

MB 89-40

GEOLOGIE DU SECTEUR DES LACS DES VENTS, SURPRISE ET CAOPATINA - RAPPORT INTERIMAIRE

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Service géologique du Nord-Ouest

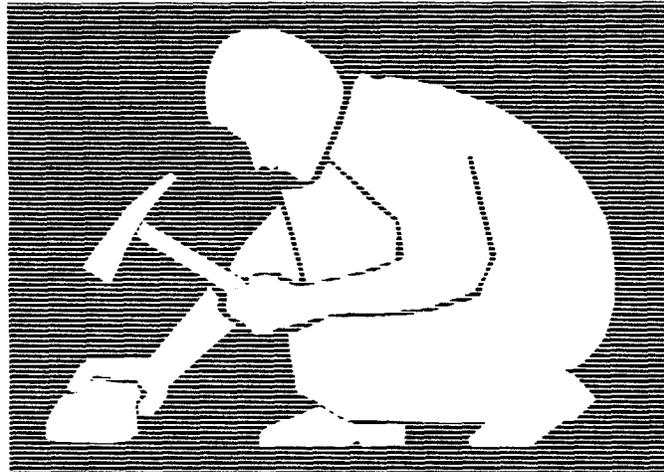
Géologie du secteur des lacs des Vents, Surprise et Caopatina

Rapport intérimaire

Kathleen Lauzière
Edward H. Chown

Wulf Mueller
Larry Tait

Université du Québec à Chicoutimi



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada - Québec sur le développement minéral.

MB 89-40

1990

RESUME

La région cartographiée se situe à une soixantaine de kilomètres au SSW de la ville de Chibougamau: elle comprend la demie est du canton de Druillettes, le quart nord-est du canton de Langloiserie, la partie nord-ouest de Pambrun, la partie ouest du canton de Hazeur, la partie sud-est du canton de Lescure, la partie sud-ouest du canton de Rasles ainsi qu'une bande au sud-ouest, dans la partie sud des cantons de Langloiserie et de Machault.

L'empilement volcano-sédimentaire fait partie du segment de roches vertes de Caopatina-Desmaraisville. Toutes les roches à l'exception des dykes protérozoïques sont d'âge archéen et montrent un métamorphisme qui varie du faciès des schistes verts au nord-ouest au faciès des amphibolites au sud-est. La base de la séquence est composée de basaltes à phénocristaux de plagioclase et de filons-couches comagmatiques de la Formation d'Obatogamau (Cimon, 1977). Le Complexe felsique Des Vents, comprenant des laves, des pyroclastites et des épicroclastites de composition dacitique à rhyodacitique, est intercalé aux basaltes, vers la base de l'empilement volcanique. Quelques horizons gréseux et conglomératiques sont également intercalés aux basaltes dans le secteur de la faille Doda. Les roches sédimentaires de la Formation de Caopatina, composées principalement de wackes feldspathiques, de grauwackes, de siltstones et de mudstones surmontent les basaltes de la Formation d'Obatogamau. Quelques minces horizons de conglomérats, de sédiments chimiques (formation de fer) et de basaltes coussinés ou massifs, à phénocristaux de plagioclase sont également observés.

Les roches volcaniques et sédimentaires sont envahies par plusieurs intrusions variant en composition de dioritique à granodioritique. Toutes les lithologies sont recoupées par des dykes de gabbro-diabase de direction NNW.

Les roches volcaniques et sédimentaires sont plissées et faillées. Deux structures synclinales majeures, séparées par un anticlinal pincé et cisailé traversent la région en direction NW à E-W, définissant une trajectoire sigmoïdale comme la schistosité régionale. Plusieurs cisaillements longitudinaux recoupent les unités volcano-sédimentaires. Dans la partie nord, ils se caractérisent par une linéation d'étirement fortement plongeante, tandis qu'au sud les linéations minéralogique et d'étirement montrent une plongée variable. Des zones de cisaillement NE de nature ductile-fragile et des failles cassantes d'orientation N-S et NNE déplacent les lithologies et les cisaillements longitudinaux.

Plusieurs indices minéralisés sont contenus dans les cisaillements longitudinaux, mais les meilleures valeurs en or proviennent d'une brèche à matrice de carbonates encaissée dans les sédiments de la Formation de Caopatina.

TABLE DES MATIERES

RESUME.....	2
TABLE DES MATIERES.....	3
LISTES DES FIGURES.....	5
LISTES DES TABLEAUX.....	8
INTRODUCTION	
Buts de l'étude.....	9
Localisation et accès.....	9
Méthode de travail.....	11
Remerciements.....	11
GEOLOGIE GENERALE	
Travaux antérieurs.....	13
Aperçu géologique.....	13
LITHOLOGIES.....	18
Roches volcaniques mafiques et intrusions gabbroïques.....	18
Laves et volcanoclastites mafiques.....	18
Intrusions gabbroïques.....	20
Roches felsiques et sédimentaires du Complexe du lac des Vents.....	24
Roches sédimentaires.....	32
Roches sédimentaires de la Formation de Caopatina.....	33
Roches sédimentaires interstratifiées aux basaltes de l'Obatogamau.....	37
Roches intrusives.....	38
Intrusion tonalitique à granodiorite (Surprise et sud).....	39
Porphyre à feldspath.....	44
Porphyre à quartz et à feldspath et porphyre à quartz.....	45
Dyke dioritique.....	47
Dykes de diabase.....	47

METAMORPHISME	50
Zone A.....	52
Zone B.....	54
GEOLOGIE STRUCTURALE	66
Eléments structuraux observés.....	66
Domaines structuraux.....	67
Plis.....	79
Les zones de cisaillements et les failles.....	80
GEOLOGIE ECONOMIQUE	87
REFERENCES	92
ANNEXE 1	95

LISTES DES FIGURES

Figure 1: Localisation géographique de la région cartographiée	10
Figure 2: Schéma stratigraphique de la partie nord de la région (modifié de Mueller et al., 1989)	15
Figure 3: Brèche à coussins fortement cisailée dans la zone de cisaillement Doda	21
Figure 4: Photographie d'un litage rythmique dans un filon-couche gabbroïque dans le secteur de la faille Doda.	23
Figure 5: Photographie d'une lentille irrégulière de gabbro leucocrate à l'intérieur d'un gabbro mélanocrate, tous deux pegmatitique. Le contact franc est localement marqué par de longs cristaux d'amphiboles.	23
Figure 6: Carte géologique simplifiée au nord-ouest du lac des Vents, montrant le cisaillement qui sépare l'unité FV3 de l'unité FV4 du Membre du lac des Vents.	26
Figure 7: Photographie d'un fragment fortement vésiculé dans une coulée pyroclastique de l'unité FV3.	29
Figure 8: Photographie de turbidites pyroclastiques montrant un granoclassement normal (unité FV3).	29
Figure 9: Photographie d'un tuf à blocs essentiellement composé de fragments felsiques à phénocristaux de plagioclase et de quartz. Noter les fragments sub-arrondis de lave mafique.	31
Figure 10: Photographie d'un horizon gréseux intercalé aux sédiments fins. Il contient des fragments arrachés des niveaux sous-jacents. Les sédiments fins montrent des laminations parallèles et des convolutes.	34

- Figure 11: Photomicrographie d'un wacke feldspathique contenant des fragments de plagioclase anguleux à sub arrondis, mal triés (lumière transmise, nicols croisés).** 34
- Figure 12: Photographie d'un gneiss tonalitique affleurant sur les rives du lac Surprise. Noter le faible pendage de la gneissosité.** 41
- Figure 13: Photomicrographie d'un phénocrystal xénomorphe de feldspath potassique contenant des inclusions de plagioclase et de myrmékite (lumière transmise, nicols croisés)** 41
- Figure 14: Photomicrographie d'un porphyre à quartz montrant un phénocrystal de quartz avec des baies de corrosion et des textures de déformation telles un début de recristallisation et une extinction ondulante (lumière transmise, nicols croisés).** 46
- Figure 15: Photomicrographie de la bordure de trempe d'un dyke de diabase montrant des phénocristaux d'olivine serpentinisée, de clinopyroxène et de plagioclase dans une matrice composée de microlites de plagioclase en texture intergranulaire avec le clinopyroxène et les minéraux opaques (Lumière transmise, nicols croisés).** 49
- Figure 16: Photomicrographie du centre d'un dyke de diabase composé de cristaux de plagioclase et de clinopyroxène formant une texture sub-ophitique.** 49
- Figure 17: Carte métamorphique de la région des lacs Surprise et des Vents** 51
- Figure 18: Photomicrographie d'un schiste pélitique montrant des porphyroblastes de biotite contenant des traînées d'inclusions sigmoïdales.** 55
- Figure 19: Photomicrographie d'un phénocrystal de plagioclase dans une amphibolite au contact du pluton de Surprise. Le degré de recristallisation est plus marqué en bordure où la plagioclase a la composition d'une andésine (An 36). Au centre le plagioclase est une albite.** 57

- Figure 20:** Photomicrographie d'un schiste à chlorite et hornblende dans une coupe perpendiculaire à la schistosité et à la linéation minéralogique. Les porphyroblastes de hornblende sont tantôt orientés tantôt aléatoires. Ils contiennent des traînées d'inclusions sigmoïdales et la schistosité les contourne. 60
- Figure 21:** Photomicrographie d'un métagrès montrant un porphyroblaste de grenat poeciloblastique dont les traînées d'inclusions sigmoïdales indique une croissance syntectonique (Lumière transmise, nicols croisés). 62
- Figure 22:** Compilation de la stratification et de la foliation magmatique dans la région des lacs Surprise et des Vents. 70
- Figure 23:** Compilation de la schistosité régionale dans la région des lacs Surprise et des Vents. 71
- Figure 24:** Compilation des linéations d'étirement et minéralogique dans la région des lacs Surprise et des Vents 72
- Figure 25:** Carte de la déformation dans la région des lacs Surprise et des Vents. 74
- Figure 26:** Compilation des linéations d'intersection L20 dans les domaines III et V. 76
- Figure 27:** Photographie d'un sédiment dans une zone de cisaillement à linéation d'étirement fortement plongeante. 82
- Figure 28:** Photographie d'un gabbro cisailé montrant une forte linéation d'étirement à plongée modérée vers l'ouest. 82
- Figure 29:** Schéma d'un décapage de Noramco dans le secteur de la faille Doda. 83
- Figure 30:** Photographie d'une brèche rhyolitique dans une zone de cisaillement secondaire. La schistosité est plissée en chevrons. 85

Figure 31: Photographie d'une zone de cisaillement ENE montrant la relation angulaire qui existe entre la schistosité et la foliation.	85
---	-----------

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Tableau comparatif de la stratigraphie du Complexe des Vents.	25
Tableau 2: Analyse modale des roches intrusives (Pluton de Surprise)	40
Tableau 3: Synthèse des observations pétrographiques dans les métasédiments de la zone B.	64
Tableau 4: Résumé des principales caractéristiques des différents domaines structuraux.	68

INTRODUCTION

BUTS DE L'ETUDE

Les travaux effectués à l'été '88 font suite à la cartographie du secteur du lac Remick réalisée immédiatement à l'ouest du présent terrain d'étude (Lauzière et Chown, 1988). Ils ont pour but:

- l'étude pétrographique et géochimique de la séquence volcano-sédimentaire et des intrusions qui composent la ceinture
- l'examen des relations stratigraphiques et structurales existantes entre les diverses unités lithologiques
- l'évaluation du potentiel économique de la région.

LOCALISATION ET ACCES

La région cartographiée se situe à une soixantaine de kilomètres au SSW de la ville de Chibougamau (Figure 1), elle comprend la demie est du canton de Druillettes, le quart nord-est du canton de Langloiserie, la partie ouest du canton de Hazeur, la partie nord-ouest du canton de Pambrun, la partie sud-est du canton de Lescure, la partie sud-ouest

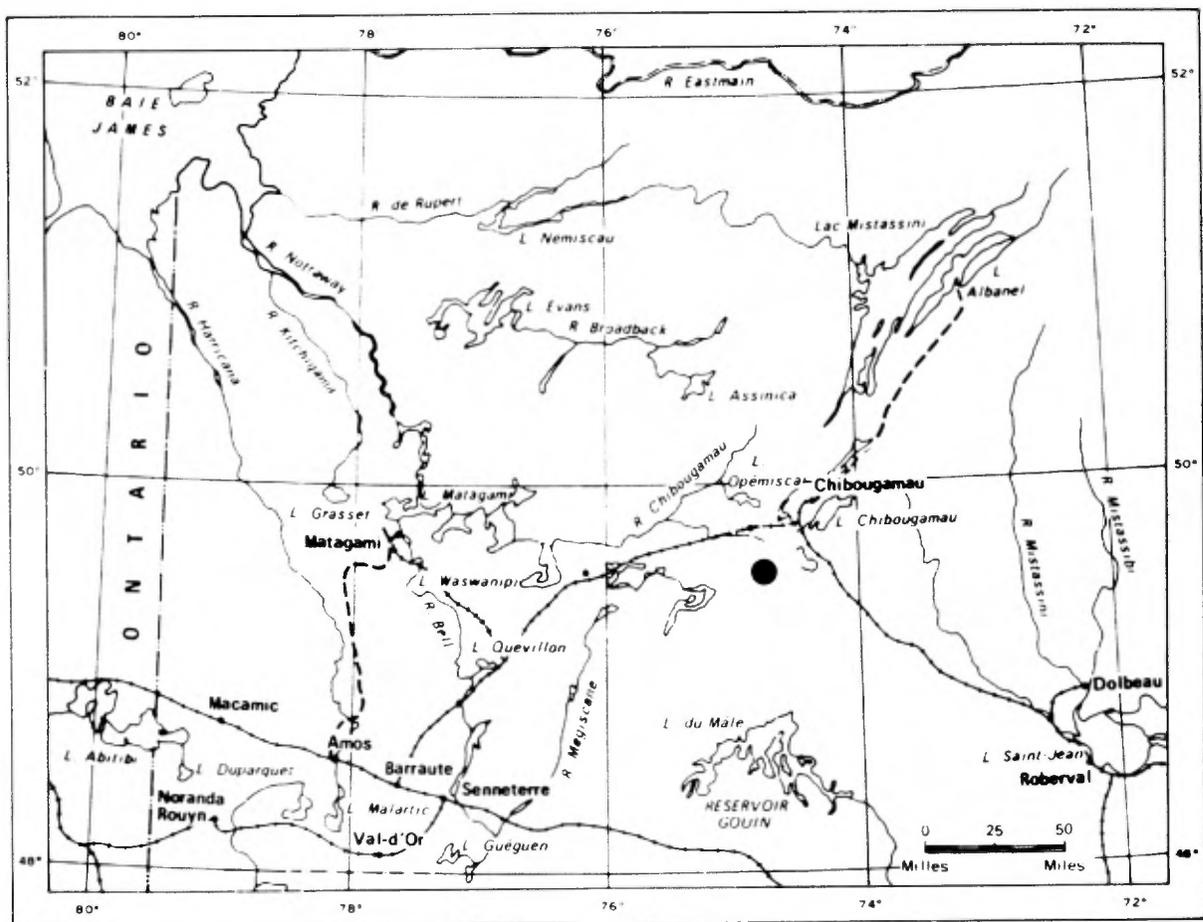


Figure 1. Localisation de la région cartographiée.

du canton de Rasles, ainsi qu'une bande au sud-ouest, dans la partie sud des cantons de Langloiserie et de Machault. La superficie totale représente environ 350 km². Cette région est couverte par les cartes topographiques 32G07, 32G06 et 32G03 du découpage SNRC au 1:50 000.

On accède à la région par la route forestière L209S. Un bon réseau de routes secondaires et les lacs permettent l'accès à la plus grande partie du terrain cartographié.

METHODE DE TRAVAIL

Les travaux de cartographie ont été effectués à l'échelle 1:20 000. Dans les zones buchées au cours des dernières années, les affleurements ont été visités à partir des routes, dans la partie sud et dans les anciens buchées, les affleurements ont été visités lors de cheminements distants de 200 à 300 mètres, planifiés à l'aide de photos aériennes à l'échelle 1:15 000. Le rivage des lacs et des rivières importants a également été cartographié.

REMERCIEMENTS

Nous tenons d'abord à remercier les géologues Johanne Laberge et Daniel Dufresne, les aides géologues M. Renaud (remplissant occasionnellement les fonctions de géologue) I.

Bouchard, R. Flamaud et G. Lanthier, une stagiaire D. Beaudry, le cuisinier Norbert Tremblay et l'homme d'équipe Denis Bouchard pour leur excellent travail pendant l'exécution des travaux de terrain. Nous remercions également Robin Potvin qui nous a permis d'utiliser ses notes de terrain. M. Potvin effectue présentement une thèse de maîtrise sur le Membre des Vents à l'Université du Québec à Chicoutimi.

Nos remerciements vont également à M. K.N.M. Sharma, M. R. Daigneault, M. R. Midra, M. A. Gobeil, et E. Sawyer pour les nombreux conseils fournis lors de la campagne de terrain et lors de la rédaction de ce rapport et à Claude Dallaire et André Morasse pour la réalisation des figures de ce rapport.

GEOLOGIE GENERALE

TRAVAUX ANTERIEURS

La région est comprise dans les limites de la carte géologique 397A de la Commission Géologique du Canada, compilée d'après les travaux de Mawdsley et de Norman (1938) et publiée à l'échelle de 4 milles au pouce. Les cartes de Deland et Grenier (1959) à l'échelle 1:63,360, publiées par le ministère des Mines, Québec et la carte de Gobeil et Racicot (1982) publiée par le MER couvrent également la région. Une synthèse stratigraphique de la région a été effectuée par Sharma et al. (1987). Des compilations géoscientifiques comprenant des levés magnétiques aéroportés, des levés E.M. INPUT et une compilation géologique couvrent entièrement le territoire étudié (M.E.R.Q., 1982, 1983). Des levés géophysiques divers effectués pour le compte des compagnies Soquem, Noramco et Esso ont aussi été consultés lors de la préparation de ce rapport.

APERCU GEOLOGIQUE

L'ensemble de roches volcano-sédimentaires fait partie de la bande de Caopatina-Desmaraisville, située au sud du sillon de Matagami-Chibougamau. Toutes les roches, à

l'exception des dykes protérozoïques de gabbro-diabase, sont d'âge archéen. Les roches volcaniques mafiques appartiennent à la Formation d'Obatogamau (Cimon, 1977) à la base du Groupe de Roy (Duquette, 1970). Les basaltes à phénocristaux de plagioclase sont massifs, coussinés et localement bréchiques. Des filons-couches gabbroïques comagmatiques et quelques horizons de sédiments y sont intercalés. Des volcanites felsiques comprenant des coulées massives ou bréchiques, des pyroclastites et des roches sédimentaires épicycliques sont interdigitées aux basaltes porphyriques; elles constituent l'extension du Membre des Vents reconnu dans le secteur du lac à l'Eau Jaune (Tait et al., 1987) (Figure 2). Les roches sédimentaires de la Formation de Caopatina (Sharma et al., 1987) surmontent la Formation d'Obatogamau. Dans ce secteur, le contact est marqué par une zone de cisaillement. Les principales lithologies constituant la Formation de Caopatina sont les wackes feldspathiques, les grauwackes, les siltstones et les mudstones (turbidites). Quelques rares affleurements de conglomérats et de sédiments chimiques ont également été observés. Quelques niveaux métriques de basalte porphyrique, coussiné et des filons couches de gabbro ont également été reconnu, interstratifiés aux sédiments.

