Université du Québec
INRS-Géoressources

CADRE STRUCTURAL ET MÉTALLOGÉNIQUE DES INDICES DE NICKEL LE LONG DE LA FAILLE DE SHICKSHOCK-SUD, APPALACHES DE LA GASPÉSIE

par
Patrice Gosselin

Mémoire
présenté
pour l'obtention
du grade de Maître ès sciences (M.Sc.)
en Sciences de la Terre

Jury d'évaluation

Examinateur externe	Dr. Michel Gauthier, Ph.D. Département des Sciences de la Terre Université du Québec À Montréal
Examinateur interne	Dr. Donna Kirkwood, Ph.D. Département de géologie et de génie géologique Université Laval
Examinateur interne et codirecteur de recherche	Dr. Georges Beaudoin, Ph.D. Département de géologie et de génie géologique Université Laval
Directeur de recherche	Dr. Michel Malo, Ph.D., Ing. Département des Sciences de la Terre INRS-Géoressources

(28/04/2000)

© droits réservés de Patrice Gosselin, 2000

Résumé

La faille de Shickshock-Sud est une structure majeure des Appalaches gaspésiennes orientée ENE. Le Mélange du Ruisseau Isabelle est un mélange tectonique ordovicien qui se trouve à l'intérieur de la zone de faille et qui comprend des shales noirs, des grauwackes, des calcaires argileux, des serpentinites et des serpentinites dolomitisées. Trois mouvements sont reconnus le long de la faille de Shickshock-Sud : 1) un mouvement oblique-dextre pré-silurien associé à l'orogenèse taconienne, 2) des mouvements normaux du Silurien tardif au Dévonien précoce associés à la pulsation salinienne et 3) un mouvement décrochant dextre au Dévonien moyen associé à l'orogenèse acadienne. L'analyse structurale régionale et locale confirme la présence de virgations compressives dans le mur de la faille ayant pour effet de générer un régime transpressif le long de la faille de Shickshock-Sud et dans les roches siluro-dévoniennes au sud.

La minéralisation nickélifère est encaissée par les roches ultramafiques serpentinisées et dolomitisées du Mélange du Ruisseau Isabelle. Quatre stades d'altération et/ou de minéralisation peuvent être définis :

1) serpentinisation massive des péridotites par la lizardite et la bastite remplaçant l'olivine et le pyroxène (pseudomorphes) avec chrysotile fibreuse intergranulaire;
2) dolomitisation complète de la serpentine par remplacement et infiltration d'un stockwerk de dolomite le long de plans de cisaillement millimétriques;
3) minéralisation nickélifère formée de stockwerks, de veines (N232/45°) et de disséminations de niccoline (NiAs) et de mauchérite ($Ni_{11}As_8$); les arséniures sont hydratés en annabergite ($Ni_3[AsO_4]_2.8H_2O$) le long des épontes; l'orientation des veines minéralisées est subparallèle à l'orientation des structures de compression acadiennes (plissement, clivage et failles inverses);
4) veines tardives de dolomite+hématite±quartz à texture en peigne orientées N347/42° recoupant les veines de Ni-As; ces veines tardives sont subparallèles aux structures d'extension NO-SE acadiennes reconnues dans cette partie des Appalaches gaspésiennes.

La dolomitisation des serpentinites s'effectue en deux stades caractérisés par un assemblage minéralogique différent en fonction de la température : 1) un assemblage initial talc-dolomite de haute température et 2) un assemblage de quartz-dolomite de plus basse température (<300°C). Les changements chimiques durant la dolomitisation se caractérisent par des gains en calcium et CO_2 et des pertes en silice et fer. La composition isotopiques du carbone et de l'oxygène des roches dolomitisées suggèrent que la dolomitisation des serpentinites du mélange est d'origine acadienne, et que le fluide est associé à de l'eau marine avec une faible composante magmatique. La précipitation des arséniures de Ni dans les serpentinites dolomitisées est contrôlée par les variations de fo_2 résultants des processus de dolomitisation. Les indices de Ni de la faille de Shickshock-Sud et ceux d'affinités similaires comme Bou Azzer (Maroc) et Eastern Metals (Estrie) forment un groupe de gisements associés à des roches ultramafiques carbonatisées et silicifiées où l'infiltration des fluides hydrothermaux est contrôlée par de grandes failles régionales.

Étudiant

Directeur de recherche

Remerciements

L'accomplissement de ce mémoire n'aurait pu être possible sans les encouragements de mon directeur M. Michel Malo. Je tiens à le remercier tout particulièrement, pour le partage de ses connaissances géologiques sur la Gaspésie, son soutien constant et surtout sa grande patience. Je tiens également à remercier mon co-directeur, M. Georges Beaudoin (Université Laval), qui aura été d'une grande disponibilité tout au long de la réalisation de ce projet de maîtrise, ainsi que pour son aide précieuse sur la géochimie et la rédaction de ce mémoire. Mes remerciements vont également à M. Paul Sacks, stagiaire post-doctorale à l'INRS-Géoressources, pour son aide durant les travaux de terrain et ses données structurales et stratigraphiques qui m'ont été d'un grand secours.

Je tiens à remercier M. Martin Doyon pour sa supervision, son aide précieuse et ses justes conseils durant les travaux de cartographie. Je remercie également messieurs Christian Sasseville et David de Champlain, qui ont fourni leur aide en tant qu'assitants sur le terrain. Pour l'accès aux indices nickélifères, l'accès aux carottes de forages ainsi que de nombreuses dicussions enrichissantes sur le sujet, je remercie M. Pierre Ross, de la société Mont Paul, et M. Robert Wares de Cygnus Consulting Inc. Mme. Martine Savard m'a gracieusement permis l'accès au laboratoire de géochimie isotopique δ-LAB de la Commission Géologique du Canada, et la supervision de M. Marc Luzincourt pour les analyses isotopiques a été précieuse. J'ai bénéficié également des compétences de M. Jean-Claude Bérubé de l'INRS-Géoressources pour la fabrication des lames minces et de Mme. Luce Dubé et M. Marco Boutin du Centre Géoscientifique de Québec pour leur aide à la production de certaines des figures de ce mémoire.

Ce projet de maîtrise a pu être réalisé grâce au soutien financier de l'INRS-Géoressources, du Ministère des Ressources Naturelles du Québec pour la première phase des travaux de terrain, ainsi que la contribution du Fonds pour la Formation de Chercheurs et d'Aide à la Recherche (Fonds FCAR) pour une bourse d'études de 2e cycle.

Table des matières

Résumé..... v
Remerciements vii
Tables des matières ix
Liste des figures xi
Liste des tableaux xv

1) INTRODUCTION 1

1.1) PROBLÉMATIQUE, OBJECTIFS ET MÉTHODOLOGIE 1
1.1.1) Problématique 1
1.1.2) Objectifs 2
1.1.3) Méthodologie 2
1.2) LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE 4
1.3) HISTORIQUE DES TRAVAUX RÉGIONAUX 7
1.4) GÉOLOGIE RÉGIONALE DE LA GASPÉSIE 8
1.4.1) Lithostratigraphie de la péninsule gaspésienne 8
1.4.2) Géologie structurale de la Gaspésie 11
1.4.3) Métallogénie de la Gaspésie 12

2) LA FAILLE DE SHICKSHOCK-SUD 15

2.1) LITHOSTRATIGRAPHIE ET STRUCTURE 15
2.1.1) Roches cambro-ordoviciennes de part et d'autres de la faille 15
2.1.2) Roches siluro-dévoniennes au sud de la faille 18
2.1.3) Unités lithologiques de la zone de faille de Shickshock-Sud 21
2.2) GÉOLOGIE STRUCTURALE DE LA FAILLE DE SHICKSHOCK-SUD 27
2.3) ANALYSE STRUCTURALE 29
2.3.1) Éléments structuraux et analyse par domaine 29
2.3.2) Modèle de fracturation 48
2.3.3) Discussion 57

3) MINÉRALISATIONS EN NI-AS 63

3.1) HISTORIQUE DES TRAVAUX 63
3.2) LES INDICES #1 ET #2 65
3.2.1) Cadre structural et minéralogie des Indices #1 et #2 65
3.3) CADRE STRUCTURAL ET MINÉRALOGIE DE L'INDICE DU RUISSEAU DU 17^{E} MILLE 74

4) ALTÉRATIONS HYDROTHERMALES 79

4.1) TYPES D'ALTÉRATION ET DISTRIBUTION 79
4.2) GÉOCHIMIE ÉLÉMENTAIRE DES ALTÉRATIONS 84
4.3) GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE DES ALTÉRATIONS 90

5) DISCUSSION 103

5.1) CONDITIONS DE FORMATION DES ALTÉRATIONS DANS LA ZONE DE FAILLE DE SHICKSHOCK-SUD 103
5.2) ÉTUDE DE GISEMENTS D'AFFINITÉS SIMILAIRES 118
5.3) MODÈLE GÉNÉTIQUE 128

6) CONCLUSIONS 133

7) BIBLIOGRAPHIE 135

Liste des figures

Figure 1.1 : Localisation régionale et carte géologique de la Gaspésie 5
Figure 1.2 : Carte géologique du centre-nord de la Gaspésie 6
Figure 1.3 : Carte régionale (en pochette)
Figure 2.1 : Stratigraphie des roches cambro-ordoviciennes 16
Figure 2.2 : Stratigraphie des roches siluro-dévoniennes 19
Figure 2.3 : Mélange du Ruisseau Isabelle, rivière Cap-Chat Est 22
Figure 2.4 : Mélange du Ruisseau Isabelle, ruisseau du 17e Mille 23
Figure 2.5 : Subdivision en domaines structuraux 30
Figure 2.6 : A) Pli mineur, roches siluro-dévoniennes
B) Clivage, roches siluro-dévoniennes
C) Foliation mylonitique, dolomies de la zone de faille
D) Foliation mylonitique, dolomies de la zone de faille 32
Figure 2.7 : Stéréogrammes, stratification et plissement 33
Figure 2.8 : A) Dolomie hydrothermale mylonitisée
B) Clivage de pression-dissolution, dolomies de la zone de faille
C) Foliation mylonitique, serpentinites de la zone de faille
D) Bandes de cisaillement dextres, serpentinites de la zone de faille 35
Figure 2.9 : Stéréogrammes, foliation S_1 36
Figure 2.10 : A) Stockwerk de dolomite, zone de faille
B) Veine drussique dans une dolomie de la zone de faille
C) Faille fragile inverse, dolomies de la zone de faille 38
Figure 2.11 : Stéréogrammes, veines 39
Figure 2.12 : Stéréogrammes, failles dextres 41
Figure 2.13 : Stéréogrammes, failles senestres 42
Figure 2.14 : Stéréogrammes, failles normales 43
Figure 2.15 : Stéréogrammes, failles inverses 44
Figure 2.16 : Stéréogrammes, failles indéterminées 45
Figure 2.17 : Modèle de fracturation en cisaillement simple 49
Figure 2.18 : Analyse des failles fragiles striées 59

Figure 3.1 : Cartographie de l'Indice #2 66
Figure 3.2 : A) Stockwerk de niccoline-mauchérite
B) Relations de recoupement des différents types de veines
C) Veine d'extension tardive
D) Annabergite à la bordure d'un stockwerk de niccoline-mauchérite 68
Figure 3.3 : A) Développement d'annabergite
B) Remplacement de la niccoline par la mauchérite
C) Cristaux de mauchérite hexagonaux
D) Veine minéralisée bréchique 69
Figure 3.4 : Séquence paragénétique 71
Figure 3.5 : A) Lizardite et relique d'orthopyroxène
B) Remplacement de la lizardite par la dolomite
C) Formation de talc durant la dolomitisation
D) Remplacement de chrysotile par la dolomite 73
Figure 3.6 : Cartographie de l'indice du ruisseau du 17e Mille 75
Figure 3.7 : A) Veine de dolomite minéralisée
B) Amas minéralisés radiés
C) Remplacement de la dolomite par la mauchérite 77
Figure 4.1 : Géométrie des écailles 80
Figure 4.2 : A) Brèche avec clastes de birbirite
B) Siltstone calcaro-dolomitique du Saint-Léon
C) Dolomie baroque, roches siluro-dévoniennes
D) Porosité secondaire 82
Figure 4.3 : A) SiO_2 vs CO_2
B) MgO vs CO_2
C) CaO vs CO_2
D) Fe_2O_3 vs CO_2
E) MnO vs CO_2 86
Figure 4.4 : A) As vs Ni
B) As vs Co
C) Sb vs Ni

D) Sb vs Co

E) As vs Sb 91

Figure 4.5 : A) SO_3 vs Ni

B) SO_3 vs Co

C) Co vs Ni

D) Ni vs Hg

E) Co vs Hg 92

Figure 4.6 : A) Ni vs CO_2

B) Co vs CO_2

C) As vs CO_2

D) Sb vs CO_2

E) Hg vs CO_2 93

Figure 4.7 : $\delta^{13}C$ vs $\delta^{18}O$, roches siluro-dévoniennes 98

Figure 4.8 : $\delta^{13}C$ vs $\delta^{18}O$, zone de faille 100

Figure 5.1 : Évolution T-Xco_2 106

Figure 5.2 : Profil géochimique des altérations 109

Figure 5.3 : Coeur d'un cristal de dolomite rouge en lumière réfléchie 111

Figure 5.4 : Diagramme log aH_2S-T des complexes arséniés 115

Figure 5.5 : Diagramme pH-log fo_2 117

Figure 5.6 : Signatures isotopiques des gîtes similaires 123

Figure 5.7 : Modèle génétique : chronologie des événements 129

Liste des tableaux

Tableau 1 : Orientation des structures selon le modèle de fracturation en cisaillement simple 50
Tableau 2 : Orientation des champs des structures associées au modèle de fracturation en cisaillement simple 52
Tableau 3 : Résultats des analyses, éléments majeurs 85
Tableau 4 : Résultats des analyses, éléments mineurs et traces 88
Tableau 5 : Résultats des analyses isotopiques 95
Tableau 6 : Caractéristiques sélectionnées des gisements similaires 120
Tableau 7 : Gîtes de Ni de la Gaspésie 126

1) Introduction

1.1) Problématique, objectifs et méthodologie

1.1.1) Problématique

La faille de Shickshock-Sud est l'expression de la Ligne Baie-Verte-Brompton dans le centre-nord de la Gaspésie (Malo *et al.*, 1992) et elle possède une histoire structurale complexe. Une carbonatisation des roches ultramafiques est retrouvée à l'intérieur de la zone de faille ainsi que dans des roches sédimentaires siluro-dévoniennes de la ceinture de Gaspé, au sud de la faille de Shickshock-Sud. Ces altérations se traduisent par une dolomitisation des serpentinites, accompagnée d'une silicification partielle, ainsi que d'une dolomitisation des calcaires et siltstones calcareux siluro-dévoniens et des roches sédimentaires encaissant les serpentinites dans la zone de faille. Des minéralisations en arséniures de Ni dans les roches ultramafiques dolomitisées de la zone de faille sont connues depuis 1964 (Watt, 1964). La minéralisation est constituée de minéraux de Ni peu fréquents, soient des arséniures comme la nickelline (NiAs) et la mauchérite ($Ni_{11}As_8$) et un arséniate supergène, l'annabergite ($Ni_3[AsO_4]_2 \bullet 8H_2O$), ainsi qu'un carbonate de Ni (également découvert en 1964), la gaspéïte $Ni(Mg,Fe)(Co_3)_2$ (Kohls et Rodda, 1966).

Il est difficile de déterminer à première vue la chronologie des événements de déformation-altération-minéralisation, étant donné l'histoire structurale complexe de la faille de Shickshock-Sud, qui aurait joué et rejoué trois fois durant trois orogenèses distinctes (les orogénèses taconiennes, saliniennes et acadiennes, Sacks et Malo, 1995). Des minéralisations similaires à celles retrouvées le long de la faille de Shickshock-Sud sont localisées le long de la faille du Grand Pabos et sont clairement reliées à l'orogenèse acadienne (Malo et Moritz, 1991). Bellehumeur et Valiquette (1993) ont proposé, dans leur synthèse métallogénique du centre-nord de la Gaspésie, une origine taconienne pour

la dolomitisation et la minéralisation des roches le long de la faille de Shickshock-Sud. Ailleurs dans les Appalaches, Auclair *et al.* (1993) ont proposé que la dolomitisation des roches ultramafiques et la minéralisation en Cu-Ni-Au du gisement d'Eastern Metals, en Estrie (Québec), se soient effectuée pendant le stade tardif de serpentinisation durant l'orogenèse taconienne. À Bou Azzer (Maroc), Leblanc (1986) a démontré que l'altération dolomitique est un processus météorique et hydrothermal, et que la minéralisation en Co-Ni-Au est contrôlée par les processus d'altération. La compréhension des relations temporelles et génétiques entre les événements d'altération, de déformation et de minéralisation est donc essentielle pour pouvoir expliquer l'origine de la minéralisation en Ni le long de la faille de Shickshock-Sud.

1.1.2) Objectifs

L'objectif général de ce projet est d'élucider la nature des contrôles structuraux dans la mise en place des corps minéralisés le long de la faille de Shickshock-Sud.

Les objectifs spécifiques de la présente étude sont : 1) d'établir la géométrie des corps minéralisés, 2) de caractériser la minéralogie et la géochimie des altérations hydrothermales et de la minéralisation nickélifère, 3) d'établir la relation entre les épisodes de déformation, l'altération hydrothermale, les intrusions dévoniennes et la minéralisation et 4) de déterminer des guides d'exploration pour ce type de minéralisation nickélifère ailleurs dans les Appalaches ou dans d'autres environnement géologiques similaires.

1.1.3) Méthodologie

Ce projet d'étude a été réalisé dans le cadre des travaux du ministère des ressources naturelles du Québec sur le potentiel minéral du centre-nord de la Gaspésie qui

sont en cours depuis l'année 1995 (Doyon 1995, Doyon et Berger 1995, Wares et Berger 1995). Sept semaines de travaux de terrain (trois semaines à l'été 1996 et quatre semaines à l'été 1997) ont été nécessaires pour 1) faire la cartographie régionale au 1:20 000 afin de produire une carte de la région de la faille de Shickshock-Sud au 1:50 000, 2) la prise systématique de mesures structurales et 3) un échantillonnage régional à la grandeur de la zone de faille sur plus de 60 kilomètres de longueur et 300 mètres de largeur. Cent-dix affleurements ont été répertoriés, principalement le long de rivières et de ruisseaux. Ce nombre semble peu élevé, mais la densité d'affleurements dans le centre-nord de la Gaspésie est très faible car ils sont recouverts par une épaisse couche de sédiments glaciaires. Une cartographie détaillée au 1:100 des 5 tranchées excavées sur les indices minéralisés ainsi que l'étude des journaux de forages qui y ont été réalisés ont également été effectués.

La géologie structurale régionale a été étudié à partir d'une analyse par domaines structuraux. Aux éléments structuraux que nous avons recueillis sur le terrain, nous avons ajouté des données de Paul Sacks, stagiaire post-doctoral à l'INRS-Géoressources de 1994 à 1996. L'analyse structurale des divers éléments structuraux permet de les replacer dans l'histoire de la déformation de l'orogène des Appalaches gaspésiennes. Une centaine de lames minces, la plupart polies et certaines orientées, ont été étudiées au microscope pétrographique en lumière transmise et réfléchie, afin de déterminer la minéralogie des altérations, de caractériser les microstructures permettant de mieux cerner l'impact de la déformation et d'établir la séquence paragénétique de la minéralisation. De plus, 33 échantillons ont été analysés pour la géochimie des éléments majeurs et traces par ICP-MS et l'ICP-AES, afin de caractériser la composition chimique des altérations hydrothermales. Enfin, 79 analyses de composition isotopique du C et de O des carbonates ont été effectuées dans le but de caractériser le système hydrothermal.

1.2) Localisation géographique

La région à l'étude est située dans le centre-nord de la Gaspésie, dans la partie sud-est de la province de Québec (figure 1.1). La faille de Shickshock-Sud commence dans la région de Rimouski et peut être suivie jusqu'à la hauteur des monts McGerrigle, où elle est recoupée par la faille de la rivière Madeleine. Slivitzky *et al.*, (1991) ont proposé son prolongement vers l'est jusqu'à l'extrémité nord-est de la péninsule gaspésienne. La région étudiée couvre partiellement les feuillets SNRC au 1:50 000 22B15, 22B16 et 22A13, débutant à l'embouchure de la rivière Cap-Chat Est et se terminant à la rivière Madeleine.

Les indices minéralisés en Ni sont localisés dans les cantons de Lemieux (indice du ruisseau du 17e Mille) et de Faribault (Indice #1 et Indice #2) où ils sont encaissés par les roches ultramafiques dolomitisées du Mélange du Ruisseau Isabelle dans la zone de faille (figure 1.2). Les indices #1 et #2 se retrouvent en bordure de la rivière Cascapédia, entre les monts Paul et Sud. L'indice du Ruisseau du 17e Mille est situé à l'intérieur d'un crochet du ruisseau du même nom qui se retrouve entre les monts Sud et Albert.

L'accès à la région d'étude se fait de deux façons, soit à partir de la ville de Cap-Chat par la route qui mène au lac Cap-Chat, ou par la route 299 à partir de Sainte-Anne-des-Monts. On accède aux indices minéralisés par le chemin Simard à la hauteur du Ruisseau Isabelle ou la route du Parc de la Gaspésie. La route de ceinture des monts McGerrigle (à partir de la route 299) donne accès aux affleurements situés le long de la rivière Madeleine (figure 1.3, en pochette).

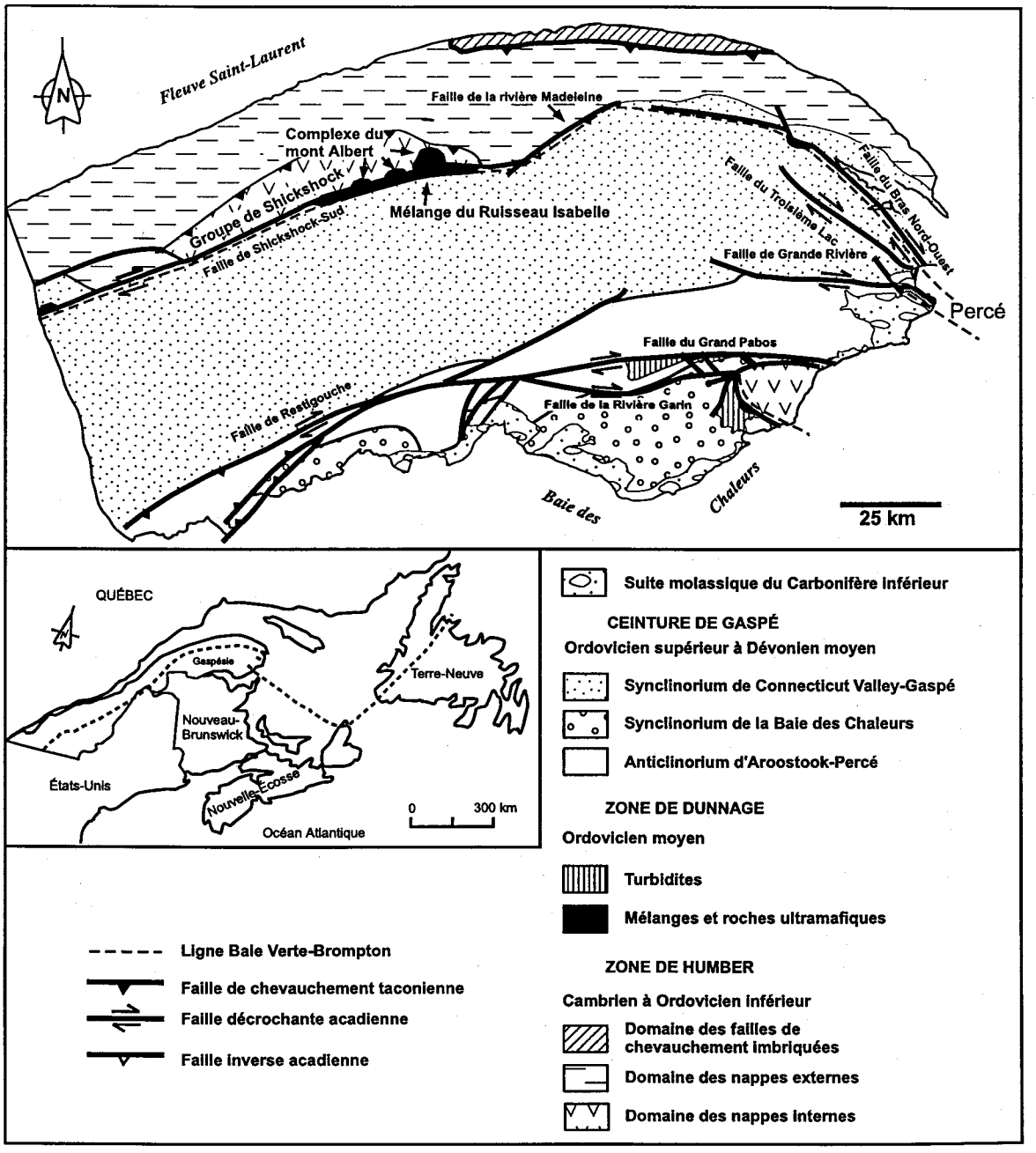


Figure 1.1 : Localisation régionale et géologie générale de la péninsule gaspésienne (modifiée de Malo *et al.*, soumis 1999)

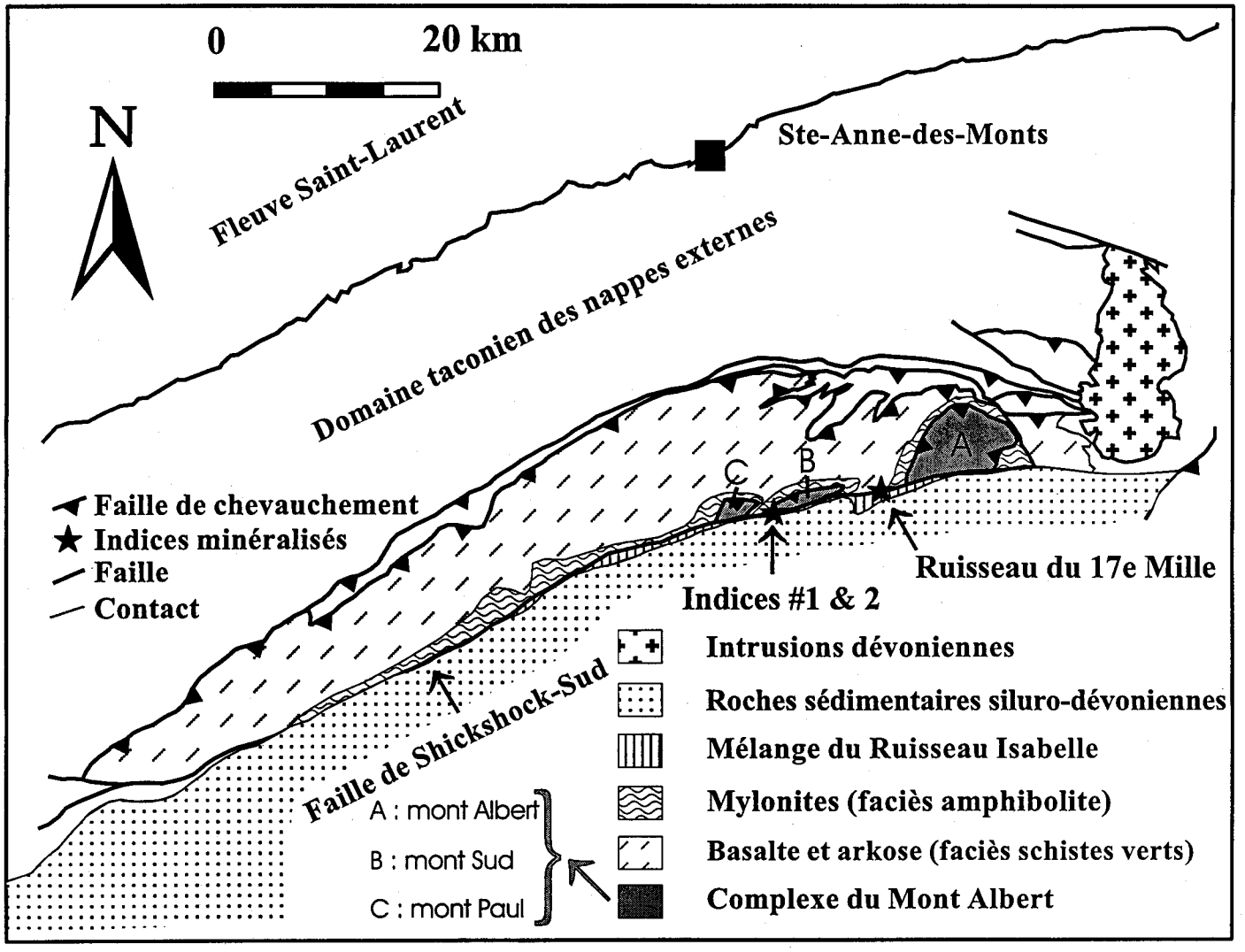


Figure 1.2 : Carte géologique du centre-nord de la Gaspésie (modifiée de Sacks, 1996)

1.3) Historique des travaux régionaux

La première carte géologique complète de la Gaspésie est celle de McGerrigle et Skidmore (1967). Des travaux constants par le Ministère des Ressources Naturelles du Québec ont eut lieu depuis. On note principalement, dans la région à l'étude, la cartographie et la compilation du Silurien et du Dévonien basal du nord de la Gaspésie par Lachambre de 1981 à 1987 (Lachambre, 1987), la synthèse géologique du cambro-ordovicien par Slivitzky, St-Julien et Lachambre (1991) et la synthèse métallogénique du centre-nord de la Gaspésie par Bellehumeur et Valiquette (1993). Des travaux académiques par les chercheurs de différentes universités ont aussi permis d'approfondir les connaissances sur la région à l'étude. On peut mentionner la thèse sur l'analyse structurale du groupe de Shickshock et de la péridotite alpine du mont Albert par Beaudin (1984), puis les études de la structure de la faille de Shickshock-Sud en Gaspésie occidentale (Berger, 1985) et de la déformation acadienne (principalement le long de la faille de Shickshock-Sud) dans la région de Rimouski-Matapédia (Lebel , 1985).

Plus récemment, les travaux de Sacks et Malo (1994) sur la cinématique de la faille de Shickshock-Sud et de Sacks *et al.*, (1997a; 1997b) sur l'évolution tectonique du domaine interne de la zone de Humber des Appalaches ont permis d'amasser un grand volume de données structurales utiles et importantes pour la présente étude. Enfin, la lithostratigraphie du Mélange du Ruisseau Isabelle retrouvée à l'intérieur de la faille de Shickshock-Sud (Malo *et al.*, soumis, 1999) a été utilisée dans ce mémoire.

La synthèse des travaux d'exploration effectués par les diverses compagnies minières est retrouvée au chapitre 3.

1.4) Géologie régionale de la Gaspésie

1.4.1) Lithostratigraphie de la péninsule gaspésienne

La Gaspésie fait partie de la chaîne de montagnes des Appalaches où elle occupe l'extrémité nord-est du réentrant de Québec, à proximité du promontoire du Saint-Laurent (Williams, 1979). La chaîne appalachienne débute dans le sud des états américains de la Georgie, de l'Alabama et de la Caroline du Sud en passant par le sud du Québec, le Nouveau-Brunswick, la Nouvelle-Écosse et se termine à Terre-Neuve. L'extension des Appalaches en Europe et au Groenland est connue sous le nom de chaîne des Calédonides. Les Appalaches se sont formées en 4 épisodes orogéniques distincts, soient 1) l'orogenèse penobscotienne au Cambrien moyen (~530 Ma), 2) l'orogenèse taconienne à l'Ordovicien moyen à tardif (~480 Ma), 3) l'orogenèse acadienne au Dévonien moyen (~380 Ma, post-Dévonien précoce) et 4) l'orogenèse alléghanienne au Permien inférieur (~250 Ma) (Brisebois et Brun, 1994). Certains auteurs ajoutent également la pulsation salinienne au Silurien tardif (Boucot, 1962 ; Bourque *et al.*, 1993, 1995 ; Malo et Bourque, 1993). Seul l'orogenèse penobscotienne n'est pas reconnu en Gaspésie.

La Gaspésie est principalement constituée de roches d'âge paléozoïque, qui sont divisées en trois assemblages temporels distincts (Malo et Kirkwood, 1995), soient 1) le Cambro-Ordovicien (Cambrien précoce ou Précambrien très tardif à Ordovicien tardif), 2) le Siluro-Dévonien (Ordovicien tardif au Dévonien moyen) et 3) le Carbonifère. Les roches cambro-ordoviciennes forment deux zones tectonostratigraphiques reconnues à travers la chaîne appalachienne, les zones de Humber et de Dunnage. La zone de Humber occupe la partie nord de la Gaspésie, toutefois des boutonnières dans la partie sud de la péninsule exposent aussi des roches de la zone de Humber (figure 1.1). Les roches de la zone de Humber représentent des sédiments de talus et de la marge continentale de Laurentia qui ont été chevauchés au-dessus des roches de la plate-forme du St-Laurent durant l'orogenèse taconienne. La déformation et le métamorphisme du grade des schistes verts à amphibolite de la zone de Humber est principalement attribuée à l'orogenèse taconienne (Malo et Kirkwood, 1995).

Les roches de la zone de Humber sont séparées de celles de la zone de Dunnage par un contact tectonique: la Ligne Baie-Verte - Brompton (BBL), qui est l'expression en surface de la suture entre les terrains de la marge continentale (Humber) et les terrains océaniques (Dunnage) (Williams et St-Julien, 1982). Les roches cambro-ordoviciennes de la zone de Dunnage comprennent des mélanges, des complexes ophiolitiques (les monts Paul, Sud et Albert le long de la faille de Shicksock-Sud), des roches volcaniques d'arc et d'arrière-arc ainsi que des sédiments d'avant-arc (Tremblay *et al.*, 1995). Les roches de la zone de Dunnage se retrouvent le long de la BBL et elles sont allochtones au-dessus des roches de la zone de Humber au nord. La déformation et le métamorphisme du grade des schistes verts inférieur qui caractérise les roches de la zone de Dunnage sont associés à l'orogenèse acadienne (Malo et Bourque, 1993; Tremblay *et al.*, 1995) quoique selon Tremblay *et al.*, (1995), la déformation retrouvée à l'intérieur des mélanges puisse avoir une origine taconienne reliée à des processus d'accrétion.

Les roches siluro-dévoniennes de la ceinture de Gaspé (Malo et Bourque, 1993) occupent la partie centrale et sud de la péninsule et elles correspondent à un assemblage de roches sédimentaires et volcaniques déposées dans un bassin successeur de l'orogenèse taconiene (Béland, 1982 ; Brisebois et Brun, 1994). La ceinture de Gaspé est subdivisée en trois unités structurales de direction générale NE-SO, soient du nord-ouest au sud-est: 1) le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, 2) l'anticlinorium d'Aroostook-Percé et 3) le synclinorium de la Baie des Chaleurs (figure 1.1). Les roches de la ceinture de Gaspé reposent en discordance sur, ou sont en contact de faille avec, les roches des zones de Humber et de Dunnage (Malo et Bourque, 1993). Quatre grands ensembles chronostratigraphiques et lithostratigraphiques sont définis (Bourque *et al.*, 1995) : 1) les faciès de roches carbonatées silicoclastiques à grain fin d'eau profonde de l'Ordovicien supérieur-Silurien basal des groupes d'Honorat et de Matapédia, présents surtout dans l'anticlinorium d'Aroostook-Percé ; 2) les faciès de plate-forme continentale peu profonde à profonde du Silurien-Dévonien basal, forment le Groupe de Chaleurs retrouvé à l'intérieur des synclinoria de Connecticut Valley-Gaspé et de la Baie des Chaleurs ; 3) les faciès mixtes de roches silicoclastiques à grain fin et carbonatées de plate-forme continentale profonde du Dévonien inférieur, incluant le Groupe des

Calcaires supérieurs de Gaspé et le Groupe de Fortin, qui sont surtout présents dans le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé ; et 4) les faciès de roches terrigènes grossières déposées dans des environnements littoraux à continentaux, de la partie supérieure du Dévonien inférieur au Dévonien supérieur, qui composent le Groupe des Grès de Gaspé et ses équivalents latéraux, présents dans le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé et dans le synclinorium de la Baie des Chaleurs. Une discordance d'âge Ludlovien tardif-Pridolien précoce correspond à la pulsation salinienne (Boucot, 1962). La déformation régionale et le métamorphisme de degré faible (anchimétamorphisme) des roches siluro-dévoniennes sont attribuables à l'orogenèse acadienne au Dévonien moyen à tardif (Hesse et Dalton, 1991 ; Kirkwood et Malo, 1993 ; Malo et Bourque, 1993).

Les roches cambro-ordoviciennes et siluro-dévoniennes sont recoupées par les roches intrusives mafiques à felsiques pré- à syn-acadiennes de la Suite intrusive de Lemieux (Doyon et Berger, 1997). Cette suite est formée du Pluton de McGerrigle, des intrusions granitiques du centre-nord de la Gaspésie et des essaims de dykes et de filons-couches retrouvés un peu partout en Gaspésie. Les roches de la Suite intrusive de Lemieux sont concentrées dans trois structures de direction NE pré-acadiennes soient: 1) le corridor de Pilote - Mont-Louis, 2) le synclinal du mont Alexandre et 3) le corridor de Ristigouche-Maria. Certaines intrusions plus tardives suivent des failles acadiennes, que ce soit à l'intérieur où l'extérieur des corridors (Doyon et Berger, 1997).

Enfin les roches carbonifères reposent en discordance sur les roches de la ceinture de Gaspé. Ces roches font partie du Bassin des Maritimes et elles sont exposées dans l'est de la Gaspésie ainsi que le long de la rive nord de la Baie des Chaleurs. Elles comprennent une suite molassique Carbonifère inférieur (van de Poll, 1995) où l'on retrouve des conglomérats, grès et mudstones continentaux et où la déformation est de très faible intensité.

1.4.2) Géologie structurale de la Gaspésie

Il est possible de diviser la péninsule gaspésienne en deux domaines structuraux affectés chacun par un épisode orogénique distinct. Le nord de la Gaspésie, correspondant à la zone de Humber, a principalement été affecté par l'orogenèse taconienne alors que le sud, correspondant à la zone de Dunnage et aux roches de la ceinture de Gaspé, a été affecté principalement par l'orogenèse acadienne. Trois événements marquent l'orogenèse taconienne en Gaspésie (St-Julien et Hubert, 1975), soient : 1) le développement de failles normales indiquant une tectonique en extension, du Précambrien tardif au Cambrien (ouverture de l'océan Iapetus), 2) la déformation et imbrication des roches cambro-ordoviciennes en nappes tectoniques de l'Ordovicien moyen à tardif, et 3) le développement de failles de chevauchement à vergence nord-ouest et mise en place de la nappe du mont Albert (soit les massifs péridotitiques des monts Paul, Sud et Albert) sur le nappe du mont Logan, en bordure de la BBL. Des mouvements obliques dextres sont toutefois enregistrés le long de la faille de Shickshock-Sud alors que des mouvements décrochants dextres sont enregistrés le long de la faille du Bras Nord-Ouest, plus à l'est, impliquant une tectonique transpressive au Taconien (Sacks et Malo, 1994, 1995)

La pulsation salinienne est caractérisée par une tectonique extensive. Des données sédimentologiques (Lavoie, 1992) et de sismique réflection (Roksandic et Granger, 1981) suggèrent que les failles du Bras Nord-Ouest et du Troisième Lac (figure 1.1) ont joué en failles normales (le bloc SO ayant descendu) syn-sédimentaires du Silurien tardif au Dévonien précoce. Des plis de direction NO associés aux failles de direction NO comme la faille du Bras Nord-Ouest (Kirkwood, 1989) ont été interprétés en tant que plis extensionnels forcés (Whitjack *et al.*, 1990) formés au-dessus de blocs faillés résultant de la pulsation salinienne.

L'orogenèse acadienne affecte les roches de la zone de Dunnage et de la ceinture de Gaspé du centre et du sud de la péninsule. Cet épisode de déformation est caractérisé par une tectonique transpressive, résultant d'une collision oblique entre Laurentia et

Gondwana. Trois stades de déformation progressive définissent les structures engendrées par l'orogenèse acadienne (Malo et Kirkwood, 1995) ; 1) un racourcissement parallèle à la stratification entraîne le plissement des strates et le développement d'un clivage de pression-dissolution. Des mouvements inverses sur des failles parallèles au plis comme la faille de Sainte-Florence sont caractéristiques de ce stade d'extension verticale; 2) les directions incrémentales des axes de la déformation finie changent brusquement de sub-verticales à sub-horizontales, marquant le passage d'un régime en cisaillement pur à un régime en cisaillement simple, caractéristique de la tectonique transpressive; 3) formation de failles de décrochement qui recoupent les roches de couverture et les autres structures préalablement formées. Ce dernier événement représente la formation des failles à mouvement décrochant dextre dont les failles de Shickshock-Sud, Grand-Pabos, Grande Rivière, Rivière Garin, Bras Nord-Ouest et Rivière Madeleine.

Enfin l'orogenèse alléghanienne, au post-Carbonifère, a peu ou pas affecté l'ensemble des roches de la péninsule. Quelques failles normales mineures affectant les roches carbonatées sont observées dans la région de Carleton et de Percé (Bernard et St-Julien, 1986 ; Kirkwood, 1989), et il y a quelques évidences d'un rejeu mineur de la faille du Grand Pabos là où celle-ci recoupe des roches du Carbonifère, à son extrémité orientale (Malo et Béland, 1989).

1.4.3) Métallogénie de la Gaspésie

Une multitude d'indices et de types de minéralisation sont retrouvés en Gaspésie. Les gisements les plus importants sont les porphyres et les skarns à Cu-Mo de Mines Gaspé, à Murdochville. Le gisement contient deux zones d'altération où se retrouvent des skarns et un porphyre cuprifère (le mont Copper) encaissés par les formations silurodévoniennes d'Indian Cove et de Shiphead, des Calcaires Supérieurs de Gaspé. La minéralisation est contrôlée par deux réseaux de fractures orientés NNE-SSO et ENE-OSO (Wares et Berger, 1995). Des gisements similaires se retrouvent dans l'auréole métasomatique associée aux plutons des monts McGerrigle entre autres le gisement de la

mine Madeleine, un porphyre cuprifère, qui a produit 7,3 Mt @ 1,08% Cu de 1969 à 1982 (Bellehumeur et Valiquette, 1993), les gîtes de Sullipek et Sullipek-Est, des skarns cuprifères où la minéralisation est complexe et irrégulière, et qui contiennent une ressource estimée de 2 Mt @ 0,8% Cu (Duquette, 1973). Des indices minéralisés de moindre importance constituées de skarns et de petits filons à Cu-Pb-Zn se retrouvent également ailleurs dans l'auréole métasomatique des monts McGerrigle. Le dôme de Lemieux, au sud du mont Albert, est hôte de nombreuses minéralisations filoniennes de Pb-Zn-Ag-Au et de skarns Cu, dont la mine de Pb-Zn Federal, exploitée par la Federal Metals Corporation de 1950 à 1983. On retrouve également associés au dôme de Lemieux des filons polymétalliques d'affinité épithermale. Le dôme représenterait une caldeira résultant de la poussée d'une masse ignée en profondeur (Gentile, 1969). De nombreux indices polymétalliques cuprifères et zincifères se retrouvent au sud de la faille de Shickshock-Sud dans les roches siluro-dévoniennes et cambro-ordoviciennes, comme le prospect du ruisseau Castor, le prospect Barter et l'indice Lepage (Bellehumeur et Valiquette, 1993). Le gîte de Pb-Zn Candego, au nord des monts McGerrigle est un exemple de gîte filonien de Pb-Zn dans le nord de la Gaspésie, dont la revue a été effectuée par Schrijver *et al.*, (1988).

Dans la partie sud de la Gaspésie on retrouve d'autres porphyres et skarns polymétalliques à Cu-Pb-Zn-Ag-Au (Reboul, Mid-Patapédia, Raudin #4; Moritz et Malo, 1996). Ces gîtes sont pour la plupart associés à la faille de Grand Pabos-Restigouche et sont d'affinité porphyrique et probablement reliés à de l'activité ignée dévonienne (William-Jones, 1982; Moritz *et al.*, 1993; Malo *et al.*, 1993). Moritz et Malo (1996) soulignent la présence d'indices aurifères sous forme de veines de quartz à l'intérieur de roches sédimentaires (les prospects de Saint-André de Restigouche, Maria, Lac Arsenault et Weir #7), ainsi que des occurrences de Pb-Zn à l'intérieur de roches volcaniques (Raudin #1).

Les indices de Ni-Co±Au associés à des roches ultramafiques carbonatisées sont retrouvées en Gaspésie le long des grandes failles de décrochement acadiennes. Dans le nord de la Gaspésie, ces indices se retrouvent le long de la faille de Shickshock-Sud et ils

font l'objet de la présente étude (indices #1 et #2, indice du ruisseau du 17e Mille). Dans le sud de la Gaspésie, des indices similaires sont retrouvés le long de la faille du Grand Pabos (Weir # 2, 3 et 4, Raudin #2, 3 et 5; Savard, 1985; Malo et Moritz, 1991; Malo *et al.*, 1993) et de la faille de la Rivière Port-Daniel (Port-Daniel # 2 et 4; Savard, 1985).

2) La faille de Shickshock-Sud

2.1) Lithostratigraphie et structure

2.1.1) Roches cambro-ordoviciennes de part et d'autres de la faille

Les roches de la zone de Humber et qui sont en contact avec la zone de faille de Shickshock-Sud comprennent les unités suivantes : la Nappe du mont Logan (Groupe de Shickshock), la Nappe du mont Albert (Complexe du mont Albert et Amphibolite du Diable), ainsi que les formations de Romieu et de Rivière-Ouelle. La stratigraphie des roches cambro-ordovicennes est illustrée à la figure 2.1.

Le Groupe de Shickshock fait partie de la Nappe du mont Logan et est subdivisé en quatre assemblages lithologiques (Beaudin, 1980). Le contact inférieur de cette nappe est la faille du lac Cascapédia et l'épaisseur du groupe est estimé à 1000 mètres (Slivitzky *et al.*, 1991). Le Groupe de Shickshock est principalement constitué de basaltes et d'arkoses, le tout métamorphisé au faciès des schistes verts. L'âge des roches du Groupe de Shickshock varie d'Hadrynien à Cambrien précoce (Slivitzky *et al.*, 1991).

La Nappe du mont Albert est constituée de deux unités, soient le Complexe du mont Albert et l'Amphibolite du Diable. Le Complexe du mont Albert est formé de trois klippes de roches péridotitiques, de l'ouest vers l'est, les monts Paul, Sud et Albert. Les massifs ultramafiques ont tout d'abord été interprétés comme des intrusions d'âge silurien ou dévonien précoce (Alcock, 1927; Osborne et Archambault, 1948; McGerrigle, 1954), mais ils sont maintenant reconnus comme des séquences ophiolitiques détachées de la croûte de l'océan Iapétus, provenant du manteau supérieur et mises en place par obduction durant l'orogenèse taconienne (Laurent, 1975; St-Julien et Hubert, 1975; Beaudin, 1980, 1984).

Le Complexe du mont Albert (d'une puissance d'environ 1 km) est composé d'une péridotite alpine serpentinisée à un degré variable et de façon irrégulière. La

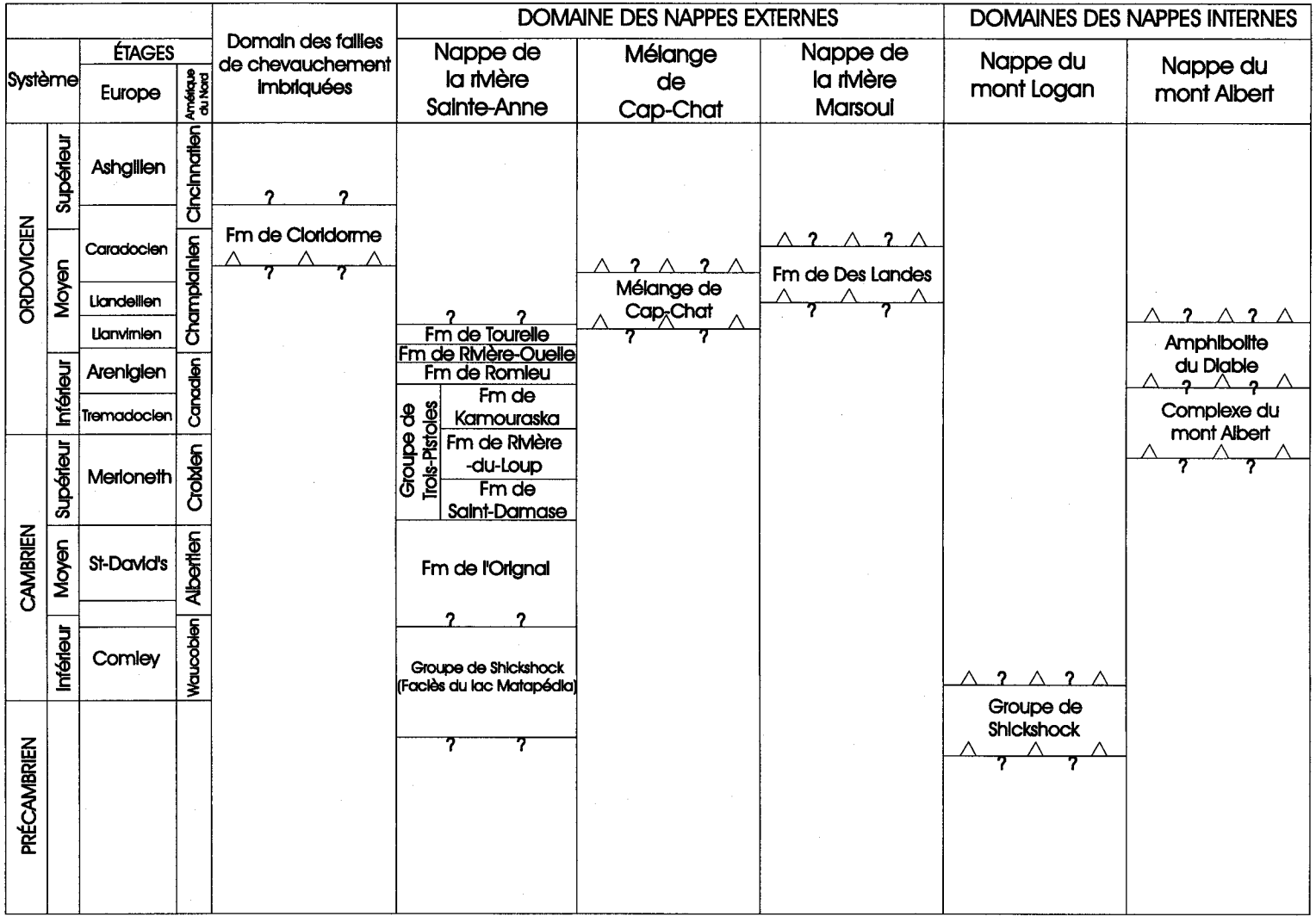


Figure 2.1 : Unités structurales et stratigraphiques du cambro-ordovicien du nord de la Gaspésie (tirée de Slitvizky *et al.*, 1991)

péridotite comprend principalement des harzburgites recoupées de veines d'orthopyroxénite et elle contient parfois des lentilles podiformes de dunite ainsi que de minces lits de chromite (Beaudin, 1984). L'olivine et la lizardite sont les minéraux les plus abondants de l'harzburgite, avec quelques porphyroblastes d'orthopyroxène (<10%) et des minéraux accessoires tels que des spinelles chromifères et des micas. Trois phases de déformation antérieures à l'orogenèse taconienne sont reconnues à l'intérieur de la péridotite (Beaudin, 1980, 1984). Il n'y a pas de structure typiquement taconienne au sein de la péridotite puisqu'elle forme un bloc résistant et isotrope.

