0,04	0,17	0,08
Cr2O3	0,03	0,02	0,01	0,06	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01
S									
PAF	3,91	7,16	1,21	4,24	2,95	3,94	1,82	3,10	1,77
TOTAL	99,77	99,09	99,63	99,71	99,67	99,75	100,33	100,21	99,45
Ba		52			229	95			
B		3			3	1			
Cd		2			2	2			
Ce		24			22	15			
Co		25			22	49			
Cu		43			55	375			
Dy		1			1	1			
Eu		5			5	5			
Ga	23	17	15	15	27	17	18,00	21,00	16,00
La		11			8	7			
Li		23			15	54			
Mo		4			4	4			
Nb	5	6	4	3	8	4	3,00	6,00	5,00
Nd		25			25	25			
Ni		43			40	79			
Pb		26			20	12			
Pr		10			10	10			
Rb	81	9	25	3	14	4	39,00	9,00	3,00
Sc		21			29	26			
Sm		2			3	2			
Sn	10	10	10	10	10	10			
Sr	147	133	119	134	26	21	267,00	222,00	91,00
Ta	5	5	5	5	5	5			
Te	10	10	10	10	10	10			
Th	10	10	10	10	10	10			
V		135			251	183			
Y	28	48	19	19	34	18	4,00	20,00	29,00
Zn		298			177	222			
Zr	137	164	84	49	184	71	73,00	109,00	82,00
1 (Zr/Y)	4,89	3,42	4,42	2,58	5,41	3,94	18,25	5,45	2,83
2 Na2O	2,44	2,00	3,27	1,15	0,43	0,27	2,70	1,92	2,28
3 K2O	2,23	0,21	0,73	0,04	0,32	0,04	1,17	0,21	0,18
4 ISHIKAWA	45,32	14,86	23,08	41,61	63,39	26,22	18,06	23,90	35,76
5 CHLORITE	59,61	37,29	33,92	47,29	90,33	56,56	13,44	42,78	46,12
6 SERICITE 1	47,75	9,50	18,25	3,36	42,67	12,90	30,23	9,86	7,32
7 ZN&ALK	0,00	14,90	0,00	0,00	41,16	82,22	0,00	0,00	0,00
8 SERICITE 2	9,14	1,05	2,23	0,35	7,44	1,48	4,33	1,09	0,79
9 SPITZ	9,47	8,10	4,98	13,74	54,65	67,41	6,48	12,14	5,96