Les roches volcaniques et sédimentaires sont envahies par une intrusion subvolcanique, composée d'un porphyre

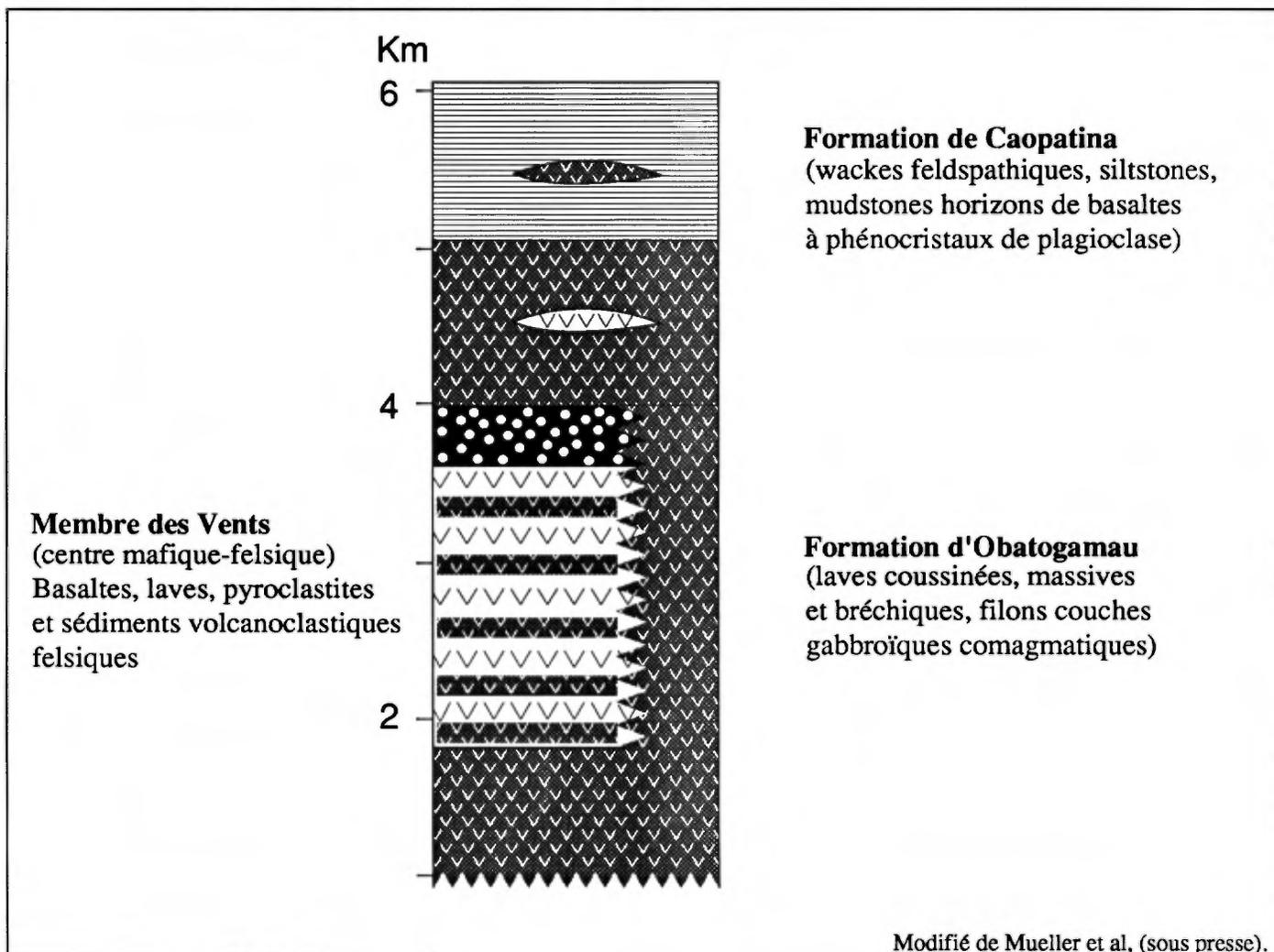


Figure 2. Schéma stratigraphique de la partie nord de la région.

intermédiaire à feldspath très schisteux et par des intrusions variant en composition d'une tonalite mélanocrate à une granodiorite et en texture, de presque massif à gneissique.

Un dyke de diabase, en échelon, d'âge protérozoïque et d'orientation NNW recoupe toutes les lithologies.

Du point de vue structural, deux structures synclinales majeures et un anticlinal pincé et cisailé traversent la région. Ce dernier décrit une trajectoire sigmoïdale, qui varie en orientation de NW à E-W. En plus des plis associés aux synclinaux et à l'anticlinal, les inversions de polarité structurales dans les sédiments indiquent une phase de plissement antérieure au développement de la schistosité régionale. Les roches de la région sont également affectées par de nombreux cisaillements et failles: les zones de cisaillement WNW-ESE à E-W, intensément carbonatisées et localement pyritisées, sont recoupées par les cisaillements NE et ENE, qui sont à leur tour déplacés par des failles NE et N-S. Dans la partie nord de la région, les cisaillements E-W sont caractérisés par une linéation d'étirement fortement plongeante tandis que dans la partie sud, les linéations d'étirement et minéralogique varient en plongée de faible à modérée généralement vers l'est.

Le métamorphisme régional des schistes verts passe rapidement au grade des amphibolites à épidote du nord-ouest

vers le sud-est de la région. L'augmentation du métamorphisme est d'abord marquée par le développement de porphyroblastes de biotite dans les métapélites, suivi par la transformation de l'actinote en une amphibole bleu-vert, le développement local de porphyroblastes de hornblende et par l'apparition de grenat dans les metabasites. Les sédiments intercalés présentent un assemblage de biotite-mica blanc-chlorite-quartz-plagioclase, avec ou sans grenat. A un endroit, la kyanite a été reconnue.

LITHOLOGIES

La région cartographiée marque la transition entre les roches du faciès des schistes verts à celui des amphibolites. Le métamorphisme constitue donc un aspect important de la géologie locale. Pour cette raison et afin d'éviter les répétitions, les descriptions de terrain des différentes lithologies de la région et les descriptions microscopiques des lithologies peu affectées par le métamorphisme seront traités dans cette section tandis que la minéralogie des roches plus sensibles aux effets du métamorphisme, telles les basaltes et les sédiments sera discutée plus longuement dans la section portant spécifiquement sur le métamorphisme.

ROCHES VOLCANIQUES MAFIQUES ET INTRUSIONS GABBROIQUES

Laves et volcanoclastites mafiques

Les basaltes de la Formation d'Obatogamau occupent près de 40% du territoire visité. Ils affleurent dans la partie nord de la carte dans le secteur du lac des Vents; ils forment deux bandes est-ouest dans les parties centrale et sud de la région, au nord et au sud du pluton de Surprise et ils se retrouvent le long d'une bande de direction NW-SE

devenant E-W, de près de 500 mètres d'épaisseur, juxtaposée tectoniquement aux roches sédimentaires de la Formation de Caopatina, dans la partie centrale du lac Caopatina. Aussi quelques horizons très minces de basalte, d'ordre métrique sont intercalés aux sédiments. Tous ces basaltes sont caractérisés par la présence de phénocristaux de plagioclase dont l'abondance varie de moins de 1% à près de 70%. Les cristaux, parfois agglomérés, atteignent localement 7 cm de taille, et baignent dans une matrice aphanitique à phanéritique moyen.

Les basaltes, dans la partie nord de la région, sont vert pâle à vert foncé en surface fraîche et présentent une patine d'altération vert-orangé. Les coulées, peu déformées, ont de 7 à 8 mètres d'épaisseur en moyenne et sont constituées d'une partie massive, à la base, surmontée d'une partie coussinée et parfois d'une partie bréchique. Des joints columnaires ont également été reconnus à quelques endroits. A plusieurs endroits, il est possible d'établir la polarité à partir des pédoncules: elle est toujours vers le S ou le SE. Bien que le faciès coussiné soit le plus abondant dans ce secteur, le faciès bréchique domine à proximité des coulées de lave felsique du Membre des Vents. Aussi, la vésicularité des laves, généralement inférieure à 5%, passe à près de 30%.

Par opposition aux basaltes qui affleurent sur les rives du lac des Vents, l'état de déformation des basaltes au sud de la région permet difficilement de déterminer la polarité. Ces derniers sont transformés en amphibolites avec ou sans grenat. En général, ils présentent une patine vert très foncé, mais localement, surtout dans la bande au nord du lac Surprise, la surface altérée est vert pâle à blanchâtre dans les fragments de laves composant les brèches de coussins et dans le cœur des coussins. Lorsque cisailés, les basaltes coussinés montrent un rubanement qui peut ressembler à un litage et les brèches de coulée présente l'aspect d'une roche fragmentaire (Figure 3), ce qui rend parfois difficile l'identification du protolite. Cette bande comprend également des horizons de basaltes d'envergure métrique, caractérisés par la présence de porphyroblastes d'amphibole tantôt orientés, tantôt disposés en rosette. Une proportion plus grande du faciès massif caractérise les deux bandes du sud, mais on retrouve localement des brèches de coulée et des brèches hyaloclastiques, particulièrement dans la partie ouest de la bande située au nord du lac Surprise.

Intrusions gabbroïques

Les intrusions gabbroïques, sous forme de filon-couches de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur

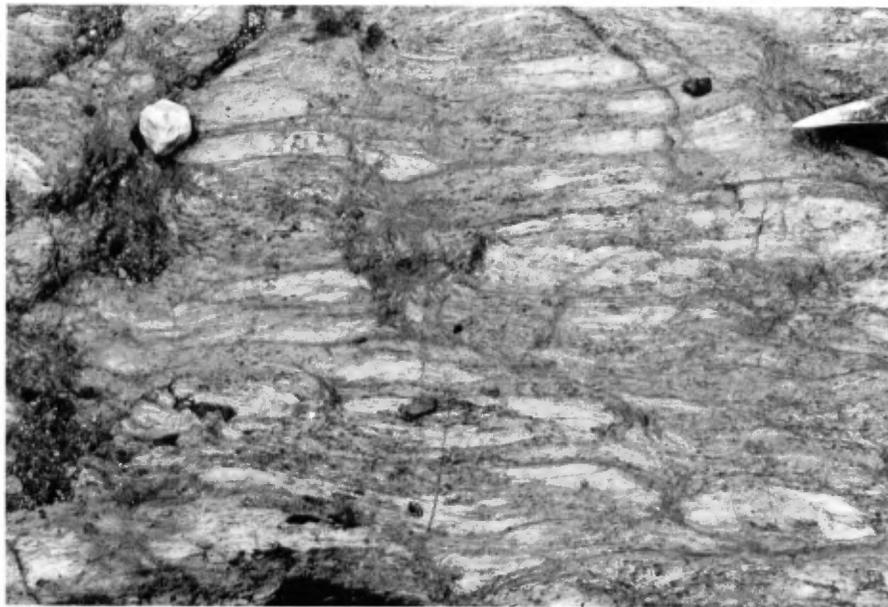


Figure 3: Brèche à coussins fortement cisailée dans la zone de cisaillement Doda

sont intercalés aux basaltes et moins souvent aux roches sédimentaires de la Formation de Caopatina. Leur granulométrie varie de fine (inférieure à 1 mm) à grossière (7 cm) avec ou sans phénocristaux de plagioclase. Texturalement, les filons-couches minces se distinguent difficilement des laves massives, tandis que ceux à granulométrie plus grossière montre une texture ophitique typique, formée de cristaux tabulaires de plagioclase altéré en épidote et séricite partiellement inclus dans des cristaux de pyroxène pseudomorphé en amphibole, soit en actinote ou en hornblende selon le grade métamorphique. Certains filons-couches montrent un litage rythmique (Figure 4) et/ou une différenciation, avec du quartz au sommet. Un filon-couche dans la partie nord-est de la région est caractérisé par une texture pegmatitique. La taille des cristaux atteint 7 cm par endroit. Sa composition varie de pyroxénitique à leucogabbroïque. La transition entre ces deux extrêmes est parfois progressive mais sur un affleurement elle est abrupte et irrégulière. On y observe des lentilles d'un gabbro leucocrate à l'intérieur de la pyroxénite. L'inverse est aussi observé (Figure 5).

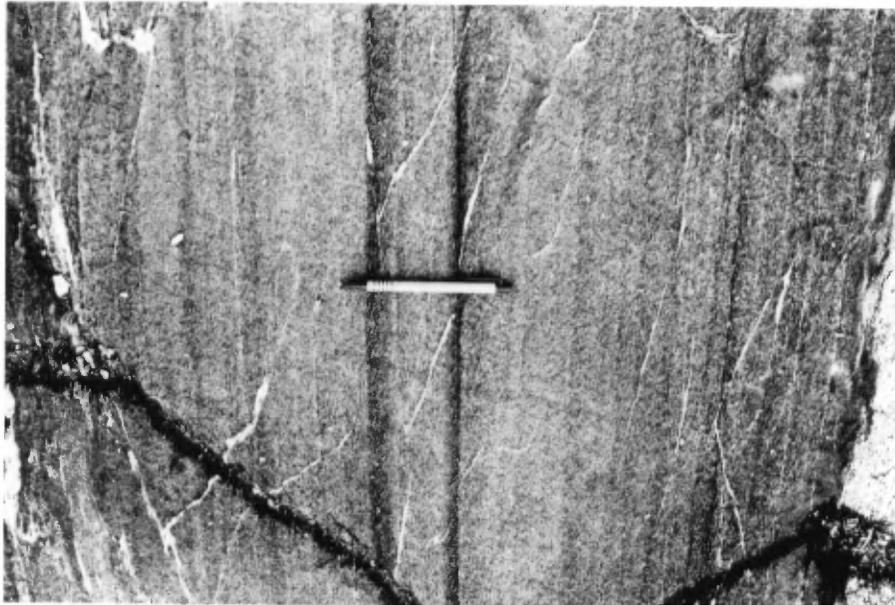


Figure 4: Photographie d'un litage rythmique dans un filon-couche gabbroïque dans le secteur de la faille Doda.



Figure 5: Photographie d'une lentille irrégulière de gabbro leucocrate à l'intérieur d'un gabbro mélanocrate, tous deux pegmatitique. Le contact franc est localement marqué par de longs cristaux d'amphiboles.

LES ROCHES FELSIQUES ET SEDIMENTAIRES DU COMPLEXE DU LAC DES VENTS

Le complexe du Lac des Vents occupe la partie NW de la région et se poursuit plus au nord dans le secteur du lac à l'Eau Jaune (Tait et al., 1987). Il représente un centre volcanique mafique-felsique composé de plusieurs unités volcano-sédimentaires felsiques qui sont intercalées avec des basaltes et des filons-couches gabbroïques de la Formation d'Obatogamau. Des dykes nourriciers recoupant la stratigraphie sont également observés. Sharma et al., (1987) reconnaissent 5 unités volcano-sédimentaires felsiques principales (Tableau 1). La cartographie structurale d'un secteur plus étendue indique toutefois la présence d'un cisaillement important entre les 3^{ème} et 4^{ème} unité felsique. La présence de cette faille entraîne des modifications à la colonne stratigraphique proposée (Tableau 1). La position stratigraphique des unités FV4 et FV5 devient incertaine. Dans l'état actuel de nos connaissances, les quelques affleurements qui ont servi à définir l'unité FV4 pourraient faire partie de l'unité FV3 (voir Figure 6). L'unité FV5 devient alors FV4?. De plus quelques minces horizons de laves et de pyroclastites felsiques se retrouvent intercalées aux basaltes jusqu'à 3 kilomètres, stratigraphiquement au dessus (au sud) de l'unité FV5 (FV4?).

Tableau 1: Tableau comparatif de la stratigraphie du Complexe des Vents.

STRATIGRAPHIE DU COMPLEXE FELSIQUE DES VENTS

(stratigraphie selon Sharma et al., 1986)

STRATIGRAPHIE PROPOSÉE

Unités felsiques	Lithologies		Unités felsiques	Lithologies	
FV5	Grès et conglomérats volcanoclastiques	350m	FV4 ?	Grès et conglomérats volcanoclastiques (environnement marin peu profond contrôlé par les vagues et les tempêtes)	450m
	Coulées basaltiques	30m			
FV4	Débris volcanoclastiques remaniés	30m	FV3	Coulées basaltiques Coulées felsiques, massives à bréchiques, Turbidites volcanoclastiques et shale, Coulées pyroclastiques	650m
	Coulées basaltiques	720m			
FV3	Coulées felsiques, massives à bréchiques, Turbidites, coulées pyroclastiques	650m		Coulées basaltiques	100m
	Coulées basaltiques	100m	FV2	Coulées pyroclastiques avec fragments arrachés de shale et d'argilites et de basaltes	350m
FV2	Coulées de débris pyroclastiques avec fragments arrachés de shale et d'argilites et de basaltes	350m		Coulées basaltiques	120m
	Coulées basaltiques	120m	FV1	Coulées de laves felsiques massives et bréchiques, Coulées pyroclastiques (de ponces)	75m
FV1	Coulées de laves felsiques massives et bréchiques	75m			

LOCALISATION DES UNITÉS FELSIQUES DU MEMBRE DES VENTS

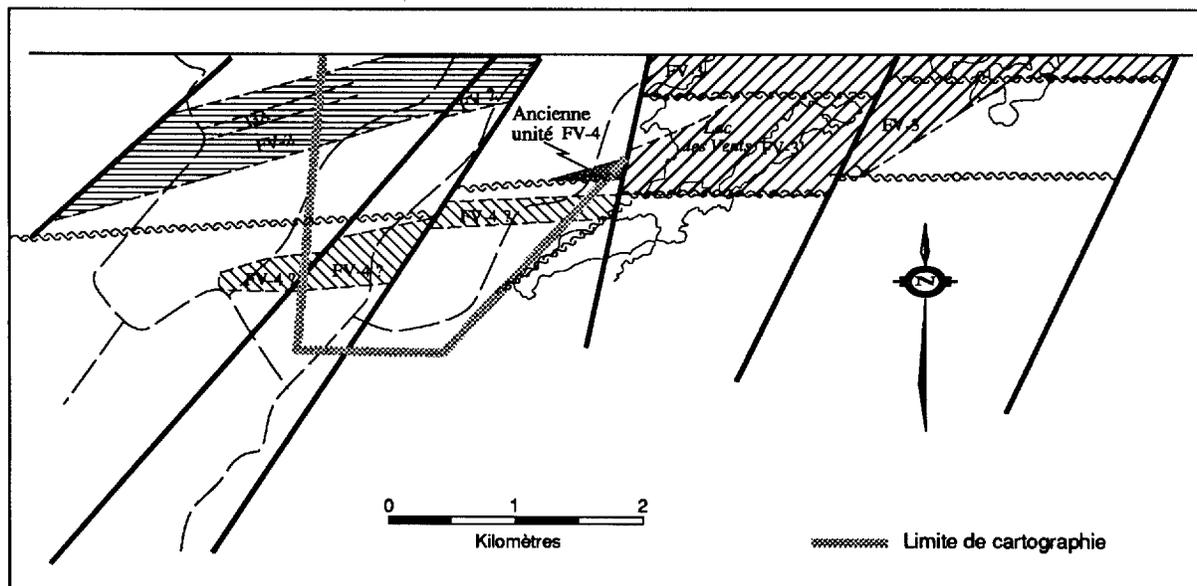


Figure 6. Carte géologique simplifiée au N-O du lac des Vents montrant le cisaillement qui sépare FV-3 de l'unité FV-4 du Membre des Vents.

