

Université du Québec  
INRS-Géoresources

CONTRÔLE STRUCTURAL ET CONTEXTE MÉTALLOGÉNIQUE  
DE L'INDICE AURIFÈRE DORSET, PÉNINSULE DE BAIE VERTE,  
TERRE-NEUVE.

Par  
Michèle Bélanger

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

20 novembre 1995

© droits réservés de Michèle Bélanger 1995



À ma famille

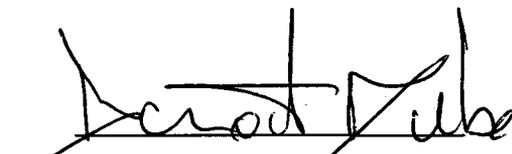


RÉSUMÉ

Les indices de Dorset sont des exemples de minéralisation aurifère de type mésothermal associée à la ligne Baie Verte-Brompton, une zone de faille majeure située à Terre-Neuve, dans les Appalaches. Les roches hôtes de la minéralisation font partie du Groupe de Flat Water Pond dont l'âge est interprété entre  $432 \pm 3$  Ma et 425 Ma. La minéralisation est présente dans des veines de quartz associées à des zones de cisaillement. Les zones de cisaillement hôtes de la minéralisation, d'une largeur pouvant atteindre 6 mètres, sont orientées NE-SO. Elles se sont formées lors d'une déformation en compression NO-SE, dans un régime en partie en cisaillement pur avec une composante de mouvement principalement vertical. Le développement des zones de cisaillement est favorisé par la présence de dykes mafiques qui induit une différence de compétence et localise la déformation. L'augmentation de la perméabilité secondaire qui en résulte permet la circulation de fluides hydrothermaux et la mise en place des veines minéralisées. Les veines, orientées parallèlement aux zones de cisaillement, sont rubanées et composées à 90% de quartz très déformé (Qz1). Les structures observées dans les veines suggèrent un mécanisme de mise en place par ouvertures et remplissages successifs selon un vecteur d'ouverture oblique. Les principaux sulfures (Py-Asp-Sph-Cpy-Gn-Cv) sont retrouvés dans le Qz1 sous la forme de rubans de 1-2 cm de largeur, et constituent jusqu'à 5-10% des veines. L'or est principalement associé à la pyrite et de façon moins importante à la galène et au Qz1. Sa précipitation est reliée à des mécanismes mécaniques et chimiques.

L'étude démontre que le développement des zones de cisaillement et la mise en place de la minéralisation sont génétiquement reliés à la déformation principale reconnue dans la région, le long de la ligne Baie Verte-Brompton. Cet épisode tectonique correspond à une collision continent-continent (Gondwana - Laurentia) de type himalayen, pendant le Silurien (435-425 Ma). Le boudinage des veines et leur distribution actuelle sont contrôlés par des évènements de déformation postérieurs à leur mise en place (post-Silurien), dominés par une extension verticale et un mouvement coulissant orienté NE-SO. Ces évènements sont possiblement reliés à l'orogénie acadienne au Dévonien moyen qui a affecté la ligne Baie Verte-Brompton et ses structures subsidiaires.

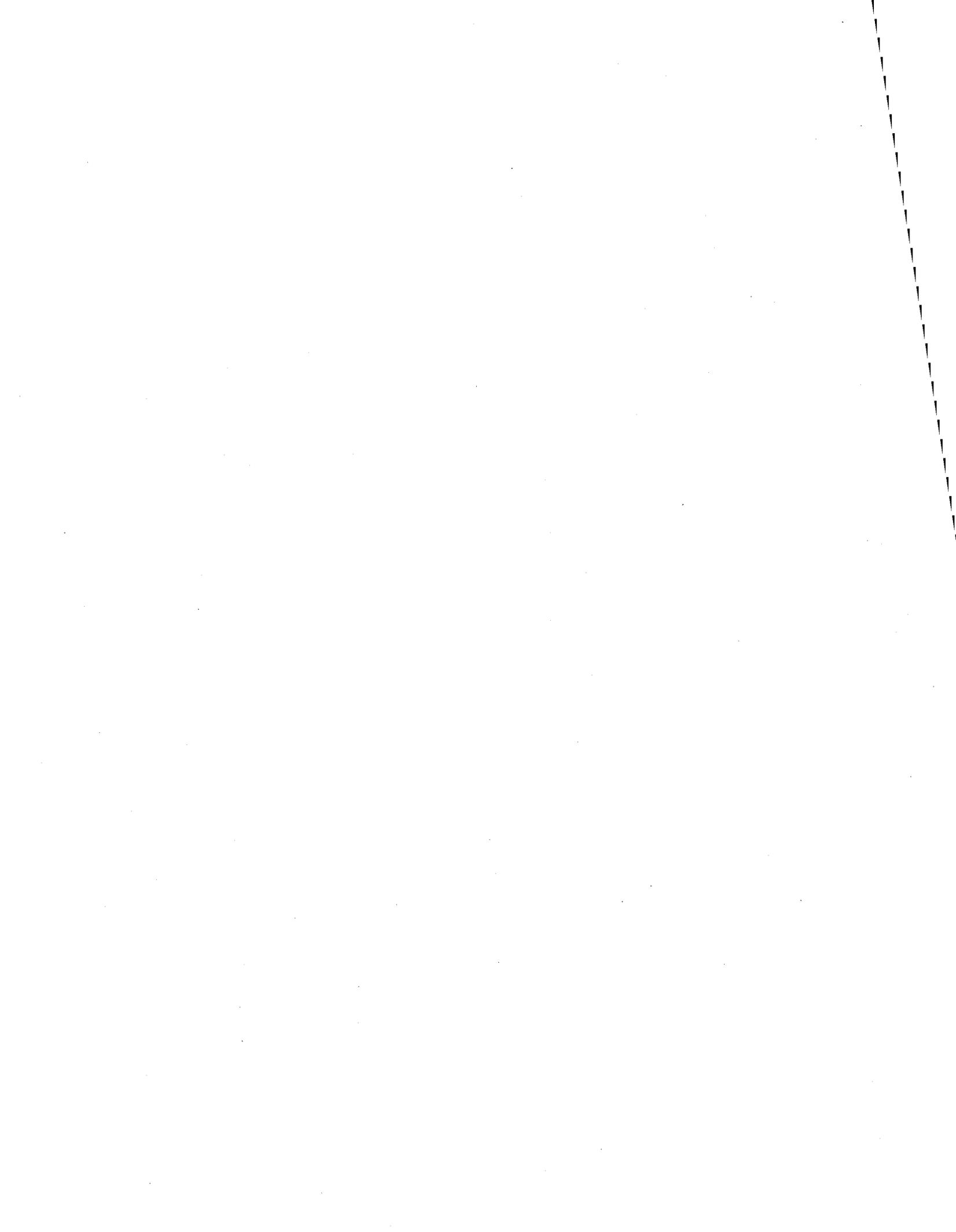
  
Michèle Bélanger

  
Benoît Dubé (CGC-CGQ)



REMERCIEMENTS

J'aimerais remercier très sincèrement mon directeur de recherche M. Benoît Dubé de la Commission Géologique de Canada (CGC) / Centre Géoscientifique de Québec (CGQ) pour son aide académique et financière tout au long de ce projet. J'ai beaucoup apprécié sa disponibilité et sa facilité à partager ses connaissances. Je tiens aussi à remercier mon co-directeur M. Michel Malo pour les discussions lors des travaux de recherches et pour ses commentaires constructifs lors de la rédaction de ce mémoire. Je remercie M. Michel Gauthier de l'UQAM et M. Alain Tremblay de l'INRS-Géoressources pour leurs commentaires lors de la lecture critique du mémoire. Parmi le personnel du CGQ, j'adresse un merci tout particulier à Kathleen Lauzière pour son aide précieuse à toutes les étapes de ce projet et à Mme Donna Kirkwood pour avoir partagé ses connaissances sur les ombres de pression. Hugues Bouchard et Karine Bureau sont spécialement remerciés pour leur support lors des travaux de terrain. Merci également à M. François Robert (CGC) et au Dr. Jayanta Guha (UQAC) pour leurs commentaires et les discussions lors de leur visite sur le terrain. J'aimerais remercier la compagnie Noranda pour m'avoir donné accès librement à sa propriété et à leurs documents. Je suis reconnaissante envers le Conseil de Recherches en Sciences Naturelles et Génie du Canada (CRSNG) et l'Institut national de la recherche scientifique (INRS) pour les bourses qu'ils m'ont accordées. Finalement je remercie sincèrement tous ceux et celles qui ont participé de près ou de loin, par des discussions ou des encouragements, à l'aboutissement de ce projet.



## TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	V
REMERCIEMENTS .....	VII
TABLE DES MATIÈRES .....	IX
LISTE DES TABLEAUX .....	XII
LISTE DES FIGURES .....	XII
LISTE DES PLANCHES PHOTOS .....	XIV
CHAPITRE 1	
INTRODUCTION.....	1
1.1 Généralités.....	1
1.2 Objectifs .....	3
1.3 Travaux réalisés.....	3
1.4 Organisation du texte.....	3
CHAPITRE 2	
GÉOLOGIE RÉGIONALE.....	5
2.1 Introduction .....	5
2.2 Stratigraphie.....	5
2.2.1 Ceinture de Fleur de Lys.....	7
2.2.1.1 Groupe de Rattling Brook.....	7
2.2.1.2 Complexe de Birchy .....	7
2.2.2 Ceinture de Baie Verte.....	7
2.2.2.1 Complexe d'Advocate .....	8

## X

2.2.2.2 Groupe de Flat Water Pond .....	8
2.3 Structure .....	9
2.3.1 Ligne Baie Verte-Brompton.....	9
2.3.2 Autres failles majeures.....	11
2.3.3 Eléments structuraux régionaux .....	11

## CHAPITRE 3

### GÉOLOGIE LOCALE .....

3.1 Introduction.....	15
3.2 Lithostratigraphie .....	15
3.2.1 Groupe de Fleur de Lys .....	15
3.2.2 Complexe d'Advocate .....	15
3.2.2.1 Gabbro .....	17
3.2.2.2 Roches volcaniques .....	17
3.2.3 Groupe de Flat Water Pond.....	18
3.2.3.1 Roches volcaniques et filons-couches.....	18
3.2.3.1a Roches volcaniques .....	18
3.2.3.1b Filons-couches.....	18
3.2.3.2 Assemblage de volcanoclastites .....	19
3.2.3.2a Conglomérat.....	19
3.2.3.2b Volcanoclastites .....	20
3.2.3.3 Dykes .....	20
3.3 Cadre structural .....	20
3.4 Altération.....	23

## CHAPITRE 4

### DESCRIPTION DES INDICES AURIFÈRES .....

4.1 Introduction.....	25
4.2 Contrôle lithologique .....	25
4.3 Contrôle structural .....	29
4.3.1 Zones de cisaillement .....	29
4.3.2 Cinématique des zones de cisaillement .....	33
4.3.3 Veines de quartz.....	35
4.4 Paragenèse des veines minéralisées.....	37

## XI

4.5	Caractéristiques géochimiques des veines minéralisées.....	39
4.6	Altération .....	40
4.7	Sommaire et comparaison .....	40
CHAPITRE 5		
	DISCUSSION .....	43
5.1	Introduction .....	43
5.2	Développement des zones de cisaillement .....	43
5.3	Mise en place des veines minéralisées.....	46
5.4	Précipitation de l'or.....	47
5.5	Contrôle de l'altération.....	48
5.6	Déformation des veines minéralisées.....	49
5.7	Classification des indices minéralisés .....	51
5.8	Contexte régional et modèle métallogénique.....	52
5.9	Autres exemples de minéralisations aurifères dans la péninsule .....	54
CHAPITRE 6		
	CONCLUSIONS.....	55
	RÉFÉRENCES .....	75

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1:	Orientations moyennes des éléments structuraux calculées à partir des représentations stéréographiques des figures 5, 7, 8, 9 et 10.....	32
Tableau 2:	Caractéristiques principales des veines en remplissage de faille .....	35
Tableau 3:	Proportions relatives des sulfures observés dans les lames polies provenant des veines de quartz des principaux indices minéralisés ...	38
Tableau 4:	Résultats des analyses chimiques des veines de quartz des indices minéralisés .....	39

## LISTE DES FIGURES

Figure 1:	Carte géologique simplifiée de la péninsule de Baie Verte.....	2
Figure 2:	Carte lithostratigraphique de la région de Baie Verte.....	6
Figure 3:	Divisions structurales de la région de Baie Verte et projections stéréographiques des principaux éléments structuraux régionaux.....	13
Figure 4:	Carte géologique simplifiée de la propriété Dorset .....	16
Figure 5:	Projections stéréographiques des éléments structuraux présents à l'échelle de la propriété Dorset.....	22

### XIII

Figure 6:	Carte de localisation des principaux indices aurifères présents sur la propriété Dorset .....	26
Figure 7:	Carte géologique détaillée de l'indice Braz.....	27
Figure 8:	Carte géologique détaillée de l'indice Gun Shot.....	28
Figure 9:	Carte géologique détaillée de l'indice Dorset #1 .....	30
Figure 10:	Carte géologique détaillée de l'indice Dorset #2.....	31
Figure 11:	Représentation schématique des cristaux automorphes de Qz1.....	36
Figure 12:	Représentation simplifiée des contacts lithologiques suggérant la présence d'un pli dans le secteur des indices Dorset #1 et #2.....	44
Figure 13	Schéma montrant l'effet d'une anisotropie dans le développement d'une zone de cisaillement .....	45
Figure 14:	Diagramme des stades de croissance et de déformation d'une veine en cisaillement en relation avec les variations des contraintes de cisaillement et de la pression de fluide par rapport au temps.....	47
Figure 15:	Schéma de la reconstruction des axes de déformation principaux à partir des éléments structuraux recueillis sur les veines de quartz.....	50

LISTE DES PLANCHES PHOTOS

Planche 1:	photos 1 à 3.....	59
Planche 2:	photos 4 à 6.....	61
Planche 3:	photos 7 à 9.....	63
Planche 4:	photos 10 à 12.....	65
Planche 5:	photos 13 à 15.....	67
Planche 6:	photos 16 à 18.....	69
Planche 7:	photos 19 à 21.....	71
Planche 8:	photos 22 et 23.....	73

# CHAPITRE 1

## INTRODUCTION

### 1.1 Généralités

Le potentiel aurifère de Terre-Neuve a été longtemps sous-évalué. Murray et Howley (1881) rapportent de petits indices associés à des veines de quartz dans la région de Ming's Bight. Dans les années 1980, l'engouement pour l'exploration aurifère a permis de découvrir une quantité impressionnante de nouveaux indices. La liste de Tuach (1992) fait état de 473 indices aurifères, dont plusieurs se trouvent dans la péninsule de Baie Verte (les dépôts de Deer Cove, de Pine Cove, de Stog'er Tight, de Nugget Pond et l'indice Dorset; figure 1). Principalement trois types de minéralisation aurifère ont été reconnus: 1) une minéralisation stratiforme dans des zones silicifiées (Hope Brook) ou 2) dans des métasédiments (Nugget pond) et 3) plus communément, des dépôts mésothermaux où l'or est contenu dans des veines de quartz ( $\pm$ carbonate), situées dans des structures de deuxième ou troisième ordre, reliées à une zone de faille majeure (Gower et al., 1988; Dubé, 1990; Evans et Kean, 1990).

La propriété Dorset est située à 3 km au sud-est du village de Baie Verte, à Terre-Neuve (figure 1). Les indices minéralisés qu'on y retrouve sont des exemples de minéralisations aurifères de type mésothermal (Dubé, 1990; MacDougall et MacInnis, 1990; Dubé et Lauzière, 1992; Bélanger et al., 1992; 1993). C'est à la suite de la découverte d'un échantillon contenant 22 gr/t Au dans le ruisseau Southwest Brook en 1987 que la compagnie Noranda a entrepris des travaux de cartographie, de géophysique et de forage, qui ont mené à la découverte de plusieurs indices sur la propriété Dorset (MacDougall et MacInnis, 1990).

Les indices sont formés d'une série de veines de quartz à forte teneur en or, encaissées dans les roches volcaniques et volcanoclastiques de la zone de Dunnage. Les veines, localisées près de dykes de composition mafique, sont incluses dans d'étroites zones de cisaillement spatialement associées à la ligne Baie Verte-Brompton.

La proximité de la propriété Dorset par rapport à la ligne Baie Verte-Brompton permet de vérifier les liens possibles existant entre la minéralisation aurifère et cette structure majeure, tel que proposé par Tuach et al. (1988), Dubé (1990) et Swinden (1990).

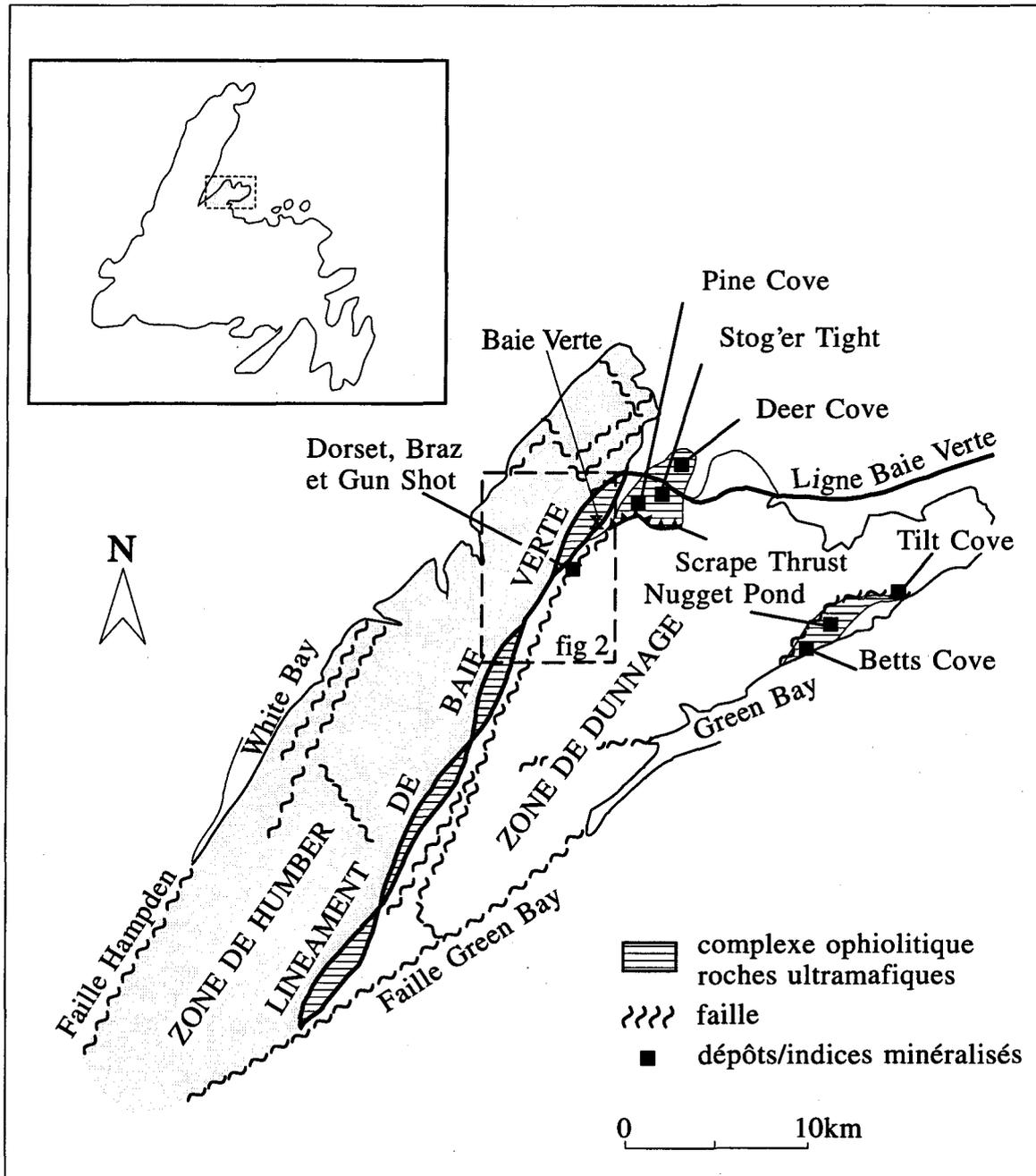


Figure 1: Carte géologique simplifiée de la péninsule de Baie Verte (modifiée de Tuach et al., 1988).

## 1.2 Objectifs

L'objectif général de cette étude est de déterminer s'il existe une relation de cause à effet entre les indices aurifères présents sur la propriété Dorset et la ligne Baie Verte-Brompton. Pour ce faire, les objectifs spécifiques suivants ont été retenus: 1) déterminer le contrôle structural de la minéralisation, 2) comprendre le rôle des dykes mafiques qui accompagnent les veines minéralisées, 3) déterminer la paragenèse de la minéralisation aurifère, 4) caractériser l'altération et le contrôle de sa distribution et, finalement, 5) situer l'épisode de minéralisation dans l'histoire tectonique régionale.

## 1.3 Travaux réalisés

Des travaux de reconnaissance dans la région de Baie Verte ont été effectués en 1989 par Benoît Dubé (Dubé, 1990). En 1991, les indices Dorset #1 et #2 ont fait l'objet d'une cartographie à la planchette (Dubé et Lauzière, 1992). Au cours des étés 1992 et 1993, nous avons fait une cartographie à la planchette des principaux indices, une cartographie à l'échelle 1:100 d'une trentaine de tranchées en périphérie des indices, ainsi qu'un relevé structural de la région située entre le lac de Flat Water Pond et le village de Baie Verte. Près de 170 échantillons ont été récoltés à partir desquels 145 lames minces orientées ont été étudiées.

## 1.4 Organisation du texte

Le chapitre 2 présente les principales caractéristiques stratigraphiques et structurales de la région de Baie Verte. La géologie à l'échelle de la propriété est présentée au chapitre 3 dans lequel nous décrivons les principales unités lithologiques et les caractéristiques structurales. Le chapitre 4 est consacré à la présentation des observations faites sur les principaux indices minéralisés de la propriété Dorset. Il sera d'abord question des contrôles lithologiques et structuraux des zones de cisaillement. Nous présenterons ensuite la paragenèse et les caractéristiques géochimiques des veines minéralisées et finalement nous décrivons brièvement les caractéristiques de l'altération hydrothermale. La discussion présentée au chapitre 5 traitera de cinq aspects principaux qui correspondent aux objectifs de la thèse. Le mécanisme de développement des zones de cisaillement sera d'abord discuté. Ensuite, il sera question de la mise en place des veines minéralisées dans ces mêmes zones de cisaillement. Les troisième, quatrième et cinquième parties de la discussion traiteront de la précipitation de l'or, des contrôles de l'altération et de la déformation des veines minéralisées. Enfin, nous présenterons un modèle métallogénique en relation avec le contexte régional et nous ferons une comparaison avec d'autres indices aurifères présents

dans la péninsule. Finalement, au chapitre 6, les principales conclusions de l'étude seront présentées.

## CHAPITRE 2

### GÉOLOGIE RÉGIONALE

#### 2.1 Introduction

La péninsule de Baie Verte est marquée par la présence de la ligne Baie Verte-Brompton (Williams et St-Julien, 1982) le long de laquelle sont juxtaposées les roches de la zone de Humber, représentant l'ancienne marge continentale nord-américaine, et les roches de la zone de Dunnage, correspondant aux vestiges de l'océan Iapetus (Williams, 1978) (figure 1). Les premiers travaux de reconnaissance régionale ont été effectués par Sir Alexander Murray (Murray et Howley, 1881), mais ce n'est que 50 ans plus tard que les premières cartes géologiques régionales ont été réalisées par, entre autres, Snelgrove (1931), Watson (1947), Baird (1951) et Neale (1958a; 1958b). Influencés par la théorie de la tectonique des plaques, Church (1965a; 1965b; 1969) et Kennedy (1969; 1971) amenèrent de nouvelles idées sur l'interprétation métamorphique et structurale de la péninsule. Par la suite, plusieurs travaux furent réalisés dans différents secteurs, parmi les plus importants, ceux de Kidd (1974, 1977) et de Bursnall (1975). Williams (1977) tenta de réconcilier les interprétations divergentes concernant l'évolution tectonique de la péninsule et révisa localement la stratigraphie. Enfin, plus récemment, Hibbard (1983) a publié une synthèse de la géologie de la péninsule de Baie Verte au niveau stratigraphique, géochimique, structural et métallogénique.

#### 2.2 Stratigraphie

La région se caractérise par deux ceintures de roches, soit à l'ouest, la ceinture de Fleur de Lys appartenant à la zone de Humber, et à l'est, la ceinture de Baie Verte faisant partie de la zone de Dunnage (figure 2). Ces ceintures sont en contact le long de la ligne Baie Verte-Brompton.