Annexe 1: Lithogéochimie des volcanites de la région du canton Vauquelin

Formation	VD	VD	VD	VD	VD	VD	VD	VD	HV
Lithologie	M15	I1D, FP, QZ	V3B, ma	M15	V1D	I2I, PL	V3, tx, td	V1-2, td	V2J, ma
Altération	GR-AM-CC-CL	BO-CL-SR			EP-AC-CL		CL+	CB+	MG, AC+
numéro terrain	116	124	126	127	145	148	152	157	159
Num. BAROQ	1999028427	1999028436	1999028439	1999028448	1999028460	1999028463	1999028471	1999028474	1999028480
SiO2	54,1	68,60	52,10	63,60	61,80	63,70	48,50	54,10	63,90
Al2O3	16,6	17,30	15,90	19,10	15,90	17,40	23,10	19,50	12,40
Fe2O3t	14,8	2,24	12,00	2,81	5,12	3,31	8,58	7,21	8,82
MgO	1,68	1,02	5,66	1,54	4,95	2,56	5,29	4,17	2,46
CaO	4,3	4,35	9,62	6,03	5,65	5,45	6,62	6,58	4,59
Na2O	0,1	5,05	3,04	4,79	3,23	5,79	3,70	4,71	4,38
K2O	0,02	0,54	0,22	0,74	0,16	0,57	0,12	0,24	0,25
TiO2	0,58	0,30	1,02	0,32	0,66	0,34	0,65	0,62	0,95
MnO	2,55	0,03	0,22	0,04	0,09	0,05	0,07	0,14	0,11
P2O5	0,09	0,09	0,08	0,08	0,14	0,13	0,04	0,04	0,22
Cr2O3	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
S									
PAF	5,15	0,91	0,50	0,92	2,41	0,90	4,18	2,75	0,70
TOTAL	99,99	100,44	100,39	99,98	100,13	100,21	100,87	100,08	98,8
Ba	5								
B	1								
Cd	2								
Ce	5								
Co	42								
Cu	41								
Dy	1								
Eu	5								
Ga	14	21,00	15,00	21,00	10,00	21,00	16,00	14,00	24,00
La	3								
Li	9								
Mo	4								
Nb	5	2,00	4,00	3,00	5,00	5,00	2,00	3,00	14,00
Nd	25								
Ni	36								
Pb	12								
Pr	10								
Rb	3	13,00	3,00	19,00	3,00	8,00	3,00	7,00	5,00
Sc	17								
Sm	2								
Sn									
Sr	3	324,00	106,00	340,00	217,00	607,00	121,00	113,00	114,00
Ta									
Te									
Th									
V	160								
Y	14	4,00	18,00	5,00	18,00	9,00	11,00	13,00	118,00
Zn	257								
Zr	62	83,00	55,00	70,00	88,00	97,00	39,00	52,00	304,00
1 (Zr/Y)	4,43	20,75	3,06	14,00	4,89	10,78	3,55	4,00	2,58
2 Na2O	0,10	5,05	3,04	4,79	3,23	5,79	3,70	4,71	4,38
3 K2O	0,02	0,54	0,22	0,74	0,16	0,57	0,12	0,24	0,25
4 ISHIKAWA	27,87	14,23	31,72	17,40	36,53	21,78	34,39	28,09	23,20
5 CHLORITE	65,45	19,17	44,22	20,52	40,93	26,02	45,02	38,91	45,41
6 SERICITE 1	16,67	9,66	6,75	13,38	4,72	8,96	3,14	4,85	5,40
7 Zn&AlK	257,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
8 SERICITE 2	2,00	1,07	0,72	1,54	0,50	0,98	0,32	0,51	0,57
9 SPITZ	166,00	3,43	5,23	3,99	4,92	3,01	6,24	4,14	2,83

Annexe 1: Lithogéochimie des volcanites de la région du canton Vauquelin

Formation	HV	HV	HV	VD	HV	HV	TR	TR	TR
Lithologie	V2J, ma	V1B	I2I	V3B	V1D	V2, tx	V3B	I3A	V1B
Altération	AC++, EP	CB+, EP+	AC+, EP+		EP+, MG	AC+, CL+, MG	CL+, AM+		AM+
numéro terrain	160	168	170	182	187	191	196	197	202
Num. BAROQ	1999028483	1999028615	1999028620	1999028632	1999028644	1999028647	1999028656	1999028657	1999028661
SiO2	61,80	77,70	60,20	45,50	66,00	62,40	48,50	50,80	67,10
Al2O3	13,00	9,51	11,60	12,30	12,40	11,70	15,90	14,10	19,40
Fe2O3t	9,79	4,87	14,20	11,70	8,47	8,23	10,80	12,50	2,19
MgO	3,37	0,20	1,97	5,34	2,18	1,85	6,89	7,76	0,85
CaO	5,27	1,80	4,74	10,10	3,57	4,71	9,77	9,95	3,45
Na2O	4,01	3,98	4,52	2,77	4,46	5,31	3,66	1,76	2,96
K2O	0,45	0,66	0,24	0,08	0,28	0,02	0,10	0,05	1,97
TiO2	1,06	0,44	1,43	1,06	0,96	0,84	0,86	1,05	0,45
MnO	0,11	0,09	0,20	0,19	0,11	0,10	0,22	0,24	0,03
P2O5	0,22	0,08	0,50	0,07	0,21	0,21	0,04	0,05	0,12
Cr2O3	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,06	0,02	0,01
S									
PAF	1,15	0,59	0,21	10,30	1,23	4,43	3,06	2,76	1,99
TOTAL	100,25	99,93	99,82	99,43	99,89	99,83	99,86	101,04	100,52
Ba									
B									
Cd									
Ce									
Co									
Cu									
Dy									
Eu									
Ga	23,00	21,00	24,00	15,00	22,00	23,00	16,00	16,00	23,00
La									
Li									
Mo									
Nb	11,00	20,00	10,00	4,00	13,00	14,00	3,00	4,00	4,00
Nd									
Ni									
Pb									
Pr									
Rb	16,00	15,00	7,00	4,00	7,00	3,00	3,00	3,00	47,00
Sc									
Sm									
Sn									
Sr	122,00	73,00	42,00	67,00	101,00	174,00	161,00	105,00	245,00
Ta									
Te									
Th									
V									
Y	96,00	151,00	90,00	22,00	106,00	124,00	20,00	23,00	4,00
Zn									
Zr	257,00	443,00	214,00	55,00	281,00	344,00	50,00	61,00	98,00
1 (Zr/Y)	2,68	2,93	2,38	2,50	2,65	2,77	2,50	2,65	24,50
2 Na2O	4,01	3,98	4,52	2,77	4,46	5,31	3,66	1,76	2,96
3 K2O	0,45	0,66	0,24	0,08	0,28	0,02	0,10	0,05	1,97
4 ISHIKAWA	29,16	12,95	19,27	29,63	23,45	15,73	34,23	40,01	30,55
5 CHLORITE	47,49	40,08	53,60	42,59	47,87	40,63	43,26	48,33	23,57
6 SERICITE 1	10,09	14,22	5,04	2,81	5,91	0,38	2,66	2,76	39,96
7 ZN&ALK	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
8 SERICITE 2	1,12	1,66	0,53	0,29	0,63	0,04	0,27	0,28	6,66
9 SPITZ	3,24	2,39	2,57	4,44	2,78	2,20	4,34	8,01	6,55