En supposant qu'il n'y a pas de répétitions ou de lacunes à cause des failles, une puissance de l'ordre de 2 à 2.5 km est estimée pour les 4 premières unités volcano-sédimentaire de ce complexe (Mueller et al., 1989).

L'unité FV1 n'affleure pas dans notre région, étant localisée plus au nord, dans le secteur cartographié par Tait et al., (1987). Elle est caractérisée par des coulées pyroclastiques de 1 à 5 mètres d'épaisseur composées principalement de fragments de ponces. Les autres constituants sont des fragments juvéniles vésiculaires et des fragments lithiques non vésiculaires montrant souvent des bordures figées. Des coulées de laves massives à bréchiques, aphanitiques, sont associées aux coulées pyroclastiques. La matrice des laves bréchifiées et des pyroclastites est presque toujours altérée en épidote ou en chlorite, résultant possiblement du passage de fluides hydrothermaux. Il y a parfois des fragments de formation de fer (magnétite) au sein de la matrice des brèches. Quelques horizons décimétriques à métriques de turbidites pyroclastiques font également partie de cette unité.

L'unité FV2 est dominée par des coulées pyroclastiques hétérolithiques interstratifiées avec des shales et des argilites. Les coulées, d'épaisseur métrique, sont composées d'une abondance de fragments vésiculaires arrondis, de fragments anguleux de chert et de shale, et de fragments sub-

anguleux de basaltes. La présence de fragments de ponces et de verre ("bubble wall shards") dans la matrice des ces coulées indique une origine pyroclastique, et la présence de fragments arrachés ("rip up clast") et de fragments basaltiques montrent que certaines coulées sont en partie remaniées. L'abondance de fragments vésiculaires et la nature hétérolithique des fragments suggèrent une éruption phréato-magmatique (Heiken, 1972, Archer, 1984, Heiken et Wohletz, 1985).

L'unité FV3 est formée de laves felsiques massives qui passent verticalement et latéralement à des laves bréchifiées, localement remaniées. Certaines coulées sont composées d'une lave aphanitique, tandis que d'autres sont porphyriques. Les phénocristaux de plagioclase de 0.5 à 3 mm d'arête composent jusqu'à 20% de la roche. Les coulées pyroclastiques associées sont souvent granoclassées et composées de blocs et de lapilli généralement vésiculaires (Figure 7). Des horizons de turbidites pyroclastiques (Figure 8) sont intercalés avec les dépôts pyroclastiques grossiers et/ou avec les sédiments de fond marin (shales et argilites).

L'unité (FV4?) est constituée d'une séquence volcanoclastique. A la base se trouvent des conglomérats volcanogènes, lesquels sont uniquement composés de fragments basaltiques ou felsiques, tandis que la partie sommitale de l'unité est dominée par des grès volcanoclastiques intercalés

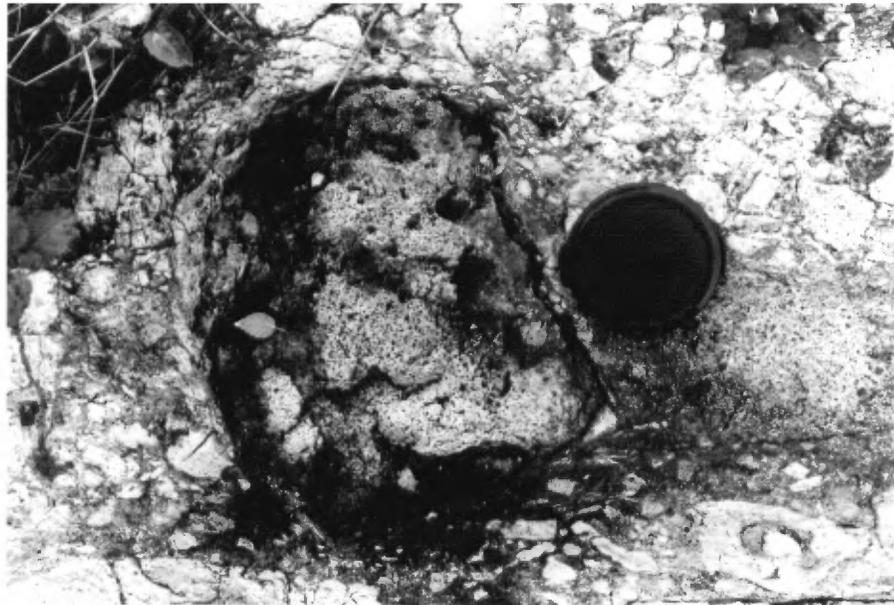


Figure 7: Photographie d'un fragment fortement vésiculé dans une coulée pyroclastique de l'unité FV3.

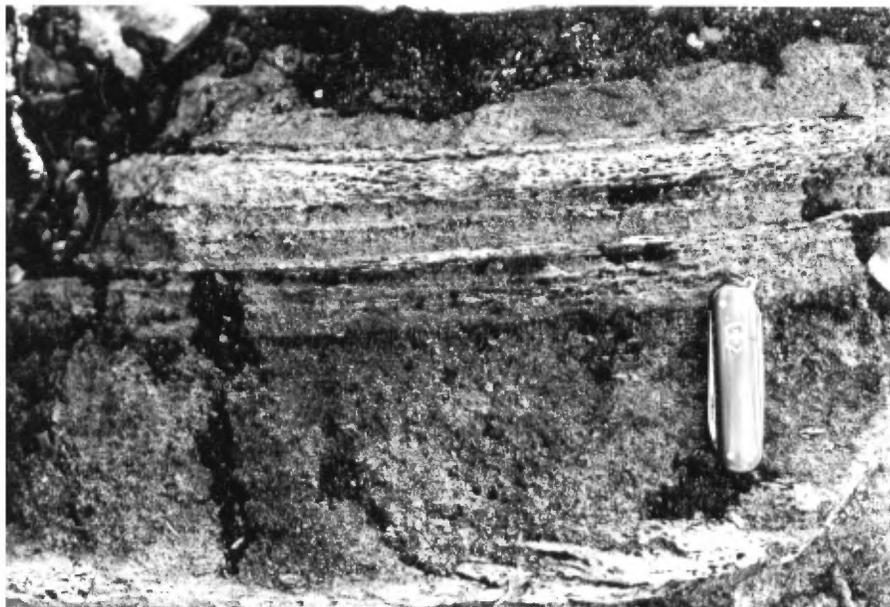


Figure 8: Photographie de turbidites pyroclastiques montrant un granoclassement normal (unité FV3).

avec des lamines d'argilites ondulantes, lenticulaires ou continues. Mueller et al. (sous presse) interprète ces sédiments comme étant représentatifs d'un milieu peu profond et suggère que l'ensemble des unités mafiques et felsiques montre le développement d'un édifice volcanique émergeant. De plus il indique que les types de coulées pyroclastiques retrouvées sont représentatifs d'un volcanisme violent de type phréato-magmatique et\ou plinien.

Les coulées de laves et de pyroclastites, d'envergure métrique, situées stratigraphiquement au dessus du Complexe felsique indiquent la reprise d'une activité volcanique felsique d'extension limitée. Ce sont surtout des coulées pyroclastiques, partiellement remaniées, et quelques coulées de lave massive à bréchique. Certains horizons pyroclastiques sont composés de fragments de lave, riche en phénocristaux de plagioclase et de quartz (Figure 9). Quelques fragments de basaltes et de formation de fer pyriteux sont également observés.

Typiquement les coulées de laves felsiques, les fragments de laves felsiques non vésiculaires et les ponces montrent une surface d'altération beige à blanche et une surface fraîche gris moyen clair. Certaines coulées sont porphyriques, la taille des phénocristaux varient de 0.1 à 5 mm de taille.



Figure 9: Photographie d'un tuf à blocs essentiellement composé de fragments felsiques à phénocristaux de plagioclase et de quartz. Notez les fragments sub-arrondis de lave mafique.

Microscopiquement, les laves sont composées d'une proportion variable de phénocristaux, parfois agglomérés, de plagioclase, de quartz et plus rarement d'amphiboles. Les phénocristaux de plagioclase sont hypidiomorphes et montrent les macles de l'albite et de Carlsbad. La taille des phénocristaux de quartz atteint 4 mm dans les fragments de lave contenus dans les dernières coulées pyroclastiques, i.e. celles plus au sud. Le quartz est hypidiomorphe, et est généralement résorbé. La mésostase est composée d'un agrégat microcristallin de quartz, de plagioclase, de séricite, d'épidote, de clinzoisite, de leucoxène et de carbonates.

ROCHES SEDIMENTAIRES

Les roches sédimentaires se retrouvent principalement dans la partie nord de la carte dans les cantons de Druillettes et de Hazeur (Formation de Caopatina), où elles occupent une zone bordée au nord et au sud par des cisaillements E-W et traversée par un horizon de basaltes cisailés et carbonatisés en direction SE devenant E-W vers l'est. Quelques horizons métriques à décamétriques de roches sédimentaires sont intercalés aux coulées de laves mafiques de l'Obatogamau dans le secteur de la faille Doda. Leur abondance augmente en allant vers l'est. Avec l'augmentation du grade métamorphique du NW vers le SE, les mudstones,

siltstones et wackes sont transformés en schistes et gneiss à biotite et/ou à muscovite et parfois à hornblende, avec ou sans grenat. Ces dernières seront décrites dans la section portant sur le métamorphisme.

Roches sédimentaires de la Formation de Caopatina

Les roches sédimentaires de la Formation de Caopatina comprennent, en ordre d'importance des wackes feldspathiques, des siltstones-mudstones-argilites (turbidites), des grauwackes, des conglomérats et des sédiments chimiques à magnétite. Ces deux dernières lithologies n'ont été observées qu'à quelques endroits. Les wackes feldspathiques et grauwackes se retrouvent à la base des lits granoclassés dans les turbidites ou forment des horizons massifs ou parfois stratifiés, d'ordre centimétrique à métrique intercalés aux sédiments plus fins (Figure 10). Sur plusieurs affleurements ils dominent sur la fraction granulométrique plus fine, et à quelques endroits, ils forment jusqu'à 90% du sédiment. Ces roches sont gris-vert pâle en surface fraîche et montrent une patine d'altération blanchâtre à beige. Elles se composent principalement de cristaux de plagioclase anguleux à sub-arrondis, généralement altérés en épidote et/ou en séricite. Les cristaux moins altérés sont parfois maclés (polysynthétique ou Carlsbad) (Figure 11). Le quartz ne forme

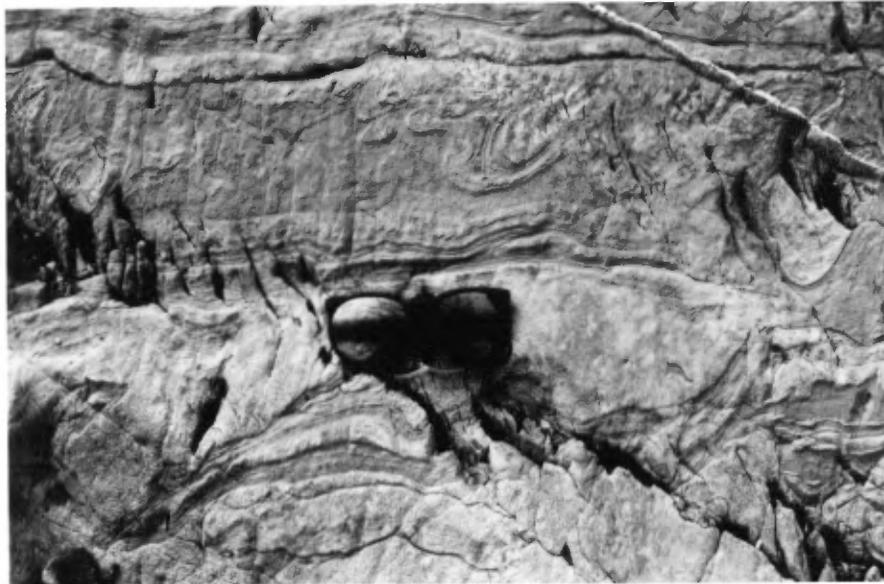


Figure 10: Photographie d'un horizon gréseux intercalé aux sédiments fins. Il contient des fragments arrachés des niveaux sous-jacents. Les sédiments fins montrent des laminations parallèles et des convolutes

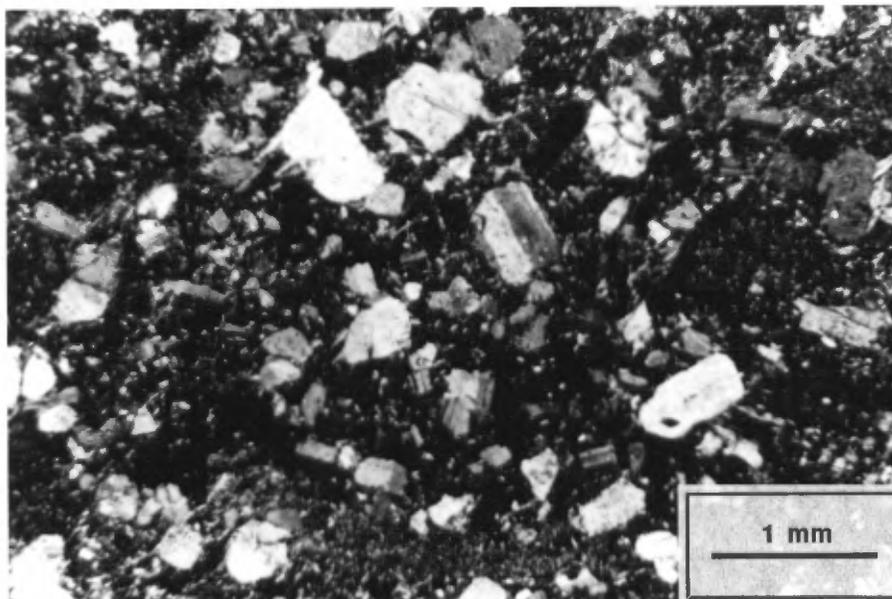


Figure 11: Photomicrographie d'un wacke feldspathique contenant des fragments de plagioclase anguleux à sub arrondis, mal triés (lumière transmise, nicols croisés).

pas plus de 20% de la roche. Dans la majorité des lames minces, il se retrouve sous forme de cristaux monocristallins sub-anguleux et hypidiomorphes à arrondis indiquant une source volcanique. Ce n'est que dans une lame, que du quartz polycristallin a été observé. Cette même lame contient des fragments composés de cristaux polygonaux de quartz et de plagioclase de 1 mm de taille qui pourrait indiquer une contribution mineure de source plutonique. La proportion de la matrice varie de 10 à 40%; elle est composée de grains suturés ou granoblastiques de quartz et de feldspath accompagnés de proportions variables d'épidote, de séricite, de chlorite, de biotite et de carbonates.

Les siltstones, mudstones et argilites forment des lits millimétriques à décimétriques, caractérisés par des granoclassements normaux et des laminations parallèles typiques des lits "A" et "E" de la séquence de Bouma dans les turbidites. Les chenaux d'érosion à la base des lits, les convolutes vers le sommet, les flammes, les structures en boules et coussins et les fragments arrachés de shale sont d'autres structures sédimentaires occasionnellement observées (Figure 10). Les siltstones, de couleur gris pâle en cassure fraîche sont composés de fragments de quartz et de plagioclase dans une matrice grano-lépidoblastique de séricite, de chlorite, de clinzoisite, de quartz et de feldspath. Les niveaux argileux, de couleur gris foncé à

noirâtre, présentent une texture lépidoblastique définie par les cristaux orientés de séricite, de chlorite et de biotite, avec des minéraux opaques.

Par rapport à la région du lac Remick (Lauzière et Chown, 1988) les conglomérats affleurent très peu dans ce secteur; ils n'ont été reconnus qu'à quelques endroits. Les meilleures affleurements sont ceux décapés par la compagnie Soquem entre les lacs Caopatina et Surprise. Ils présentent une surface d'altération beige-rouille, dû à l'abondance de carbonates et sont gris moyen en surface fraîche. Les fragments, composant jusqu'à 80% de la roche, sont anguleux à sub-arrondis; leur taille atteint quelques dizaines de centimètres. Les fragments sont majoritairement des laves de composition intermédiaire à felsique. Seuls quelques fragments de porphyres feldspathiques ont été reconnus. Ces roches fragmentaires forment des niveaux d'envergure métrique à décamétrique intercalés à des horizons gréseux et silteux. A plusieurs endroits, une surface érosive marque le contact entre les niveaux conglomératiques et les lits gréseux sous-jacents. Quelques affleurements de conglomérat de composition mafique ont été observés à la limite est de la région.

Roches sédimentaires (?) interstratifiées aux basaltes de l'Obatogamau

A l'ouest de la région dans le secteur du lac Remick, plusieurs horizons de sédiments fins (grauwackes, siltstone et mudstones) sont intercalées aux basaltes de l'Obatogamau. De tels horizons n'ont toutefois pas été identifiés avec certitude dans la région du lac Surprise. Plusieurs horizons à surface d'altération beige-blanchâtre à grisâtre et à surface fraîche gris-pourpre sont intercalés aux schistes à chlorite et à amphibole dans le secteur de la faille Doda. Leur épaisseur varie de moins d'un mètre à quelques dizaines de mètres. Les textures primaires y sont généralement oblitérées par la déformation intense auquel s'ajoute le métamorphisme au faciès des amphibolites. Ces roches sont de composition intermédiaire et sont caractérisées par la présence de biotite et de 5 à 20% de porphyroblastes de hornblende avec ou sans grenat, dans une matrice essentiellement quartzo-feldspathique. Dans certaines roches, on reconnaît un rubanement défini par des horizons plus riches en hornblende et/ou en biotite. Ce rubanement pourrait correspondre à un litage, suggérant alors que ces roches sont des équivalents déformés et métamorphisés des grauwackes reconnus dans la région adjacente à l'ouest (Lauzière et Chown, 1988). Il est toutefois possible que le rubanement résulte d'un processus tectonique. Si tel est le

cas, il peut s'agir de dykes de composition intermédiaire ou encore de volcanites altérées, cisailées et métamorphisées.