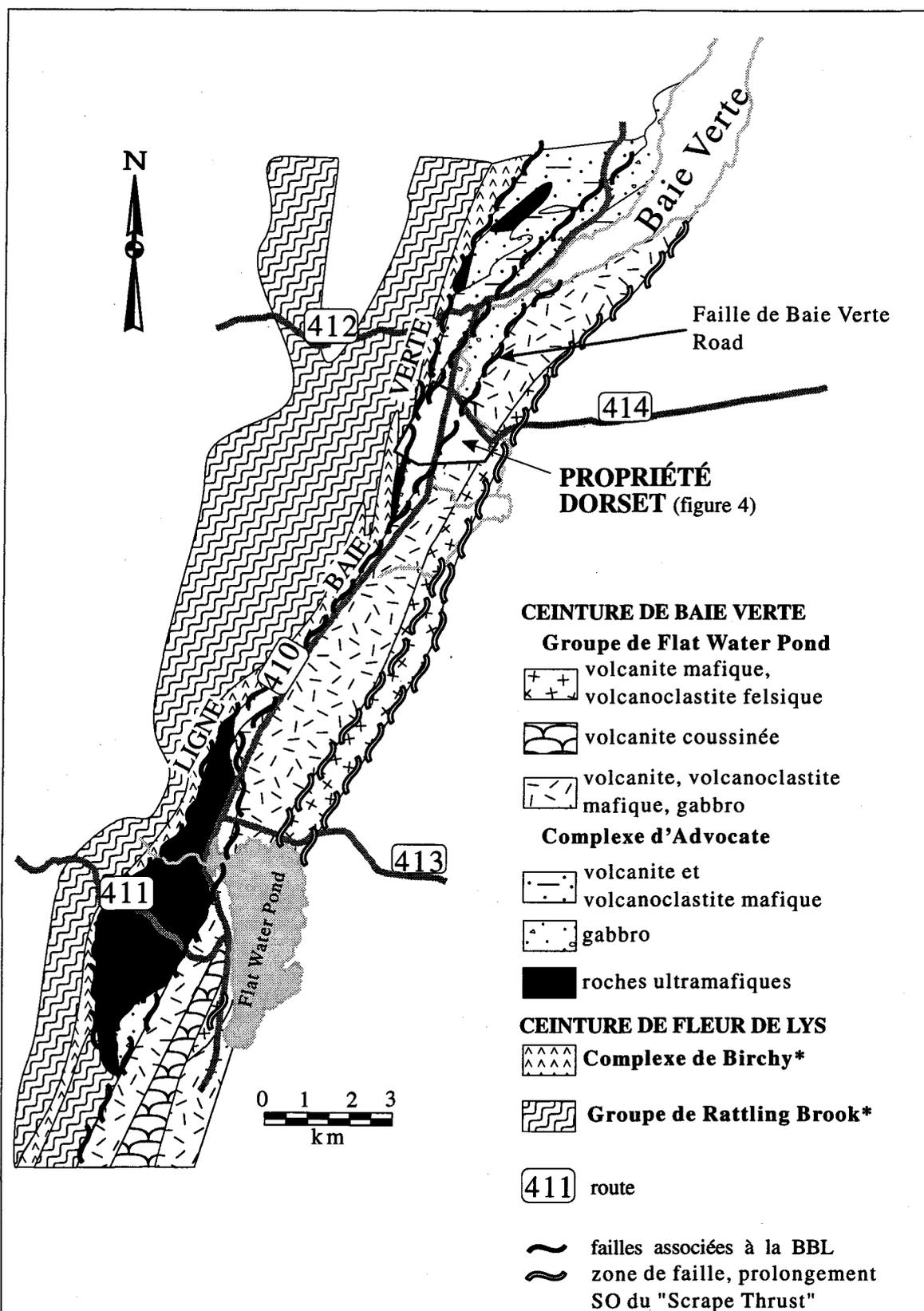


Figure 2: Carte lithostratigraphique de la région de Baie Verte (modifiée de Hibbard, 1983). \*Les lithologies caractéristiques du Complexe de Birchy et du Groupe de Rattling Brook sont décrites dans le texte (section 2.2.1)

### 2.2.1 Ceinture de Fleur de Lys

Le Groupe de Rattling Brook et le complexe de Birchy sont les deux assemblages lithostratigraphiques appartenant à la Ceinture de Fleur de Lys dans la région.

#### 2.2.1.1 Groupe de Rattling Brook

Le Groupe de Rattling Brook est situé près de la limite est de la ceinture de Fleur de Lys (figure 2). Les unités lithologiques caractéristiques sont des psammites feldspathiques, des pélites, des schistes à graphite, des amphibolites, des roches vertes schisteuses et des marbres (Hibbard, 1983). D'après les ressemblances avec les assemblages du Groupe de White Bay, situé plus à l'ouest, une pente continentale en bordure d'un plateau de carbonates est suggéré comme environnement de dépôt (Hibbard, 1983). L'âge du Groupe de Rattling Brook est inconnu, mais sa corrélation avec le Groupe de White Bay suggère un âge Éocambrien à Ordovicien précoce.

#### 2.2.1.2 Complexe de Birchy

Les roches du complexe de Birchy forment un assemblage structural le long de la marge est de la ceinture de Fleur de Lys (figure 2). La majeure partie du complexe représente les composantes démembrées d'une suite ophiolitique. Les trois principaux assemblages sont: i) des schistes calco-silicatés et des métagabbros, ii) des schistes graphitiques et un mélange et iii) des schistes de couleur verte accompagnés de roches métaclastiques (Hibbard, 1983).

Le contact entre le complexe de Birchy et le Groupe de Rattling Brook, bien que localement faillé, est généralement concordant et graduel (Kennedy, 1969; de Wit, 1972; Kidd, 1974; Bursnall, 1975). À l'est, le complexe de Birchy est en contact tectonique avec les roches de la ceinture de Baie Verte le long de la ligne Baie Verte-Brompton.

Il n'y a pas d'indication directe de l'âge du complexe de Birchy. Les corrélations lithostratigraphiques indiquent qu'il ne peut être plus jeune que l'Ordovicien précoce et les relations avec les autres roches de la ceinture de Fleur de Lys indiquent qu'il est plus jeune que l'Éocambrien (Hibbard, 1983).

### 2.2.2 Ceinture de Baie Verte

La ceinture de Baie Verte (Hibbard, 1983) comprend un assemblage de roches volcaniques et intrusives qui affleurent dans la partie est de la péninsule de Baie Verte (figure 2). Ces roches forment la marge ouest de la zone de Dunnage (Williams, 1978). La ceinture de Baie Verte est composée de trois éléments stratigraphiques majeurs incluant: 1)

une base ophiolitique, 2) une séquence de couverture volcanique et 3) des intrusions mafiques à felsiques.

#### 2.2.2.1 Complexe d'Advocate

Le complexe d'Advocate est constitué de trois feuillets ophiolitiques incomplets et disloqués, accompagnés par leur séquence de couverture. Les roches ophiolitiques intrusives du complexe incluent des roches ultramafiques serpentinisées, des gabbros et métagabbros, des dykes de diabase en feuillets et leurs équivalents altérés et métamorphisés (Hibbard, 1983).

D'après les observations et les descriptions de chacune des unités, il semble que les contacts étaient à l'origine graduels. La distribution et la stratigraphie incomplète des ophiolites préservées indiquent que les roches ultramafiques forment la base des trois séquences et qu'elles sont suivies dans un ordre stratigraphique ascendant vers le sud-est par les roches gabbroïques et les dykes en feuillets (Hibbard, 1983).

Les séquences de couverture associées aux différents feuillets d'ophiolites sont dominées par des roches volcaniques et volcanoclastiques. Elles représentent une séquence marine qui semble s'être déposée directement sur une croûte océanique, le long ou près d'une faille de fond océanique qui exposait des portions profondes de la croûte.

Il n'y a pas d'évidences directes permettant de déterminer l'âge des roches de couverture du Complexe d'Advocate. Cependant, les observations de terrain et les corrélations suggèrent qu'une partie, sinon la totalité des roches de couverture, sont équivalentes aux roches du Groupe de Flat Water Pond, et qu'elles se sont formées en même temps (Hibbard, 1983). Les récents travaux de datation de Cawood et Dunning (1993), indiquent un âge Silurien pour le Groupe de Flat Water Pond.

#### 2.2.2.2 Groupe de Flat Water Pond

Le Groupe de Flat Water Pond est une mince séquence homoclinale, à sommet vers l'est, composée d'un conglomérat, de roches volcaniques et volcanoclastiques mafiques et felsiques (figure 2). Des contacts concordants existent au moins localement entre toutes les subdivisions du groupe (Kidd, 1974; 1977). Le groupe se distingue des autres séquences de couverture de la ceinture de Baie Verte par la présence de gros blocs conglomératiques à sa base et à des niveaux stratigraphiques plus élevés.

Kidd (1974) a déterminé la stratigraphie du groupe entre les régions du lac de Flat Water Pond et du lac Micmac et il a subdivisé le groupe en sept formations. Hibbard (1983) utilise quatre associations de roches. Le conglomérat de Kidney Pond et les roches qui lui sont associées forment la base apparente du groupe. L'assemblage le plus fréquemment

rencontré est constitué d'un conglomérat subordonné à des volcanoclastites mafiques et d'une quantité mineure de laves coussinées. Localement, ces roches recouvrent en concordance les conglomérats de la base. Le troisième assemblage est composé de roches volcaniques et volcanoclastiques mafiques et felsiques interlitées, qui recouvrent les roches volcanoclastiques mafiques. Enfin, des laves coussinées et des filons-couches mafiques, probablement cogénétiques, constituent le quatrième assemblage.

À l'ouest, le Groupe de Flat Water Pond est en contact tectonique avec le complexe de Birchy et le complexe d'Advocate, le long de la faille subverticale Baie Verte Road orientée NE-SO, dont une section est interprétée comme une faille tardive définissant la ligne Baie Verte-Brompton (Hibbard, 1983). À l'est, le Groupe de Flat Water Pond est en contact tectonique avec la granodiorite de Burlington, le long d'une faille qui correspond au prolongement SO du Scrape Thrust (Hibbard, 1983) (figure 1, 2).

Cawood et Dunning (1993) ont interprété le Groupe de Flat Water Pond comme une séquence sédimentaire et volcanique s'étant déposée en remplissage d'un graben, lors de l'exhumation rapide des roches qui bordent la ligne Baie Verte-Brompton.

L'âge relatif du Groupe de Flat Water Pond est déterminé à partir de l'identification des fragments présents dans le conglomérat situé à sa base. Il en résulte que le groupe de Flat Water Pond est plus jeune que les ophiolites et suit la formation des virginites (roches ultramafiques altérées), ainsi que la déformation du Groupe de Fleur de Lys (Hibbard, 1983). Le conglomérat contient également des fragments de la granodiotite de Burlington datée à  $432 \pm 3$  Ma (Cawood et Dunning, 1993). De plus le Groupe de Flat Water Pond et la granodiorite de Burlington sont tous deux recouverts en discordance par le Groupe de Mic Mac Lake qui est corrélé avec les Groupes de Cap St. John et Springdale datés autour de 430-425 Ma (Cawood et Dunning, 1993). La formation du Groupe de Flat Water Pond se situe donc entre  $432 \pm 3$  Ma et 430-425 Ma.

## 2.3 Structure

### 2.3.1 Ligne Baie Verte-Brompton

La ligne Baie Verte-Brompton est le trait structural le plus important de la péninsule. Elle a été définie comme une zone structurale étroite, marquée par des complexes ophiolitiques discontinus (St-Julien et al., 1976; Williams et St-Julien, 1978, 1982). Cette structure a aussi été appelée le linéament de Baie Verte (Bird et Dewey, 1970; Kidd, 1977). Hibbard (1983) définit la ligne Baie Verte-Brompton comme une zone tectonique séparant les ceintures de Fleur de Lys et de Baie Verte (figure 2). Il croit également que les relations existant entre le réseau de failles qui la définit et la structure régionale indiquent que le tectonisme dans la péninsule a été centré sur la ligne et ses structures subsidiaires.

La majorité de ceux qui ont travaillé sur la ligne Baie Verte-Brompton, dans la péninsule de Baie Verte, divise son histoire tectonique en deux épisodes. Le premier correspond à l'obduction des ophiolites sur la ceinture de Fleur de Lys, lors de l'orogénie taconienne (Bursnall, 1975; Bursnall et de Wit, 1975; Williams et al., 1977; Hibbard, 1983). Le deuxième épisode consiste en une série de mouvements distribués de façon hétérogène le long de la ligne Baie Verte-Brompton.

Hibbard (1983) propose que les structures reliées à ce deuxième épisode tectonique ont une polarité inversée, de l'ouest vers l'est, par rapport aux premiers mouvements qui seraient à vergence vers l'est. D'après ses observations dans la zone de Dunnage, les structures seraient reliées à l'orogénie acadienne.

Les datations effectuées par Cawood et al. (1994) indiquent un âge Silurien pour le métamorphisme et la déformation dans la partie est de la zone de Humber et pour les mouvements le long de la ligne Baie Verte-Brompton. Ces auteurs suggèrent que l'océan Iapetus était fermé à cette époque et que l'orogénie était alors de type himalayen, c'est-à-dire une collision continent-continent entre les plaques Laurentia et Gondwana (Cawood et Dunning, 1993, Cawood et al., 1994). Dans les Appalaches de la Nouvelle-Angleterre, la collision continent-continent est normalement associée à l'orogénie acadienne au Dévonien (Cawood et al., 1994). Ils proposent que la collision a eu lieu plus tôt à Terre-Neuve en raison de la présence d'un promontoire le long de la marge continentale (Cawood et al., 1994). Les mouvements reliés à l'orogénie acadienne au Dévonien moyen à Terre-Neuve seraient restreints à des mouvements tardifs sur les zones de cisaillement pré-existantes.

Goodwin et Williams (1990) décrivent la ligne Baie Verte-Brompton comme une zone de déformation à la fois ductile et cassante, active de l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère. Goodwin (1994, comm. personnelle) a identifié au moins cinq mouvements le long de la ligne Baie Verte-Brompton, qui sont par ordre chronologique: 1) un mouvement inverse précoce au faciès métamorphique des amphibolites, 2) un mouvement de coulissage dextre, encore au faciès des amphibolites, 3) un mouvement de coulissage senestre rétrograde, 4) un événement ductile majeur inverse-dextre au faciès des schistes verts et enfin 5) un événement en extension, superposé sur toutes les autres structures. Cette auteure mentionne également que le Groupe de Flat Water Pond n'aurait enregistré que les deux derniers événements. Il est actuellement difficile d'attribuer un âge à ces différents mouvements et de les relier avec ceux décrits par les autres chercheurs. Cependant, il est possible de suggérer qu'au moins les deux premiers mouvements reconnus par Goodwin (1994, comm. personnelle) sont reliés au chevauchement des ophiolites lors de l'orogénie taconienne et que le quatrième est d'âge silurien ou plus jeune, puisqu'il affecte le Groupe de Flat Water Pond ( $< 432 \pm 3$  Ma).

### 2.3.2 Autres failles majeures

La ligne Baie Verte-Brompton est dans certains cas soulignée par des failles secondaires. C'est le cas entre autre d'une section de la route de Baie Verte (route 410), où la ligne Baie Verte-Brompton porte le nom de faille de Baie Verte Road (figure 2). Sur la propriété Dorset cette faille ne correspond pas à la ligne Baie Verte-Brompton et elle met en contact les roches du Complexe d'Advocate et du Groupe de Flat Water Pond (figure 4). Cette section de la faille de Baie Verte Road correspond possiblement à une structure de deuxième ordre reliée à la ligne Baie Verte-Brompton et qui s'est développée pendant la déformation silurienne mise en évidence par Cawood et Dunning (1993) après la formation du Groupe de Flat Water Pond.

Le prolongement sud-ouest du Scrape Thrust met en contact les roches du Groupe de Flat Water Pond avec la granodiorite de Burlington. La cinématique de cette faille fait présentement l'objet d'une étude de doctorat par S. Anderson (Université Dalhousie, Halifax). Ses travaux préliminaires suggèrent un mouvement normal le long de la faille qui borde la partie ouest de la granodiorite de Burlington (Jamieson et al., 1993). Nos travaux de reconnaissance sur une section de la faille ont permis de constater qu'elle a été le lieu de déformations successives et complexes. La présence de linéations subhorizontales suggère des mouvements coulissants.

### 2.3.3 Éléments structuraux régionaux

Nos travaux réalisés lors de l'été 1993 ont permis de cartographier certains des principaux éléments structuraux de la région (figure 3). Les roches sont affectées par une foliation principale orientée NNE-SSO avec un fort pendage vers le NO (figure 3a). Cette foliation a été désignée S<sub>1</sub>. C'est la foliation régionale la plus ancienne que nous ayons reconnue dans la région. Son intensité est très variable, passant de faible à intense, et peut même prendre la forme d'une foliation mylonitique dans les zones les plus déformées. Les plans de foliation contiennent une linéation minérale à plongée moyenne à abrupte vers l'ouest avec une concentration principale vers le NO et un certain nombre vers le SO (figure 3a). Cette linéation se matérialise par un allongement de minéraux comme la chlorite, la séricite et le leucoxène. Des stries subhorizontales ont été mesurées sur les plans de foliation S<sub>1</sub> témoignant d'un mouvement de coulissage (figure 3c; planche 1, photo 1). Les gradins observés sur ces plans indiquent des mouvements dextre et senestre.

Les roches de la région montrent rarement des évidences de plissement. La bordure nord-est du lac Flat Water Pond est le seul endroit où il a été possible d'observer des plis mésoscopiques et de mesurer certains éléments structuraux qui leur sont reliés. Les plis

sont de faible longueur d'onde (10 à 20 cm), ils sont ouverts à fermés et leur axe plonge modérément vers le SO. Ils plissent la foliation principale  $S_1$  et un clivage de plan axial  $S_2$  d'orientation SO-NE s'est développé (figure 3b). Ce même clivage a été mesuré ailleurs dans la région mais les plis ne sont pas visibles. Le secteur est probablement situé sur le flanc d'un grand pli qui n'est pas perceptible à l'échelle de la région à l'étude mais qui a été décrit par Hibbard (1983) et Kidd (1974).

Les veines de quartz stériles ou faiblement minéralisées sont généralement étroites (2 à 10 cm) avec une extension latérale de quelques dizaines de mètres. Leur attitude moyenne est N222/87 (figure 3c).

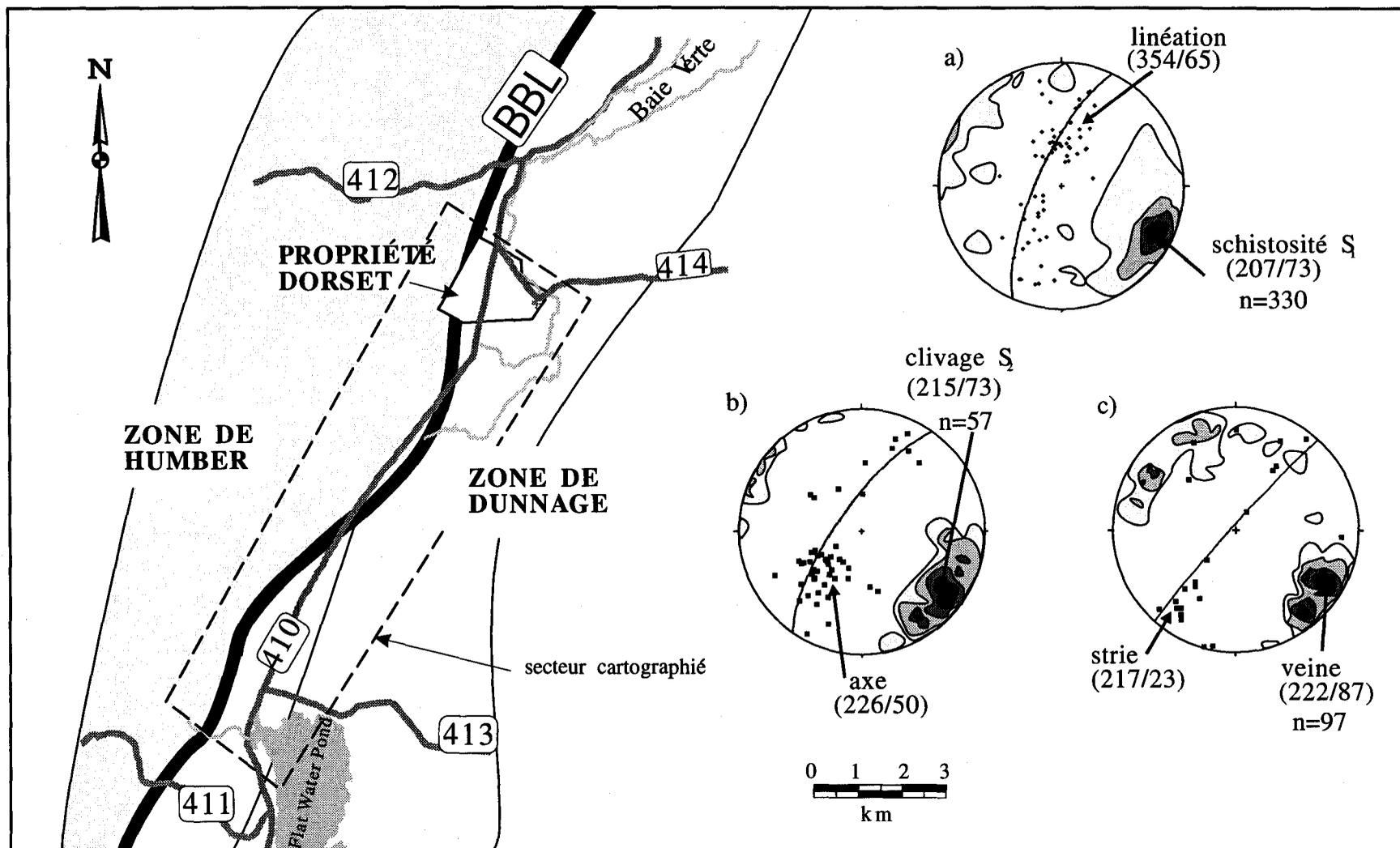
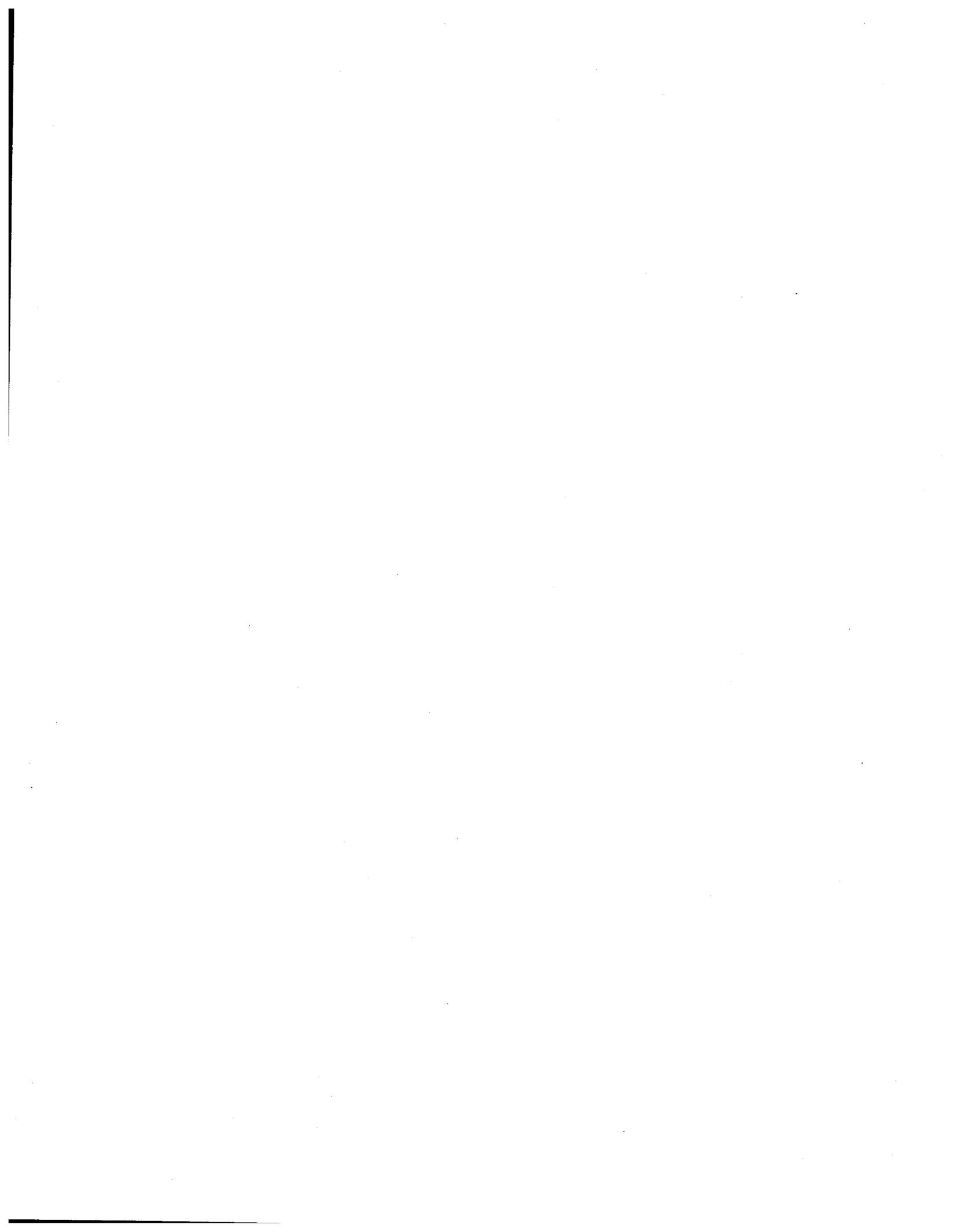


Figure 3: Carte des divisions structurales de la région de Baie Verte (Modifiée de Hibbard, 1983), représentations stéréographiques des principaux éléments structuraux mesurés lors de travaux de cartographie de 1992 et 1993 et des travaux de reconnaissance de Benoît Dubé, 1989. Stéréonnet équiaire, projection hémisphère inférieur.