Le Complexe du mont Albert repose sur l'Amphibolite du Diable, séparé de cette dernière par la faille du mont Albert. Cette faille représente une zone de déformation intense des minéraux de la péridotite et est soulignée par une mince bande de serpentinite schisteuse (Beaudin 1980, 1984; Sacks et Malo 1994 et Sacks *et al.*, 1997a). L'Amphibolite du Diable regroupe les trois semelles d'amphibolite qui entourent chacun des massifs. Considérée au départ comme une auréole métamorphique (MacGregor, 1964; Beaudin, 1984) dans le Groupe de Shickshock, elle est maintenant considérée comme une unité lithostratigraphique indépendante (Trzcienski, 1988; Gagnon et Jamieson, 1986) puisqu'elle est géochimiquement et pétrographiquement différente des massifs péridotitiques et du Groupe de Shickshock. L'amphibolite (d'une puissance d'environ 500 m) se subdivise en quatre assemblages distincts selon des critères pétrographiques, texturaux et structuraux (Gagnon et Jamieson, 1986). Selon Gagnon et Jamieson (1986), elle résulte du métamorphisme de roches intrusives ultrabasiques et basiques et de roches basaltiques tholéiitiques transportées sous la péridotite lors de l'obduction de celle-ci. L'Amphibolite du Diable repose en contact de faille sur le Groupe de Shickshock (Nappe du mont Logan) et elle en est séparée par la faille des Marches du Géant.

Le Groupe de Trois-Pistoles comprend trois formations qui ne seront pas distinguées ici, avec un puissance totale variant de 400 à 1800 mètres (Slivitzky *et al.*, 1991). Le Groupe de Trois-Pistoles affleure au sein de la nappe de la rivière Sainte-Anne. Il s'agit d'une unité qui comprend à la base des grès grossiers quartzo-

feldspathiques et des conglomérats, suivis de shales et de mudstones rythmés noirs et gris rouillés, puis d'orthoquartzite très pures et de shales et mudstones rythmés noirs et gris au sommet (Slivitzky *et al.*, 1991). Le Groupe de Trois-Pistoles est en contact avec la faille de Shickshock-Sud au sud des monts McGerrigle. L'âge du Groupe de Trois-Pistoles va du Cambrien moyen au Cambrien tardif (Slivitzky *et al.*, 1991).

La Formation de Romieu est en contact avec la faille de Shickshock-Sud dans son extrémité orientale, dans la région du pluton de McGerrigle. Observées au sein de la nappe de la rivière Sainte-Anne, la Formation de Romieu est d'une épaisseur minimale de 375 mètres (Slivitzky *et al.*, 1991). Elle comprend des claystones dolomitiques, des calcilutites grises, des conglomérats calcaires ainsi que des niveaux de calcarénite, d'âge Ordovicien précoce (Slivitzky *et al.*, 1991).

2.1.2) Roches siluro-dévoniennes au sud de la faille

Dans la région étudiée, la faille de Shickshock-Sud est en contact avec les roches sédimentaires du Groupe de Chaleurs au sud. La séquence stratigraphique a été étudiée par Lachambre (1987) et est illustrée ici à la figure 2.2. Le Groupe de Chaleurs est ici décrit sommairement formation par formation, de la base au sommet.

La Formation d'Awantjish repose en discordance (la discordance ordovicienne de la figure 2.2) sur les roches cambro-ordoviciennes. Elle affleure dans le secteur du Ruisseau Isabelle, où elle est constituée de shale dolomitique gris plus ou moins foncé. Selon Lachambre (1987), il existe quelques lits décimétriques de calcarénite à crinoïdes, ainsi que quelques horizons très riches en brachiopodes qui indiquent un âge Llandovérien tardif (Lachambre, 1987; Lajoie *et al.*, 1968).

La Formation de Val-Brillant est un grès quartzeux ou une orthoquartzite blanc-rosée à ciment siliceux, d'âge Llandovérien tardif à Wenlockien précoce (Lajoie *et al.*, 1968). Dans la région du Ruisseau Isabelle en bordure de la faille de Shickshock-Sud, le

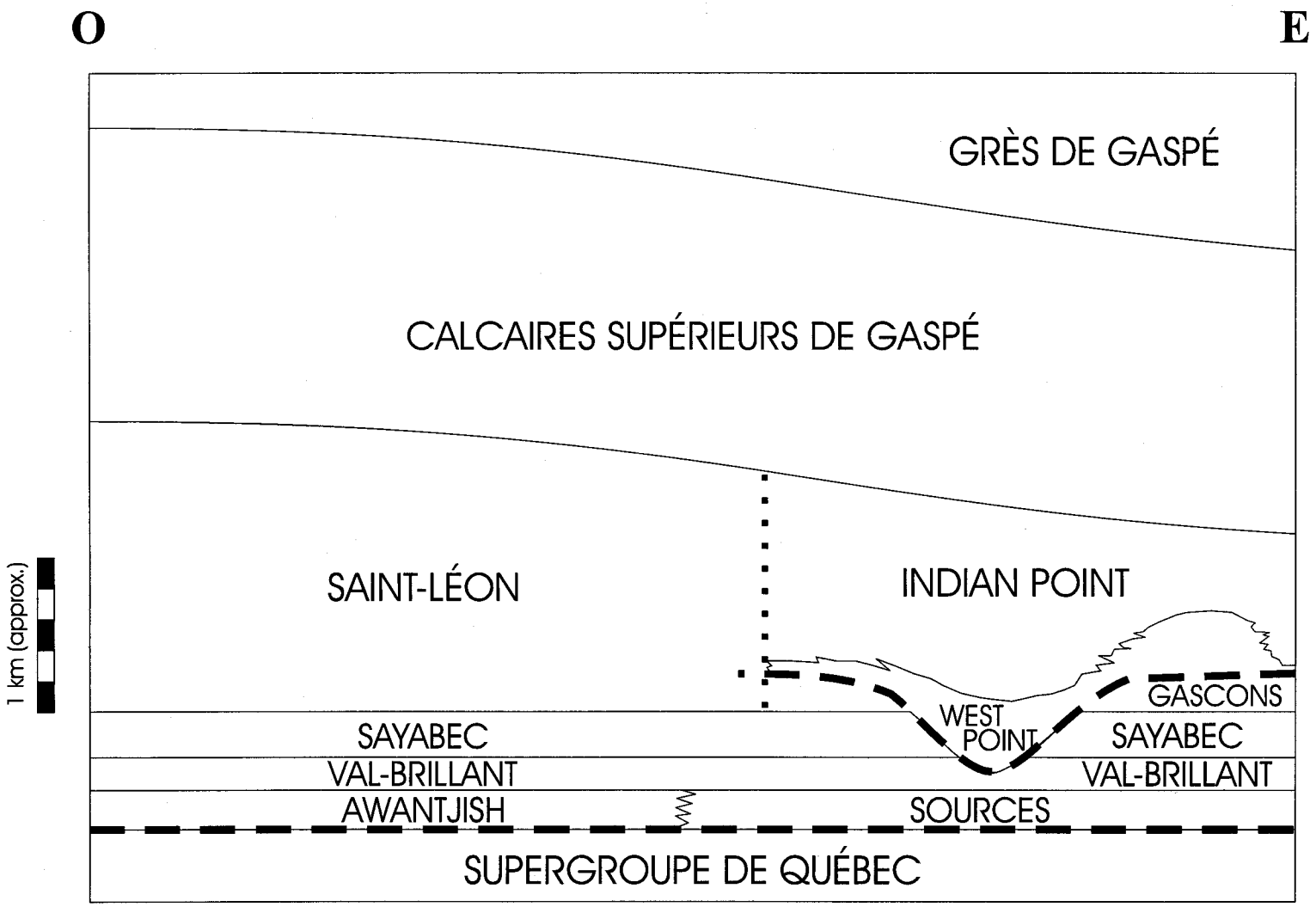


Figure 2.2 : Stratigraphie des roches siluro-dévoniennes dans la région de la faille de Shickshock-Sud (tirée de Lachambre, 1987)

ciment est dolomitique. Selon Lajoie *et al.* (1968), la Formation de Val-Brillant est un dépôt de plage indicateur d'une mer transgressive.

La Formation de Sayabec est constituée de 11 sous-unités de calcaires de différents types et de grès, où presque toutes les unités possèdent un équivalent dolomitique dans la région du Ruisseau Isabelle (Lachambre, 1987). Les différents types de calcaires et leurs équivalents dolomitiques sont décrits dans Lachambre (1987, p. 19 à 22). Lajoie *et al.*, (1968) attribuent un âge de Wenlockien précoce au Ludlovien précoce à la Formation de Sayabec.

La Formation de Saint-Léon est la formation la plus puissante (jusqu'à 1800 mètres d'épaisseur selon Lachambre, 1987) et elle couvre également une grande superficie en bordure de la faille de Shickshock-Sud, de la rivière Cap-Chat Est jusqu'au secteur du Ruisseau Isabelle. L'âge attribué à la Formation de Saint-Léon s'étend du Ludlovien précoce (Silurien tardif) au Siégénien précoce (Dévonien moyen) (Lachambre, 1987). La Formation de Saint-Léon comprend des siltstones calcareux et des grès très fins gris verdâtre parfois plus ou moins argileux et laminés avec quelques traces de fossiles. Les siltstones sont dolomitiques jusqu'à 1,5 kilomètres au sud de la faille de Shickshock-Sud. Cette zone se caractérise par un ciment dolomitique et la couleur de la roche est chamois à orangée en affleurement. La différence de nomenclature à la figure 2.2 (indiqué par le pointillé vertical) est causée par la présence de calcaires biogéniques reconnus par Bourque (1975, p. 862) dans la baie des Chaleurs et appelés Formation de West Point. Les niveaux de siltstone inférieur et supérieur à ces calcaires biogéniques se doivent alors de porter le nom de Formations de Gascons et d'Indian Point, respectivement. En l'absence de ces calcaires, il convient d'appeler l'ensemble Formation de Saint-Léon.

Les roches des Calcaires Supérieurs de Gaspé (formations de Forillon, Shiphead et Indian Cove) et des Grès de Gaspé (formations de York Lake et de York River) reposent en concordance sur les roches du Groupe de Chaleurs. Les Calcaires Supérieurs de Gaspé comprennent des mudstones calcareux, des siltstones calcareux et des grès très fins, ainsi

que des niveaux de calcarénite gréseuse. Les Grès de Gaspé se composent de grès feldspathiques à la base, de grès arkosique, de siltstone calcareux et de calcaire siliceux. On y rapporte également la présence de roches pyroclastiques et volcaniques dans les formations de York Lake et de York River (Carbonneau, 1959; Gentile, 1969; Stevens, 1983; Rouillard, 1984). Les roches des groupes des Calcaires Supérieurs de Gaspé et des Grès de Gaspé ne se retrouvent pas dans la région à l'étude, et aucune mention n'en sera faite plus avant dans le présent mémoire.

Les roches intrusives sont nombreuses dans la région. Parmi celles-ci, on retrouve les intrusions granitiques, granodioritiques et monzonitiques des monts McGerrigle (datés à 391,3 ± 3,4 Ma par U-Pb sur zircon et titanite, Whalen *et al.*, 1991), Vallières-de-Saint-Réal et Hog's Back, ainsi que les intrusions de dykes et sills felsiques (felsite parfois porphyrique) et mafiques (diabase et gabbro), d'âge Dévonien moyen. L'ensemble des roches intrusives siluro-dévoniennes de la Gaspésie sont regroupés sous le nom de Suite intrusive de Lemieux, qui comprend le Pluton de McGerrigle et le Porphyre de Murdochville, ainsi que tous les dykes et filons-couches mafiques et felsiques qui recoupent la ceinture de Gaspé (Doyon et Berger, 1997). Ces roches ne seront pas étudiées plus avant dans ce mémoire.

2.1.3) Unités lithologiques de la zone de faille de Shickshock-Sud

La lithostratigraphie des roches dans la zone de faille de Shickshock-Sud a été présentée par Malo *et al.*, (soumis, 1999). Les roches de la zone de faille de Shickshock-Sud sont incluses dans le Mélange du Ruisseau Isabelle (MRI) qui comprend six unités lithostratigraphiques distinctes. La distribution régionale est illustrée sur la carte régionale (figure 1.3) ainsi que sur les figures 2.3 et 2.4, pour les secteurs de la rivière Cap-Chat Est et du ruisseau du 17e Mille, respectivement. Le MRI est en contact de faille avec les nappes du mont Albert et du mont Logan au nord, et avec les roches de la

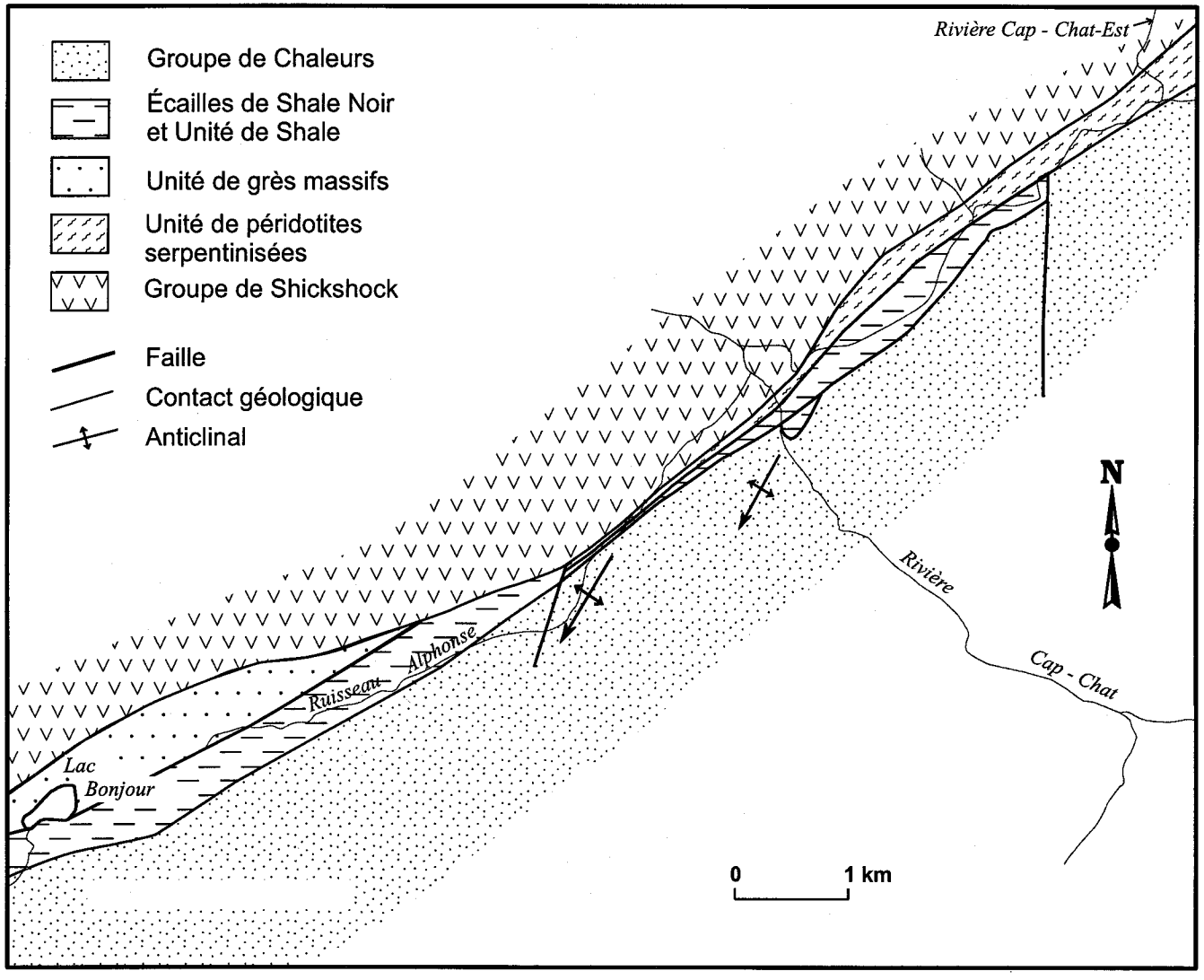


Figure 2.3 : Mélange du Ruisseau Isabelle, secteur de la rivière Cap-Chat Est (modifiée de Malo *et al.*, 1999)

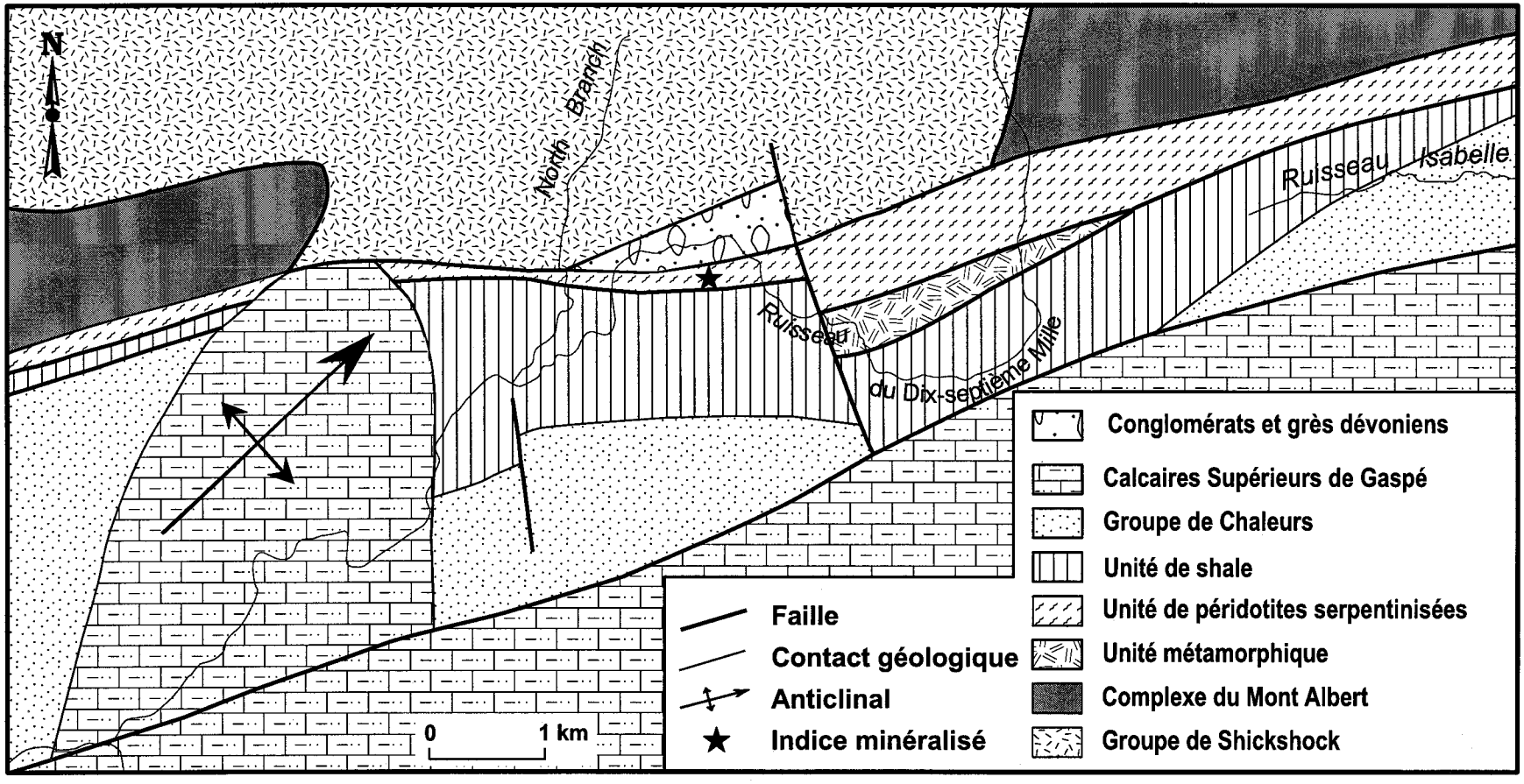


Figure 2.4 : Mélange du Ruisseau Isabelle, secteur du ruisseau du 17e Mille (modifiée de Malo *et al.*, 1999)

ceinture de Gaspé au sud. Les six unités reconnues par Malo *et al.*, (soumis, 1999) sont définies comme suit :

A) Unité de shale : cette unité est la plus commune dans le MRI et consiste en mudshale et clayshale vert-grisâtre à gris foncé, calcareux à non-calcareux avec des interlits épais de 2 à 5 cm de calcaire et de calcilutite laminé, dolomitique et silteux. Trois autres lithologies sont aussi reconnues comme faisant partie de cette unité : 1) des grès fins et des siltstones en lits de 5 à 40 cm avec des laminationes parallèles, obliques et convolutées; 2) des lits lenticulaires plus épais (de 20 à 100 cm) de conglomérats calcaires; et 3) un conglomérat à matrice sablonneuse à clastes de calcilutite, calcaire silteux dolomitique, shale vert, chert et grès feldspathique. Les shales et les blocs du mélange sont dolomitisés par endroits. Des nez de plis basculés sont parfois retrouvés démembrés, baignant dans la matrice de shale.

B) Unité de shale noir : cette unité affleure surtout dans la partie ouest du MRI (figure 2.3), où elle consiste en un shale noir graphitique. Des interlits de siltstones de 1 à 3 cm d'épaisseur ainsi que quelques lits lenticulaires de calcilutite de faible épaisseur sont observés.

C) Unité de grès massifs : cette unité affleure dans la partie ouest du mélange (figure 2.3) et elle est constituée de greywacke en lits épais avec des interlits de claystone verdâtre. La granulométrie du grès est très variable. Il est composé de quartz (60%), de fragments lithiques (30%), de feldspaths (9%) et de minéraux accessoires (1%) comme de la chromite et du mica. Les fragments lithiques sont surtout des fragments de roches volcaniques felsiques à mafiques, ainsi que de roches sédimentaires silicoclastiques variées ou de schistes ainsi qu'un peu de serpentinite.

D) Unité de *pebbly mudstone* : cette unité très restreinte en puissance et en étendue n'est pas représentée sur les cartes géologiques du MRNQ ainsi que sur la figure 2.3 et 2.4. Le *pebbly mudstone* consiste en un conglomérat de clastes sub-angulaires de calcilutite et de calcaire silteux dolomitique semblables à ceux retrouvés dans l'unité

de shale, ainsi que des clastes dérivés de grès feldspathiques, dans une matrice de shale gris foncée à noire recoupée par un clivage phacoïdal.

E) Unité métamorphique : cette unité est constituée de blocs de métabasaltes et de méta-arkoses extrêmement déformés, similaires aux roches du Groupe de Shickshock. Une grande écaille de roche de cette unité est retrouvée dans la région du Ruisseau du 17e Mille (figure 2.4).

F) Unité de péridotites serpentinisées : trois faciès différents sont reconnus à l'intérieur de cette unité, soient : 1) une serpentinite faiblement à fortement cisaillée avec des reliques d'orthopyroxène; 2) une serpentinite fortement cisaillée avec stockwerk de dolomite injecté le long de petits plans de cisaillements; et 3) une dolomie hydrothermale massive, siliceuse par endroits. Un type intermédiaire de serpentinite à talc-dolomite est reconnu à un endroit entre la serpentinite à stockwerk de dolomite et la dolomie, cependant le contact n'a pu être mis à jour proprement. Les contacts, que ce soient entre les unités de MRI ou entre les différents faciès de l'unité de péridotites serpentinisées, sont tous de nature tectonique, correspondant à des plans de failles souvent striés indiquant bien souvent des mouvements dextres. C'est dans cette unité de péridotite serpentinisée que l'on retrouve la minéralisation nickélifère.

La serpentinite est vert grisâtre et possède un degré de cisaillement variable. Elle est composée principalement de lizardite (95%) et elle est recoupée par des veines et veinules de chrysotile dépassant rarement 5 millimètres d'épaisseur. Elle est retrouvée en lentilles d'épaisseur variables dans les régions de la rivière Cap-Chat Est et du Ruisseau du 17e Mille.

La serpentinite à stockwerk de dolomite est une serpentinite fortement cisaillée, et de même composition que la serpentinite précédente, à l'exception des veines de chrysotile qui sont absentes. Elle est retrouvée au contact avec les zones de dolomies hydrothermales. L'espacement des plans de cisaillements est millimétrique, et la serpentinite est injectée d'un stockwerk de dolomite blanche et grenue en veines

irrégulières de moins de 3 millimètres d'épaisseur. Il y a également un remplacement progressif de la serpentinite par de la dolomite à proximité du stockwerk.

La dolomie hydrothermale est composée de dolomite ferrifère massive. Elle est parfois siliceuse (quartz 10-15%). Des grains de chromite à l'intérieur de la dolomie hydrothermale indiquent que son protolithe est ultramafique. La dolomie hydrothermale se présente en deux couleurs, soient : 1) la dolomie rouge, et 2) la dolomie beige. La dolomie beige contient la minéralisation nickélifère qui fait l'objet de la présente étude. La dolomie hydrothermale contient généralement des brèches, avec des clastes de dolomie rouge ou beige et des veines de dolomite, baignant dans une matrice de dolomite finement grenue. Les dolomies siliceuses formées à partir d'un protolithe ultramafique ont été appelées *listwaenite* par Ploshko (1965). Dans la littérature, le nom de listwaenite est le nom donné à des roches carbonatées qui se retrouvent en bordures de massifs ultramafiques de type Alpin (ophiolites) et qui sont le résultat de la carbonatisation des roches ultramafiques environnantes (Ploshko, 1965). Les lentilles de listwaenites sont généralement situées le long de failles mineures, dans les zones les plus étroites des massifs de serpentinite. Elles sont développées durant le stade terminal de mise en place de l'ophiolite qui se fait le long de zones de suture profondes. Ces roches carbonatées, d'apparence grise-verte, sont constituées de carbonates de calcium, de fer et de magnésium (magnésite, dolomite, ankérite et plus rarement sidérite) avec comme principaux minéraux accessoires le quartz, le talc, la lizardite, la chlorite, et des oxydes comme la chromite, la magnétite et l'hématite.

Les dolomies beiges sont distribuées principalement le long de la rivière Cap-Chat Est, toutefois celles-ci ne sont que faiblement minéralisées. Elles sont retrouvées aussi en minces lentilles le long de la rivière Cascapédia et du ruisseau du 17e Mille, où elles sont alors la roche hôte de la minéralisation. La dolomie rouge est retrouvée en minces lentilles presque toujours à proximité de la dolomie beige, le contact n'a cependant pu être observé entre les deux types de dolomies hydrothermales.

2.2) Géologie structurale de la faille de Shickshock-Sud

La faille de Shickshock-Sud est considérée comme l'extension de la ligne Baie-Verte-Brompton dans le centre-nord de la Gaspésie. La zone de faille fait rarement plus de 600 mètres de largeur. La présence de lithologies d'âges différents à l'intérieur de la zone de faille atteste de son histoire structurale complexe. Le mouvement de la faille de Shickshock-Sud a d'abord été interprété par Beaudin (1980) comme étant normal durant la sédimentation des roches siluro-dévoniennes, puis inverse (le long d'un plan fortement incliné) durant l'orogenèse acadienne. Berger (1985) et Lebel (1985) ont étudié la déformation acadienne le long de la faille de Shickshock-Sud et montrent que la faille a joué en coulissage dextre durant l'orogenèse acadienne à son extrémité ouest. Lebel (1985) prolonge la faille de Shickshock-Sud vers l'ouest, à partir de La Rédemption jusqu'à la faille inverse de la rivière Rimouski, limite occidentale actuelle de la faille. Il détermine ensuite un mouvement acadien de type coulissant dextre avec une composante inverse, qui pourrait être attribuée à une déformation transpressive. Sur la base de la rotation des clivages et du raccourcissement accommodé par le plissement, Lebel (1985) attribue un rejet minimum de 5 à 15 kilomètres pour la faille de Shickshock-Sud. Berger (1985) a étudié la faille de Shickshock-Sud plus à l'est, de la rivière Matane jusqu'au ruisseau Wilson. Selon Berger (1985), la zone de faille est constituée de copeaux de forme losangique et de tailles variables, copeaux formés de roches siluro-dévoniennes de la couverture, et de roches cambro-ordoviciennes du socle. Il attribue à l'ensemble de la déformation observée une tectonique de type coulissante dextre puisque toutes les structures sont compatibles avec un modèle de cisaillement simple avec rotation des plis et des structures synchrones durant la déformation progressive.

Les travaux de Sacks et Malo (1994, 1995) et Sacks *et al.*, (1997a; 1997b), dans la région du centre-nord de la Gaspésie, ont confirmé deux épisodes de déformation le long de la faille de Shickshock-Sud. Un mouvement de chevauchement taconien vers le nord-ouest est indiqué par une zone de mylonite au faciès des amphibolites au contact nord de la faille de Shickshock-Sud, le tout effectué sous des conditions de pression/température

de 6-8 kb et 650-850°C (Sacks *et al.*, 1997a). L'analyse cinématique des failles acadiennes striées le long de la faille de Shickshock-Sud indique un mouvement coulissant dextre le long d'un plan de faille fortement incliné vers le sud, avec localement une déformation transpressive provoquée par des virgations compressives situées dans le mur de la faille (Sacks et Malo, 1995).

Description de la faille dans la région à l'étude

Le secteur étudié commence juste à l'ouest de l'embranchement des rivières Cap-Chat et Cap-Chat Est, où on trouve les premières traces de dolomie hydrothermale. Il se termine un peu plus de 60 kilomètres plus à l'ouest, là où la faille de Shickshock-Sud rejoint la faille de la rivière Madeleine (figure 1.3).

À l'ouest, dans le secteur de la rivière Cap-Chat Est, la faille de Shickshock-Sud a une orientation de N060°, puis elle est orientée à N075° du ruisseau de l'Échouement jusqu'au ruisseau du 17e Mille, où elle s'infléchit pour devenir est-ouest (N090°) jusqu'à son extrémité est (*i.e.* à son intersection avec la faille de la Rivière Madeleine) où elle possède un pendage abrupt entre 65° et 80° (figure 1.3). Une famille de failles nord-sud déplace successivement la faille de Shickshock-Sud (Lachambre 1987). Elles ont un mouvement dextre dont le rejet augmente d'est en ouest et elles sont interprétées comme étant le résultat d'une série d'effondrements composant le flanc est d'un graben (Lachambre, 1987). Selon Lachambre (1987), ces failles nord-sud sont antérieures à l'infiltration des solutions hydrothermales, puisqu'il y a de la dolomie siliceuse dans l'un des plans de faille. Cependant elles pourraient être contemporaines à la mise en place des veines d'extension acadiennes.

Dans la région allant du ruisseau de l'Échouement jusqu'au ruisseau du 17e Mille (secteurs de l'Indice 2, du mont Sud et du ruisseau de l'Échouement), la faille de Shickshock-Sud est orientée N075° (figure 1.3). Un anticlinal majeur associé à la déformation acadienne dans les roches siluro-dévoniennes plonge doucement vers le sud-

ouest, d'autres plis d'entraînement mineurs associés à la faille sont aussi retrouvés à l'intérieur des roches siluro-dévoniennes. Ces plis sont ouverts, et plongent doucement vers le sud-ouest ou le nord-est. Un affleurement dans le ruisseau de l'Échouement montre un copeau de roches siluro-dévoniennes des Formations d'Awantjish et de Val-Brillant coincé à l'intérieur de la faille de Shickshock-Sud. Également en bordure de la rivière Cascapédia (secteur de l'Indice #2), on retrouve un copeau de conglomérat calcaire appartenant à la Formation de West Point, ce qui démontre un mouvement post-Dévonien précoce (donc relié à l'orogenèse acadienne).

À l'extrémité ouest de la région étudiée, la faille de Shickshock-Sud est orientée N060° (secteur de la rivière Cap-Chat Est). Les unités de péridotite serpentinisée et de shale (unités A et F) sont séparées par des zones de cisaillement et de mylonitisation. Un copeau de basalte du Groupe de Shickshock est aussi coincé dans la faille.

2.3) Analyse structurale

2.3.1) Éléments structuraux et analyse par domaine

La région étudiée a été divisée en domaines structuraux selon l'orientation de la zone de faille (figure 2.5). Les domaines 1, 2 et 3 sont ceux constitués des roches au sein de la zone de faille et les domaines 4, 5 et 6 sont constitués des roches du Siluro-dévonien au sud de la faille. Ces derniers correspondent respectivement à l'extension vers le sud des domaines 1, 2 et 3. Les domaines 1 et 4 correspondent au secteur de la Rivière Cap-Chat Est, là où la faille est orientée N060° et c'est le domaine ayant le plus de données structurales disponibles car la qualité des affleurements y est de loin supérieure à tout ce qui peut être trouvé ailleurs dans la région. Les domaines 2 et 5 consistent en la partie centrale de la faille, orientée N075° et il comprend les secteurs du Ruisseau de l'Échouement, de l'Indice 2 ainsi que la région de la faille en bordure du Mont Sud (appelée secteur du mont Sud). Les domaines 3 et 6 correspondent à l'extrémité est de la faille, orientée est-ouest (N090°) et comprennent les secteurs du Gîte Barter, du Ruisseau Isabelle et du Ruisseau du 17e Mille.

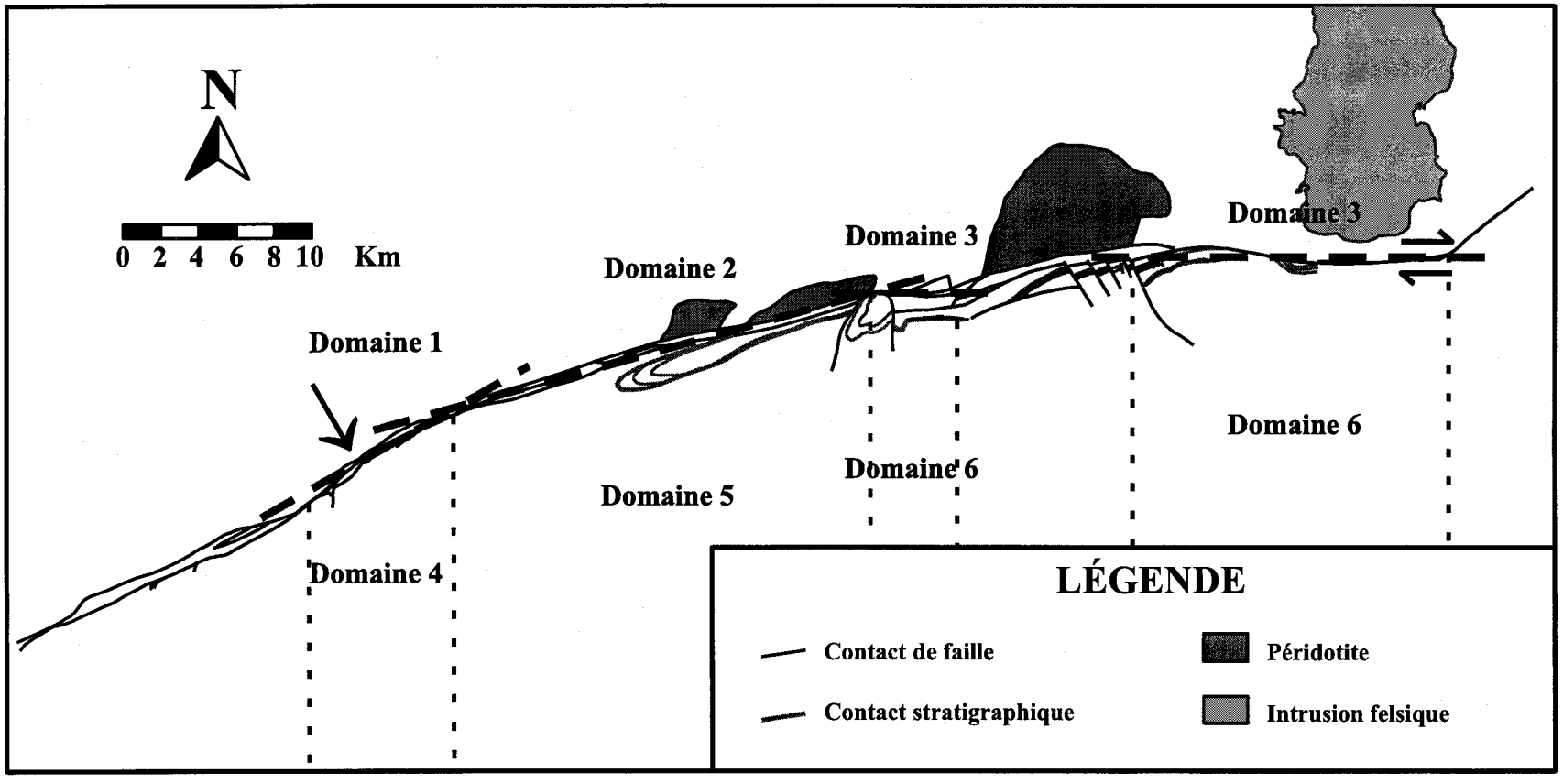


Figure 2.5 : Subdivision de la région en domaines structuraux

a) Les plis

L'orientation des plis au sud de la faille est oblique par rapport à celle-ci. Il s'agit de plis ouverts, peu plongeants et de classe 1B (figure 2.6A). Leurs plans axiaux font un angle de 30° par rapport à la faille dans le sens anti-horaire. Les plis dans la zone de faille se retrouvent uniquement à l'intérieur de l'unité de shale de MRI, il s'agit alors de charnières de plis basculés (reclinés) isolées et noyées dans le shale, d'orientation semblable aux plis dans les roches siluro-dévoniennes.

Les mesures de stratification prises à l'intérieur de la zone de faille correspondent aux plans de S_0 des lits de siltstone et de grès fin au sein des unités de shale et de shale noir. Les mesures sont peu nombreuses, et seul le domaine 1 se prête à une analyse structurale détaillée (le nombre de mesures pour les domaines 2 et 3 ne dépassant pas 8). Les πS_0 s'alignent sur un grand cercle d'attitude N143/72°, permettant ainsi de déterminer l'orientation moyenne des plis retrouvés à l'intérieur des unités de shale et de shale noir, i.e. N053° avec une plongée de 18° (figure 2.7, domaine 1). Les rares plis mesurés sont pour la plupart des plis basculés qui sont brisés (souvent inférieurs à 1 mètre de longueur) et noyés à l'intérieur de l'unité de shale. Les plans axiaux des plis basculés (6 mesures avec une moyenne de N052/65°) correspondent bien avec la direction NE-SO déterminée par les stéréogrammes de S_0 (figure 2.7).

Les mesures des plans de stratification prises dans les roches siluro-dévoniennes sont abondantes, et elles permettent une analyse structurale pour chaque domaine (figure 2.7). Dans le domaine 4, le pôle du grand cercle moyen N314/83° donne une attitude NE-SO à l'axe de plissement (7° vers N224°). Dans le domaine 6, le pôle du grand cercle orienté N319/76°, donne une attitude des plis NE-SO, soit 14° vers N229°. Enfin dans le domaine 5, on observe une plus grande disparité dans les mesures, avec toutefois un grand cercle moyen d'attitude N324/86° dont le pôle définit un axe de plissement orienté NE-SO (4° vers N235°). Le plissement est donc très homogène au sud de la zone de faille de Shickshock-Sud. Les axes de plis sont également dans la même direction à l'intérieur de la zone de faille (domaine 1 et 2), cependant la plongée est dirigée vers le NE.

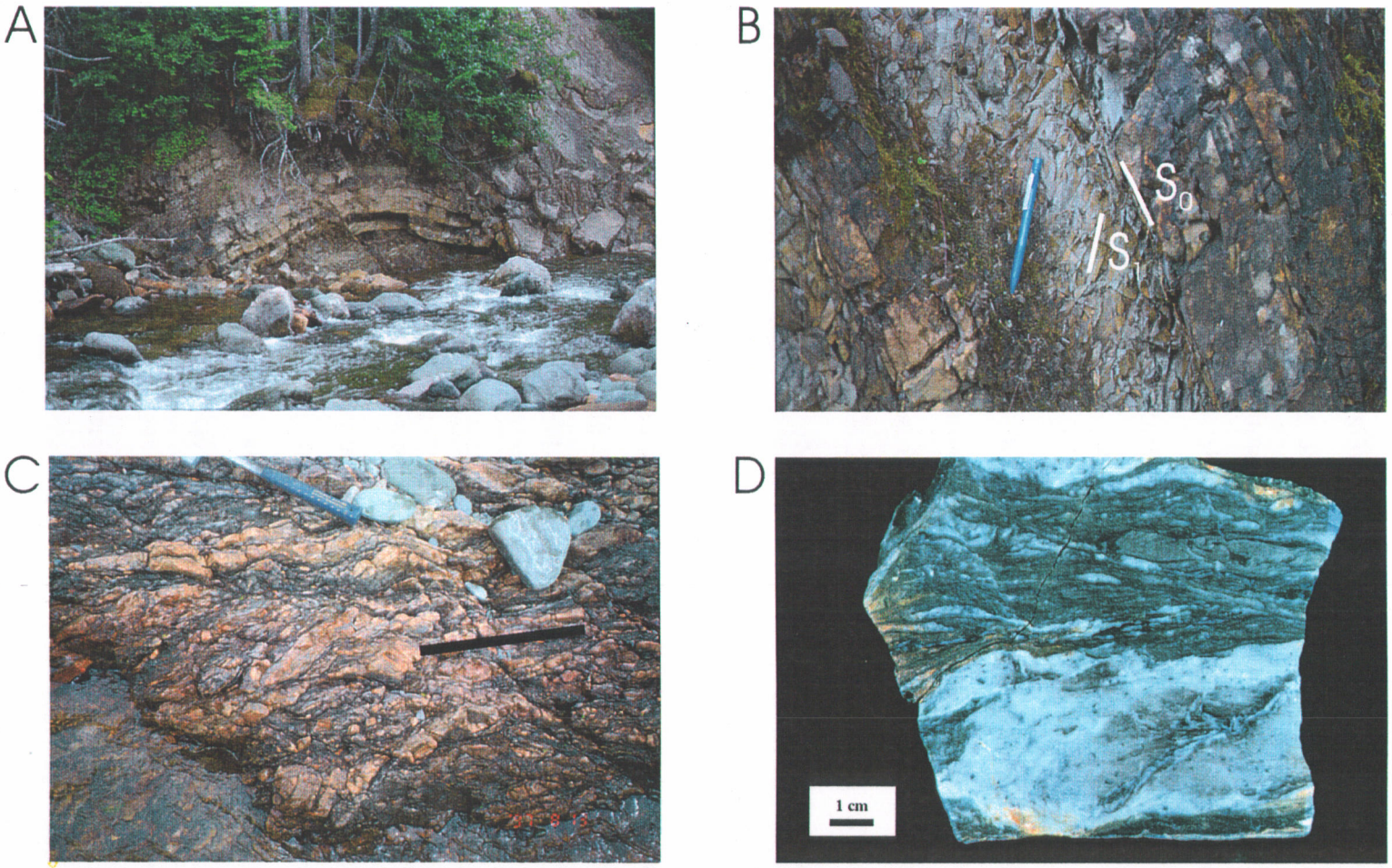


Figure 2.6 : (A) Pli mineur dans les siltstones du Saint-Léon, en bordure de la faille de Shickshock -Sud, rivière Cap-Chat Est. Hauteur du pli: environ 2 mètres. (B) Clivage (vue en coupe, le crayon à N043° donne l'échelle) à proximité de la charnière d'un pli mineur dans le Saint-Léon, rivière Cap-Chat Est, le clivage s'est développé dans un lit plus compétent. (C) Mylonitisation et (D) Foliation mylonitique dans les dolomies hydrothermales de la zone de faille, rivière Cap-Chat Est.

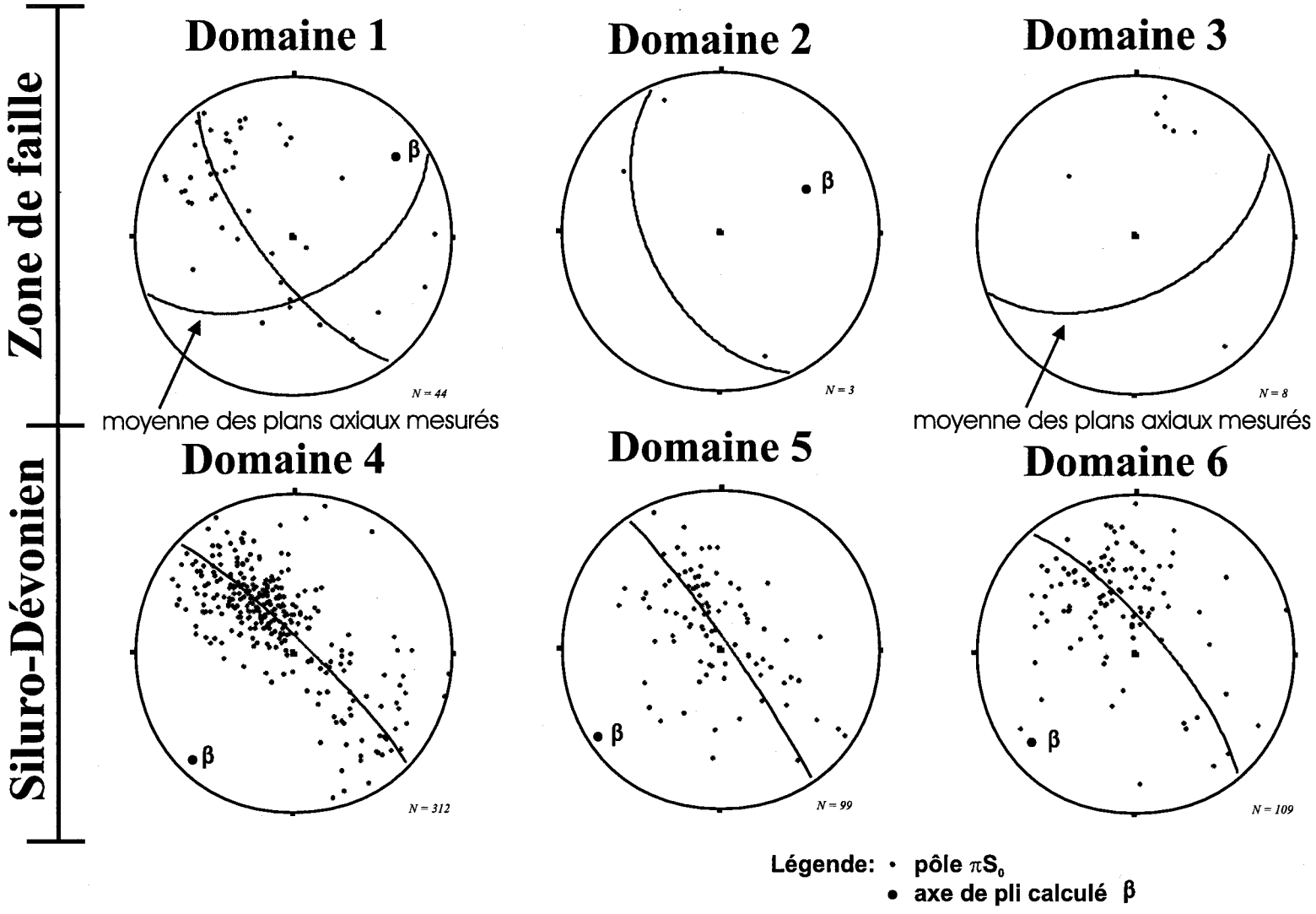


Figure 2.7 : Données de stratification et plissement

b) La foliation

Le type de foliation varie d'un endroit à l'autre en fonction du type de roches à l'intérieur de la zone de faille. Les roches du Groupe de Chaleurs sont très peu foliées, la foliation consiste alors en un clivage disjoint grossier ou un clivage stylolithique de pression-dissolution (figure 2.6B). Dans la zone de faille, un clivage phacoïdal avec un espacement de 3 à 5 centimètres entre chaque microlithon apparaît dans l'unité de shale. Une foliation est également développée par endroits dans la dolomie hydrothermale (figure 2.6C) où elle prend l'aspect d'une foliation mylonitique caractérisée par des fabriques de type C-S avec de minces bandes noires de 1 à 2 millimètres d'épaisseur qui séparent des bandes de dolomie plus épaisses d'environ 1 à 2 centimètres (figure 2.6D). Les bandes noires sont formées de matériel insoluble et sont plus ou moins parallèles entre elles. Les rubans de dolomie sont faits de grains de dolomite avec un texture qui indique une forte recristallisation dynamique (figure 2.8A). On retrouve aussi parfois un clivage de pression-dissolution dans les dolomies de la zone de faille (figure 2.8B). À l'intérieur de la serpentinite, une foliation mylonitique similiaire à celle décrite par Gates (1991a) dans la serpentinite du complexe mafique de State-Line en Pennsylvanie (U.S.A.) est observée en affleurement. Elle se traduit par des zones de cisaillement dextre anastomosantes qui isolent des masses lenticulaires de serpentinite moins déformées dans lesquelles la déformation est cassante (figure 2.8C). Des bandes de cisaillement dextre sont parfois retrouvées dans la serpentinite et témoignent d'une déformation complexe (figure 2.8D).