ROCHES INTRUSIVES

Dans la partie sud de la région, les roches volcaniques sont envahies par trois masses intrusives: une masse, composée d'un porphyre à feldspath et à hornblende se situe dans la partie centre-ouest de la région, dans une zone hautement déformée de la faille Doda et deux masses tonalitiques (le pluton de Surprise et le pluton du sud) occupent la plus grande partie du lac Surprise. Ces deux dernières ont leur axe d'allongement est-ouest, parallèle à la schistosité régionale et présentent des compositions et des caractéristiques structurales similaires. Le pluton de Surprise est entièrement encaissé dans les roches volcaniques, tandis que le pluton au sud fait partie d'un grand complexe granitique composite. Ce dernier est limité du côté ouest par le pluton d'Aigle. Le contact est marqué par de nombreuses enclaves volcaniques, et par un rubanement mylonitique extrême dans la tonalite. De nombreux dykes, généralement porphyriques, affleurent dans la zone déformée de la faille Doda et à proximité des plutons de Surprise et du sud. Ils montrent une gamme de composition qui varie de la diorite à la tonalite.

Intrusion tonalitique à granodioritique (Surprise et Sud).

La plus grande partie de ces intrusifs est composée d'une tonalite (tableau 2) leucocrate à biotite, à surface d'altération gris blanchâtre à orangée. A leurs bordures, une phase tonalitique plutôt mélanocrate, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur au plus, marque le contact entre les roches granitiques et les volcanites encaissantes. Vers le coeur de l'intrusion la proportion de feldspath potassique croit jusqu'à donner une composition granodioritique. Certains horizons granodioritiques concordants se retrouvent également dans les gneiss tonalitique. Une phase tonalitique à hornblende et à biotite a également été observée à quelques endroits; la relation entre cette dernière et la tonalite à biotite n'est toutefois pas claire. Toutes ces lithologies sont recoupées par de nombreux dykes pegmatitiques, composés de quartz, de feldspath, de micas (biotite et muscovite) et plus rarement de hornblende. Les dykes atteignent 5 mètres d'épaisseur et montrent des contacts irréguliers avec l'encaissant. La tonalite montre toujours une foliation; son intensité varie de faible à très forte, presque gneissique (Figure 12), et son pendage sub-vertical à la bordure devient sub-horizontal vers le coeur. Dans la tonalite, elle est soulignée par la biotite, les plagioclases et parfois la hornblende et elle traverse les dykes pegmatitiques sous

Tableau 2: Analyse modale des roches intrusives du pluton de Surprise

Numéro	7285	7194	5260	7095B	7092
Plagio-clase	60%	60.4%	70.6%	67.1%	54.8%
Quartz	12%	30.8%	21%	18.9%	28.8%
Feldspath pot.	Tr	0.4%	0.8%		1.4%
Biotite	2.3%	5.2%	3.2%		2.9%
Horn.	24%				
Chlorite				5.2	
Epidote	1.1%	1.4%	2.2%	8.3	4.4%
Sphène	Tr	0.4%	0.2%	0.3	0.4
Séricite		1.4%	2.0%	2.0%	3.8%
Muscovite					1.4%
apatite				0.1	tr
opaques				Tr	0.1%
Zircon				0.1	tr
Allanite		Tr			tr
Points	1000	500	500	1000	1500
Nom	Diorite & Horn.	Tonalite	Tonalite	Tonalite	Tonalite

Numéro	7090	5290	5324	5288	
Plagio-clase	31.4%	61.7%	51.4%	58.6%	
Quartz	30.7%	22.5%	36.6%	26.0%	
Feldspath pot.		8.7%	8.2%	11.2%	
Biotite	1.7%	4.2%	3.4%	2.0%	
Horn.		0.3%			
Chlorite	tr				
Epidote	5.8%	2.2%	0.2%		
Sphène		0.1%	0.2%	1.0%	
Séricite					
Muscovite	30.4%			1.2%	
apatite	tr	tr			
opaques		tr		tr	
Zircon		tr	tr		
Allanite		tr	tr		
Points	1000	849	500	500	
Nom	Tonalite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite porphyrique.	



Figure 12: Photographie d'un gneiss tonalitique affleurant sur les rives du lac Surprise. Notez le faible pendage de la gneissosité.

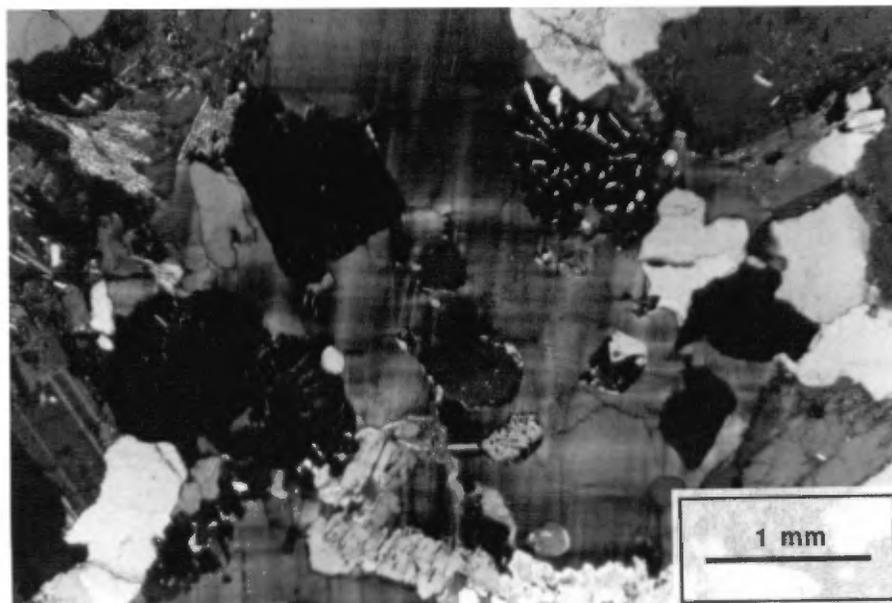


Figure 13: Photomicrographie d'un phénocristal xénomorphe de feldspath potassique contenant des inclusions de plagioclase et de myrmékite (lumière transmise, nicols croisés)

forme d'un clivage de fracture. Des enclaves amphibolitiques ont été reconnus dans la partie nord-est du pluton de Surprise. Elles sont foliées et allongées selon la foliation dans la tonalite. Les plus grosses atteignent 2 mètres parallèlement à la foliation.

En lame mince, les roches granitiques montrent un degré d'altération variable. A l'ouest de la faille N-S, seule la tonalite a été reconnue. Elle varie de grains fins à grossiers et est composée de cristaux hypidiomorphes de plagioclase zoné et altéré en séricite et en épidote et de biotite altérée en chlorite. Le quartz est xénomorphe et montre une extinction roulante. Le feldspath potassique n'y a pas été observé. Du côté est de la faille N-S, les roches granitiques se distinguent par un degré d'altération très faible à nul et par une proportion, le plus souvent faible, de feldspath potassique. Dans certaines lames, le plagioclase montre une séricitisation, localisée à la bordure des grains, mais en général il est frais. Typiquement, le plagioclase est hypidiomorphe et comprend des inclusions globulaires de quartz et parfois de feldspath potassique. La plus grande partie du quartz se trouve en position interstitielle, sous forme amiboidale, et montre une extinction ondulante. La bordure des grains est irrégulière. Le feldspath potassique, comme le quartz se retrouve en position interstitielle mais dans les phases granodioritiques il forme parfois des

phénocristaux xénomorphes. Les phénocristaux comprennent de nombreuses inclusions de plagioclase, de quartz, de biotite et de myrmékite (Figure 13). Les myrmékites ont aussi été observées au contact de cristaux de plagioclase et de feldspaths potassiques. Les batonnets de biotite, fortement alignés s'accompagnent de cristaux d'épidote; ils sont parfois altérés en chlorite. Les minéraux accessoires sont le zircon, le sphène, l'apatite, l'allanite et la magnétite.

Les tonalites à la bordure des intrusifs (Surprise et Sud) montrent une surface fraîche vert noirâtre qui correspond à un indice mafique élevé (25 à 55%). Elle se distinguent également par une absence quasi totale de feldspaths potassiques. Elles sont généralement très bien foliées et à grains fins. Les minéraux mafiques qui la composent sont la hornblende et la biotite. La hornblende n'a d'ailleurs été observée que localement, dans la masse tonalitique.

En lame mince, le quartz, le plagioclase et la hornblende montrent des jonctions triples: les cristaux sont polygonaux. La hornblende et la biotite se concentrent parfois dans des niveaux distincts donnant à la roche un aspect gneissique. Ce faciès souvent caractérisé par une altération séricitique, peut également montrer une altération en épidote et chlorite. Certaines lames ne montre pas d'altération du tout.

Porphyre à feldspath

Plusieurs affleurements de porphyre à feldspath et à hornblende sont observés dans la partie centre-ouest de la faille Doda. Certains définissent une masse allongée, d'autres se retrouvent au travers d'affleurements de basaltes, comme dans la région adjacente à l'ouest (Lauzière et al., sous presse). Ces roches présentent une patine d'altération vert pâle à gris verdâtre et sont gris foncé avec une teinte verdâtre en surface fraîche. Elles montrent une schistosité intense, concordante à celle mesurée dans les volcanites avoisinantes. Mégascopiquement elles présentent un aspect tacheté, causé par la présence de cristaux millimétriques de plagioclase et de minéraux mafiques, soit des amphiboles ou de la biotite. Microscopiquement ces roches contiennent de 15 à 35% de porphyroclastes fortement étirés de plagioclase saussuritisé, de 1 à 4 mm de taille, de 2 à 5% de hornblende bleu-vert, sous forme de porphyroblastes ou en amas de cristaux allongés selon la foliation et de 1 à 3 % de biotite en amas allongés. La matrice, fortement recristallisée, est composée de batonnets orientés de biotite, de granules de clinzoisite, et de grains très fins (0.05 à 0.1mm) de quartz et de feldspath polygonaux. Les minéraux accessoires sont le sphène et les minéraux opaques. Ces roches sont comparables en composition et en texture aux

dykes de porphyre à feldspath décrit par Lauzière et al., (sous presse) dans le secteur du lac Remick, à la seule différence que des reliques de la hornblende brune primaire ne sont pas préservées dans ces roches.

Porphyre à quartz et à feldspath et porphyre à quartz

Beaucoup moins abondants que les porphyres à feldspath, les porphyres à quartz et à feldspath et les porphyres à quartz ont été observés à quelques endroits le long de la faille Doda et dans la bande de volcanites coincée entre les deux plutons au sud. Ils se présentent essentiellement sous forme de dykes métriques à décamétriques, le plus souvent concordants à la schistosité dans leur encaissant. De couleur gris à rose pâle, la roche est visiblement porphyrique; la proportion de phénocristaux atteint 30 à 40%. Elle est composée de phénocristaux de quartz, partiellement résorbés, qui atteignent 6 mm de taille (Figure 14). Le plagioclase, lorsque présent, est idiomorphe et montre des zonations oscillatoires. Les phénocristaux baignent dans une matrice microgrenue composée principalement de quartz et de plagioclase qui comprend des proportions variables de biotite, de hornblende bleu-vert et de muscovite. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et les minéraux opaques. Ces dykes présentent toujours une schistosité très intense, marquée par l'alignement des micas

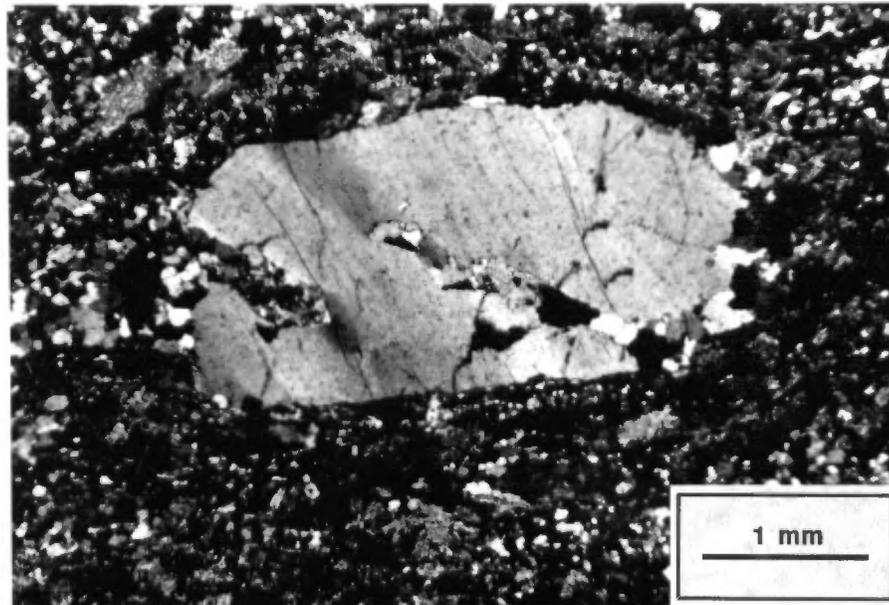


Figure 14: Photomicrographie d'un porphyre à quartz montrant un phénocrystal de quartz montrant des baies de corrosion et des textures de déformation telles un début de recristallisation et une extinction ondulante (lumière transmise, nicols croisés).

et de la hornblende et par l'étirement des phénocristaux de quartz et de feldspath.

Dyke dioritique

Un dyke de composition dioritique n'a été reconnu qu'à un endroit, soit à l'ouest de la grande faille N-S. La roche, vert pâle grisâtre en surface fraîche, présente une patine d'altération vert foncé. De granulométrie fine à moyenne, la roche est caractérisée par la présence de nombreux phénocristaux d'amphiboles, qui lui donnent un aspect tacheté. Ces roches contiennent fréquemment de la pyrite fine disséminée.

DYKES DE DIABASE

La région est traversée par un dyke de diabase de direction nord-ouest. Il semble correspondre à une série d'injections en échelons plutôt qu'à un dyke continu. Son orientation suggère qu'il est relié à l'essai de Mistassini (Fahrig et al., 1976), qui est daté à 1960 Ma.

La diabase, de couleur noire en cassure fraîche, présente une patine d'altération beige. Le dyke, à contacts francs et nets avec l'encaissant, montre une bordure de trempe de quelques centimètres d'épaisseur: sa granulométrie augmente rapidement vers le centre et atteint 2 à 4 mm dans

les dykes plus épais.

Les principaux constituants de la roche sont le plagioclase zoné (An 53-35), la titanaugite, l'olivine et les minéraux opaques. La zone de trempe est composée de microlites de plagioclase, alignés parallèlement au contact, en texture micro-intergranulaire avec le clinopyroxène et les minéraux opaques. Des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase sont parfois agglomérés (Figure 15).

La roche plus grenue est composée de cristaux de plagioclase et de clinopyroxène formant une texture subophitique (Figure 16). Quelques rares cristaux d'olivine serpentinisée sont entourés de pyroxène. Un peu de quartz interstitiel et de la biotite ont été observés. Le pyroxène est localement ouralitisé et le plagioclase montre une faible altération en séricite.

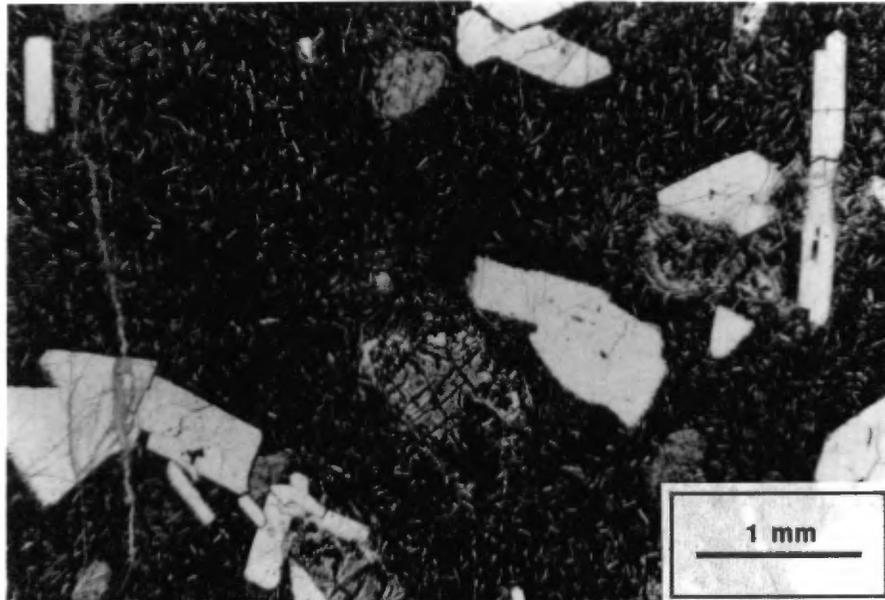


Figure 15: Photomicrographie de la bordure de trempe d'un dyke de diabase montrant des phénocristaux d'olivine serpentinisée, de clinopyroxène et de plagioclase dans une matrice composée de microlites de plagioclase en texture intergranulaire avec le clinopyroxène et les minéraux opaques (Lumière transmise, naturelle).

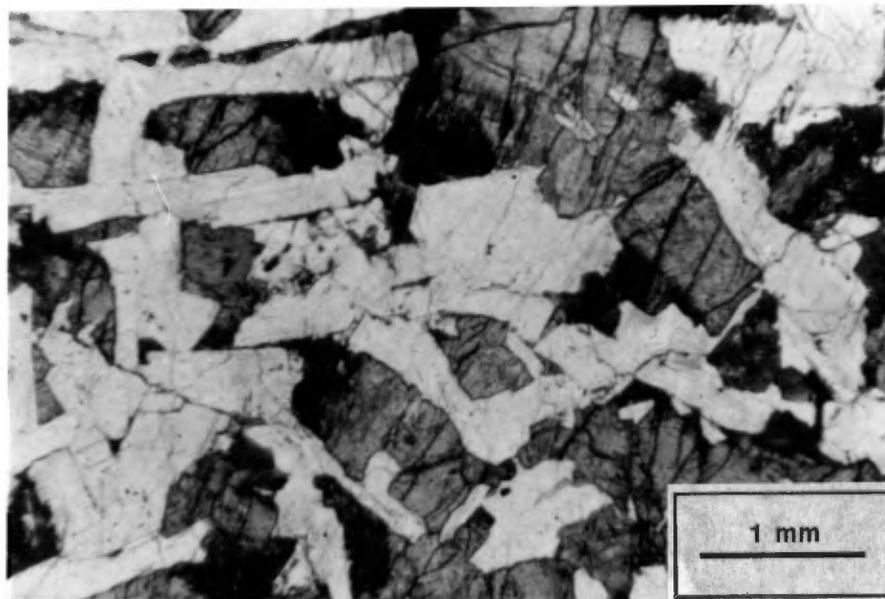


Figure 16: Photomicrographie du centre d'un dyke de diabase composé de cristaux de plagioclase et de clinopyroxène formant une texture sub-ophitique (Lumière transmise, naturelle).