## CHAPITRE 3

### GÉOLOGIE LOCALE

#### 3.1 Introduction

La prochaine section vise à décrire les lithologies présentes sur la propriété Dorset et à établir leur corrélation avec la stratigraphie régionale. Dans un deuxième temps, les différents éléments structuraux seront présentés afin de définir le cadre structural à l'échelle de la propriété. Finalement, la dernière section est consacrée aux altérations qui affectent les unités lithologiques.

#### 3.2 Lithostratigraphie

Globalement, la propriété Dorset chevauche les roches du complexe d'Advocate et du Groupe de Flat Water Pond et une mince bande de psammites appartenant à la ceinture de Fleur de Lys affleure à l'extrémité ouest de la propriété (figure 4). L'établissement de la stratigraphie a été effectué par une cartographie au 1:2500 en utilisant comme base la carte de la compagnie Noranda (1989). La description des unités est essentiellement basée sur les descriptions mégascopiques et dans certains cas sur les observations en lames minces.

##### 3.2.1 Groupe de Fleur de Lys

Les psammites du Groupe de Fleur de Lys sont des grès quartzo-feldspathiques très fortement déformés qui affleurent uniquement dans l'extrémité SO de la propriété (figure 4). Elles sont affectées par une schistosité pénétrante  $S_1$ , plissotée par endroit. Des veinules de quartz discontinues, de 5 à 10 mm de largeur, sont parallèles à la schistosité principale et sont aussi plissées.

##### 3.2.2 Complexe d'Advocate

Les roches du Complexe d'Advocate qui affleurent sur la propriété sont des gabbros et des roches volcaniques mylonitisées. À l'ouest, elles sont séparées des psammites du Groupe de Fleur de Lys par la ligne Baie Verte-Brompton et à l'est, elles sont en contact

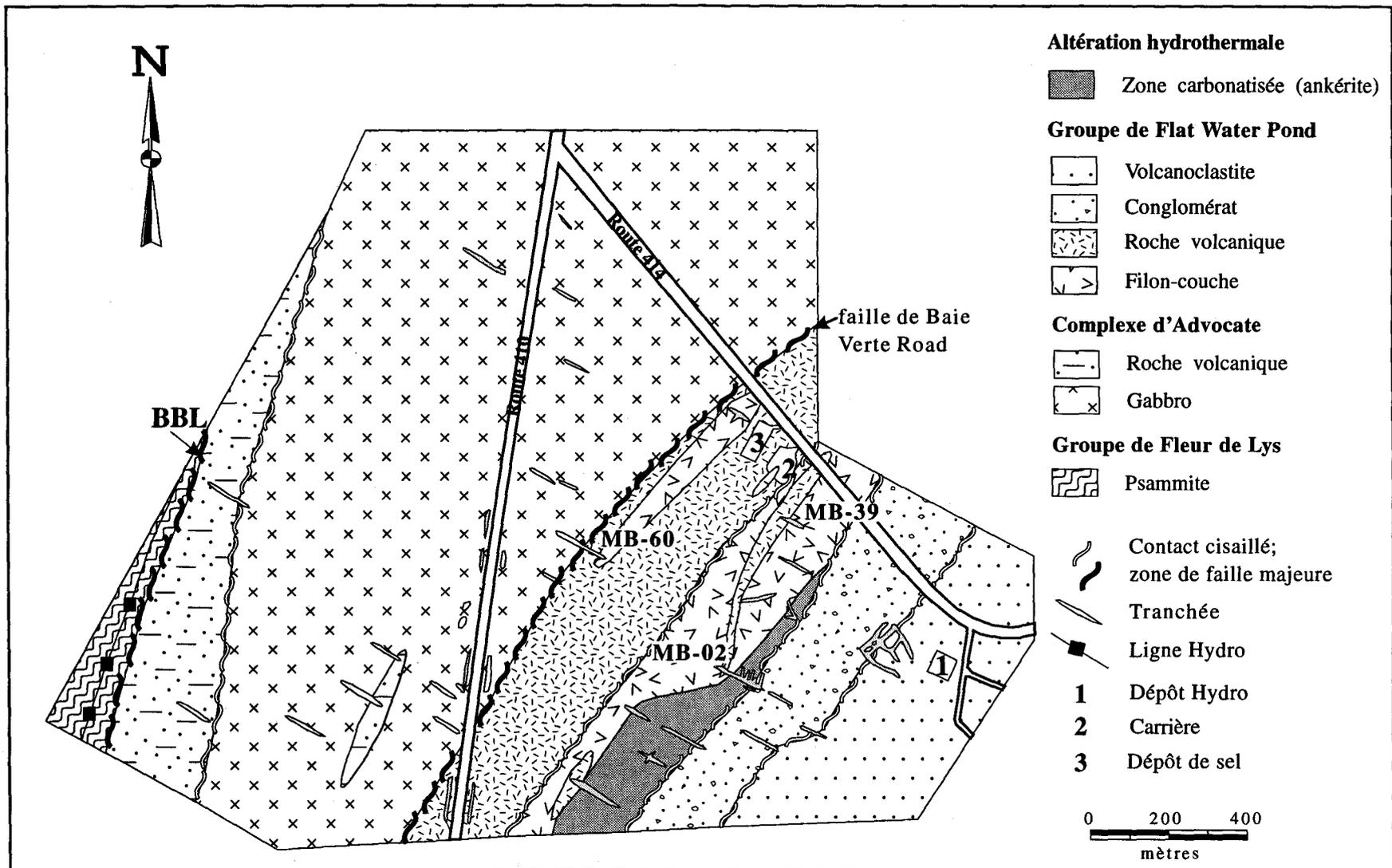


Figure 4: Carte géologique détaillée de la propriété Dorset (modifiée de Noranda, 1989). Les tranchées identifiées sont celles citées dans le texte. BBL: ligne Baie Verte-Brompton.

tectonique avec les roches du Groupe de Flat Water Pond le long de la faille de Baie Verte Road (figure 4).

### 3.2.2.1 Gabbro

Aucune analyse chimique n'ayant été faite, le terme gabbro est une appellation de terrain. Malgré les variations de la granulométrie et de la proportion des minéraux constituants, les gabbros ont été regroupés en une seule unité (figure 4). Les gabbros présentent une teinte vert noirâtre plus ou moins mouchetée de blanc. Les grains sont en moyenne de 0.5 à 1 mm de diamètre. Les gabbros sont généralement leucocrates avec une proportion de 60 à 70% de plagioclases et de 30 à 40% de minéraux mafiques, principalement des amphiboles et des pyroxènes partiellement chloritisés. Du quartz est parfois présent dans une proportion inférieure à 5%. De la magnétite, de la pyrite et/ou du leucoxène sont souvent présents dans une proportion inférieure à 2%. Plusieurs veines et veinules de quartz de 1 à 10 cm de largeur recoupent les gabbros. La déformation qui est généralement relativement faible, ainsi que la proportion de pyrite disséminée, augmentent à proximité de ces veines. L'altération principale des gabbros est la chloritisation, mais il n'est pas rare d'observer de l'ankéritisation et de l'épidotisation, surtout dans les zones plus déformées.

Les gabbros sont recoupés par de nombreux dykes de composition mafique, qui se distinguent par leur couleur gris-verdâtre foncé et leur fine granulométrie. La largeur des dykes varie de 10 à 25 cm; leur extension latérale n'a pas été déterminée. Ils sont généralement plus déformés que les gabbros et contiennent parfois 1 à 2% de leucoxène.

### 3.2.2.2 Roches volcaniques

Les roches volcaniques du complexe d'Advocate se distinguent des gabbros par l'absence de la texture mouchetée, leur granulométrie plus fine et la présence locale de phénocristaux de plagioclase. Elles forment des coulées massives mais localement, il est possible d'observer des coussins dont les bordures sont épidotisées. À proximité de la ligne Baie Verte-Brompton, les roches volcaniques sont mylonitisées et montrent une texture rubanée définie par l'alternance de bandes quartzo-feldspathiques et de bandes riches en chlorite. L'altération générale est la chloritisation, avec par endroit de la pyrite disséminée ou en veinules.

### 3.2.3 Groupe de Flat Water Pond

Sur la propriété Dorset, les unités représentant le Groupe de Flat Water Pond font partie de l'assemblage de roches volcaniques et de filons-couches, et de l'assemblage de volcanoclastites de Hibbard (1983) (section 2.2.2.2)

#### 3.2.3.1 Roches volcaniques et filons-couches

##### 3.2.3.1a Roches volcaniques

Les roches volcaniques sont des laves coussinées qui affleurent particulièrement bien en deux endroits, soit dans les tranchées MB-39 et MB-60 (figure 4). Dans la tranchée MB-39 les coussins ont une forme arrondie, légèrement allongée, et un diamètre moyen de 40 cm. La granulométrie à l'intérieur des coussins est fine à moyenne. Certains coussins contiennent des phénocristaux de plagioclase et de pyroxène, des vacuoles, des amygdules et/ou de la pyrite disséminée. La bordure des coussins est de granulométrie fine et légèrement épidotisée. De la hyaloclastite est présente entre les coussins. Sa couleur rouille est probablement causée par l'oxydation de la pyrite disséminée. La lave est composée d'environ 1% de phénocristaux de pyroxène et de plagioclase de 1mm dans une matrice formée de 45% de plagioclase, de 20% de pyroxène (0.03 à 0.1 mm) et de 1 à 2% de carbonates en cristaux automorphes de 0.4 mm. La saussuritisation des plagioclases leur donne un aspect trouble. La proportion des minéraux mafiques et l'absence de quartz suggèrent que les laves sont de composition mafique.

Dans la tranchée MB-60, les coussins ont une forme ovale allongée, la longueur varie de 7 à 40 cm. Le rapport longueur/largeur moyen (X:Z) mesuré dans le plan perpendiculaire à la foliation principale S<sub>1</sub> est de 3:1. Bien que les coussins soient plus déformés, la roche a une composition semblable à celle de la tranchée MB-39. Elle en diffère par la présence d'amas d'épidote ou de chlorite de 1 à 2 cm de diamètre et une quantité de hyaloclastite plus importante entre les coussins. En lame mince, on note une chloritisation et une carbonatation beaucoup plus importantes ainsi que la présence de feldspath alcalin (<1%). Les amygdules ont une forme étirée, leur longueur moyenne est de 1 à 2 mm. Elles sont remplies partiellement ou complètement par un assemblage de quartz-carbonate±actinote en proportion variable. Aucun indicateur de sommet n'a été trouvé dans l'une ou l'autre des tranchées.

##### 3.2.3.1b Filons-couches

Les filons-couches de gabbro contiennent un des indices minéralisés important de la propriété (l'indice Gun Shot). Ils sont très affectés par l'altération en carbonate de fer qui

sera traitée à la section 3.4. La tranchée MB-02 donne une coupe stratigraphique dans un filon-couche gabbroïque qui a subi une différenciation magmatique. En effet, il est possible d'observer des variations graduelles dans la composition et la granulométrie du gabbro.

Trois types de gabbro sont principalement observés. Le premier est leucocrate et de granulométrie très grossière. En affleurement, il est caractérisé par la couleur blanchâtre de la patine d'altération et la présence d'amas de plagioclases de 2 à 20 cm de longueur. En lame mince, ces amas sont des agrégats composés essentiellement de bâtonnets de plagioclases de 1 mm, baignant dans une matrice riche en chlorite-carbonate-épidote et leucoxène. Les agrégats sont allongés mais les microlites de plagioclase à l'intérieur ne sont pas déformés. Les carbonates sont parfois dans des fractures d'extension des agrégats et sont accompagnés par du quartz. Le type de gabbro le plus abondant ressemble au gabbro leucocrate précédemment décrit mais se caractérise par une granulométrie plus fine et l'absence d'agrégats. Le troisième type est un gabbro mélanocrate finement grenu et caractérisé par la présence de leucoxène, indiquant une composition plus riche en fer et titane, possiblement issue de la différenciation magmatique.

L'épaisseur des filons-couches varie de métrique à décimétrique. La diversité et le manque de continuité des gabbros rencontrés sur la propriété rend difficile leur corrélation d'une tranchée à l'autre, et l'établissement de la séquence de différenciation.

### 3.2.3.2 Assemblage de volcanoclastites

#### 3.2.3.2a Conglomérat

Il s'agit d'une unité contenant des fragments de composition variable baignant dans une matrice chloriteuse. Le diamètre des fragments est en moyenne de 1 à 7 cm mais peut atteindre 20 cm. Ils sont subarrondis à subanguleux. La matrice est de granulométrie fine. Les fragments les plus fréquemment rencontrés sont des gabbros et des laves mafiques à intermédiaires avec ou sans phénocristaux. Certains contiennent des vacuoles ou des amygdules comblées d'épidote. Des fragments de coussins ont été observés dans la région des indices Dorset #1 et #2. Le conglomérat contient également des fragments de laves à phénocristaux de plagioclase, qui peuvent avoir un diamètre de plus de 2 m. La description mégascopique des fragments suggère qu'ils proviennent en partie des unités lithologiques du complexe d'Advocate. La nature des fragments et leur forme suggèrent que cette unité pourrait également correspondre à une roche d'origine pyroclastique (agglomérat). Le terme conglomérat se veut un terme descriptif.

### 3.2.3.2b Volcanoclastites

Les volcanoclastites affleurent principalement dans la partie SE de la propriété (figure 4). Sur le terrain, elles apparaissent sous la forme de bandes de composition mafique à intermédiaire, de 4 à 60 cm de largeur et s'étendant sur une longueur de 2 à 5 m. Les bandes sont juxtaposées les unes aux autres de façon rectiligne et se terminent en biseau. Elles correspondent au litage fortement transposé dans la schistosité. Ces bandes se distinguent les unes des autres par des variations de teinte, de granulométrie ou par la présence de phénocristaux ou d'amygdules.

Les unités sont généralement de couleur verte ou vert grisâtre avec une granulométrie variant de fine à moyenne. Les volcanoclastites se composent d'un assemblage de plagioclase-feldspath potassique-chlorite-épidote-muscovite±pyroxène. Les plagioclases et les feldspaths potassiques constituent 40-80% de la composition totale. La granulométrie est généralement fine (0.1 mm ou moins). La matrice est diffuse et les minéraux ont une forme subarrondie, suggérant une origine sédimentaire.

Certaines bandes contiennent des vacuoles ou des amygdules de forme ovale dont l'axe long mesure de 0.2 à 2 mm. Elles sont parfois remplies ou partiellement remplies d'épidote ou de carbonate. Dans certains cas, elles définissent la linéation d'étirement et montrent un rapport longueur/largeur de 2:1 à 4:1. D'autres bandes sont caractérisées par la présence de phénocristaux de pyroxène de 2 à 4 mm, complètement altéré en chlorite.

L'altération principale est la chloritisation mais on note aussi la présence de carbonate de fer ainsi que de la pyrite disséminée.

### 3.2.3.3 Dykes

Les lithologies décrites ci-haut sont recoupées par des dykes mafiques finement grenus. Leur largeur varie entre 15 et 40 cm et leur longueur varie de quelques mètres à plus d'une centaine de mètres. Bien que les dykes soient souvent sub-concordants avec les unités stratigraphiques (section 3.3; figure 5d), localement ils les recoupent clairement.

## 3.3 Cadre structural

La caractéristique structurale principale de la région étudiée est le parallélisme des éléments structuraux planaires avec la ligne Baie Verte-Brompton. La déformation à l'échelle de la propriété est développée de façon hétérogène. Elle se caractérise par la formation de zones de cisaillement de largeur métrique à décimétrique qui sont orientées NE-SO correspondant grossièrement à l'orientation des failles majeures dans la région.

Les zones de cisaillement sont caractérisées par une augmentation de l'intensité de la foliation et dans certains cas par une mylonitisation des roches. Certains de ces cisaillements correspondent à des contacts tectoniques entre différentes unités stratigraphiques (figure 4).

Lors de la cartographie des lithologies, les contacts entre les différentes unités ont été considérés comme les plans de stratification et notés  $S_0$ . Ils ont une orientation moyenne N226/73 (figure 5a), subparallèle à la distribution des grandes unités présentes (figure 4) et au système de failles.

L'élément structural dominant est la foliation  $S_1$  qui varie en intensité de faible à moyenne, à très intense dans les zones de cisaillement. Son orientation moyenne est N222/71 (figure 5b) et elle se manifeste par un clivage ou une schistosité pénétrante, caractérisée par un alignement des minéraux (plagioclase ou chlorite) et/ou un étirement des fragments présents dans les roches. Lorsque la déformation est très intense, elle peut prendre la forme d'une foliation mylonitique.

Le plan de foliation contient une linéation d'étirement ( $L_1$ ) qui plonge abruptement vers le nord (figure 5b). Elle est principalement définie par l'allongement de minéraux comme la chlorite, le leucoxène ou la séricite, des phénocristaux de pyroxène ou de plagioclase et, moins fréquemment, par des fragments dans le conglomérat. Le rapport longueur/largeur est en moyenne de 3:1 mais peut atteindre 5:1 dans les zones fortement déformées.

Un clivage  $S_2$  ayant une attitude moyenne N240/70 (figure 5c) est également observé à l'échelle de la propriété. Cependant, il est généralement mieux développé dans les zones plus déformées. En affleurement il est net et espacé de 1 à 3 mm. Il recoupe la foliation principale  $S_1$  et la crénule localement. En lame mince, il apparaît comme un clivage discret, parfois souligné par de fins cristaux de chlorite. Il recoupe  $S_1$  avec un léger entraînement. Cet entraînement ne peut toutefois pas être utilisé comme indicateur cinématique, puisque la linéation d'intersection entre  $S_1$  et  $S_2$  est parallèle à la linéation  $L_1$ . Les deux foliations ne sont donc pas compatibles avec une fabrique C-S. De fait,  $S_2$  est plus jeune que  $S_1$ .

Les stries présentes sur les plans de foliation  $S_1$  ont des orientations et des indices de sens de mouvement semblables à ceux mesurés régionalement (section 2.2.2; figure 5e).

Deux systèmes de joints sont développés, le premier est subparallèle à la foliation  $S_1$ , orienté N223/67, et il est particulièrement bien développé dans les roches mylonitisées. Le deuxième a une attitude moyenne N310/36. Dans les zones fortement déformées, il y a développement de plans de kinks millimétriques à centimétriques orientés N265/87, superposés sur la foliation.

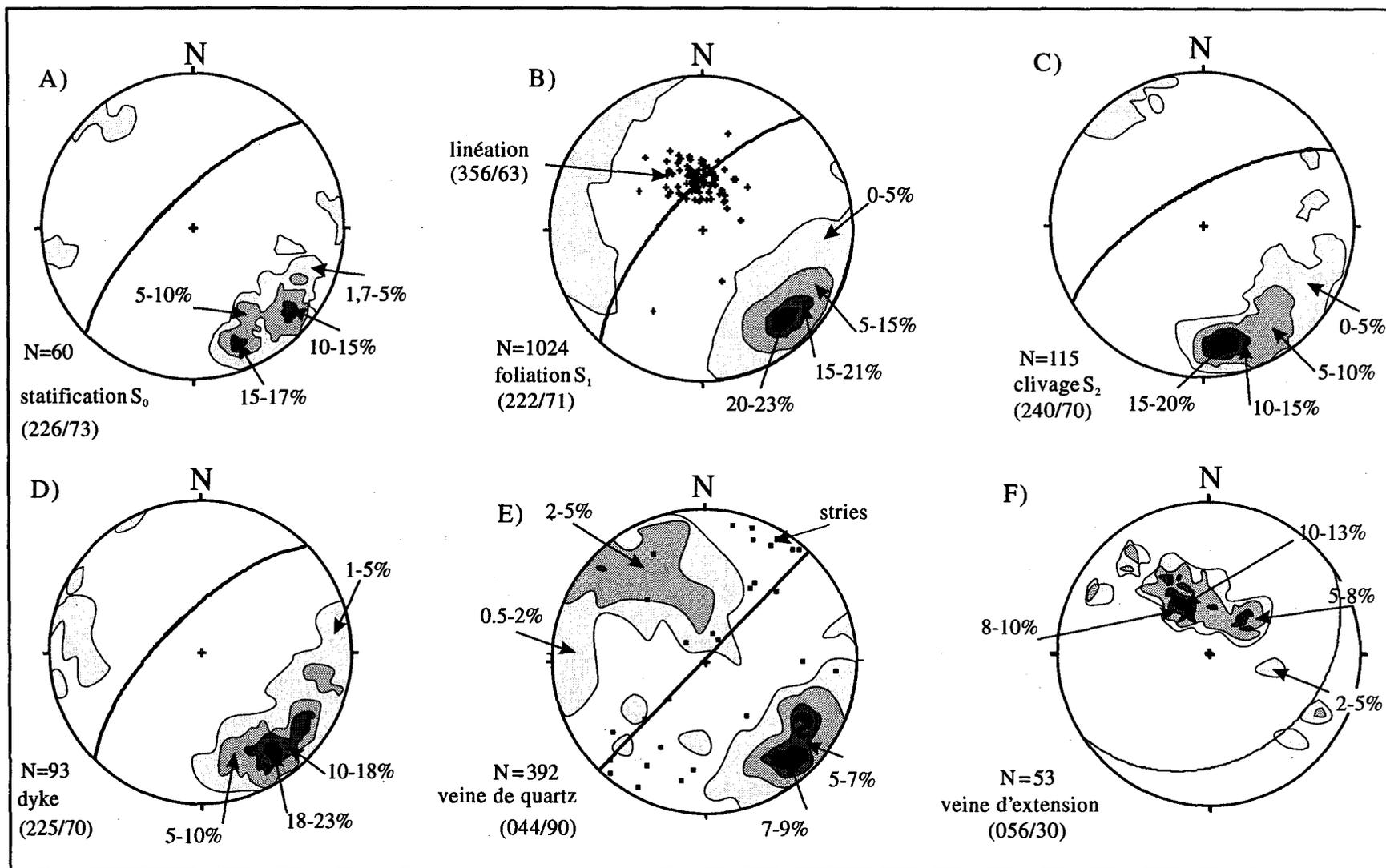


Figure 5: Représentations stéréographiques des éléments structuraux mesurés sur la propriété Dorset. Stéréonet équiaire, projection hémisphère inférieur.

Les veines de quartz présentes sur la propriété, à l'exception des veines minéralisées qui seront décrites plus loin, ont une largeur variant entre 0.5 et 10 cm. Elles sont rarement continues sur plus de quelques mètres. Leur attitude moyenne est N044/90 (figure 5e). Des veinules d'extension ont aussi été cartographiées et leur attitude moyenne est N056/30 (figure 5f). Elles sont remplies de quartz et parfois de carbonate. Ces veinules sont perpendiculaires à la linéation d'étirement et s'avèrent donc compatibles avec l'allongement vertical mesuré (L<sub>1</sub>).

L'orientation NE-SO des différents éléments structuraux tels que la statification S<sub>0</sub>, la foliation S<sub>1</sub>, le clivage S<sub>2</sub>, les dykes et les veines, suggère une déformation principale en compression NO-SE. Mis à part la présence locale de kinks, aucun pli majeur n'est cartographiable, tant au niveau de la distribution des unités lithologiques, que des éléments structuraux.

### 3.4 Altération

De façon générale, les roches de la propriété Dorset montrent des assemblages minéralogiques caractéristiques du faciès métamorphique des schistes verts, c'est-à-dire chlorite-actinote-épidote-séricite±carbonate. La proportion relative de chaque minéral varie en fonction des lithologies. Certaines zones sont affectées par une intense altération en carbonates de fer (possiblement de l'ankérite), qui donne à la roche une couleur beige et une patine d'altération orange résultant de l'oxydation du fer.

L'altération en carbonate de fer affecte surtout les gabbros et les zones fortement déformées. Elle est particulièrement intense dans les gabbros du Groupe de Flat Water Pond, à proximité du contact avec les volcanoclastites, où elle forme une zone cartographiable de 10 à 30 mètres de largeur et de près de 800 mètres de longueur (zone carbonatisée, figure 4). Des zones de moins grande envergure sont également présentes dans d'autres tranchées.

Dans les zones carbonatisées, les roches sont généralement très fortement déformées, et parfois même mylonitisées. Le clivage S<sub>2</sub> y est souvent bien développé. Plusieurs veines et veinules de 2 mm à 15 cm de largeur ont été mesurées. Elles sont composées de quartz-carbonate avec parfois de la pyrite en faible quantité. La bordure des veines est plus fortement altérée et légèrement pyritisée par endroit. Les veines les plus larges sont encaissées par une unité riche en leucoxène, soit des gabbros ou des laves mafiques.

Un système de veinules en extension remplies de carbonate de fer est localement bien développé (planche 1, photo 2). L'attitude moyenne des veinules est subparallèle aux

veines d'extension mesurées ailleurs sur la propriété (figure 5f; les veinules des zones carbonatisées sont incluses dans les données régionales).

À l'intérieur d'une même tranchée l'intensité de l'altération en carbonate de fer varie, les zones les plus altérées correspondent généralement aux zones de déformation les plus intenses. La diminution de l'ankéritisation est accompagnée d'une augmentation de la chloritisation.