Annexe 1: Lithogéochimie des volcanites de la région du canton Vauquelin

Formation	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR	VD
Lithologie	V3B	M15	M15	M10	M16	V3B	I3A	I3A	V2-3
Altération		GR-AM	GR-AM	GR+, HB+		AM+, AC+, HM			HB+, GR+
numéro terrain	208	208	210	220	220	221	223	224	271
Num. BAROQ	1999028671	1999028673	1999028674	1999028684	1999028686	1999028687	1999028689	1999028690	1999028671
SiO2	48,70	42,30	41,30	59,80	44,20	47,40	49,20	47,90	48,7
Al2O3	15,70	13,00	13,00	20,00	16,00	15,50	12,20	16,20	15,7
Fe2O3t	14,70	26,40	26,20	6,64	16,60	12,20	20,00	11,10	14,7
MgO	2,91	2,75	3,54	1,16	8,46	9,29	4,60	8,87	2,91
CaO	12,00	9,68	8,56	6,26	7,06	11,80	8,53	11,50	12
Na2O	0,61	0,33	0,39	2,95	2,65	1,40	2,71	2,02	0,61
K2O	0,47	0,08	0,10	0,71	0,08	0,08	0,13	0,08	0,47
TiO2	1,06	0,29	0,32	0,56	1,92	0,87	2,18	0,76	1,06
MnO	0,49	1,17	1,49	0,18	0,24	0,18	0,25	0,16	0,49
P2O5	0,07	0,05	0,05	0,08	0,06	0,04	0,09	0,04	0,07
Cr2O3	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,06	0,04
S									
PAF	3,37	3,04	4,79	1,57	2,12	1,40	0,12	1,24	3,37
TOTAL	100,12	99,1	99,75	99,92	99,4	100,21	100,02	99,93	100,12
Ba									212
B									3
Cd									2
Ce									7
Co									56
Cu									120
Dy									1
Eu									5
Ga	19,00	12,00	12,00	18,00	23,00	17,00	21,00	15,00	19
La									3
Li									22
Mo									4
Nb	4,00	3,00	3,00	5,00	5,00	4,00	5,00	2,00	4
Nd									25
Ni									104
Pb									12
Pr									10
Rb	24,00	3,00	4,00	20,00	3,00	3,00	3,00	4,00	24
Sc									39
Sm									3
Sn									
Sr	91,00	3,00	3,00	168,00	97,00	124,00	75,00	98,00	91
Ta									
Te									
Th									
V									286
Y	24,00	11,00	14,00	14,00	31,00	20,00	34,00	14,00	24
Zn									84
Zr	80,00	57,00	55,00	93,00	84,00	48,00	76,00	35,00	80
1 (Zr/Y)	3,33	5,18	3,93	6,64	2,71	2,40	2,24	2,50	3,33
2 Na2O	0,61	0,33	0,39	2,95	2,65	1,40	2,71	2,02	0,61
3 K2O	0,47	0,08	0,10	0,71	0,08	0,08	0,13	0,08	0,47
4 ISHIKAWA	21,14	22,04	28,91	16,88	46,79	41,52	29,62	39,83	21,14
5 CHLORITE	41,71	59,68	62,94	33,52	59,91	46,22	55,44	44,39	41,71
6 SERICITE 1	43,52	19,51	20,41	19,40	2,93	5,41	4,58	3,81	43,52
7 ZN&ALK	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	13,77
8 SERICITE 2	7,70	2,42	2,56	2,41	0,30	0,57	0,48	0,40	7,70
9 SPITZ	25,74	39,39	33,33	6,78	6,04	11,07	4,50	8,02	25,74