Dans le domaine 1, l'orientation de la foliation varie de NE-SO à E-O (figure 2.9) . Pour le domaine 2, la foliation S_1 est orientée NE-SO et est sub-verticale. Enfin dans le domaine 3, l'attitude de la foliation est irrégulière, quoique l'on observe une concentration des pôles de S_1 qui correspond à l'orientation E-O de la foliation.

Relativement peu de mesures de clivage sont disponibles pour les domaines 4, 5 et 6 dans les roches siluro-dévoniennes. La déformation y est plutôt faible et le clivage acadien S_1 y est peu pénétratif, s'exprimant la plupart du temps dans les charnières de plis à l'échelle

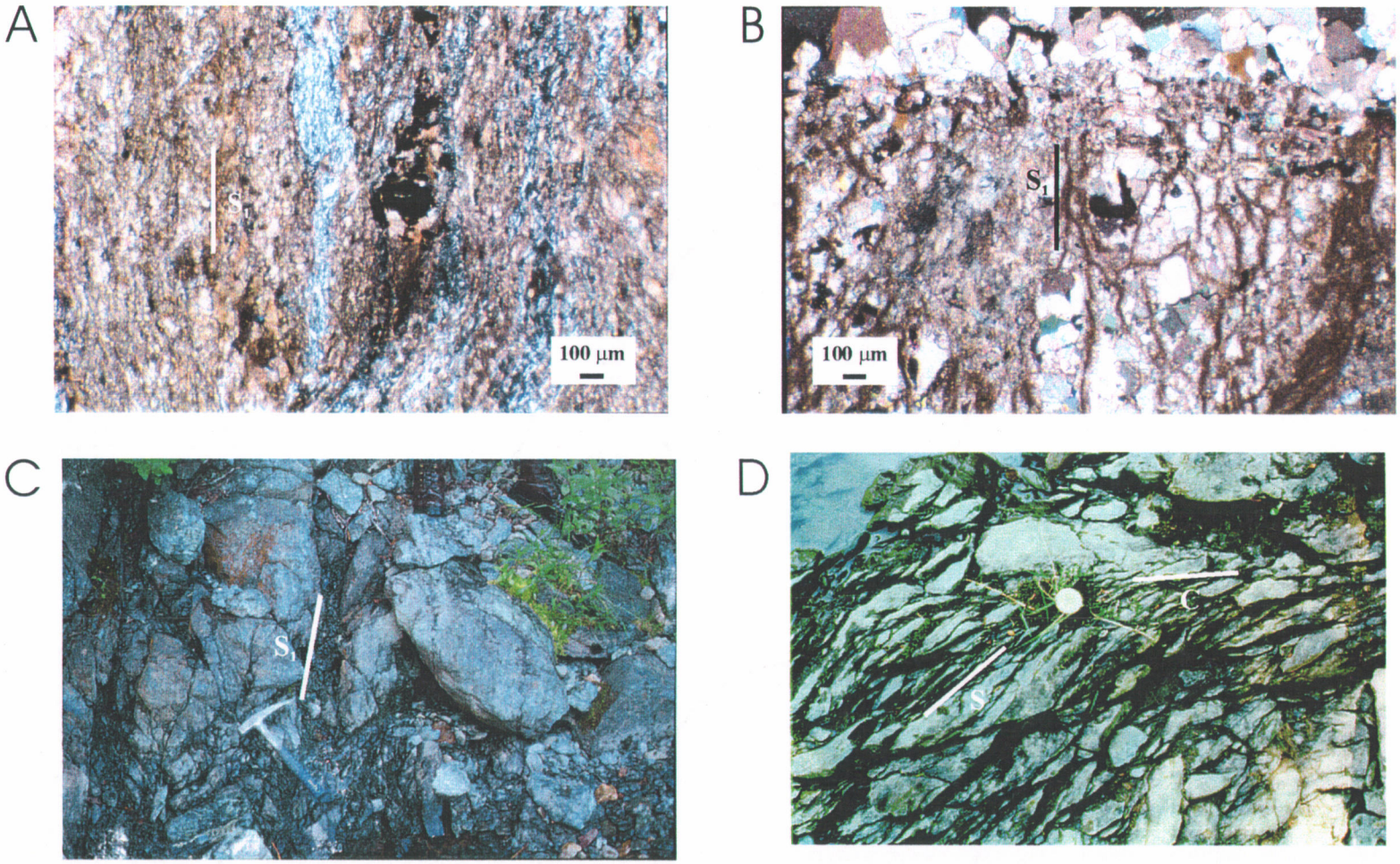


Figure 2.8 : (A) Photomicrographie de dolomie hydrothermale mylonitisée montrant le rubannement (fig 2.5D). (B) Clivage de pression-dissolution dans les dolomites hydrothermales recoupé par une veine de dolomite, Indice #2. (C) Foliation mylonitique de Gates dans la serpentinite, ruisseau du 17e Mille. (D) Bandes de cisaillement dextres dans les serpentinites du ruisseau du 17e Mille, la pièce de 1$ donne l'échelle (diamètre: 2,6 cm).

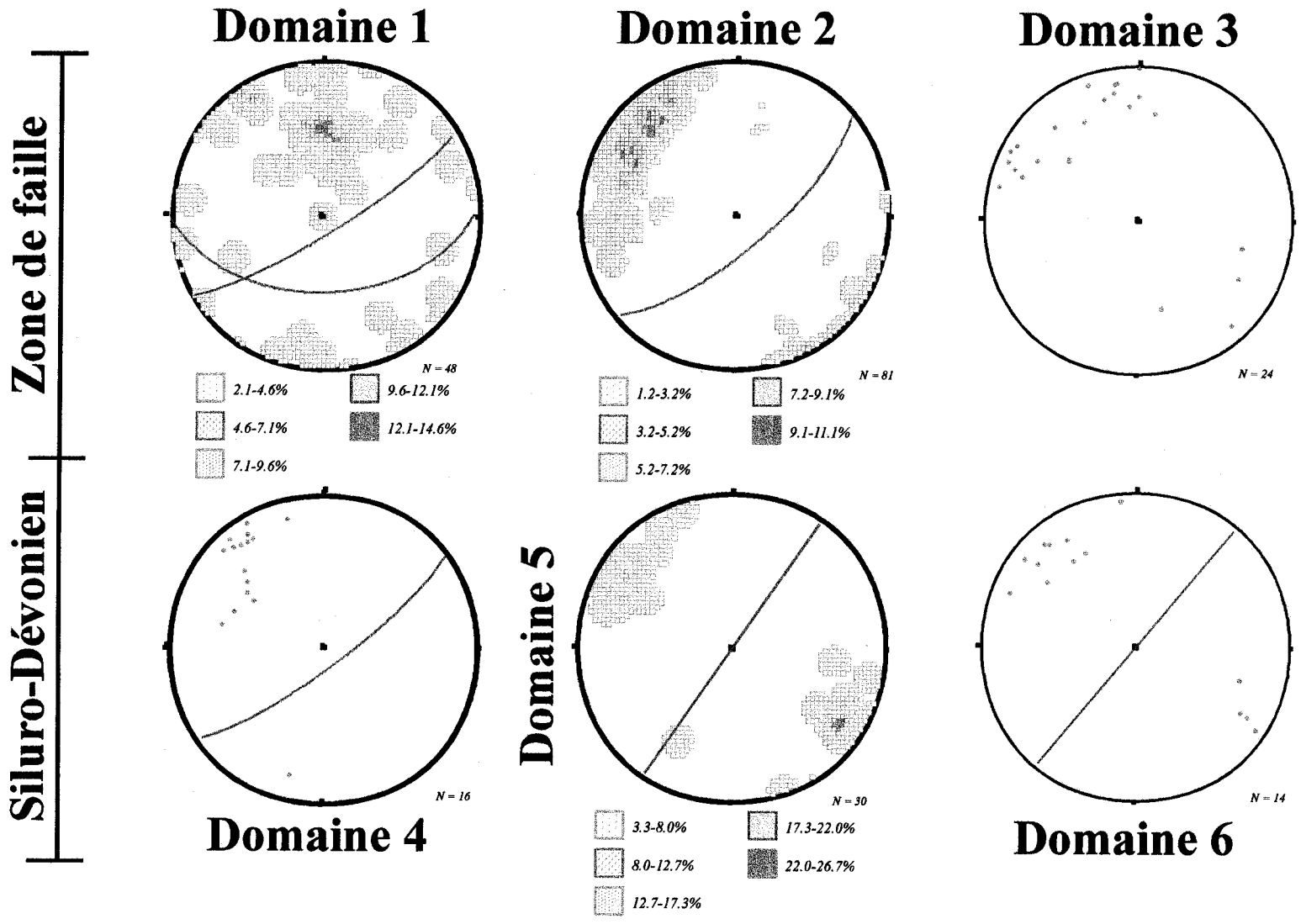


Figure 2.9 : Données de foliation S_1 par domaines

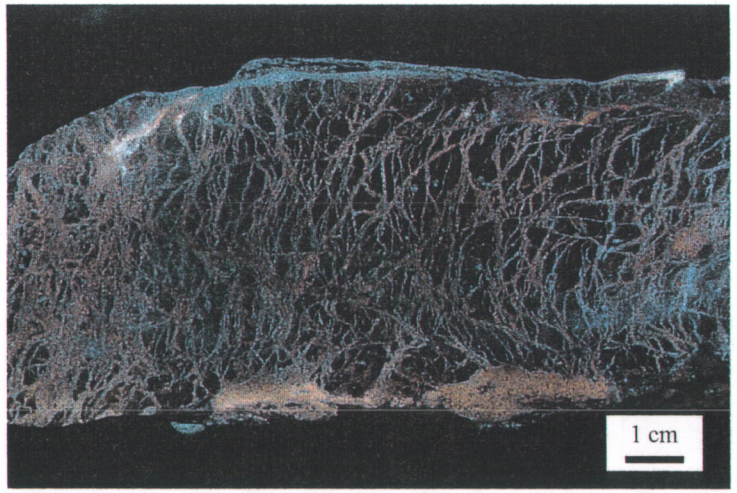
de l'affleurement. Il semble toutefois que la S_1 soit orientée NE-SO avec un fort pendage (figure 2.9).

c) Les veines

L'orientation des veines varie d'un endroit à l'autre, cependant le remplissage est presque toujours de la dolomite ferrifère. Occasionnellement, il est possible de retrouver de l'ankérite et du quartz ainsi que de l'hématite avec la dolomite. La dolomite forme des stockwerks à l'intérieur de la serpentinite (figure 2.10A). L'hématite est aussi parfois retrouvée en stockwerk dans la serpentinite et dans la Formation de Sayabec dolomitisée à la carrière du ruisseau Isabelle. Les veines de dolomite se retrouvent à la grandeur de la faille de Shickshock-Sud, et aussi jusqu'à 3 kilomètres au sud, à l'intérieur des roches du Groupe de Chaleurs. Certaines veines font plus de 10 centimètres d'épaisseur, alors que d'autres sont inférieures à 1 millimètre. Une grande partie des veines sont orientées à environ N340°, ce qui correspond à la direction des structures d'extension dans tout le centre-nord de la Gaspésie (Sacks, 1996). Les veines de cette orientation exhibent la plupart du temps une texture drussique compatible avec la cristallisation dans un milieu en extension (figure 2.10B).

Dans les domaines de la zone de faille de Shickshock-Sud, les données de veines sont peu nombreuses mais permettent tout de même une analyse limitée. Dans le domaine 1, on retrouve des veines d'orientation NO-SE, qui sont pratiquement sub-verticales (figure 2.11). Il est à noter cependant qu'un petit groupe de veines orientées plus ou moins nord-sud et inclinées à 50° se détache des autres veines. Dans le domaine 2, deux orientations sont présentes, soient: 1) une orientation NO-SE semblable à celles du domaines 1 et 2) une orientation des veines NE-SO avec des pendages forts vers le NO qui correspond aux veines minéralisées de l'Indice 2. Enfin dans le domaine 3, plus de la moitié des veinses sont orientées NO-SE avec un pendage fort vers le SO, les quelques autres veines étant orientées NE-SO.

A



B

C

Figure 2.10 : (A) Stockwerk de dolomite dans la serpentinite, Indice #2. (B) Veine à texture drussique d'extension dans une dolomie hydrothermale rouge, indice du ruisseau du 17e Mille. (C) Faille fragile inverse avec 21 cm de salbande dans le plan de faille, rivière Cap-Chat Est. Le marteau (cercle blanc) donne l'échelle.

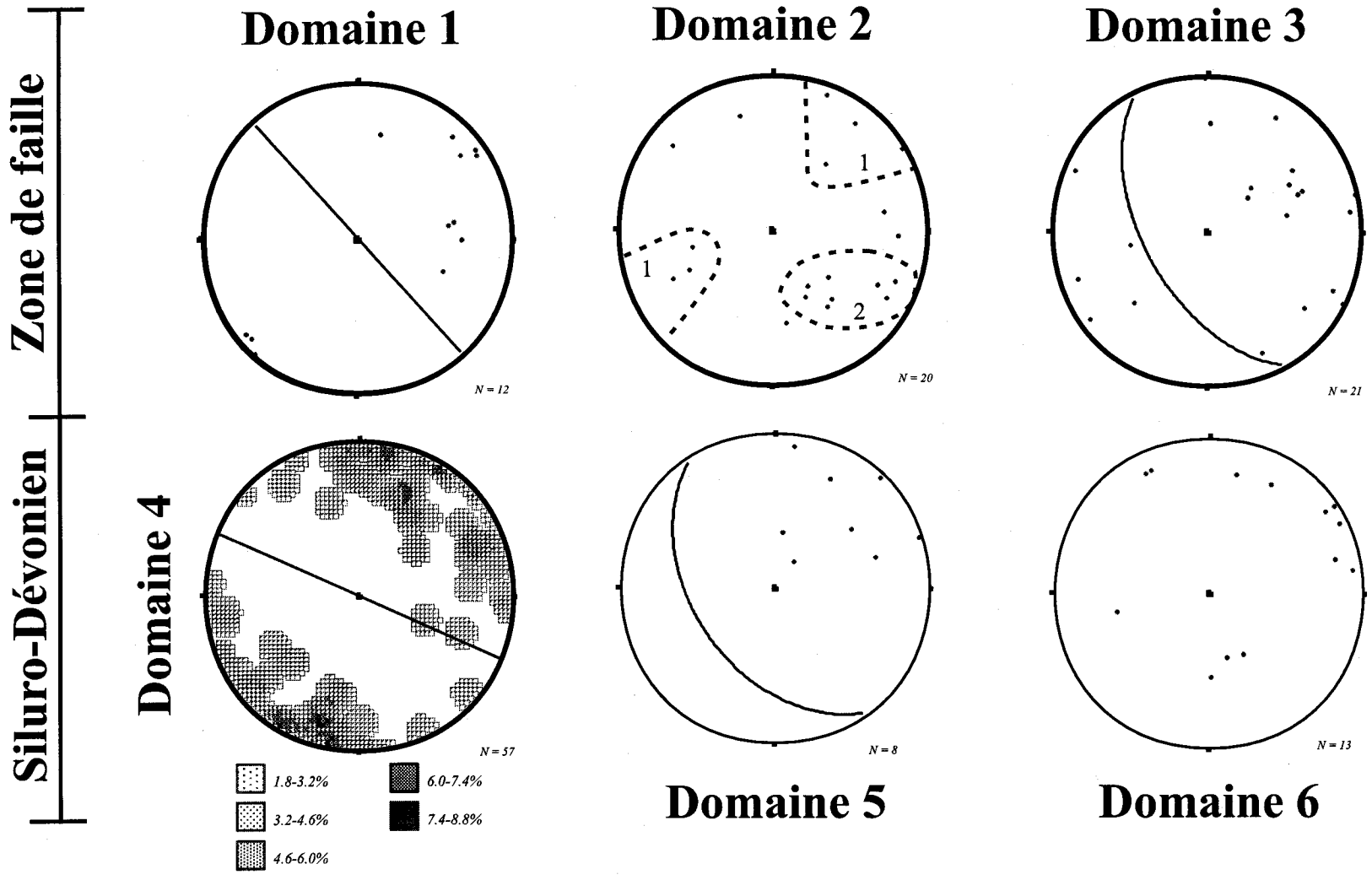


Figure 2.11 : Données de veines par domaines

Les pôles des veines retrouvées à l'intérieur des roches du Siluro-Dévonien sont presque exclusivement confinés aux quadrants NE et SO des stéréogrammes (figure 2.11). La plupart des veines sont également très inclinées ou sub-verticales, avec un pendage moyen variant de 75° à 90°.

De ces observations, une tendance NO-SE ressort très clairement pour plus de 80% des veines mesurées et ce, que ce soit à l'intérieur de la zone de faille où dans les roches des domaines siluro-dévoniens.

d) Les failles

De nombreuses failles mésoscopiques striées sont observées à l'intérieur de la zone de faille, alors qu'elles sont moins répandues dans les roches siluro-dévoniennes. Des failles fragiles, principalement à l'intérieur de la dolomie, sont quelquefois soulignées par la présence de salbande noirâtre et calcareuse (figure 2.10C). Les failles les plus abondantes ont un mouvement dextre ou inverse. Ces failles tendent à être orientées dans une direction se rapprochant de la direction de la faille de Shickshock-Sud, soit ENE-OSO.

Les cisaillements ductiles de type fabrique C-S sont très rarement observés. Quelques-uns ont été relevés dans la serpentinite, compte tenu de la rhéologie du matériel. Des cisaillements fragiles-ductiles dextres ont été observés le plus souvent au contact entre deux unités à l'intérieur de la zone de faille. Ils sont soulignés par l'entraînement du clivage développé dans le shale. La dolomie demeure intacte, bien que parfois un peu de déformation puisse être visible dans le premier centimètre adjacent à la zone de cisaillement.

Les failles et cisaillements ont été systématiquement mesurés et leur sens de mouvement a été déterminé à l'aide du déplacement des marqueurs, des escaliers de failles et de divers tectoglyphes (figures 2.12 à 2.16). Les structures fragiles et fragiles-ductiles ont été regroupées pour ne former qu'une seule catégorie, puisqu'il a été démontré que ces 2 types de structures peuvent être reliées à une même contrainte régionale (Trudel et Malo,

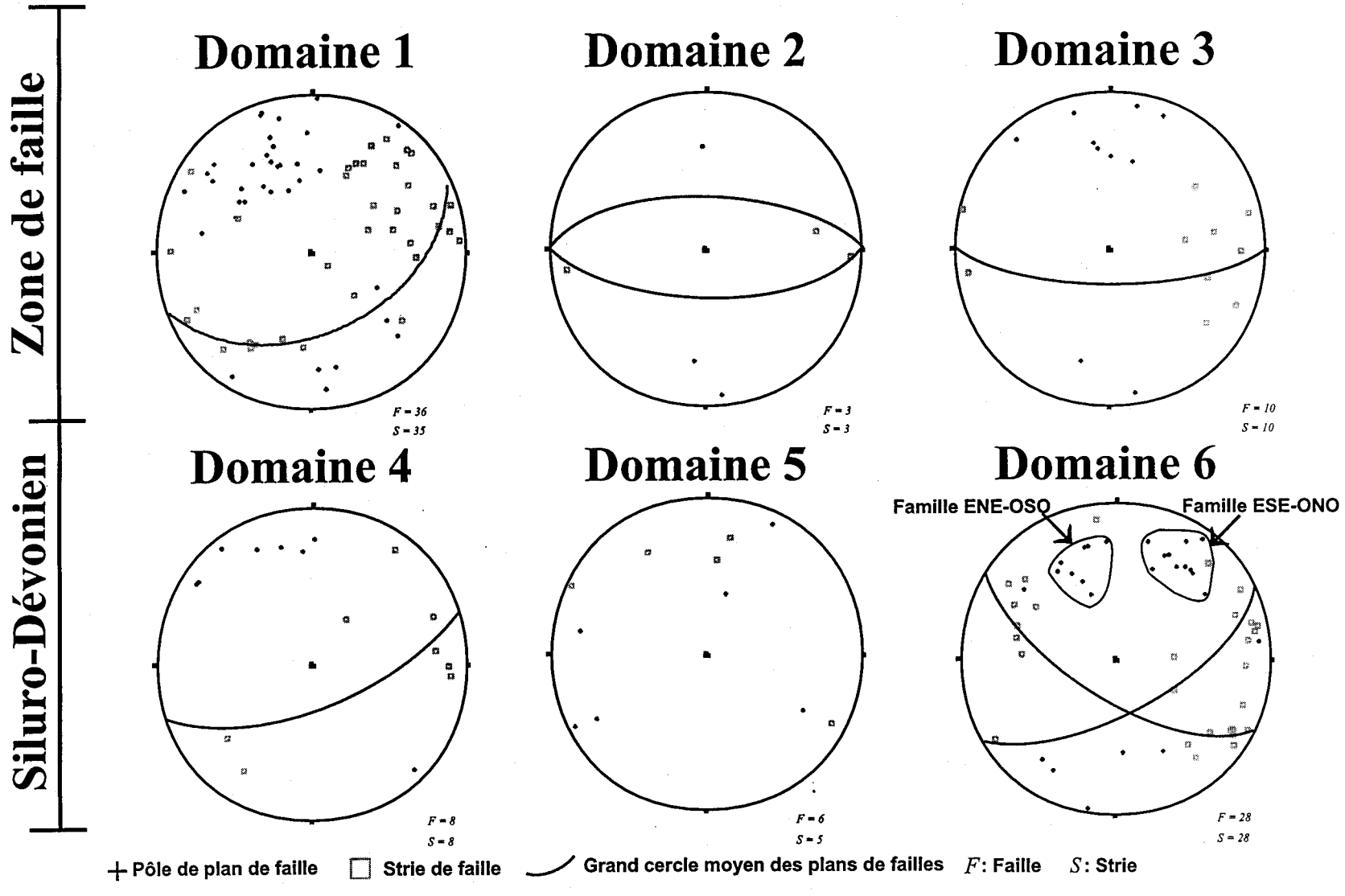


Figure 2.12 : Données de failles dextres par domaines

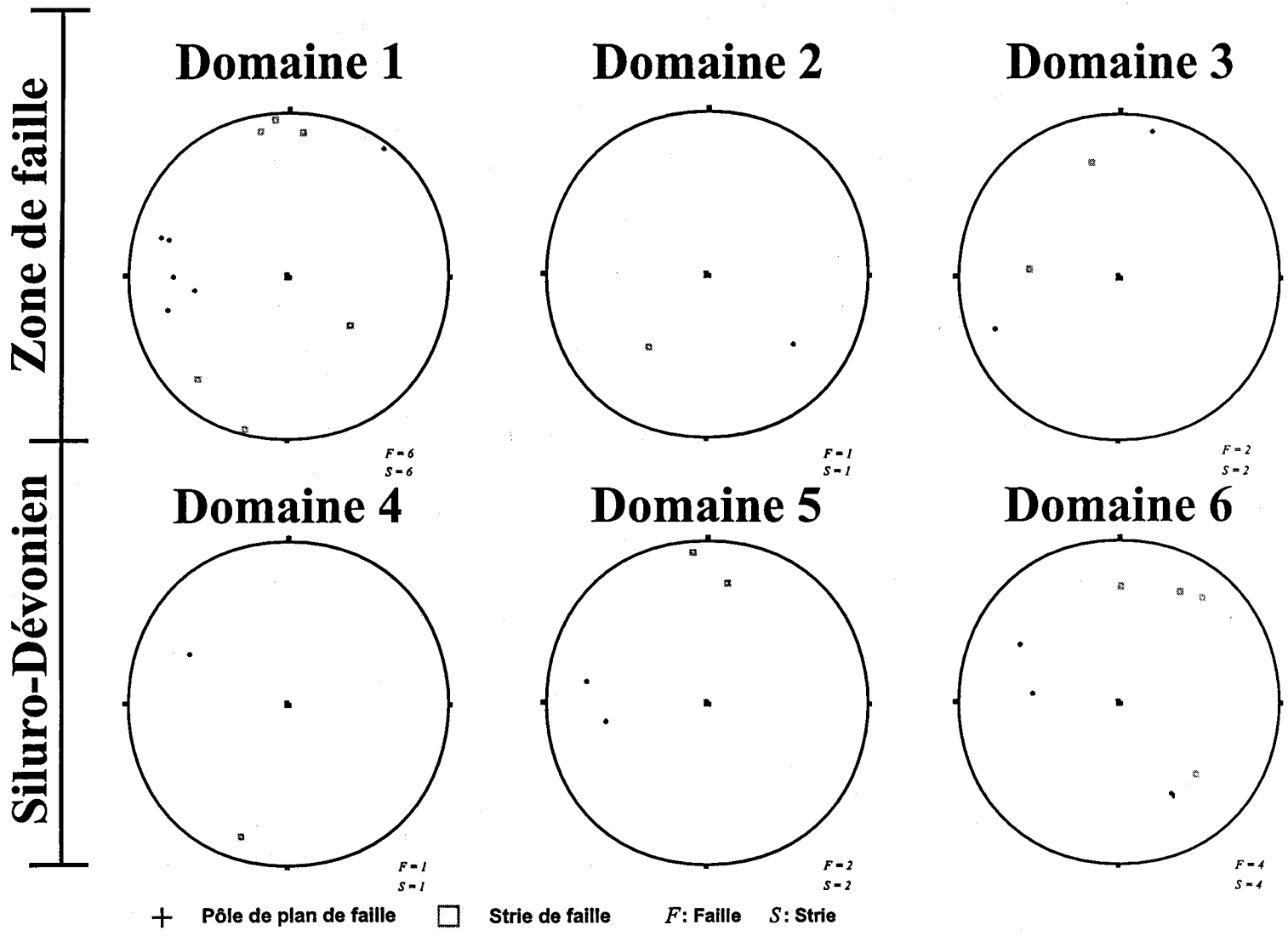
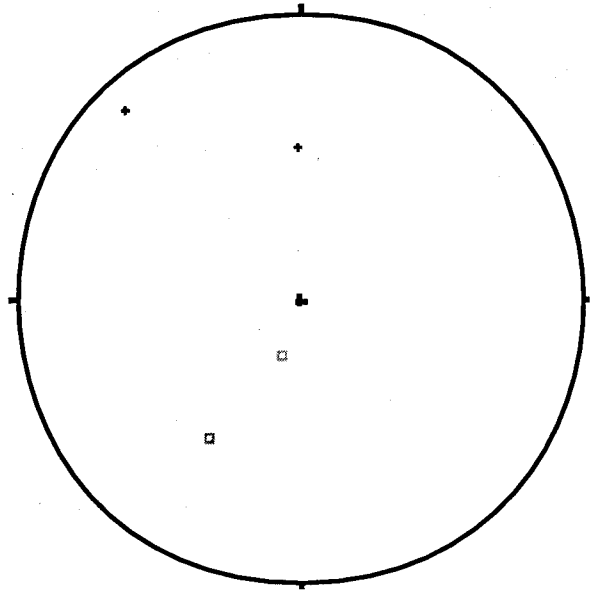


Figure 2.13 : Données de failles senestres par domaines

Domaines 1 et 2



$F = 2$

$S = 2$

+ Pôle de plan de faille

□ Strie de faille

F: Faille

S: Strie

Figure 2.14 : Données de failles normales

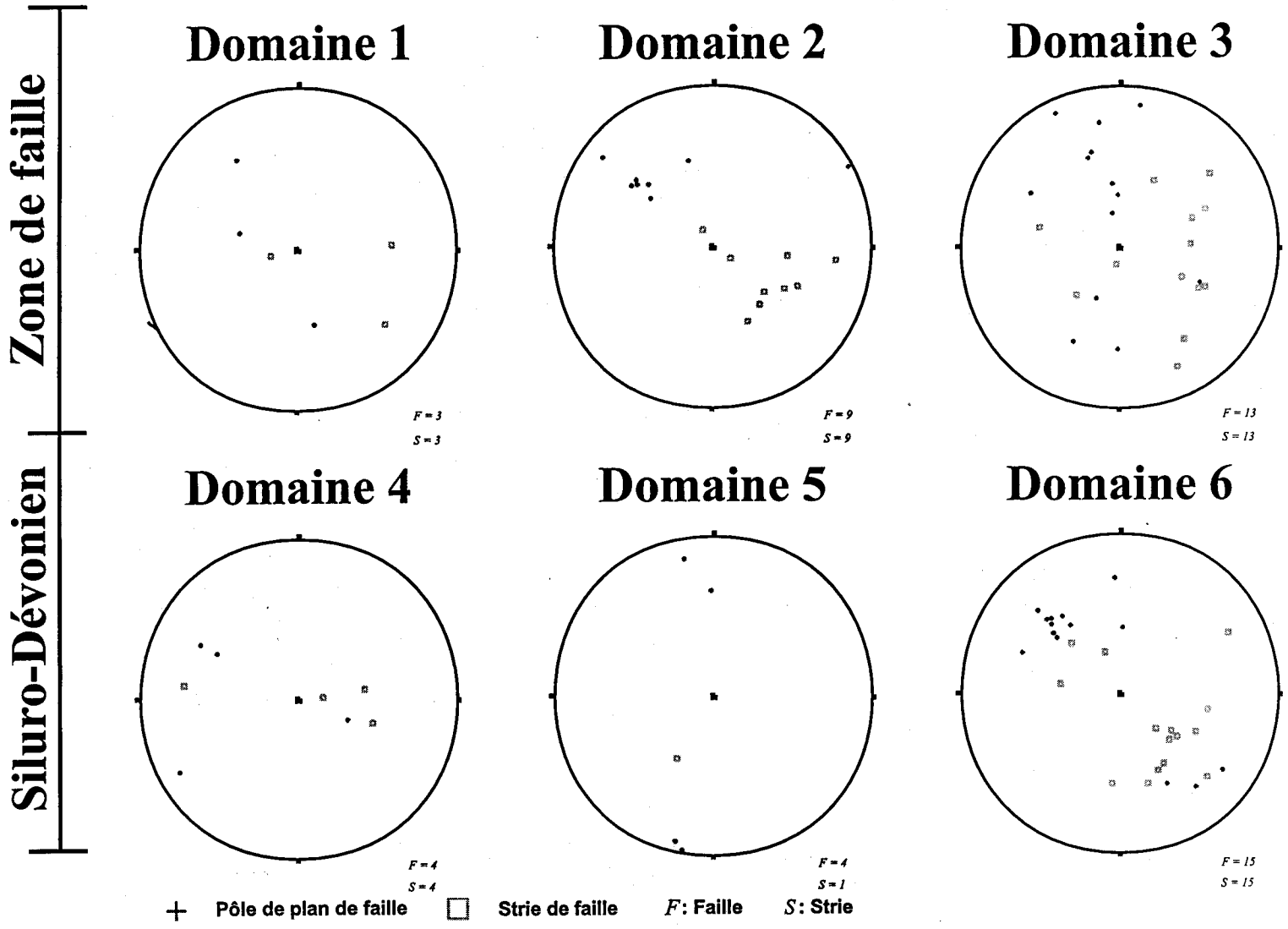


Figure 2.15 : Données de failles inverses par domaines

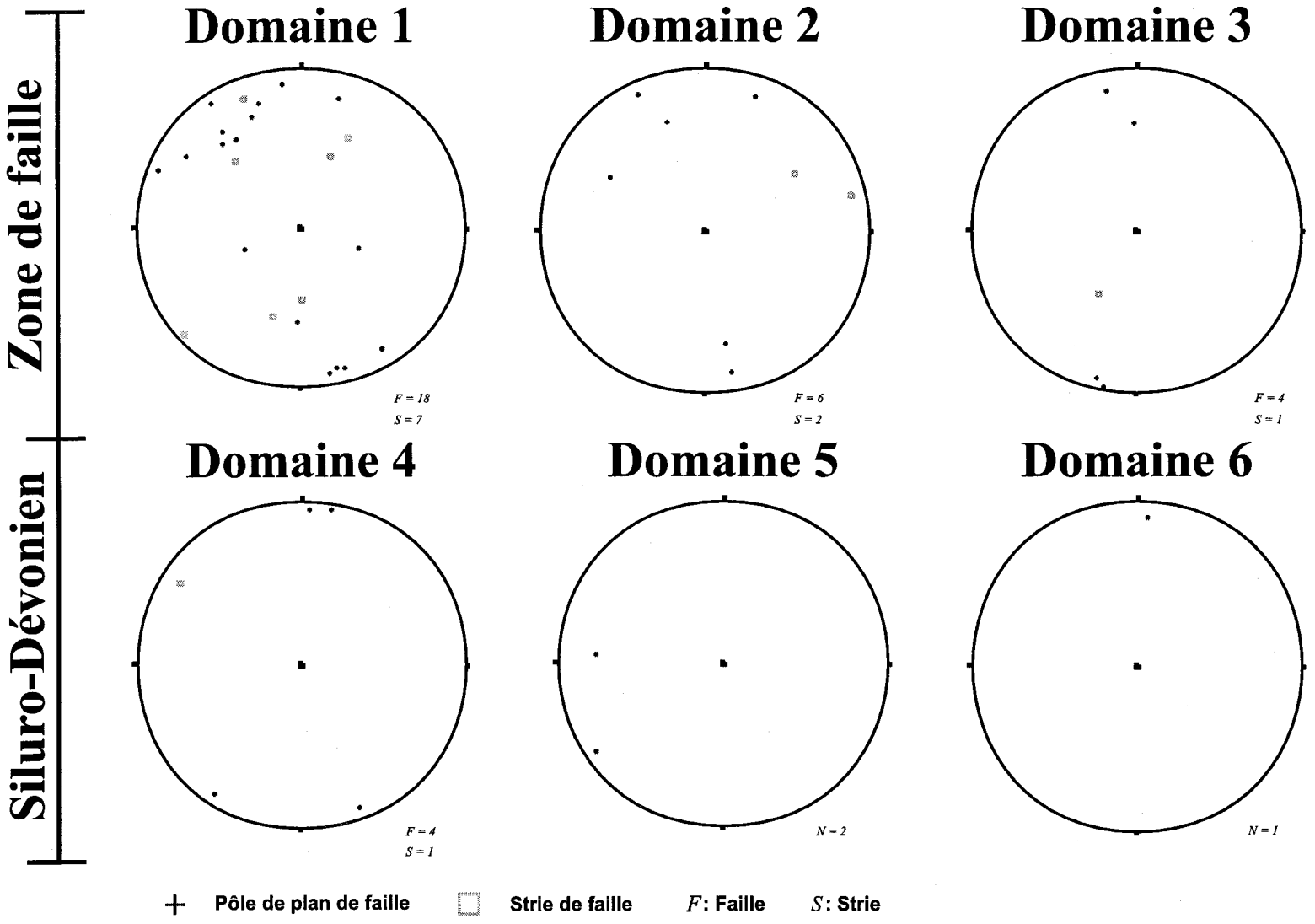


Figure 2.16 : Données de failles indéterminées par domaines

1993). Les structures ductiles (fabriques C-S) ne seront pas considérées puisqu'elles sont très rares.

- Failles dextres

Les failles dextres (figure 2.12) sont les failles les plus nombreuses à l'intérieur de la zone de faille de Shickshock-Sud. À l'intérieur du domaine 1, les failles sont presque toutes orientées NE-SO avec un pendage variant de 45° à 90° vers le SE ou le NO. Les stries de glissement plongent doucement vers le nord-est et l'est, variant de N030° à N090°. Un certain nombre de failles possèdent des stries plongeant vers le SO, variant de 180° à 270° mais elles sont concentrées autour de 210°. À l'intérieur du domaine 2, il y a très peu de données, cependant elles indiquent une orientation des failles E-O avec des stries sub-horizontales. Dans le domaine 3, les failles dextres sont orientées E-O et elles sont fortement inclinées vers le sud ou sub-verticales. Les stries sont sub-horizontales et plongent vers l'est, avec un orientation de 70° à 110°. De rares stries plongent également vers l'ouest.

Dans les domaines siluro-dévoniens, on observe au domaine 4 une direction moyenne des failles NNO-SSE avec un pendage fort vers le SE. Les stries plongent très doucement vers l'est et le nord-est. Quelques stries plongent vers le sud-ouest. Pour le domaine 5, les données sont trop éparses pour distinguer une quelconque tendance. Enfin pour le domaine 6, il existe deux familles de failles dextres. La première famille de failles est orientée ESE-ONO alors que la deuxième est ENE-OSO. On retrouve deux groupes de stries sub-horizontales plongeant vers le ESE et le ONO associés à la famille de failles ESE-ONO, et un groupe de stries sub-horizontales plongeant vers l'ENE appartennant à la famille de failles ENE-OSO.

- Failles senestres

Bien que ce type de faille ait été très peu relevé sur le terrain, que ce soit à l'intérieur de la zone de faille ou dans les roches siluro-dévoniennes, le domaine 1 montre un regroupement de failles senestres N-S avec des stries sub-horizontales plongeant vers le nord (et quelques-unes vers le sud) (figure 2.13). Les trois domaines du Siluro-Dévonien montrent également cette tendance, quoique seulement 7 failles striées y aient été mesurées.

- Failles normales

Seulement deux failles normales ont été répertoriées dans l'ensemble des domaines de la région à l'étude (domaine 1: N089/45° et domaine 2: N047/82°) auxquelles sont associées des stries obliques à sub-verticales 40-N214° et 73-N199°, respectivement (figure 2.14).

- Failles inverses

La zone de faille contient peu de failles inverses, on possède toutefois des données suffisantes pour les domaines 2 et 3 (figure 2.15). Les failles au domaine 2 sont orientées NE-SO avec des stries inclinées vers le SE. Ces failles ont la même orientation que les veines minéralisées retrouvées à l'Indice 2. Au domaine 3, les failles inverses sont orientées E-O et montre un jeu oblique puisqu'elles présentent des stries de glissement plongeant à environ 45° du NE au SE.

Les failles inverses dans les roches siluro-dévoniennes ont une attitude semblable. Dans le domaine 4, les failles sont orientées NE-SO et les stries plongent pour la plupart à 45° vers le SE. Dans le domaine 5, les failles sont orientées E-O. La strie de glissement

plonge fortement vers le sud. Dans le domaine 6, les failles sont orientées NE-SO et plongent à environ 45° vers le SE et l'E.

- Failles indéterminées

Un certain nombre de failles mesurées sur le terrain ne présentent pas de tectoglyphes et autres marqueurs structuraux permettant de définir un sens de mouvement clair. Ces failles sont orientées en majeure partie ENE-OSO et E-O et les quelques stries mesurées laissent croire qu'il s'agit le plus souvent de failles coulissantes qui possèdent une composante verticale (figure 2.16).

2.3.2) Modèle de fracturation

L'orientation des failles et des cisaillements fragiles-ductiles est comparée au modèle théorique de fracturation en cisaillement simple (Logan *et al.*, 1979; Sylvester, 1988), dont le modèle de Riedel (1929). Ce modèle prédit l'orientation des structures secondaires (synthétiques et antithétiques, de compression et d'extension) associées au développement d'une faille coulissante. Le modèle de la figure 2.17a (Aydin et Page, 1984) illustre une zone de déplacement principal dextre (ZDP) orientée E-O. Les fabriques de type R et R' se forment à un angle de $\varphi/2$ et $90°-\varphi/2$, où φ est l'angle de friction interne, généralement proche de 30°. Il y aura donc formation de failles secondaires synthétiques R orientées à 15° de la ZDP, des failles secondaires antithétiques R' orientées à 75° de la ZDP, des structures d'extension (veines, dykes, joints, etc.) à 45° vers le sud ainsi que des structures de compression (failles inverses, foliation et plis) orientées à 45° vers le nord. Les failles secondaires de type P sont considérées comme des failles coulissantes dextres avec une composante inverse notable, ce qui fait qu'elles sont parfois appelées « thrust shears » (Skempton, 1966) et « thrust faults » (Crowel et Ramirez, 1979). L'orientation de ces structures est de 10° à 15° dans le sens anti-horaire

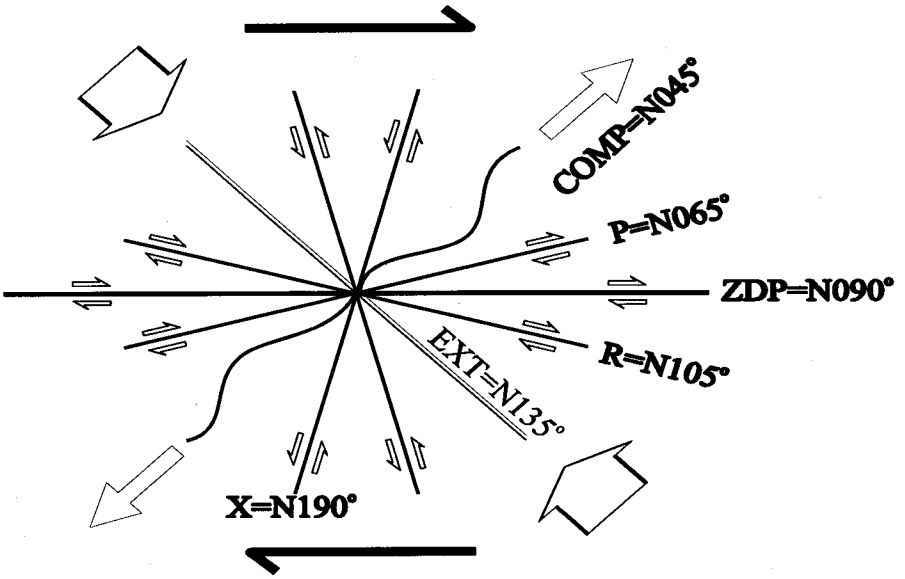


Figure 2.17a : Prédiction des orientations de fracturation de la roche dans une zone en cisaillement simple (tirée de Aydin et Page, 1984)

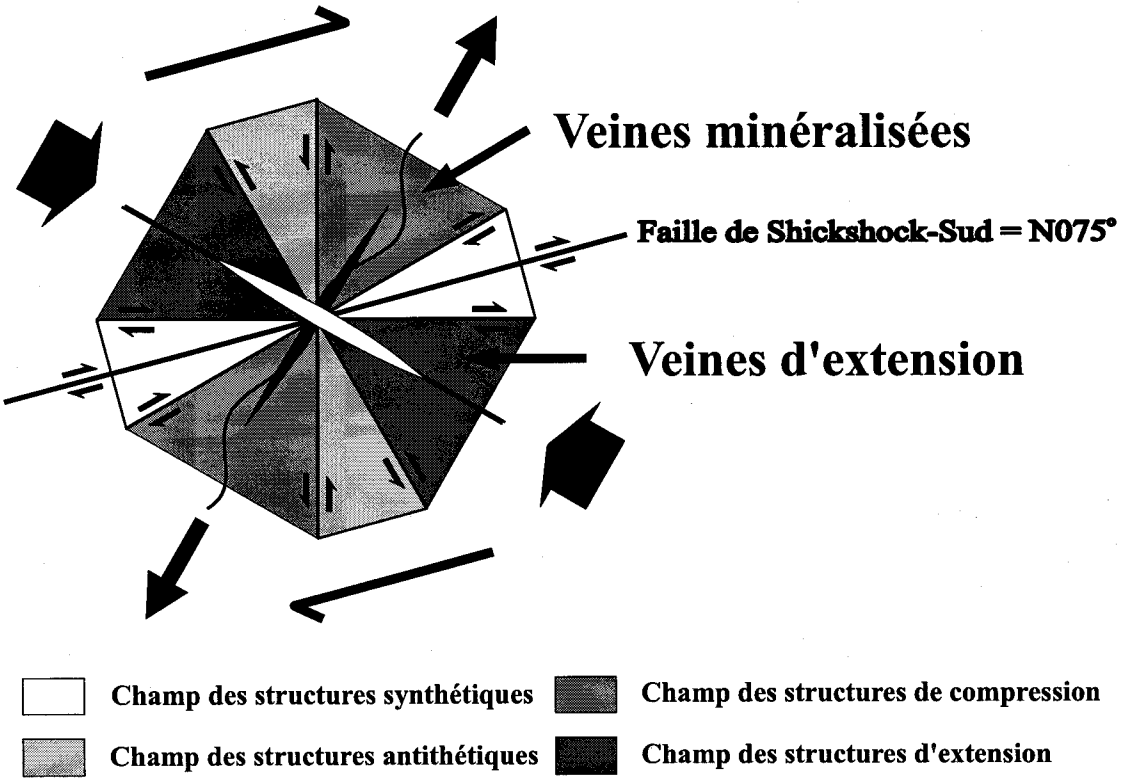


Figure 2.17b : Application du modèle de fracturation en cisaillement simple à la zone de failles de Shickshock-Sud

de la direction du cisaillement principal. Les failles secondaires X sont des failles antithétiques qui se développent à 90° des failles R, donc à 105° de la ZDP. Le tableau 1 résume les orientations théoriques que prédit le modèle de fracturation en cisaillement simple selon l'orientation des divers domaines de la faille de Shickshock-Sud.

TABLEAU 1 : Orientations des structures selon le modèle de fracturation en cisaillement simple.

	Domaine 1-4 Rivière Cap-Chat Est	**Domaine 2-5** Mont Sud Ruisseau de l'Échouement Indice 2	**Domaine 3-6** Ruisseau du 17e Mille Gîte Barter Ruisseau Isabelle
ZDP	060°-240°	075°-255°	090°-270°
R	075°-255°	090°-270°	105°-285°
R'	135°-315°	150°-330°	165°-345°
P	045°-225°	060°-240°	075°-255°
X	345°-165°	000°-180°	015°-195°
Extension	115°-295°	120°-300°	135°-315°
Compression	025°-205°	030°-210°	045°-225°

En fait, bien que des orientations très précises aient été déterminées pour les failles secondaires dans le modèle, il faut voir cela en fonction de champs. Le champ des failles synthétiques englobe les P et R (situées à 15° de part et d'autres de la zone de déplacement principale. Le champ des failles antithétiques englobe les R' et X, de 75° à 105° par rapport à la ZDP (dans le sens horaire, figure 2.17b). Le champ des structures d'extension se définit entre R' et R, soit de 15° à 75° (toujours dans le sens horaire) par rapport à la ZDP, et le champ des structures en compression est situé entre P et

l'extension à 180° de X, soit entre 15° et 75° dans le sens anti-horaire par rapport à la ZDP. La figure 2.17b ainsi que le tableau 2 résument la situation plus clairement.

TABLEAU 2 : Champs des orientations des structures associées à la faille de Shickshock-Sud.

	Domaines 1-4	**Domaines 2-5**	**Domaines 3-6**
	Rivière Cap-Chat Est	Mont Sud Ruisseau de l'Échouement Indice 2	Ruisseau du 17e Mille Gîte Barter Ruisseau Isabelle
ZDP	060°	075°	090°
Structures synthétiques	045° à 075°	060° à 090°	075° à 105°
Structures antithétiques	135° à 165°	150° à 180°	165° à 195°
Structures en extension	075° à 135°	090° à 150°	105° à 165°
Structures en compression	345° à 045°	000° à 060°	015° à 075°

Les domaines de la zone de faille

Le domaine 1

Les mesures de stratification S_0 prises à l'intérieur de domaine 1 permettent de déterminer l'attitude des plis, qui plongent à 18° vers N052° (figure 2.7). La moyenne des mesures de plans axiaux s'accordent avec cette attitude générale des plis. Le fait que les axes de plis ne se retrouvent pas exactement à 45° du cisaillement principal D comme prédit le modèle s'explique par le fait que les plis sont de type basculés, causés par une rotation horaire des axes de plissement de 15° à 20° résultant de la déformation progressive. Les axes de plis se retrouvent tout de même dans le champ en compression. La foliation S_1 (figure 2.9) est variable autour d'un axe NE-SO, près de 75% des données

entrent dans le champ des structures de compression. Le reste des données est divisé principalement entre les champs des structures synthétiques et d'extension. Les mesures dans le champ des structures synthétiques proviennent du fait que la foliation mesurée dans les dolomies et serpentinites de la zone de faille est une foliation mylonitique telle que décrite par Gates (1991a). Cette foliation consiste en zones de cisaillement plus ou moins parallèle à la faille créées par le mouvement de la faille de Shickshock-Sud, et est donc compatible avec celui-ci.

La moitié des veines du domaine 1 (n=12) sont situées dans le champ des structures en extension (figure 2.11). L'autre moitié tombe dans le champ des structures antithétiques ou des structures en compression. La présence de veines dans le champ des structures en compression s'expliquerait si celles-ci étaient des veines remplissant des failles (« fault-filled veins » selon la terminologie de Robert *et al.*, 1994). Toutefois, l'absence de structures laminées, de morceaux d'encaissants foliés ou de surfaces de glissement à l'intérieur des veines infirme cette hypothèse. On peut cependant noter des veines bréchiques qui peuvent être assimilées à des brèches hydrauliques.