En lame mince, les carbonates occupent de 20 à 70% de la roche et ils peuvent se présenter sous trois formes différentes. La première apparence est celle de petits cristaux de carbonates disséminés plus ou moins automorphes et non déformés. La deuxième est sous forme d'amas de carbonates moyennement déformés, allongés dans la schistosité, qui masquent partiellement les textures primaires. Finalement les carbonates forment des veinules en association avec du quartz. Les veinules ont quelquefois des textures d'extension, avec des cristaux développés perpendiculairement aux épontes, et leur largeur dépasse rarement 2 mm.

Le leucoxène est présent dans certaines unités indépendamment du degré d'altération. La proportion varie de 1 à 2%. Les grains sont grossiers (1 mm) et sub-automorphes et ils montrent un alignement dans la foliation.

La proportion de la chlorite est inversement proportionnelle à celles des carbonates de fer et varie de 5 à 20%. Dans les zones moins altérées, la chlorite présente dans les unités à leucoxène montre une couleur verte plus foncée et un pléochroïsme plus intense, suggérant une composition plus riche en fer.

## CHAPITRE 4

### DESCRIPTION DES INDICES AURIFÈRES

#### 4.1 Introduction

Lors de la campagne d'exploration de 1983, la compagnie Noranda a découvert plusieurs indices aurifères sous la forme de veines de quartz, sur la propriété Dorset (MacDougall et MacInnis, 1990). Des teneurs spectaculaires en or ont été obtenues en plusieurs endroits sur la propriété (figure 6). Les indices Braz, Gun Shot et Dorset #1 et #2 qui ont donné les meilleurs résultats ont été étudiés en détail.

Les prochaines sections sont consacrées à la description des indices aurifères au niveau lithologique, structural et métallogénique.

#### 4.2 Contrôle lithologique

Les indices sont encaissés dans les roches volcaniques et volcanoclastiques mafiques, dans le conglomérat (Braz, Dorset #1 et #2) et plus rarement dans les roches gabbroïques (Gun Shot) du Groupe de Flat Water Pond (figure 6).

L'indice Braz est situé dans l'assemblage de conglomérat et volcanoclastite près du contact avec le gabbro (figures 6 et 7). La déformation intense transforme une grande partie des affleurements en schiste. Le conglomérat contenant des fragments centimétriques à métriques de lave à phénocristaux de plagioclase affleure de part et d'autre du cisaillement. Au centre de la zone de cisaillement, un dyke de composition mafique est spatialement associé aux veines minéralisées. Il est caractérisé par la présence de phénocristaux de pyroxène altéré en chlorite, de 1-3 mm de longueur. Le dyke a une largeur de 20 à 60 cm et il est continu sur toute la longueur du cisaillement, soit environ 50 mètres (figure 7).

L'indice Gun Shot est encaissé dans les gabbros du Groupe de Flat Water Pond (figures 6 et 8). La plus grande partie de l'affleurement est occupée par un gabbro leucocrate moyennement grenu, composé d'environ 70% de plagioclase et de 30% de minéraux mafiques (amphibole-chlorite). Deux autres types de gabbros sont présents, l'un

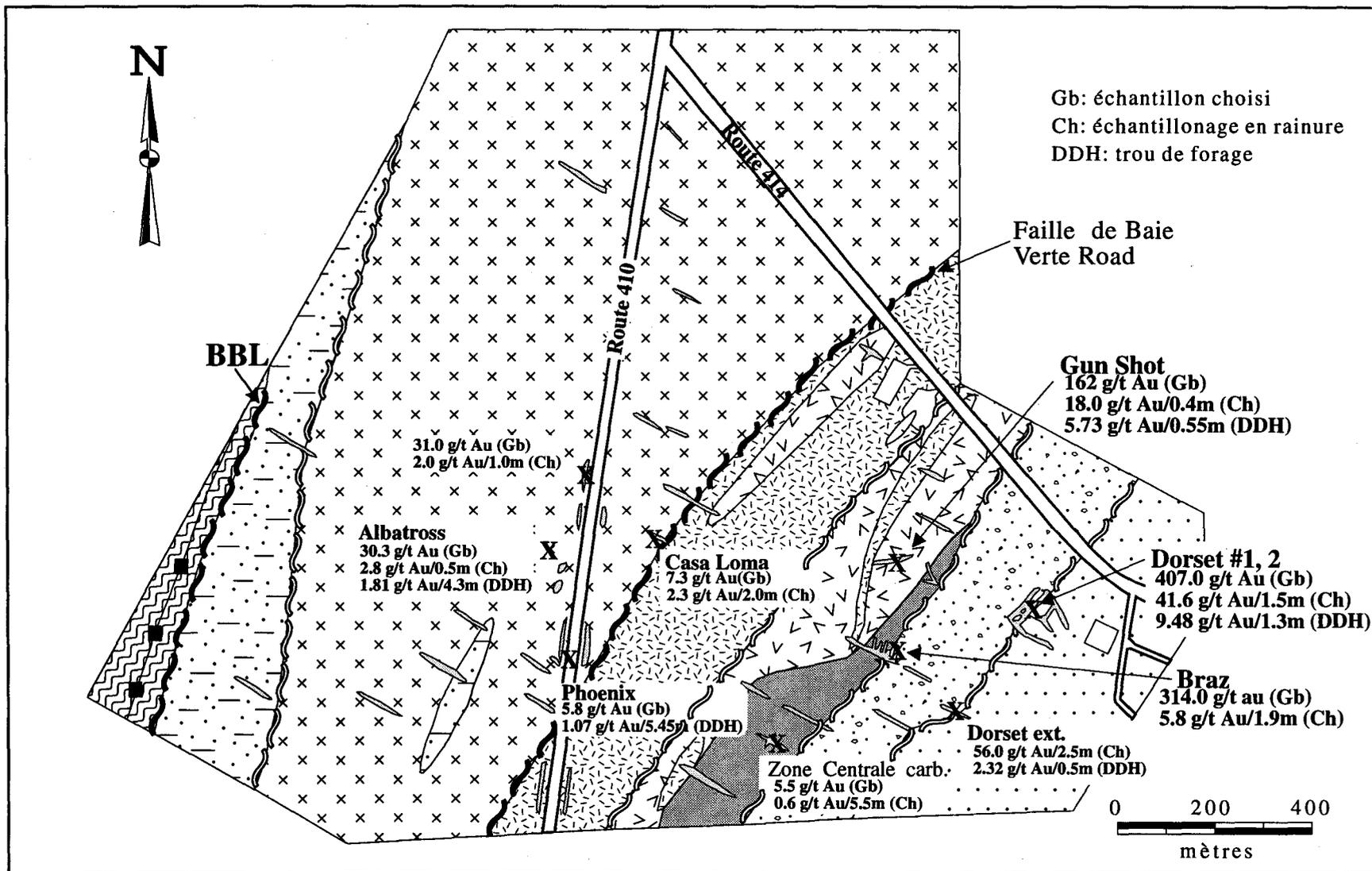


Figure 6: Carte de localisation des principaux indices aurifères de la propriété Dorset (modifiée de Noranda, 1989). Pour la légende se référer à la figure 4.

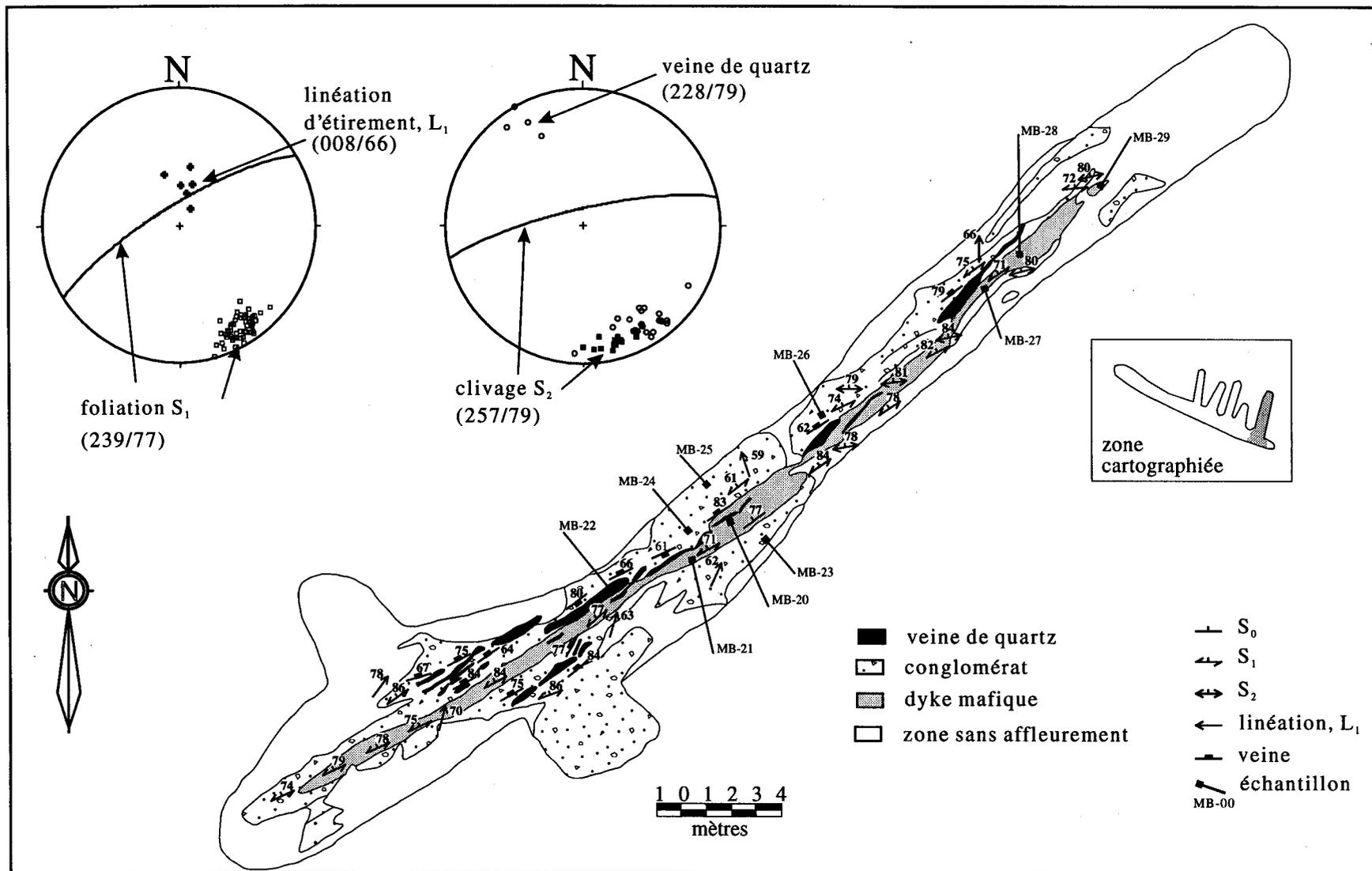
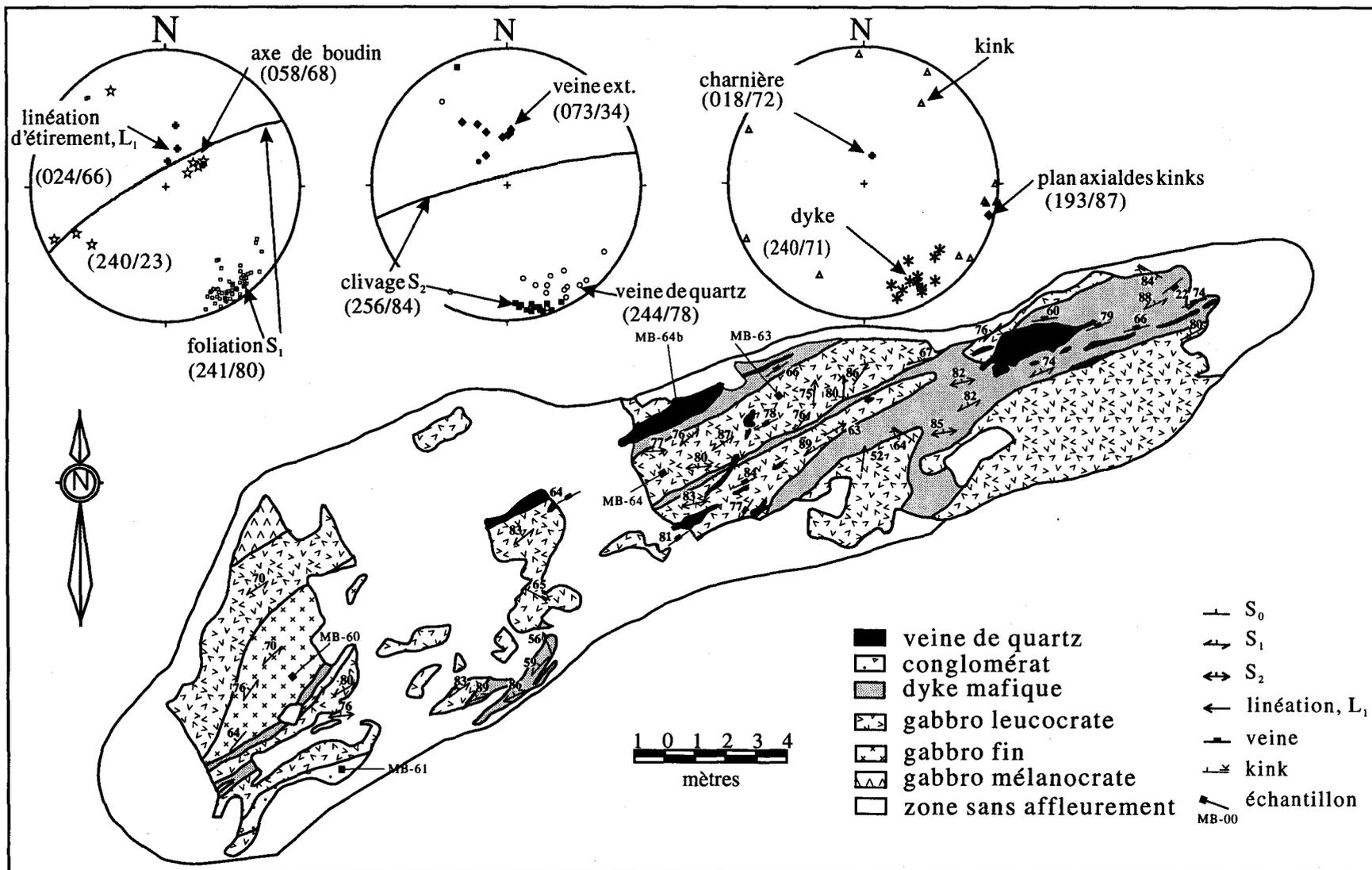


Figure7: Carte géologique détaillée de l'indice Braz. Représentations stéréographiques des éléments structuraux. Stéréonet équaire, projection hémisphère inférieur



présente les mêmes proportions relatives de minéraux mafiques/felsiques que le gabbro leucocrate, mais il est de granulométrie plus fine, tandis que l'autre est mélanocrate et de granulométrie moyenne. Les veines sont dans le gabbro leucocrate moyennement grenu et elles sont accompagnées par des dykes de composition mafique finement grenus.

Sur les indices Dorset #1 et #2, le type de roche encaissante varie du sud-ouest au nord-est, passant du conglomérat, à un gabbro à phénocristaux de plagioclase et à des roches volcanoclastiques (figures 6, 9 et 10). Le conglomérat est caractérisé par la présence de fragments subanguleux de 1 à 15 cm de diamètre, de composition variable (gabbro, roches volcaniques mafiques à intermédiaires massives ou coussinées). Il est en contact avec un gabbro moyennement grenu, contenant 5 à 7% de phénocristaux de plagioclase de 2 à 5 mm de longueur. Les phénocristaux de plagioclase ont un rapport longueur/largeur de 3:1 mesuré dans le plan perpendiculaire à la foliation  $S_1$ . Les fractures dans les phénocristaux sont orientées perpendiculairement à l'axe long et sont remplies par des carbonates. Le gabbro est fortement altéré en chlorite et carbonates et contient 7% de leucoxène et de pyrite disséminée. Le contact du gabbro avec le conglomérat a une attitude moyenne de N172/62. Il a été impossible de déterminer avec certitude s'il s'agissait d'un filon-couche ou d'un dyke, en raison de l'absence d'affleurement à l'extérieur des indices Dorset #1 et #2. Les volcanoclastites observées à l'extrémité nord-est sont caractérisées par une composition mafique et une granulométrie fine. Elles affleurent sous la forme de bandes de 3 à 10 cm de largeur, avec de faibles variations de composition et de granulométrie. Des dykes de composition mafique occupent la partie centrale de la zone de cisaillement. Leur composition est plus ou moins semblable au gabbro à phénocristaux de plagioclase mais de granulométrie plus fine. Certains contiennent des phénocristaux de plagioclase.

#### 4.3 Contrôle structural

Les veines minéralisées sont situées à l'intérieur de zones de cisaillement orientées NE-SO, parallèles à celles décrites à la section 3.3. L'analyse structurale de ces zones est très importante pour comprendre la genèse et la chronologie relative de la mise en place de la minéralisation. Le tableau 1 présente les attitudes moyennes des différents éléments structuraux mesurés sur les indices principaux.

##### 4.3.1 Zones de cisaillement

Les zones de cisaillement ont une largeur pouvant atteindre 6 mètres et une longueur de quelques dizaines à une centaine de mètres (planche 1, photo 3). Elles sont caractérisées

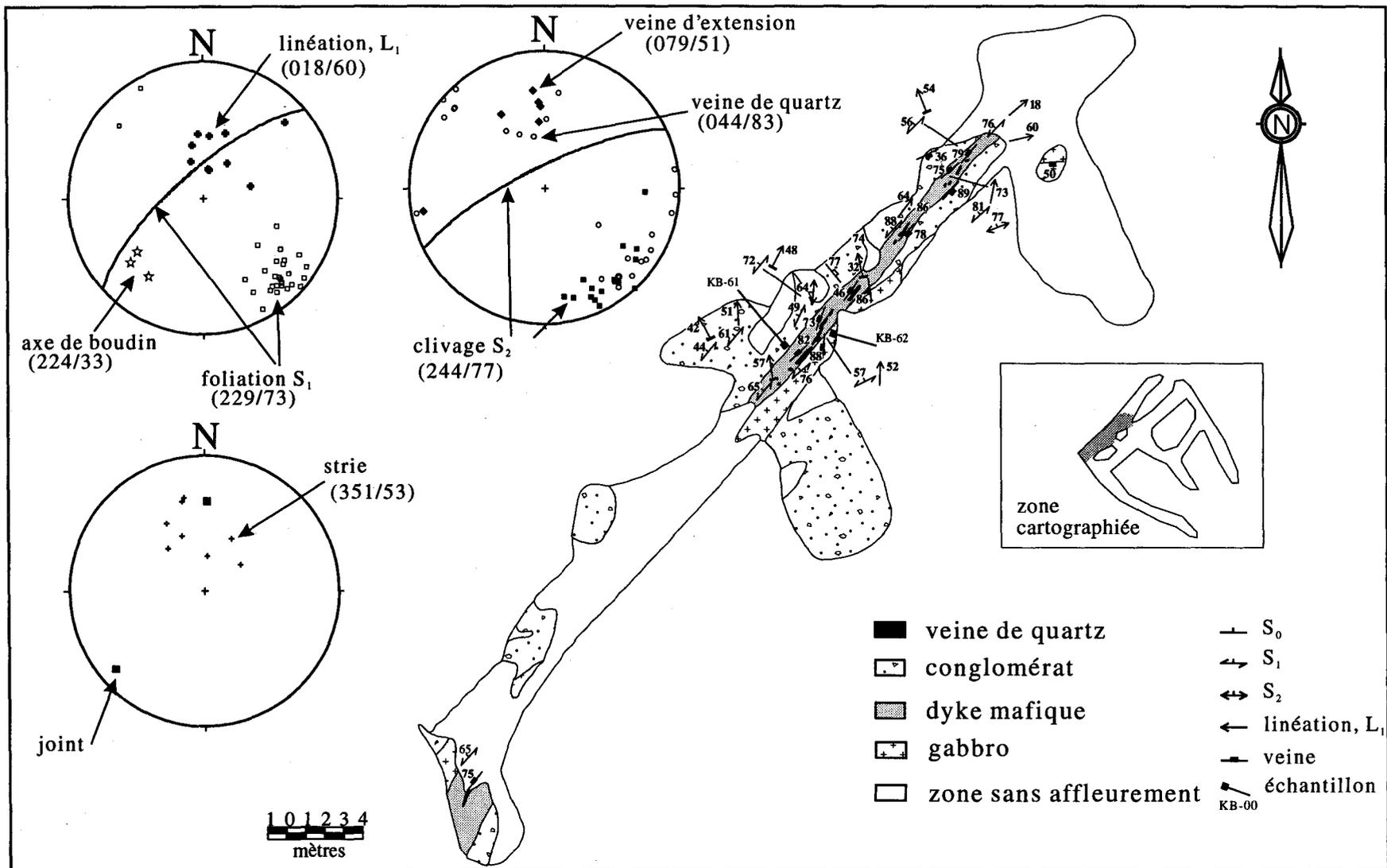
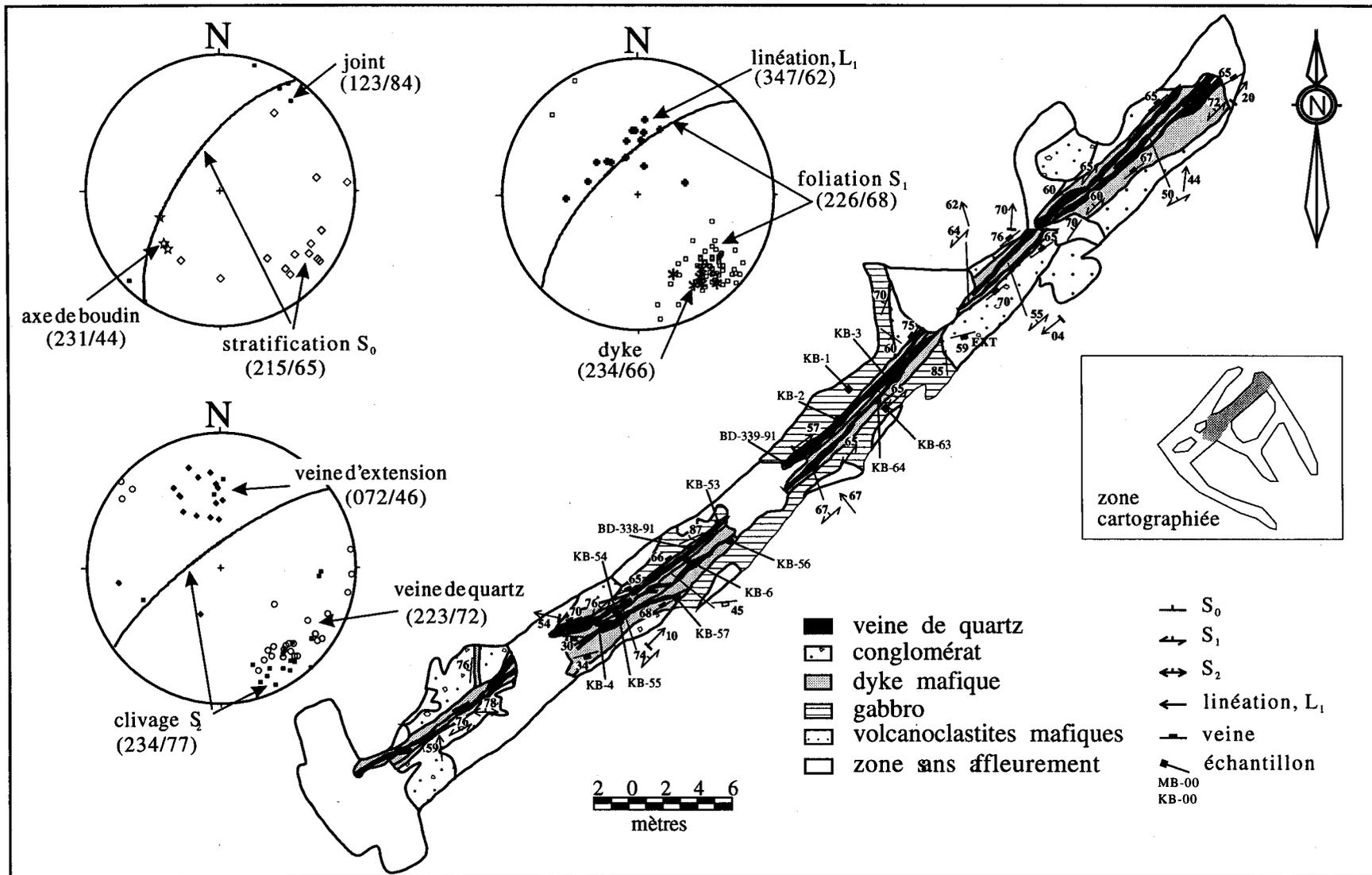


Figure 9: Carte géologique détaillée de l'indice Dorset #1. Représentations stéréographiques des éléments structuraux. Stéréonet équiaire, projection hémisphère inférieur



par une augmentation de l'intensité de la foliation S<sub>1</sub> et par le développement d'un clivage S<sub>2</sub>. Les bordures des zones de cisaillement sont sub-parallèles à la foliation S<sub>1</sub>.