METAMORPHISME

Les roches de la région montrent un métamorphisme croissant du nord-ouest vers le sud-est. Les basaltes, métamorphisés au faciès des schistes verts passent à des amphibolites et des schistes à chlorite et à amphibole. Les roches sédimentaires passent à des paragneiss à biotite avec ou sans grenat. La carte à la figure 17 montre la limite entre les roches du faciès des schistes verts (zone A) et celles de plus haut grade (zone B). La distribution de certains minéraux métamorphiques y figure également. Sur le terrain, cette limite correspond à un changement dans la couleur des basaltes; ils deviennent plus foncés à presque noirâtres du côté sud-est de la carte. La limite marque également l'apparition de porphyroblastes millimétriques à centimétriques de hornblende et/ou de grenat dans certains niveaux de composition mafique. Dans les roches sédimentaires, l'augmentation du grade métamorphique est soulignée par une texture saccharoïdale sur cassure fraîche et la présence locale de porphyroblastes de grenat et de biotite. La limite paraît légèrement discordante à la tendance structurale dans la partie ouest de la carte et elle est déplacée par la faille tardive d'orientation N-S et

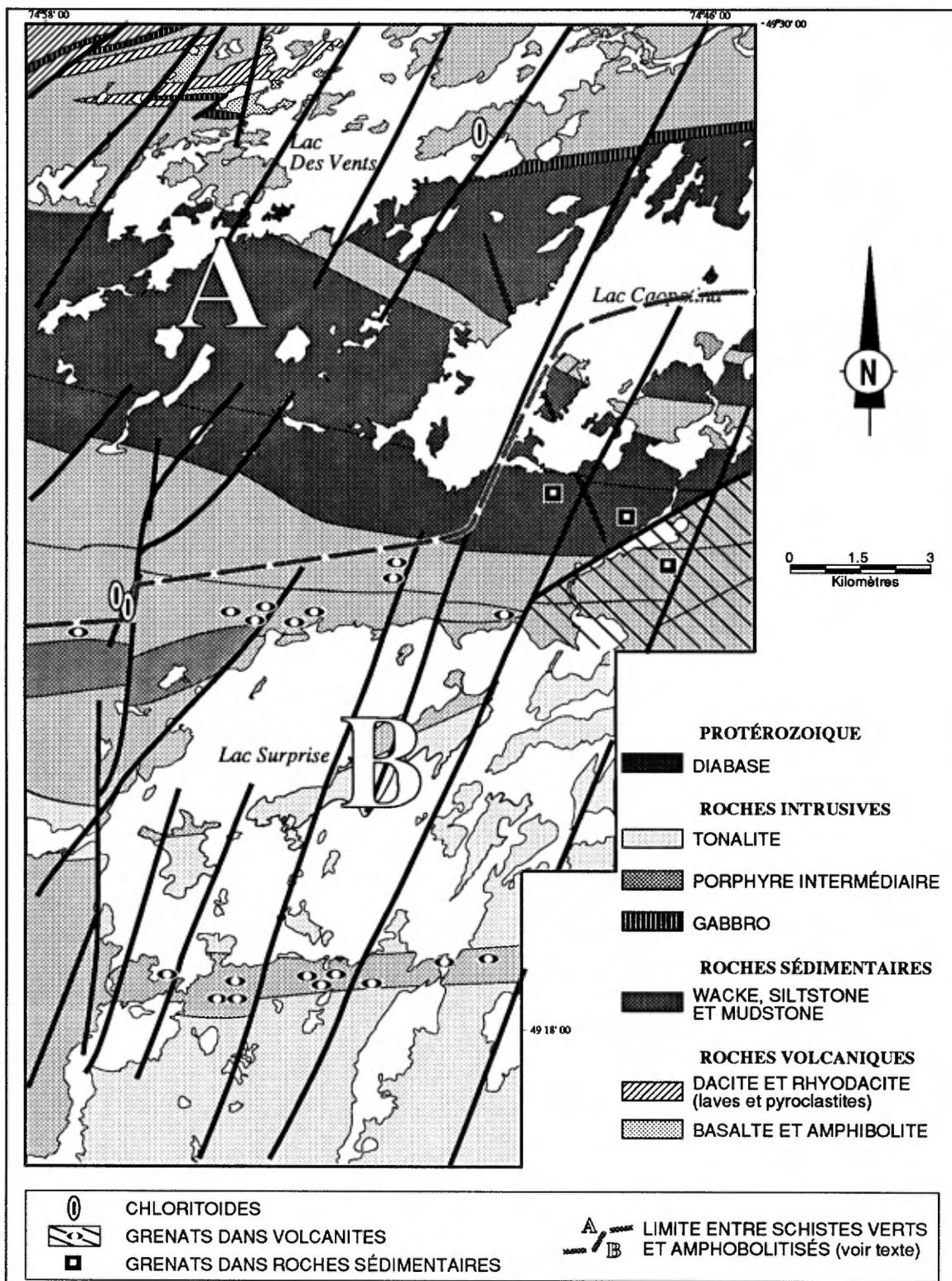


Figure 17. Carte métamorphique de la région des lacs Surprise et des Vents.

possiblement par une faille cassante d'orientation NE.

ZONE A

On distingue 3 assemblages minéralogiques principaux dans les métabasites de cette zone:

albite-chlorite-actinote-leucoxène -carbonates-épidote-séricite (1)

chlorite-carbonates-albite-micas blancs (\pm biotite)(2)

carbonates-chlorite-quartz-albite-micas blancs-chloritoïde (3)

Le premier assemblage caractérise surtout les basaltes peu déformés de la partie nord de la région. Les textures primaires y sont bien préservées, par contre les minéraux originaux sont remplacés par une partie ou tous les minéraux de cet assemblage. Par exemple, le verre composant les bordures de trempe des coussins et la matrice hyaloclastique des brèches de coulée sont remplacés par de la chlorite et de la pistachite. En allant vers l'intérieur des coussins, un assemblage de clinzoïsite, d'actinote et de pistachite compose les horizons à varioles. L'assemblage complet compose le centre des coussins et les coulées massives et forme une texture microcristalline à microgrenue. Les reliques de phénocristaux de plagioclase sont séricitisées et saussuritisées.

Les deux autres assemblages caractérisent les métabasites qui présentent une schistosité fortement développée, i.e. celles affleurant dans les horizons cisailés des parties nord et centre ouest de la région et les basaltes occupant la bande d'orientation WNW à E-W qui traversent les sédiments de la Formation de Caopatina. La schistosité est définie par des plans de chlorite alternant avec des horizons riches en carbonates et en micas blancs. Des porphyroblastes millimétriques de chloritoïde sont développés dans les métabasites les plus altérées et également dans des porphyres feldspathiques intermédiaires. Deux horizons contenant de tels porphyroblastes sont reconnus dans la région: l'une est localisée dans la partie centre-ouest de la région, elle constitue la suite d'un horizon déjà observé plus à l'ouest (Lauzière et al., sous presse), l'autre est située dans la partie nord de la région à proximité de la zone de cisaillement qui traverse le lac des Vents. Les porphyroblastes de chloritoïde, parfois orientés, sont le plus souvent aléatoires, à disposition fibro-radiale, et contiennent des inclusions orientés de quartz et de minéraux opaques. La schistosité est parfois recoupée par les porphyroblastes, mais dans plusieurs cas elle les contourne. Ce phénomène et les franges de pression de quartz autour de certains cristaux suggèrent une croissance syn- à tardi-tectonique.

Comme pour les basaltes, les textures primaires dans les roches métasédimentaires de cette zone sont généralement préservées. L'assemblage quartz-plagioclase (albite)-micas blancs-chlorite-épidote-oxydes de fer caractérise l'ensemble des roches sédimentaires de cette zone. Les niveaux argileux ont été plus sensibles à l'effet du métamorphisme; ils montrent le développement de porphyroblastes de biotite bien avant la transition du faciès des schistes verts au faciès transitionnel dans les basaltes. Les porphyroblastes millimétriques sont poecilolitiques. La rotation des porphyroblastes soulignée par les trainées d'inclusions sigmoïdales indique une croissance syntectonique (Figure 18).

ZONE B

Du côté des roches de plus haut grade, on distingue 3 assemblages minéralogiques dans les roches metabasiques:

hornblende (bleu vert)-plagioclase-quartz-sphène-épidote-micas blancs (+ grenat et chlorite)

hornblende (vert foncé, bleuté)-plagioclase-quartz-sphène-(+ grenat-épidote-micas blancs-chlorite)

hornblende-chlorite-carbonates-épidote-opaques (+ biotite).

Les deux premiers assemblages sont reconnus dans les roches metabasiques montrant une schistosité ou un

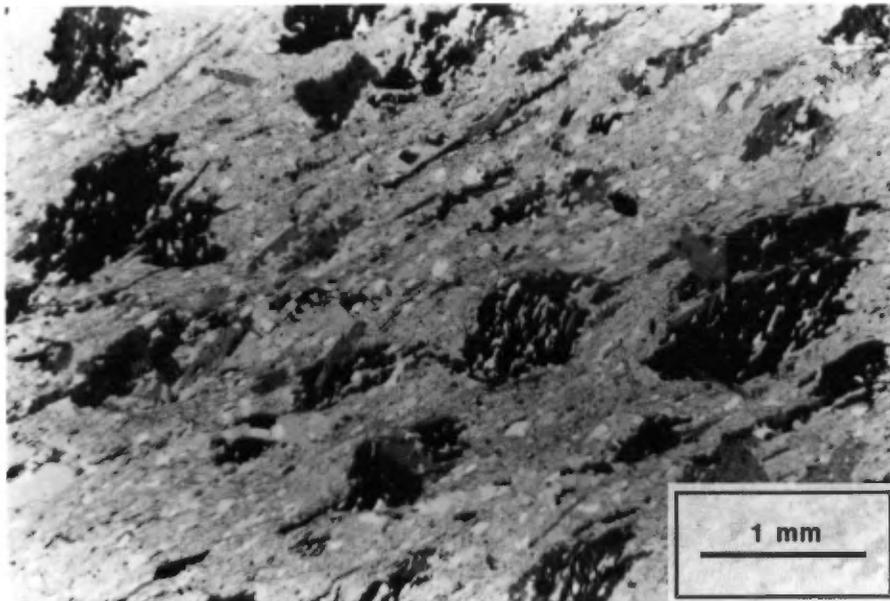


Figure 18: Photomicrographie d'un schiste pélitique montrant des porphyroblastes de biotite contenant des traînées d'inclusions sigmoïdales (Lumière transmise, naturelle).

rubannement faiblement à fortement développé. Il y est souvent possible de distinguer les formes des coussins généralement aplatis et les fragments dans les brèches de coulée. Le troisième assemblage caractérise plutôt les zones à schistosité et\ou rubannement très intense. Il correspond aux schistes à chlorite et hornblende décrit par Deland et Grenier (1949).

Dans les roches caractérisées par l'un des deux premiers assemblages minéralogiques, la hornblende se présente sous forme de cristaux aciculaires ou prismatiques allongés, généralement orientés selon la schistosité régionale, ou encore en agrégat de cristaux remplaçant les pyroxènes dans les métagabbros. Le plagioclase, rarement maclé, se distingue difficilement du quartz sauf pour une faible séricitisation. Tous deux se retrouvent sous forme de grains polygonaux généralement allongés selon la schistosité régionale. Au nord et au sud du pluton de Surprise, la couleur de la hornblende passe de bleu vert à vert foncé bleuté. Les phénocristaux de plagioclase, jusqu'alors intacts, sont partiellement ou totalement recristallisés (Figure 19) en andésine (An 36), indiquant que le métamorphisme a atteint le faciès des amphibolites à andésine (Winkler, 1979). L'épidote généralement abondante fait moins de 1% à plus de 25% de la roche. Le grenat, distribué de façon irrégulière dans les volcanites du côté ouest et dans la bande de volcanites



Figure 19: Photomicrographie d'un phénocrystal de plagioclase dans une amphibolite au contact du pluton de Surprise. Le degré de recristallisation est plus marqué en bordure où la plagioclase a la composition d'une andésine (An 36). Au centre le plagioclase est une albite (Lumière transmise, nicols croisés).

coincée entre les deux plutons au sud, est presque toujours présent dans les roches amphibolitiques affleurant au sud-est de la rivière Roy, et peut représenter jusqu'à 25% de la roche. Dans la bande de volcanites coincées entre les deux plutons, les porphyroblastes hypidiomorphes de grenat forment des amas millimétriques à centimétriques, allongés selon la foliation dominante. Une croissance tardi-tectonique est toutefois indiquée par les traînées d'inclusions de minéraux opaques orientées selon la foliation dominante. Dans les amphibolites au nord du pluton de Surprise, le grenat se retrouve sous forme de porphyroblastes idiomorphes à hypidiomorphes, généralement poecilitiques et contournés par la schistosité régionale. Certains porphyroblastes montrent des traînées d'inclusions sigmoïdales visible à l'échelle mégascopique.

Dans les amphibolites composées par le troisième assemblage minéralogique, on distingue deux familles de hornblende par leur forme cristalline qui se distribuent dans des niveaux différents. La première se caractérise par des cristaux aciculaires, d'ordre millimétrique, orientés selon la foliation dominante. La deuxième comprend des porphyroblastes poecilitiques, millimétriques à centimétriques souvent disposés en rosette. Sur un affleurement au nord du lac Surprise, les aiguilles d'amphiboles atteignent 5 cm de taille. Dans le plan

perpendiculaire à la schistosité, contenant la linéation minéralogique, les porphyroblastes sont tous plus ou moins bien orientés, même les cristaux disposés en rosette montrent un allongement parallèle à la linéation minéralogique. Par contre dans le plan perpendiculaire à la schistosité et à la linéation minéralogique les cristaux de hornblende sont tantôt orientés, tantôt aléatoires (Figure 20). La schistosité est recoupée par les cristaux, sauf à leurs extrémités où elle les contourne. Les traînées d'inclusions généralement rectilignes, et plus rarement sigmoïdales comprennent principalement le quartz, les opaques et plus rarement les carbonates et la chlorite.

Les roches métasédimentaires de la zone B sont subdivisées en trois groupes, en fonction de leur granulométrie et leur composition. Un résumé de leurs caractéristiques pétrographiques est présenté au tableau 3.

Le premier groupe est représenté par les métapélites composées de l'assemblage suivant:

biotite-micas blancs-quartz-plagioclase-chlorite

Ces roches présentent une texture qui varie de grano-porphroblastique à grano-lépidoblastique. La biotite forme généralement des porphyroblastes poecilites, de 1 à 3 mm de taille contenant des traînées d'inclusions, parfois sigmoïdales. Les porphyroblastes sont contournés par la schistosité définie par les batonnets de micas blancs. La

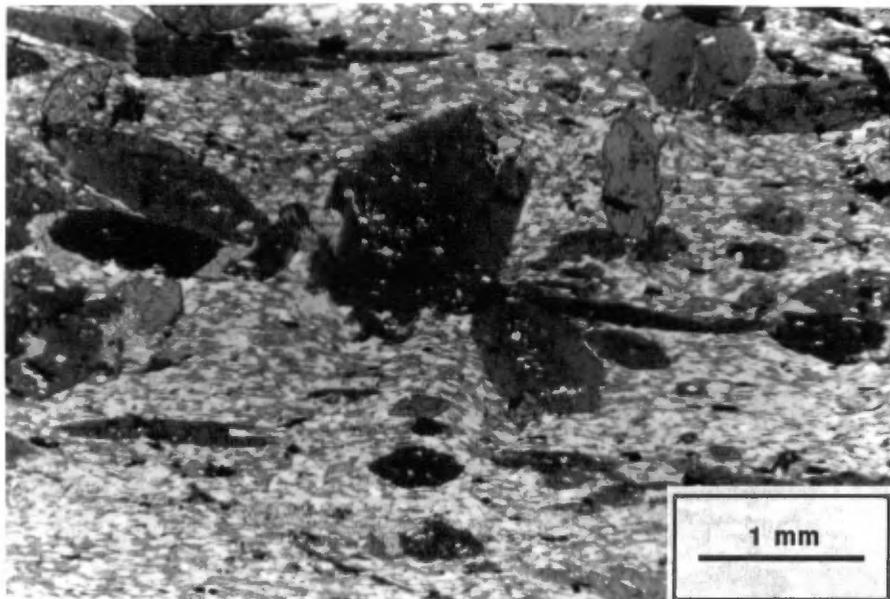


Figure 20: Photomicrographie d'un schiste à chlorite et hornblende dans une coupe perpendiculaire à la schistosité et à la linéation minéralogique. Les porphyroblastes de hornblende sont tantôt orientés tantôt aléatoires. Ils contiennent des traînées d'inclusions sigmoïdales et la schistosité les contourne (Lumière transmise, naturelle).

chlorite, en cristaux tabulaire ne montre pas d'orientation préférentielle et paraît tardive à la paragenèse minérale.

Les deuxième et troisième groupes comprennent les métasédiments plus grossiers. Ces deux derniers montrent des assemblages minéralogiques distincts qui résultent de leur composition respective.

Les métasédiments plus mafiques (métagrauwackes) se composent d'un assemblage de quartz-plagioclase (non maclé)-hornblende-biotite-chlorite-micas blancs-épidote avec ou sans grenat. La texture de ces roches varie de grano-nématoblastique à grano-porphyroblastique selon l'abondance du grenat et de la hornblende. La biotite ne forme pas de porphyroblastes, elle se retrouve sous forme de batonnets orientés selon la foliation, comme la chlorite.

A la différence des métasédiments de composition mafique, ceux de composition felsique (wackes feldspathiques) ne contiennent pas de hornblende. Ils sont composés principalement d'un assemblage de quartz-plagioclase-biotite-chlorite-micas blancs. Le grenat et, à un endroit, la kyanite s'ajoutent à la paragenèse minérale. La roche présente une texture granoblastique ou moins souvent une texture grano-porphyroblastique. Le grenat, sous forme de porphyroblastes fortement poecilites montrent des trainées d'inclusions sigmoïdales indiquant une croissance syntectonique (Figure 21). Il ne compose pas plus de 3% des roches étudiées. Les

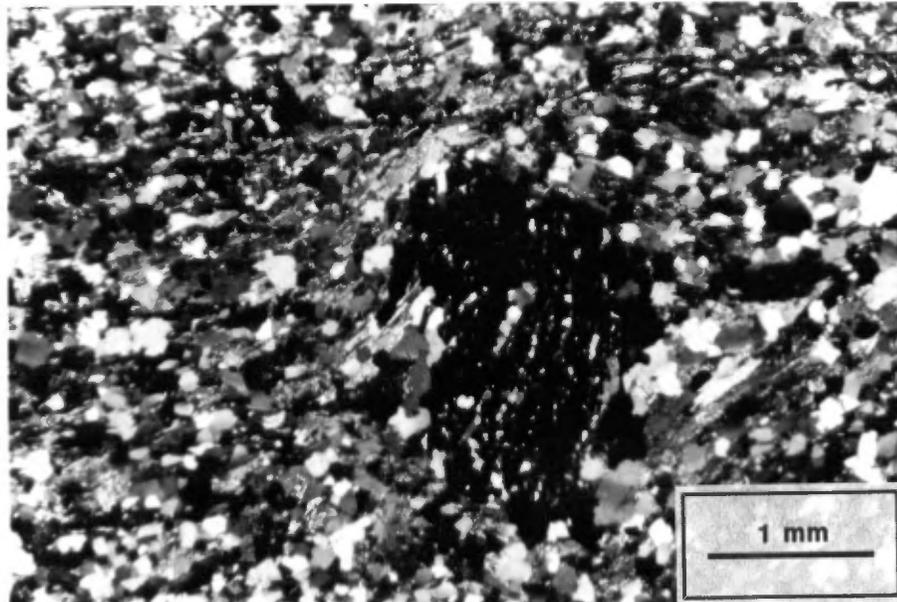


Figure 21: Photomicrographie d'un métagrès montrant un porphyroblaste de grenat poeciloblastique dont les traînées d'inclusions sigmoïdales indique une croissance syntectonique (Lumière transmise, nicols croisés).

micas blancs se trouvent soit sous forme de porphyroblastes statiques ou sous forme de petits cristaux tabulaires orientés. Comme dans les métasédiments de composition mafique, la biotite ne forme pas de porphyroblastes; elle se retrouve plutôt sous forme de cristaux tabulaires orientés ou de microblastes xénomorphes, dispersés uniformément ou en amas dans la roche. Dans certaines de ces roches, un métamorphisme rétrograde est suggéré par des amas d'épidote qui semblent remplacer des porphyroblastes de grenat (?) et par la chlorite qui paraît remplacer la biotite.