L'orientation des failles dextres du domaine 1 (figure 2.12) coïncide avec le champ des structures synthétiques, quoique il y a une variation plus large de 5° à 10°. Sur les six failles senestres répertoriées (figure 2.13), seulement trois correspondent au champ des structures antithétiques. Les trois autres, orientées N000°, et N017° (2 failles), correspondent au champ des structures en compression. Une faille normale à N047/82° (figure 2.14) entre dans le champ des structures synthétiques. Les failles inverses du domaine 1 chevauchent les champs des structures synthétiques et des structures en extension. Toutes ces failles montrent des stries à plongée inférieure à 54°, elles pourraient être des failles obliques dextre-inverses, expliquant leur présence dans le champ des structures synthétiques. Enfin, un certain nombre de failles comportent un sens de mouvement indéterminé (figure 2.16). La grande majorité de celles-ci (12 sur 18) sont comprises à l'intérieur du champ des structures synthétiques.

Le domaine 2

Le faible nombre de mesures (3) de stratification relevées dans le domaine 2 suggèrent un axe de pli plongeant à 39° vers N064° (figure 2.7), ce qui est semblable à l'attitude des plis déterminée pour le domaine 1 (18° vers N052°). Les foliations S_1 sont distribuées dans une région allant de N020° à N090° (figure 2.9). Le domaine des structures en compression varie de N000° à N060°, et de ce fait 15 des 24 mesures de S_1 tombent dans ce champ. Huit autres mesures sont situées entre N060° et N090°, soient dans le champ des structures synthétiques. Les mesures de foliation dans le champ des structures synthétiques sont associées à la foliation. La dernière mesure tombe dans le champ des structures en extension.

Les orientations des veines du domaine 2 montrent une distribution plus hétérogène que les veines du domaine 1 (figure 2.11). La moitié des veines sont dans le champ des structures en compression, un quart dans le champ des structures en extension, et le reste se distribue entre les champs des structures synthétiques et antithétiques. Il est probable que certaines veines soient en réalité des plans de glissement dans lesquels ont circulé des solutions hydrothermales, expliquant ainsi les veines dans les champs des structures synthétiques et antithétiques. Les veines avec des orientations proches de N230/40° se situant dans le champ des structures en compression correspondent aux veines minéralisées relevées aux Indices #1 et 2. Ces veines montrent une structure bréchique sans attrition mécanique des fragments et pourraient donc être associées à des brèches hydrauliques reliées au mouvement de failles inverses.

Les failles dextres du domaine 2 devraient se trouver entre N060° et N090°, à l'intérieur du champ des structures synthétiques. Les 3 failles dextres (N276°, N088° et N264°) arrivent assez bien à l'intérieur de ce champ, seule la faille N276° s'en écartant seulement de 6° (figure 2.12). Une faille senestre à N219/59° tombe dans le champ des structures en compression (figure 2.13). Aucune faille normale n'a été retrouvée dans le domaine 2, mais on y trouve 3 failles inverses dont 2 tombent dans le champ en compression, la troisième s'écartant de 17° dans le champ des structures synthétiques

(figure 2.15). Six failles indéterminées ont été répertoriées, quatre de celles-ci se retrouvent à l'intérieur du champ des structures synthétiques, une dans le champ des structures de compression et la dernière dans le champ des structures en extension (figure 2.16).

Le domaine 3

Le peu de mesures de stratification S_0 et la disparité de celles-ci ne permettent pas de définir un axe de plissement pour ce domaine. La foliation S_1 (figure 2.9) se divise en 2 groupes distincts, soient : 1) un groupe autour de N045° dans le champ des structures en compression et 2) un groupe entre N075° et N110°, situé dans le champ des structures synthétiques. L'orientation des mesures du deuxième groupe est attribuée à la foliation mylonitique.

La grande majorité des veines ont une direction dans le champ des structures d'extension (figures 2.11), et possèdent une texture drussique concordante. Cinq veines orientées entre N200° et N240° tombent cependant dans le champ des structures en compression.

Les failles dextres du domaine 3 sont orientées est-ouest, à l'intérieur du champ des failles synthétiques (figure 2.12). Seules deux failles n'entrent pas dans le champ, soit une faille à N049/83° dans le champ des structures en compression, et une faille à N112/82°, à 7° du champ des structures synthétiques. Les deux failles senestres du domaine 3 (N103/82° et N338/74°, figure 2.13) ne sont pas dans le champ des structures antithétiques, bien que la faille à 338/74° n'en soit pas loin (7° de différence). L'autre faille tombe dans le champ des structures synthétiques, ce qui ne peut être expliquée, sinon par une mauvaise interprétation des indicateurs cinématiques. Les failles normales sont des structures d'extension, cependant la faille normale mesurée à N089/45° tombe dans le champ des structures synthétiques (figure 2.14). La faible plongée des stries (40° vers 214°) indique toutefois un mouvement oblique qui pourrait fort bien être normal-

dextre et s'accordant avec un structure synthétique. Aucune faille inverse n'a été mesurée à l'intérieur du domaine 3, mais quelques failles à sens de mouvement indéterminé tombent dans le champ des structures synthétiques (figure 2.16).

Les domaines siluro-dévoniens

Le domaine 4

Les pôles de la stratification S_0 permettent de définir un axe de plissement plongeant à 7° vers N224° (figure 2.7), ce qui correspond entre autre à la direction de l'anticlinal majeur retrouvé en bordure de la faille, ainsi qu'à la direction des plans axiaux de plis mineurs. La majorité des mesures de foliation S_1 (27/30) est à l'intérieur du champ de compression ou tout juste en bordure à (figure 2.9).

De nombreuses veines de dolomite ± quartz ± hématite parsèment ce domaine (figure 2.11). Environ 70% de ces veines sont dans le champ des structures en extension. Les autres se distribuent surtout entre les champs des structures antithétiques et des structures en compression.

Sur les 8 failles dextres du domaine 4, 6 tombent dans le champ des structures synthétiques, les deux autres étant dans le champ des structures en extension, l'une à 16° et l'autre à 10° du champ des structures synthétiques (figure 2.12). La seule faille senestre retrouvée se situe dans le champ des structures en compression (figure 2.13). Les failles inverses sont assez nombreuses (15), et celles-ci sont presque toutes dans le champ des structures en compression, ou à moins de 10° de celui-ci, sauf pour deux failles qui tombent dans le champ des structures en extension et une autre dans le champ des structures synthétiques (figre 2.14). Trois des quatre failles indéterminées se retrouve dans le champ des structures en extension, et l'autre dans le champ des structures synthétiques.

Le domaine 5

Les πS_0 définissent un axe de pli qui plonge à 4° vers N234° (figure 2.7). L'absence de mesures de plans axiaux pour ce domaine ne permet pas de confirmer ou non cette orientation, cependant le plan axial moyen calculé se situe dans le champ des structures de compression. La foliation S_1 est bien distribuée à l'intérieur du champ de compression, une seule mesure sur les 14 recueillies n'entre pas dans ce champ (figure 2.9).

Les veines de ce domaine sont peu nombreuses, cependant six des huit veines se situent à l'intérieur du champ des structures en extension, et les deux autres dans le champ des structures antithétiques (figure 2.11).

Les failles dextres du domaine 5 sont peu nombreuses (6) et aucune ne se situe dans le champ des structures synthétiques, se distribuant deux à deux dans chacun des 3 autres champs (figure 2.12). Une faille senestre sur les deux mesurées (N010/66°) se retrouve à l'intérieur du champ des structures en compression, à 10° seulement du champ des structures antithétiques (figure 2.13). Trois des 4 failles inverses tombent dans le champ des structures en compression (figure 2.15). Enfin, deux failles indéterminées se retrouvent dans des champs différents, soient le champ des structures en extension et le champ des structures en compression (figure 2.16).

Le domaine 6

Les pôles des S_0 (109) définissent un axe de plissement qui plonge à 14° vers N229° (figure 2.7). Cet axe de plissement se retrouve à 49° (sens horaire) de la faille dans le champ des structures de compression. Les mesures de foliation S_1 sont dans le champ des structures en compression, ce qui concorde avec le modèle (figure 2.9).

Les veines du domaine 6 tombent pour la plupart (8/13) dans le champ des structures en extension (figure 2.11). Trois des cinq autres sont dans le champ des structures en compression, et deux dans celui des structures synthétiques. Quelques veines bréchiques assimilables à des brèches hydrauliques ont été observées, ce qui pourrait expliquer la position des veines dans les champs des structures synthétiques et de compression.

Les failles dextres du domaine 6 se retrouvent principalement dans deux familles, soient : 1) entre N030° et N070° et 2) entre N110° et N140° (figure 2.12) Ces deux familles ne correspondent pas avec le champ des structures synthétiques. La première famille se retrouve dans le champ des structures en compression et la deuxième dans le champ des structures en extension. Sur les 4 failles senestres répertoriées, une seule tombe dans le champ défini pour les structures antithétiques (figure 2.13). Deux des trois autres failles sont dans le champ des structures synthétiques, alors que la dernière se retrouve dans le champ des structures en compression. Huit des neuf failles inverses sont dans le champ des structures en compression (figure 2.15). L'autre faille inverse se situe dans le champ des structures en extension. Enfin, une faille indéterminée se place dans le champ des structures synthétiques (figure 2.16).

2.3.3) Discussion

L'analyse structurale de la cinématique des failles striées, ainsi que des autres structures (S_0, S_1 et veines) qui affectent les roches de la zone de faille de Shickshock-Sud et les roches siluro-dévoniennes au sud de la zone de faille, correspond au modèle de faille coulissante dextre dans un contexte de cisaillement simple. Ceci permet d'affirmer que la faille de Shickshock-Sud a été active comme faille coulissante dextre durant l'orogenèse acadienne. Les structures ductiles retrouvées dans la serpentinite et la dolomie de la zone de faille (foliation mylonitique, bandes de cisaillement) sont aussi compatibles avec un mouvement de coulissage dextre. À l'intérieur des zones

dolomitisées, ces structures ductiles sont généralement recoupées par des structures de déformation fragile (Sacks et Malo, 1995).

Les données de failles fragiles striées ont été analysées par Sacks *et al.*, (1997b) selon la méthode graphique de Marret et Allmendinger (1990) (figure 2.18). Dans l'ensemble, les résultats sont consistants avec un régime de déformation transpressive dextre. Les axes de raccourcissement moyen orientés NO-SE et sub-horizontaux coïncident avec le pôle moyen du clivage régional de pression-solution dans les roches de la zone de faille et les roches siluro-dévoniennes. Arthaud (1969) a établi que cette relation suggère un lien entre les déformations cassante et ductile. Le clivage, le plissement et l'axe de raccourcissement seraient donc reliés à la même déformation. Les axes d'extension sont orientés NE-SO et leur plongée varie systématiquement en fonction de leur position le long de la faille. Les axes d'extension sub-horizontaux (suggérant un coulissage pur) se retrouvent dans les secteurs où la faille est orientée E-O (secteurs du Gîte Barter, du ruisseau Isabelle et du ruisseau du 17e Mille, domaines 3 et 6). Les axes d'extension avec une plongée plus prononcée (suggérant un mouvement oblique dextre-inverse) se retrouvent dans les secteurs où la faille est de direction ENE (secteurs de la rivière Cap-Chat, du ruisseau de l'Échouement, de l'Indice 2 et du Mont Sud, domaines 1 et 2). Les plis dans les roches siluro-dévoniennes plongent légèrement vers le SO à peu près perpendiculairement aux directions de raccourcissement estimées par l'analyse des failles striées, ce qui suggère que les plis et les failles striées sont donc reliés au même champ de contraintes (Arthaud, 1969).

Les roches déformées au nord de la faille de Shickshock-Sud (nappes du mont Logan et du mont Albert) indiquent un axe de raccourcissement de direction NE-SO (figure 2.18) et un axe d'extension avec une forte plongée, ce qui contraste avec les directions recueillies à l'intérieur de la faille (Sacks et Malo 1994; 1995; Sacks *et al.*, 1997b). Une partie de la structure des roches au nord de la faille est donc incompatible avec les orientations des axes de raccourcissement au sud de la faille de Shickshock-Sud et pourrait être reliée à l'orogenèse taconienne. Certaines structures localisées entre le

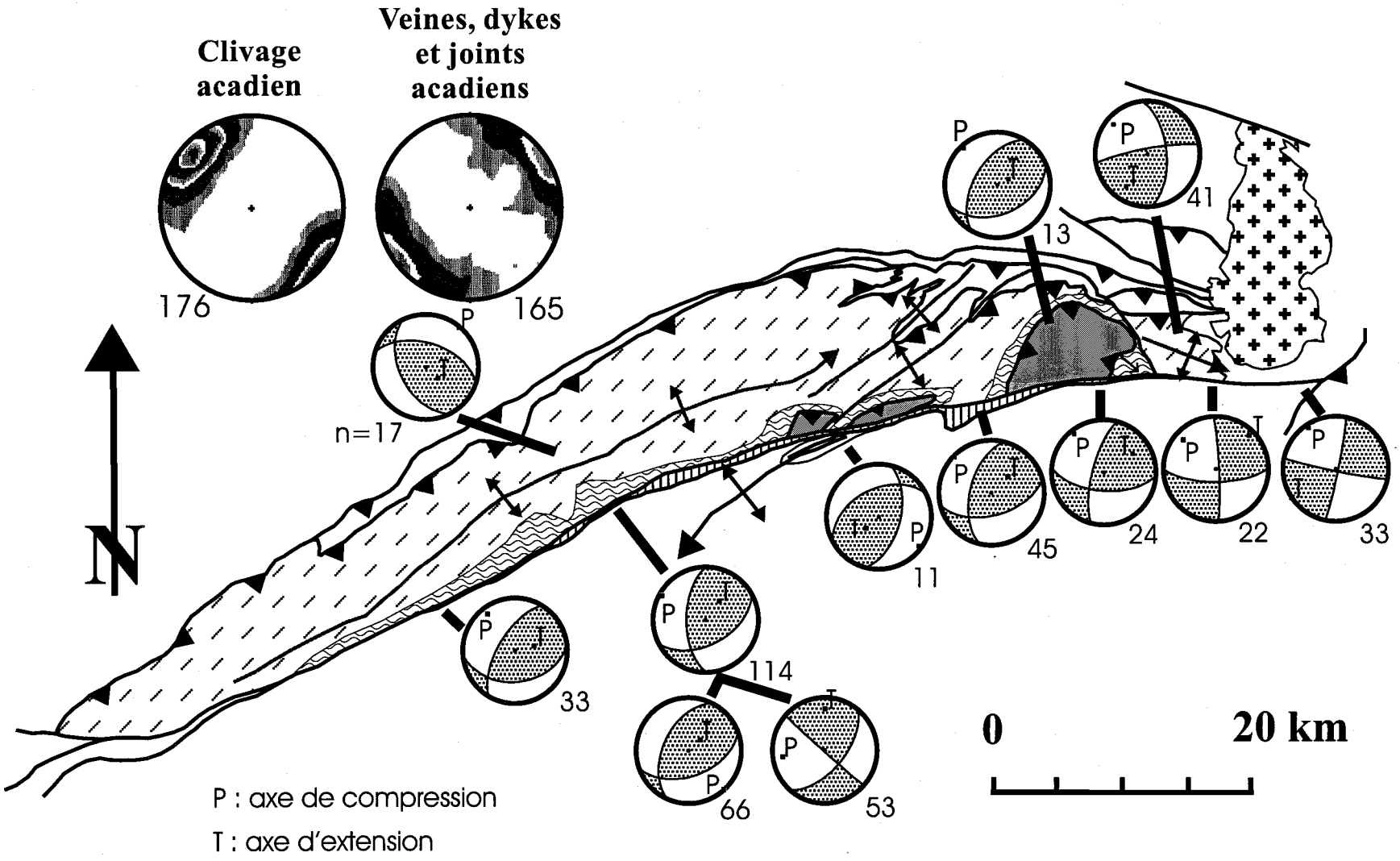


Figure 2.18 : Analyse des failles fragiles striées (même légende que la figure 5.2, tirée de Sacks *et al.*, 1997b)

mont Albert et les monts McGerrigle sont cependant compatibles avec les axes de déformation retrouvées à l'intérieur de la faille (Sacks, 1996).

L'analyse des failles striées semble corroborer le modèle de déformation en coulissage dextre. Cependant, un certain nombre de structures sont incompatibles avec ce modèle. Une rotation horaire des structures peut être proposée comme première hypothèse pour expliquer certaines différences observées avec le modèle de cisaillement simple. En cours de déformation, certaines structures planaires subissent une rotation au fur et à mesure que le cisaillement simple progresse. Ceci suppose que les axes des structures comme les plis et les veines d'extension faisaient un angle de 45° avec le plan de cisaillement au début de la déformation et que la zone cisaillée ne subit pas de changement de volume. Cela peut être vrai dans les régions identifiées par Sacks et Malo (1994, 1995), Sacks (1996) et Sacks *et al.*, (1997b) où les axes d'extension sont sub-horizontaux, comme dans le cas des domaines 3 et 6, c'est-à-dire là où la faille a une trajectoire est-ouest en cisaillement simple.

Toutefois, d'après l'analyse de Sacks et Malo (1994, 1995) et Sacks (1996), il est clair que la faille de Shickshock-Sud est aussi le siège d'une déformation transpressive. Cette déformation transpressive pourrait être invoquée comme deuxième hypothèse pour expliquer les disparités entre le modèle et les données recueillies sur le terrain. La transpression est une combinaison de cisaillement simple et de cisaillement pur accompagnée d'un raccourcissement perpendiculaire et d'un élongation parallèle à la zone de cisaillement (Sanderson et Marchini, 1984). Un certain nombre de virgations compressives sont reconnues aux endroits où la faille de Shickshock-Sud change d'orientation. Ces virgations sont causées par les nombreuses zones d'inflexion situées dans le mur de la faille, celle-ci étant alors concave vers le sud. Cela entraîne une déformation transpressive dextre dans le toit de la faille (soient les roches du mélange et les roches siluro-dévoniennes). Ces virgations compressives entraînent le développement de structure en contexte de constriction (oblate strain), elles auront alors tendance à être initiées à un angle plus faible par rapport à la faille (Sanderson et Marchini, 1984). Ceci veut dire que les structures de compression et d'extension (plis et veines) ne seront plus

orientées à 45° de part et d'autre de la faille, mais à un angle d'environ 30° (par rapport à la faille) pour les structures de compression (*i.e.* à N060° pour une faille est-ouest) et à un angle de 60° pour les structures d'extension (donc N150° pour une faille est-ouest). Les structures R formeraient également un angle plus prononcé, ainsi que les structures R', c'est-à-dire 30° et 90° par rapport à la faille respectivement.

Les failles normales sont presque parallèles à la faille de Shickshock-Sud, ce qui ne peut être expliqué par la rotation horaire de axes ou par le phénomène de transpresssion. Elles correspondent peut-être à l'épisode de d'extension qui caractérise la pulsation salinique. Les failles normales se seraient alors formées parallèlement à la faille de Shickshock-Sud qui joua en faille normale en constituant alors la limite nord du bassin sédimentaire siluro-dévonien.

L'orientation des veines minéralisées orientées entre N220° et N240° aux Indices #1 et #2 dans une zone où la faille suit une orientation générale de N075° est aussi difficile à expliquer. Ces veines ne montrent pas de textures typiques d'extension, mais elles sont bréchiques. Cependant elles ne montrent pas de textures de cisaillement typiques non plus (*i.e.* structures laminées, surfaces de glissements, morceaux d'encaissants foliés). Et pourtant, elles se retrouvent à l'intérieur du champ des structures de compression, et ce peu importe si une rotation horaire est ajoutée, ou encore que l'angle d'initiation des plis ait changé à cause de la déformation transpressive.

Il se pourrait que les veines minéralisées soient reliées au plissement acadien. Mais il est à souligner qu'aucune évidence de plissement n'a été retrouvée à l'intérieur des serpentinites dolomitisées, les plis étant confinés aux unités de shale et de shale noir du mélange (à l'intérieur de la zone de faille). La trace du plan axial théorique et mal définie des plis à l'intérieur du domaine 2 est orientée N064°-N244°. À l'intérieur du domaine 5 (dans le siluro-dévonien), celle-ci est de N054°-N234°. Il est possible que l'orientation des veines minéralisées soit compatible avec l'orientation des joints BC (joints longitudinaux parallèles au plan axial). Le pendage des veines varie grossièrement de 40° à 60°, alors que les joints BC sont normalement sub-verticaux dans des plis droits

comme ceux des domaines siluro-dévoniens (4, 5 et 6). Cependant les joints BC auront tendance à être de plus en plus inclinés s'ils sont formés dans des stades de plus en plus tardifs du plissement (Ramsay et Huber, 1987).

Une autre hypothèse plausible serait d'associer les veines minéralisées à un régime local de compression relié au régime régional de transpression. Les veines minéralisées pourrait se retrouver dans des zones d'extension engendrée par une zone de cisaillement à composante inverse orientée N-S à NE-SO avec un pendage vers l'est. L'absence de textures d'extension à l'intérieur des veines serait cependant difficile à expliquer.

L'orientation des veines est compatible avec la cinématique des failles acadiennes inverses. Également, des stylolithes minéralisés en annabergite orientés selon la direction générale de compression sont retrouvés à l'indice du ruisseau du 17e Mille. La présence de stylolithes et le fait que les veines minéralisées soient bréchiques démontrent l'effet d'une déformation contemporaine ou postérieure à leurs mise en place. Les failles acadiennes inverses sont donc l'hypothèse de choix pour expliquer l'emplacement des veines minéralisées, elles ont été le lieu de circulation de fluides hydrothermaux qui permettent la mise en place des veines. La minéralisation est par la suite recoupée par des veines d'extension de dolomite à environ N340^{o} clairement rattachées à la tectonique acadienne. Ceci fait en sorte qu'il soit impossible que les veines minéralisées soient plus tardives que l'orogenèse acadienne.

Enfin, il n'y a aucune évidence structurale que les veines minéralisées sont reliées à une déformation pré-acadienne.

3) Minéralisations en Ni-As

La minéralisation nickélifère, retrouvée dans les serpentinites dolomitisées, est concentrée en trois indices le long de la faille de Shickshock-Sud. Les indices #1 et #2 (secteur de la rivière Cascapédia) sont ceux où les valeurs de Ni les plus élevées ont été obtenues. L'indice du ruisseau du 17e Mille est un indice plus ancien, qui a fait l'objet de travaux d'exploration par la compagnie New Jersey Zinc durant les années '60. Les serpentinites dolomitisées de la rivière Cap-Chat Est sont aussi minéralisées, mais la minéralisation se retrouve seulement sous forme de rares disséminations.

3.1) Historique des travaux

L'Indice # 1 a fait l'objet de travaux d'exploration par la compagnie New Jersey Zinc inc. de 1964 à 1967 (Watt, 1964; Kruse, 1965; Bartlett, 1966; Bartlett et Fontin, 1966; Cimon, 1968). Ces travaux ont mis en valeur le potentiel de la propriété par la découverte de conducteurs électromagnétiques qui coïncident avec des anomalies pédogéochimiques en Ni. Les neuf forages implantés à l'ouest des conducteurs et trois forages ont donné une valeur moyenne de 1,5% Ni dans un stockwerk de niccoline d'une largeur moyenne de 0,8 mètres par 300 mètres de longueur.

La SOQUEM a effectué en 1968 des essais de concentration sur la niccoline, avec des résultats de 66% de récupération (Wares, 1993). En 1988, la compagnie Ressources Minières Coleraine inc. rapporte la présence de minéralisation nickélifère dans le secteur, avec des échantillons de serpentinite altérée donnant 11,5% Ni, 0,11% Co et 1,09 Sb, tandis que les analyses pour les métaux précieux (Au, Ag et platinoïdes) n'ont pas donné de résultats significatifs (Bernard, 1989a; 1989b).

De 1991 à 1997, la propriété est détenue par le groupe Pelletier-Ross puis par Explorations Minières Shick Shock inc., et enfin par la société Mont Paul, les deux dernières compagnies propriété de M. Pierre Ross, prospecteur. Les travaux d'exploration qui durent maintenant depuis 7 ans comprennent la cartographie géologique, des levés pédogéochimiques et géophysiques (Lachapelle, 1991; Potvin, 1993) ainsi que l'excavation de tranchées. Plus d'une quarantaine de forages sont implantés de 1992 à 1996 (Wares, 1993; 1994; 1995; Kiddie, 1997). Des valeurs supérieures à 2% Ni ont été reportées à quelques reprises dans les sondages.

Les premiers travaux réalisés sur l'indice du ruisseau du 17e Mille ont débuté en 1964 par la compagnie New Jersey Zinc inc. et se poursuivirent jusqu'en 1967. La compagnie effectue alors divers travaux et réalis 19 forages sur trois ans, pour un total de 7906 pieds (Bartlett, 1966; Bartlett et Pontin, 1966; Kruse, 1965). Les forages montrent des teneurs faibles mais constantes en Ni lors de l'intersection des bandes de dolomies beiges et rouges, variant de 0,12% à 0,40% sur des intersections entre 50 et 445 pieds d'épaisseur apparente (carte hors-texte, Wares, 1993). La compagnie New Jersey Zinc inc. réalisa également des études minéralogiques relatives à la découverte de la gaspéïte (Kohls et Rodda, 1966).

La SOQUEM effectue en 1970 un échantillonnage pour des essais de concentration et une évaluation du potentiel de la magnésite, puis en 1987 la compagnie Ressources Minières Coleraine échantillonne la dolomie pour le Ni et les platinoïdes. Enfin, en 1990, un échantillonnage des sédiments de ruisseaux dans tout le centre-nord de la Gaspésie est effectué par le MERQ, révélant la présence d'anomalies en arsenic et en antimoine sur la propriété.

En 1992, la compagnie PERL Exploration (propriété de M. Pierre Ross) reprend une des tranchés creusées par la New Jersey Zinc, et prélève environ 180 kg de dolomie rouge en vrac pour fin d'analyse (Wares, 1992). Ce sont là les derniers travaux effectués avant ceux réalisés pour le présent mémoire.

3.2) Les indices #1 et #2

3.2.1) Cadre structural et minéralogie des Indices #1 et #2

L'Indice # 1 se situe 450 mètres à l'ouest de la rivière Cascapédia, à 1,25 kilomètres à l'ouest de l'Indice # 2 (figure 1.3). Il s'agit d'un affleurement d'une longueur de 21 mètres en bordure d'un chemin forestier. Les lithologies retrouvées sont similaires à l'Indice #2, où une cartographie plus détaillée a été effectuée, soient une serpentinite dolomitisée beige-grise minéralisée et une serpentinite dolomitisée rouge peu ou pas minéralisée. La minéralisation se retrouve sous la forme de veinules et de disséminations de niccoline et de mauchérite recoupées par des veines de dolomite et d'hématite, ainsi qu'en disséminations d'annabergite supergène.

L'Indice # 2 présente deux tranchées d'exploration (figure 3.1). La tranchée A est un fauchage de pente orienté est-ouest révélant un affleurement vertical de 14,5 mètres de longueur par 6,5 mètres de hauteur. La tranchée B est une tranchée orientée nord-sud creusée de 1 à deux mètres de profondeur mesurant 21 mètres de longueur par 1,5 à 2 mètres de largeur, les roches affleurant de part et d'autre sur les murs de la tranchée.

3.2.1) Tranchée A

La tranchée A comporte seulement de la serpentinite dolomitisée beige grisâtre, massive ou bréchique et localement minéralisée. Cette dolomie hydrothermale massive est composée d'environ 70 à 95% de dolomite ferrifère et de 2 à 15% de quartz, ainsi que de minéraux accessoires comme la chromite, les oxydes de fer et les arséniures de Ni. Lorsque la roche est bréchique, on y retrouve des clastes de serpentinite silicifiée et de veines de dolomite baignant dans une matrice de dolomite ferrifère et de quartz à grains fins. Un réseau filonien particulièrement bien développé constitue la minéralisation principale de cette tranchée. La première famille de veines est constituée d'un stockwerk

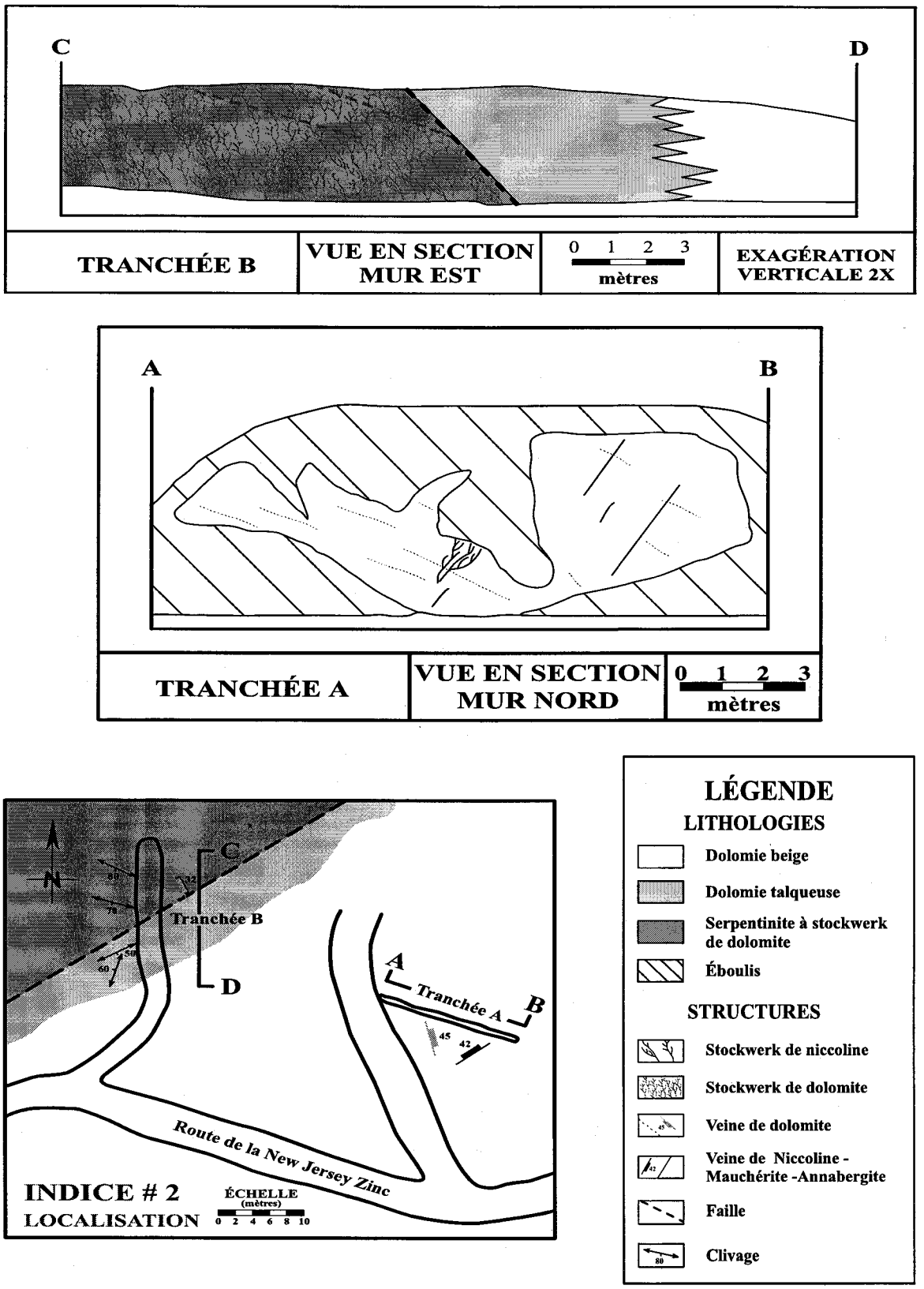


Figure 3.1 : Carte géologique de l'Indice #2

et de veines planaires orientées globalement N230/42° et larges de 1 à 3 centimètres. Le stockwerk (figure 3.2A) et les veines planaires (figure 3.2B) se retrouvent à l'intérieur d'une dolomie hydrothermale bréchique composée de 75 à 90% de dolomite ferrifère et de 1 à 15% de quartz. La minéralisation de niccoline-mauchérite disséminée peut composer jusqu'à 10% de la roche. On trouve aussi 2% à 3% de minéraux accessoires comme la chromite, la magnétite et l'hématite. La minéralisation disséminée se retrouve dans les serpentinites dolomitisées massives et/ou bréchiques. La deuxième famille de veines est constituée de veines de dolomite drussique orientées N344/45° (veines d'extension acadiennes) qui recoupent les veines minéralisées (figure 3.2B). Cette famille de veines n'est pas minéralisée et est fréquemment retrouvée en fracture ouverte. Une paragenèse dolomite±hématite±quartz peut être observée en lame mince (figure 3.2C).

Le stockwerk lui-même est constitué de multiples veinules de 1 à 3 millimètres composées de niccoline et de mauchérite, avec développement local d'annabergite en bordure, au contact de la dolomie encaissante (figure 3.2D). La minéralisation disséminée est constituée de niccoline et de mauchérite en faible quantité (~3-5%), avec formation d'annabergite supergène diffuse. En surface exposée à la météorisation, il y a développement d'annabergite dans les zones minéralisées (figure 3.3A). Les diverses relations texturales du stockwerk suggèrent le remplacement de la niccoline par la mauchérite. Ceci est indiqué par la présence d'inclusions de niccoline à l'intérieur des grains de mauchérite, ainsi que par la présence de fronts de remplacement (figure 3.3B). Cette relation de remplacement est reconnaissable dans l'ensemble du stockwerk ainsi que sur les grains de niccoline disséminés. D'autres évidences de remplacement sont également visibles par la présence de petits cristaux de mauchérite hexagonaux ici et là, isolés en bordure du stockwerk (figure 3.3C). La mauchérite cristallise normalement sous forme de tétraèdres, bien reconnaissables en lames minces polies. La niccoline, quant à elle, cristallise dans le système hexagonal. Ces cristaux de mauchérite hexagonaux indiquent donc un remplacement de la niccoline par la mauchérite. Un certaine contemporanéité des deux minéraux est toutefois démontrée par la présence d'inclusions idio- à hypidiomorphiques de niccoline dans la mauchérite. La séquence paragénétique

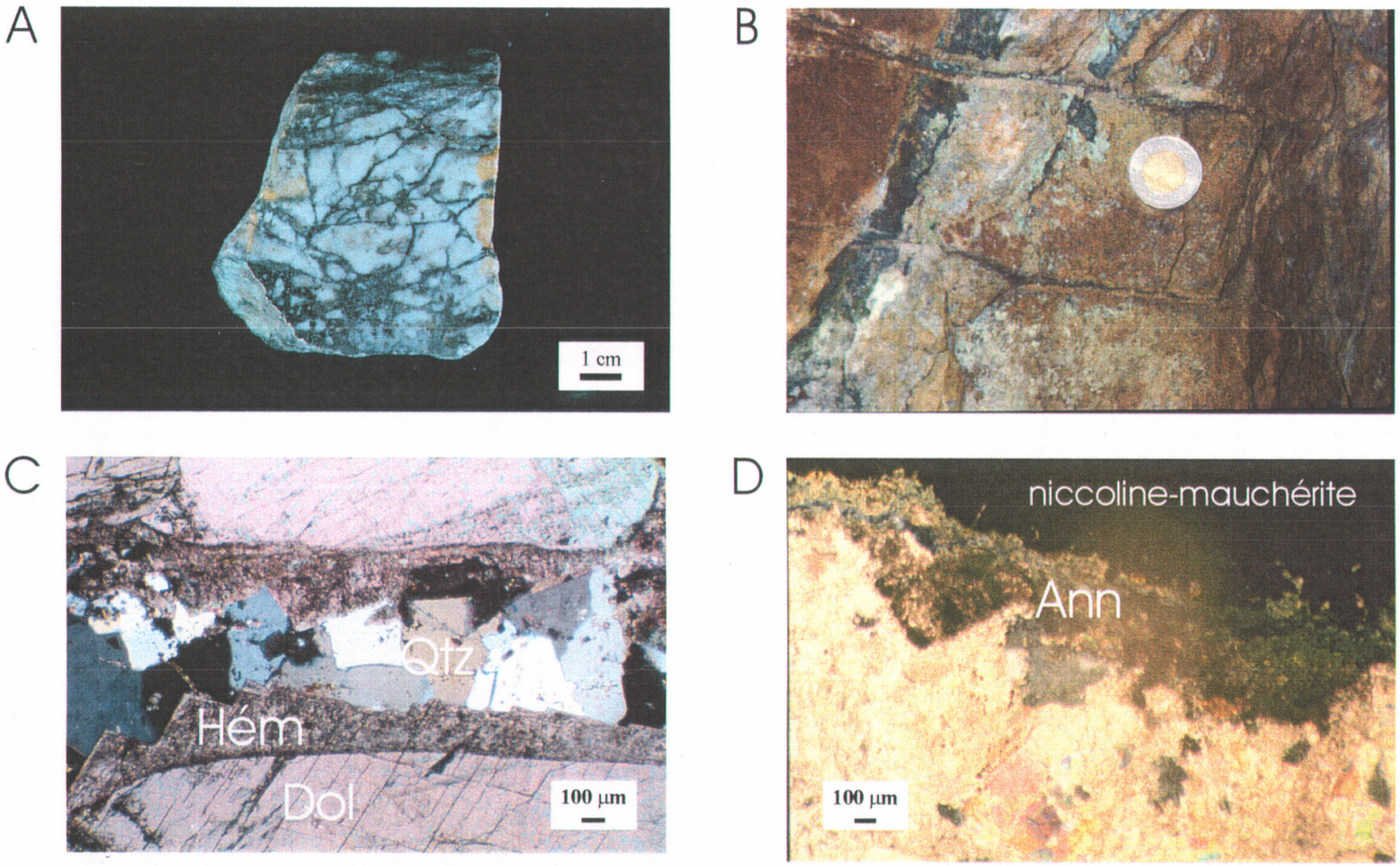


Figure 3.2 : (A) Stockwerk de niccoline-mauchérite dans une dolomie beige. (B) Relation de recoupement entre les veines minéralisées (verticales) et les veines tardives de dolomite (horizontales). La pièce de 2$ donne l'échelle. (C) Centre d'une veine d'extension tardive à dolomite-hématite-quartz. (D) Remplacement du stockwerk de niccoline-mauchérite par l'annabergite (Ann) en bordure.

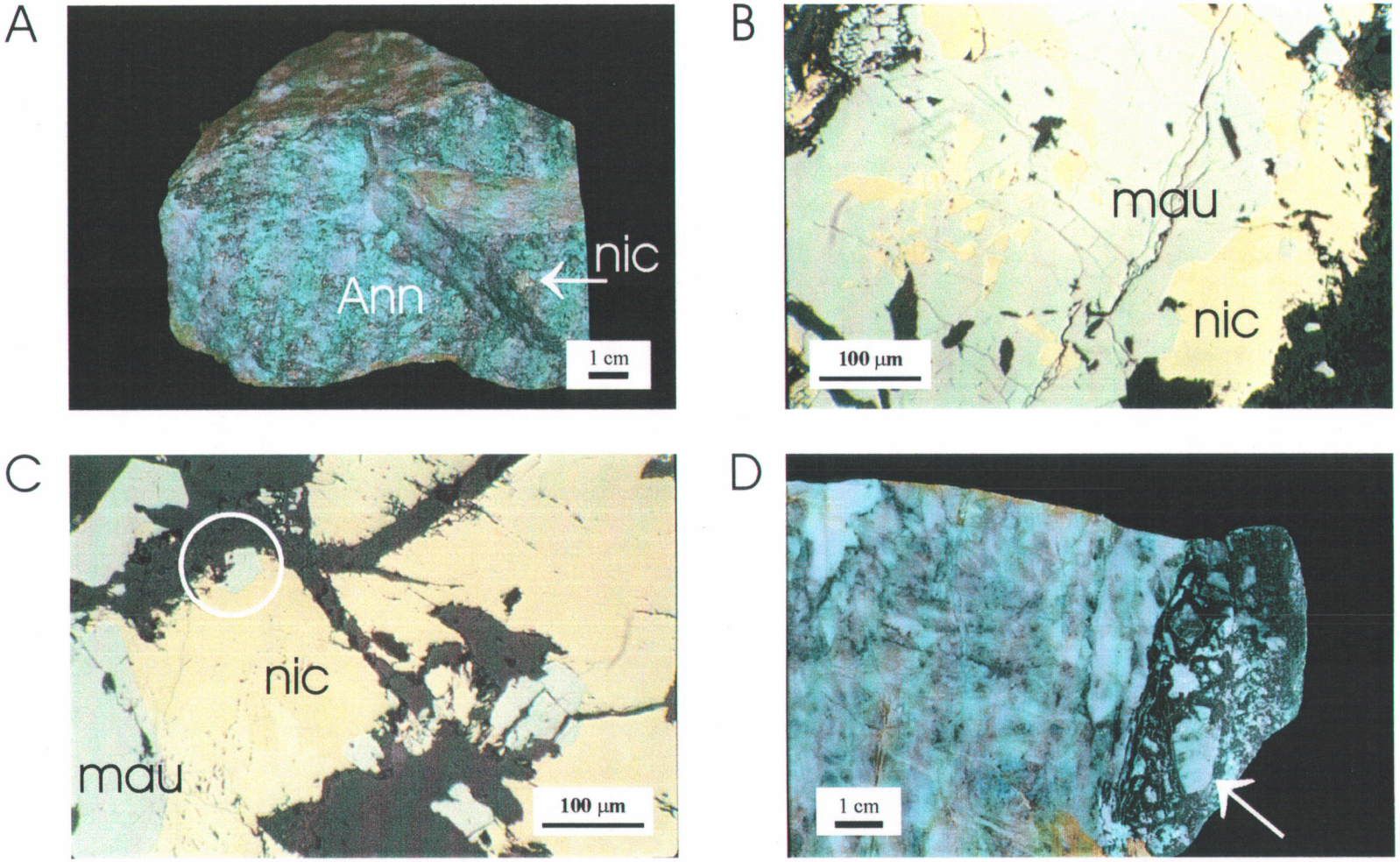


Figure 3.3 : (A) Annabergite (Ann) sur une surface minéralisée (nic) exposée à l'air libre. (B) Remplacement de la niccoline (nic) par la mauchérite (mau). (C) Cristaux de mauchérite hexagonaux, soulignant un remplacement de la niccoline par la mauchérite. (D) Veine minéralisée bréchique, à noter les fragments d'encaissants dans une matrice d'arséniures de nickel indiquant une minéralisation post-dolomitisation.

déduite de ces observations est illustrée à la figure 3.4, où il y a tout d'abord cristallisation de niccoline puis de mauchérite.

Il est à noter que les travaux d'exploration de la New Jersey Zinc rapportent la présence de sulfures de Ni comme la millérite et la pentlandite (Bartlett, 1966; Bartlett et Pontin, 1966). Ces minéraux n'ont pas été observés, compte tenu de la très faible abondance en pourcentage par poids du soufre à l'intérieur des échantillons analysés (section 4.2 : Géochimie élémentaire des altérations). La présence de minéraux de Co n'a pas été relevée, toutefois, la présence de skuttérudite (variété chloanthite, $NiAs_3$) a été relevée par Wares (1993) en tant que frange noire en bordure du stockwerk et de grains d'arséniures de Ni disséminés. Il est effectivement très plausible de retrouver un tel minéral, puisque le Co atteint des valeurs de 100 à 450 ppm dans les échantillons minéralisés. Comme le nombre d'échantillons minéralisés disponibles pour la présente étude est restreint, il se pourrait qu'ils ne soient pas représentatifs de l'ensemble de la minéralisation.

Quatre veines planaires minéralisées sont aussi retrouvées à l'Indice # 2. Ces veines ont la même attitude (N235/52°, N230/50°, N244/41° et N221/40°) que le stockwerk décrit plus haut. Elles sont composées de niccoline, mauchérite et d'annabergite supergène et encaissées par la dolomie hydrothermale beige. Elles bréchifient la dolomie encaissante, en emportant des morceaux au passage, et sont donc plus tardives que la dolomitisation (figure 3.3D).

Enfin, la deuxième famille de veine à dolomite±hématite±quartz forme des veines en extension. Les cristaux de carbonates ont une texture drussique, le quartz et l'hématite forment des phases tardives qui remplissent le centre des veines de dolomite et cimentent les cristaux fracturés de dolomite, ce qui témoigne de deux épisodes d'ouverture-fermeture (crack and seal). Il a été observé sur l'affleurement que les veines tardives à dolomite±hématite±quartz remobilisent la minéralisation lorsqu'elles recoupent les veines minéralisées.

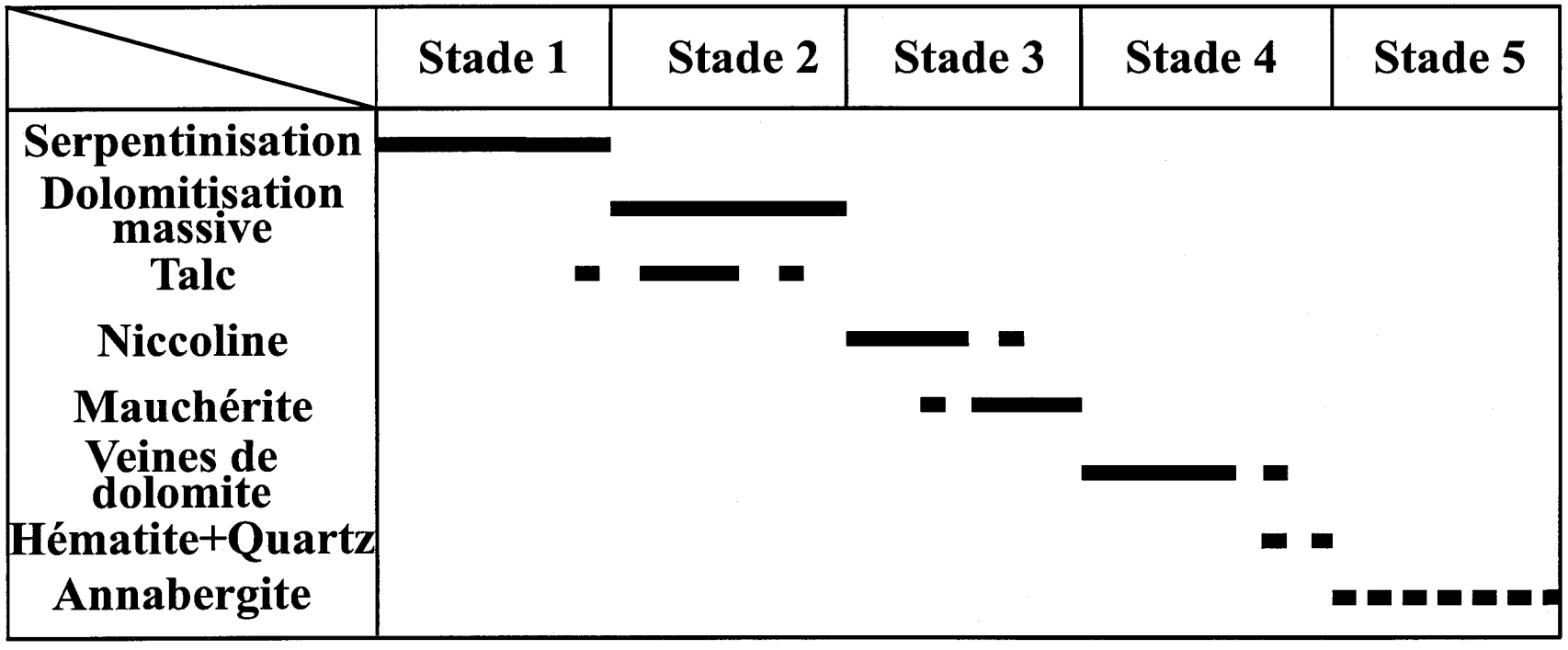


Figure 3.4 : Séquence paragénétique

3.2.2) Tranchée B

La tranchée B expose trois lithologies, du nord vers le sud : 1) une serpentinite à stockwerk de dolomite sur environ 11 mètres, 2) une serpentinite dolomitisée rouge et hématitique sur 5 mètres et 3) une serpentinite dolomitisée grise minéralisée en annabergite sur 5 mètres. Une faille d'orientation N060° au contact entre la serpentinite et la dolomie hématitique est soulignée par l'entraînement de la foliation. La serpentinite est cisaillée selon de multiples plans centimétriques à décimétriques orientés N110/80°, dans lesquels s'injecte un stockwerk de veinules millimétriques de dolomite granulaire. Quelques veines de dolomite plus épaisses (1 à 2 centimètres) orientées N335/62° recoupent le stockwerk de dolomite et sont associées à la deuxième famille de veines décrite à la tranchée A.

La serpentinite est essentiellement constituée de lizardite qui remplace l'olivine et les pyroxènes de la péridotite en préservant bien souvent la texture en mailles primaire. Les grains d'orthopyroxènes sont encore visibles malgré la serpentinisation (figure 3.5A). Les grains de lizardite sont souvent inférieurs à 1 millimètre de diamètre et allotriomorphes. La chrysotile est retrouvée en veinules ainsi qu'en remplissage entre les grains de lizardite. Comparativement à la lizardite qui compte pour 85% de la roche totale, la chrysotile est moins commune et varie dans des pourcentages allant de 2 à 15% dans certains échantillons. La bastite est aussi retrouvée en très faible pourcentage (<1%). La chromite (1 à 2%) forme des grains idiomorphes pouvant faire jusqu'à 2 millimètres de diamètre. Elle a développé une mince bordure de magnétite dans presque tous les échantillons rencontrés. L'hématite est présente partout sous forme de minces filets rougeâtres et de disséminations.