La foliation S<sub>1</sub> est orientée SO-NE avec un pendage de 70 à 80° vers le NO (figures 7, 8, 9 et 10). Elle se matérialise par une orientation préférentielle des phyllosilicates ou encore des phénocristaux de plagioclase et/ou de pyroxène lorsqu'ils sont présents. Elle épouse la forme des veines ce qui lui donne localement un aspect ondulant. La foliation devient généralement plus intense vers le centre de la zone de cisaillement, pouvant même débiter la roche comme un schiste très fin.

Tableau 1: Orientations moyennes des éléments structuraux calculées à partir des représentations stéréographiques des figures 5, 7, 8, 9 et 10.

éléments structuraux	propriété		Dorset #1	Dorset #2	Braz	Gun Shot
	N. mesures					
S <sub>0</sub>	60	226/73	-----	215/65	-----	-----
S <sub>1</sub>	1024	222/71	229/73	226/68	239/77	236/80
S <sub>2</sub>	115	240/70	244/77	234/77	257/79	256/84
L <sub>1</sub>	93	356/63	018/60	347/62	008/66	024/66
dyke	93	225/70		234/66	238/69	240/71
veine quartz	392	044/90	044/83	223/72	228/79	244/78
veine ext	53	056/30	079/51	072/46	205/19	073/34
veine ank	19	060/37	-----	-----	-----	-----
axe boudin	-----	-----	224/33	231/44	-----	045/69
charnière	-----	-----	-----	-----	-----	018/72
joint	23	223/67 310/36	-----	123/84	-----	044/36 226/70
plan de kink	42	265/87	-----	-----	-----	-----
stries	28	031/02	351/53	-----	-----	-----

Sur les indices Braz et Gun Shot, la déformation est développée de façon homogène sur toute la longueur de la zone de cisaillement exposée. Sur les indices Dorset #1 et #2, la déformation dans la partie SO du cisaillement est développée préférentiellement dans les dykes, tandis que dans la partie NE, la déformation est accommodée de façon plus homogène par les dykes et les volcanoclastites.

Le clivage S<sub>2</sub>, généralement bien développé dans les dykes mafiques situés en bordure des veines minéralisées, fait un angle faible avec S<sub>1</sub>. Il est orienté OSO avec un

fort pendage de  $74^\circ$  à  $84^\circ$  vers le nord-ouest (figures 7, 8, 9 et 10). Il apparaît comme un clivage de crénulation espacé de 1 à 2 mm avec parfois un peu de dissolution et de recristallisation de la chlorite.

La linéation d'étirement ( $L_1$ ) est bien développée dans les dykes et le gabbro et est présente sur les plans de la foliation  $S_1$ . Elle plonge abruptement vers le NE et le NO (figures 7, 8, 9 et 10). Elle se matérialise par l'allongement du leucoxène ou des phénocristaux de plagioclase et/ou de pyroxène (planche 2, photo 4). Les lames minces étudiées proviennent du plan perpendiculaire à la foliation principale et parallèle à la linéation d'étirement. Ce plan contient les axes X et Z qui correspondent respectivement aux axes maximal et minimal de l'ellipsoïde de la déformation finie. Le rapport moyen X:Z est de 3:1 et peut atteindre un maximum de 5:1. Les zones de cisaillement présentent donc des éléments structuraux similaires à ceux décrits à l'échelle de la propriété, mais leur intensité est beaucoup plus forte.

#### 4.3.2 Cinématique des zones de cisaillement

Afin de déterminer la cinématique des zones de cisaillement, des indicateurs cinématiques ont été recherchés d'abord à l'échelle de l'affleurement et par la suite dans les lames minces faites sur le plan subvertical XZ, perpendiculaire à la foliation  $S_1$  et parallèle à la linéation d'étirement.

À l'échelle de l'affleurement, la distribution des lithologies et les relations entre les différents éléments structuraux ( $S_1$ ,  $S_2$  et  $L_1$ ) peuvent généralement servir d'indicateurs cinématiques. Les indices Braz et Gun Shot ne présentent pas de relations particulières au niveau des contacts lithologiques étant donné qu'ils sont subparallèles à la zone de cisaillement (figures 7 et 8). Cependant, le contact entre le gabbro à phénocristaux de plagioclase et le conglomérat de l'indice Dorset #2 est recoupé et déplacé de façon senestre par la zone de cisaillement (figure 10). Ce déplacement apparent senestre correspond possiblement à la projection en plan, du mouvement le long de la linéation.

Sur l'indice Gun Shot, le clivage  $S_2$  est particulièrement bien développé en bordure de la veine où il entraîne la foliation  $S_1$  avec un mouvement dextre (planche 2, photo 5). Toutefois, cette relation ne peut être utilisée comme indicateur de mouvement pour trois raisons. D'abord, l'entraînement de la foliation  $S_1$  par le clivage  $S_2$  est observé dans une vue en plan alors que la linéation d'étirement  $L_1$  est subverticale. Deuxièmement, la linéation d'intersection entre les deux structures est colinéaire avec la linéation d'étirement. Finalement, notre étude à l'échelle de la propriété indique que le clivage  $S_2$  n'est pas confiné aux zones de cisaillement. Ces deux foliations ne sont donc pas contemporaines et ne peuvent conséquemment être utilisées comme indicateur de mouvement.

Plusieurs lames minces provenant des zones de cisaillement ont été étudiées, mais aucun indicateur cinématique au sens strict du terme n'a été trouvé. Cependant, des fibres de quartz sur des pyrites, ainsi que des zones abritées sur des porphyroclastes de quartz ou de plagioclase ont été observés et, bien que ces zones abritées ne soient pas considérées comme des indicateurs cinématiques, elles peuvent néanmoins fournir certaines informations quant à la déformation. En général, lors d'une étude microstructurale, les seuls indicateurs cinématiques de type "ombres de pression" pouvant servir à déterminer le sens de mouvement sont ceux qui montrent des zones de recristallisation et qui sont assymétriques (Simpson et Schmit, 1983). De plus, il faut être prudent lors des interprétations puisqu'il s'agit de l'indicateur cinématique le plus difficile à utiliser (Simpson et Schmit, 1983).

Les dykes mafiques situés dans la partie centrale de la zone de cisaillement et qui bordent les veines minéralisées contiennent de la pyrite cubique dont certains cristaux sont bordés de fibres de quartz. La croissance de fibres de quartz sur des pyrites automorphes peut être utilisée pour évaluer la partie de la déformation subséquente à la croissance du minéral, ce qui ne correspond pas nécessairement à la déformation totale (Ramsay et Huber, 1983). Lors de l'étude des lames minces, seules des pyrites cubiques ont été observées et les fibres présentes sont de type "face controlled" (Ramsay et Huber, 1983). Les cubes de pyrite, dont les faces sont orientées parallèlement à la foliation, ont des fibres qui croissent parallèlement à la foliation principale présente dans la roche (planche 2, photo 6), indiquant une absence de rotation lors de leur développement. Dans les cas où les pyrites ne sont pas orientées dans la foliation, la ligne de démarcation entre les deux séries de fibres est généralement parallèle à la foliation, indiquant là aussi une absence de rotation (planche 3, photo 7). Une rotation apparente des fibres est observée dans certains cas où le clivage S<sub>2</sub> recoupe l'extrémité des fibres et cause une dissolution partielle de celles-ci (planche 2, photo 6). D'après l'étude des ombres de pression sur les pyrites automorphes, la déformation suivant la formation des cristaux est dominée par du cisaillement pur.

Les phénocristaux de plagioclase ou de feldspath potassique ou encore des porphyroclastes polycristallins montrent parfois des zones abritées où il y a recristallisation de quartz ou de carbonate (planche 3, photo 8). Cependant, dans la majorité des cas, ces zones sont orientées parallèlement à la foliation principale, sans composante de rotation. Localement, les zones abritées sont entraînées par le clivage S<sub>2</sub>.

De façon globale l'orientation des principales structures planaires et la plongée abrupte de la linéation d'étirement suggèrent une déformation en compression NO-SE accompagnée d'une extension verticale. L'étude des fibres de quartz sur les pyrites indique

que l'histoire structurale tardi-précipitation de la pyrite s'est déroulée dans un régime de déformation en cisaillement pur sans composante de rotation.

#### 4.3.3 Veines de quartz

Les veines de quartz minéralisées, retrouvées sur les indices, présentent des caractéristiques typiques des veines en remplissage de faille (fault fill vein; selon Robert et al., 1994; tableau 2). Elles sont situées dans la partie centrale de la zone de cisaillement et sont en contact ou incluses dans des dykes mafiques (planche 3, photo 9). Leur orientation SO-NE, avec un pendage abrupt vers le NO, est subparallèle à la foliation principale S<sub>1</sub> (figures 7, 8, 9 et 10). Les veines ont une largeur qui varie de 10 à 70 cm et leur extension latérale est très variable. Sur les indices Braz et Gun Shot, elles sont discontinues, n'apparaissant que sur des sections de 2 à 4 mètres de longueur (figures 7 et 8), tandis que sur l'indice Dorset #2, les veines sont continues sur presque toute la longueur de la tranchée, soit environ 60 mètres (figure 10).

Tableau 2: Caractéristiques principales des veines en remplissages de faille (modifié de Robert et al., 1994)

<b>Caractéristiques internes</b>	structure laminée fragments d'encaissant foliés surfaces de glissement fibres à angle faible avec les murs de la veines
<b>Site structural</b>	faille ou zone de cisaillement flancs de pli
<b>Géométrie</b>	parallèle à la structure hôte
<b>Mécanismes de formation</b>	fracturation en cisaillement ouverture en extension de fractures préexistantes

Mégascopiquement, les veines sont rubanées (planche 4, photo 10), et contiennent par endroits, des fragments d'encaissant foliés témoignant de leur formation dans un régime structural actif. Elles sont composées de 90% de quartz, de 5-10% de sulfures, de 1-2% de fragments d'encaissant et de 1-2% de carbonate et/ou de fuchsite. L'indice Dorset #2 est caractérisé par la présence de deux veines de quartz dont l'une (située au SE) est beaucoup moins minéralisée que l'autre et montre une texture particulière: sur une longueur d'environ 4 mètres, des cristaux de quartz automorphe, orientés de façon aléatoire, forment une couche de 1 cm sur la paroi externe NE de la veine (planche 4, photo 11).

En lame mince, la composition des veines est dominée par du quartz xénomorphe (Qz1) qui occupe environ 90% de la lame. Il est très fortement déformé, montrant une extinction ondulante et une recristallisation importante. Bien que les néoblastes soient de granulométrie fine, les reliques des grains de Qz1 montrent que la granulométrie initiale était de 1 à 2.5 mm. Ces mêmes grains reliques ne montrent généralement pas d'allongement et d'alignement préférentiel. Localement, des cristaux de quartz automorphe avec une croissance oblique par rapport aux murs de la veine sont présents (figure 11) et n'avaient pas été observés mégascopiquement. Ils forment des bandes parallèles aux bordures de la veine. Ils sont moins déformés que le quartz xénomorphe, mais montrent quand même de la recristallisation et une extinction ondulante. Ils sont interprétés comme faisant partie du Qz1, et correspondent aux dernières phases de formation de la veine. L'orientation oblique des cristaux automorphes indique que l'ouverture s'est faite perpendiculairement aux murs de la veine mais avec une composante de cisaillement importante, elles pourraient donc correspondre à des veines de cisaillement oblique ("oblique shear vein"; Poulsen et Robert, 1989).

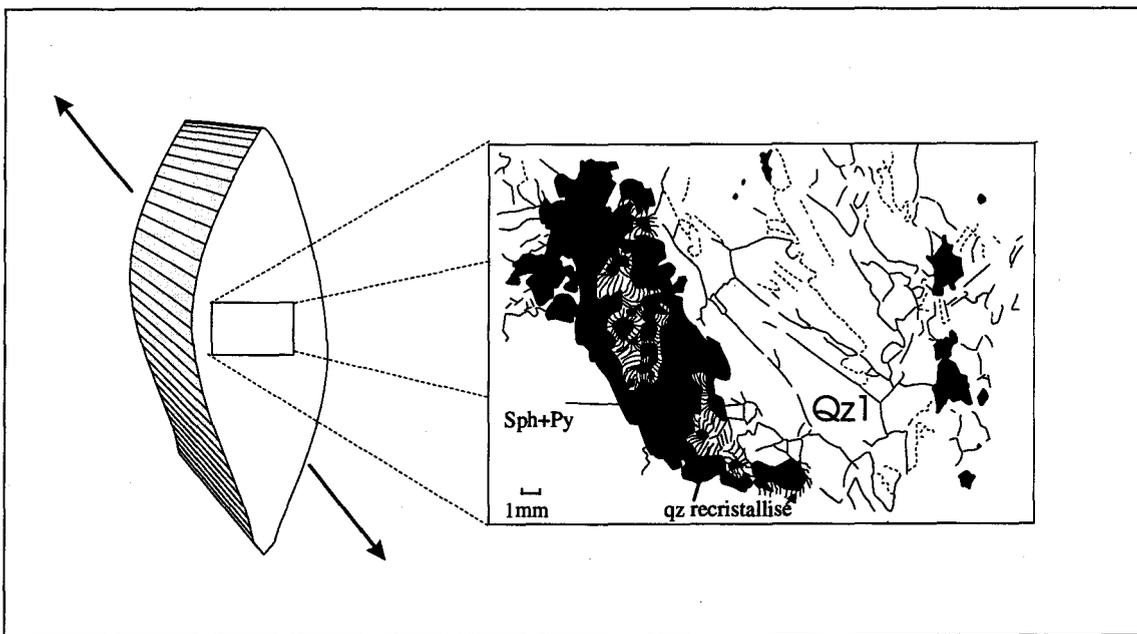


Figure 11: Représentation schématique des cristaux automorphes de Qz1 qui présentent une orientation oblique par rapport aux bordures de la veine. Le schéma est réalisé à partir de la lame mince BD-340 provenant de la veine minéralisée de l'indice Dorset #2.

Le Qz1 xénomorphe est parfois fracturé et un assemblage de mica blanc (séricite) ± chlorite ± épidote est présent sur les parois des ouvertures. Il est parfois difficile de déterminer avec certitude s'il s'agit du résultat de la circulation d'un fluide ou encore de

la présence de fragments d'encaissant altéré. Les cristaux automorphes de la veine non-minéralisée de Dorset #2 sont entourés du même type d'assemblage dominé par la séricite.

Les veines présentent des indices de déformation. Des stries plongent abruptement vers le SO sur la veine minéralisée de Dorset #2. Les veines sont localement affectées par des joints subverticaux de direction NO-SE, perpendiculairement à leur orientation. Les veines sont boudinées (planche 4, photo 12), les axes des boudins plongent modérément vers le SO et aussi dans certains cas (Gun Shot) abruptement vers le NE. Les extrémités des boudins à axe subhorizontal sont parfois remplis de quartz dont les cristaux automorphes sont orientés perpendiculairement à l'axe des boudins indiquant une extension verticale (planche 5, photo 13). Sur les veines de Braz et de Gun Shot des veinules d'extension subhorizontales avec des cristaux de quartz subverticaux sont présentes dans la veine elle-même (planche 5, photo 14).

En lame mince, ces veinules d'extension recoupent clairement le Qz1. Elles sont remplies d'un quartz laiteux peu déformé, Qz2 (planche 5, photo 15). Leur largeur varie de 2 à 12 mm et elles sont caractérisées par la croissance de grains perpendiculairement aux parois. Sur l'indice Braz, en plus des veinules subhorizontales, un système de veinules subparallèles aux bordures de la veine principale a été observé (planche 6, photo 16). Ces veinules sont également comblées de Qz2, mais les cristaux de quartz ne sont pas nécessairement perpendiculaires aux parois. Les deux systèmes de veinules d'extension sont contemporains, montrant des indices de recoupement mutuel.

#### 4.4 Paragenèse des veines minéralisées

Les sulfures apparaissent sous la forme de bandes de 1 à 2 cm, orientées parallèlement au rubanement des veines (planche 6, photo 17). Les principaux sulfures sont la pyrite, la sphalérite, l'arsénopyrite, la chalcopyrite et la galène avec des quantités mineures de leucoxène, de covellite et d'or. Ils sont associés au Qz1 (planche 6, photo 18). Le tableau 3 présente la distribution et l'abondance relative des sulfures sur les lames étudiées.

La pyrite et l'arsénopyrite ont une granulométrie moyenne de 1 mm. Elles sont généralement automorphes à hypidiomorphes (planche 7, photo 19). Elles présentent une texture cataclastique, témoignant d'une déformation postérieure à leur dépôt. Les fragments anguleux sont enveloppés de quartz recristallisé sous la forme de néoblastes ou de franges de pression contrôlées par les faces des cristaux ("face controlled", Ramsay et Hubert, 1983).

Les autres sulfures comme la sphalérite, la galène et la chalcopyrite présentent également des indices de déformation, mais ils ont réagi de façon plastique. La

granulométrie est fine et les grains xénomorphes sont arrondis à subanguleux (planche 7, photo 20). Comme pour la pyrite et l'arsénopyrite, ils sont entourés de quartz recristallisé. La nature plus plastique de ces sulfures crée par endroit des textures graphiques avec le quartz. La sphalérite et la chalcopryrite sont souvent en remplissage de fractures dans la pyrite ou sous la forme d'inclusions arrondies. Même si par endroit il semble y avoir remplacement de la pyrite par la sphalérite et la chalcopryrite, la nature des contacts indique en général un équilibre entre ces trois phases. La sphalérite est parfois remplacée par de la covellite qui forme une auréole bleutée autour des grains. La galène a une granulométrie fine, elle est partiellement remplacée par la sphalérite ce qui lui donne une texture dentelée. Elle est aussi en contact avec la chalcopryrite avec laquelle elle semble plus ou moins en équilibre.

Tableau 3: Proportions relatives des sulfures observés dans les lames polies provenant des veines de quartz des principaux indices minéralisés.\*Correspond à la veine de quartz peu minéralisée de l'indice Dorset #2. (Py: pyrite; Apy: arsénopyrite; Sp: sphalérite; Gn: galène; Ccp: chalcopryrite; Cv: covellite; Leu: leucoxène)

échantillon	total sulfures	Py	Apy	Sp	Gn	Ccp	Cv	Or
MB-22 (Braz)	1-2%	40%	—	10%	—	50%	—	—
KB-5 (Dor. non)*	1%	60%	—	40%	—	—	—	—
MB-64b (Gun)	<1%	100%	—	—	—	—	—	—
MB-116 (Dor. ext)	20%	82%	1-2%	5-7%	—	10%	1%	trace
BD-340 (Dorset)	20-25%	42%	<1%	47%	3%	3-4%	<1%	trace
MB-121 (Dorset)	20-25%	55%	5%	15%	5%	13%	5%	trace
KB-6 (Dorset)	5%	20%	7%	5%	25%	35%	2%	trace

Une grande quantité de grains d'or a été observée dans les sections polies. L'or est présent en inclusions, ou encore en remplissage de micro-fractures, dans la pyrite, la galène et dans le Qz1 (planche 7, photo 21; planche 8, photos 22, 23). Les grains font en moyenne 0.05 mm de diamètre mais ils peuvent atteindre 0.17 mm. Leur forme est arrondie dans le cas des inclusions et plus allongée et anguleuse dans le cas de remplissage de fractures.

Les échantillons provenant des indices Braz et Gun Shot contiennent très peu de sulfures (tableau 3). Il est à noter que sur le terrain ces veines montrent une quantité de sulfures assez semblable à celle observée sur les indices Dorset #1 et #2, mais que l'échantillonnage est beaucoup plus ardu.

#### 4.5 Caractéristiques géochimiques des veines minéralisées

L'association de l'or avec les sulfures observée en lame mince est corroborée par les résultats des analyses chimiques effectuées sur des échantillons de veines de quartz des indices principaux. En effet, les résultats présentés au tableau 4 indiquent une corrélation positive entre les métaux de base et l'or. Plus particulièrement, un enrichissement en Cu, Zn, Pb et en As s'accompagne d'une augmentation de la teneur en or. En lame mince, cette relation se traduit par une quantité d'or visible plus importante en présence de pyrite, de chalcopryrite, de sphalérite, de galène et d'arsénopyrite (tableau 3).

Les analyses réalisées sur les veines minéralisées des indices Braz (MB-22) et Gun Shot (MB-62b) ont donné des valeurs nettement inférieures à celles de la compagnie Noranda (1989) (figure 6). Nos faibles résultats sont probablement reliés à la difficulté de récolter un échantillon avec beaucoup de sulfures. L'échantillon KB-5 provient de la veine SE de l'indice Braz dont l'une des parois est caractérisée par la présence de cristaux de quartz automorphes (section 4.3.3). Cette veine possède des valeurs en or beaucoup plus faibles que la veine adjacente (tableau 4; échantillons BD-360 et MB-121).

Les veines sont pauvres en Ag et le rapport Au/Ag est assez élevé (>9) ce qui est caractéristique des dépôts mésothermaux.

Tableau 4: Résultats des analyses chimiques des veines de quartz des indices minéralisés. L'or montre une corrélation positive avec les métaux de base et le rapport Au/Ag est généralement élevé.

	Au (ppm)	Ag (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	As (ppm)	Au/Ag
Braz (MB-22)	0.064	0.05	11.20	5.00	1.00	18.00	1.280
Dorset non- min. (KB-5)	0.462	0.05	14.10	67.00	33.00	149.00	9.240
Gun Shot (MB-62b)	5.55	0.05	359.00	9.40	31.00	640.00	111.000
Dorset ext. (MB-116)	50.90	0.80	1 360.00	303.00	79.00	1 170.00	63.625
Dorset (BD-340)	261.00	28.90	2 300.00	41 700.00	12 600.00	764.00	9.031
Dorset (MB-121)	489.00	35.60	1 430.00	11 400.00	6 340.00	3 900.00	13.736

#### 4.6 Altération

Les principaux indices aurifères ne sont pas localisés à l'intérieur de la zone carbonatisée principale (figure 4). Bien que dans la plupart des cas, il soit possible d'observer une forte altération en carbonate de fer dans les tranchées situées à proximité des indices, les roches encaissant la minéralisation semblent peu affectées par cette altération. En affleurement, l'altération à l'intérieur de la zone de cisaillement est relativement faible. L'étude de sections minces permet d'observer une légère variation dans l'assemblage minéralogique restreinte à la zone de cisaillement proprement dite, c'est-à-dire 2 à 4 mètres. Les roches les plus fraîches présentent un assemblage caractéristique du métamorphisme des schistes verts, (chlorite-actinote-épidote-carbonate±micas blanc). En approchant de la zone de cisaillement, les roches deviennent de plus en plus déformées et il y a diminution de la quantité d'épidote et d'actinote et augmentation de chlorite, de carbonates et de micas blancs. Les carbonates se présentent encore sous différentes formes rappelant celles observées dans les zones carbonatisées (section 3.3). Cependant l'absence de rouille suggère qu'il s'agit de calcite ou de dolomite plutôt que de carbonate de fer.

Le gabbro sur l'indice Dorset contient du leucoxène dans une proportion d'environ 1 à 2%. Le leucoxène est souvent en contact avec une chlorite de couleur verte foncée et très rarement avec de la pyrite. Il provient du remplacement de la magnétite-titanifère primaire présente dans les gabbros.

La pyrite est très peu abondante dans la zone de cisaillement. Elle est présente en trace dans les dykes qui bordent les veines minéralisées et plus rarement dans les gabbros.

Les minéraux d'altération sont généralement alignés, sinon allongés, dans le plan de foliation S<sub>1</sub> et il semble y avoir un lien étroit entre le degré de déformation et les changements dans les assemblages minéralogiques. L'absence d'une altération plus prononcée des épontes indique que l'interaction entre le fluide minéralisateur et l'encaissant a été un phénomène plutôt restreint. La plupart des éléments transportés par le fluide sont restés confinés aux veines sauf là où il y a une forte carbonatisation.

#### 4.7 Sommaire et comparaison

Les principaux indices de la propriété Dorset sont encaissés dans des lithologies appartenant au Groupe de Flat Water Pond, dans l'assemblage de roches volcaniques et de filons-couches et dans l'assemblage de conglomérat et de volcanoclastites. Ces roches sont métamorphisées au faciès des schistes verts. Bien que la nature des roches varie d'un indice à l'autre, la présence de dykes mafiques en bordure des veines minéralisées est constante. Les zones de cisaillement au sein desquelles les veines de quartz sont confinées, sont

dominées par une déformation en compression NO-SE accompagnée d'une extension verticale, dans un régime en partie en cisaillement pur. Le rubanement des veines minéralisées et le degré de déformation variable d'un ruban à l'autre, soulignée par la présence de cristaux automorphes de Qz1, suggèrent une mise en place dans un environnement tectonique actif. Les sulfures, auxquels l'or est relié, sont associés au Qz1 sous la forme de minces rubans subparallèles aux bordures des veines. Les veines minéralisées montrent toutes des indices de déformation à des degrés variables. C'est sur les indices Braz et Gun Shot que la déformation est la plus intense. Les veines minéralisées y sont moins continues et contiennent des veinules de Qz2 subhorizontales et subverticales associées au boudinage. Sur l'indice Dorset #2, les veines sont également boudinées mais présentent une meilleure continuité latérale.