En résumé, les assemblages caractérisant les metabasites indiquent que le grade métamorphique de la zone B varie du faciès transitionnel à épidote au faciès des amphibolites à andésine. L'absence de macles dans les plagioclases contenus dans la plupart des lames minces étudiées ne nous permet pas toutefois de marquer la limite entre ces deux faciès. La présence de grenat et d'épidote dans les basaltes implique un métamorphisme de pressions moyennes à élevées (Winkler, 1979, Miyashiro, 1973), ce qui est confirmé par la présence de kyanite dans les métasédiments.

**Tableau 3: Synthèse des observations
pétrographiques dans les métasédiments de la
zone B.**

SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS PETROGRAPHIQUES
DANS LES METASEDIMENTS DE LA ZONE B

	Métapelites	Métagrès et wackes feldspathiques	Métagrauwackes
Biotite	-Porphyroblastes (1 à 3 mm), poecililitiques, allongés selon la foliation, parfois traînés d'inclusions sigmoïdales Inclusions de quartz, epidote, opaques et zircon -Quelques cristaux tabulaires (0.5mm) orientés -10 à 23%	-en batonnets orientés et en microblastes xénomorphes (0.1 à 0.3 mm), dispersés ou en amas de cristaux 5 à 10%	-en cristaux tabulaires orientés (0.2 à 1 mm), concentrés le long de certains horizons -3 à 5%
Grenat		-Porphyroblastes poecililitiques (0.5 à 3 mm), xénomorphes, allongés selon la foliation -0 à 2%	-Porphyroblastes idiomorphes, poecililitiques (0.1 à 3 mm), paraissent statiques -0 à 5%
Nicas blancs	-Petits cristaux tabulaires (0.05 à 0.3 mm) définissant la foliation dominante -28 à 35%	-Porphyroblastes poecililitiques statiques (0.5mm) 0 à 5% -Petits cristaux tabulaires orientés (0.3mm) 0 à 5%	-Porphyroblastes recoupant la foliation (2mm) trace

(suite)

	Métapélites	Métagres et Hackes feldspathiques	Métagrauwackes
Chlorite	-Cristaux tabulaires (0.5 mm) recoupant la foliation, plusieurs cristaux sont pliés -Petits cristaux tabulaires orientés selon la foliation -2 à 15%	-amas fibreux (0.4mm) orienté ou en plage qui paraît rétrograde à la biotite -en batonnets (0.3 à 0.4mm) sans orientation préférentielle. -2 à 5 %	-en disposition fibro-radiale, paraissant parfois altérée le grenat?? -en amas fibreux orienté selon la foliation (0.2mm) -3 à 5%
hornblende			-Cristaux prismatiques porphyroblastiques (2mm) allongées selon la foliation, faiblement poecilites, inclusions de quartz -10 à 15%.
quartz et plagioclase	-grains polygonaux (0.07mm), allongés selon la foliation -quelques reliques de cristaux de quartz avec extinction ondulante et recristallisation partielle -35 à 38%	-grains polygonaux (0.1 à 0.3mm) -75 à 85%	-grains polygonaux (0.05 à 0.2mm) -70 à 80%
kyanite		-petits cristaux idiomorphes -trace	
accessoires	épidote, oxydes, tourmaline et apatite	Tourmaline, oxydes et épidote, apatite	Opacques, épidote et apatite

GEOLOGIE STRUCTURALE

ELEMENTS STRUCTURAUX OBSERVES

Dans l'empilement volcano-sédimentaire, les principales structures primaires sont: la stratification dans les sédiments, les contacts de coulées dans les unités volcaniques et un rubanement compositionnel dans les filons-couches gabbroïques. Les polarités ont été déterminées par les critères habituels i.e., par les structures sédimentaires tels les granoclassements, les chenaux d'érosion, les flammes et les structures en boules et coussins dans les roches sédimentaires et par les pédoncules dans les coussins plus faiblement déformés, plus particulièrement ceux de la partie nord de la région. La schistosité régionale, appelée S2, correspond à la phase de déformation principale et est caractérisée par l'aplatissement de marqueurs comme les fragments, les cristaux, les coussins etc. Cette schistosité constitue le plan axial de la plus grande partie des plis mégascopiques observés dans les roches sédimentaires. Elle varie en intensité de très faible dans la partie nord et au sud-ouest de la région à très forte au sud de la bande de roches sédimentaires et dans la bande de volcanites coincée entre les deux plutons au sud de la région. Les plans de schistosité contiennent souvent une linéation, soit

d'étirement ou minéralogique, mieux développée dans les roches de plus haut grade métamorphique et dans les roches plus schisteuses. A plusieurs endroits, la schistosité régionale est recoupée par un ou deux clivages tardifs. L'angle formé entre ces derniers est variable. Dans les roches plus déformées, des plis en chevrons et des kinks sont observés.

Les roches intrusives présentent parfois jusqu'à trois foliations. La foliation dominante, probablement reliée à la mise en place de l'intrusif, est parfois marquée par un rubanement compositionnel mais plus souvent elle est définie par l'allongement des batonnets de biotite, l'alignement des lattes de plagioclase et, à la bordure des intrusifs, l'aplatissement du quartz. Des clivages secondaires, soulignés par des petites batonnets de biotite ou par le quartz crénelé recourent la foliation dominante.

DOMAINES STRUCTURAUX

La région a été subdivisée en 11 domaines structuraux, définis sur la base de l'homogénéité structurale. Un résumé des principales caractéristiques de chaque domaine est présenté au tableau 4 et les données structurales s'y référant sont compilées sur stéréonet dans les figures 22, 23 et 24. Comme complément à cette information, la figure 25

Tableau 4: Résumé des principales caractéristiques des différents domaines structuraux.

Domaine	Localisation sur la carte	Unités lithologiques	80	92	Traits particuliers
I	limite nord	basaltes et volcanites felsiques	WSW	E-W, à pendage abrupt vers le N	Faciès des schistes verts Schistosité faiblement développée sauf dans les zones de cisaillement. Linéation d'étirement fortement plongeante vers le NNE
II	partie nord	basaltes et volcanites felsiques	E-W à pendage abrupt vers le nord	E-W à pendage abrupt vers le N	id domaine I
III	partie nord du côté est	Roches sédimentaires, qq horizons de basaltes et de gabbro	E-W à pendage très abrupt vers le nord	ESE à pendage abrupt à modéré vers le sud	Faciès des schistes verts à amphibolites vers le SE Linéation L20 faiblement à fortement plongeante vers l'ouest. Linéation d'étirement à plongée modérée à faible vers l'ouest. Les sédiments sont fortement plissés et montrent des inversions de polarité structurale.
IV	partie nord	Basaltes	variable (données insuffisantes)	ESE à pendage très abrupt vers le nord et le sud	Faciès des schistes verts à amphibolites vers l'est. Linéation d'étirement à plongée variable, de sub-horizontale vers l'est à abrupte vers l'ouest. Zone fortement cisailée et carbonatisée.
V	partie nord, du côté ouest	Roches sédimentaires	variable avec une tendance WNW à pendage abrupt	WNW à pendage sub-vertica l	Faciès des schistes verts. Linéation L20 faiblement à fortement plongeante vers l'est. Linéation d'étirement à plongée variable, de sub-horizontale vers l'est à abrupte vers l'ouest. Les sédiments sont fortement plissés et montrent des inversions de la polarité structurale.
VI	partie centrale	Basaltes et gabbros	-----	E-W à pendage sub-vertica l	Faciès des schistes verts à l'ouest à amphibolites vers l'est. Schistosité fortement à moyennement développée. Linéation d'étirement à plongée modérée vers l'est
VII	partie centrale	Basaltes, gabbros et qq horizons sédimentaires	-----	E-W à pendage abrupt vers le nord	Faciès des amphibolites. Très cisailée. Linéation minéralogique à plongée modérée vers le ENE. Certains horizons sont caractérisés par des porphyroblastes de hornblende à croissance fibro-radiale, parfois orientés selon la linéation minéralogique.
VIII	partie centrale	Basaltes et porphyre à feldspath de composition intermédiaire	-----	E-W à pendage abrupt à modéré vers le nord	Faciès des amphibolites. Linéation à plongée modérée vers l'ENE

IX	partie sud	Tonalite de Surprise	Foliation variable, ? à pendage faible à fort	Foliation définie par les plagioclases et la biotite
X	partie sud	Basaltes avec quelques horizons de gneiss à biotite et/ou muscovite	----- E-W à pendage abrupt vers le nord	Faciès des amphibolites, degré de déformation très faible du côté ouest, s'intensifiant vers l'est avec l'amincissement de la bande volcanique. La linéation minéralogique est également mieux développée du côté est et elle plonge modérément vers l'ENE.
XI	partie sud	Tonalite du sud	Foliation variable, ? fortement à faiblement pentée	id. dom. IX

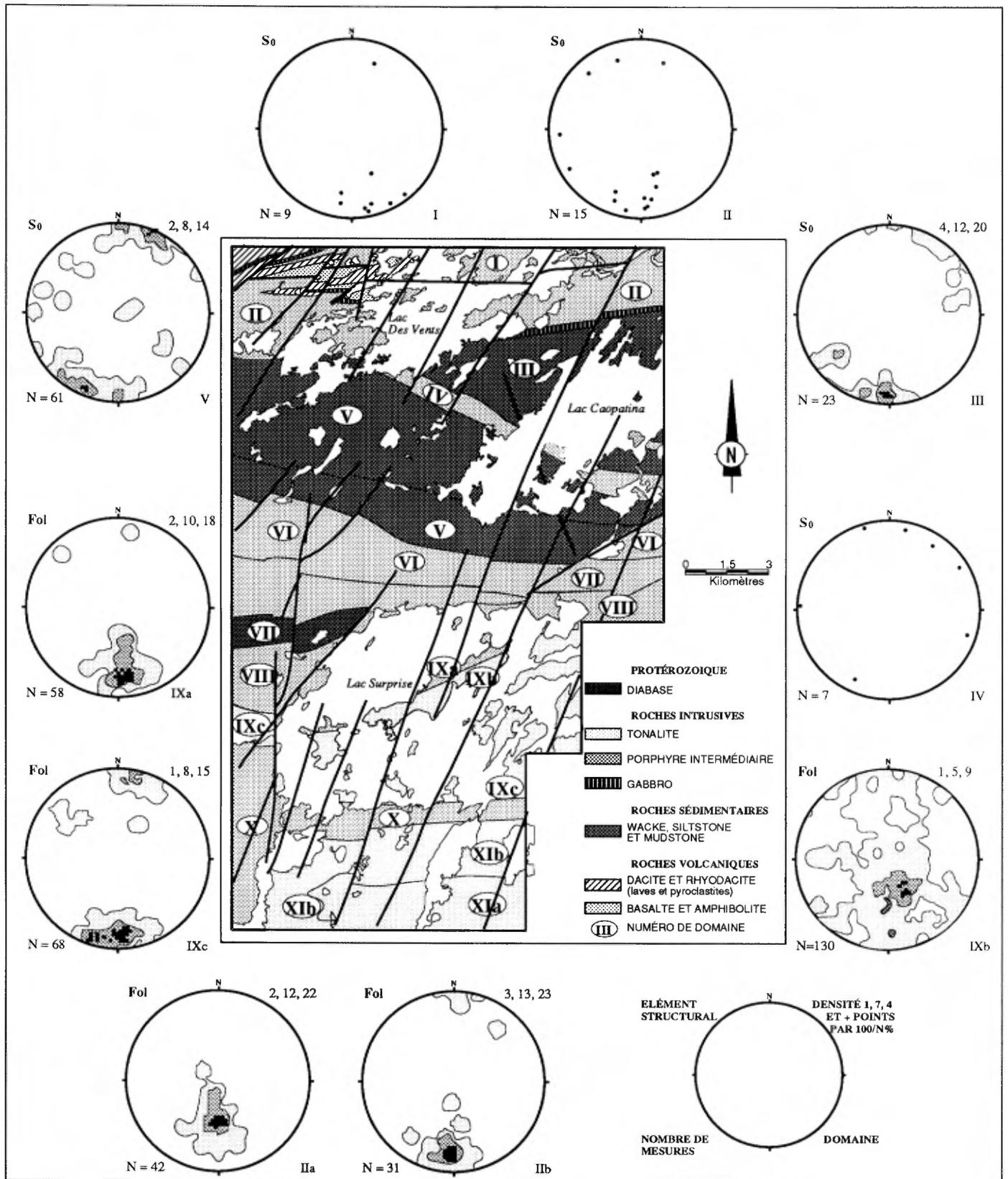


Figure 22. Compilation de la stratification et de la foliation magmatique dans la région des lacs Surprise et des Vents.

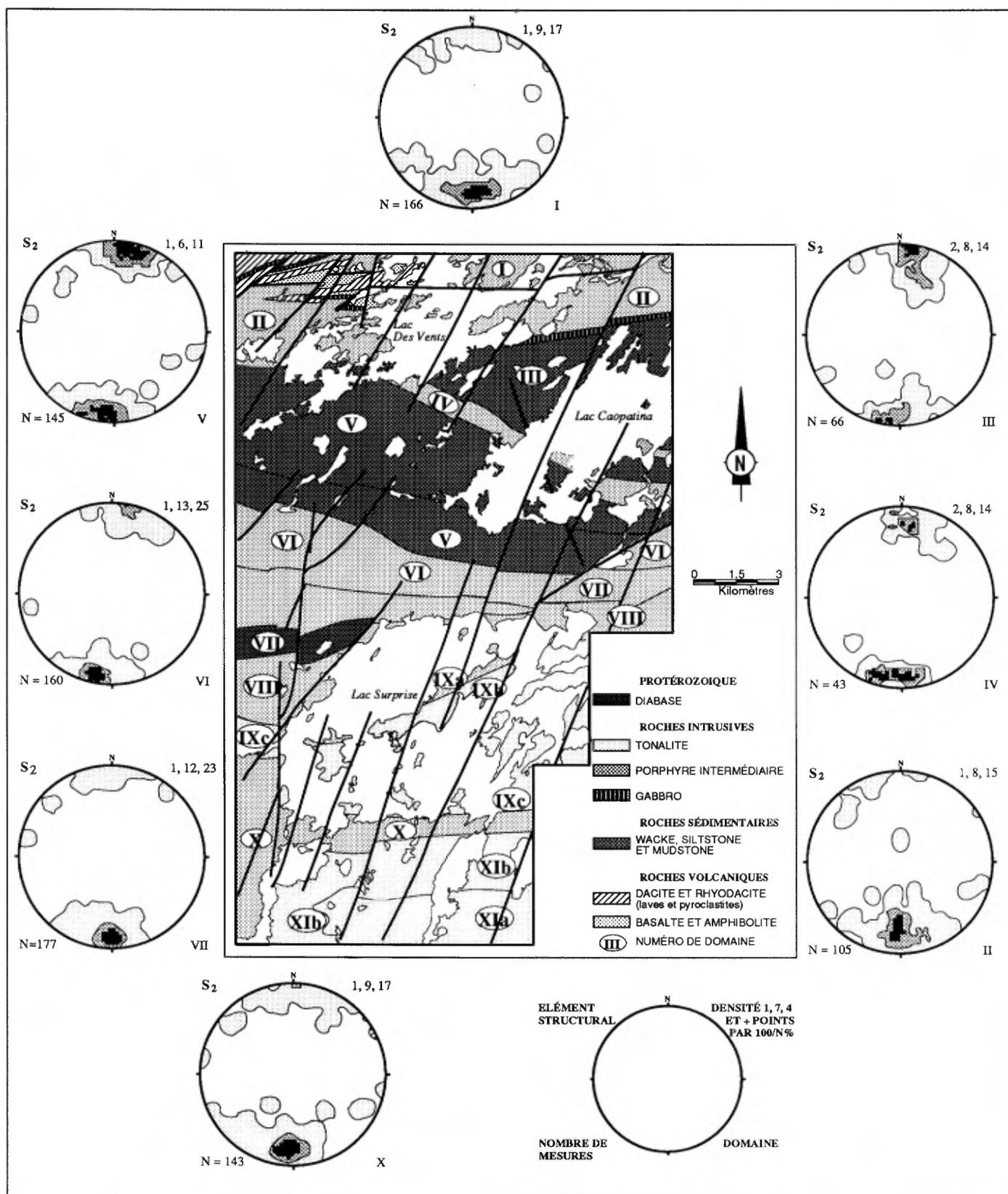


Figure 23. Compilation de la schistosité régionale dans la région des lacs Surprise et des Vents.