Les observations pétrographiques et de terrain ont permis d'établir le processus de carbonatisation des serpentinites. Ce processus est un phénomène graduel qui s'accomplit de deux façons. La première consiste en l'injection d'un stockwerk de dolomite qui bréchifie la serpentinite, se frayant un chemin dans les grains et entre les grains de serpentine et réduisant leur cohésion et leur taille. Les grains de chromite sont

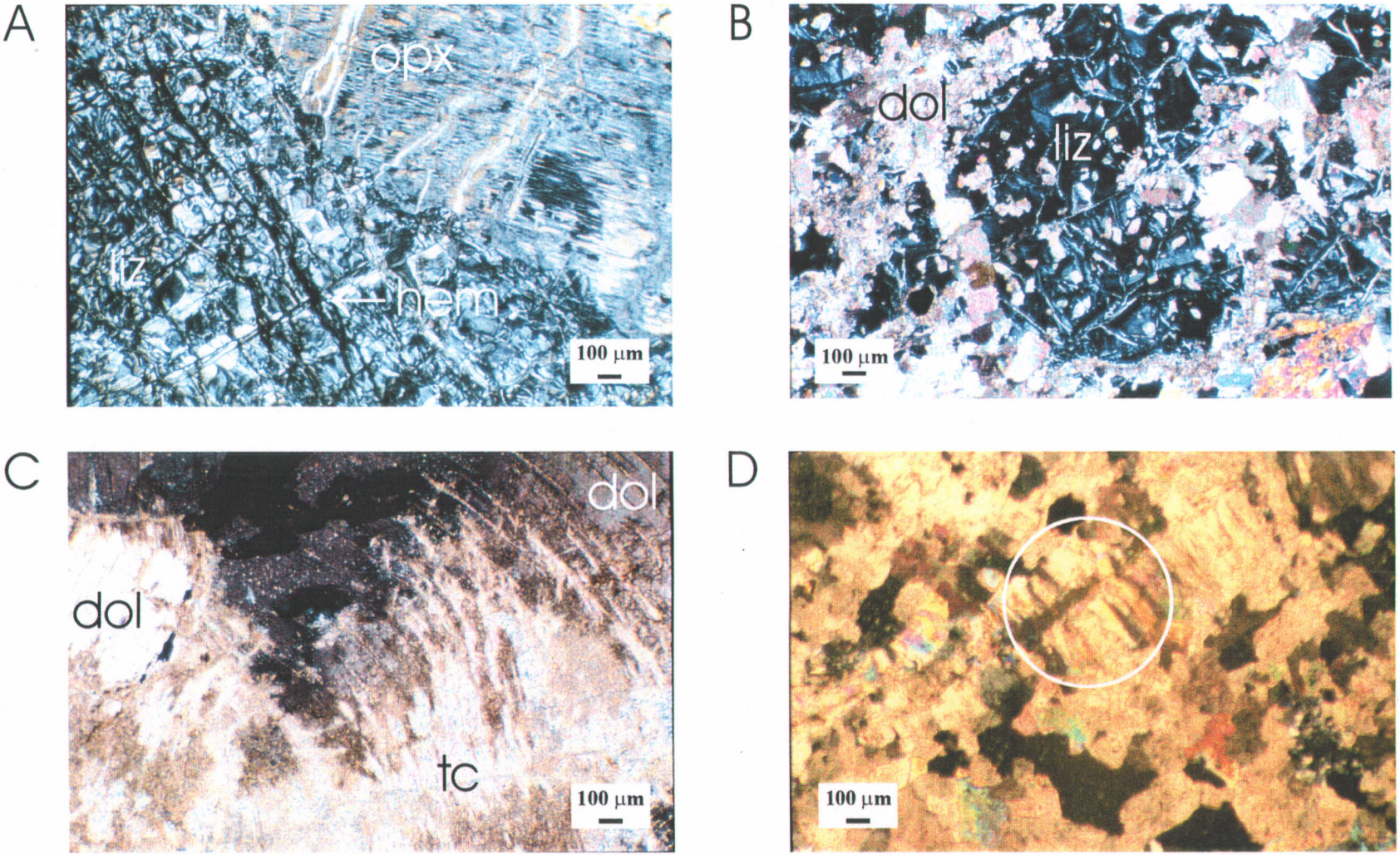


Figure 3.5 : (A) Lizardite (liz) avec relique d'orthopyroxène serpentinisé (opx) et hématite intergranulaire (hém). (B) Remplacement de la lizardite (liz) par la dolomie (dol. (C) Formation de talc (tc) durant la dolomitisation de la serpentine. (D) Remplacement pseudomorphique de la chrysotile par la dolomite.

également cataclasés lors de la formation du stockwerk de dolomite. Le deuxième stade de remplacement consiste en l'apparition progressive de grains de dolomite allotriomorphes infra-millimétriques à l'intérieur des grains de lizardite (figure 3.5B). Une couronne réactionnelle de talc est alors visible autour des grains de carbonates (figure 3.5C).

Lors de la serpentinisation, les cristaux d'orthopyroxènes sont remplacés par de la bastite. Ce type de serpentine est dolomitisée par lamelle, *i.e.* chacune des lamelles du cristal de bastite est remplacé progressivement, une à une, par des grains de dolomite. La dolomitisation de la chrysotile s'effectue sur le même principe, où chaque fibre est remplacée par un cristal de dolomite (figure 3.5D).

3.3) Cadre structural et minéralogie de l'indice du Ruisseau du 17e Mille

L'indice a été étudié par la cartographie de deux tranchées (figure 3.6), la tranchée C étant la tranché de la New Jersey Zinc reprise par la PERL Exploration Inc. La tranché D est une autre tranchée creusée par la New Jersey Zinc.

3.3.1) Tranchée C

La tranchée C est un décapage orientée nord-ouest en pente abrupte et fait 124 mètres de longueur par environ 3 mètres de largeur. Une seconde partie est orientée nord-est et mesure environ 100 mètres, cependant seuls des blocs de dolomie rouge y sont retrouvés. Les roches affleurent principalement du côté sud-ouest de la tranchée. Les lithologies retrouvées sont : 1) une serpentinite fraîche verdâtre avec de petites veinules de chrysotile, 2) une serpentinite dolomitisée rouge avec placages d'annabergite et veines de dolomite et 4) une serpentinite rougeâtre hématitisée plus ou moins carbonatisée à

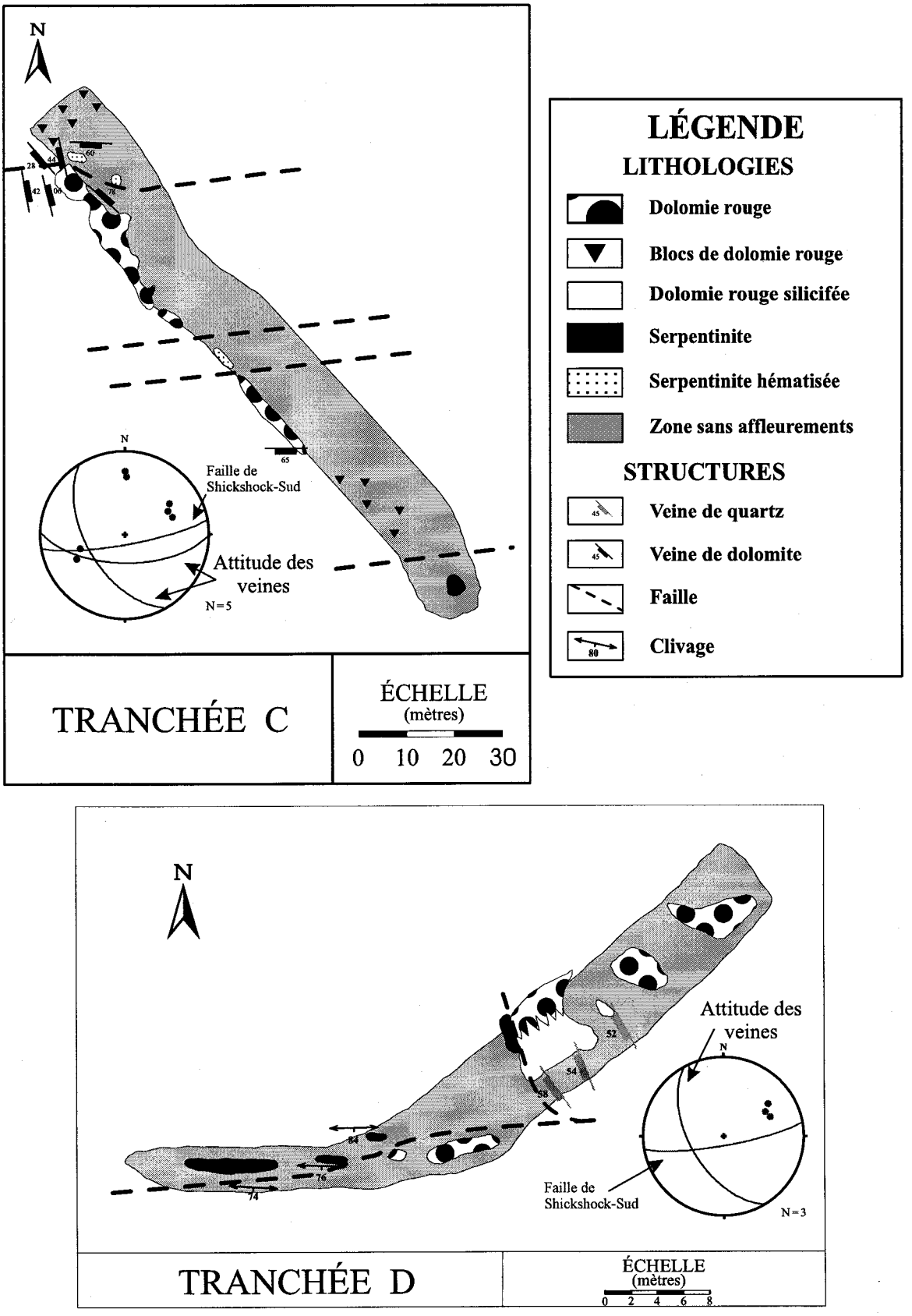


Figure 3.6 : Carte géologique de l'indice du ruisseau du 17e Mille

stockwerk de dolomite. Le stockwerk de dolomite est retrouvé à l'intérieur de plans de cisaillement dans la serpentinite (comme à l'Indice #2) de direction est-ouest correspondant à la direction de la faille de Shickshock-Sud dans ce domaine. Quelques cisaillements nord-sud (N195/70°) sont aussi retrouvés. La plupart des veines de dolomite sont orientées à N340° et à pendage variable. La minéralisation nickélifère est surtout disséminée et soulignée par la présence d'annabergite supergène. La gaspéïte a été observée dans un bloc de dolomie hydrothermale beige de provenance inconnue, c'est là le seul exemple de gaspéïte qui a été retrouvé aux indices nickélifères. La gaspéïte est un carbonate formant une solution solide entre Mg (également un peu de Fe) et Ni. C'est un minéral uniaxe négatif possédant une dureté de 4,5 à 5, un éclat vitreux à lustré, un trait jaune verdâtre et un clivage rhombohédrique souvent bien développé. Le terme gaspéïte s'applique lorsque la solution solide est composée uniquement de Ni (Kohls et Rodda, 1966). La gaspéïte de Kohls et Rodda est une gaspéïte magnésienne.

Les veines de dolomite ne semblent pas être minéralisées et elles appartiendraient donc à la deuxième famille de veines reconnues à l'Indice #2 (veines tardives). La seule veine minéralisée est composée de niccoline, de mauchérite et d'annabergite dans une gangue de dolomite ferrifère. La veine est encaissée par la serpentinite dolomitisée rouge. Les cristaux de dolomite de la gangue sont hypidiomorphes, *i.e.* ils montrent de belles faces régulières et de beaux clivages, en plus d'être zonés (figure 3.7A). La zonation est définie par l'alignement de petites inclusions et suggère une précipitation en milieu ouvert. La minéralisation est constituée de cristaux aciculaires de niccoline et de mauchérite en agrégats radiées. À fort grossissement (200X) et en lumière réfléchie, les cristaux aciculaires apparaissent squelettiques, *i.e.* la niccoline et la mauchérite ne remplissent pas une aiguille au complet, celles-ci étant faite de presque autant de vides que de minéraux arseniés (figure 3.7B). Cette texture suggère fortement une remobilisation puis une précipitation tardive des arséniures de Ni. Enfin, un remplacement progressif des cristaux de dolomite par la mauchérite est visible sur la figure 3.7C.

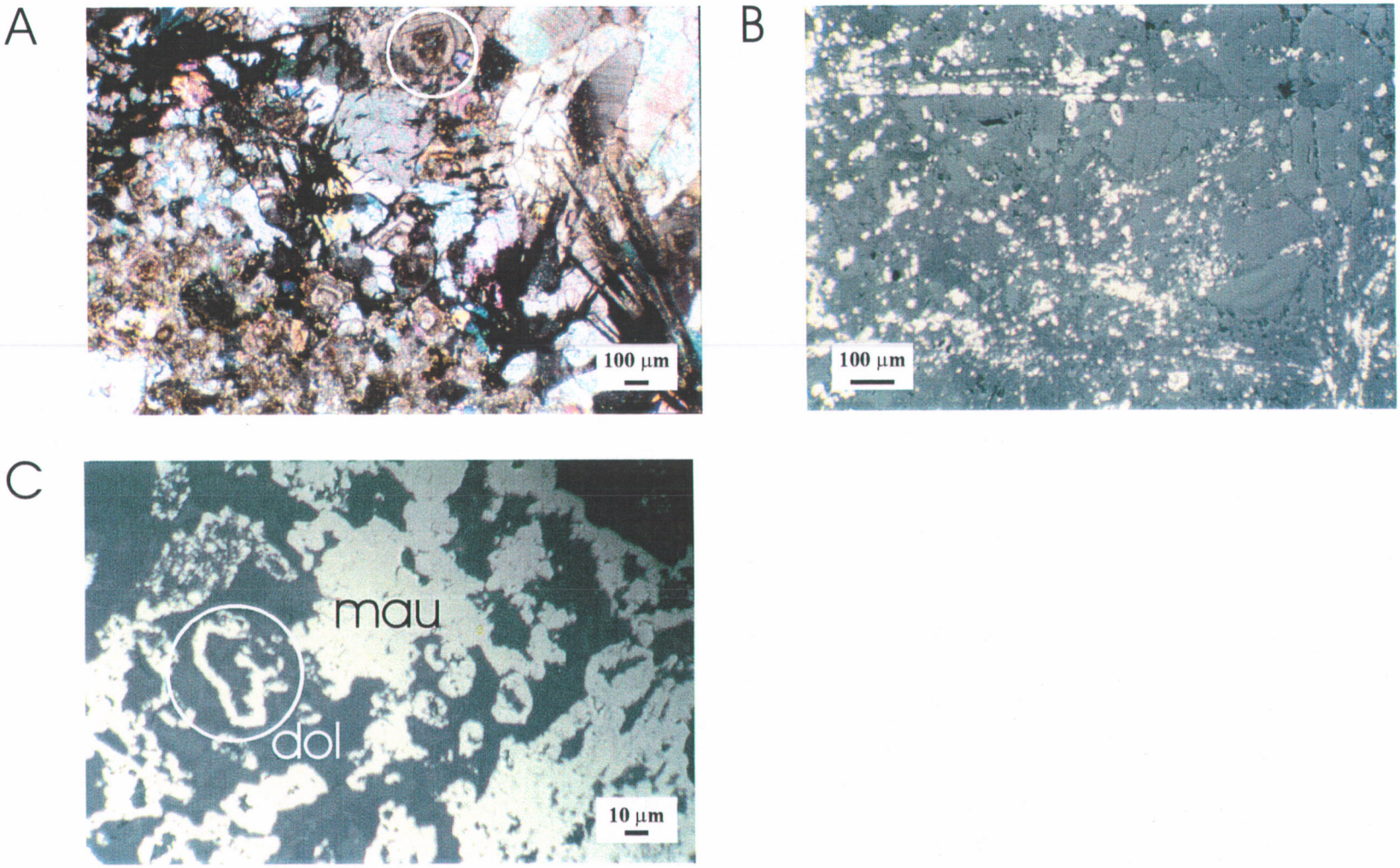


Figure 3.7 : (A) Veine de dolomite avec amas radiés de mauchérite (noir), lumière polarisée. Noter la zonalité des cristaux de dolomite. (B) Aspect squelettique des amas radiés de mauchérite, lumière réfléchie. (C) Remplacement progressif de la dolomite (dol) par la mauchérite (mau), lumière réfléchie.

3.3.2) Tranchée D

La tranchée D est un vieux décapage de la New Jersey Zinc inc. qui fait 58 mètres de longueur par en moyenne 6 mètres de largeur. Les lithologies en présence sont : 1) une serpentinite dolomitisée rouge siliceuse à stylolithes d'annabergite, 2) une serpentinite dolomitisée rose-rouge très siliceuse à veines de quartz, 3) une serpentinite à stockwerk de dolomite et 4) une serpentinite fraîche, plus ou moins cisaillée. La minéralisation se retrouve sous forme de disséminations de niccoline et mauchérite représentant moins de 1% de la roche. Les veines minéralisées sont absentes. Les stylolithes d'annabergite démontrent qu'il y a eu de la déformation et une remobilisation dans les structures compressives pendant ou après la mise en place de la minéralisation. Les veines tardives de dolomite orientées N340° ne sont pas observées. Le stockwerk de dolomite dans la serpentinite se retrouve à l'intérieur de petits cisaillements est-ouest (N090°-N110°). Des cisaillements plus importants et des fabriques C-S dextres dans la serpentinite sont également est-ouest, parallèle à la zone de faille ou aux structures synthétiques de type R. Un phénomène particulier est la présence de nombreuses veines de quartz±dolomite orientées N150/55° qui recoupent la dolomie hydrothermale massive. La dolomie rouge contient également beaucoup de quartz et de serpentinite silicifiée (jusqu'à 30%). Cette silicification n'est pas retrouvée ailleurs et est de toute apparence locale.

4) Altérations hydrothermales

4.1) Types d'altération et distribution

Deux types d'altération sont retrouvés dans le terrain à l'étude. Le premier type d'altération est une serpentinisation des écailles de péridoties à l'intérieur de la zone de faille de Shickshock-Sud. Les péridotites sont de composition harzburgitique, composées principalement d'olivine, avec une proportion d'orthopyroxène pouvant atteindre 20%, et un faible pourcentage de clinopyroxène, de spinelle chromifère et de sulfures. La serpentinisation aura pour effet de transformer les péridotites en serpentinites presques pures, *i.e.* en roches formées à 95% et plus de serpentine, avec des minéraux accessoires comme la magnétite, l'hématite et la chromite ainsi que quelques reliques d'orthopyroxène. La texture en mailles du protholite péridotitique est souvent encore visible après la serpentinisation. Le niveau de déformation de la serpentinite à l'intérieur de la zone de faille varie localement, la serpentinite étant parfois massive et ailleurs intensivement cataclasée dans les zones fortement cisaillées.

La serpentinite du MRI forme de lentilles d'épaisseur inférieure à 30 mètres, dont l'orientation est plus ou moins parallèle à la zone de faille (figure 1.3). Une cartographie plus détaillée ainsi que les données de surface et des forages de New Jersey Zinc et de Ressources Mont Paul ont permis d'établir la géométrie des écailles de serpentinites dans le secteur du Ruisseau du 17e Mille (figure 4.1).

Le deuxième type d'altération est la dolomitisation des serpentinites. La dolomite est généralement ferrifère (Fe^{2+}: Mg^{2} > 1 : 1), mais peut être ankéritique (Fe^{2+}: Mg^{2+} < 1 : 1) (Palache *et al.*, 1951; Goldsmith *et al.*, 1962). Cette altération dolomitique est observée dans les roches du MRI ainsi qu'à l'intérieur du Groupe de Chaleurs de la ceinture de Gaspé au sud de la zone de faille (figure 1.3 en pochette). La dolomitisation retrouvée dans les roches du MRI est présente dans l'unité de péridotites serpentinisées

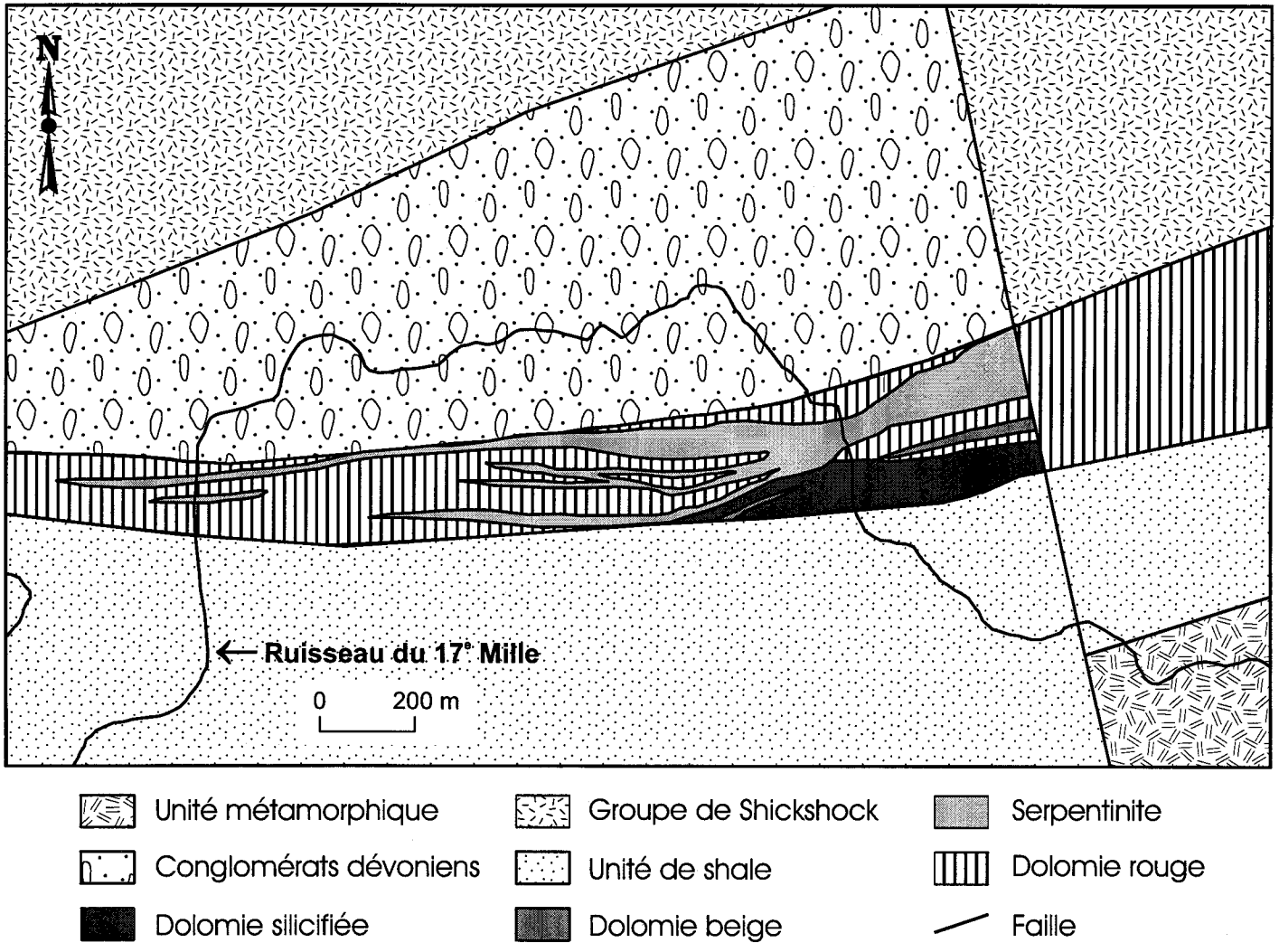


Figure 4.1 : Géométrie des écailles de serpentinites, secteur du ruisseau du 17e Mille (modifiée de Wares, 1993)

(unité F) et dans les unités de shales (unité A et B). Les shales sont dolomitisés, ainsi que certains blocs de mudstones retrouvés à l'intérieur du mélange. La dolomitisation des shales s'observe uniquement dans le secteur de la Rivière Cap-Chat Est, cependant il est fort possible que la situation soit la même dans le secteur du Ruisseau Isabelle et du Ruisseau du 17e Mille. Un type particulier de dolomitisation est visible à l'Indice # 2, au contact serpentinite-dolomie hydrothermale et constitue un assemblage intermédiaire de talc-dolomite, le talc représentant rarement plus de 20% de la roche totale, la dolomite et les minéraux accessoires formant les 80% restants. Cet assemblage particulier se trouve au front de la dolomitisation et est la réaction intermédiaire entre la serpentinite et les dolomies. Il en sera discuté plus en détail au chapitre 5. La dolomitisation complète des serpentinites forme des roches constituées presque uniquement de dolomite (appelées dolomies hydrothermales), avec un pourcentage de quartz très variable pouvant atteindre 40%. Le spinelle chromifère est présent en quantité mineure (de 1 à 2%). Les serpentinites dolomitisées peuvent être bréchifiées et déformées, attestant parfois d'une déformation fragile-ductile (calc-mylonite de la figure 2.6A) ou fragile (brèches, figure 4.2A). Les dolomies hydrothermales de la zone de faille sont divisées en deux groupes selon leur couleur. Un premier groupe est formé de dolomies beiges et comporte fréquemment de la minéralisation. Le deuxième groupe est formé de dolomies rouges, qui doivent leur couleur à la présence de cristaux d'hématite à l'intérieur des cristaux de dolomite (poussière d'hématite). Ces dolomies rouges ne sont que très légèrement minéralisées, la minéralisation se présentant sous forme d'annabergite disséminée ou dans les stylolithes.

Les roches siluro-dévoniennes des formations de Saint-Léon et de Sayabec sont dolomitisées le long de la faille jusqu'à 1,65 km au sud (figure 1.3). Les siltstones calcareux du Saint-Léon deviennent des siltstones dolomitiques et calcaro-dolomitiques, et les calcaires du Sayabec deviennent des dolomies. Le ciment calcareux est alors remplacé par de la dolomite ferrifère (figure 4.2B). La dolomitisation des calcaires du Sayabec est visible de part et d'autre de la route 299 à la hauteur du ruisseau Isabelle. Cela est particulièrement mis en évidence à la carrière de dolomie du Ruisseau Isabelle. Le protolithe à calcite initial est remplacée par de la dolomite baroque en gros cristaux

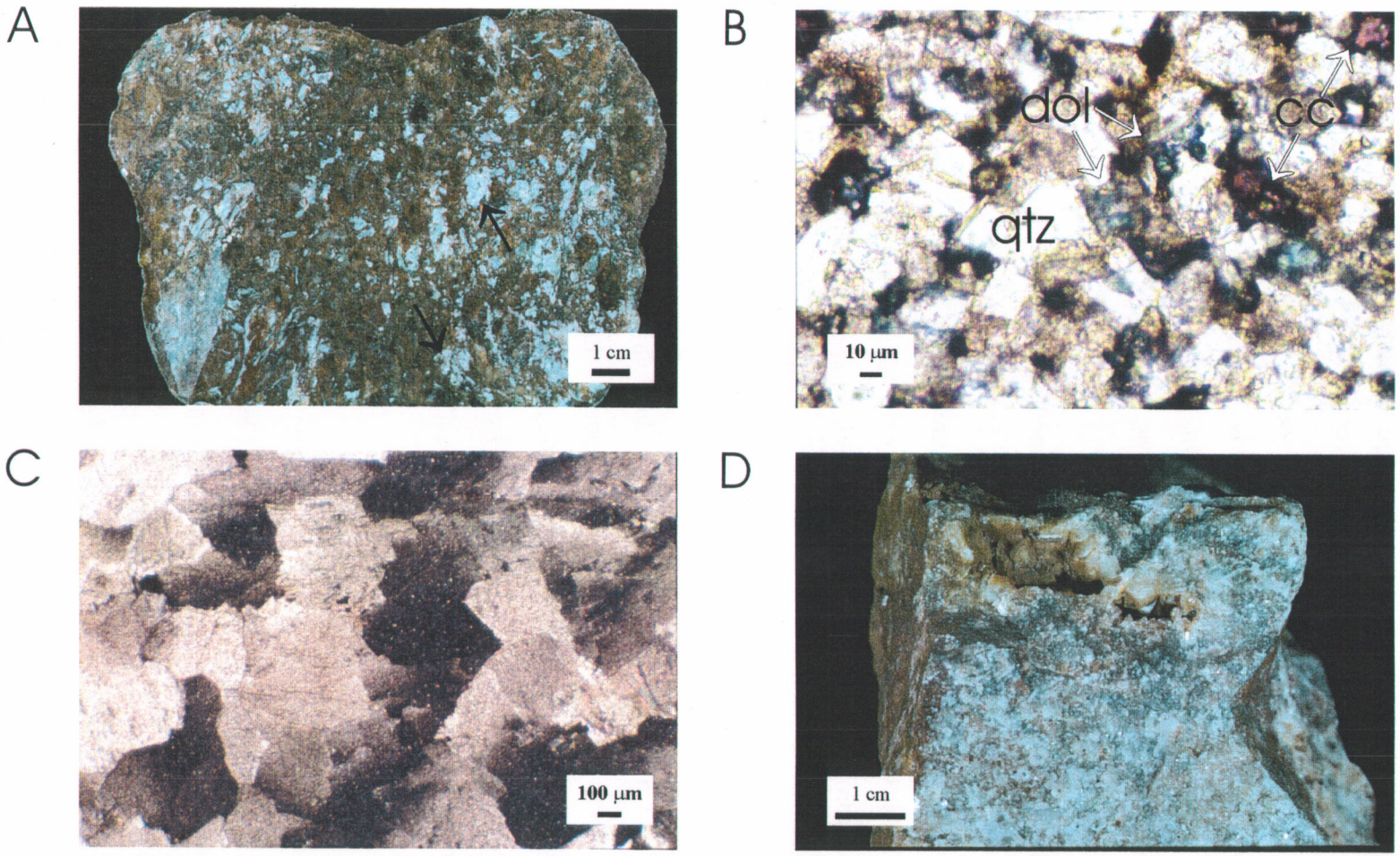


Figure 4.2 : (A) Exemple de brèche, ruisseau du Petit 17e Mille. Les clastes verts sont de la serpentinite silicifiée (birbirite). (B) Photomicrographie de la dolomitisation d'un siltstone calcareux du Saint-Léon en lumière naturelle (rivière Cap-Chat Est). La coloration met en évidence les grains de calcite (cc) résiduels et les grains de dolomite (dol) néoformés, au milieu des grains de quartz (qtz). (C) Dolomie baroque en lumière polarisée, carrière de dolomie du ruisseau Isabelle. (D) Porosité secondaire dans les dolomies de la carrière du ruisseau Isabelle avec des cristaux idiomorphes de dolomite dans les cavités.

(figure 4.2C). Les grains de dolomite sont allotriomorphiques et caractéristiques d'une dolomitisation de haute température (néomorphisme) au-dessus de 150°C (Mazullo, 1992). Il y a également formation de porosité secondaire par perte de masse durant la dolomitisation (figure 4.2D).

Ordre chronologique

Ce tableau représente la chronologie des différents événements hydrothermaux. Cette suite d'événements est déduite des observations pétrographiques et structurales des zones altérées et minéralisées.

Événements	Évidences
Serpentinisation	Serpentinisation des péridotites
Dolomitisation précoce	Assemblage de talc et de dolomite remplaçant la serpentinite dans les zones de cisaillement importantes.
Dolomitisation massive	Dolomitisation des serpentinites par remplacement progressif et injection d'un stockwerk de dolomite.
Minéralisation en Ni-As, veines et disséminations	Les veines recoupent la dolomitisation massive, elles sont bréchifiées et montrent des fragments de dolomie massive, donc syn- à tardi-dolomitisation.
Veines de dolomie drussique	Recoupent les veines minéralisées et la dolomie massive.

4.2) Géochimie élémentaire des altérations

Afin d'établir la signature géochimique de la minéralisation et de déterminer les variations chimiques durant les différents stades d'altérations hydrothermales, 28 échantillons ont été choisis pour leur répartition à l'intérieur des zones d'altération des indices minéralisés, tandis que 6 échantillons permettent de faire des comparaisons à l'échelle régionale. Les analyses par diffraction-X, ICP-MS et ICP-AES ont été effectuées aux laboratoires du Centre de Recherche Minérales (CRM) du Ministère des Ressources Naturelles du Québec. La distribution spatiale des échantillons est illustrée à la figure 1.3 (en pochette).

Composition chimique de l'unité de péridotite serpentinisée du MRI

Les oxydes SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 (fer total), MgO, CaO, et MnO ont été analyés (tableau 3). Les autres oxydes sont soit sous la limite de détection ou en très faible concentration approchant la limite de détection. Les concentrations en soufre (sous la forme sulfite, SO_3) et en gaz carbonique (CO_2) ont été déterminées.

La figure 4.3A montre une corrélation négative entre le SiO_2 et le CO_2. Les roches de la carrière du Ruisseau Isabelle ont des valeurs très faibles de SiO_2 (< 3%) et des valeurs élevées de CO_2, ce qui indique que ces dolomies se sont formés à partir de calcaires purs de la Formation de Sayabec. Les serpentinites sont le protolithe des dolomies, ce qui est confirmé par la présence de chromite dans les dolomies. Les serpentinites et les dolomies s'alignent chacunes sur une droite à pente négative. Avec l'augmentation du CO_2 dans les serpentinites, donc avec un degré de carbonatisation plus élevé, le SiO_2 est lessivé puisque les serpentinites les plus carbonatisées montrent une déficience de 15 à 20% en SiO_2 comparativement aux serpentinites fraîches (38% SiO_2). Les dolomies varient de 5 à 55% SiO_2, i.e. de dolomies presque pures à des dolomies silicifiées à presque 50%. Le MgO décroit dans les serpentinites avec le degré de

Tableau 3 : Résultats des analyses, éléments majeurs

	Dolomies rouges											Serpentinites					
Numéro	23AA3	23AB3	23AD3	35A3	158D2	159D1	159D3	159D4	160C3	160E3	160F3	158A1	158I3	158J3	158K3	159K3	160A3
SiO2 (%)	38,1	34,4	29	55,1	10,7	15,3	4,6	0,28	4,73	9,53	15	26,3	37,8	15,6	22,4	28,9	38,1
Al2O3	0,09	0,35	*	0,06	0,38	*	*	0,08	0,22	0,15	0,14	0,03	0,38	0,31	0,38	0,08	0,05
Fe2O3	3,19	4,47	6,21	4,69	3,54	3,13	4,58	3,86	3,69	5,02	7,25	6,75	6,69	4,08	4,69	5,08	8,63
MgO	12	12,8	16,8	7,03	20,9	17,2	18,4	19,5	18,8	21,9	32,1	29,2	35	21,6	25,5	37,5	38,6
CaO	18,3	18,4	18,9	13	24,6	24,8	28,1	30	28,5	21,2	2,14	11,5	2,47	22,1	15,9	2,87	0,05
Na2O	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
K2O	0,02	0,04	*	0,01	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
TiO2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
MnO	0,11	0,1	0,08	0,06	0,15	0,08	0,18	0,12	0,14	0,1	0,1	0,09	0,04	0,17	0,16	0,08	0,05
P2O5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Nb2O5	*	*	0,01	*	0,01	0,01	*	*	0,02	0,01	0,01	*	*	*	0,03	*	*
ZrO2	*	*	*	*	*	*	*	0,01	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ta2O5	0,03	*	0,01	0,05	*	*	*	*	*	*	0,02	0,02	0,05	0,02	*	*	0,03
BaO	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
SO3	0,1	0,34	0,1	0,18	0,3	0,11	0,29	0,06	0,07	0,06	0,09	0,23	0,27	0,28	0,19	0,2	0,06
PAF	28,1	28,6	29	19,3	39,3	39,5	43,8	46,2	43,6	42	39,3	25,7	16,8	35,6	29,9	25,5	14
Total	100,04	99,5	100,11	99,48	99,88	100,13	99,95	100,11	99,77	99,97	96,15	99,82	99,5	99,76	99,15	100,21	99,57
CO2	27,1	26,2	28,9	20,3	38,4	14	43,2	12	43,6	41,6	40,2	22	3,71	32,5	24	18	1,37

	dolomies beiges								veine	carrière de dolomie			Limite de détection
Numéro	23AC3	23AE3	24A3	29A3	157A3	157B3	157D3	158A3	159E3	01D3	01F3	01G3	
SiO2 (%)	33,6	11,6	4,05	12,6	23,6	11,4	45,9	26	0,22	1,45	2,2	0,39	0,01
Al2O3	0,37	0,86	0,8	0,61	0,07	*	0,47	0,35	*	0,11	*	*	0,01
Fe2O3	3,62	6,12	5,52	3,9	3,81	4,35	2,47	3,32	3,53	1,63	5,34	0,8	0,01
MgO	12,4	16,1	17,6	16,4	14,4	15,8	9,92	14,2	19,9	20,2	19,6	21	0,01
CaO	19,3	25,4	28,3	26,1	22,8	25,5	15,8	21,7	29,8	30	27,5	30,2	0,01
Na2O	0,23	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0,01
K2O	0,03	0,14	0,07	0,05	*	*	0,1	*	*	0,06	0,02	*	0,01
TiO2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0,005
MnO	0,09	0,13	0,13	0,15	0,12	0,11	0,06	0,24	0,14	0,15	0,27	0,13	0,01
P2O5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0,01
Nb2O5	0,01	*	0,01	*	*	*	*	0,02	0,02	0,01	0,02	*	0,01
ZrO2	*	0,01	*	*	*	*	*	0,01	*	0,02	*	*	0,01
Ta2O5	0,02	*	0,02	*	*	0,01	0,05	0,02	0,01	*	*	0,03	0,01
BaO	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0,01
SO3	0,29	0,3	0,04	0,05	0,22	0,05	0,03	0,28	0,12	0,34	0,27	0,3	0,05
PAF	29,7	39,2	43,1	39,6	34,8	34,9	23,8	33,7	46,2	45,3	44,1	47,1	0,01
Total	99,66	99,86	99,64	99,46	99,82	92,12	98,6	99,84	99,94	99,27	99,32	99,95	
CO2	30	40	43,3	41	35,6	37,4	23,6	32,2	46,4	45,7	44,1	47,4	0,05

* sous la limite de détection

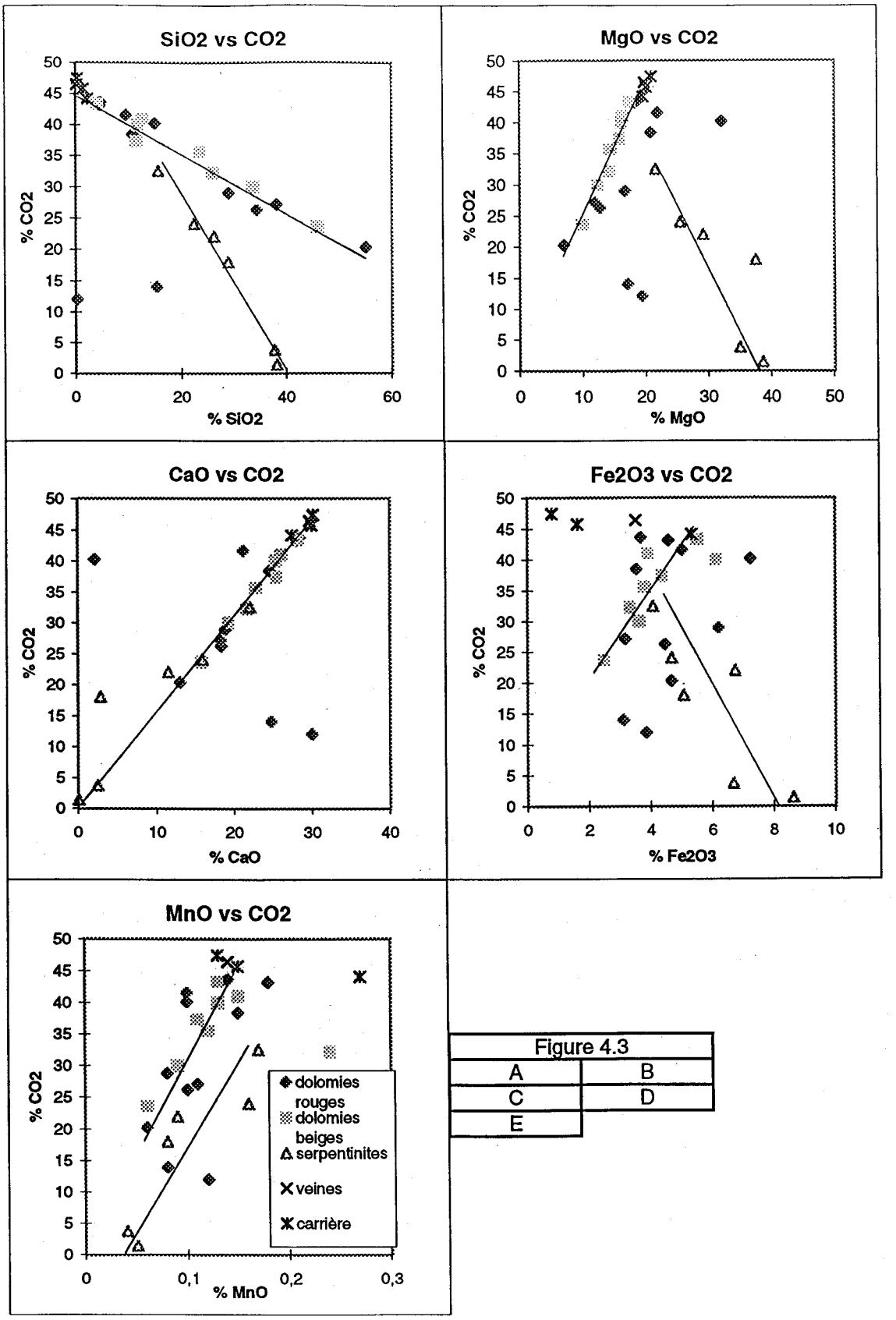


Figure 4.3	
A	B
C	D
E	

carbonatisation s'accroissant. Dans les dolomies le MgO augmente avec la progression de la dolomitisation (figures 4.3B). Le CaO montre une corrélation positive avec le CO_2 pour les dolomies et les serpentinites, ce qui indique un apport en calcium durant la carbonatisation (figure 4.3C). La concentration du fer total (Fe_2O_3) dans les serpentinites diminue avec le degré de carbonatisation alors qu'il augmente dans les dolomies (figure 4.3D). Le graphique MnO-CO_2 montre une corrélation positive dans les serpentinites comme les dolomies, bien que le MnO figure en très petites quantités (figure 4.3E). L'aluminium (Al_2O_3) et le soufre (SO_3) ne montrent pas de variations évidentes, et le pourcentage relatif de ces deux composants ne dépasse jamais 1% (tableau 3).

L'appauvrissement en SiO_2 durant la carbonatisation des serpentinites permet probablement la redistribution de la silice dans les zones silicifiées à birbirite comme postulé par Auclair *et al.*, (1993). Le MgO est lessivé des serpentinites pour former les dolomies, cependant l'augmentation du CaO concomittante au CO_2 dans les dolomies et les serpentinites est clairement le reflet d'un apport externe de Ca durant la dolomitisation. Le fer total Fe_2O_3 montre un léger enrichissement (2 à 4% poids) avec la progression de la dolomitisation dans les dolomies beiges, mais il est difficile de savoir si cet enrichissement est le résultat d'une dilution par ajout de fer ou un effet réel de la carbonatisation avec précipitation du fer. Une corrélation directe MnO-CO_2 (figure 4.3E) dans les dolomies comme les serpentinites est probablement le reflet d'un apport externe. Dans les dolomies, il y a probablement formation de carbonates légèrement manganifères, la dolomite et la kutnohorite (calcite ou dolomite manganifère) formant des solutions solides relativement communes (Essene, 1982). Il est à noter que la formation de toutes ces dolomies nécessite un apport extérieur en Ca, puisque cet élément n'est pas abondant dans les serpentinites. En résumé, durant la carbonatisation, la silice et le fer sont lessivés des serpentinites et précipités dans les dolomies, tandis qu'il y a apport de calcium, de CO_2 (déduit par l'apparition des carbonates) et de Mn en quantité moindre.

De tous les éléments mineurs et traces analysés (tableau 4), la plupart ne montrent pas de variations particulières et leur distribution semble être aléatoire. L'or est sous la limite de détection de 5 ppb dans tous les échantillons. L'arsenic montre une covariation

Tableau 4 : Résultats des analyses, éléments mineurs et traces

	Dolomies rouges											Dolomies beiges							
Numéro	23AA3	23AB3	23AD3	35A3	158D2	159D1	159D3	159D4	160C3	160E3	160F3	23AC3	23AE3	24A3	29A3	157A3	157B3	157D3	158A3
As (ppm)	43	150	86	2	4	7	16	310	33	16	5900	5600	740	8	7	43	33000	4800	37
Br	*	1	1	2	*	1	*	2	2	1	*	*	*	2	*	2	1	*	*
Cs	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2	2	*
Sb	1,5	3,5	4,6	0,2		1,3	8,1	11	2,4	1,2	190	27	5,9	0,1	0,2	0,9	91	18	0,5
Se	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	21	*	*	*	*	56	*	*
Tm	*	*	2	*	*	*	*	*	*	*	12	17	*	*	*	*	28	13	*
U	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	*	*	*	*	*	*	*
W	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ba	10	46	12	11	3	*	2	*	2	3	4	6	6	8	6	2	2	4	2
Be	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1	*	*
Cd	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	103	54	11	*	*	*	334	43	*
Ce	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Co	44	52	96	54	53	*	42	*	30	64	159	262	51	45	25	40	454	250	35
Cu	4	4	8	79	12	1	8	3	9	8	35	6	6	8	7	7	45	16	16
Dy	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
La	*	*	*	3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Li	23	28	25	8	23	*	1	*	7	6	7	25	10	8	17	17	11	33	11
Mo	*	*	*	*	5	*	6	*	5	*	*	*	*	*	*	5	7	5	5
Nd	37	*	*	33	44	*	43	*	*	*	*	35	27	34	18	32	58	32	27
Ni	510	1000	3300	640	1600	*	1100	*	1100	1500	21100	7700	3200	677	644	1000	57900	8500	1000
Pb	*	*	*	*	*	6	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Sc	4	5	3	3	8	*	4	*	9	8	7	5	10	9	8	3	3	7	7
Sm	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
V	22	23	13	16	37	*	24	*	38	35	36	23	36	40	42	23	23	33	34
Zn	24	33	19	31	61	*	30	*	18	41	55	15	42	26	44	19	*	17	25
Hg	90	30	240	70	50	*	40	*	40	30	710	140	70	*	310	340	1400	460	*

* sous la limite de détection

Tableau 4 (suite)

	Serpentinites						Veine	Carrière de dolomie			Limite de
Numéro	158A1	158I3	158J3	158K3	159K3	160A3	159E3	01D3	02F3	03G3	détection
As (ppm)	16	22	8	40	160	140	690	18	7	2	1
Br	3	7	1	2	1	4	*	5	*	2	0,5
Cs	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0,2
Sb	*	0,1	*	0,1	4,3	0,5	19	0,9	0,1	*	0,1
Se	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0,5
Tm	*	*	*	*	*	*	4	*	*	*	0,005
U	*	*	*	*	*	*	*	0,7	0,6	0,5	0,1
W	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1
Ba	*	11	5	3	*	2	3	5	3	6	1
Be	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1
Cd	*	*	*	*	*	*	7	*	*	*	0,5
Ce	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1
Co	*	115	32	59	*	136	33	3	*	*	0,1
Cu	*	10	14	9	2	10	9	41	20	13	1
Dy	*	1	*	*	*	1	*	*	*	*	0,02
La	*	*	*	*	*	*	*	6	*	2	0,05
Li	*	34	45	23	*	2	3	*	1	2	1
Mo	*	*	5	4	*	*	6	4	6	8	2
Nd	*	*	26	36	*	*	36	41	27	47	1
Ni	*	2800	1500	1900	*	3200	4500	9	33	24	1
Pb	*	*	*	*	*	*	*	17	*	*	5
Sc	*	7	6	6	*	5	3	1	2	2	0,01
Sm	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0,01
V	*	37	34	37	*	31	24	14	21	20	5
Zn	*	68	26	28	*	48	14	7	9	8	1
Hg	*	*	40	20	*	20	60	110	40	30	0,2

* sous la limite de détection

avec le Ni et le Co (figures 4.4A et 4.4B) où les échantillons les plus riches en As sont aussi les plus riches en Ni et Co. Le Sb, qui s'exprime à l'intérieur des arséniures de Ni, montre une corrélation positive avec le Ni et, moins évidente, avec le Co (figures 4.4C et 4.4D), ainsi qu'une corrélation positive avec l'As (figure 4.4E). Ceci est normal puisque l'As et le Sb ont des comportement chimiques similaires avec le même état d'oxydation. Lorsque mis en relation avec le soufre (SO_3), le Ni et le Co n'affichent aucune covariation significative (figures 4.5A et 4.5B), ce qui indique que le soufre, en plus d'être présent en concentration infime, n'exerce pas de contrôle sur la minéralisation. Le Co et le Ni montrent une covariation positive (figure 4.5C); les échantillons les plus riches en Ni sont aussi les plus riches en Co, ce qui indique la présence de Co sous forme d'inclusions ou de solution solide à l'intérieur des arséniures de Ni. La carrière de dolomie du ruisseau Isabelle n'est pas minéralisée, montrant des valeurs très faibles entre 9 ppm et 33 ppm Ni et 3 ppm ou moins Co. Le mercure (Hg) montre une covariance avec les échantillons les plus riches en Ni et Co (figures 4.5D et 4.5E) et donc riches en As et Sb.

Les 5 éléments d'intérêt (Ni, Co, As, Sb et Hg) ont été reportés sur des graphiques en fonction du CO_2 (et donc du degré de carbonatisation de l'échantillon) sur la figure 4.6. Dans tous les cas, bien que les éléments de la minéralisation sont exclusivement retrouvés dans lesroches dolomitisées, il appert que le degré de dolomitisation n'a pas d'effet sur la concentration de ceux-ci.