L'altération principale est une carbonatation qui affecte une zone située à l'extérieur des indices minéralisés. La présence de carbonate suggère que le fluide était riche en CO<sub>2</sub>. La faible altération des roches encaissantes adjacentes aux veines suggère que les éléments transportés par le fluide minéralisateur sont demeurés confinés à l'intérieur des veines et qu'il y a eu peu d'échange avec l'encaissant.



## CHAPITRE 5

### DISCUSSION

#### 5.1 Introduction

L'étude structurale des indices minéralisés de la propriété Dorset montre un lien étroit entre le développement des zones de cisaillement et la mise en place de la minéralisation. Dans un premier temps, nous discuterons des facteurs influençant le développement des zones de cisaillement. Par la suite nous discuterons du mode de formation des veines et du dépôt de l'or. Enfin, nous essaierons d'intégrer les informations recueillies sur les indices dans un cadre régional en tenant compte des épisodes de déformation reconnues dans la péninsule.

#### 5.2 Développement des zones de cisaillement

Les charnières de plis sont souvent un lieu privilégié pour le développement de zones de cisaillement et la mise en place de la minéralisation. Parmi les exemples connus, mentionnons le dépôt de Musselwhite du lac Opapimiskan en Ontario (Hall et Rigg, 1986) et celui de Geraldton en Ontario (Colvine et al., 1984). Lors de travaux préliminaires sur l'indice Dorset #2, la présence de plis avait été proposée (Dubé et al. 1992). Cette hypothèse était essentiellement basée sur la variation de composition des unités lithologiques recoupées par la zone de cisaillement et plus particulièrement le contact entre le gabbro et le conglomérat des indices Dorset #1 et #2 qui fait un angle fort avec la stratigraphie connue (figure 9, 10 et 12). Comme il a été mentionné à la section 4.2, la nature (dyke ou filon-couche) de cette unité gabbroïque n'a pu être déterminé malgré une recherche méticuleuse. Il a donc été impossible de déterminer si le contact était discordant ou s'il était concordant à l'origine et plissé par la suite. De plus, l'orientation et la distribution des unités à l'échelle de la propriété telles que décrites au chapitre 3, ne suggère pas la présence de plis. Donc, en l'absence d'indice supplémentaire l'hypothèse du développement des zones de cisaillement dans des charnières de plis n'a pu être retenue.

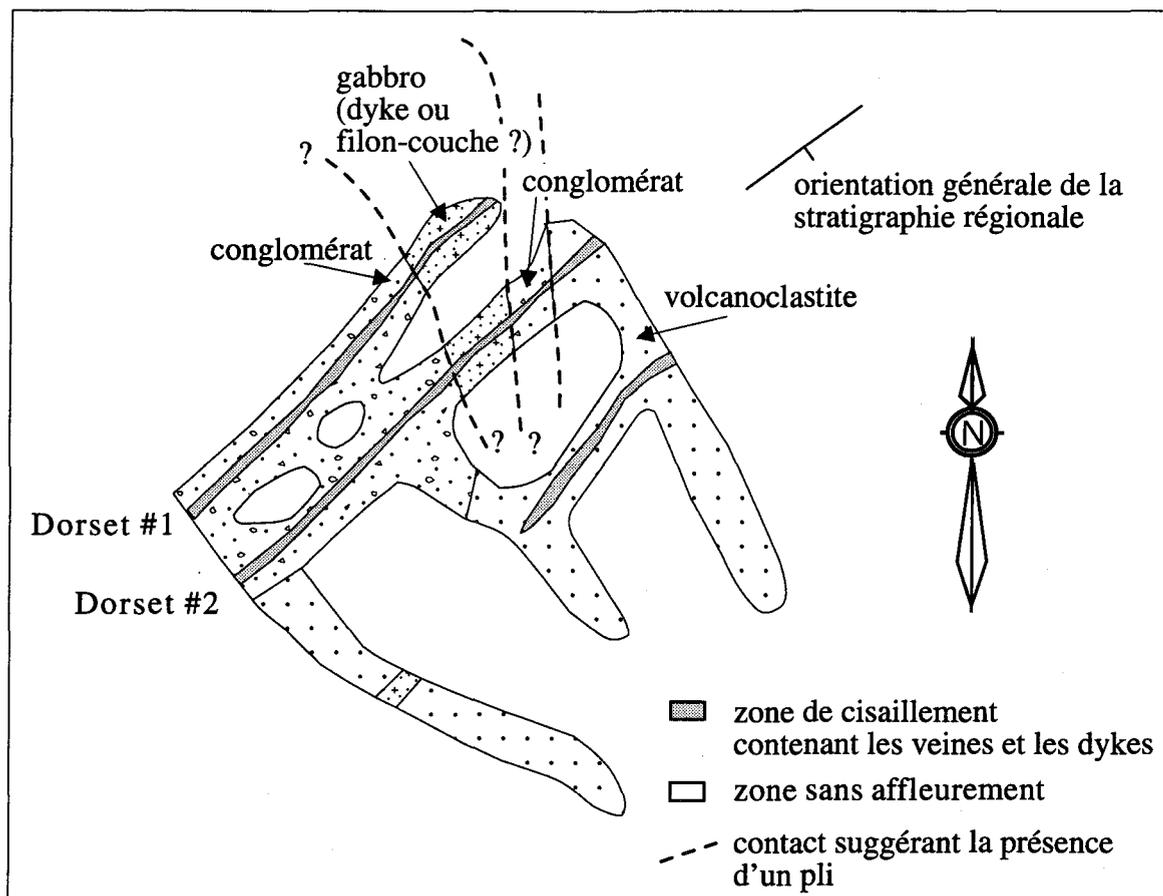


Figure 12: Représentation simplifiée des contacts lithologiques suggérant la présence d'un pli dans le secteur des indices Dorset #1 et #2. Notez l'orientation du contact entre le conglomérat et le gabbro qui fait un angle fort avec la stratification connue et la relation angulaire entre les veines et l'attitude possible des contacts. La nature (dyke ou filon-couche) du gabbro étant inconnue, il est impossible de déterminer si le contact est simplement discordant ou s'il était concordant à l'origine et plissé par la suite.

Bien que les indices aurifères soient retrouvés dans des unités stratigraphiques différentes, la présence des dykes mafiques en bordure des veines est une caractéristique commune. Ils méritent donc une attention particulière, puisqu'ils ont potentiellement joué un rôle significatif dans la localisation des zones de cisaillement.

L'influence de l'anisotropie dans le développement d'une zone de cisaillement a été décrite par Ramsay et Huber (1987) et plus récemment par Robert et al. (1994). Selon Robert et al. (1994), trois cas peuvent se présenter à partir de la même situation de base idéale, où une couche simple est retrouvée dans une roche encaissante isotrope (figure 13). Lorsque la couche est beaucoup plus compétente que la roche encaissante, cette dernière va absorber le maximum de déformation, alors que la couche va avoir tendance à subir une extension (ou un raccourcissement) parallèlement à sa longueur (figure 13a). Dans le cas où

la différence de compétence entre la couche et la roche encaissante est faible, la déformation se localisera au contact entre les deux unités et préférentiellement dans l'unité de plus faible compétence (figure 13b). Finalement, si la couche est beaucoup moins compétente que la roche encaissante, la déformation sera localisée à l'intérieur de la couche et cette dernière deviendra la zone de cisaillement (figure 13c). Les cas décrits par Robert et al. (1994), sont des cas idéaux, cependant il est possible d'établir une analogie avec ce qui est observé sur les indices principaux, même s'il ne s'agit pas de milieux isotropes.

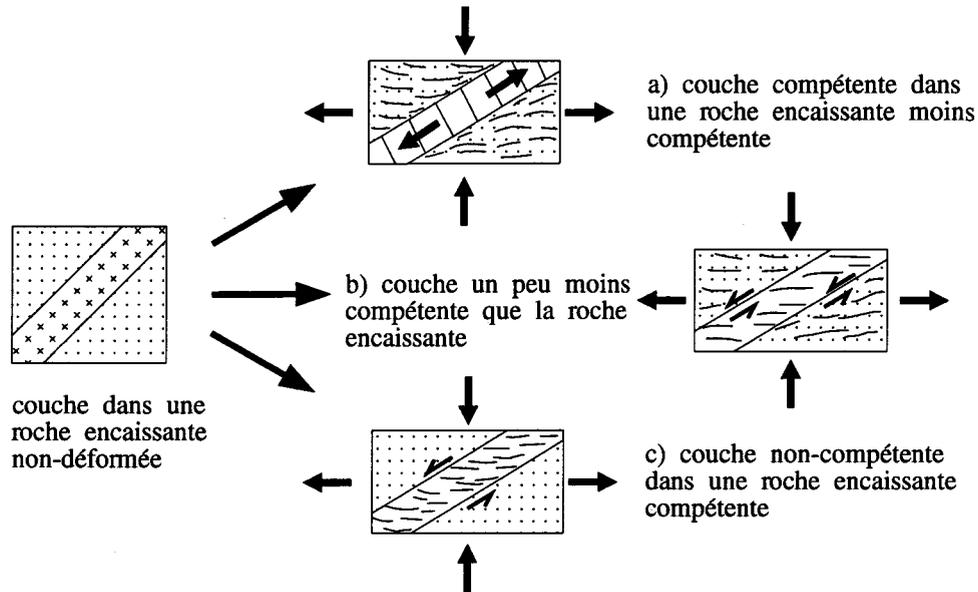


Figure 13: Schéma montrant l'influence d'une anisotropie dans le développement d'une zone de cisaillement (modifié de Robert et al., 1994).

Sur les indices étudiés, les dykes peuvent être vus comme les couches simples encaissées dans des roches qui ne sont pas nécessairement isotropes, mais avec lesquelles il existe un contraste de compétence. Dans le cas des indices Braz et Gun Shot, la roche encaissante (conglomérat et gabbro respectivement) est la même sur toute la longueur observable des zones de cisaillement (figures 7 et 8). L'assemblage minéralogique des dykes et des roches encaissantes étant comparable, la différence de compétence est causée en partie par la granulométrie plus fine des dykes par rapport à celle du conglomérat et des gabbros. De ce fait, la déformation est accommodée au contact avec les roches encaissantes et par le dyke lui-même (cas intermédiaire, figure 13b). Sur les indices Dorset #1 et #2, la roche encaissante varie du SO au NE, en passant du conglomérat à un gabbro et ensuite à des volcanoclastites (figures 9 et 10). L'assemblage minéralogique de ces unités est comparable, mais il y a une forte variation de la granulométrie qui passe de très grossière à

fine, du conglomérat vers les volcanoclastites respectivement. Les dykes situés dans la partie centrale de la zone de cisaillement ont une composition similaire aux roches encaissantes mais leur granulométrie fine est constante. Basé sur les différences de granulométrie entre les dykes et les roches encaissantes, il en résulte que la différence de compétence est plus grande entre le conglomérat grossier et les dykes, qu'entre les volcanoclastites et les dykes qui ont une granulométrie semblable. La déformation est donc préférentiellement accommodée par les dykes et au contact lorsque l'encaissant est formé de conglomérat ou de gabbro, alors qu'elle affectera les dykes et la roche encaissante en présence des volcanoclastites. L'anisotropie primaire associée au litage dans les volcanoclastites peut également avoir favorisé sa déformation.

Même si les milieux décrits ne correspondent pas à des cas idéaux isotropes, il semble néanmoins, que la présence des dykes a induit une différence de compétence telle que la déformation est principalement accommodée dans ces zones et qu'elle a favorisé le développement de zones de cisaillement spatialement associées à la présence des dykes et parallèlement à ces derniers.

### 5.3 Mise en place des veines minéralisées

Le développement des zones de cisaillement a entraîné une augmentation de la perméabilité secondaire permettant la circulation de fluides hydrothermaux. Les veines de quartz montrent des caractéristiques typiques des veines en remplissage de faille, indiquant une mise en place dans un régime tectonique actif. L'orientation des veines, leur texture ainsi que la relation étroite qui existe avec les dykes, suggèrent qu'elles se sont mises en place pendant la déformation responsable du développement des zones de cisaillement.

La présence de fragments d'encaissants foliés dans les veines et la variation du taux de déformation d'un ruban à l'autre à l'intérieur d'une même veine, suggèrent également que leur développement s'est déroulé dans une zone de cisaillement active (Boullier et Robert, 1992; Robert et al., 1994). Les veines se forment par un mécanisme d'ouvertures et de remplissages successifs. La figure 14 illustre la formation des veines en fonction des variations de pression et des contraintes de cisaillement. Il y a augmentation progressive de la pression de fluide et des contraintes de cisaillement jusqu'à un point de rupture. Il se produit alors une brusque diminution de la pression et des contraintes qui entraîne la précipitation de la silice véhiculée par le fluide et par conséquent la fermeture de la fracture. Le cycle recommence alors, entraînant la déformation progressive du ruban nouvellement formé. Au point de rupture, il se produit une nouvelle fracturation qui peut être localisée dans la veine ou le long de sa bordure. Il y a à nouveau précipitation de silice et la formation d'un nouveau ruban de quartz. Les cristaux automorphes de Qz1 sont les moins déformés

et correspondent aux dernières phases de formation des veines. Leur orientation oblique par rapport aux murs de la veine suggère un vecteur d'ouverture ayant une forte composante de cisaillement (figure 11).

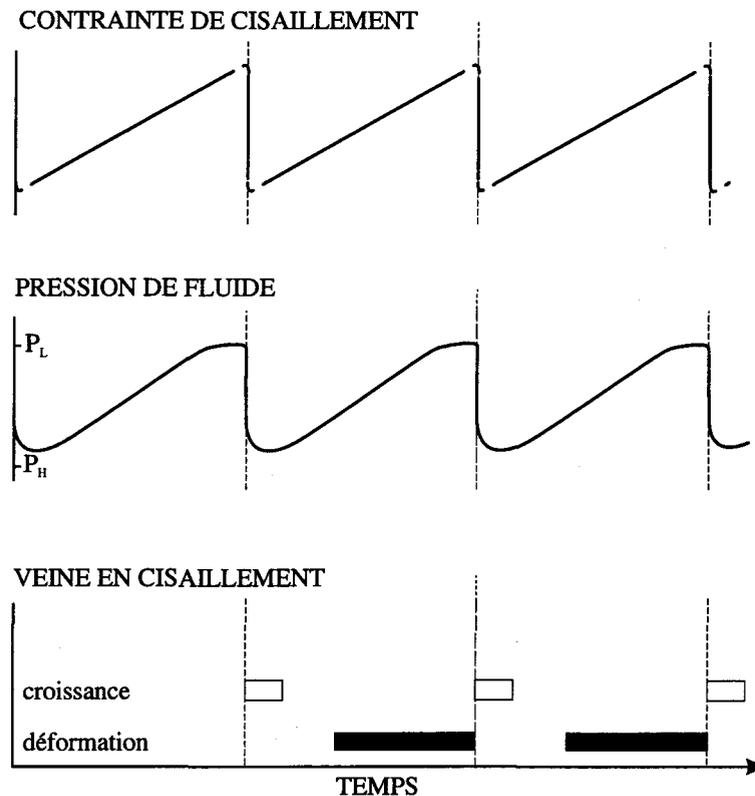


Figure 14: Diagramme des stades de croissance et de déformation d'une veine dans une zone de cisaillement active, en relation avec les variations dans le temps des contraintes de cisaillement et la pression de fluide (modifié de Boullier et Robert, 1992).  $P_H$ , pression hydrostatique;  $P_L$ , pression lithostatique.

#### 5.4 Précipitation de l'or

Les sulfures apparaissent sous la forme de minces rubans en association avec le Qz1. L'association de l'or avec la pyrite suggère un transport sous la forme de complexe bi-sulfuré, qui est un moyen de transport typique dans les dépôts de type mésothermal (p. ex.: Seward, 1981; Romberger, 1986). La déstabilisation du complexe bi-sulfuré, qui entraîne la formation de pyrite et la précipitation de l'or, peut être contrôlée par des facteurs structuraux, lithologiques ou géochimiques (ex. Seward, 1984; Romberger, 1986; Colvine et al., 1988).

Comme il a été mentionné plus haut, les veines semblent s'être formées par une succession d'ouvertures et de remplissages. Ce mécanisme nécessite une augmentation de

la pression du système suivi d'un relâchement des contraintes amenant une variation brusque de la pression et de la température. Le complexe bi-sulfuré qui transporte l'or est très sensible à ce type de variations et il en résulte le dépôt de sulfures et la précipitation de l'or. De plus, la précipitation des sulfures entraîne une diminution de l'activité du soufre dans le fluide et s'avère un autre mécanisme efficace pour la précipitation de l'or (Romberger, 1986). Il permet également d'expliquer la relation spatiale entre l'abondance de soufre et les teneurs en or.

L'étude de l'altération des roches encaissantes dans les zones de cisaillement a montré que l'interaction entre le fluide et les roches n'a entraîné qu'une carbonatation légère à moyenne selon les lithologies et que la majorité des éléments sont restés confinés aux veines minéralisées. C'est pourquoi un déséquilibre chimique entre le fluide et les roches semble improbable comme mécanisme pour la précipitation de l'or.

Reste le contrôle lithologique qui pourrait être invoqué, en faisant référence à la présence constante des dykes mafiques sur les indices principaux. À la section 5.1, il a été suggéré que les dykes constituent une anisotropie favorisant le développement des zones de cisaillement hôtes de la minéralisation. Leur rôle semble s'être limité à un effet mécanique qui se traduit par un contrôle structural, puisqu'ils se sont mis en place avant la formation des zones de cisaillement aurifères.

### 5.5 Contrôle de l'altération

La présence de grandes zones d'altération en carbonate de fer et l'altération plus restreinte en carbonate retrouvée dans les zones minéralisées témoignent de la circulation d'un fluide riche en CO<sub>2</sub> typique des systèmes mésothermaux. Le développement de carbonate de fer dans certaines zones peut être relié à la lithologie dans laquelle le fluide circule. L'ankéritisation est préférentiellement développée dans le gabbro, qui est une unité susceptible de contenir des oxydes de fer primaires comme la magnétite titanifère et du MgO essentiel à la formation de l'ankérite. La réaction entre le fluide et la roche entraîne la déstabilisation de la magnétite titanifère et la formation de leucoxène. Le fer résultant de cette réaction peut être absorbé soit par des carbonates pour former l'ankérite, soit par la chlorite ou encore s'associer au soufre, s'il est disponible, pour former la pyrite. La présence de leucoxène dans les zones fortement ankéritisées est assez constante, cependant l'inverse ne l'est pas. C'est-à-dire qu'il n'y a pas nécessairement de l'ankérite où il y a du leucoxène (p. ex dans le gabbro de l'indice Dorset #2). L'hypothèse d'un contrôle lithologique pour le développement de l'ankéritisation apparaît plausible car ces zones sont pratiquement confinées aux gabbros.

Les zones affectées par l'altération en carbonates de fer sont généralement des zones de contact majeur où la déformation est assez grande. Les éléments structuraux mesurés dans ces zones, comme par exemple les veinules d'extension remplies de carbonates de fer, sont compatibles avec ceux reliés à la formation des zones de cisaillement encaissant la minéralisation (schistosité  $S_1$  et linéation  $L_1$ ). Cette compatibilité structurale suggère que leur développement est probablement relié au même événement de déformation et de circulation de fluides. Les zones de contact majeur pourraient être vues comme des structures de deuxième ordre qui ont servi de conduit à la circulation de fluides hydrothermaux, mais dans lesquelles les conditions nécessaires au dépôt de l'or n'étaient pas réunies, comme en témoigne l'absence de sulfures et de valeurs aurifères comparables aux indices principaux. Tandis que les zones de cisaillement contenant la minéralisation peuvent potentiellement être vues comme des structures de troisième ordre, qui possédaient les conditions particulières nécessaires à la précipitation de l'or.

#### 5.6 Déformation des veines minéralisées

Les veines minéralisées ont été affectées par un événement de déformation après leur mise en place. Le principal résultat de cette déformation est le boudinage des veines dans deux directions. Des veinules subhorizontales de quartz stérile avec des cristaux automorphes sont localement présentes dans les nez de boudins subhorizontaux et sur la veine minéralisée. Ces veinules sont clairement associées aux boudins à axe subhorizontal.

Le développement d'axes de boudin dans deux directions peut être associé soit à une déformation simple en aplatissement ou encore à l'action de deux ou plusieurs phases de déformation non-coaxiale (Ramsay et Huber, 1983). Dans les deux cas la structure qui en résulte est du boudinage en "tablette de chocolat" (chocolate tablet boudinage, Wegmann, 1932; Ramsay et Huber, 1983). En général, lorsque le boudinage en "tablette de chocolat" est causé par plusieurs événements de déformation, les axes des boudins auront tendance à s'entrecouper à des angles différents de  $90^\circ$  (Ramsay et Huber, 1983). À l'indice Gun Shot, où il a été possible de mesurer les deux orientations des axes des boudins, l'angle entre les deux systèmes est de  $90^\circ$  (figure 8), suggérant qu'un seul événement de déformation en aplatissement est responsable du boudinage en tablette de chocolat.

L'orientation des veines d'extension subhorizontales et des axes des boudins permet de reconstituer l'ellipsoïde de déformation finie de cet événement (figure 15). Sur un stéréonet, il est possible de positionner les axes de déformation maximale et intermédiaire (X et Y), qui correspondent respectivement à l'orientation moyenne des cristaux de quartz dans les veines d'extension et à l'axe moyen des boudins, qui ont été mesurés lors des travaux de terrain.

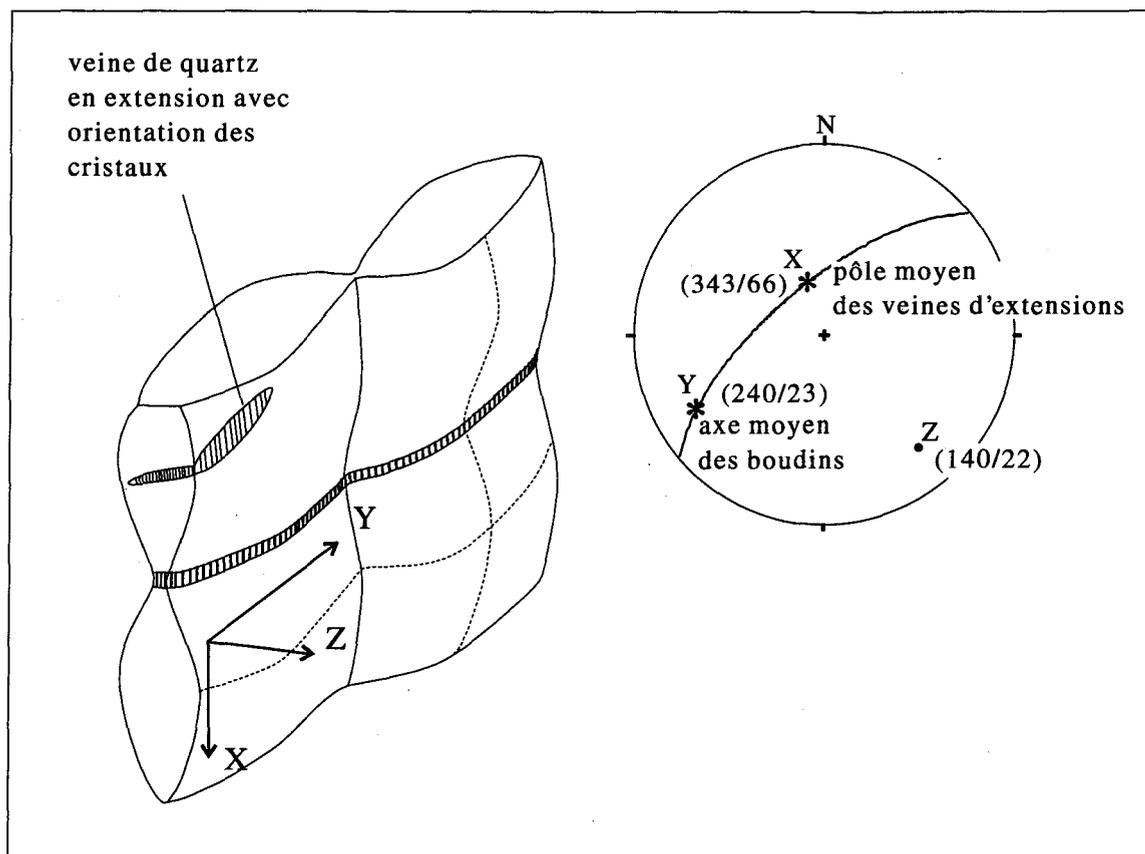


Figure 15: Représentation schématique de la veine minéralisée de l'indice Gun Shot. La reconstruction des axes de déformation principaux est faite à partir des mesures de l'axe moyen des boudins et du pôle moyen des veines d'extension (voir section 5.6).

L'axe de déformation minimal Z qui correspond à la perpendiculaire du plan qui contient X et Y, est déterminée de façon graphique. La géométrie des boudins et des veines d'extension indique approximativement un axe de compression maximal orienté à 140/22, une extension verticale à 343/66 et une extension horizontale à 240/23. La formation des boudins à axe subhorizontal est liée à la compression horizontale et à l'extension verticale, tandis que les boudins à axes subverticaux sont reliés à l'extension horizontale.