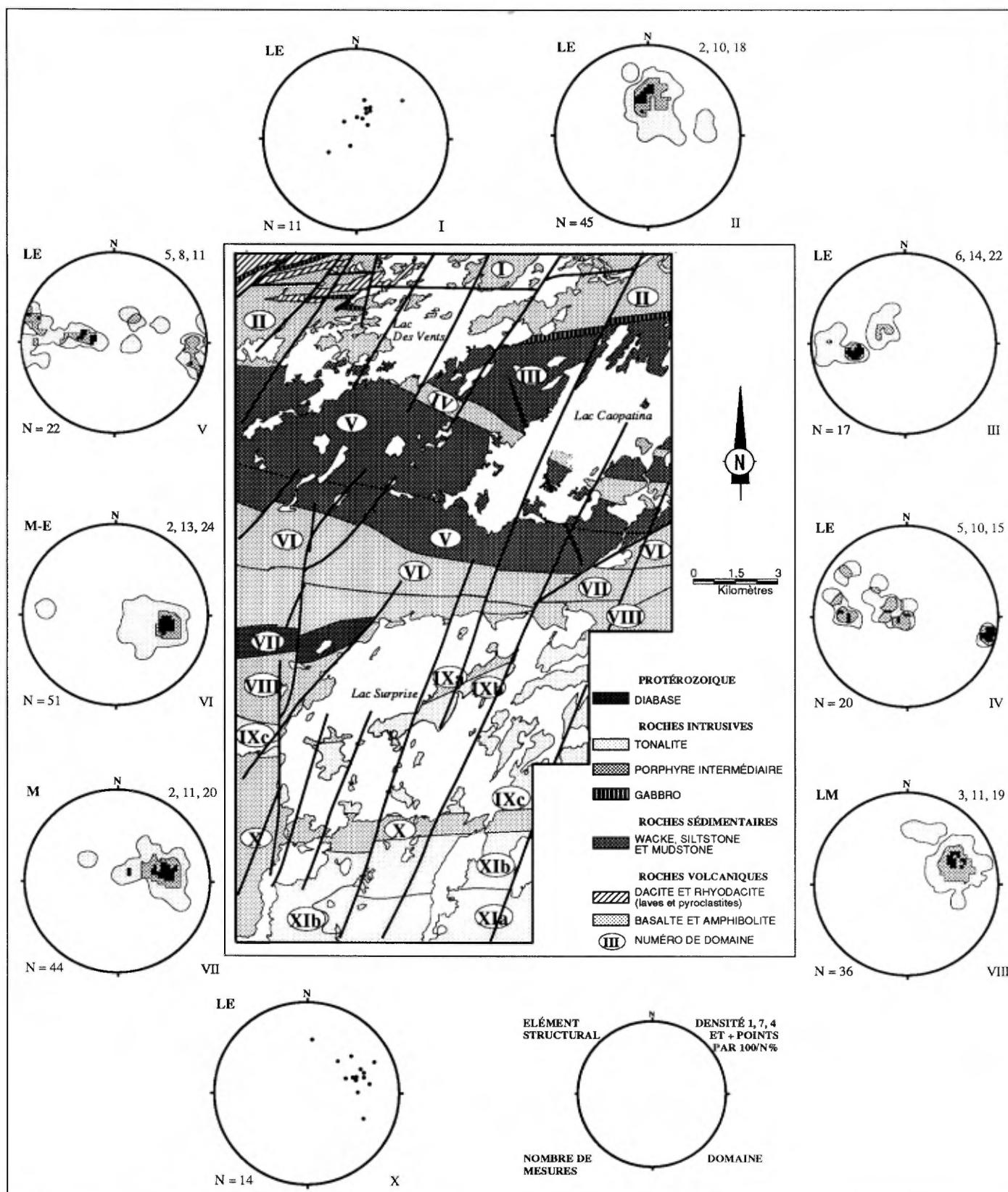


Figure 24. Compilation des linéations d'étirement et minéralogique dans la région des lacs Surprise et des Vents

montre une appréciation qualitative de l'intensité de la déformation observée dans la région.

Les domaines I et II se situent à la limite nord de la carte, ils comprennent les basaltes porphyriques de la Formation d'Obatogamau et des horizons de volcanites felsiques du Membre des Vents. Ces roches sont dans l'ensemble très peu déformées, sauf pour de minces zones de cisaillement où la schistosité est très intense. Les deux domaines sont séparés par une zone de cisaillement qui marque un changement dans l'orientation de la stratification. Au nord de la faille, dans le domaine I, l'attitude moyenne de la stratification est de 251/79, au sud elle est E-W avec un pendage abrupt vers le nord. Dans les deux domaines la schistosité régionale est est-ouest à pendage abrupt vers le nord. Dans les zones plus schisteuses, elle contient une linéation bien développée à plongée abrupte vers le NNE.

Les domaines III, IV et V se situent au sud des domaines I et II et sont limités au nord par une zone de cisaillement intense qui traverse la partie sud du lac Des Vents. Les domaines III et V sont composés principalement de roches sédimentaires avec quelques horizons de basalte et de gabbro. Le domaine IV, pour sa part, est constitué de roches volcaniques mafiques cisillées et carbonatisées du côté ouest et d'amphibolites vers l'est. Ces trois domaines se

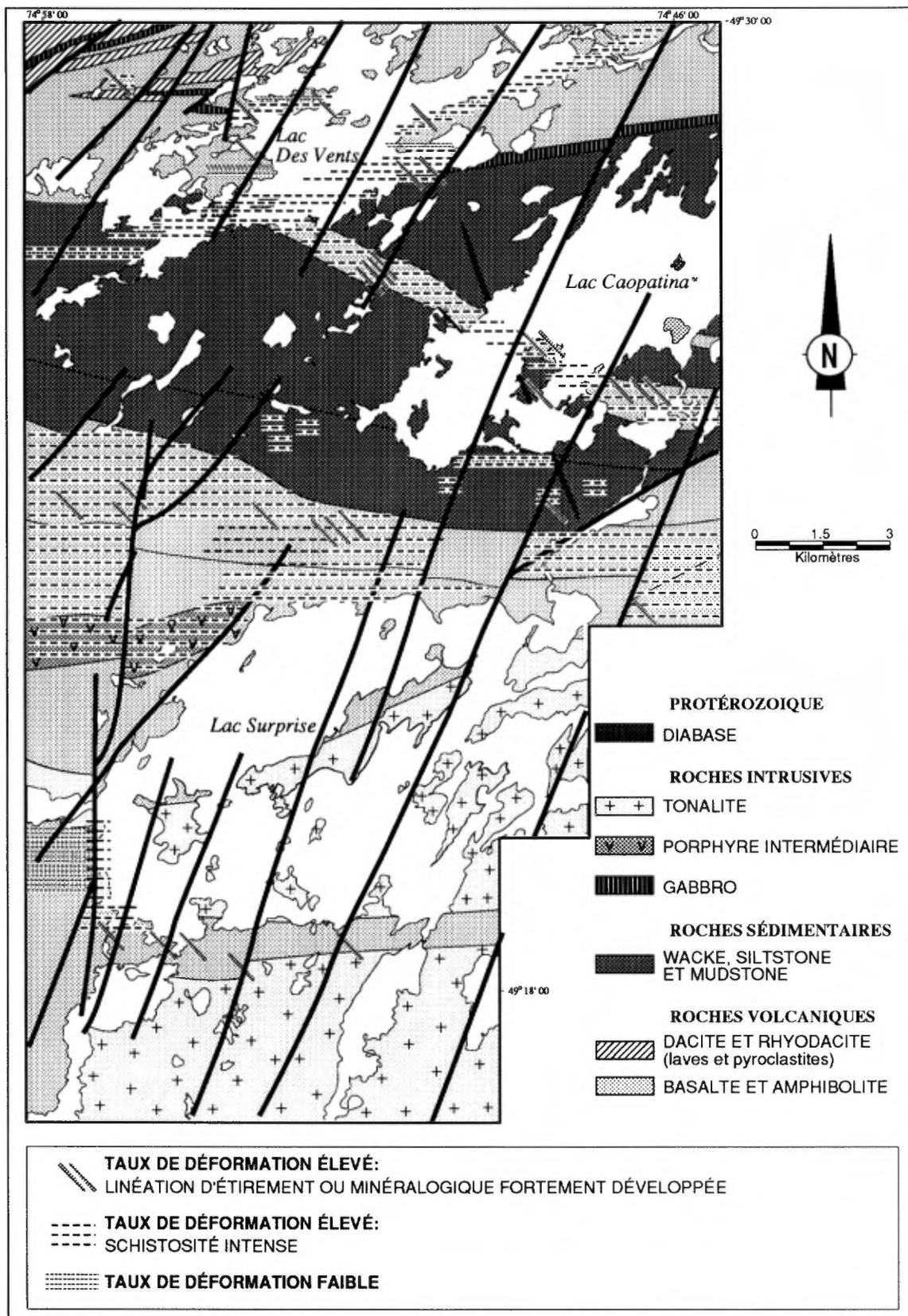


Figure 25. Carte de déformation de la région des lacs Surprise et des Vents.

distinguent des deux premiers par l'attitude et la plongée des linéations d'étirement et minéralogique et par l'orientation de la schistosité régionale. L'orientation moyenne de cette dernière varie de N107 dans le domaine V à N120 dans les domaines III et IV avec un pendage fort à modéré, plus souvent vers le SW. Les mesures de la linéation d'étirement, plus étalées dans les domaines IV et V se distribuent le long d'une ceinture correspondant à la schistosité régionale. Elles varient de faiblement plongeantes tantôt vers l'est, tantôt vers l'ouest à sub-verticale.

La compilation du litage ne montre pas de patron de dispersion claire, sauf pour le domaine V où les pôles du litage forment une ceinture dont l'axe plonge modérément vers l'ouest.

Les linéations L20 du domaine III à plongée abrupte à faible vers l'ouest contrastent avec celles du domaine V dont le degré de plongée est comparable mais vers l'est (Figure 26)

Les domaines VI, VII, VIII et X se distinguent des domaines III à V par une linéation minéralogique plongeant modérément vers l'est, et par une dispersion moins grande des mesures.

Les domaines VI à VIII forment des bandes E-W, dans la partie centrale de la région, au nord du lac Surprise. Le

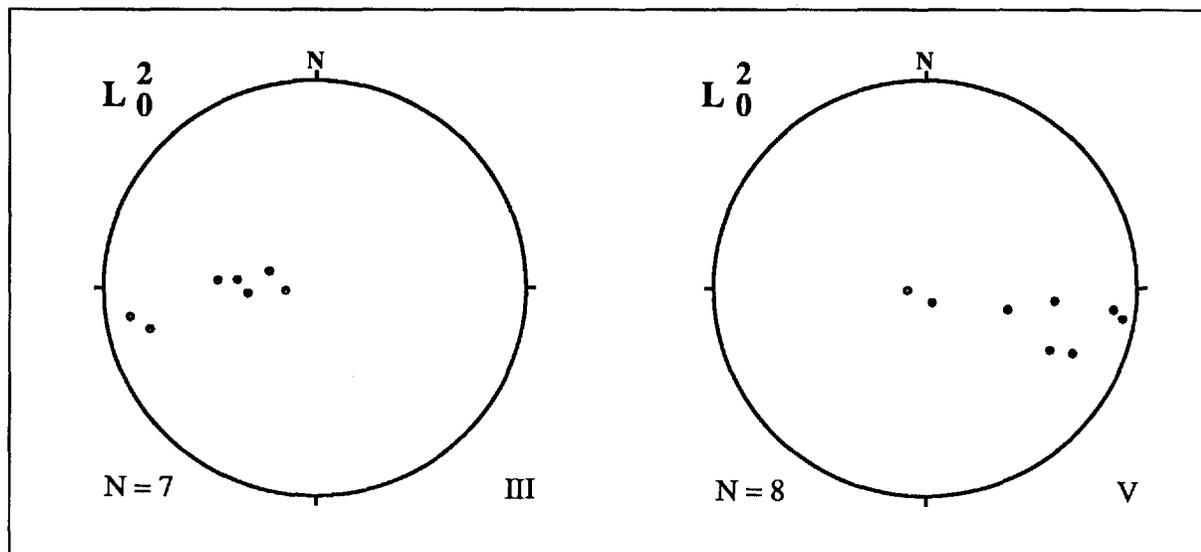


Figure 26. Steréogrammes des linéations d'intersection L_0^2 des domaines III et V.

domaine VI est composée principalement de basaltes avec quelques dykes de porphyre à feldspath intermédiaire et de gabbro. Les roches, au grade des schistes verts dans la partie est passent au faciès des amphibolites à l'ouest. Le domaine VII, immédiatement au sud, constitue la zone de cisaillement Doda. Les principales lithologies retrouvées dans ce domaine sont les porphyres à feldspath dans la partie ouest de la bande, les basaltes cisailés, altérés et amphibolitisés et quelques horizons sédimentaires, devenant de plus en plus abondant vers l'ouest. Ces deux domaines sont caractérisés par un degré de déformation intense. Un faible changement dans l'orientation de la schistosité régionale et une différence notable dans l'orientation des corps magnétiques démarquent ces deux domaines. La plus forte concentration des mesures de la schistosité régionale est orientée à N277 avec un pendage sub-vertical dans le domaine VI et à N270 avec un pendage abrupt vers le nord pour le domaine VII. Le domaine VIII, comprenant les rives nord et ouest du lac Surprise, est composé de basaltes amphibolitisés injectés de nombreux dykes de tonalite et de porphyres à feldspath concordants à la schistosité régionale. Dans l'ensemble, les roches de ce domaine sont beaucoup moins déformées que dans les deux domaines précédents. L'attitude de la schistosité régionale est comparable à celle du domaine VII, quoique moins pentée, les mesures y sont aussi plus

étalées en raison de la proximité du pluton de Surprise. Le domaine X, coïncé entre les deux masses intrusives au sud de la région est composé de basaltes amphibolitisés. Ils sont très peu déformés dans la partie ouest, là où la bande volcanique est la plus épaisse et sont rubannés, avec une linéation minéralogique bien développée dans la partie plus mince de la bande à l'est. Quelques horizons minces de schistes à biotite et/ou muscovite ont aussi été observés. La schistosité régionale, d'orientation E-W, pend fortement vers le nord.

Les domaines IX et XI se situent dans la partie sud de la région et comprennent les tonalites et granodiorites des plutons de Surprise et du sud. Le principal élément structural mesuré dans ces roches est une foliation qui varie en intensité, de très faiblement à très fortement développée. Elle est généralement marquée par une orientation des minéraux mafiques, principalement la biotite, par un alignement des cristaux tabulaires de plagioclase et à la bordure, par un aplatissement des grains de quartz. L'orientation des feldspaths suggèrent que cette foliation est attribuable à la mise en place de l'intrusif plutôt qu'à une déformation subséquente. Cette dernière varie de moyennement à fortement pentée, surtout à la bordure des intrusifs (Domaine IXa, IXc, XIb), et de moyennement à faiblement pentée au coeur (Domaine IXb, XIa). Il est parfois

possible d'observer une deuxième foliation formant un angle d'une trentaine de degrés avec la foliation dominante. Elle est soulignée par des petits cristaux tabulaires de biotite et très rarement par la crénulation des cristaux aplatis de quartz.

PLIS

Dans les roches sédimentaires de la Formation de Caopatina, on observe plusieurs plis parasitiques en Z et plus rarement en M et en S. Ils sont définis par la stratification et la schistosité régionale en est de plan axial. Les plis sont serrés et à plongée variable, surtout vers l'est dans la partie sud (domaine V) et vers l'ouest dans le domaine III au nord. Comme dans la région adjacente à l'ouest (Lauzière et al., sous presse) une déformation antérieure au développement de la schistosité régionale est suggérée par les inversions de la polarité structurale. Cependant la faible densité d'affleurements ne permet pas de suivre ces axes précoces sur plus de quelques centaines de mètres. L'inversion des polarités stratigraphiques, observée dans les roches volcaniques situées de part et d'autre de la bande de roches sédimentaires et la relation de charnière, fréquemment observée dans les sédiments supportent l'existence d'une grande structure synclinale déjà reconnue à

l'ouest (Tait et Chown, 1987, Lauzière et Chown, 1988). La présence d'une bande de roches volcaniques de direction SE-NW à E-W, nous indique toutefois que la structure est beaucoup plus complexe. Les caractéristiques lithologiques et structurales similaires des unités sédimentaires situées de part et d'autre de la bande de volcanites et la disposition des lithologies peuvent s'expliquer de la façon suivante: deux structures synclinales sont séparées par un anticlinal pincé et cisailé permettant la montée d'une tranche de roches volcaniques située stratigraphiquement en dessous des sédiments. La présence de la deuxième structure synclinale au nord du synclinal de Druillettes a déjà été proposée par Gobeil et Racicot (1983). La plongée vers l'ouest des linéations d'intersection et des charnières de plis parasitiques dans la structure synclinale nord suggère une fermeture du côté est tandis qu'une fermeture du côté ouest, indiquée par ces mêmes structures dans la structure synclinale de Druillettes, a déjà été observée dans le secteur du lac Remick (Lauzière et Chown, 1988).

LES ZONES DE CISAILLEMENTS ET FAILLES

On reconnaît six orientations de cisaillement et de faille dans la région: les cisaillements WNW-ESE à E-W, les cisaillements NE, les cisaillements NW, les

cisaillements ENE-WSW et les failles NNE-SSW et N-S.

Les cisaillements WNW-ESE à E-W, concordants à la schistosité régionale, sont sans doute les plus abondants. Nous en avons distingué deux types: ceux à linéation d'étirement quasi verticale (Figure 27) et ceux à linéation d'étirement oblique (Figure 28). Ces derniers se localisent dans la partie sud de la région; la zone de cisaillement Doda en est un exemple. Cette dernière est caractérisée par une linéation plongeant vers l'est à 45° en moyenne. Le cisaillement traversant la presqu'île, au sud du lac Caopatina et celui localisé sur la rive sud du même lac montrent par contre une linéation minéralogique plongeant modérément vers l'ouest. Toutes ces zones sont caractérisées par de nombreuses veines de quartz en tension et par des niveaux schisteux boudinés le long de "shear band" qui indiquent une composante de mouvement senestre (Daigneault, 1988) (Figure 29). Les zones de cisaillement de la partie nord présentent des linéations d'étirement qui plongent fortement vers le nord-ouest. Deux zones de déformation d'importance régionale, d'orientation E-W traversent le lac des Vents: celle au nord sépare les domaines I et II, deux blocs tectoniques qui se distinguent par l'orientation de la stratification, l'autre se retrouve au contact entre les roches volcaniques mafiques de la Formation d'Obatogamau et



Figure 27: Photographie d'un sédiment dans une zone de cisaillement à linéation d'étirement fortement plongeante.



Figure 28: Photographie d'un gabbro cisailé montrant une forte linéation d'étirement à plongée modérée vers l'ouest.