4.3) Géochimie isotopique des altérations

Un total de 76 analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène sur des dolomies massives et filonniennes, ainsi que sur des siltstones dolomitiques, ont pour but de cerner la provenance du fluide riche en CO_2 et de vérifier si l'origine de la dolomitisation des roches siluro-dévoniennes est la même que la dolomitisation des roches de la zone de faille. Vingt-et-un échantillons ont été extraits et analysés une deuxième fois afin de vérifier la reproductibilité des analyses. Les échantillons proviennent des roches du MRI

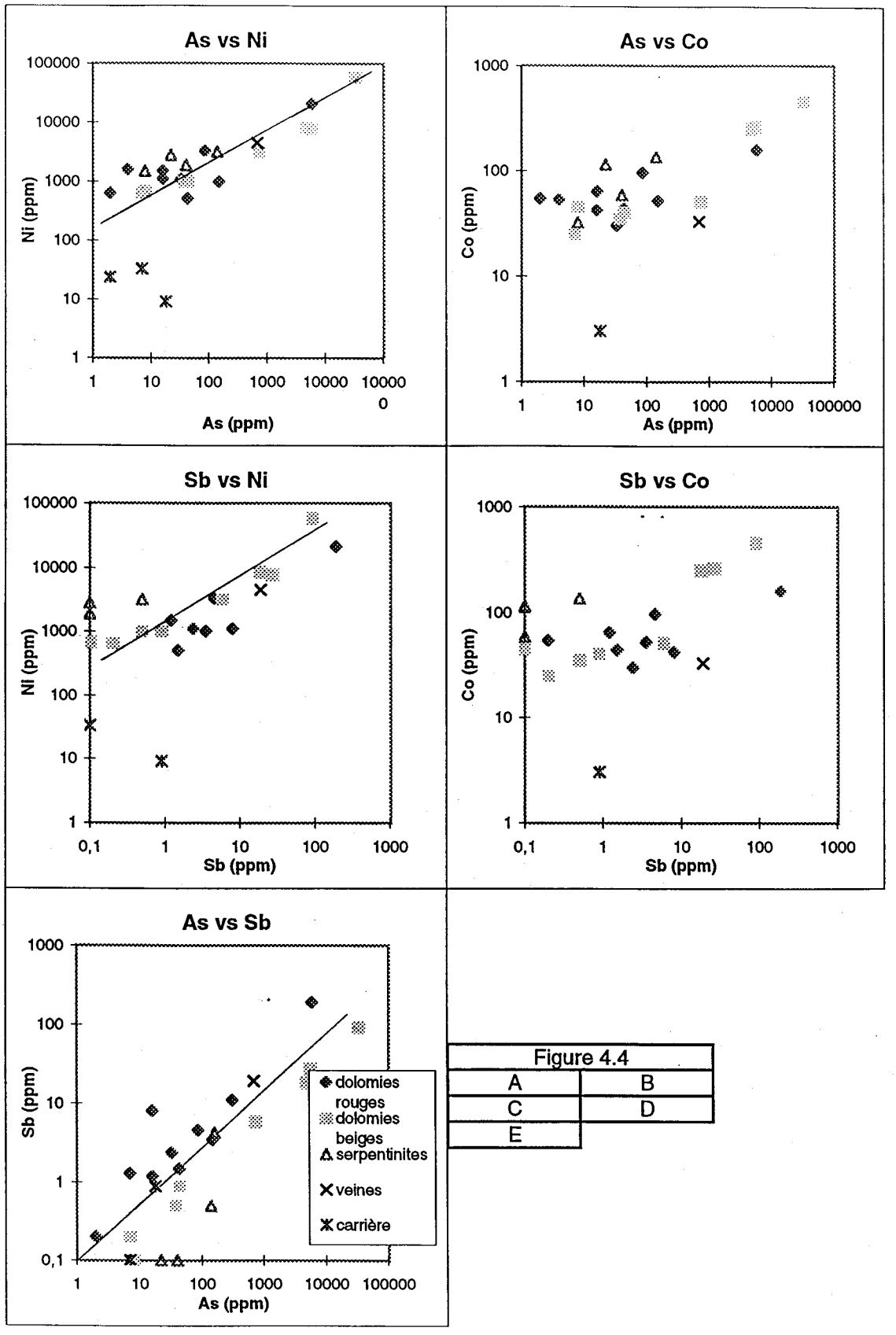


Figure 4.4	
A	B
C	D
E	

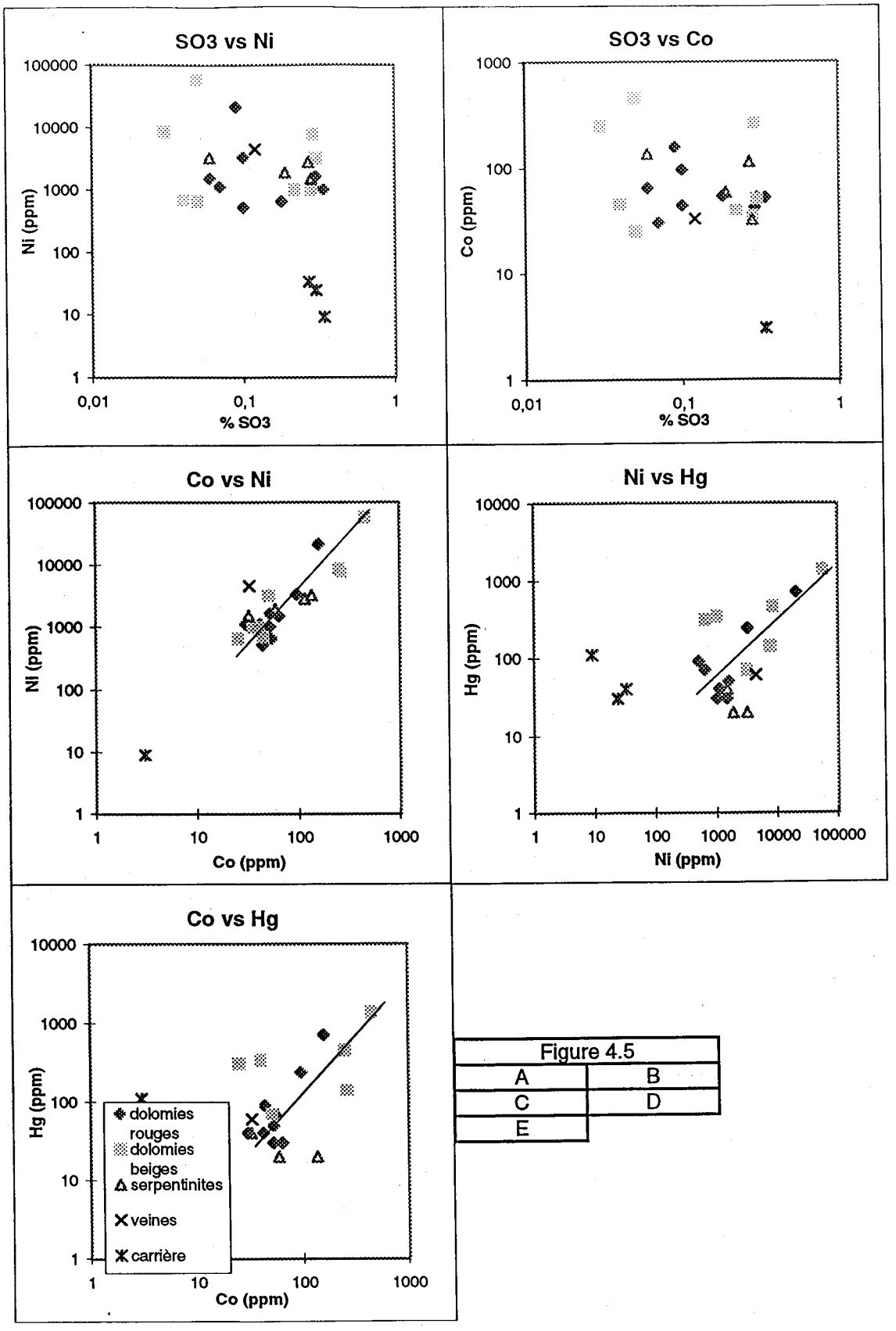


Figure 4.5	
A	B
C	D
E	

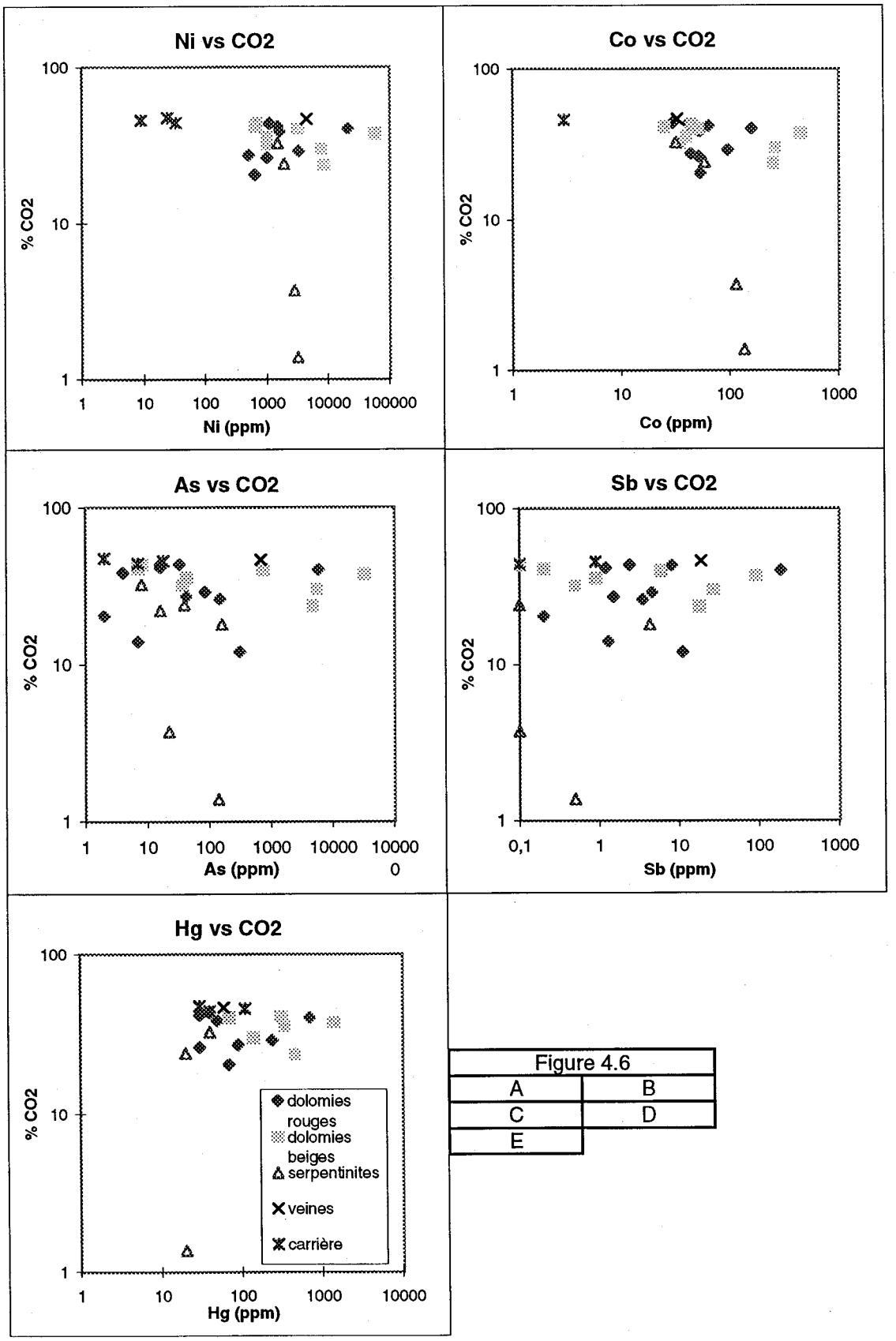


Figure 4.6	
A	B
C	D
E	

et des roches siluro-dévoniennes au sud et sont localisés sur la figure 1.3 (en pochette). Les analyses ont été effectuées par réaction avec l'acide phosphorique (Al-Aasm *et al.*, 1990) et les rapports isotopiques mesurés avec un spectromètre de masse de type SIRA 12 de VG® Isomass au δ-lab du Centre Géoscientifique de Québec. Le temps de réaction dans l'acide phosphorique (H_3PO_4) des échantillons de calcite était d'un minimum de 4 heures à 25°C, pour les dolomites et dolomites ferrifères il était de 4 heures à 50°C, et pour les échantillons d'ankérite le temps de réaction était de 2 jours, à 50°C. La précision des mesures est de ±0,1‰. L'identification des différents types de carbonates est faite à l'aide de colorations à l'Alizarine Rouge S et au ferrocyanure de potassium.

Les résultats des analyses sont présentés au tableau 5. Les calcites et dolomites analysées montrent une faible plage de variation des valeurs de $\delta^{13}C$ (VPDB) allant de -5,7‰ à 3,9‰ (figure 4.7). Les valeurs de $\delta^{18}O$ (VSMOW) s'étalent sur une plage plus grande, variant de 9,3‰ jusqu'à 30,3‰ (figure 4.7). Les siltstones calcareux de la Formation de Saint-Léon possèdent des valeurs de $\delta^{13}C$ variant de -1,9‰ à 0,5‰ et des valeurs de $\delta^{18}O$ variant de 12,1‰ à 22,6‰ (figure 4.7). Les siltstones dolomitiques de la Formation de Saint-Léon montrent des valeurs de $\delta^{13}C$ variant de -1,2‰ à 0,8‰ et des valeurs de $\delta^{18}O$ variant de 16,7‰ à 22,8‰. Deux échantillons de siltstone dolomitique montrent des valeurs différentes. Le premier (A) (sur la figure 4.7) a un $\delta^{18}O$=9,3‰ et un $\delta^{13}C$=-3,9‰ et il est situé à l'éponte d'une intrusion mafique chloritisée dans le secteur du ruisseau Isabelle. Le deuxième échantillon (B), situé au sud du secteur de la rivière Cap-Chat Est, montre des valeurs de $\delta^{18}O$=12,9‰ et $\delta^{13}C$=0,0‰ et il contient de la minéralisation cuprifère en malachite qui est apparemment reliée à un événement hydrothermal tardif sans lien avec la dolomitisation. Les compositions isotopiques des siltstones calcareux, dolomitiques et des veines de dolomite qui les recoupent se superposent bien (figure 4.7). Les veines de calcite, de dolomite et d'ankérite retrouvées à l'intérieur des siltstones montrent un étalement des valeurs de $\delta^{18}O$ de 14,9‰ à 20,5‰ avec forte concentration autour de 15,5‰ et des valeurs de $\delta^{13}C$ de -1,7‰ à 0,7‰. L'échantillon C à $\delta^{18}O$=12,1‰ et $\delta^{13}C$=-1,9‰ est situé à proximité de la carrière du ruisseau Isabelle.

Tableau 5 : Résultats des analyses des isotopes du C et O

Lithologie de l'échantillon	Unité stratigraphique	# Échantillon	$\delta^{18}O$ (VSMOW)	$\delta^{13}C$ (VPDB)
Siltstone calcareux	Formation de Saint-Léon	96PG07A	22,6	-0,1
Siltstone calcareux	Formation de Saint-Léon	96PG07B	18,7	-0,6
Silstone calcareux	Formation de Saint-Léon	96PG139A	12,1	-1,9
Siltstone calcareux	Formation de Saint-Léon	96PG147A	19,9	0,5
Veine de calcite dans un siltstone calcareux		96PG02B-2	20,1	-0,3
Siltstone dolomitique	Formation de Saint-Léon	96PG142A	19,0	-1,2
Siltstone dolomitique	Formation de Saint-Léon	96PG02B-1	21,2	-0,1
Siltstone dolomitique	Formation de Saint-Léon	97PG18A-1	20,5	-0,4
Siltstone dolomitique	Formation de Indian Point	96PG06A-1	21,9	-0,1
Siltstone dolomitique	Formation de Saint-Léon	96PG28A-1	21,2	0,8
Siltstone dolomitique	Formation de Saint-Léon	96PG143A2	9,3	-3,9
Siltstone dolomitique	Formation de Saint-Léon	97PG28A	22,8	0,1
Siltstone dolomitique	Formation de Saint-Léon	97PG15D-1	20,7	-0,4
Siltstone dolomitique	Formation de Saint-Léon	97PG21B-1	19,1	-1,0
Siltstone dolomitique	Formation de Saint-Léon	96PG148A	20,5	0,0
Siltstone dolomitique	Formation de Saint-Léon	96PG161A	12,9	0,0
Siltstone dolomitique	Formation de Saint-Léon	96PG151A	19,9	-1,0
Veine de calcite dans un siltstone dolomitique		96PG28A-3	20,5	0,7
Veine de calcite dans un siltstone dolomitique		97PG45A2	15,5	-1,1
Veine de dolomite dans siltstone dolomitique		97PG45A-1	18,1	-1,4
Veine d'ankérite dans siltstone dolomitique		96PG06A-2	16,6	-0,4
Veine d'ankérite dans siltstone dolomitique		96PG28A-2	15,6	0,1
Veine d'ankérite dans siltstone dolomitique		97PG15D-2	14,9	-1,7
Veine d'ankérite dans siltstone dolomitique		97PG18A-2	15,8	-1,3
Calcaire dolomitisé	Formation de Sayabec	96PG140C-1	12,3	2,6
Calcaire dolomitisé	Formation de Sayabec	96PG01D	12,7	1,8
Calcaire dolomitisé	Formation de Sayabec	96PG140A	10,6	-0,2
Calcaire dolomitisé	Formation de Sayabec	96PG01G	11,1	-1,8
Calcaire dolomitisé rouge (mélange cc-dl)	Formation de Sayabec	96PG01F	30,3	-1,7
Veine de calcite dans calcaire dolomitisé		96PG140C-2	22,8	3,9

Tableau 5 : Résultats des analyses des isotopes du C et O

Dolomie beige bréchique	Unité de dolomie beige	96PG29A	15,3	-2,8
Dolomie beige bréchique	Unité de dolomie beige	96PG31B	16,8	-2,2
Dolomie beige foliée et bréchique	Unité de dolomie beige	97PG37A-1	16,5	-0,8
Dolomie beige	Unité de dolomie beige	96PG04A-1	17,1	-2,2
Dolomie beige	Unité de dolomie beige	96PG36C-1	20,9	-1,6
Dolomie beige	Unité de dolomie beige	96PG158B-1	17,0	-2,9
Partie dolomitique d'une dolomie beige	Unité de dolomie beige	96PG32A	19,9	-2,1
Partie ankéritique d'une dolomie beige	Unité de dolomie beige	96PG32A	20,2	-2,1
Dolomie beige minéralisée	Unité de dolomie beige	96PG23AC	15,9	-2,8
Dolomie beige minéralisée	Unité de dolomie beige	96PG157C2-1	17,1	-3,6
Dolomie beige minéralisée	Unité de dolomie beige	96PG157E1	16,5	-1,8
Dolomie beige minéralisée	Unité de dolomie beige	96PG157C1B-1	16,6	-2,2
Dolomie beige	Unité de dolomie beige	96PG158C	16,7	-2,0
Dolomie beige ankéritique	Unité de dolomie beige	96PG158B-1	17,0	-2,9
Ankérite beige	Unité de dolomies beiges	96PG24AO	17,6	-1,7
Ankérite beige-grise	Unité de dolomies beiges	97PG48A	13,7	-1,3
Veine de dolomite dans dolomie beige		96PG04A-2	16,9	-2,1
Veine de dolomite dans dolomie beige		97PG37A-2	16,3	-0,7
Veine de dolomite dans dolomie beige minéralisée		96PG157C1B-2	19,2	-3,0
Veine de dolomite dans dolomie beige minéralisée		96PG157C2-2	16,8	-2,0
Dolomie rouge + calcite	Unité de dolomie rouge	96PG160F1	30,1	-2,5
Dolomie rouge	Unité de dolomie rouge	96PG160C-1	14,3	-3,3
Dolomie rouge	Unité de dolomie rouge	97PG51A-1	16,1	-2,8
Dolomie rouge	Unité de dolomie rouge	96PG23AA	16,1	-2,7
Dolomie mauve	Unité de dolomie rouge	96PG32A-1	19,1	-2,0
Dolomie rouge	Unité de dolomie rouge	97PG62A	17,0	-2,3
Dolomie rouge	Unité de dolomie rouge	96PG159B-1	23,6	-3,4
Dolomie rouge	Unité de dolomie rouge	96PG159I1-1	13,7	-3,4
Dolomie rouge	Unité de dolomie rouge	96PG23AD	16,5	-4,6
Dolomie rouge	Unité de dolomie rouge	96PG158D-1	17,1	-3,0
Dolomie rouge	Unité de dolomie rouge	96PG159E3-1	14,5	-3,3
Dolomie rouge	Unité de dolomie rouge	96PG160F	17,6	-5,1

Tableau 5 : Résultats des analyses des isotopes du C et O

Veine de dolomite dans une dolomie rouge		97PG51A-2	15,7	-2,6
Veine de dolomite dans dolomie rouge		96PG159I1-2	17,6	-3,0
Veine de dolomite minéralisée dans dolomie rouge		96PG159E3-2	27,0	-3,7
Veine de dolomite dans dolomie rouge		96PG159B-2	22,6	-4,4
Veine de dolomite dans dolomie rouge		96PG160C-2	12,7	-3,6
Veine de dolomite dans dolomie rouge		96PG158D-2	18,4	-3,0
Dolomie dans serpentinite	Unité de péridotites serpentinisées	96PG158G	20,4	-2,2
Veine de dolomite dans serpentinite		97PG38C	17,1	-2,9
Veine de dolomite dans serpentinite		97PG53A	15,4	-5,7
Mudstone dolomitique	Unités de shale et de shale noir	97PG06B	24,0	-1,0
Mudstone dolomitique	Unités de shale et de shale noir	96PG31C-1	16,7	-0,8
Mudstone dolomitique	Unités de shale et de shale noir	96PG11C-1	19,9	0,0
Mudstone dolomitique	Unités de shale et de shale noir	96PG36B	21,3	-2,4
Veine de dolomite dans bloc de mudstone		96PG11C-2	17,6	-0,3
Marbre ankéritique	Formation de West Point	97PG40A	12,0	-1,4

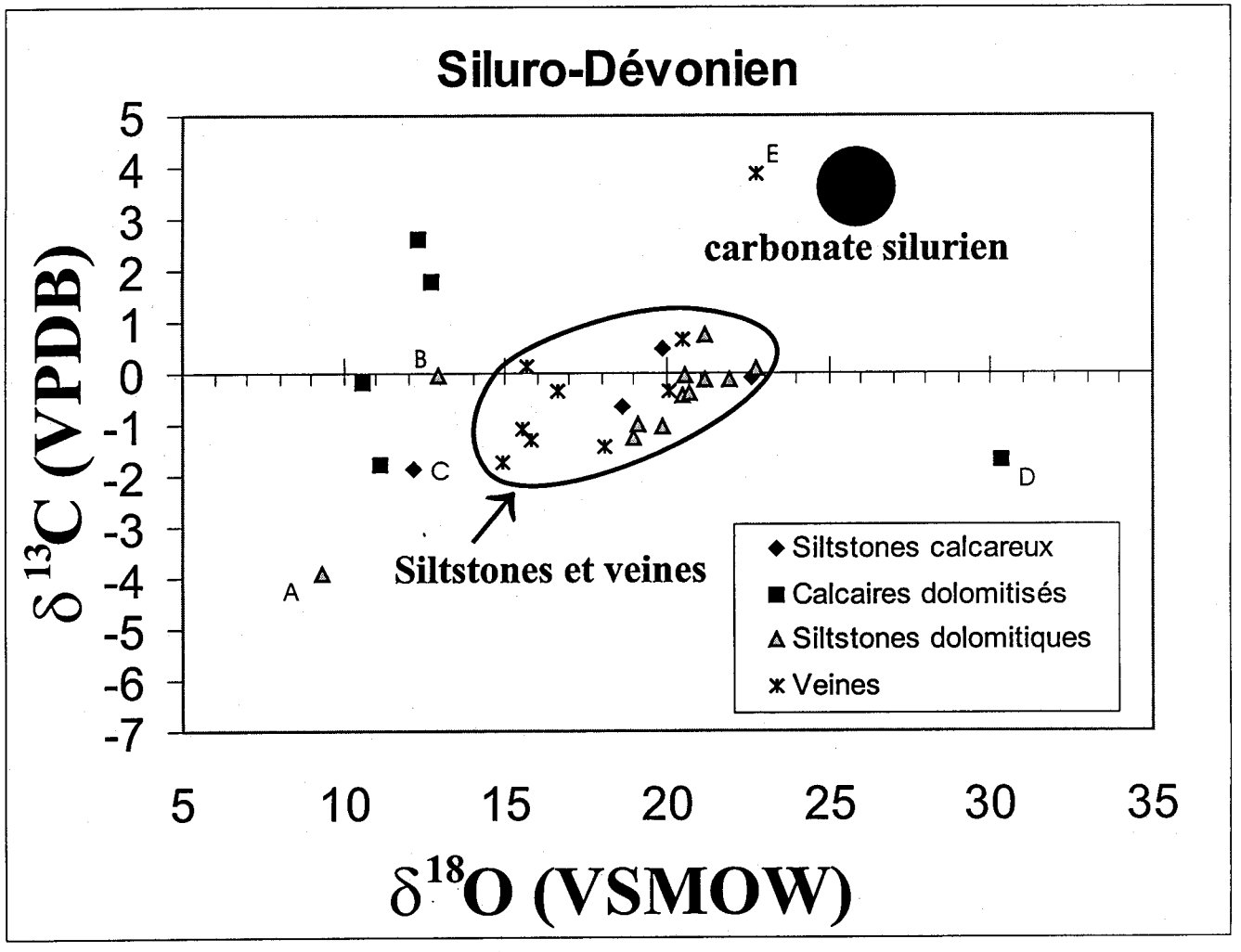


Figure 4.7 : Géochimie isotopique, roches et veines siluro-dévoniennes (composition du carbonate silurien selon Lavoie et Bourque, 1993)

Les calcaires dolomitisés de la carrière du ruisseau Isabelle (Formation de Sayabec) forment un groupe séparé, avec des $\delta^{18}O$ plus faibles qui varient de 10,6‰ à 12,7‰ et des $\delta^{13}C$ de -1,8‰ à 2,6‰ (figure 4.7). Un échantillon de couleur rouge qui provient de cette carrière et qui contient un stockwerk d'hématite (D) montre un $\delta^{18}O$ très élevé à 30,3‰. Une veine de calcite (E) coupant la dolomie possède un $\delta^{18}O$ de 22,8‰ et un $\delta^{13}C$ de 3,9‰, ce qui est le $\delta^{13}C$ le plus élevé mesuré dans cette étude.

Les roches de la zone de faille sont séparées en dolomies beiges, dolomies rouges, serpentinites carbonatisées et shale et mudstones des unités A et B (figure 4.8). Les serpentinites dolomitisées du MRI ont des valeurs de $\delta^{18}O$=24,0‰ et 21,3‰ et des $\delta^{13}C$=-1,0‰ et -0,3‰, respectivement. Une veine de dolomite recoupant les roches du mélange a un $\delta^{18}O$ de 17,6‰ et un $\delta^{13}C$ de -0,3‰. Cet échantillon se retrouve approximativement dans le champ des veines des siltstones de la Formation de St-Léon (figure 4.7). Trois analyses ont été effectuées dans le stockwerk de dolomite recoupant la serpentinite, les valeurs de $\delta^{18}O$ sont de 20,4‰ et 17,1‰ et de $\delta^{13}C$ sont de -2,2‰ et -2,9‰ respectivement.

Les $\delta^{18}O$ des dolomies beiges varient de 15,3‰ à 20,9‰, alors que les valeurs de $\delta^{13}C$ varient de -3,6‰ à -0,8‰. Les veines de dolomite recoupant les dolomies beiges montrent des $\delta^{18}O$ qui couvrent la plage de 16,3‰ à 19,2‰ et des $\delta^{13}C$ qui varient de -3,0‰ à -0,7‰. Le champ formé par les valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des veines se superpose presque toutes au champ des dolomies beiges (figure 4.8). Les dolomies rouges forment un champ plus étendu avec des valeurs de $\delta^{18}O$ allant de 13,7‰ à 30,1‰, et des valeurs de $\delta^{13}C$ allant de -5,7‰ à -2,0‰. Les veines de dolomite ferrifère recoupant les dolomies rouges forment un champ s'étalant de $\delta^{18}O$=12,7‰ à 27,0‰ et de $\delta^{13}C$=-4,4‰ à -2,6‰. La veine ayant la valeur de $\delta^{18}O$ la plus élevée (27,0‰) est une veine d'extension tardive minéralisée en niccoline et mauchérite car elle recoupe et remobilise la minéralisation préexistante.

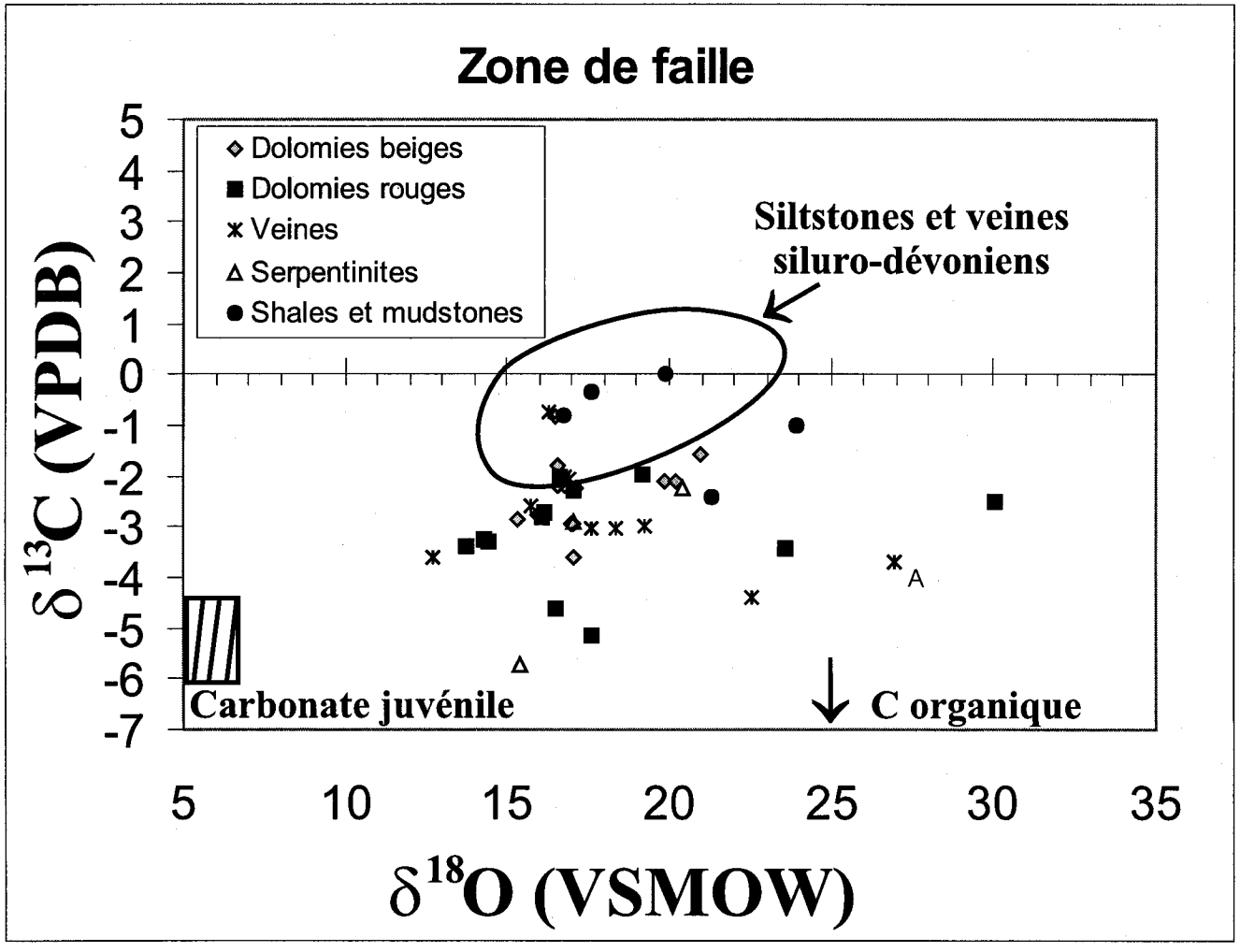


Figure 4.8 : Géochimie isotopique, roches et veines de la zone de faille de Shickshock-Sud (champs du C selon Yui et Jeng, 1990).

Trois sources de carbone sont postulées pour des carbonates d'ophiolites et de croûte océanique (Yui et Jeng, 1990) : carbone juvénile, $\delta^{13}C$=-2 à -11‰ (généralement les valeurs acceptées pour le carbone mantellique varient de $\delta^{13}C$=–2 à –5‰), carbone inorganique dérivé de l'eau de mer contemporaine, $\delta^{13}C$=0 à +3‰, et carbone organique de $\delta^{13}C$=-19 à -27‰. La valeur moyenne de $\delta^{13}C$ pour les siltstones du St-Léon, calcareux ou dolomitiques est de $\delta^{13}C$=-0,6‰. À première vue, il n'y a pas d'évidence pour une source externe de carbone dans le fluide responsable de la dolomitisation des siltstones, et le carbone des siltstones calcareux qui montrent une composition presque identique aux siltstones dolomitiques devraient normalement avoir pour origine un carbone inorganique dérivé de l'eau de mer.

Les calcaires dolomitisés de la carrière du ruisseau Isabelle montrent une grande variation en $\delta^{13}C$ (variant de $\delta^{13}C$=-1,8 à 2,6‰), en plus de montrer un écart de 5 à 10‰ en $\delta^{18}O$ avec les siltstones dolomitiques. Lavoie et Bourque (1993) ont déterminé, pour différents ciments de la Formation de Sayabec plus à l'est, des valeurs de $\delta^{18}O$ autour de 25,4‰ et de $\delta^{13}C$ autour de 1,3‰. Un écart d'environ 12‰ pour le $\delta^{18}O$ est très significatif, il s'agit clairement ici de dolomitisation hydrothermale de haute température, *i.e.* de néomorphisme des cristaux de dolomite, et non d'un phénomène diagénétique. La grande variation en $\delta^{13}C$ (presque 4‰) est difficile à expliquer. Elle pourrait résulter de conditions redox locales différentes, certains échantillons étant peut-être plus riches en matière organique ou en pyrite sédimentaire avant d'être dolomitisés, ce qui a pour effet d'augmenter le fractionnement (Ohmoto, 1972). L'affiliation avec la dolomitisation des siltstones de la Formation de Saint-Léon est toutefois difficile à déterminer, et il pourrait bien s'agir de deux événements différents sans aucun lien.

La plupart des veines de dolomite analysées sont des veines d'extension et leurs signatures isotopiques se rapprochent de la signature isotopique du matériel qui les encaisse. Il s'agit donc d'un fluide contrôlée localement par l'encaissant des veines.

Les deux types de serpentinites dolomitisées de la zone de faille ne montrent pas vraiment de variations dans les valeurs de $\delta^{18}O$, surtout comprise entre 15 et 20‰. Un

échantillon de serpentinite dolomitisée du Ruisseau du 17e Mille constitue une exception à 30‰. Par contre, on note une variation dans les valeurs de $\delta^{13}C$ allant de -1‰ à presque -6‰ des serpentinites dolomitisées beiges aux serpentinites dolomitisées rouges. Cette tendance vers les valeurs de $\delta^{13}C$ plus basses s'observe aussi dans les stockwerks de dolomite de la serpentinite, qui contiennent les carbonates les plus précoces. Le fluide responsable de la dolomitisation serait donc un mélange d'un fluide à composante d'eau de mer (carbone inorganique) et d'un fluide avec une faible composante magmatique ou organique, la composante eau marine étant prédominante.

La température de formation des dolomies peut être estimée à l'aide des données obtenues. Puisqu'il est montré plus haut que le fluide hydrothermal responsable de la dolomitisation est essentiellement de l'eau de mer, il est permis de poser l'hypothèse que $\delta^{18}O$ du fluide = 0. Avec un étalement du $\delta^{18}O$ de la dolomite entre 13,7 et 20,9‰, l'équation de fractionnement dolomite-eau de Northrop et Clayton (1966) permet de calculer des températures de formation des dolomies entre 105 et 185°C, respectivement. Cependant, l'effet de la composition du fluide peut faire varier ces valeurs. Si l'eau de mer est mélangée avec de l'eau météorique, la température est alors sur-estimée. Si l'eau de mer a réagit avec la roche encaissante avant de précipiter les dolomies et que le δ^{18} du fluide hydrothermal est plus élevé que celui de l'eau de mer, la température est alors sous-estimée.

5) Discussion

5.1) Conditions de formation des altérations dans la zone de faille de Shickshock-Sud

Le premier type d'altération à se former est la serpentinisation de la péridotite. Les textures des minéraux de serpentine forment des pseudomorphes qui permettent de reconnaître une harzburgite constituée principalement d'olivine (environ 80%) et d'orthopyroxène (15 à 20%), avec présence de minéraux accessoires comme la chromite et, en moindre mesure, quelques sulfures. Cette composition correspond bien aux autres études qui indiquent que le Complexe du Mont Albert est formé principalement de péridotite fraîche à légèrement serpentinisée de composition lherzolitique à harzburgitique, avec localement présence de dunite (MacGregor et Basu, 1979).

Deux épisodes de serpentinisation sont reconnue par Laurent (1975) dans les ophiolites de Appalaches québécoises. Le premier épisode se produit avant l'obduction de la péridotite et produit de la lizardite massive, tandis que le deuxième épisode se produit durant l'obduction et se caractérise par l'antigorite et la chrysotile. Il est reconnu que la serpentinisation correspond à une hydratation à faible température (inférieure à 250°C) par de grands volumes de fluides dérivés de l'eau de mer (Bonatti *et al.*, 1983). Il est généralement admis que si on néglige l'apport énorme de H_2O, la serpentinisation est un processus relativement isochimique (Bonatti *et al.*, 1983). Barnes et O'Neil (1969) mentionnent aussi une perte en CaO qui est probablement associée à la destruction des clinopyroxènes.

Les conditions physico-chimiques de la serpentinisation sont contrôlées principalement par la fo_2 comme le démontre les études des paragenèses métalliques (Eckstrand, 1975; Frost, 1985; Shiga, 1987). L'hydrogène libéré durant la serpentinisation cause un environnement localement réducteur, particulièrement au front

de serpentinisation (Ramdohr, 1967; Eckstrand, 1975; Moody, 1976; Hoffman et Walker, 1978; Labotka et Albee, 1979; Frost, 1985; Shiga, 1987). Cependant, le front de serpentinisation progresse et avec l'apport constant d'eau de mer les conditions deviennent de moins en moins réductrices. Une augmentation de la fo_2 est alors détectée dès que l'olivine est complètement remplacée (Frost, 1985). La serpentinisation s'accompagne d'une remobilisation du Ni et du Co de l'olivine qui entraîne un enrichissement en Ni et Co dans les amas sulfurés ainsi que dans les serpentines (Groves *et al.*, 1974; Shiga, 1987). Dans le district de Bou Azzer, cet enrichissement en Ni-Co s'accompagne d'un enrichissement en Au. L'Au est concentré dans la magnétite, qui se développe librement durant la serpentinisation ou en bordure des grains de chromite (Evans et Frost 1975; Frost 1975). L'Au est ensuite libéré durant la carbonatisation, qui détruit les minéraux de serpentine (Buisson et Leblanc, 1987).

Les serpentinites à l'intérieur de la zone de faille de Shickshock-Sud se composent principalement de lizardite, avec des quantités accessoires de bastite, chrysotile, talc, chromite et magnétite. La minéralogie (lizardite et bastite) s'apparente à l'assemblage du premier épisode de serpentinisation de Laurent (1975). Cet assemblage particulier de minéraux de serpentine correspond, selon Evans *et al.* (1976), à des minéraux de serpentine de basse température <300°C. De rares veinules de chrysotile pourraient correspondre au second épisode de Laurent (1975).

Deux types de carbonatisation sont relevés à l'intérieur de la faille dans les unités du MRI. Le premier type est caractérisé par un schiste à talc-carbonate non-minéralisé qui est restreint au contact entre la serpentinite et les dolomies, où il forme une mince zone d'épaisseur inférieure à 4 mètres. Le deuxième type est constitué d'un assemblage quartz-carbonate parfois minéralisé qui s'apparente au stade listwaenite et qui forme l'essentiel des zones à dolomies retrouvées dans l'unité de péridotites serpentinisées. L'altération talc-carbonate est très courante dans les gisements encaissés par des roches ultramafiques, comme par exemple dans les gisements de Ni du bloc de Yilgarn en Australie (Groves *et al.*, 1974; Donaldson, 1981), dans les gisements nickélifères et aurifères du nord du Québec et de l'Ontario (Eckstrand, 1975; Schandl et Naldrett, 1992;

Kishida et Kerrich, 1987), dans les indices et gisements nickélifères et polymétalliques de l'Estrie (Auclair *et al.*, 1993), dans les gisements de talc et magnésite en Pennsylvanie (Gates, 1991b), ainsi qu'en bordure de la plupart des ophiolites situées le long de zones de failles majeures. L'altération quartz-carbonate se retrouve dans beaucoup de gisements associés à des systèmes d'évents épithermaux, comme les gisements d'or et de mercure du Coast Range de la Californie (Sherlock et Logan, 1995; Henderson, 1969; Barnes *et al.*, 1973), dans les gisements aurifères du Mother Lode (Weir et Kerrick, 1987), à Alleghany en Californie (Böhlke, 1989), dans les gisement de As-Ni-Co au Khovou-Axy dans la C.E.I. (Kroutov, 1972), de Co-Ni du district de Bou Azzer au Maroc (Leblanc et Billaud, 1982), et des gisements similaires à Liguria en Italie (ophiolite de Voltri), dans le bouclier arabique en Arabie Saoudite et au Mali dans l'ophiolite de Timetrine (Buisson et Leblanc, 1987).

Dans l'unité de péridotites serpentinisées du MRI, une altération siliceuse est observée en forage (Wares, 1993) et dans des fragments contenus à l'intérieur de zones bréchiques dans les dolomies hydrothermales. Ce type d'altération est apparemment mineur en volume. Des données de forage montrent cependant des zones plus développées de silicification, mais néanmoins restreintes par rapport aux zones carbonatisées (Wares, 1994; Wares, 1995; Kiddie, 1997). Cette silicification représente le stade birbirite, définit comme étant le produit de la silicification de la serpentinite (Duparc *et al.*, 1927, cité dans Tomkeieff, 1983).

Dans une étude expérimentale du système MgO-SiO_2-H_2O-CO_2, Johannes (1969) définit les réactions de la formation des assemblages talc-carbonate et quartz-carbonate à partir du métasomatisme de la serpentine. Les minéraux de serpentine ne peuvent coexister qu'avec un fluide extrêmement pauvre en CO_2. En présence d'un fluide riche en CO_2, la serpentinite est instable et se convertira soit : 1) en talc+magnésite ou 2) en quartz+magnésite (figure 5.1). La magnésite ($MgCO_3$) est inexistante dans la région, où la dolomite est le seul carbonate magnésien rencontré. L'altération talc-carbonate est une altération de haute température qui se forme par la réaction 1 :

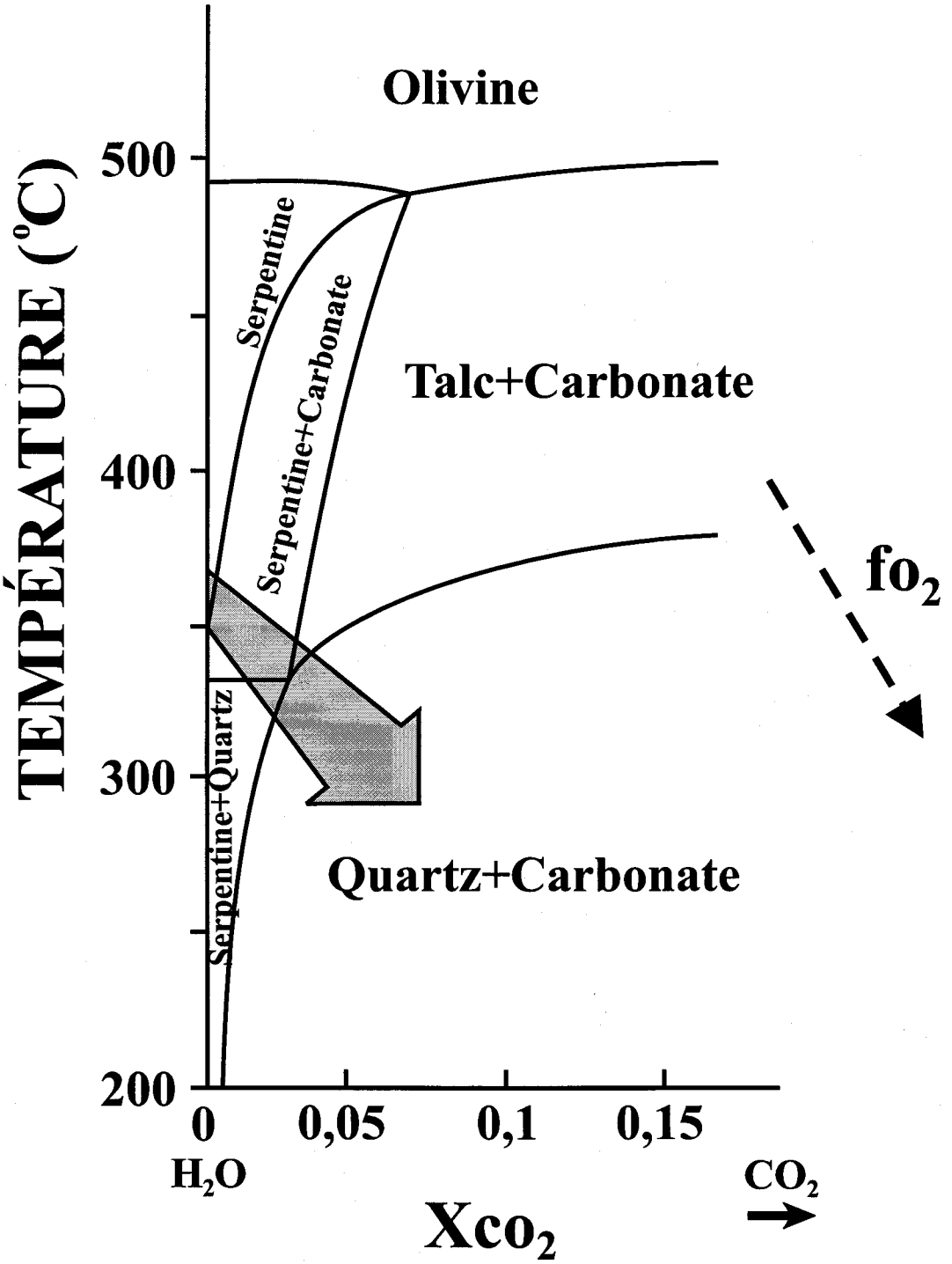


Figure 5.1 : Évolution T-Xco_2 du fluide hydrothermal durant la dolomitisation des serpentinites (modifiée de Johannes, 1969)

$$2 \text{ serpentines} + 3CO_2 \rightarrow 1 \text{ talc} + 3 \text{ carbonates} + 3\ H_2O \qquad (1)$$

La magnétite peut participer à la réaction du côté des réactifs, l'ion ferrique de la magnétite sera alors réduit en ion ferreux dans le carbonate. Cette réaction est valide de 320°C à 500°C à 2kb et lorsque la température et la pression augmentent, la structure du talc devient instable. L'altération quartz-carbonate est une altération de plus basse température formée par la réaction 2 :

$$1 \text{ serpentine} + 3\ CO_2 \rightarrow 2 \text{ quartz} + 3 \text{ carbonates} + 2\ H_2O \qquad (2)$$

La limite supérieure de la stabilité de cet assemblage s'étend jusqu'à 350°C, température au-dessus de laquelle l'assemblage talc-carbonate prédomine. Avec une baisse de température ou une augmentation de Xco_2, le talc devient instable et se convertit en quartz+carbonate par la réaction 3 :

$$1 \text{ talc} + 3\ CO_2 \rightarrow 4 \text{ quartz} + 3 \text{ carbonates} + 1\ H_2O \qquad (3)$$

Le fait que la serpentinisation s'effectue dans un environnement très pauvre en CO_2 suggère des fluides différents durant l'altération talc-carbonate ou quartz-carbonate et la serpentinisation. Eckstrand (1975) conclut cependant qu'un seul fluide contenant H_2O et CO_2 est responsable de la serpentinisation et de l'altération talc-carbonate. Dans ce modèle, l'infiltration de CO_2 est plus lente et stoppée durant la carbonatisation de la péridotite, alors que H_2O continue à migrer et va réagir plus loin avec la péridotite pour former la serpentinite. Eckstrand (1975) a aussi noté que selon les assemblages de minéraux sulfurés, un gradient de fo_2 s'établit entre les serpentinites et l'altération talc-carbonate. Les serpentinites sont formées dans un environnement réducteur à basse fo_2 tandis que l'assemblage talc-carbonate se forme dans un environnement plus oxydant à fo_2 élevée. L'absence d'assemblages sulfurés dans les roches de la faille de Shickshock-Sud ne permet pas de qualifier l'environnement en fonction de la fugacité de l'oxygène, mais par analogie avec les modèles d'altérations semblables il est raisonnable de dire que

la fo_2 était probablement plus élevée durant la carbonatisation que durant la serpentinisation, qui se forme dans un milieu plus réducteur.

À l'Indice #2, l'altération talc-carbonate se retrouve localement dans une zone fortement cisaillée (tranchée B). Un profil des altérations effectué à l'Indice #2 à travers la transition serpentinite – roche à talc-carbonate – roche à quartz-carbonate illustre les changements géochimiques qui s'effectuent durant l'altération en rapport avec CO_2, SiO_2, MgO, CaO et Fe_2O_3 (fer total) (figure 5.2). Ce diagramme est effectué à l'aide de 7 échantillons, dont deux serpentinites (une provenant du Mont Sud, une autre de l'intérieur de la zone de faille de Shickshock-Sud à l'Indice #2), 4 roches à dolomite-talc située dans une zone fortement cisaillée et une roche à dolomite-quartz situé quelques mètres plus loin. Le dernier échantillon est aussi représentatif de l'ensemble des dolomies beiges retrouvées dans la zone de faille de Shickshock-Sud. Ce profil est réalisé sur une distance inférieure à 10 mètres, cependant vue la déformation très complexe de la tranchée B, il est difficile de dire exactement la position et la distance de chacun des échantillons. Bien qu'approximatif, ce profil se veut toutefois un outil intéressant. La figure 5.2 montre des gains en CO_2 et en CaO, des serpentinites vers les dolomies beiges. Ceci représente la fixation de ces éléments durant la formation de la dolomite. On observe une baisse progressive du SiO_2 dans les schistes à talc-dolomite à partir des serpentinites vers la dolomie beige. Cette variation s'explique par la transformation de l'assemblage talc-carbonate à l'assemblage quartz-carbonate (réaction 3). Comme la solubilité du quartz diminue avec la baisse de température (Kennedy, 1950), la silicification est compatible avec le changement des faciès d'altération. Les pertes en MgO et la faible perte en Fe_2O_3 sont vaisemblablement associées à des changements de volume causés par les gains relatifs importants de CO_2 (principalement) et de CaO.