Annexe 1: Lithogéochimie des volcanites de la région du canton Vauquelin

Formation	VD	HV	HV	HV	HV	HV	VD	VD	VD
Lithologie	V2, tl, tx	V3B, va	V3B, va	V3B	V2, va	I3A	V1, tl	V2J, ma	V1, sp, QZ
Altération		MG+		Si++					
numéro terrain	99003-A1	99005-B1	99007-A1	99007-B1	99008-A1	99011-A1	99015-A1	99017-A1	99019-B1
Num. BAROQ	1999028319	1999028320	1999028323	1999028324	1999028327	1999028326	1999028301	1999028303	1999028304
SiO2	55	66,9	69,3	84	73,5	58,1	65,1	61,9	69,9
Al2O3	15,5	11,9	11,3	8,44	11,2	12	14,6	14,3	12,7
Fe2O3t	7,59	8,97	9,87	0,55	5,27	14,3	7,6	6,81	8,02
MgO	4,93	1,79	0,85	0,1	2,39	2,09	4,64	3,72	2,92
CaO	6,63	2,21	2,18	0,42	0,37	5,76	0,18	1,62	0,15
Na2O	2,83	4,76	3,14	4,75	1,49	4,19	0,34	4,38	0,48
K2O	0,27	0,28	0,89	0,27	1,49	0,27	2,01	0,77	1,44
TiO2	0,67	0,9	0,75	0,4	0,42	1,31	0,7	1,1	0,82
MnO	0,11	0,1	0,13	0,01	0,09	0,22	0,1	0,07	0,09
P2O5	0,11	0,22	0,22	0,1	0,05	0,43	0,25	0,23	0,18
Cr2O3	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01
S	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1
PAF	5,67	2,09	1,58	0,52	2,58	1,25	3,86	4,25	3,01
TOTAL	99,46	100,23	100,32	99,67	99,06	100,13	99,53	99,26	99,82
Ba	54	41	426	65	308	76	620	99	336
B	1	2	2	2	2	2	2	2	2
Cd	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Ce	26	32	31	36	71	33	24	29	16
Co	35	21	11	5	8	29	7	20	21
Cu	63	93	70	35	69	131	72	60	58
Dy	6	17	17	6	15	11	2	4	4
Eu	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Ga	17	25	24	17	24	23	17	17	16
La	9	9	11	13	32	14	11	12	7
Li	50	26	29	2	31	6	52	41	39
Mo	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Nb	7	13	14	17	16	9	7	8	7
Nd	25	41	25	25	25	25	25	25	25
Ni	103	14	1	1	2	1	87	7	14
Pb	25	15	16	18	20	12	30	30	25
Pr	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Rb	9	8	23	6	34	8	38	17	31
Sc	24	17	15	4	8	33	24	32	19
Sm	3	4	6	6	4	2	6	2	4
Sn									
Sr	152	79	143	51	29	62	149	57	45
Ta									
Te									
Th									
V	127	49	4	2	11	8	132	210	134
Y	33	117	122	105	121	87	23	27	31
Zn	88	80	109	3	73	142	150	90	84
Zr	146	324	334	392	366	209	154	170	173
1 (Zr/Y)	4,42	2,77	2,74	3,73	3,02	2,40	6,70	6,30	5,58
2 Na2O	2,83	4,76	3,14	4,75	1,49	4,19	0,34	4,38	0,48
3 K2O	0,27	0,28	0,89	0,27	1,49	0,27	2,01	0,77	1,44
4 ISHIKAWA	35,47	22,90	24,65	6,68	67,60	19,17	92,75	42,80	87,37
5 CHLORITE	43,76	53,96	58,84	10,42	77,45	51,06	94,59	58,02	93,34
6 SERICITE 1	8,71	5,56	22,08	5,38	50,00	6,05	85,53	14,95	75,00
7 ZN&ALK	3,11	1,68	3,47	0,06	4,90	3,39	44,12	2,05	17,50
8 SERICITE 2	0,95	0,59	2,83	0,57	10,00	0,64	59,12	1,76	30,00
9 SPITZ	5,48	2,50	3,60	1,78	7,52	2,86	42,94	3,26	26,46