La présence de veinules subverticales remplies de Qz2 orientées parallèlement aux parois de la veine paraît a priori incompatible avec le système de contraintes présenté à la figure 15. Cependant les relations de recoupement avec les veinules de Qz2 subhorizontales indiquent que les deux systèmes sont contemporains. Ces veinules subverticales ont été observées seulement sur les indices Braz et Gun Shot et elles ne contiennent pas nécessairement de cristaux automorphes de quartz caractéristiques des milieux en extension. Il est possible que l'orientation initiale des veines minéralisées dans le champ de contrainte ait joué un rôle dans le développement de ce système de veinules. En effet, si les veines

étaient orientées obliquement par rapport à la contrainte d'extension horizontale, une ouverture avec un vecteur oblique aurait pu se produire amenant la formation de veinules subverticales ne présentant pas nécessairement des textures d'extension. La discontinuité latérale de veines minéralisées de Braz et Gun Shot pourrait être expliquée de la même manière. La présence d'un angle entre la contrainte horizontale et la veine minéralisée entraîne non seulement la formation de boudins à axes subverticaux mais aussi, possiblement, un déplacement horizontal. Un mouvement coulissant grossièrement orienté NE-SO a donc affecté les veines minéralisées, cependant le sens de mouvement n'a pu être déterminé.

### 5.7 Classification des indices minéralisés

Les indices aurifères de Dorset présentent des similitudes avec les gîtes de type mésothermal, mais ils possèdent également certaines particularités. Comme les gisements de type mésothermal, les indices de Dorset se situent dans des roches volcaniques et sédimentaires métamorphisées au faciès des schistes verts. Les zones de cisaillement hôtes de la minéralisation sont interprétées comme des structures de troisième ordre associées à une zone de suture majeure, la ligne Baie Verte-Brompton. La nature cassante-ductile des zones de cisaillement constitue une différence avec les dépôts mésothermaux archéens typiques, impliquant une profondeur de formation moins grande (Poulsen et Robert, 1989; Dubé, 1990). Les veines de quartz minéralisées situées dans la partie centrale de la zone de cisaillement, présentent des caractéristiques des veines en remplissage de faille, dont un rubanement parallèle aux bordures de la veine et une foliation parallèle aux veines dans les roches encaissantes. Les analyses chimiques des veines ont permis de mettre en évidence une corrélation positive entre l'or et les métaux de base et un rapport Au/Ag >9. L'altération en carbonate, qui est généralement bien développée dans les dépôts aurifères archéens de l'Abitibi, est relativement peu développée sur les indices de Dorset. De fait, les zones les plus minéralisées montrent une altération hydrothermale plutôt restreinte. La présence de carbonates dans certaines zones de cisaillement et les grandes zones d'altération en carbonates de fer situées près des contacts lithologiques, indiquent cependant qu'il y a eu circulation de fluides riches en CO<sub>2</sub>. Nous possédons peu d'indice quant à la nature du fluide minéralisateur, mais les isotopes de l'oxygène dans le quartz ont donné des valeurs caractéristiques d'un fluide d'origine métamorphique (+12‰ M. Wilson, 1994, comm. personnelle).

### 5.8 Contexte régional et modèle métallogénique

L'association spatiale entre la minéralisation aurifère et les failles majeures est connue depuis longtemps et elle a souvent été utilisée comme outil d'exploration. La faille majeure sert généralement de conduit dans lequel les fluides hydrothermaux circulent vers des structures de deuxième ou troisième ordre au sein desquelles les variations de pression des fluides sont propices au dépôt de l'or (Kerrick, 1989; Groves et al., 1990; Cox et al., 1991).

Les travaux de Tuach et al. (1988), Dubé (1990) et Swinden (1990) suggèrent qu'il existe une relation génétique entre les minéralisations aurifères découvertes dans la péninsule de Baie Verte et la ligne Baie Verte-Brompton. Jusqu'à présent, la compatibilité structurale et temporelle entre les indices et cette structure majeure n'a pas été démontrée. Les travaux effectués dans le cadre de cette étude ont permis de documenter la relation structurale, au moins pour les indices aurifères de la propriété Dorset.

Le modèle métallogénique présenté ici est basé sur l'évolution tectonique de la région telle que proposée par Cawood et al. (1994). Ceux-ci suggèrent que les effets thermiques et structuraux reliés au chevauchement des ophiolites et à la fermeture de l'océan Iapetus lors de l'orogénie taconienne, ont été limités aux niveaux supérieurs de la croûte (Cawood et al., 1994). La déformation et le métamorphisme les plus intenses de la région seraient associés à un événement tectonique silurien, entre 435 et 425 Ma, correspondant à une collision continent-continent (Laurentia-Gondwana) de type himalayen, dominée par de la compression (Cawood et al., 1994). Pendant cette activité orogénique silurienne, il semble y avoir eu une période de soulèvement qui a entraîné l'exhumation des terrains qui bordent la ligne Baie Verte-Brompton et la formation d'un graben, dans lequel la séquence volcano-sédimentaire du Groupe de Flat Water Pond s'est déposée (Cawood et Dunning, 1993). Selon ces auteurs, la présence de fragments d'ophiolites et de virginites dans le conglomérat à la base du groupe indique qu'il s'agit bien d'un dépôt syn-orogénique. Des évidences indirectes (section 2.2.2.2) suggèrent un âge silurien pour le Groupe de Flat Water Pond. Les différents éléments structuraux observés et décrits aux sections 2.3.3 et 3.3 indiquent que le Groupe de Flat Water Pond a par la suite été affecté par un événement majeur en compression. La formation du Groupe de Flat Water Pond, sa déformation et la mise en place de la minéralisation, doivent donc être vues comme une suite d'événements continus à travers une période tectonique active au Silurien.

La déformation régionale a été accommodée par des structures préexistantes telle que la ligne Baie Verte-Brompton, qui constitue une faille crustale de premier ordre. Les zones de contacts lithologiques majeurs et les failles secondaires, comme la faille de Baie Verte

Road, constituent des structures de deuxième ordre qui ont aussi accomodé une partie de la déformation.

Nos travaux suggèrent que la minéralisation est confinée à des zones de cisaillement, développées lors d'un évènement de déformation en partie en cisaillement pur (section 4.3.2). La géométrie des veines et leur association spatiale avec les dykes mafiques suggèrent qu'elles se sont mises en place de façon plus ou moins synchrone avec le développement des zones de cisaillement (section 5.3). L'âge des zones de cisaillement et de la minéralisation n'est pas directement connu. Cependant, les roches hôtes appartenant au Groupe de Flat Water Pond ont un âge maximum de  $432 \pm 3$  Ma (Cawood et Dunning, 1993). L'évènement minéralisateur doit donc être plus jeune que  $432 \pm 3$  Ma, ce qui le place potentiellement à la fin de la période de temps pendant laquelle la déformation régionale en compression a été active (435-425 Ma). La compatibilité structurale des zones minéralisées avec l'évènement régional en compression, suggère que les zones de cisaillement pourraient s'être développées vers la fin de l'épisode tectonique silurien mis en évidence par Cawood et al. (1994).

Les fluides minéralisateurs sont probablement d'origine métamorphique, comme le démontrent les analyses isotopiques de l'oxygène sur le quartz, qui donnent une valeur de +12‰ (Marc Wilson, 1994, comm. personnelle). Les zones d'altération en carbonates témoignent de la présence de CO<sub>2</sub> dans le fluide ce qui est compatible avec une origine métamorphique pour le fluide.

Les roches le long de la route de Baie Verte (faille de Baie Verte Road) et les zones de contacts majeurs sont caractérisées par une forte altération en carbonate qui témoigne de la circulation de fluides riches en CO<sub>2</sub>. Ces structures de deuxième ordre ont donc probablement servi de conduits principaux pour la circulation des fluides hydrothermaux vers des structures de troisième ordre, qui se matérialisent par les zones de cisaillement où se sont formées les veines minéralisées.

La déformation des veines minéralisées postérieurement à leur mise en place, a été associée à un évènement dominé par une extension verticale et un mouvement en coulissage subhorizontal (section 5.6). Cette déformation peut être associée aux évènements coulissants documentés par Goodwin (1994, comm. personnelle), dont l'âge exact n'est pas connu, sinon qu'il est post-Silurien. Cawood et al. (1994) ont également identifié des mouvement tardifs de nature indéterminée le long de la ligne Baie Verte-Brompton qui sont reliés à l'orogénie Acadienne au Dévonien moyen.

L'étude structurale des indices aurifères Dorset permet d'associer la minéralisation avec la période orogénique silurienne documentée par Cawood et al. (1994). Les structures hôtes de la minéralisations sont des structures de troisième ordre présentant une cinématique

compatible avec celle de la ligne Baie Verte-Brompton à cette époque. Il existe donc un lien étroit entre la minéralisation et les structures secondaires reliées à la ligne Baie Verte-Brompton. De plus, même s'ils sont peu documentés, les mouvements tectoniques post-siluriens le long de la ligne Baie Verte-Brompton, semblent avoir affecté la minéralisation en déformant les veines minéralisées.

### 5.9 Autres exemples de minéralisation aurifère dans la péninsule

Les indices Dorset ne sont pas les seuls exemples de minéralisation aurifère reliées à des structures majeures de la péninsule de Baie Verte. Les principaux indices de la région sont associés au Complexe de Point Rousse et bien que la minéralisation soit contrôlée en grande partie par des facteurs structuraux, chacun de ces indices possèdent des caractéristiques spécifiques distinctes. Parmi les plus importants notons ceux de Stog'er Tight et de Deer Cove.

La minéralisation à l'indice Stog'er Tight est sous une forme disséminée dans des filons-couches de gabbro différencié, appartenant au Complexe de Point Rousse. La mise en place de la minéralisation est en partie reliée à des structures de troisième ordre reliées à la faille majeure "Scrape Thrust" (Kirkwood et Dubé, 1992). Les datations effectuées par Ramezani (1992) sur des zircons hydrothermaux, indiquent que la minéralisation aurifère à Stog'er Tight est reliée à une activité tectonique au Silurien inférieur ( $420 \pm 5$  Ma).

L'indice aurifère de Deer Cove est encaissé dans les roches de couverture du Complexe de Point Rousse. La minéralisation est contenue dans des veines bréchiques associées au chevauchement de Deer Cove, une structure de deuxième ordre (Dubé et al., 1993). Les veines semblent s'être mises en place après le début du chevauchement inverse mais avant que ce mouvement de faille progressif ne prenne fin (Dubé et al., 1993). Patey et Wilton (1993) proposent que la minéralisation n'est pas reliée à la fermeture de l'océan Iapetus et à l'obduction des ophiolites, mais plutôt à un régime tectonique en transpression qui a suivi.

Même si les indices aurifères de la région présentent des caractéristiques et des morphologies différentes, ils sont tous contrôlés par des structures de deuxième ou troisième ordre reliées à des failles majeures comme la ligne Baie Verte-Brompton ou le Scrape Thrust. De plus il semble que la minéralisation aurifère est reliée à une déformation post-taconnienne. Il est donc permis de suggérer un épisode de minéralisation aurifère associée à une activité tectonique silurienne.

## CHAPITRE 6

### CONCLUSIONS

L'objectif principal de la thèse était de déterminer les contrôles structuraux, lithologiques et métallogéniques de la minéralisation et de les intégrer dans l'histoire tectonique de la péninsule de Baie Verte.

La déformation est développée de façon hétérogène à l'échelle de la propriété. Elle est caractérisée par le développement de structures de deuxième et troisième ordre qui correspondent respectivement aux contacts lithostratigraphiques majeurs et aux zones de cisaillements minéralisées. Les structures de deuxième ordre ont servi de conduits à la circulation de fluides hydrothermaux riches en CO<sub>2</sub>, comme en témoignent les grandes zones carbonatisées mais ne possédaient pas les conditions particulières pour le dépôt de l'or (section 5.5). Le développement des structures de troisième ordre a été favorisé par la présence de dykes mafiques qui ont agi comme niveau anisotrope (section 5.2). L'étude des fibres de quartz sur les grains de pyrite dans les zones de cisaillement indiquent que ces dernières se sont formés lors d'un évènement en compression dans un régime de déformation en partie en cisaillement pur (section 4.3.2). Ce qui est compatible avec l'activité orogénique en compression reconnu le long de la ligne Baie Verte-Brompton au Silurien (section 5.8). L'augmentation de la perméabilité secondaire créée par le développement des zones de cisaillement a permis la circulation de fluides hydrothermaux et la mise en place des veines minéralisées. La texture rubanée des veines et la présence de Qz1 automorphes indiquent qu'elles se sont formées par un processus d'ouvertures et de remplissages successifs selon un vecteur d'ouverture oblique (section 5.3; figure 11). L'or, principalement associé à la pyrite et au Qz1, a possiblement été transporté sous la forme d'un complexe bi-sulfuré et sa précipitation est reliée à des phénomènes mécaniques et chimiques plutôt qu'à un contrôle lithologique (section 5.4). Bien que l'âge de la minéralisation ne soit pas directement connue, la localisation des indices principaux dans les roches du Groupe de Flat Water Pond nous donne un âge maximum de  $432 \pm 3$  Ma. La géométrie actuelle des veines est contrôlée par un évènement de déformation, postérieur à

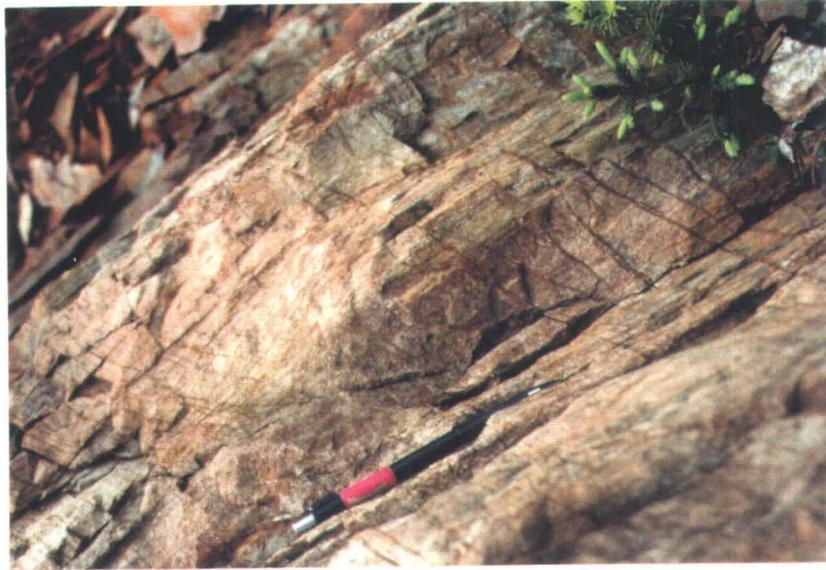
leur mise en place, et dominé par une extension verticale et un mouvement coulissant orienté grossièrement NE-SO (section 5.6).

À la suite de l'étude structurale réalisée sur les indices aurifères mésothermaux de la propriété Dorset, nous suggérons que la minéralisation, encaissée par les roches du Groupe de Flat Water Pond, s'est mise en place dans des structures de troisième ordre associées aux mouvements tectoniques siluriens (435-425 Ma) correspondant à la collision entre Gondwana et Laurentia le long de la ligne Baie Verte-Brompton. Des mouvements coulissants post-siluriens le long de la ligne Baie Verte-Brompton, qui pourraient être reliés à l'orogénie acadienne, ont affecté les structures subsidiaires et contribué à la déformation des veines minéralisées.

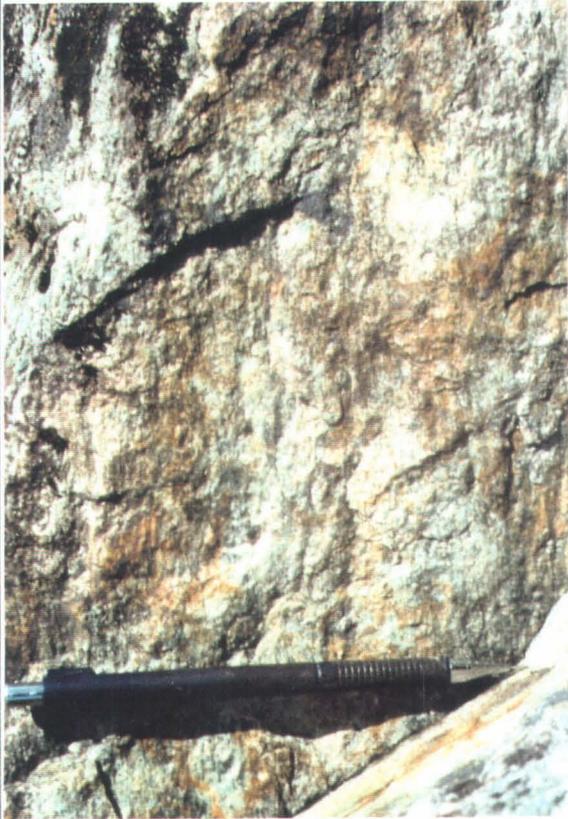


## Planche 1

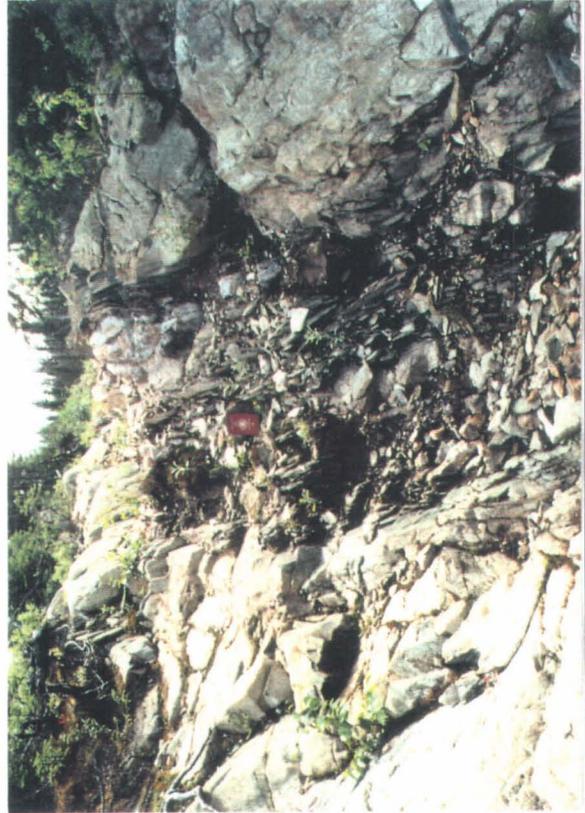
- Photo 1: Aspect en affleurement des stries subhorizontales sur un plan parallèle à la foliation principale  $S_1$ . Photo prise dans les roches du Groupe de Flat Water Pond, le crayon pointe vers le sol.
- Photo 2: Aspect en affleurement des veinules en extension subhorizontales remplies de carbonates de fer. Photo prise dans la zone carbonatisée, le crayon est subparallèle à la linéation d'étirement.
- Photo 3: Vue vers le SO de l'indice Dorset #2, la zone de cisaillement fait une largeur d'environ 2 à 3 mètres. Elle est caractérisée par l'augmentation de l'intensité de la foliation  $S_1$ .



2



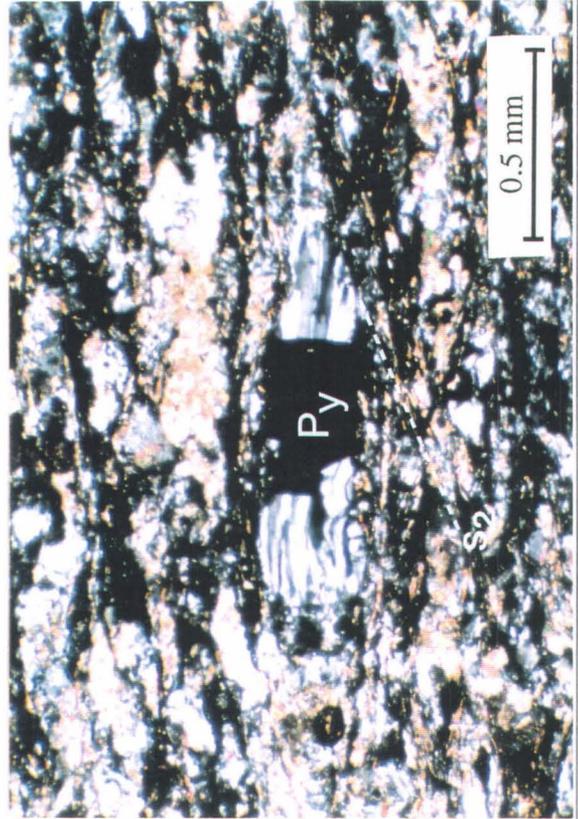
1



3

## Planche 2

- Photo 4: Aspect en affleurement de la linéation d'étirement, ici montrée par l'étirement des phénocristaux chloritisés dans un dyke mafique. Photo prise sur l'indice Braz, le crayon pointe vers le sol.
- Photo 5: Aspect en affleurement de la foliation  $S_1$  recoupée et entraînée par le clivage  $S_2$ , créant des pseudo-CS. Photo prise sur l'indice Gun Shot dans un plan perpendiculaire à la linéation d'étirement.
- Photo 6: Photomicrographie illustrant des fibres de quartz de type "face controlled" sur un cube de pyrite dont les faces sont orientées parallèlement à la foliation  $S_1$ . Notez l'absence de rotation dans les fibres de quartz et la dissolution de l'extrémité des fibres, causée par le passage du clivage  $S_2$ . lame MB-27, provenant d'un dyke sur l'indice Braz, lumière polarisée et transmise.



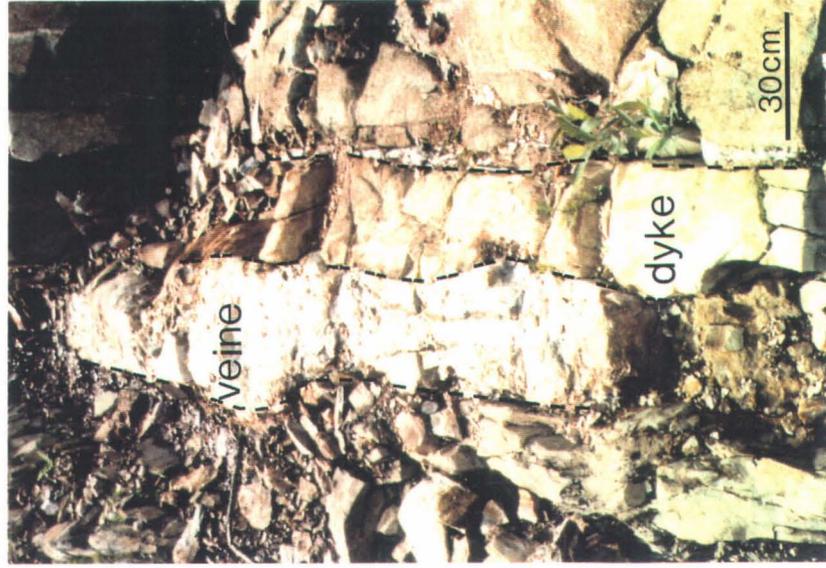
5

6

4

## Planche 3

- Photo 7: Photomicrographie illustrant des fibres de quartz de type "face controlled" sur un cube de pyrite dont les faces ne sont pas orientées parallèlement à la foliation  $S_1$ . Notez la ligne de suture entre les deux systèmes de fibres, qui est orientée parallèlement à la foliation, sans rotation. Lamme mince MB-27 provenant d'un dyke de l'indice Braz, lumière polarisée et transmise.
- Photo 8: Photomicrographie illustrant des zones abritées symétriques remplies de carbonates, développées sur un porphyroclaste polycristallin essentiellement composé de quartz. Lamme mince MB-99, provenant des volcanoclastites près de l'indice Dorset #2, lumière polarisée et transmise.
- Photo 9: Photo illustrant la relation spatiale entre les veines minéralisées et les dykes mafiques. Photo prise sur l'indice Dorset #2.



9



7



8

## Planche 4

- Photo 10: Coupe dans la veine minéralisée principale de l'indice Dorset #2, illustrant le rubanement de la veine et la présence de sulfures, principalement de la pyrite et de la sphalérite, en bandes subparallèles au rubanement.
- Photo 11: Aspect en affleurement des cristaux de quartz automorphe sur la surface extérieure de la veine non minéralisée de l'indice Dorset #2. Le crayon pointe vers le sol.
- Photo 12: Vue vers le SO de l'indice Dorset #2, montrant l'aspect ondulant de la foliation  $S_1$  autour des veines de quartz boudinées.