Il est probable que ce type d'altération intermédiaire talc-dolomite qui nécessite une température plus élevée se développe préférentiellement dans les zones où les fluides ont été canalisés, soient dans les failles et cisaillements associés à la faille de Shickshock-Sud. L'altération quartz-carbonate se retrouve en s'éloignant de ces zones de déformation et de circulation intense des fluides. La figure 5.1 exprime la trajectoire

probable suivie par le fluide responsable de l'altération en fonction des conditions T et Xco_2. À l'intérieur de la serpentinite, un fluide chaud (350°C) et riche en CO_2 circule et forme un stockwerk de dolomite (stade serpentinite+carbonate). Ce fluide chaud altère la serpentinite en un assemblage talc-carbonate dans les zones de déformation plus intense, et refroidit en pénétrant plus avant dans la roche pour donner un assemblage quartz-carbonate. La présence de zones à birbirite est la preuve qu'en certains endroits, ce fluide s'est refroidi et appauvri en CO_2 et a alors converti la roche en un assemblage de serpentine+quartz (serpentinite silicifiée).

Explication des variations de couleurs des dolomies

Deux types de dolomies hydrothermales ont été reconnues dans la zone de faille de Shickshock-Sud, la distinction étant basée sur la couleur ; les dolomies rouges et les dolomies beiges. Les dolomies beiges sont parfois minéralisées avec veines, stockwerk et disséminations d'arséniures de Ni. Les dolomies rouges ne sont pas minéralisés, à l'exception de disséminations et stylolithes d'annabergite et de veines tardives qui ont repris la minéralisation. La dolomie rouge est retrouvée en forage comme en surface, ce qui écarte la possibilité que ce soit seulement une couleur donnée par de l'altération de surface. La couleur rouge est causée par la présence de fins cristaux d'hématite (poussière d'hématite) à l'intérieur des cristaux de carbonates (figure 5.3) autour desquels se développent une auréole rouge. L'hématite et la magnétite ne sont pas retrouvées dans la dolomie beige.

Des serpentinites à teintes rougeâtres sont aussi retrouvées. La provenance de la teinte rouge est aussi causée par la présence d'hématite, retrouvée en plages plus ou moins bien définis centré sur des cristaux de magnétite et d'hématite ainsi qu'à l'intérieur de fractures à l'intérieur de la serpentinite. Cette hématite associée à la serpentinisation n'est probablement pas tout à fait la même que celle retrouvée dans la dolomie puisque les fins cristaux en aiguilles d'hématite des dolomies n'existent pas dans les serpentinites.

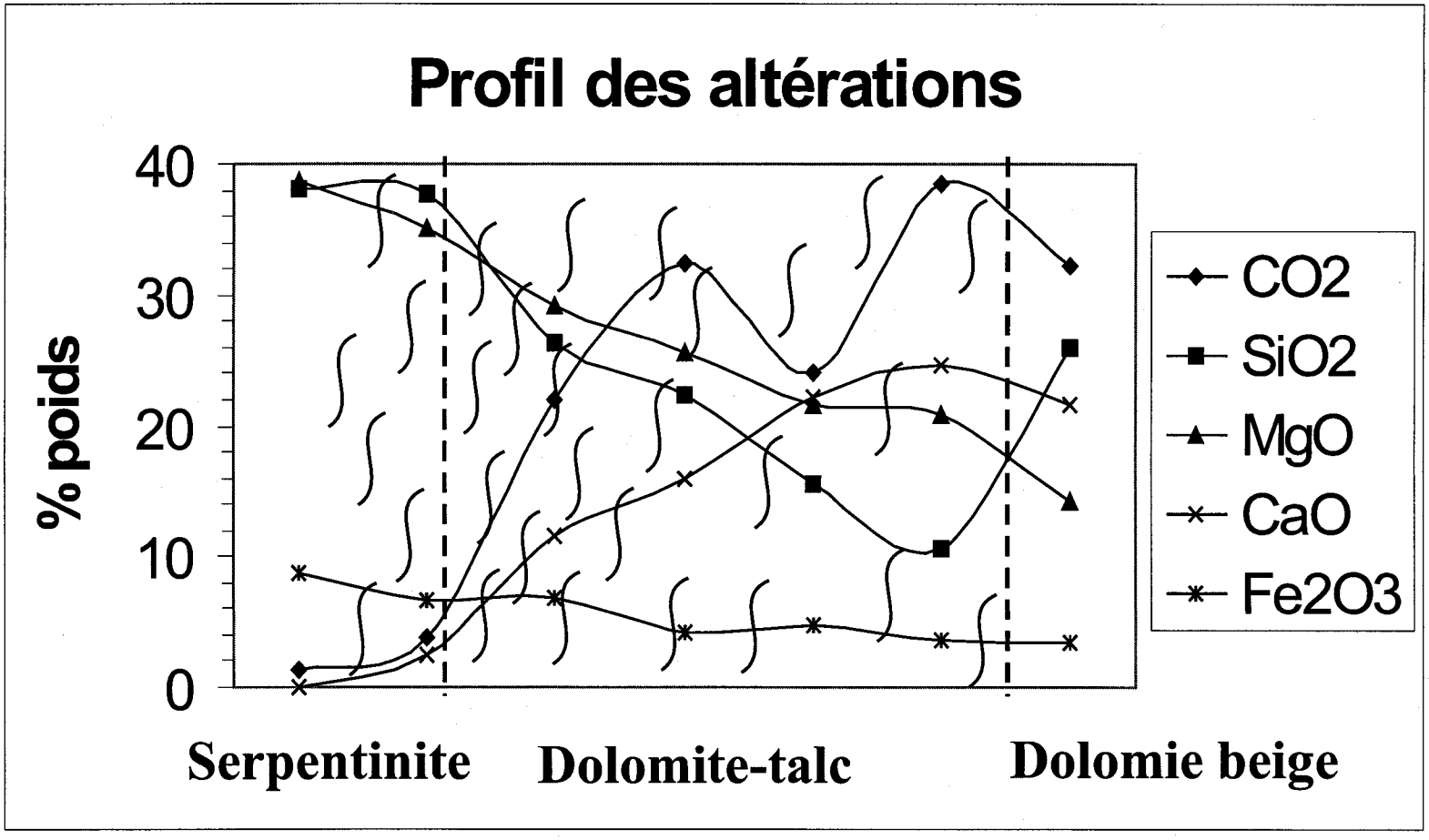


Figure 5.2 : Profil géochimique des altérations. Le premier échantillon de serpentinite n'est pas cisaillé, les trois échantillons suivants proviennent d'une zone de cisaillement dont l'intensité va en s'amenuisant vers la dolomie beige.

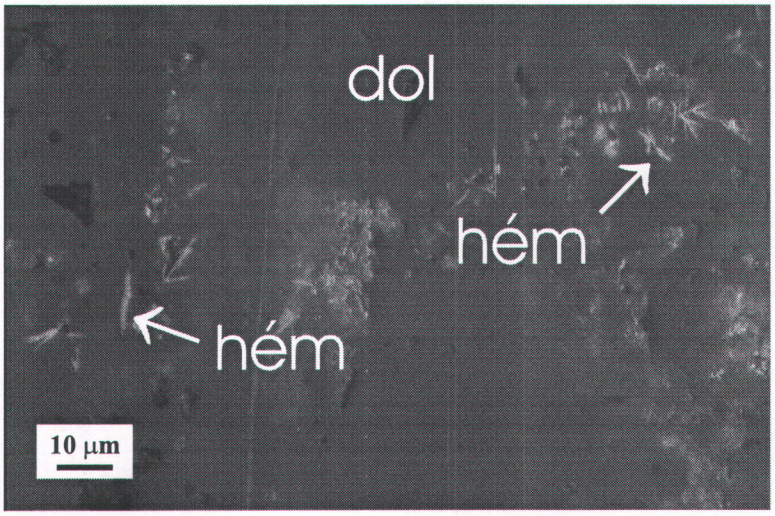


Figure 5.3 : Coeur d'un cristal de dolomite provenant d'une dolomie rouge en lumière réfléchie. Noter la présence d'aiguilles d'hématite (hém), soulignés par une auréole d'altération gris pâle.

Une partie de l'hématite produite durant la serpentinisation pourrait cependant subsister et être retrouvée dans les dolomies.

La magnétite et l'hématite sont formées durant la serpentinisation par les réactions 4 et 5 (Frost, 1985) :

$$6 \text{ olivines} + 7\ H_2O \rightarrow 3 \text{ serpentines} + 1 \text{ magnétite} + H_2 \qquad (4)$$

$$12 \text{ olivines} + 15\ H_2O \rightarrow 6 \text{ serpentines} + 3 \text{ hématites} + 3\ H_2 \qquad (5)$$

Ces deux minéraux peuvent par la suite se transformer en carbonate durant la carbonatisation par les réactions 6 et 7 qui suivent (Frost 1985) :

$$2 \text{ hématites} + 4\ CO_2 \rightarrow 4 \text{ sidérites} + O_2 \qquad (6)$$

$$2 \text{ magnétites} + 6\ CO_2 \rightarrow 6 \text{ sidérites} + O_2 \qquad (7)$$

ou par la réaction de carbonatisation 8, plus globale, de Leblanc (1986) :

$$\text{serpentine} + \text{magnétite} + CO_2 \rightarrow \text{magnésite} + \text{talc} + H_2O + O_2 \qquad (8)$$

La destruction et la transformation des oxydes de fer en carbonates se doivent d'être complète dans les dolomies beiges, puisqu'on y oberseve aucun oxyde de fer. Dans la dolomie rouge, la réaction est incomplète et il reste tout de même suffisamment d'hématite pour donner la teinte rouge à la dolomie. L'absence d'oxydes de fer à l'intérieur des cristaux de carbonates de la dolomie beige renseigne sur les conditions de formation prévalantes durant la carbonatisation, qui se doivent d'être différentes selon le type de dolomie. Que ce soit pour la formation de dolomies rouges ou beiges, il est supposé que le matériel de départ soit le même, chimiquement et minéralogiquement, soit une serpentinite avec chromite et magnétite accessoires. L'absence d'oxydes dans la

dolomie beige démontre une carbonatisation plus complète, i.e. tout le fer est passé de l'hématite à la dolomite ferrifère. Donc il y a un environnement plus réducteur dans la dolomie beige que dans la dolomie rouge, puisque dans cette dernière il y a toujours libération d'O_2 qui contribue à former un environnement comparativement plus oxydant. Une oxydation tardive à l'origine de la couleur des dolomies rouges est peu probable puisque les veines tardives de dolomite±hématite±quartz, qui recoupent tous les types de roches, ne montrent pas de traces d'oxydation à leurs bordures.

Conditions du transport de l'As

Un problème majeur dans l'étude des minéralisation nickélifères de la faille de Shickshock-Sud est la constitution exclusive de celles-ci en arséniures de Ni. Aucune trace de sulfures n'a été relevée, sinon de très rares grains de pyrite sub-millimétriques dans la serpentinite. L'origine de l'arsenic et son transport est donc au coeur du problème de l'origine de la minéralisation en arséniures de Ni. Dans une étude de la géochimie de l'arsenic, Onishi et Sandell (1955) notent que les roches ultramafiques sont pauvres en As, avec une teneur d'environ 1 ppm. Les serpentinites sont les roches ultramafiques les plus enrichies, avec jusqu'à 3-5ppm As et les shales sont les roches les plus fortement enrichies en As, avec une teneur variant de 5 à 15 ppm As. Une déduction logique découlant de ces observations est que plus l'environnement est réducteur, plus celui-ci est favorable à l'accumulation d'As.

La concentration de l'As dans la roche ne contrôle cependant pas sa concentration dans un fluide. La plupart des roches ignées et sédimentaires non-altérées contiennent de 1 à 2 ppm d'As, alors que les shales en contiennent jusqu'à 15 ppm (Baur et Onishi, 1978). Les fluides des champs hydrothermaux où l'on retrouve du shale comme roche hôte (Mer de Salton, Californie, Cerro Prieto, Mexico, Ngawha, Nouvelle-Zélande) ne contiennent pas plus d'As que dans les champs encaissés par d'autre types de roches. Ce comportement non-conservateur de l'arsenic a été démontré par Ellis et Mahon (1964).

Bien que les chlorures sont souvent proposés comme étant le principal complexe métallique dans les fluides hydrothermaux, il semble que l'As ne suit pas cette règle (Ballantyne et Moore, 1988). L'arsenic possède deux stades d'oxydation, soient As^{III} et As^{V}. Il est généralement admis que l'As^{III} est la forme la plus couramment rencontrée dans les systèmes hydrothermaux (Rothbaum et Anderton, 1975 ; Robertson *et al.*, 1978), bien que les sources thermales riches en CO_2 possèdent des quantités variables de As^{V}. La forme aqueuse sous laquelle l'arsenic est retrouvée dans un environnement particulier est dépendante de l'état d'oxydation, de la température et de la composition du fluide. À basse température ($T \leq 90^{o}C$), l'As forme des complexes avec une variété d'éléments comme des hydroxydes, des bisulfures, l'ammoniaque, des fluorures et des composés organiques (Bjerum, 1964 ; Pourbaix, 1966 ; Fergusson et Gavis, 1972 ; Faust et Aly, 1981 ; Wagman *et al.*, 1982), et leur stabilité respective est encore mal connue. À plus haute température (250°C), l'As^{III} et l'As^{V} peuvent tous deux former les complexes hydroxydes H_3AsO_3 et H_3AsO_4 (acides arsénieux et arsénique, respectivement). La stabilité de ces complexes a été étudiée par Heinrich et Eadington (1986). La formation de complexes chlorés est peu probable, quoique possible dans des solutions extrêmement acides et salines (Cobble, 1985), ce qui ne sera évidemment pas le cas à la faille de Shickshock-Sud puisque la roche hôte est constituée de carbonates qui tamponnent le fluide à un pH neutre à légèrement alcalin.

La forme la plus probable de complexe arsenié rencontrée dans différents environnements géologiques et par analogie, dans la faille de Shickshock-Sud, est l'acide arsénieux H_3AsO_3. La figure 5.4 illustre le domaine de stabilité du complexe H_3AsO_3 en rapport avec celui du complexe $HAsS_2$, dans le champ de l'activité du H_2S en fonction de la température. La figure 5.4 montre qu'à haute température (>200°C), des valeurs élevées d'activité du H_2S sont nécessaires afin de stabiliser $HAsS_2$ par rapport à H_3AsO_3. Dans des conditions d'activité du H_2S élevée, on devrait retrouver des minéraux sulfurés et des sulfo-arséniures avec les minéraux arseniés. L'activité du soufre dans le fluide minéralisateur se doit donc d'être très faible afin que le H_3AsO_3 soit stable et que son transport se fasse de manière efficace. Effectivement, les observations pétrographiques et les analyses chimique n'ont détecté que des traces de soufre, qui ne se corrèlent pas avec

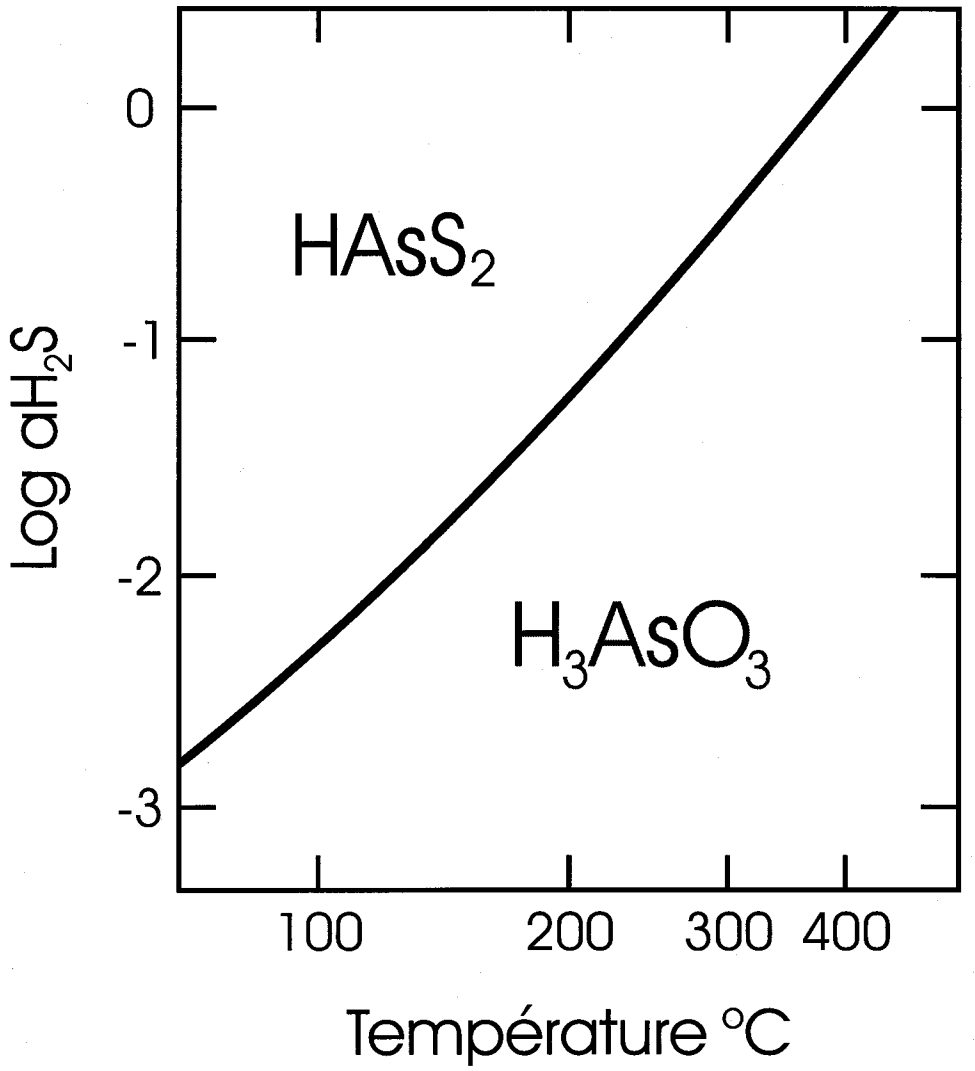


Figure 5.4 : Diagramme de stabilité du complexe H_3AsO_3 vs $HAsS_2$ en fonction de la température et du logarithme de l'activité du H_2S (tiré de Heinrich et Eaddington, 1986)

la minéralisation en arséniures de Ni. Sur un diagramme pH-log Po_2, l'absence de pyrite et la présence d'hématite suggère une Po_2 élevée (figure 5.5). Spycher et Reed (1989a), ont déterminé expérimentalement à l'aide de données de Mironova et Zotov (1980) qu'un pH neutre ou alcalin égal à 7 (à faible molalité de As) est nécessaire pour la stabilité du complexe H_3AsO_3 à une température de 90°C. Ils ont également déterminé que ce sont les valeurs de pH intermédiaires qui sont les plus favorables au complexe hydroxyde non-sulfuré, ce qui veut dire qu'un pH trop alcalin nuit à la stabilité du complexe hydroxyde. La précipitation de minéraux arseniés tels que l'arsénopyrite à partir de l'acide arsénieux nécessite une réduction de l'ion As^{III} (Heinrich et Eadington, 1986). Kissin (1992) note 5 stades de minéralisation à l'intérieur d'une même veine à Ni-Co-As-Ag-Bi, dont les stades 3 et 4 qui forment respectivement les stades à arséniures de Ni-Co et Ag natif (stade 3) et à sulfures de Cu-Pb et Ag natif (stade 4). Ces stades seraient associés à l'évolution d'un fluide minéralisateur dans le temps, et ces changements sont au nombre de deux : 1) baisse de la température du stade 3 au stade 4 d'environ 100°C à 200°C, et 2) conditions plus réductrices (changement de fo_2) au stade 4 qu'au stade 3. Spycher et Reed (1989b) notent en conclusion que la précipitation de minéraux d'arsenic et d'antimoine est fortement contrôlée par des variations de la température ou de pH, ainsi que par l'activité des sulfures.

Les conditions pour l'apport de As et son transport sont donc rencontrées dans la faille de Shickshock-Sud. Trois principaux facteurs peuvent être invoqués pour la précipitation des arséniures, soient une baisse de tempérautre, un variation de pH ou une variation de la fugacité de l'oxygène. La baisse de température est un facteur qui n'a probablement pas joué, puisque le quartz, qui est un minéral dont la solubilité est sensible aux variations de température (Kennedy, 1950), n'est pas associé à la minéralisation. D'après Spycher et Reed (1989b), un des facteurs les plus importants est la variation de pH. Le pH du fluide durant l'altération en talc-carbonate et quartz-carbonate est contrôlé par les réactions de destruction des serpentines qui consomment H^+ et de formation des carbonates, qui empêchent la formation d'acidité et tamponne le pH. Comme il n'y a pas d'évidence de dissolution des carbonates qui pourrait indiquer des variations importantes de pH, ce n'est pas un facteur qui a pu influencer la précipitation des arséniures.

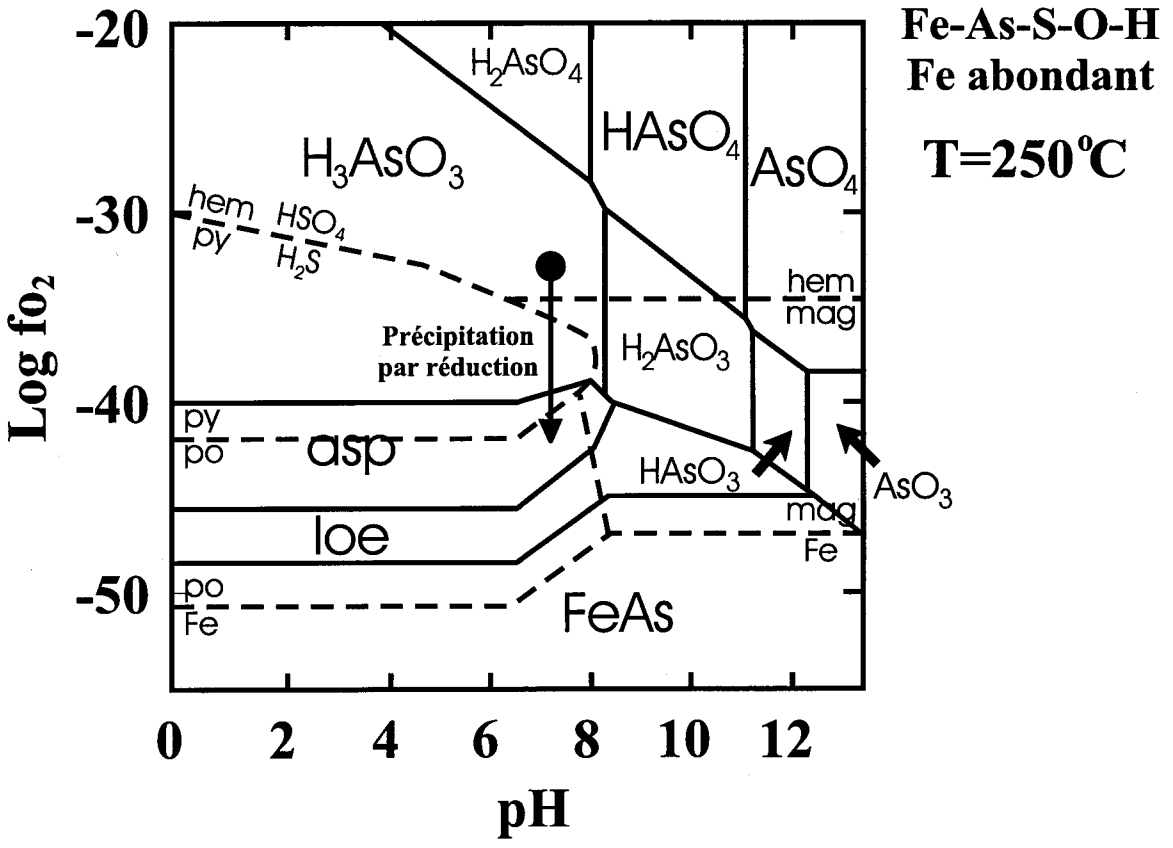


Figure 5.5 : Précipitation des arséniures de fer (asp: arsénopyrite, loe: loellingite, py: pyrite, po: pyrrhotite, hem: hématite, mag: magnétite, Fe: Fer) dans un diagramme pH-log fo_2 et application à la précipitation des arséniures de nickel (modifiée de Heinrich et Eaddington, 1986)

Un contrôle local sur la fo_2 doit donc être invoqué pour expliquer la précipitation des minéraux de la minéralisation. La présence d'un environnement localement plus réducteur est détectée dans les dolomies beiges, comparativement aux dolomies rouges qui sont plus oxydantes. En prenant pour exemple la figure 5.5 tirée de Heinrich et Eadington (1986) du système Fe-As-S-O-H avec Fe abondant et en remplacant Fe par Ni (qui possèdent tous deux un comportement géochimique similaire), il est possible de faire certaines déductions. Puisque le soufre est en concentration faible dans le système à l'étude, l'arsenic, par une baisse de fo_2, passerait du complexe d'acide arsenié H_3AsO_3 directement à la forme minérale NiAs. La niccoline peut contenir en solution solide le peu de soufre qui est présent dans le système, ce qui est commun (Yund, 1962). Ceci n'est bien sûr qu'une analogie, mais très peu d'études du système Ni-As ont été effectuées, et encore moins pour des systèmes hydrothermaux non-magmatiques. La variation de fo_2 est donc le facteur clé qui contrôlerait la précipitation des arséniures de Ni dans le gîte à l'étude.

Une autre hypothèse pourrait expliquer les différences de couleur dans les dolomies et la précipitation de la minéralisation. Comme le fluide transportant l'As, le Ni et le Co est oxydant, il pourrait oxyder la dolomie beige en dolomie rouge le long de son passage. La minéralisation serait ainsi précipitée le long d'un front d'oxydation et continuellement remobilisée et reprécipitée avec l'avancé de ce front (comme des les gisements d'uranium de type « roll-front ore »). Cependant ce processus forme principalement de la minéralisation disséminée, de plus il n'y a pas de traces d'oxydation visible autour des veines minéralisées. Cet hypothèse ne semble pas être valable pour les indices de Ni de la faille de Shickshock-Sud.

5.2) Étude de gisements d'affinités similaires

Les gisements similaires aux indices de Ni de la faille de Shickshock-Sud sont rares dans le monde, et encore plus lorsque la minéralisation est essentiellement constituées

d'arséniures de Ni. La présente section à pour but de faire une revue des principaux exemples de carbonatisation de serpentinites. Deux gisements ont été sélectionnés pour faire une comparaison détaillée avec les indices de la faille de Shickshock-Sud, soient : 1) le gisement de Bou Azzer au Maroc, et 2) le gisement d'Eastern Metals en Estrie. Quatre autres exemples ont été étudiés afin d'établir des relations avec les processus de carbonatisation des serpentinites. Parmi ceux-ci on retrouve les mines de Mount Jackson et de McLaughlin en Californie (USA) ainsi que les serpentinites de Dumont et de Slade-Forbes dans la ceinture d'Abitibi du nord du Québec et de l'Ontario, respectivement. Le tableau 6 illustre les différentes caractéristiques de ces gisements.

L'étude de ces différents gisements et des altérations reliées à leur formation permet d'établir certains parallèles entre ceux-ci et les indices nickélifères de la Gaspésie. Une caractéristique commune à chaque gisement et ce, peu importe le type d'altération, est la localisation dans, ou à proximité d'une faille ou un réseau de failles lié à une faille majeure. Il apparaît évident qu'un système de fractures adéquat est l'atout le plus important afin de permettre la circulation de fluides, et du même fait, l'altération et la minéralisation.

Le gisement de Bou Azzer possède plusieurs caractéristique communes avec les indices de Ni de la faille de Shickshock-Sud. La minéralisation est associée à des événements de déformation tardive de la déformation Pan-Africaine (Leblanc et Billaud, 1982), où des failles inverses sont réactivées en failles coulissantes. Aux deux gîtes, l'altération talc-carbonate se retrouve à l'intérieur de zones de failles et de cisaillements, et les échanges chimiques enregistrées à Bou Azzer sont comparables à ceux enregistrés durant l'altération aux indices de Ni de la faille de Shickshock-Sud. La première phase de minéralisation est constituée de minéraux arseniées de Ni et de Co (En-Naciri *et al.*, 1996), puis suivent les sulfures, qui ne sont pas présents aux indices de Ni de la faille de Shickshock-Sud. L'absence d'Au aux indices de Ni de la faille de Shickshock-Sud pourrait être causée par la faible abondance de soufre, qui forme un des complexes de l'Au dans les solutions à pH neutre à acide (Romberger, 1986). Les isotopes stables du carbone et de l'oxygène démontrent des interactions complexes entre un fluide à composante magmatique

Tableau 6 : Caractéristiques sélectionnées des gisements similaires

Gisement	Environnement géodynamique	Âge de la minéralisation	Contrôle structural régional	Contrôle structural local	Paragénèse métallique
Faille de Shickshock-Sud Québec Canada	Collisions continent-arc continent-océan continent-continent	~360 Ma Dévonien tardif (Acadien)	Faille de Shickshock-Sud	Contact de faille sédiments-ophiolite Failles mineures SO-NE inverses	Ni-(Co) nic-mau
Bou Azzer Maroc	Collision continent-océan	550 Ma Pan-Africain tardif	Faille coulissante senestre majeure	Contact de faille sédiments-ophiolite Failles coulissantes mineures Flexures et intersections des plans de failles	Co-Ni±Au sku-saf-lol-ram-nic-ger-all-cpy-nor-clc-mol-bra
Eastern Metals Québec Canada	Collision continent-océan	Ordovicien précoce à moyen (Taconien)	Ligne Baie-Verte - Brompton	Contact de faille sédiments-ophiolite Cisaillements au contact argillite-serpentinite	Ni-Cu-Zn-Au pen-po-py-ger-mi-cob-apy-cpy-gn-sp-cub-ten-lol
Mount Jackson Californie États-Unis	Collision continent-océan	Pliocène ou plus récent	Faille de San Andreas (?)	Contact de faille sédiments-ophiolite Intersection de failles mineures	Hg cin-py-mar-mi-brv
McLaughlin Californie	Collision continent-océan	Pléistocène	Faille de Stony Creek	Contact de faille sédiments-ophiolite	Au-Hg py-cin-pyra-mia-rel-apy sp-cpy-stb-orp-gn-pol
Dumont Québec Canada	Collision d'arcs?	Archéen	Faille de Destor-Porcupine	Sills ultramafiques serpentinisés Centre du sill ultramafique	Ni-Cu mag-pen-hez-awr-mi-vio
Slade-Forbes Ontario Canada	Collision d'arcs?	Archéen	Faille de Destor-Porcupine	Sills ultramafiques serpentinisés faille N-S senestre-inverse	Amiante chrysotile

Abbréviations:

all: alloclasite
apy: arsénopyrite
awr: awaruite
bor: bornite
bra: brannérite
brv: bravoïte
cin: cinabre
clc: chalcocite
cpy: chalcopyrite
cob: cobaltite
cub: cubanite
ger: gersdorfitte
gn: galène
hez: heazlewoodite
lol: loellingite
mag: magnétite
mar: marcassite
mau: mauchérite
mia: miargyrite
mi: millérite
mol: molybdénite
nic: niccoline
orp: orpiment
pen: pentlandite
pol: polybasite
po: pyrrhotite
pyra: pyrargyrite
py: pyrite
ram: rammelsbergite
rel: realgar
saf: safflorite
sku: skuttérudite
sp: sphalérite
stb: stibnite
ten: tennantite
vio: violarite

Tableau 6 : Caractéristiques sélectionnées des gisements similaires (suite)

Altérations	Température d'altération (°C)	Température de minéralisation (°C)	fo_2	fs_2	Pco_2	Variations chimiques		Isotopes stables (carbonates)	Source du fluide
						gains	pertes		
serpentinisation talc-carbonate dolomie rouge dolomie beige silicification	< 250 > 350 < 350 (~250) < 350 (~250) < 330	< 250	basse modérée modéré modérée-élevée élevée?	basse basse basse basse basse	basse modérée modérée modérée basse	CO_2 CaO Fe_2O_3 As MnO		$-5,1<\delta^{13}C<-0,8$ $13,7<\delta^{18}O<23,6$	mélange entre: eau de mer fluide magmatique
talc-carbonate	< 250	< 250	basse		élevée	CO_2 Ca As H_2O		$-5<\delta^{13}C<-3$ $10<\delta^{18}O<25$	mélange entre: fluide magmatique eau de mer
serpentinisation talc-carbonate quartz-carbonate silicification	350 275 < 200		basse basse-modérée modérée-élevée élevée		basse modérée modérée modérée	H_2O CO_2 Ca S As		$-7,0<\delta^{13}C<-2.4$ $10,9<\delta^{18}O<18.3$ $7<\delta^{34}S<19$	mélange entre: fluide magmatique eau de mer
magnésite-dolomite silice-carbonate	~ 120	~ 120			élevée				mélange entre: eau météorique eau connée
lizardite-magnésite silice-carbonate	~ 200 50<T<120	~ 200 (Au) ~ 20 (Hg)			basse basse	Si CO_2 Sb As Au Ag	Al Fe Mn Mg	$-1,0<\delta^{13}C<-17,6$ $8,3<\delta^{18}O<22,5$ $32,0<\delta^{18}O<33,9$ (quartz)	source minérale eau météorique avec apport organique (eau connée)
zone inaltérée serpentinisation talc-carbonate	130	130	basse modérée élevée	basse modérée élevée		H_2O CO_2		$-9<\delta^{13}C<-3$ $9<\delta^{18}O<15$	fluide métamorphique
serpentinisation silice-carbonate talc-carbonate	300	290 (Amiante)			basse	Mg Mn	Si	$-4,8<\delta^{13}C<-0,7$ $10<\delta^{18}O<14$	fluide métamorphique (?)

Références utilisées:
Bou Azzer : Routhier *et al.*, 1970; Leblanc, 1975; Leblanc et Billaud, 1982; Buisson et Leblanc, 1986; Buisson et Leblanc, 1987; En-Naciri *et al.*, 1996; En-Naciri *et al.*, 1997.
Eastern Metals : Auclair *et al.*, 1993.
Mount Jackson : Henderson, 1969.
McLaughlin : Barnes *et al.*, 1973; Sherlock et Logan, 1995; Sherlock *et al.*, 1995.
Dumont : Eckstrand, 1975; Robert, 1989; Kerrich, 1990.
Slade-Forbes : Péloquin *et al.*, 1990; Schandl et Naldrett, 1992.

et un fluide dérivé de l'eau de mer (Buisson et Leblanc, 1986), comme à la faille de Shickshock-Sud, et les champs des signatures isotopiques respectives se superposent (figure 5.6).

Le gisement d'Eastern Metals présente la même séquence d'altération des serpentinites que celles des indices de la faille de Shickshock-Sud, mais la birbirite y est présente en plus grande abondance. Bien que les deux gîtes se retrouvent sur la ligne Brompton-Baie-Verte, la minéralisation à Eastern Metals est reliée à l'orogenèse taconienne durant le soulèvement et la mise en place de l'ophiolite (Auclair *et al.*, 1993), ce qui n'est pas le cas en Gaspésie, où la minéralisation est reliée à la tectonique coulissante de l'orogenèse acadienne. La minéralisation riche en sulfures à Eastern Metals (les arséniures formant une partie mineure) indique un environnement défavorable au transport de l'arsenic et un fluide avec une fs_2 élevée. Les contrôles chimiques tels que la fo_2 et la température (200 à 350°C) sont semblables cependant, et les échanges chimiques durant les différentes phases d'altérations sont aussi très semblables à ceux documentés dans les indices de la faille de Shickshock-Sud. Tout comme pour les indices de Ni de la faille de Shicksock-Sud, une composante magmatique et marine est proposée pour le fluide hydrothermal (Auclair *et al.*, 1993). Les champs des isotopes stables du carbone et de l'oxygène se chevauchent en partie, l'extension vers des valeurs plus élevées de $\delta^{18}O$ à Eastern Metals indiquerait toutefois une température du fluide plus élevée comparativement aux indices de la faille de Shickshock-Sud (figure 5.6).

À Mt. Jackson, l'environnement géodynamique correspond à celui de la faille de Shickshock-Sud, *i.e.* une collision continent-océan entraînant une déformation transpressive le long d'une faille majeure. La minéralisation en mercure y est toutefois composée principalement de sulfures (Henderson, 1969), témoignant de conditions défavorables au transport de l'arsenic. La source du fluide est constituée d'un mélange entre des eaux connées provenant des sédiments environnants et de l'eau météorique (Henderson, 1969). Il n'existe pas de données isotopiques au gisement de Mt. Jackson.

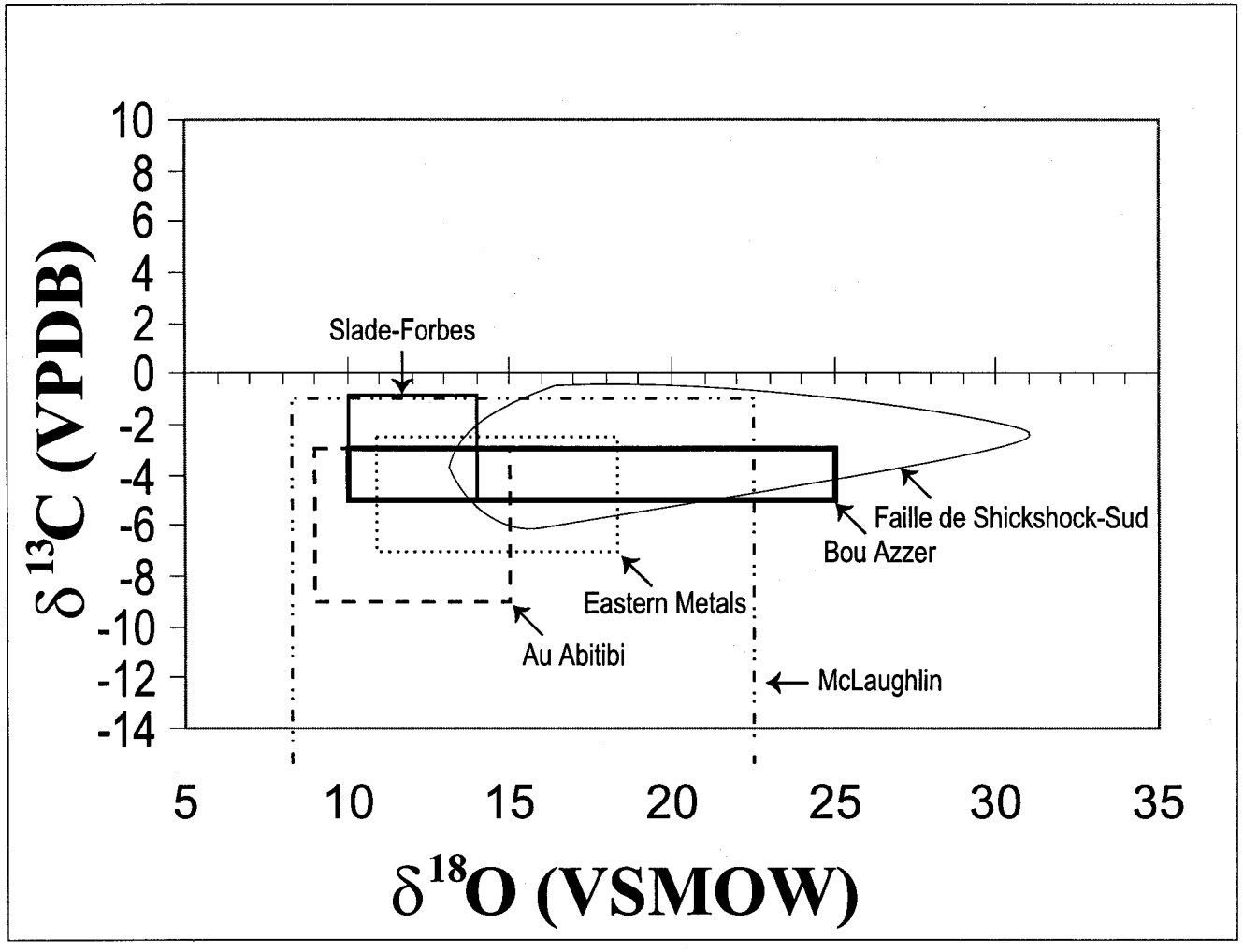


Figure 5.6 : Signatures isotopiques des gîtes et gisements de l'Abitibi, de Slades-Forbes, d'Eastern Metals et de la faille de Shickshock-Sud (Canada), de McLaughlin (États-Unis) et de Bou Azzer (Maroc), références voir tableau 6.

Le gisement de McLaughlin est situé à proximité d'une faille importante de décrochement dextre, la faille de Stony Creek (Sherlock *et al.*, 1995). La séquence d'altération (Barnes *et al.*, 1973; Sherlock et Logan, 1995; Sherlock *et al.*, 1995) et les échanges chimiques observées dans les zones d'altération (Sherlock et Logan, 1995) sont très similaires aux gîtes d'Eastern Metals et de la faille de Shickshock-Sud. La minéralisation y est majoritairement constituée de sulfures, mais on remarque la présence de sulfo-arséniures (Barnes *et al.*, 1973). Les données isotopiques (Sherlock et Logan, 1995; Sherlock *et al.*, 1995) du carbone et de l'oxygène démontrent un apport organique important des sédiments environnants qui réagissent avec de l'eau météorique (Sherlock *et al.*, 1995). Le champ des valeurs de $\delta^{18}O$ est très large et se superpose pour une bonne partie de sa longueur par rapport aux valeurs de $\delta^{18}O$ de la faille de Shickshock-Sud (figure 5.6), ce qui pourrait indiquer une température de formation des carbonates similaires.

Au gîte de Slade-Forbes, l'environnement géodynamique est moins bien défini. Le gîte se retrouve toutefois dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi et se retrouve donc lui aussi situé en bordure d'une faille importante de décrochement dextre, la faille de Destor-Porcupine (Péloquin *et al.*, 1990). La minéralisation en Ni n'a pas été relevée à Slade-Forbes. La minéralisation y est plutôt associé à des veines de chrysotile (Schandl et Naldrett, 1992), et ces veines sont associées à des failles senestres-inverses mineures (Schandl et Naldrett, 1992). Il est à noter que les mesures de température ont été effectuées sur des inclusions fluides des cristaux de serpentine et non de quartz ou de carbonates expliquant la température apparente plus élevée (tableau 6). L'étude des la composition isotopique de l'oxygène et du carbone des fluides montrent une source indéterminée, mais problablement reliée au métamorphisme régional (Schandl et Naldrett, 1992). Le champ de la signature isotopique du carbone et de l'oxygène au gîte de Slade-Forbe est faiblement décalé vers les valeurs plus basses de $\delta^{18}O$ qu'à la faille de Shickshock-Sud, ce qui pourrait être le reflet de la température de formation supérieure des carbonates (figure 5.6).

Le gîte de Dumont Nickel est un autre gîte situé dans la ceinture de roches vertes de l'Abitibi. Il est situé au nord de la faille de Destor-Porcupine, une important faille de décrochement dextre ((Péloquin *et al.*, 1990), ce qui est similaire à la faille de Shickshock-

Sud. La minéralisation est composée principalement de sulfures de Ni et de cuivre, les arséniures y sont absents (Eckstrand, 1975). Eckstrand (1975) propose que la transition d'un assemblage talc-carbonate à un assemblage silice-carbonate serait causée par un gradient de fO_2 induit par les réactions d'altération. Il n'existe pas de données isotopiques au gisement de Dumont, les données utilisées à la figure 5.6 proviennent d'analyses de Kerrich (1990) sur plusieurs gisements aurifères de l'Abitibi du Québec. Il se pourrait que le décalage du champ des gisements aurifères de l'Abitibi vis-à-vis les indices de Ni de la faille de Shickshock-Sud soit le reflet de la température plus élevée et de la composante métamorphique du fluide hydrothermal (figure 5.6).

Peu importe le type de gisement, il semble que le contrôle sur l'assemblage minéralogique prédominant peut être soit la température ou la fugacité de l'oxygène. Les altérations (à l'intérieur du même gisement) varient d'un assemblage de haute température et faible fO_2 pour l'assemblage talc-carbonate, à un assemblage de basse température et haute fO_2 avec l'assemblage silice-carbonate.

D'autres indices nickélifères spatialement associés à des failles sont retrouvés dans le sud de la péninsule gaspésienne. Il s'agit des indices de Raudin #2, 3 et 5 et Weir #2 et 3, associés à la faille du Grand-Pabos (Savard, 1985; Malo *et al.*, 1993), et des indices de Port-Daniel #3 et 4, associés à la faille de Port-Daniel (Savard, 1985). Le tableau 7 décrit les caractéristiques de chacun de ces indices.

Tous ces indices de Ni±Cr du sud de la Gaspésie sont situés à l'intérieur de serpentinites dolomitisées. Le Cu sous forme de chalcopyrite est associé aux indices de la faille de Port-Daniel (Savard, 1985). Ces roches font partie de trois mélanges ordoviciens de la zone de Dunnage qui se retrouvent à l'intérieur de zones de faille. Toutes ces failles ont à un moment de leur histoire joué de façon coulissante dextre (voir le tableau 7 pour la chronologie de la déformation) et les failles de Port-Daniel et de Shickshock-Sud ont toutes deux une composante inverse. La minéralisation des indices des failles de Shickshock-Sud et de Port-Daniel est structuralement contrôlée. La minéralisation aux indices de la faille de Shickshock-Sud se retrouve sous forme de veines et de stockwerks

Tableau 7 : Gîtes de Ni de la Gaspésie

	Cinématique	Structures hôtes	Lithologie hôte
Faille de Shickshock-Sud	1) Oblique dextre-inverse pré-Silurien 2) Dextre post-Dévonien précoce	veines et stockwerks dans failles inverses et disséminée	serpentinite dolomitisée (Mélange du Ruisseau Isabelle)
Faille du Grand-Pabos	Coulissante dextre post-Dévonien précoce	minéralisation disséminée	serpentinite dolomitisée (Mélange de McCrea)
Faille de Port-Daniel	1) Coulissante dextre Cambrien tardif-Ordovicien précoce 2) Inverse post-Ordovicien moyen 3) Inverse-normale post-Dévonien précoce	minéralisation disséminée et en plaquage sur miroir de faille	serpentinite dolomitisée (Mélange de la Rivière Port-Daniel)

	Lithologies de part et d'autre	Minéralogie	Altérations	Géochimie
Faille de Shickshock-Sud	Nord: péridotite (Complexe du mont Albert, Ordovicien) basaltes et arkoses (Groupe de Shickshock, Cambrien précoce) Sud: siltstones (Groupe de Chaleurs, Dévonien moyen)	niccoline mauchérite	dolomitisation silicification	+CO_2, Ca, Mn, As
Faille du Grand-Pabos	Nord: volcanites acides de Raudin (Dévonien) et calcaires (Groupe de Matapédia, Ordovicien Supérieur) Sud: mudstones, siltsones et grès (Groupe d'Honorat, Ordovicien)	millérite pyrrhotite niccoline pentlandite	dolomitisation silicification	+Ca, Sr, CO_2 -Si, Mg, H_2O
Faille de Port-Daniel	Est: grauwacke (Groupe de Maquereau, Précambrien-Cambrien) Ouest: conglomérat, grauwacke et shale (Groupe de Mictaw, Ordovicien moyen)	chalcopyrite millérite pyrite marcasite	dolomitisation silicification	

Références utilisées:
Faille du Grand-Pabos : Savard, 1985 et Malo *et al.*, 1993
Faille de Port-Daniel : Savard, 1985

à l'intérieur de failles inverses, ainsi que sous forme disséminée. Savard (1985) décrit des plaquages de millérite sur des miroirs de faille aux indices de la faille de Port-Daniel. La minéralisation se retrouve uniquement en disséminations. La minéralisation des indices des failles de Grand-Pabos et de Port-Daniel se retrouve principalement sous forme de sulfures, alors qu'aux indices de la faille de Shickshock-Sud elle est constituée uniquement d'arséniures de Ni. Ceci indique que l'activité du soufre est assez élevée pour nuire au transport de l'arsenic aux indices du sud de la Gaspésie.

Les assemblages d'altération caractérisés par la dolomitisation-silicification sont les mêmes pour tous les indices. À l'indice de Raudin #2 la silicification semble être précoce par rapport à la dolomitisation, contrairement à l'indice Weir #2 (Malo *et al.*, 1993) et aux indices de la faille de Shickshock-Sud. Tout comme aux indices de la faille de Shickshock-Sud, un enrichissement en Ca et CO_2 durant la carbonatisation et un appauvrissement en Si sont identifiés aux indices Raudin #2 et Weir #2 (Malo *et al.*, 1993). Le Si est probablement redistribué dans les zones silicifiées. La perte en Mg associée aux indices de la faille du Grand-Pabos est attribuée au fait que les analyses ont été comparées à une harzburgite afin de définir les variations. L'apparente perte en Mg pourrait être en fait le reflet de l'injection massive de Ca et CO_2 dans la roche.