Annexe 1: Lithogéochimie des volcanites de la région du canton Vauquelin

Formation	HV	VB							
Lithologie	V3B, ma	V3B, ma	V3B, ma	V3B, co	V4, ma, co	V3B, co	V4, co	V4, ma	V1, PG, QZ,
Altération									SR++
numéro terrain	99021-A1	99022-A1	99025-A1	99026-A1	99027-A1	99032-A1	99033-B1	99033-B2	99039-A1
Num. BAROQ	1999028308	1999028309	1999028310	1999028311	1999028312	1999028313	1999028314	1999028315	1999028316
SiO2	48,4	49,6	47,6	51,5	45,3	52,9	46,5	27,3	77,4
Al2O3	15,3	22,2	12,7	17,4	7,38	13,4	15,7	20,3	12,9
Fe2O3t	11,7	7,05	13,7	5,8	12,6	12,3	10,1	16,9	1,28
MgO	6,4	5,52	6,02	3	20,5	4,99	7,61	23,1	0,64
CaO	10,4	5,45	11,2	10,6	6,97	9,51	5,13	0,38	0,02
Na2O	1,99	4,64	2,08	3,3	0,39	2,82	4,4	0,14	0,41
K2O	0,24	0,57	0,16	0,05	0,04	0,26	3,78	0,01	4,91
TiO2	0,91	0,71	1,19	0,61	0,47	1,48	0,59	1,08	0,07
MnO	0,18	0,17	0,3	0,18	0,16	0,28	0,14	0,18	0,01
P2O5	0,04	0,05	0,09	0,05	0,02	0,11	0,03	0,08	0,01
Cr2O3	0,03	0,03	0,02	0,04	0,39	0,02	0,05	0,09	0,01
S	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
PAF	3,44	3,57	3,91	6,76	5,18	2,05	5,41	10,6	1,72
TOTAL	99,13	99,66	99,27	99,39	99,5	100,22	99,54	100,26	99,48
Ba	140	157	44	24	12	74	755	2	1200
B	2	2	3	2	1	3	1	1	2
Cd	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Ce	7	5	14	5	5	9	5	5	17
Co	58	62	59	49	109	69	57	104	3
Cu	152	66	227	104	45	146	95	92	11
Dy	4	2	6	3	1	7	1	3	7
Eu	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Ga	16	12	18	12	10	20	13	16	17
La	3	2	5	2	2	4	2	2	5
Li	19	23	15	19	34	9	49	65	23
Mo	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Nb	4	4	5	4	3	4	2	3	10
Nd	25	25	25	25	25	25	25	25	25
Ni	84	147	49	184	1000	36	107	210	4
Pb	25	44	21	37	12	19	16	25	33
Pr	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Rb	7	14	3	3	4	6	157	3	106
Sc	42	42	46	54	28	51	39	64	4
Sm	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Sn									
Sr	104	107	117	133	3	104	147	3	16
Ta									
Te									
Th									
V	313	213	345	210	178	401	222	332	7
Y	21	14	31	16	9	35	11	17	23
Zn	71	89	125	49	84	125	66	105	55
Zr	53	44	82	54	26	91	43	61	122
1 (Zr/Y)	2,52	3,14	2,65	3,38	2,89	2,60	3,91	3,59	5,30
2 Na2O	1,99	4,64	2,08	3,30	0,39	2,82	4,40	0,14	0,41
3 K2O	0,24	0,57	0,16	0,05	0,04	0,26	3,78	0,01	4,91
4 ISHIKAWA	34,89	37,64	31,76	17,99	73,62	29,86	54,45	97,80	92,81
5 CHLORITE	44,27	44,72	44,62	26,43	69,79	44,19	54,71	97,80	81,01
6 SERICITE 1	10,76	10,94	7,14	1,49	9,30	8,44	46,21	6,67	92,29
7 ZN&ALK	3,57	1,92	6,01	1,48	21,54	4,43	1,50	75,00	13,41
8 SERICITE 2	1,21	1,23	0,77	0,15	1,03	0,92	8,59	0,71	119,76
9 SPITZ	7,69	4,78	6,11	5,27	18,92	4,75	3,57	145,00	31,46