12



10



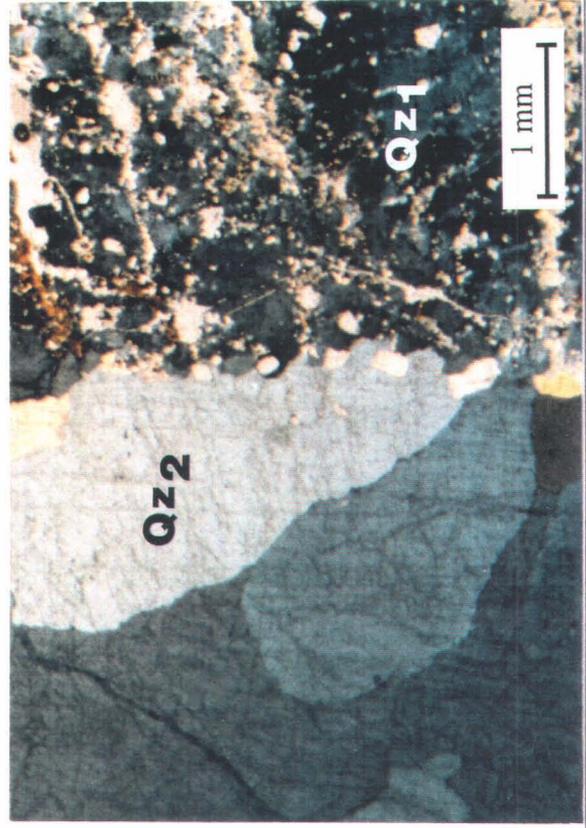
11

## Planche 5

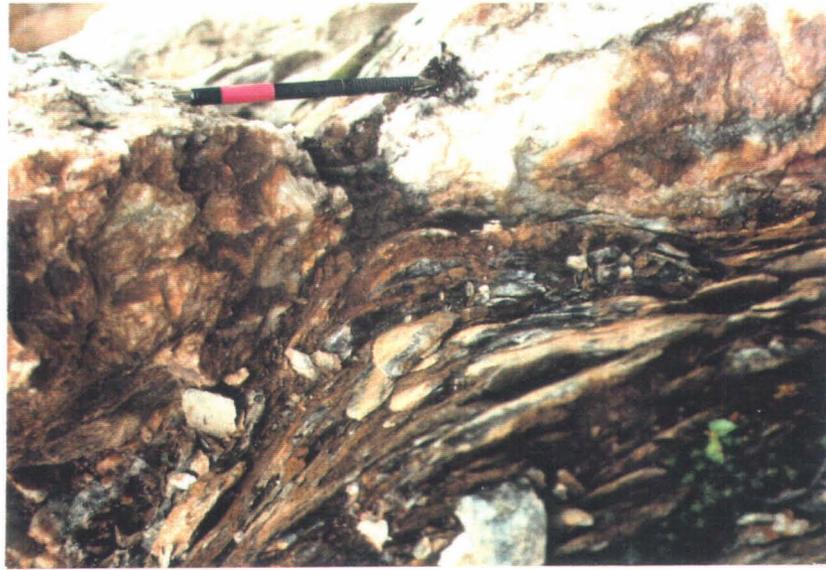
- Photo 13: Vue rapprochée d'un nez de boudin où il y a croissance en extension de cristaux de quartz. Photo prise sur l'indice Gun Shot, le crayon pointe vers le sol.
- Photo 14: Aspect en affleurement des veines de quartz en extension présentes sur la veine minéralisée. Photo prise sur l'indice Gun Shot, le crayon est horizontal
- Photo 15: Photomicrographie illustrant l'apparence peu déformée du Qz2 par rapport à la forte recristallisation du Qz1. lame mince MB-22, provenant de la veine principale de l'indice Braz, lumière polarisée et transmise



14



15



13

## Planche 6

- Photo 16: Coupe dans la veine principale de l'indice Braz dans laquelle deux systèmes de veinules de Qz2 recoupent le Qz1. Notez l'aspect laiteux du Qz2 par rapport au Qz1.
- Photo 17: Coupe non orientée dans la veine minéralisée de l'indice Dorset Ext., montrant les bandes de sulfures, ici dominées par la pyrite, orientées parallèlement aux bordures de la veines
- Photo 18: Photomicrographie illustrant l'association de sulfures (ici la pyrite: Py) avec le Qz1 fortement déformé. Lame mince MB-116, lumière polarisée et transmise.

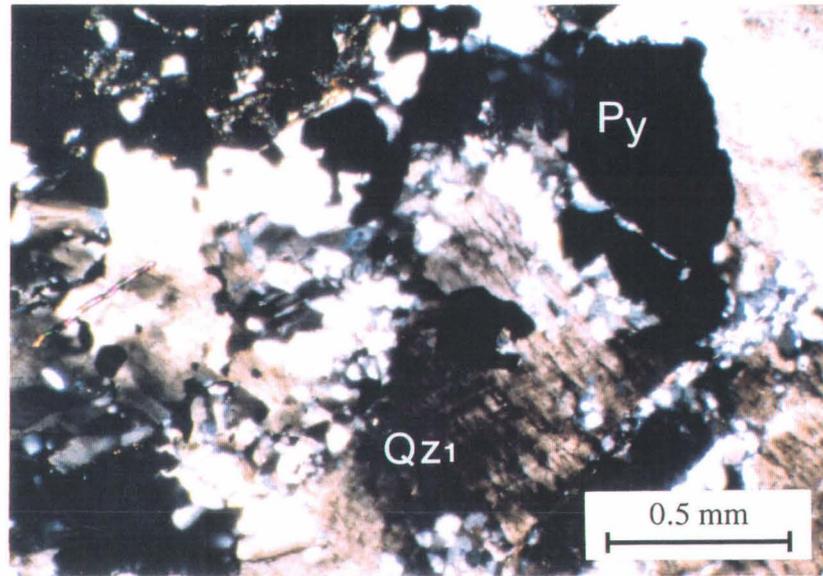
16



17



18

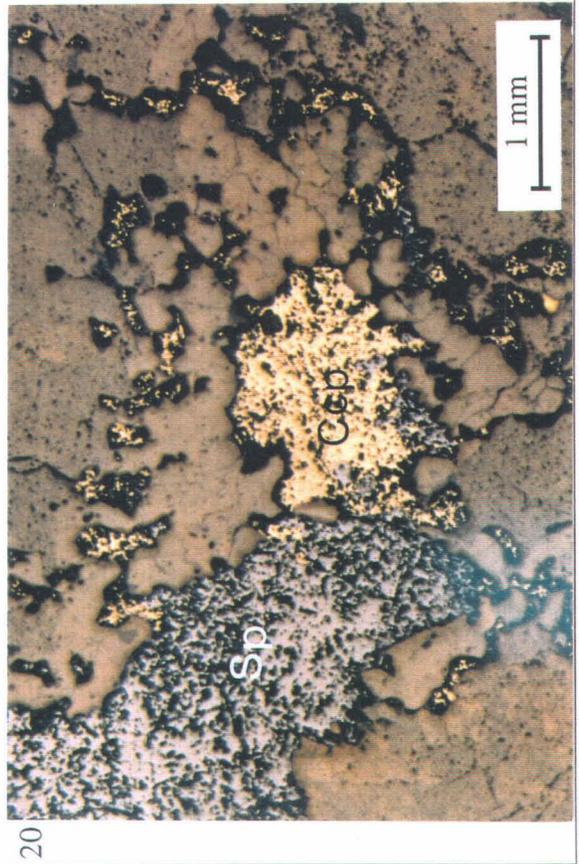
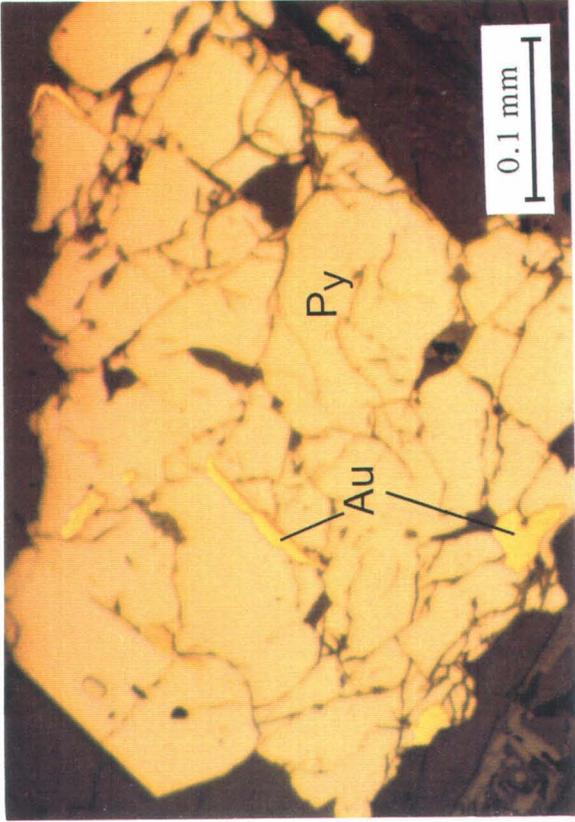


## Planche 7

- Photo 19: Photomicrographie illustrant la pyrite (Py) hypidiomorphe baignant dans une matrice de quartz (Qz1). La pyrite est en contact avec de la sphalérite (Sp). Lamé mince BD-340, provenant de l'indice Dorset #2, lumière naturelle et réfléchié.
- Photo 20: Photomicrographie illustrant la sphalérite (Sp) et de la chalcopyrite (Ccp), baignant dans une gangue de Qz1 et entourées de quartz recristallisé. Lamé BD-340, provenant de l'indice Dorset #2, lumière naturelle et réfléchié.
- Photo 21: Photomicrographie de l'or dans la pyrite. Notez la texture cataclastique de la Pyrite. Lamé mince K-6, provenant de l'indice Dorset #2, lumière naturelle et réfléchié.



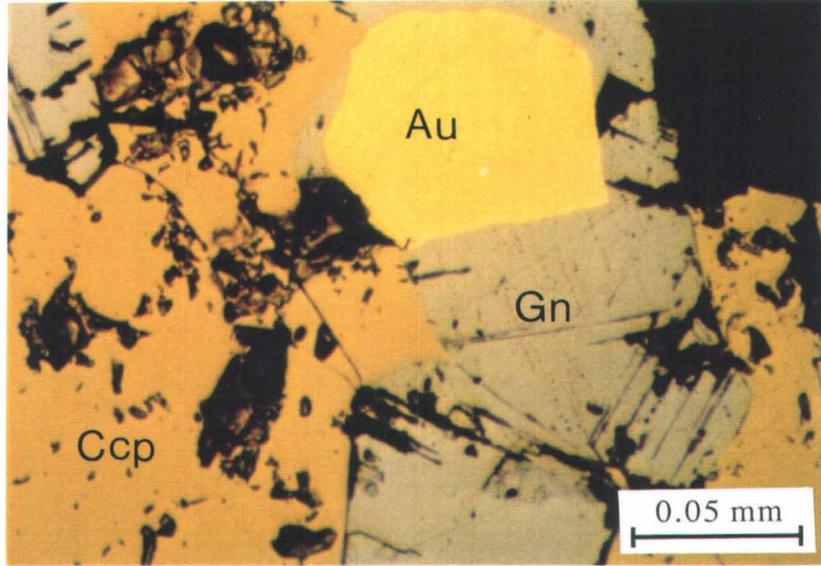
21



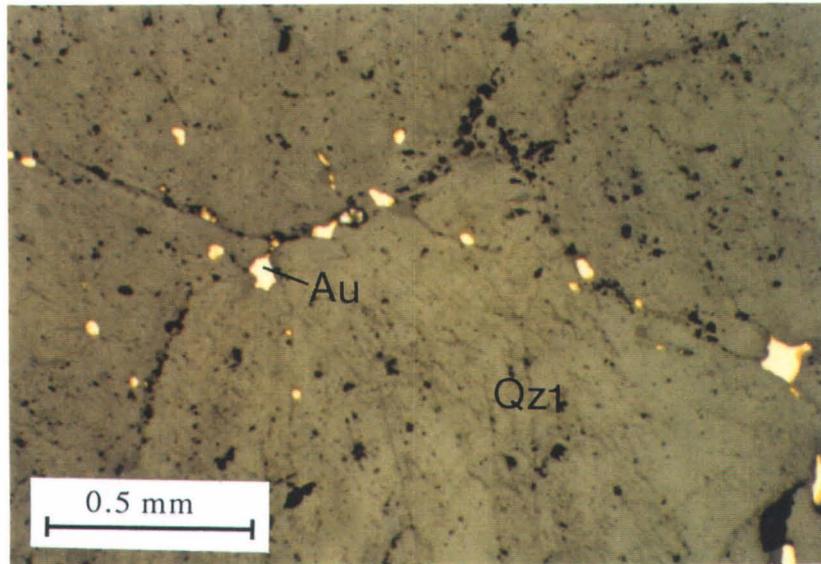
## Planche 8

- Photo 22: Photomicrographie d'un grain d'or dans la galène (Gn) associée à la chalcopyrite (Ccp). Lame mince K-6, provenant de l'indice Dorset #2, lumière naturelle et transmise.
- Photo 23 Photomicrographie de grains d'or distribués le long d'une fracture dans le Qz1.

22



23





## RÉFÉRENCES

- Baird, D.M. 1951. "The geology of Burlington Peninsula, Newfoundland". Geological Survey of Canada, Paper 51-21. 70 p.
- Bélanger, M., Dubé, B. et Lauzière, K. 1992. "A preliminary report of the structural control of the mesothermal Dorset gold showing, Baie Verte Peninsula, Newfoundland". Newfoundland Department of Mines and Energy, Report of Activities 1992, p. 3-4.
- Bélanger, M. Dubé, B., Lauzière, K. et Malo, M. 1993. "Structural Control of the mesothermal Dorset Gold showing, Baie Verte Peninsula, Newfoundland". Newfoundland Department of Mines and Energy, Report of Activities 1993, p. 57-59.
- Bird, J.M. et Dewey, J.F. 1970. "Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of Appalachian Orogen". Geological Society of America, Bulletin, Volume 81, p. 1031-1060.
- Boullier, A.M. et Robert, F. 1992. "Palaeoseismic events recorded in Archaean gold-quartz vein networks, Val d'Or, Abitibi, Québec, Canada". Journal of Structural Geology, Volume 14, No. 2, p. 161-179.
- Bursnall, J.T. 1975. "Stratigraphy, structure and metamorphism west Baie Verte, Burlington Peninsula, Newfoundland". Unpublished Ph. D. thesis, Cambridge University, England, 337 p.
- Bursnall, J.T. et de Wit, M.J. 1975. "Timing and development of the orthotectonic zone in the Appalachian orogen of northwest Newfoundland". Canadian Journal of Earth Sciences, Volume 12, p. 1712-1722.
- Cawood, P.A. et Dunning, G.R. 1993. "Silurian age for movement on the Baie Verte Line: Implications for accretionary tectonics in the Northern Appalachians". Geological Society of America, Abstracts with Programs, Volume 25, No. 6, p. A422.

Cawood, P.A., Dunning, G.R., Lux, D. et van Gool, J.A.M. 1994. "Timing of peak metamorphism and deformation along the Appalachian margin of Laurentia in Newfoundland: Silurian, not Ordovician". Geology, Volume 22, p. 399-402.

Church, W.R. 1965a. "Structural evolution of northeast Newfoundland - comparison with that of British Caledonides". Abstract, Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, Volume 58, p. 219.

Church, W.R. 1965b. "Structural evolution of northeast Newfoundland - comparison with that of British Caledonides". Maritime Sediments, Volume 1, p. 10-14.

Church, W.R. 1969. "Metamorphic rocks of Burlington Peninsula and adjoining areas of Newfoundland and their bearing on continental drift in the North Atlantic". Geology and Continental Drift. Édité par M. Kay. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 212-233.

Colvine, A.C., Andrews, A.J., Cherry, M.E., Durocher, M.E., Fyon, A.J., Lavigne, M.J., Macdonald, A.J., Marmont, S., Poulsen, K.H., Springer, J.S. et Troop, D.G. 1984. "An integrated model for the origin of Archean lode gold deposits". Ontario Geological Survey, Open File Report 5524, 98 p.

Colvine, A.C., Fyon, K.B., Heather, K.B., Marmont, S., Smith, P.M. et Troop, D.G. 1988. "Archean lode gold deposit in Ontario". Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 139, 136 p.

Cox, S.F., Wall, V.J., Etheridge, M.A. et Potter, T.F. 1991. "Deformational and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-hosted gold deposits-exemples from the Lachlan Fold Belt in central Victoria, Australia". Ore Geology Review, Volume 6, p. 391-423.

de Wit, M.J. 1972. "The Geology around Bear Cove, eastern White Bay, Newfoundland". Unpublished Ph.D. thesis, Cambridge University, England, 232p.

Dubé, B. 1990. "A preliminary report on contrasting structural styles of gold-only deposits in western Newfoundland". Recherches en Cours, Partie B, Commission Géologique du Canada, Étude 90-1B, p. 77-90.

Dubé, B. et Lauzière, K. 1992. "The Dorset gold showing: structural control of a mesothermal gold deposit in the Baie Verte Peninsula, Newfoundland". Gold mineralization in Western Newfoundland. Édité par B. Dubé, K. Lauzière, S. Swinden et M. Wilson. Geological Association of Canada, Joint Annual Meeting, Wolfville '92, Field trip A-4: Guidebook, p. 53-58.

Dubé, B., Lauzière, K. et Poulsen, H.K. 1993. "The Deer Cove deposit: an exemple of "trust"-related breccia-vein type gold mineralization in the Baie Verte Peninsula, Newfoundland". Current Research, Part D, Geological Survey of Canada, Paper 93-1D, p. 1-10.

Evans, D.T.W. et Kean, B.F. 1990. "Geology and mineral deposits of Victoria Lake Group". Metallogenic Framework of Base and Precious Metal Deposits, Central and Western Newfoundland. Édité par H.S. Swinden, D.T.W. Evans et B.F. Kean, 8th IAGOD Symposium, Field Trip No.1, Guidebook, Geological Survey of Canada, Open File 2156, Paper 82-1B, p. 46-55.

Goodwin, L.B. et Williams, P.F. 1990. "Strike-slip motion along the Baie Verte Line, Newfoundland". Abstract presented at the Atlantic Geoscience Society, 1990 Symposium. New age determination in Atlantic provinces. 1990 Colloquium, Current Research in the Atlantic provinces, Atlantic-Geology, Volume 26, No. 2, p.170.

Gower, D., Graves, G., Walker, S. et MacInnis, D. 1988. "Lode gold mineralization at Deer Cove, Point Rouse Complex, Baie Verte Peninsula". The Volcanogenic Sulphide Districts of Central Newfoundland. Édité par H.S. Swinden et B.F. Kean, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, St. John's, Newfoundland, p. 43-48.

Groves, D.I., Barley, M.E. et Ho, S.E. 1990. "Nature genesis and tectonic setting of mesothermal gold mineralization in the Yilgarn Block, Western Australia". The Geology of the gold deposits: The perspective in 1988. Édité par R.R. Keays, W.R.H. Ramsay et D.I. Grove. Economic Geology, Monograph 6, p. 71-95.

Hall, R.S. et Rigg, D.M. 1986. "Geology of the West Anticline Zone, Musselwhite Prospect, Opapimaskan Lake, Ontario, Canada". Proceeding of Gold '86, an International Symposium on the Geology of Gold. Édité par A.J Macdonald, Konsult International Inc., Toronto, p.124-136.

Hibbard, J. 1983. "Geology of the Baie Verte Peninsula, Newfoundland". Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Division, Memoir 2, 279 p.

Jamieson, R.A., Anderson, S. et McDonald, L. 1993. "Slip on the Scrape - an extensional allochthon east of the Baie Verte Line, Newfoundland". Geological society of America, Abstracts with Programs. Volume 25, No. 2, p. 26.

Kennedy, M.J. 1969. "The Fleur de Lys Supergroup between White Bay and Baie Verte, Burlington peninsula, Newfoundland". Unpublished manuscript, 56 p.

Kennedy, M.J. 1971. "Structure and stratigraphy of the Fleur de Lys Supergroup in the Fleur de Lys area, Burlington Peninsula, Newfoundland". Geological Association of Canada, Proceedings, Volume 24, p.59-71.

Kerrich, R. 1989. "Geodynamic setting and hydraulic regimes: Shear zone hosted mesothermal gold deposits". Mineralization and shear zone. Édité par J.T. Bursnall. Geological Survey of Canada, Short Course Note 6, p. 89-128.

Kidd, W.S.F. 1974. "The evolution of the Baie Verte lineament, Burlington Peninsula, Newfoundland". Unpublished Ph.D. thesis, Cambridge University, England, 294 p.

Kidd, W.S.F. 1977. "The Baie Verte Lineament: ophiolite complex floor and mafic volcanic fill of a small Ordovician marginal basin. Island Arcs, Deep sea Trenches and Back Arc Basins. Édité par M. Talwani et W.C. Pitman. Maurice Ewing Series, Volume 1, p. 407-418.

Kirkwood, D. et Dubé, B. 1992. "Structural control of sill-hosted gold mineralization: the Stog'er Tight Gold deposit, Baie Verte Peninsula, northwestern Newfoundland". Current Research, Part D, Geological Survey of Canada, Paper 92-1D, p. 211-221.

MacDougall, C. et MacInnis, D. 1990. "The Dorset showing: A structurally controlled lode gold occurrence adjacent to the Baie Verte Line". Metallogenic Framework of Base and Precious Metal Deposits, Central and Western Newfoundland. Édité par H.S. Swinden, D.T.W. Evans et B.F. Kean, 8th IAGOD Symposium, Field Trip Guidebook, Geological Survey of Canada, Open File 2156, p. 162-164.

Murray, A. et Howley, J.P. 1881. Report of Geological Survey of Newfoundland, Publication, 536 p.

Neale, E.R.W. 1958a. "Baie Verte, Newfoundland". Geological Survey of Canada, Map 10-1958.

Neale, E.R.W. 1958b. "Nipper Harbour, Newfoundland". Geological Survey of Canada, Map 22-1958.

Noranda, 1989. Carte géologique détaillée, projet 4660 Muscocho-Dorset J.V., 1:2500.

Patey, K.S. et Wilton, D.H.C. 1993. "The Deer Cove deposit, Baie Verte Peninsula, a Paleozoic mesothermal lode-gold occurrence in the northern Appalachians". Canadian Journal of Earth Sciences, Volume 30, p. 1532-1546.

Poulsen, H.K. et Robert, F. 1989. "Shear zones and gold; practical examples from the southern Canadian Shield". Geological Association of Canada, short course notes, 6, p. 239-266.

Ramezani, J. 1992. "The geology, Geochemistry and U-Pb Geochronology of the Stog'er Tight gold prospect, Baie Verte Peninsula, Newfoundland". Unpublished MSc Thesis, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland, 256 p.

Ramsay, J.G. et Huber, M.I. 1983. The techniques of modern structural geology, Volume 1: Strain analysis. Academic Press, 307 p.

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

Robert, F., Poulsen, K.H. et Dubé, B. 1994. "Structural analysis of lode gold deposits in deformed terranes". Open File Report No. 2850, Geological Survey of Canada, 140p.

Romberger, S.B. 1986. "The solution chemistry of gold applied to the origin of hydrothermal deposits". Gold in the Western Shield. Édité par L.A. Clark. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 38, p.168-186.

Seward, T.M. 1981. "Metal complex formation in aqueous solutions at elevated temperatures and pressures". Chemistry and Geochemistry of Solutions at high Temperatures and Pressure. Édité par D.T. Rickard et F.E. Wickman. Pergamon, Oxford, p. 113-128.

Seward, T.M. 1984. "The transport and deposition of gold in hydrothermal systems". Proceeding of Gold '82: the Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits. Édité par R.P. Foster, Geological Society of Zimbabwe, Special Publication No. 1, p. 165-181.

Simpson, C. et Schmid, S.M. 1983. "An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks". Geological Society of America Bulletin, Volume 94, p. 1281-1288.

Snelgrove, A.K. 1931. "Geology and ore deposits of Betts Cove-Tilt Cove area, Notre Dame Bay, Newfoundland". Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, Volume 24, Number 4, 43 p.

St-Julien, P., Hubert, C. et Williams, H. 1976. "The Baie Verte-Brompton line and its possible tectonic significance in the northern Appalachians". Geological Society of America, Program with Abstracts, Volume 8, Number 2, p. 259-260.

Swinden, S.H. 1990. "Regional geology and Metallogeny of the Central Newfoundland". Metallogenic framework of the base and precious metal deposits, Central and Western Newfoundland. Édité par H.S. Swinden, D.T.W. Evans et B.F. Kean. 8th IAGOD Symposium. Commission Géologique du Canada. Open File 2156, p. 1-31.

Tuach, J. 1992. "List of gold occurrences and deposits on the island of Newfoundland". Department of Mines and Energy, Geological Survey Branch, Open File 2188, 108 p.

Tuach, J., Dean, P.L., Swinden, H.S., O'Driscoll, C.F., Kean, B.F. et Evans, D.T.W. 1988. "Gold mineralization in Newfoundland: a 1988 review". Current Research. Édité par R.S. Hyde, D.G. Walsh et R.F. Blackwood. Newfoundland Department of Mines, Report 88-1, p. 279-306.

Watson, K. de P. 1947. "Geology and mineral deposits of the Baie Verte-Ming's Bight area, Newfoundland". Geological Survey of Newfoundland, Bulletin 21, 48 p.

Wegman, A. 1932. "Note sur le Boudinage". Bulletin de la Société Géologique de France, sér. 5, 2, p. 477.

Williams, H. 1977. "Ophiolitic mélange and its significance in the Fleur de Lys Supergroup, northern Appalachians". Canadian Journal of Earth Sciences, Volume 14, p. 987-1003.

Williams, H. 1978. "Tectonic lithofacies map of Appalachian orogen". Memorial University of Newfoundland, Map 1.

Williams, H., Hibbard, J. et Bursnall, J.T. 1977. "Geologic setting of asbestos-bearing ultramafic rocks along the Baie Verte Lineament, Newfoundland". Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 351-360.

Williams, H. et St Julien, P. 1978. "The Baie Verte-Brompton Line in Newfoundland and regional correlations in the Canadian Appalachians". Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 225-229.

Williams, H. et St Julien, P. 1982. "The Baie Verte-Brompton Line: Early Paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians". Major Structural Zones and Faults of the Northern Appalachians. Édité par P. St-Julien et J. Béland. Geological Association of Canada, Special Paper 24, p. 177-207.