Au point de vue chronologique, la déformation, l'altération et la minéralisation le long de la faille du Grand Pabos et de la faille de Shickshock-Sud sont attribuées à l'orogenèse acadienne (Malo *et al.*, 1993; Malo et Kirkwood, 1995). Toutefois aucune étude détaillée sur les indices de la faille de Port-Daniel ne peuvent permettre d'établir un lien avec un épisode de déformation précis. Les contrôles stucturaux sont mals connus aux indices de Ni du sud de la Gaspésie, cependant tous les indices sont reliés à de grandes failles qui ont probablement servi à l'écoulement des fluides hydrothermaux responsables de la dolomitisation et de la minéralisation. Les altérations sont très semblables d'un gîte à l'autre. La différence la plus marquée est la minéralogie de la minéralisation, où les sulfures sont dominants aux indices de la faille du Grand-Pabos et de la faille de Port-Daniel, alors que ce sont les arséniures qui sont dominant aux indices de la faille de Shickshock-Sud. Ceci indique une plus grande activité du soufre ou encore

des conditions moins oxydantes qu'à la faille de Shickshock-Sud, ou plus probablement une combinaison de ces deux facteurs.

5.3) Modèle génétique

La serpentinisation est une altération de la roche péridotitique pré- et/ou syn-taconienne (Laurent, 1975), elle commence sur le plancher océanique et se poursuit durant le soulèvement et la mise en place des massifs ophiolitiques le long de la faille du Mont-Albert (figure 5.7A). Les linéations d'étirement et les indicateurs cinématiques dans la semelle de l'ophiolite, l'Amphibolite du Diable, indiquent un mouvement de chevauchement vers le NO (Sacks et Malo, 1994). Les linéations d'étirement dans les roches du Groupe de Shickshock au faciès amphibolite le long de la faille de Shickshock-Sud indiquent un mouvement décrochant dextre. Cette cinématique au même faciès métamorphique pourrait être contemporaine et la mise en place de la nappe ophiolitique pourrait être reliée à une tectonique globablement transpressive le long d'une faille composite Mont-Albert – Shickshock-Sud (Sacks, 1994; Sacks *et al.*, 1997a; 1997b). Le fluide responsable de la serpentinisation est probablement de l'eau de mer de température inférieure à 250°C (Bonatti *et al.*, 1983). Durant la serpentinisation, un environnement localement réducteur est créé par les réactions d'altération (Ramdohr, 1967; Eckstrand, 1975; Moody, 1976; Hoffman et Walker, 1978; Labotka et Albee, 1979; Frost, 1985; Shiga, 1987). À l'intérieur de la faille, la roche péridotitique originale est totalement remplacée par des minéraux de serpentine. Ce stade d'altération permet également une remobilisation du Ni-Co de l'olivine vers les minéraux de serpentine (Groves *et al.*, 1974; Shiga, 1987).

Durant la pulsation salinique, la faille de Shickshock-Sud aurait joué de manière normale (figure 5.7B), bordant le bassin siluro-dévonien (Roksandic et Granger, 1981; Kirkwood, 1989; Lavoie, 1992; Malo *et al.*, soumis 1999). Très peu documentée dans la

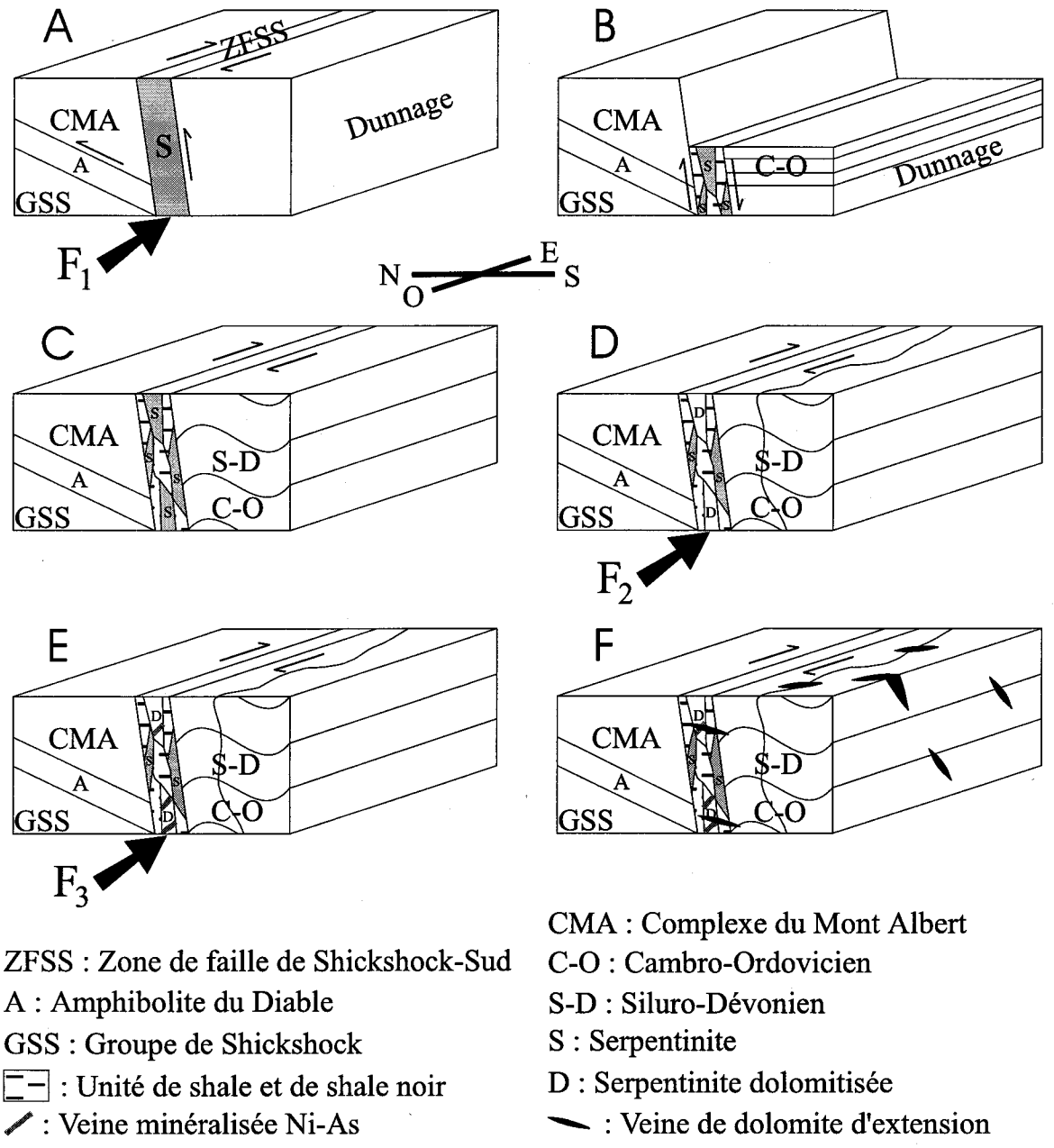


Figure 5.7 : (A) Orogenèse taconienne: mouvement chevauchant le long de la faille, fin de la serpentinisation (F_1) des péridotites. (B) Pulsation salinique: 1) mouvement normal et tilt de la faille et 2) sédimentation des roches du Groupe de Chaleurs. (C) Orogenèse acadienne précoce: mouvement transpressif dextre de la faille, plissement des roches siluro-dévoniennes. (D) Orogenèse acadienne précoce-moyenne: fracturation, circulation de fluides hydrothermaux et dolomitisation des serpentinites de la zone de failles et des roches siluro-dévonienne au sud de la faille (F_2). (E) Orogenèse acadienne moyenne-tardive: mise en place de la minéralisation nickélifère dans les serpentinites dolomitisées de la zone de faille (F_3). (F) Orogenèse acadienne tardive: mise en place des veines d'extension dans la zone de failles et les roches siluro-dévoniennes au sud de la faille.

région, la déformation salinique ne semble pas être associée à un événement hydrothermal particulier.

À l'orogenèse acadienne, la faille rejoue de manière coulissante dextre avec une composante oblique (Sacks et Malo, 1994; Sacks et Malo 1995; Sacks 1996), tandis que les roches siluro-dévoniennes au sud sont plissées (figure 5.7C). Les roches de la zone de faille sont alors cisaillées et des écailles de serpentinites, de basaltes et de sédiments cambro-ordoviciens se retrouvent coincées à l'intérieur de la zone de faille. Des fluides riches en CO_2 circulent le long des zones les plus déformées, empruntant des plans de cisaillements parallèles à l'orientation de la faille pour altérer les serpentinites (figure 5.7D). Deux types d'assemblages minéralogiques sont alors distinguées, soient les assemblages talc-carbonate et quartz-carbonate. Ceux-ci définissent une barrière de 300°C (Johannes, 1969), *i.e.* l'altération talc-carbonate retrouvée localement en bordure des écailles de serpentinites se fait à plus de 300°C, alors que l'altération retrouvée au coeur des écailles (plus au centre) en quartz-carbonate se fait sous les 300°C. L'élévation de température permettant la formation de l'altération talc-carbonate a probablement été causée par l'intense déformation le long des plans de cisaillement, et par le fait que ceux-ci soient les conduits principaux d'écoulement des fluides. La bordure des écailles de différentes lithologies sont des zones de déformation plus intense et également des zones de plus grande circulation de fluides, elles seront donc alors soumises à des température plus élevées où l'altération talc-carbonate est alors possible. Au fur et à mesure que la déformation progresse et que les écailles de serpentinite sont de plus en plus cisaillées, le fluide riche en CO_2 mais un peu plus froid pénétrera plus avant vers le coeur des écailles, et la serpentinite sera convertie en l'assemblage d'altération quartz-carbonate de plus basse température. Cette altération n'est toutefois pas complète partout, comme démontré par la présence de dolomies rouges qui montrent encore des traces d'hématite.

La destruction de la serpentinite et sa carbonatisation implique la mise en solution d'éléments d'intérêt tels que Ni et Co, qui se sont fixés dans les minéraux de serpentine durant la serpentinisation de la roche pédotitique. L'écoulement du fluide riche en CO_2 cause également la dolomitisation des shales du MRI, ce qui permettrait la mise en

solution d'une partie de l'As des shales. Une fugacité de l'oxygène élevée avec un pH légèrement alcalin et une activité du soufre très faible est nécessaire pour le transport de l'arsenic, et ces conditions sont rencontrées durant la dolomitisation. De plus, l'activité du soufre y est assurément à son plus bas niveau, puisque quelques grains de sulfures (pyrite) disséminés sont rencontrés dans la serpentinite fraîche mais jamais dans les serpentinites dolomitisées.

Les données géochimiques démontrent que la dolomitisation est causée par un fluide riche en CO_2 et s'accompagne d'un gain notable en Ca^{2+}. La géochimie isotopique de l'oxygène et du carbone démontre que la signature des siltstones du Saint-Léon, d'âge Silurien tardif, est similaire avec la signature des shales du MRI dans la zone de faille. Ceci permet d'affirmer que l'épisode de dolomitisation des roches de la zone de faille est aussi responsable de la dolomitisation des roches siluro-dévoniennes en bordure sud de la faille. Conséquemment, la dolomitisation se doit d'être plus tardive que la Formation de Saint-Léon, et peut ainsi être associée à la période de déformation acadienne, durant laquelle la faille a connu un mouvement coulissant qui a canalisé le passage de fluides hydrothermaux (figure 5.7D). La signature isotopique des serpentinites dolomitisées de la zone de faille est appauvrie en ^{13}C, ce qui pourrait résulter d'une réaction avec un fluide à composante magmatique ou une faible composante organique. La composante magmatique pourrait peut-être s'expliquer par l'origine ultramafique du protolithe, où un peu de carbone d'origine mantellique peut se trouver dans la péridotite et être conservé durant la serpentinisation, pour réagir ensuite avec le fluide riche en CO_2 lors de la dolomitisation de la serpentine. La composante magmatique pourrait aussi s'expliquer par une réaction avec un fluide provenant de la mise en place des intrusions dévoniennes durant l'orogénèse acadienne, fluide qui aurait tout aussi pu être canalisé par la faille de Shickshock-Sud.

Un fluide minéralisateur en Ni-Co est canalisé principalement par des failles inverses acadiennes orientées NE-SO associées au régime de déformation à l'intérieur de la faille de Shickshock-Sud et circule peu de temps après la dolomitisation des roches de la zone de faille (figure 5.7E). La minéralisation se met en place dans les roches les plus

fragiles (cassantes), *i.e.* les dolomies et la précipitation de la minéralisation nickélifère est causée par un gradient local de fo_2 entre les dolomites rouges et les dolomies beiges. La présence des veines minéralisées bréchiques contraignent la formation de la minéralisation dans une période syn- à tardi-acadienne.

Enfin, des veines d'extension tardi-acadiennes de dolomite ± quartz ± hématite recoupent toutes les roches de la région, et sont parfois minéralisées lorsqu'elles recoupent et remobilisent les veines d'arséniures de Ni (figure 5.7F).

6) Conclusions

1) Les minéralisations nickélifères le long de la faille de Shickshock-Sud se retrouvent sous formes de veines, de stockwerks et de disséminations dans des roches ultramafiques serpentinisées et dolomitisées. L'analyse structurale régionale et locale suggère la compatibilité des stuctures minéralisées avec les structures compressives, comme les failles inverses, engendrées par la déformation acadienne.

2) Le fluide responsable de la dolomitisation des serpentinites possède une signature isotopique le reliant à de l'eau de mer, avec une composante de carbone magmatique ou organique. La minéralisation est principalement formée d'arséniures de Ni tels que la niccoline et la mauchérite. Les changements géochimiques observés dans les zones altérées et minéralisées correspondent à un lessivage de SiO_2 et Fe_2O_3 des serpentinites vers les dolomies, et à un gain net en Ca, CO_2, Mn, Ni, Co, As, Sb et Hg. L'origine de l'arsenic est attribuable aux unités de shale et de shale noir du Mélange du Ruisseau Isabelle qui sont aussi dolomitisées.

3) La chronologie des différents événements peut être interprétée comme suit : 1) serpentinisation de la péridotite qui se termine durant l'obduction à l'orogenèse taconienne; 2) dolomitisation pervasive des serpentinites et des unités de shale et de shale noir du Mélange du Ruisseau Isabelle (zone de faille de Shickshock-Sud), ainsi que des siltstones de la Formation de Saint-Léon (Groupe de Chaleurs) durant l'orogenèse acadienne; 3) mise en place de la minéralisation nickélifère reliée à des failles inverses dans un stade plus avancé de la déformation acadienne, la minéralisation est déformée et bréchifiée; 4) ouverture des veines d'extension N340° de dolomite recoupant la minéralisation et reliées à un stade tardif de l'orogenèse acadienne.

7) Bibliographie

Al-Aasm, I.S., Taylor, B.E. et South, B., 1990. Stable isotope analysis of multiple carbonate samples using selective acid extraction. Chemical Geology, vol. 80, pp. 119-125.

Alcock, F.J., 1927. District de zinc et de plomb de la Gaspésie centrale (Québec). Commision géologique du Canada, rapport sommaire 1927; partie C (extraits), pp. 30-51.

Arthaud, F., 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bulletin de la Société Géologique de France (7), vol. 19, pp. 1309-1318.

Auclair, M., Gauthier, M., Trottier, J., Jébrak, M. et Chartrand, F., 1993. Mineralogy, geochemistry, and paragenesis of the Eastern Metals serpentinite-associated Ni-Cu-Zn deposit, Quebec Appalachians. Economic Geology, vol. 88, pp. 123-138.

Aydin, A. et Page, B.M., 1984. Diverse Pliocene-Quaternary tectonics in a transform environment, San Francisco Bay region, California. Geological Society of America Bulletin, vol. 95, pp. 1303-1317.

Ayrton, B.M., 1967. Rapport géologique, région de Chandler - Port-Daniel. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RG-120.

Ballantyne, J.M. et Moore, J.N., 1988. Arsenic geochemistry in geothermal systems. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 52, pp. 475-483.

Barnes, I. et O'Neil, J.R., 1969. The relationship between fluids in some fresh alpine-type ultramafics and possible modern serpentinization, western United States. Geological Society of America Bulletin, vol. 80, pp. 1947-1960.

Barnes, I., O'Neil, J.R., Rapp, J.B. et White, D.E., 1973. Silica-carbonate alteration of serpentine : wall rock alteration in mercury deposits of the California Coast Ranges. Economic Geology, vol. 68, pp. 388-398.

Bartlett, D., 1966. Logs de forages, New Jersey Zinc Co. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, GM-21177, 149 p.

Bartlett, D. et Pontin, T., 1966. Logs de forages, New Jersey Zinc Co. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, GM- 20101, 38 p.

Baur, W.H. et Onishi, H., 1978. Arsenic 33. *Dans* : Wedepohl, K.H., ed., Handbook of Geochemistry 11-3. Springer-Verlag.

Beaudin, J., 1980. Région du Mont-Albert et du Lac Matapédia. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport intérimaire DPV-705, 83 p.

Beaudin, J., 1984. Analyse structurale du Groupe des Shickshock et de la péridotite du Mont Albert, Gaspésie. Thèse de Ph. D., Université Laval, Québec, 241 p.

Béland, J., 1982. Geology of the Quebec Appalachians. *Dans* : Hesse, R., Middleton, G.V. et Rust, B.R., eds., Paleozoic continental margin sedimentation in the Quebec Appalachians; guidebook to excursion 7b. 11th International Congress on Sedimentation, McMaster University, pp. 11-23.

Bellehumeur, C. et Valiquette, G., 1993. Synthèse métallogénique du centre nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Étude ET 92-03, 65 p.

Berger, J., 1985. Analyse structurale de la faille de Shickshock Sud en Gaspésie occidentale, Quebec. Mémoire de M. Sc., Université de Montréal, 29 p.

Bernard, D. et St-Julien, P., 1986. Analyse structurale du Silurien-Dévonien du centre de la Gaspésie et du Carbonifère du sud et de l'est de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport intérimaire MB 86-36, 33 p.

Bernard, J., 1989a. Rapport d'un levé géologique. Ressources Minières Coleraine, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, GM-48383, 21 p.

Bernard, J., 1989b. Rapport d'un levé géologique et lithogéochimique. Ressources Minières Coleraine, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, GM-48731, 25 p.

Bjerrum, N., 1964. Stability constants of metal-ion complexes. Chemical Society Special Publication no. 17. Chemical Society, London.

Böhlke, J.K., 1989. Comparison of metasomatic reactions between a common CO_2-rich vein fluid and diverse wall rocks : intensive variables, mass transfers, and Au mineralization at Alleghany, California. Economic Geology, vol. 84, pp. 291-327.

Bonatti, E., Simmons, E.C., Breger, D., Hamlyn, P.R. et Lawrence, J., 1983. Ultramafic rock/seawater interaction in the oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters, vol. 62, pp. 229-238.

Boucot, A.J., 1962. Appalachian Siluro-Devonian. *Dans* : Coe, K., ed., Some aspects of the Variscan fold belt. Manchester University Press, Manchester, United Kingdom, pp. 155-163.

Bourque, P.-A., 1975. Lithostratigraphic framework and unified nomenclature for Silurian and basal Devonian rocks in eastern Gaspe Peninsula, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 12, pp. 858-872.

Bourque, P.-A., Gosselin, C., Kirkwood, D., Malo, M. et St-Julien, P., 1993. Le Silurien du segment appalachien Gaspésie-Matapédia-Témiscouata, Québec : Stratigraphie, géologie structurale et paléogéographie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport final MB 93-25, 115 p.

Bourque, P.-A., Brisebois, D. et Malo, M., 1995. Gaspé Belt. *Dans* : Willliam, H., ed., Decade of North American Geology, vol. F-1, Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland. Geological Society of America, The Geology of North America, Geology of Canada no. 6, pp. 315-446.

Brisebois, D. et Brun, J., 1994. La plate-forme du Saint-Laurent et les Appalaches. *Dans* : Dubé, C., ed., Géologie du Québec. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, MM 94-01, pp. 95-120.

Buisson, G. et Leblanc, M., 1986. Gold bearing listwaenites (carbonatized ultramafic rocks) in ophiolite complexes. *Dans* : Gallagher, J.M., Iscer, R.A., Neary, C.R. et Prichard, H.M., eds, Metallogeny of basic and ultrabasic rocks. London, Institute of Mining and Metallurgy, p. 121-132.

Buisson, G. et Leblanc, M., 1987. Gold in mantle peridotites from upper Proterozoic ophiolites in Arabia, Mali and Morocco. Economic Geology, vol. 82, pp. 2091-2097.

Carbonneau, C., 1959. Région de Richard-Gravier, Péninsule de Gaspé. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, RG-90, 75 p.

Cimon, J., 1968. Rapport de travaux, projet 10-710-06, New Jersey Zinc Co. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, GM-26193, 6 p.

Cobble, J.W., 1985. A theory on trace arsenic in geothermal fluids. Electric Power Resource Institute Rept. EPRI AP-4214, Project 1525-6.

Crowell, J.C. et Ramirez, V.R., 1979. Late Cenozoic faults in southeastern California. *Dans* : Crowell, J.C. et Sylvester, A.G., eds., Tectonics of the juncture between the San Andreas fault system and the Salton Trough, southeastern California. Geological Society of America Annual Meeting Guidebook, Santa Barbara, California, University of California, Department of Geological Sciences, pp. 27-39.

Donaldson, M.J., 1981. Redistribution of ore elements during serpentinization and talc-carbonate alteration of some Archean dunites, Western Australia. Economic Geology, vol. 76, pp. 1698-1713.

Doyon, M., 1995. Exploration des gîtes minéraux associés aux intrusions porphyriques de la Gaspésie : nouvelles avenues. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, PRO 95-09.

Doyon, M. et Berger, J., 1997. Distribution et contrôles structuraux des roches magmatiques siluro-dévoniennes de la Gaspésie. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, Étude ET 97-01, 31 p.

Duquette, G., 1973. Évaluation du gîte Sullipek. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, GM-28852.

Eckstrand, O.R., 1975. The Dumont serpentinite : a model for control of nickeliferous opaque mineral assemblages by alteration reactions in ultramafic rocks. Economic Geology, vol. 70, pp. 183-201.

Ellis, A.J. et Mahon, W.A.J., 1964. Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 28, pp. 1232-1357.

En-Naciri, A., Barbanson, L. et Touray, J.-C., 1996. Minéralogie de l'or dans le district de Bou-Azzer (Anti-Atlas, Maroc). Chronique de la recherche minière, n° 254, pp. 41-51.

En-Naciri, A., Barbanson, L. et Touray, J.-C., 1997. Brine inclusions from the Co-As(Au) Bou Azzer district, Anti-Atlas mountains, Morocco. Economic Geology, vol. 92, pp. 360-367.

Essene, E.J., 1982. Geologic thermometry and barometry. *Dans* : Ferry, J., ed., Characterization of metamorphism through mineral equilibria. Reviews in Mineralogy, vol. 10, pp. 153-206.

Evans, B.W. et Frost, B.R., 1975. Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis. Geochimica et Cosmochimica, vol. 39, pp. 959-972.

Evans, B.W., Johannes, W., Oterdoom, H. et Trommsdorff, V., 1976. Stability of chrysotile and antigorite in the serpentine multisystem. Schweiz. miner. petrogr. Mitt., vol. 56, pp. 79-93.

Faust, S.D. et Aly, O., 1981. Chemistry of natural waters. Ann Arbor Science, Michigan, 400 p.

Fergusson, J.F. et Gavis, J. 1972. A review of the arsenic cycle in natural waters. Water Resources, vol. 6, pp. 1259-1274.

Frost, B.R., 1975. Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall, and rodingite at Paddy-Go-Easy-Pass, Central Cascades, Washington. Journal of Petrology, vol. 16, pp. 272-313.

Frost, B.R., 1985. On the stability of sulfides, oxides, and native metals in serpentinite. Journal of Petrology, vol. 26, part 1, pp. 31-63.

Gagnon, Y.D. et Jamieson, R.A., 1986. Étude de la semelle métamorphisée du Complexe du mont Albert, Gaspésie, Québec. *Dans* : Recherches en cours, partie B. Commision géologique du Canada, étude 86-1B, pp. 1-10.

Gates, A.E., 1991a. Domainal failure of serpentinite in shear zones, State-line mafic complex, Pennsylvania, U.S.A.. Journal of Structural Geology, vol. 14, pp. 19-28.

Gates, A.E., 1991b. Shear zone control on mineral deposits in the State-line serpentinite, Pennsylvania Piedmont. Ore Geology Reviews, vol. 6, pp. 171-184.

Gentile, F., 1969. Étude stratigraphique et structurale du dôme de Lemieux, comté de Gaspé-Nord, Québec. Mémoire de M. Sc., Université de Montréal, Montréal, 86 p.

Goldsmith, J.R., Graf, D.L., Witters, J. et Northrop, D.A., 1962. Studies in the system $CaCO_3$-$MgCO_3$-$FeCO_3$. Journal of Geology, vol. 70, pp. 659-688.

Groves, D.I., Hudson, D.R. et Hack, T.B.C., 1974. Modification of iron-nickel sulfides during serpentinization and talc-carbonate alteration at Black Swan, Western Australia. Economic Geology, vol. 69, pp. 1265-1281.

Heinrich, C.A. et Eadington, P.J., 1986. Thermodynamic predictions of the hydrothermal chemistry of arsenic, and their significance for the paragenetic sequence of some cassiterite-arsenopyrite-base metal sulfide deposits. Economic Geology, vol. 81, pp. 511-529.

Henderson, F.B., III, 1969. Hydrothermal alteration and ore deposition in serpentinite-type mercury deposit. Economic Geology, vol. 64, pp. 489-499.

Hesse, R. et Dalton, E., 1991. Dagenetic and low-grade metamorphism terranes of the Gaspé Peninsula related to the geological structure of the Taconian and Acadian orogenic belts, Québec Appalachians. Journal of Metamorphic Geology, vol. 9, pp. 775-790.

Hoffman, M.A. et Walker, D., 1978. Textural and chemical variations of olivine and chrome spinel in the East Dover ultramafic bodies, south-central Vermont. Geological Society of America Bulletin, vol. 89, pp. 699-710.

Johannes, W., 1969. An experimental investigation of the system MgO-SiO_2-H_2O-CO_2. American Journal of Science, vol. 267, pp. 1083-1104.

Kennedy, G.C., 1950. A portion of the system silica-water. Economic Geology, vol. 45, pp. 629-653.

Kerrich, R., 1990. Mesothermal gold deposits : a critique of genetic hypotheses. *Dans* : Robert, F., Sheahan, P. and Green, S.B. (eds), Greenstone Gold and Crustal Evolution. NUNA Conference Volume, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, pp. 13-31.

Kiddie, A., 1997. Logs de forages, propriété Mont Paul, Cygnus Consulting Inc.

Kirkwood, D., 1989. Étude structurale de la région de Percé, Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 87-17, 42 p.

Kirkwood, D. et Malo, M., 1993. Across-strike geometry of the Grand-Pabos fault zone : evidence for Devonian dextral transpression in the Quebec Appalachians. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 30, pp. 1363-1373.

Kishida, A. et Kerrich, R., 1987. Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison Archean lode gold deposit, Kirkland Lake, Ontario. Economic Geology, vol. 82, pp. 649-690.

Kissin, S.A., 1992. Five-element (Ni-Co-As-Ag-Bi) veins. Geoscience Canada, vol. 19, no. 3, pp. 113-124.

Kohls, D.W. et Rodda, J.L., 1966. Gaspeite, (Ni, Mg, Fe) (CO_3), a new carbonate from the Gaspé Peninsula, Quebec. The American Mineralogist, vol. 51, Mai-Juin, pp. 677-684.

Kroutov, G.A., 1972. Le gisement des minerais As-Ni-Co au Khovou-Axy. International Geological Congress, Abstracts, vol. 24, p. 134,

Kruse, R.J., 1965. Logs de forage, proprité 17 Mile Brook, New Jersey Zinc Co. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, GM-17631, 36 p.

Labotka, T.C. et Albee, A.L., 1979. Serpentinization of the Belvidere Mountain ultramafic body Vermont : Mass balance and reaction at the metasomatic front. Canadian Mineralogist, vol. 17, pp. 831-845.

Lachambre, G., 1987. Le Silurien et le Dévonien basal du nord de la Gaspésie. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, Étude ET 84-06, 81p.

Lachapelle, R., 1991. Rapport logistique, levés magnétométrique et électromagnétique (TBF). PERL Exploration inc., rapport interne.

Lajoie, J., Lespérance, P.J., et Béland, J., 1968. Silurian stratigraphy and paleogeography of Matapedia-Temiscouata region, Quebec. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 52, pp. 615-640.

Laurent, R., 1975. Occurences and origin of the ophiolites of southern Québec, northern Appalachians. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 12, pp. 443-455.

Lavoie, D., 1992. Carbonate sedimentation in an extensionnal tectonic regime : the Lower Devonian Upper Gaspé Limestones, Québec Appalachians. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 29, pp. 118-128.

Lavoie, D. et Bourque, P.-A., 1993. Marine, burial, and meteoric diagenesis of early Silurian carbonate ramps, Quebec Appalachians, Canada. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 63, pp. 233-247.

Lebel, D., 1985. Analyse structurale de la déformation acadienne, principalement de la faille de Shickshock Sud dans la région de Rimouski-Matapédia. Mémoire de M. Sc., Université de Montréal, Montréal, 130 p.

Leblanc, M., 1975. Ophiolites précambriennes et gîtes arseniés de cobalt (Bou Azzer – Maroc). Mémoire hors-série, Centre Géologique et Géophysique, Université des sciences et techniques du Languedoc. 329 p.

Leblanc, M., 1986. Co-Ni arsenide deposits with accessory gold in ultrabasic rocks from Morocco. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 23, pp. 1592-1602.

Leblanc, M. et Billaud, P., 1982. Cobalt arsenide orebodies related to an upper Proterozoic ophiolite : Bou Azzer (Morocco). Economic Geology, vol. 77, 162-175.

Logan, J.M., Friedman, M., Higgs, N., Dengo, C. and Shimamoto, T., 1979. Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones. *Dans* : Proceedings of Conference VIII; Analysis of actual fault zones in bedrock. Open-File Report, United States Geological Survey, pp. 305-343.

MacGregor, I.D., 1964. A study of the contact metamorphic aureole surrounding the Mount Albert ultramafic intrusion. Thèse de Ph.D., Princeton University, Princeton, New Jersey, 195 p.

MacGregor, I.D. et Basu, A.R., 1979. Petrogenesis of the Mount Albert Ultramafic Massif, Quebec. Geological Society of America Bulletin, Part II, vol. 90, pp. 1529-1627.

Malo, M. et Béland, J., 1989. Acadian strike-slip tectonics in the Gaspé region, Quebec Appalachians. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 26, pp. 1764-1777.

Malo, M. et Moritz, R., 1991. Géologie et métallogénie de la faille du Grand Pabos, région de Raudin-Weir, Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport intérimaire MB 91-03, 47 p.

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

Malo, M., Moritz, R., Chagnon, A. et Roy, F., 1993. Géologie et métallogénie du segment oriental de la faille du Grand Pabos, Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport final MB 93-55, 123 p.

Malo, M. et Bourque, P.-A., 1993. Timing of deformation events from Late Ordovician to Mid-Devonian in the Gaspé Peninsula. *Dans* : Roy, D.C. et Skeenan, J.W., eds., The Acadian orogeny : recent studies in New England, Maritime Canada, and the autochtonous foreland. Geological Society of America, Special Paper 275, pp. 101-122.

Malo, M. et Kirkwood, D., 1995. Faulting and progressive strain history of the Gaspé Peninsula in post-Taconian time : A review. *Dans* : Hibbard, J.P., van Staal, C.R. et Cawood, P.A., eds., Current Perspectives in the Appalachian-Caledonian orogen. Geological Association of Canada Special Paper 41, pp. 267-282.

Malo, M., Cousineau, P.A., Sacks, P.E., Riva, J.F.V., Asselin, E. et Gosselin, P.., (soumis pour publication) 1999. Age and composition of the Ruisseau Isabelle Mélange along the Shickshock Sud fault zone : Constraints on the timing of mélanges formation in the Gaspé Appalachians. Journal Canadien des Sciences de la Terre.

Marrett, R. et Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. Journal of Structural Geology, vol. 12, pp. 973-986.

Mazullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite : a review. Carbonates and Evaporites, vol. 7, no. 1, pp. 21-37.

McGerricle, H.W., 1954. The Tourelle and Courcellet areas, Gaspé Peninsula. Department of Mines, Province of Québec, Canada. G.R. 62, p. 1045.

McGerricle, H.W. et Skidmore, W.B., 1967. Carte géologique, péninsule de Gaspé. Ministère des Ressources naturelles du Québec, Map 1642.

Mironova, G.D. et Zotov, A.V., 1980. Solubility stuides of the stability of As(III) sulfide complexes at 90°C. Geochemistry International, vol. 17, pp. 46-54.

Moody, J.B., 1976. An experimental study on the serpentinization of iron-bearing olivines. Canadian Mineralogist, vol. 14, pp. 462-478.

Moritz, R., Malo, M., Roy, F. et Chagnon, A., 1993. Skarn mineralization associated with the Grand Pabos-Restigouche fault, southern Gaspé Peninsula, Québec, Canada. International Assocation on the Genesis of Ore Deposits (IAGOD) Quadrennial symposium, 8th, Proceedings, pp. 271-284.

Moritz, R. et Malo, M., 1996. Lead isotope signature of Devonian Acadian structurally controlled mineral occurrences in the Gaspé Peninsula, Québec Appalachians : constraints on source rocks. Economic Geology, vol. 91, pp. 1145-1150.

Northrop, D.A. et Clayton, R.N., (1966). Oxygen-isotope fractionations in systems containing dolomite. Journal of Geology, vol. 74, pp. 174-196.

Ohmoto, H., 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Economic Geology, vol. 67, pp. 551-578.

O'Neil, J.R., Clayton, R.N. et Mayeda, T.K., (1969). Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. Journal of Chemical Physics, vol. 51, pp. 5547-5558.

Onishi, H. et Sandell, E.B., 1955. Geochemistry of arsenic. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 7, pp. 1-33.

Osborne, F.F. et Archambeault, M., 1948. Chromiferous chlorite from Mount Albert, Québec. Société Royale du Canada, Transactions KLII, section IV, May 1948.

Palache, C., Berman, H. et Frondel, C., 1951. Dana's System of Mineralogy. 7th edition, 211 p.

Péloquin, A.S., Potvin, R., Paradis, S., Laflèche, M.R., Verpaelst, P. et Gibson, H.L., 1990. The Blake River Group, Rouyn-Noranda, Quebec : a stratigraphic synthesis. *Dans* : Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G. et Simard, A., eds, The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43, pp. 107-118.

Ploshko, V.V., 1965. Listwaenitisation and carbonatation at terminal stages of the Urushten igneous complex, North Caucasus. International Geological Review, vol. 7, pp. 446-463.

Potvin, H., 1993. Rapport logistique, levé de polarisation provoquée (PPT). PERL Exploration inc., rapport interne.

Pourbaix, M., 1966. Atlas of electrochemical equilibria in aqueous solutions. Pergamon Press.

Ramdohr, P., 1967. A widespread mineral association connected with serpentinization. Neues Jb. Miner. Abh., vol. 107, pp. 241-265.

Ramsay, J.G. et Huber, M.I., 1987. The techniques of modern structural geology. Volume 2 : folds and fractures. Academic Press, London, 700 p.

Riedel, W., 1929. Zur Mechanik geologisher Brucherscheinungen. Centralbl. Mineral. Geol. u Pal., v. 1929B, pp. 354-368.

Robert, F., Poulsen, K.H. et Dubé, B., 1994. Structural analysis of lode gold deposits in deformed terranes. Geological Survey of Canada, Open File Report. 140 p.

Robertson, D.E., Fruchter, J.S., Lundwick, J.D., Wilkenson, C.L., Crecelius, E.A. et Evans, J.C., 1978. Chemical characterization of gases and volatile heavy metals in geothermal effluents. A Novelty Becomes a Resource : Geothermal Resources Council Transactions, vol. 2, pp. 579-582.

Roksandic, M.M. et Granger, B., 1981. Structural styles of Anticosti Island, Gaspé Passage, and eastern Gaspé Peninsula inferred from reflection seismic data. *Dans* :

Lespérance, P.J., ed., Field Meeting Anticosti-Gaspé, 1981. Vol. II : Stratigraphy and Paleontology LIUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy and Ordovician-Silurian Boundary Working Group, Département de Géologie, Université de Montréal, pp. 211-221.

Rothbaum, H.P. et Anderton, B.H., 1975. Removal of silica and arsenic from geothermal discharge waters by precipitation of useful calcium silicates. Proceedings of the 2nd U.N. Symposium on Development and Use of Geothermal Resources, pp. 1417-1425.

Romberger, S.B., 1986. The solution chemistry of gold applied to the origin of hydrothermal deposits. *Dans* : Clark, L.A., ed., Gold in the Western Shield. CIM Special Volume 38, pp. 168-186.

Rouillard, M., 1984. Calcaires supérieurs de Gaspé dans les cantons de Lesseps, Lemieux et Richard, Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 84-14, carte annotée.

Routhier, P., Leblanc, M. et Clavel, M., 1970. Les gisements de cobalt de Bou Azzer (Maroc) sont portés par un niveau sédimentaire précambrien. Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série 2, vol. 270, pp. 1857-1860.

Sacks, P., 1996. Déformation acadienne le long de la faille de Shickshock sud. Excursion géologique, 16-17 juillet 1996. 14 p. (document inédit).

Sacks, P. et Malo, M., 1994. Taconian and Acadian transpressional faulting, Mont Albert and Mont Logan nappes and along the Shickshock sud fault, Gaspé Appalachians, Quebec. Geological Society of America, Annual Meeting, Seattle, Abstracts with programs, vol. 26, no. 7, p. A196.

Sacks, P. et Malo, M., 1995. Kinematics and strain patterns of Acadian strike-slip deformation along the Shickshock Sud fault, Gaspé Appalachians, Québec, Canada. Geological Society of America, Annual Meeting, New Orleans, Abstracts with programs, vol. 27, p. A221.

Sacks, P.E., Malo, M. et Trzcienski, W.E. Jr.,. 1997a. Tectonic evolution of the internal domain of the Humber Zone in the Gaspé Peninsula, Québec Appalachians. Réunion annuelle Association Géologique du Canada-Association Minéralogique du Canada, Ottawa, Recueil des résumés, vol. 22, p. A-130.

Sacks, P.E., Malo, M. et Trzcienski, W.E.Jr, 1997b. Évolution structurale et tectonique du domaine interne de la zone de Humber et de la ceinture de Gaspé, région de la faille de Shickshock-Sud, Appalaches de la Gaspésie. APGGQ – Rimouski 1997, Programme et Acte du Congrès. 10e congrès annuel de l'Association professionnelle des géologues et des géophysiciens du Québec, p. 204-205.

Sanderson, D.J. et Marchini, W.R.D., 1984. Transpression. Journal of Structural Geology, vol. 6, pp. 449-458.

Savard, M., 1985. Indices minéralisés du sud de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 83-08, 92 p.

Schandl, E.S. et Naldrett, A.J., 1992. CO_2 metasomatism of serpentinites, south of Timmins, Ontario. Canadian Mineralogist, vol. 30, pp. 93-108.

Schrijver, K., Marcoux, E., Beaudoin, G. et Calvez, J.Y., 1988. Pb-Zn occurrences and their Pb-isotopic signatures bearing on metallogeny and mineral exploration – Paleozoic sedimentary rocks, northern Appalachians, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 25, pp. 1777-1790.

Sherlock, R.L. et Logan, M.A.V., 1995. Silica-carbonate alteration of serpentinite : implications for the association of mercury and gold mineralization in northern California. Exploration and Mining Geology, vol. 4, pp. 395-409.

Sherlock, R.L., Tosdal, R.M., Lehrman, N.J., Losh, S., Jowett, E.C. et Kesler, S.E., 1995. Origin of the McLaughlin Mine sheeted vein complex : metal zoning, fluid inclusion and isotopic evidence. Economic Geology, vol. 90, pp. 2156-2181.

Shiga, Y., 1987. Behavior of iron, nickel, cobalt and sulfur during serpentinization, with reference to the Hayachine ultramafic rocks of the Kamaishi mining district, northeastern Japan. Canadian Mineralogist, vol. 25, pp. 611-624.

Skempton, A.W., 1966. Some observations on tectonic shear zones. *Dans* : Congress of International Society of Rock Mechanics, 1st, Lisbon, Proceedings, vol. 1. International Society of Rock Mechanics, pp. 329-335.

Slivitzky, A., St-Julien, P. et Lachambre, G., 1991. Synthèse géologique du Cambro-Ordovicien du nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Étude ET 88-14, 61 p.

Spycher, N.F. et Reed, M.H., 1989a. As(III) and Sb(III) sulfide complexes : an evaluation of stoichiometry and stability from existing experimental data. Geochimica et Comochimica Acta, vol. 53, pp. 2185-2194.

Spycher, N.F. et Reed, M.H., 1989b. Evolution of a Broadlands-type epithermal ore fluid along alternative P-T paths : implications for the transport and deposition of base, precious, and volatile metals. Economic Geology, vol. 84, pp. 328-359.

Stevens, K., 1983. Métallogénie du dôme de Lemieux. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP 83-28, carte avec notes marginales.

St-Julien, P. et Hubert, C., 1975. Evolution of the Taconian Orogen in the Québec Appalachians. American Journal of Science, vol. 275-A, pp. 337-362.

Sylvester, A.G., 1988. Strike-slip faults. Geological Society of America Bulletin, v. 100, pp. 1666-1703.

Tomkeieff, S.I., 1983. Dictionnary of petrology. New-York, John Wiley and Sons, 680 p.

Tremblay, A., Malo, M. et St-Julien, P., 1995. Dunnage Zone-Québec : Canadian Appalachians Region. *Dans* : Williams, H., ed., Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland. Geological Society of America, The Geology of North America, Geology of Canada no. 6, pp. 179-197.

Trudel, C. et Malo, M., 1993. Analyse des contraintes par méthodes graphiques dans une zone de coulissage : exemple de la région de Matapédia, Gaspésie, Appalaches du Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 30, pp. 591-602.

Trzciensky, W.E. Jr., 1988. Retrograde eclogite from Mount Albert, Gaspé. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 25, pp. 30-37.

van de Poll, H.W., 1995. Upper Paleozoic rocks. *Dans* : Williams, H., ed., Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland. Geological Society of America, The Geology of North America, Geology of Canada no. 6, pp. 449-566.

Wagman, D.D., Evans, W.H., Parker, V.B., Schumm, R.H., Halow, I., Baileys, S.M., Churney, K.L. et Nuttal, R.L., 1982. The NBS tables of chemical thermodynamic properties. Journal of physical and chemical reference data, II, Supplement 2.

Wares, R., 1992. Rapport géologique, campagne d'exploration 1992, propriété Dix-septième Mille, canton Lemieux, Gaspé ouest, Québec. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, GM-51617, 13 p.

Wares, R., 1993. Rapport technique, campagne d'exploration 1992, propriété Mont Paul, canton Faribault, Matane, Québec. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, GM-51950 (aussi GM-53241), 26 p.

Wares, R., 1994. Rapport technique, campagne de forages 1993, propriété Mont Paul, canton Faribault, Matane, Québec. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, GM-53278, 26 p.

Wares, R., 1995. Rapport technique, campagne de forage 1994, propriété Mont Paul, canton Faribault, Matane, Québec. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, Rapport du programme 94-3002, 12 p.

Wares, R. et Berger, J., 1995. Contrôles structuraux des gisements cuprifères de Mines Gaspé. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, MB 95-44, 65 p.

Watt, P.D., 1964. Geological report on east part of 17 Mile Brook Group, Gaspe, north County, Gaspe area, Province of Quebec, for New Jersey Zinc Co. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, GM-15481, 16 p.

Weir, R.H. et Kerrick, D.M., 1987. Mineralogic, fluid inclusions, and stable isotope studies of several gold mines in the Mother Lode, Tuolumne and Mariposa counties, California. Economic Geology, vol 82, pp. 328-344.

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

Whitjack, M.O., Olson, J. et Peterson, E., 1990. Experimental models of extensionnal forced folds. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 74, pp. 1038-1054.

Williams, H., 1979. Appalachian Orogen in Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 16, pp. 792-807.

Williams, H. et St-Julien, P., 1982. The Baie Verte – Brompton Line : Early Paleozoic continent ocean interface in the Canadian Appalachians. *Dans* : St-Julien, P. et Béland, J, eds., Major structural zones and faults of the northern Appalachians. Geological Association of Canada, Special Paper 24, pp. 177-208.

Williams-Jones, A.E., 1982. Patapédia : an Appalachian calc-silicate-hosted copper prospect of porphyry affinity. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 19, pp. 438-455.

Yui, T.-F., et Jeng, R.-C., 1990. A stable isotope study of the hydrothermal alteration of the East Taiwan Ophiolite. Chemical Geology, vol. 89, pp. 65-85.

Yund, R.A., 1962. The system Ni-As-S : phase relations and mineralogical significance. American Journal of Science, vol. 260, pp. 761-782.

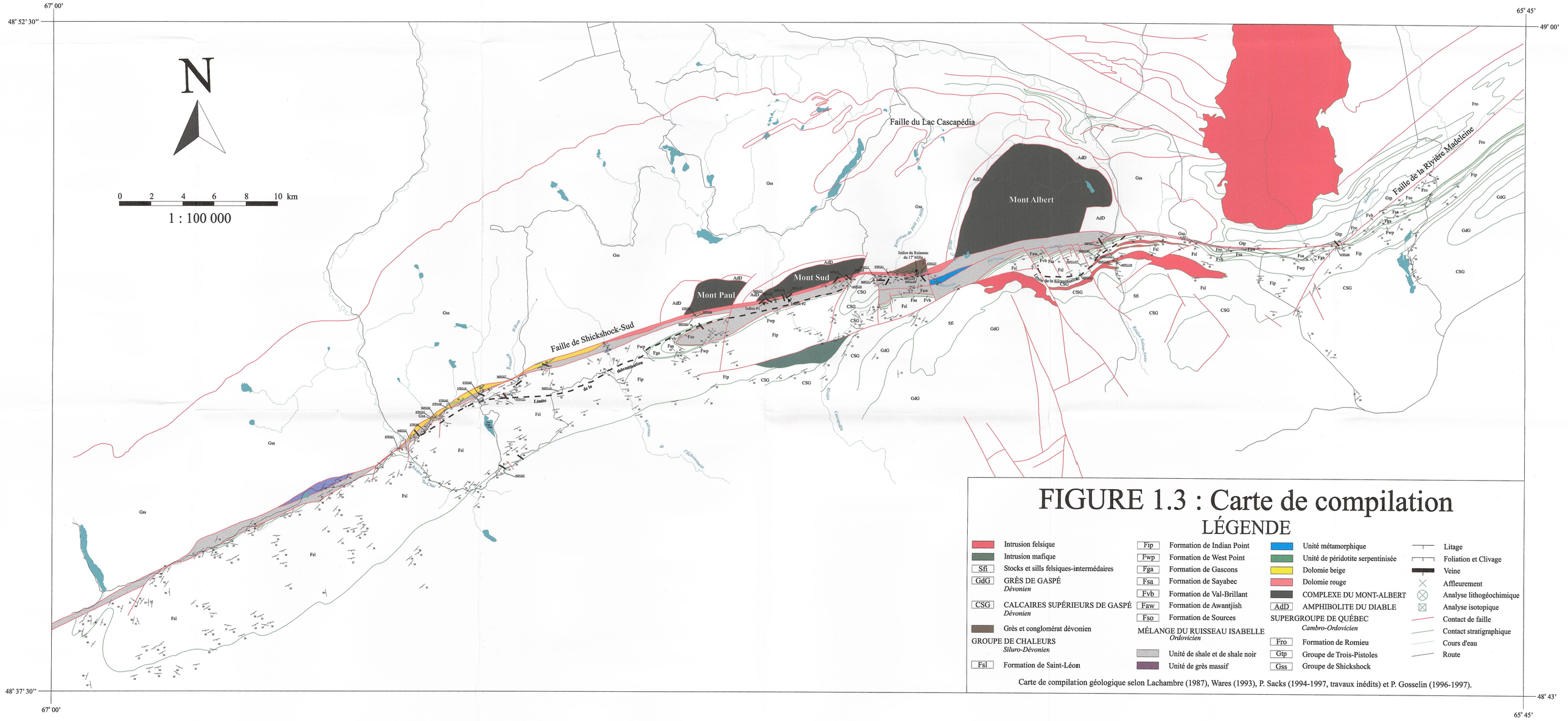


FIGURE 1.3 : Carte de compilation

LÉGENDE

- Intrusion felsique
- Intrusion mafique
- Sfi — Stocks et sills felsiques-intermédaires
- GdG — GRÈS DE GASPÉ *Dévonien*
- CSG — CALCAIRES SUPÉRIEURS DE GASPÉ *Dévonien*
- Grès et conglomérat dévonien
- GROUPE DE CHALEURS *Siluro-Dévonien*
- Fsl — Formation de Saint-Léon
- Fip — Formation de Indian Point
- Fwp — Formation de West Point
- Fga — Formation de Gascons
- Fsa — Formation de Sayabec
- Fvb — Formation de Val-Brillant
- Faw — Formation de Awantjish
- Fso — Formation de Sources
- MÉLANGE DU RUISSEAU ISABELLE *Ordovicien*
- Unité de shale et de shale noir
- Unité de grès massif
- Unité métamorphique
- Unité de péridotite serpentinisée
- Dolomie beige
- Dolomie rouge
- COMPLEXE DU MONT-ALBERT
- AdD — AMPHIBOLITE DU DIABLE
- SUPERGROUPE DE QUÉBEC *Cambro-Ordovicien*
- Fro — Formation de Romieu
- Gtp — Groupe de Trois-Pistoles
- Gss — Groupe de Shickshock
- Litage
- Foliation et Clivage
- Veine
- Affleurement
- Analyse lithogéochimique
- Analyse isotopique
- Contact de faille
- Contact stratigraphique
- Cours d'eau
- Route

Carte de compilation géologique selon Lachambre (1987), Wares (1993), P. Sacks (1994-1997, travaux inédits) et P. Gosselin (1996-1997).