Annexe 1: Lithogéochimie des volcanites de la région du canton Vauquelin

Formation	VB	VB	JC	JC
Lithologie	V1,PG,QZ,	V3B	I2, PG	12,PG
Altération	SR+			
numéro terrain	99039-A2	99040-A1	Joubi-dc-04	Joubi-dc-05
Num. BAROQ	1999028317	1999028318	1999028329	1999028328
SiO2	77,2	58,3	59,4	64,4
Al2O3	12,6	15,2	15,7	14,7
Fe2O3t	1,4	9	3,74	2,79
MgO	0,25	3,44	3,13	2,73
CaO	0,17	6,76	5,55	3,8
Na2O	4,98	3,94	5,85	6,5
K2O	2,52	0,48	0,55	0,65
TiO2	0,08	0,95	0,38	0,27
MnO	0,01	0,14	0,06	0,05
P2O5	0,01	0,17	0,11	0,13
Cr2O3	0,01	0,01	0,02	0,03
S	0,1	0,1	0,4	0,1
PAF	0,59	0,79	4,64	4,07
TOTAL	99,92	99,28	99,53	100,22
Ba	477	97	313	159
B	1	2	1	1
Cd	2	2	2	2
Ce	22	37	17	20
Co	3	38	18	17
Cu	18	93	49	26
Dy	5	7	1	1
Eu	5	5	5	5
Ga	14	16	17	12
La	11	14	7	10
Li	24	6	9	7
Mo	4	4	4	4
Nb	10	7	5	5
Nd	25	25	25	25
Ni	5	44	59	59
Pb	33	26	25	19
Pr	10	10	10	10
Rb	56	15	12	14
Sc	3	29	9	9
Sm	9	6	2	2
Sn				
Sr	75	181	233	123
Ta				
Te				
Th				
V	6	178	82	51
Y	20	29	8	5
Zn	30	94	33	33
Zr	133	138	78	72
1 (Zr/Y)	6,65	4,76	9,75	14,40
2 Na2O	4,98	3,94	5,85	6,50
3 K2O	2,52	0,48	0,55	0,65
4 ISHIKAWA	34,97	26,81	24,40	24,71
5 CHLORITE	23,67	41,61	28,84	28,13
6 SERICITE 1	33,60	10,86	8,59	9,09
7 ZN&ALK	0,60	2,39	0,56	0,51
8 SERICITE 2	5,06	1,22	0,94	1,00
9 SPITZ	2,53	3,86	2,68	2,26

Annexe 2 : Coordonnées des affleurements

utm 1983 fus.19

affleurement	Estn	Nord	affleurement	Estn	Nord
1	326089	5322774	54	331744	5321837
2	326163	5322758	55	331703	5321855
3	325956	5322874	56	331742	5321886
4	325973	5322954	57	331316	5321667
5	325990	5323001	58	331317	5321688
6	326054	5323336	59	331290	5321714
7	326036	5323412	60	331207	5321713
8	327409	5323014	61	331185	5321694
9	327411	5323065	62	331162	5321696
10	327272	5323168	63	331175	5321738
11	327087	5323165	64	331075	5321742
12	326980	5323159	65	331626	5320977
13	331230	5322989	66	331671	5321007
14	331231	5323127	67	331700	5321119
15	331162	5323211	68	331687	5321135
16	331169	5323255	69	332744	5321628
17	331190	5323299	70	332442	5321983
18	331166	5323340	71	332423	5322037
19	331213	5323444	72	332351	5322150
20	331266	5323480	73	332268	5322169
21	331282	5323500	74	332220	5322279
22	331338	5323519	75	332136	5322327
23	331351	5323542	76	331270	5323534
24	331422	5323510	77	331245	5323559
25	331489	5323543	78	331198	5323582
26	331564	5323434	79	331204	5323611
27	331564	5323497	80	331154	5323628
28	331568	5323539	81	331102	5323641
29	331334	5323572	82	331113	5323613
30	331383	5323687	83	331183	5323492
31	331374	5323820	84	331027	5323669
32	331725	5323839	85	330993	5323664
33	331758	5323890	86	330963	5323722
34	331750	5323823	87	330980	5323774
35	331759	5323775	88	330944	5323841
36	331758	5323749	89	330893	5323906
37	331757	5323805	90	330905	5324010
38	331738	5323995	91	330959	5324131
39	331742	5323976	92	331067	5324137
40	331749	5323956	93	330791	5323933
41	331768	5323924	94	330733	5323937
42	331760	5323938	95	330644	5323946
43	331737	5324036	96	330536	5323843
44	331751	5324065	97	330531	5323782
45	331786	5324068	98	330473	5323799
46	331815	5324106	99	329696	5320214
47	331835	5324140	100	329762	5320297
48	331851	5324171	101	329776	5320335
49	331876	5324228	102	329764	5320432
50	331549	5321792	103	329713	5320447
51	331716	5321780	104	329722	5320470
52	331813	5321771	105	329883	5320745
53	331812	5321752	106	329886	5320672

Annexe 2 : Coordonnées des affleurements

affleurement	Estn	Nord	affleurement	Estn	Nord
107	329861	5320670	162	325876	5323218
108	329662	5320806	163	325893	5322892
109	329362	5320742	164	325892	5322934
110	329369	5320847	165	325888	5323025
111	329454	5320861	166	325887	5323082
112	329550	5320790	167	325895	5323253
113	329349	5320942	168	325925	5323325
114	329277	5320955	169	325921	5323419
115	330785	5323808	170	325922	5323472
116	330412	5323938	171	325924	5323496
117	330379	5323916	172	328434	5322754
118	330351	5323841	173	328429	5322782
119	330342	5323779	174	329075	5322872
120	330274	5323822	175	329045	5322977
121	330260	5323786	176	329031	5322951
122	330264	5323727	177	328767	5322967
123	330240	5323141	178	328704	5323008
124	331045	5324008	179	328732	5323060
125	331054	5324094	180	328697	5323267
126	331093	5324183	181	323263	5323572
127	331326	5324370	182	323279	5323625
128	331330	5324423	183	323329	5323713
129	331369	5324322	184	323346	5323707
130	331438	5324184	185	323370	5323700
131	331552	5324270	186	323395	5323693
132	331505	5324281	187	323459	5323683
133	331659	5324413	188	323462	5323773
134	331648	5324492	189	328840	5323232
135	331564	5324499	190	328814	5323182
136	331519	5324136	191	329418	5322893
137	331562	5324098	192	329455	5321065
138	331932	5323773	193	329487	5321090
139	331657	5323360	194	329440	5321121
140	331618	5323325	195	329445	5321182
141	330956	5324174	196	328992	5321500
142	330919	5324326	197	328973	5321543
143	330886	5324228	198	329430	5321299
144	330775	5324319	199	331243	5322661
145	330795	5324366	200	331240	5321058
146	330677	5324349	201	331224	5321017
147	330533	5324360	202	330687	5320970
148	330562	5324454	203	330067	5321813
149	330792	5324729	204	329949	5321903
150	330792	5324750	205	329916	5321804
151	331300	5323253	206	334964	5320439
152	331290	5323337	207	335008	5320430
153	331345	5323388	208	335080	5320420
154	331319	5323433	209	335062	5320448
155	330830	5322827	210	335261	5320437
156	329103	5322847	211	335317	5320470
157	325725	5322963	212	336264	5320384
158	325746	5323116	213	336326	5320133
159	325746	5323165	214	336266	5320354
160	325780	5323173	215	336310	5320405
161	325814	5323186	216	336276	5320507

Annexe 2 : Coordonnées des affleurements

affleurement	Estn	Nord	affleurement	Estn	Nord
217	336383	5320415	272	338298	5322090
218	336392	5320292	273	337931	5319745
219	336421	5320712	274	339206	5319371
220	336932	5320035	275	339829	5319270
221	337011	5320062	276	340190	5319038
222	337948	5320822	277	340470	5318731
223	337915	5320734	278	323705	5330353
224	338019	5320750	279	323699	5330422
225	338220	5320876	280	323685	5330500
226	318893	5322940	281	323790	5330691
227	318863	5322908	287	337296	5330754
228	318797	5322833	288	334292	5332097
229	318727	5322811	289	332764	5329812
230	319357	5324725	290	331059	5327084
231	319457	5324795	291	330976	5326996
232	318689	5322721	292	331099	5326639
233	318690	5322625	293	331449	5326422
234	318663	5322571	294	330828	5325562
235	318623	5322537	295	330386	5325442
236	318688	5322390	296	329556	5324816
237	319090	5324939	297	329487	5324781
238	319287	5325076	298	329389	5324641
239	321210	5326133	299	329221	5324528
240	321114	5326209	300	329166	5324484
241	321083	5326226	301	329142	5324442
242	325805	5328821	302	323830	5323872
243	325848	5328857	303	323845	5323926
244	326179	5326867	304	323858	5323960
245	326437	5323909	305	323573	5324035
246	326227	5323525	306	323533	5324152
247	325375	5323492	307	323621	5324100
248	324707	5323393	308	323693	5324222
249	324633	5323312	309	336285	5318990
250	324499	5323325	310	336254	5318595
251	336040	5326148	311	336233	5319033
252	335840	5325502	312	335787	5323144
253	322472	5324831	313	335854	5323262
254	322466	5324777	314	331902	5321800
255	322468	5324731	315	328984	5322740
256	322472	5324672	316	329051	5322736
257	322396	5324254	317	329228	5322791
258	322352	5324226	318	329209	5322885
259	322291	5324302	319	329226	5322938
260	322063	5324372	320	329715	5322715
261	322055	5324490	321	329786	5322391
262	322112	5324518	322	329794	5322348
263	337673	5321347	323	323215	5325492
264	337542	5321269	324	323341	5325214
265	337494	5321226	325	323285	5324360
266	337877	5321575	326	323150	5323943
267	338186	5321747	327	323593	5322814
268	338236	5321875	328	323620	5322882
269	338145	5321826	329	323590	5322936
270	338081	5322229			
271	338171	5322173			

Annexe 2 : Coordonnées des affleurements

affleurement	MTM 27 fus.9	
	est.	nord.
99001	240225	5321850
99002	240150	5321975
99003	240100	5322050
99004	239850	5322575
99005	239750	5323000
99006	239700	5323000
99007	239750	5323250
99008	239900	5324250
99009	239750	5324500
99010	239850	5324225
99011	240325	5323350
99012	240125	5323150
99013	239975	5323250
99014	239925	5322700
99015	239650	5325900
99016	238450	5325750
99017	238400	5325700
99018	239075	5325675
99019	239225	5326050
99020	240000	5325925
99021	235575	5323075
226	235450	5321900
99022	235350	5321700
236	235250	5321325
99024	235400	5321050
99025	242250	5319500
99026	242600	5318700
99027	242525	5318625
99028	242100	5318175
99029	325600	5318700
99030	325800	5318560
99031	325840	5318600
99032	325830	5318680
99033	326040	5318340
99034	325800	5318300
99035	326600	5314420
99036	326320	5314320
99037	326120	5314400
99038	326060	5315200
99039	328480	5309720