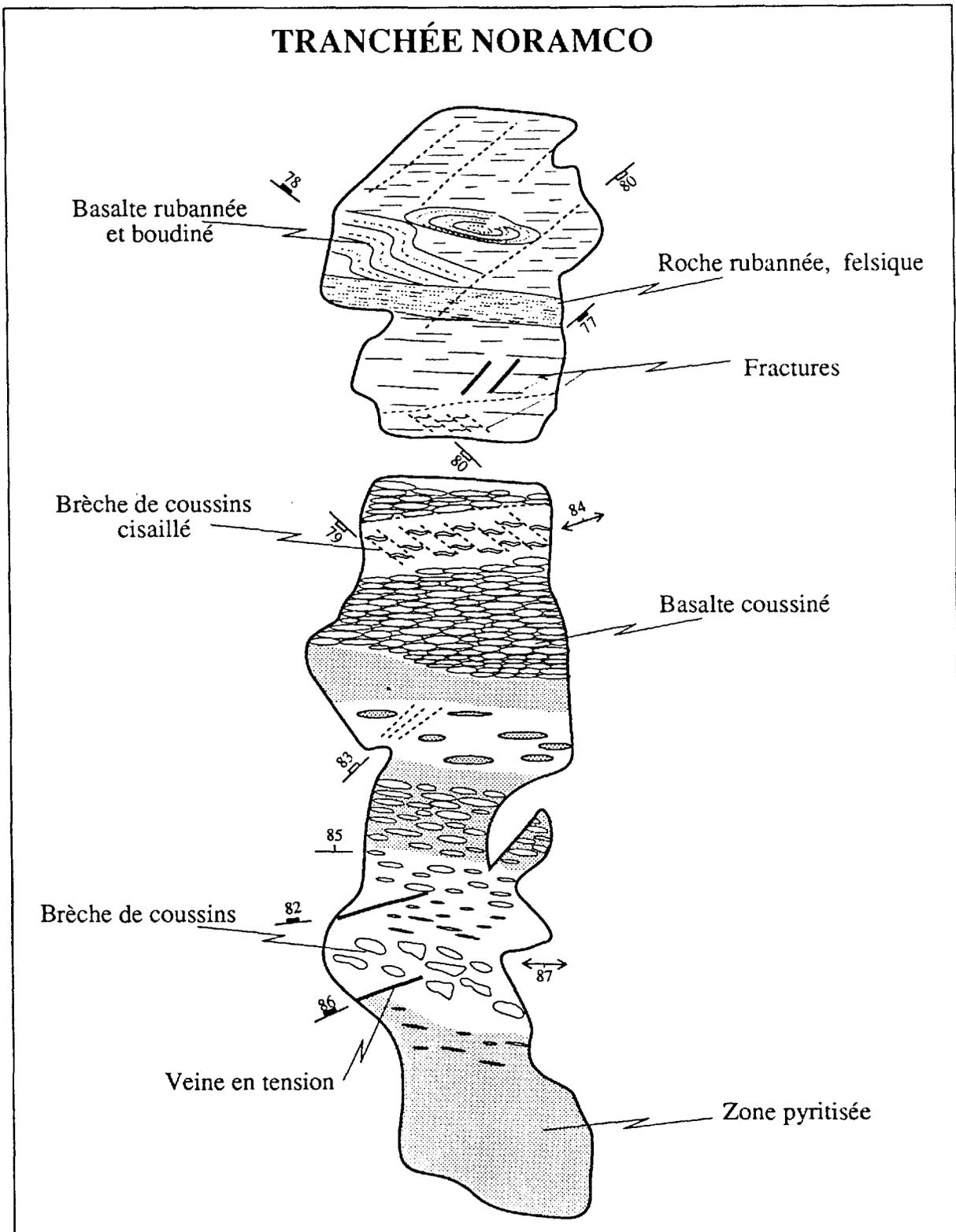


Figure 29. Schéma de la tranchée Noramco dans le secteur de la faille Doda.

les roches sédimentaires de la Formation de Caopatina. A cette dernière s'associe un réseau de zones de cisaillement secondaire, d'orientation NW-SE, montrant également une linéation d'étirement fortement plongeante. La schistosité y est plissée en chevron et en kink (Figure 30).

Un cisaillement d'orientation ENE-WSW n'a été observé qu'à l'extrémité nord-est de la région près de la rivière Opawica. La schistosité y est intensément développée et elle parallélise le corridor de déformation qui la contient. Cette zone de cisaillement présente des caractéristiques similaires à la faille Fancamp reconnue plus au nord-est de la région (Tait et al., 1987). L'orientation et l'intensité de la schistosité sur la rive nord-ouest du lac Surprise s'apparente à celle produite le long de ces cisaillements et pourrait en constituer son extension plus au sud.

On n'a reconnu qu'une seule zone de cisaillement ENE, elle est située dans le secteur de la rivière Roy. Une fabrique CS bien développée y est observée et permet de déduire une composante de rejet dextre en plan (Figure 31) (Ramsay et Graham, 1976, Ramsay, 1981). Un levé magnétique effectué par la compagnie Soquem montre très clairement sa trace par les déplacements des corps magnétiques.

Toutes ces zones de cisaillements sont recoupées par des failles plutôt cassantes, d'orientation NNE-SSW et N-S. Un clivage espacé de quelques centimètres les caractérise

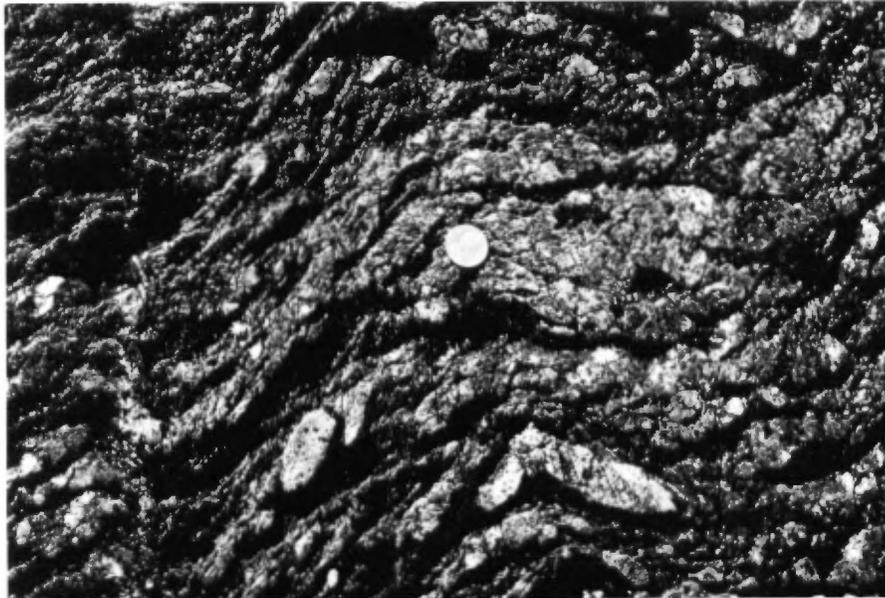


Figure 30: Photographie d'une brèche rhyolitique dans une zone de cisaillement secondaire. La schistosité est plissée en chevrons.



Figure 31: Photographie d'une zone de cisaillement ENE montrant la relation angulaire qui existe entre la schistosité et la foliation.

dans les roches intrusives, tandis qu'elles sont plus rarement observées dans les roches volcaniques. Leur trace est généralement marquée par un creux topographique le long desquels les corps conducteurs et les anomalies magnétiques sont déplacés.

GEOLOGIE ECONOMIQUE

Depuis les années '30 jusqu'à maintenant la région a retenu l'attention des compagnies d'exploration de façon sporadique. L'or a toujours été la principale substance recherchée sauf durant les années 70, époque où les compagnies prospectaient pour les métaux de base. Le contexte géologique favorable dans la partie nord de la région et la découverte d'indices intéressants plus au nord (Chasm Ltd) ont contribué à une activité d'exploration accrue durant cette période. Ces dernières années les compagnies suivantes ont été actives dans la région: Noramco, Esso, Soquem, Golden Tiger, Northgate-Patino, toutes à la recherche de l'or.

Plusieurs indices, mis à jour par ces compagnies, ont été visités lors de la campagne de terrain et plus de 72 échantillons ont été prélevés pour fin d'analyse économique. Une soixantaine d'échantillons ont été analysés pour l'or, l'argent et les métaux de base. Vue la demande croissante pour les minéraux de haute technologie, cinq échantillons de pegmatite ont été analysés pour évaluer le potentiel des intrusifs de la région. Le platine a été analysé dans quelques échantillons (3) de pyroxénite et de gabbro pegmatitique, contenant de la pyrite fine disséminée. Comme les résultats sont peu encourageants pour le platine et les minéraux de haute technologie, ils ne seront pas discutés

plus longuement. Les sites d'échantillonnage sont marqués d'un point et du numéro de l'analyse sur la carte accompagnant ce rapport. Les résultats des analyses et une brève description des échantillons analysés sont présentés à l'annexe 1.

Une grande partie des indices minéralisés se situe dans des zones de cisaillement longitudinales qui traversent les différentes lithologies de la bande volcano-sédimentaire. La minéralisation se retrouve dans des veines de quartz ou dans les roches volcaniques et sédimentaires typiquement carbonatisées qui contiennent de 1 à 10% de pyrite fine disséminée. Plusieurs de ces indices sont situés le long, ou à proximité des zones de déformation majeures.

Dans la zone de faille Doda, les minéralisations sont principalement encaissées dans les basaltes amphibolitisés et cisailés et localement dans des horizons graphitiques. Du côté ouest de la région, ces indices sont caractérisés par une pyritisation étendue, très intense. Dans certains cas, la pyrite est presque massive, particulièrement dans les zones plus perméables comme les bordures de coussins. Ces zones n'ont toutefois pas retournées de valeurs intéressantes (analyse 47 à 53). Les indices du côté est de la région (analyses 42 à 46 et 54 à 59) ne montrent pas un degré d'altération aussi intense, mais ils contiennent souvent des valeurs anormales en Ag, parfois accompagnées de Cu et de Zn

indiquant que des fluides hydrothermaux ont circulé. Les plus hautes teneurs en Cu, en Zn et en Ag (1200 ppm Cu, 546 ppm Zn, 2 ppm Ag, analyse 45) proviennent d'une zone cisailée de 1 mètre d'épaisseur, encaissée dans des basaltes amphibolitisés. La minéralisation qui consiste de 5 à 10% de pyrite disséminée est accompagnée de gros cristaux de grenat atteignant 5 cm de diamètre.

La zone de cisaillement qui recoupe la bande sédimentaire entre les lacs des Vents et Caopatina et la zone qui traverse la partie sud du lac des Vents sont également minéralisées par endroits. Dans plusieurs cas ils contiennent des valeurs anormales en Au (7 à 11ppb) en As (jusqu'à 23 ppm, analyse 12) et en Cu (jusqu'à 1900 ppm, analyse 25).

L'anomalie en Au la plus élevée provient de la zone de cisaillement qui sépare les domaines structuraux I et II, dans la partie nord de la région (72 ppb Au, 49 ppm As analyse 5). C'est d'ailleurs dans cette zone que se retrouve l'indice Anctil (Tait et al., sous presse) qui a retourné jusqu'à 1.3 g/t Au.

Toutefois, les meilleurs résultats d'analyse ne proviennent pas de zones de cisaillement longitudinales importantes. Deux échantillons qui ont retourné des valeurs anormales en or (30 et 590 ppb) ont été prélevés dans une brèche à matrice de carbonates de fer, encaissée dans des wackes feldspathiques lités et intercalés à des niveaux de

conglomérats monogéniques, composés de fragments sub-anguleux à sub-arrondis de lave dacitique. Les sédiments sont plissés et nous avons reconnu une inversion de la polarité structurale dans le secteur immédiat de la tranchée. La minéralisation consiste en 2 à 5 % de pyrite fine, disséminée. Les valeurs anormales en or s'accompagnent d'antimoine (0.6 à 3.1 ppm). Un échantillonnage systématique serait nécessaire pour établir la géométrie de la zone aurifère étant donné qu'elle ne se démarque pas des roches stériles et qu'il n'a pas été possible d'identifier la structure qui contrôle la position de la minéralisation. Une anomalie en or (40 ppb) a également été relevée dans une veine de quartz orientée à N015, encaissée dans un porphyre à quartz et à feldspath hématitisé et cataclasé, à proximité de la faille N-S.

La reconnaissance du complexe felsique des Vents a incité plusieurs compagnies à explorer pour des minéralisations de type volcanogène. Jusqu'à maintenant les résultats sont très décevants. Les minéralisations observées sont restreintes à des fragments pyriteux dans les brèches pyroclastiques et à des horizons minces (moins d'un mètre) de pyrite et de pyrrhotine massive.

Milieus favorables

Le potentiel aurifère des zones de cisaillement longitudinales est souligné par le grand nombre d'indices minéralisés qu'elles contiennent et par les valeurs anormales en Au, Ag, As, Cu et Zn qui témoignent de la circulation de fluides hydrothermaux. La mine d'or Joe Mann se localise dans une telle zone (Dion et Guha, soumis) plus à l'ouest du terrain d'étude et atteste de l'importance des cisaillements E-W et de leurs subsidiaires comme cibles d'exploration.

La zone de cisaillement NE, située près de la rivière Opawica, constitue une autre cible potentielle parce qu'elle correspond à l'extension de la faille Fancamp qui contient plusieurs indices dont ceux de l'indice Baker et de Murgor au nord-est de la région (Tait et al., 1987).

Plusieurs auteurs (Macdonald, 1984) reconnaissent l'importance qu'ont les formations de fer dans le piègeage de l'or contenu dans les fluides hydrothermaux qui les traversent. Les formations de fer à proximité des cisaillements longitudinaux dans la partie sud du lac Caopatina méritent une attention particulière.

REFERENCES

- Archer, P., 1984, Interpretation of the volcano-sedimentary environment of the Archean Blondeau Formation, Barlow Lake section Chibougamau, in J. Guha and E.H. Chown (eds), Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization, CIM, Special Vol. 34, pp. 92-106.
- Avramchev, L. et Lebel-Drolet, S., 1981, Catalogue des gîtes minéraux du Québec, DPV-744.
- Cimon, J., 1977, Quart SE du canton de Queylus. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-448, 33p.
- Daigneault, R., 1988, Analyse géométrique et dynamique des couloirs de déformation, région de Chibougamau, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Livret Guide d'excursion, 38 p.
- Deland, A.N., Grenier, P.E., 1959, Région d'Hazeur-Druillettes. ~~Ministère~~ Mines, Québec, RG-87, 84p.
- Dion, C., Guha, J, soumis, Etude métallogénique de la bande Caopatina-Desmaraisville (Secteur Joe Mann), région de Chibougamau: les indices aurifères Phases II., Rapport d'étape soumis au Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.
- Duquette, G., 1970. Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles du Québec. ES-8; 16 pages.
- Fahrig, W.F., Christie, K.W., Chown, E.H., Janes, D., Machado, N., 1986, The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province with special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini Swarm, Quebec, Canada, Can. J. Earth Sci., vol. 23, pp 238-253.
- Gobeil, A., Racicot, D., 1982, Région des lacs Caopatina et des Vents, Rapport préliminaire, ~~Ministère~~ l'Énergie et des Ressources, Québec, DP- 82-18.
- Gobeil, A., Racicot, D., 1983, Carte lithostratigraphique de la région de Chibougamau, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM 83-02.

- Heiken, G., 1972, Morphology and petrography of volcanic ashes, Geol. Soc. Am. Bull., vol. 83, pp. 1961-1988.
- Heiken, G, Wohletz, K., 1985, Volcanic Ash, University of California Press, Berkeley, Los Angeles, 246 p.
- Lauzière, K., Chown, E.H., 1988, Rapport préliminaire du secteur du lac Remick, Ministère Energie et Ressources, carte annotée, DP-88-12
- Lauzière, K., Chown, E.H., Rapport interimaire du projet Caopatina, Secteur du lac Remick, Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec, MB 89-60
- Macdonald, A.J., 1984, Gold mineralization in Ontario: The role of banded iron formation, in J. Guha et E.H. Chown (eds): Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization, CIM Special volume 24, pp. 412-430.
- Mawdsley, J.B., Norman, G.W.H., 1938, Chibougamau sheet, east half. Geological Survey of Canada, Map 397A.
- M.E.R.Q., 1982, Levé aéroporté INPUT dans la région du lac Doda, DP- 927.
- Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and Metamorphic Belts, George Allen and Unwin Ltd, London, 492 p.
- Mueller, W., Chown, E.H., Sharma, K.N.M., Tait, L., Rocheleau, M., 1989, Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement controlled Archean supracrustal sequence, Chibougamau, Québec, Journal of Geology, vol. 97, pp. 389-420. Conference on Basement Tectonics.
- Ramsay, J.G., 1981, Shear zone geometry, a review. Jour. Struc. Geol., vol., 2, pp. 83-99
- Ramsay, J.G., Graham, R.H., 1970, Strain variation in shearbelts, Can. J. Earth Sci., vol. 7, pp. 786-813.
- Sharma, K.N.M., Gobeil, A. et Mueller, W., 1987. Stratigraphie de la région de lac Caopatina. Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec. MB-87-16; 16 pages.
- Sharma, K.N.M., Lacoste, P., 1981. Gand (SW) et Lesperance (NW). Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec. DP-852.
- Tait, L., Pilote, P., et Chown, E.H., 1987. Rapport interimaire du projet Eau Jaune. Ministère de l'Energie

et des Ressources du Québec. MB-87-24; 114 pages.

-----, Chown, E.H., 1987, Rapport préliminaire du projet de Du Guesclin, MB 87-12.

Winkler, H.G.F., 1979, Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer Verlag, New York, 348 pages.

Annexe 1
Résultats des analyses économiques
et description des échantillons analysés

Annexe 1 (suite)

# ech.	37	38	39	40	41	42	43	44	45
Au ppb	590	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	8	< 5	5
Ag ppm	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1	0.7	1	< 0.5	2
Cu ppm	26	3	6	65	54	7	35	78	1200
Pb ppm	4	2	< 1	< 1	2	< 1	18	14	< 1
Zn ppm	82	7	8	75	138	9	77	254	546
As ppm	2	2	< 1	< 1	1	< 1	< 1	< 1	< 1
Br ppm	1	4	1	< 1	< 1	< 1	2	< 1	< 1
Cs ppm	< 1	< 1	< 1	< 1	1	< 1	2	4	2
Sb ppm	3.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Se %	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001
Tl %	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Tm ppm	3	< 2	< 2	< 2	5	3	4	7	< 2
U ppm	0.4	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0.3	< 0.2	< 0.2	0.9	0.8
W ppm	10	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1

# ech.	46	47	48	49	50	51	52	53	54
Au ppb	6	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ag ppm	1.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.7
Cu ppm	214	35	13	60	23	118	4	7	4
Pb ppm	4	7	8	3	3	< 1	2	< 1	6
Zn ppm	233	76	21	123	95	31	4	14	5
As ppm	1	15	1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Br ppm	< 1	< 1	< 1	1	< 1	1	2	8	14
Cs ppm	< 1	1	1	2	< 1	< 1	< 1	1	< 1
Sb ppm	< 0.1	0.4	< 0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Se %	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001
Tl %	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Tm ppm	4	3	< 2	5	4	2	2	< 2	< 2
U ppm	0.9	0.3	< 0.2	0.3	0.3	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
W ppm	2	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1

# ech.	55	56	57	58	59	60	61	62	64
Au ppb	5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	40	< 5
Ag ppm	1	1.5	1	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1	< 0.5	1.2
Cu ppm	79	58	99	21	143	15	2	4	47
Pb ppm	3	1	27	11	2	< 1	2	2	3
Zn ppm	98	118	292	79	4	7	37	9	66
As ppm	< 1	< 1	61	1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Br ppm	< 1	< 1	< 1	3	< 1	4	3	< 1	2
Cs ppm	< 1	3	2	1	< 1	< 1	< 1	< 1	1
Sb ppm	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Se %	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001
Tl %	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Tm ppm	< 2	2	3	< 2	< 2	< 2	3	< 2	4
U ppm	< 0.2	0.3	0.9	0.3	< 0.2	< 0.2	1.2	0.2	0.3
W ppm	1	3	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1

# ech.	66	67	69	70
Au ppb	8	< 5	< 5	< 5
Ag ppm	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cu ppm	6	19	116	20
Pb ppm	3	12	< 1	2
Zn ppm	80	27	160	2
As ppm	< 1	< 1	< 1	< 1
Br ppm	< 1	1	1	1
Cs ppm	3	< 1	< 1	< 1
Sb ppm	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Se %	< 0.001	< 0.001	< 0.001	< 0.001
Tl %	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Tm ppm	2	3	4	< 2
U ppm	0.3	3	0.3	< 0.2
W ppm	< 1	< 1	< 1	< 1

Annexe 1 (suite)

#éch.	63	65	69	71
Ba ppm	36	482	57	678
Be ppm	2	2	2	< 1
Cd ppm	< 2	< 2	< 2	< 2
Ce ppm	< 3	< 3	< 3	< 3
Co ppm	< 2	< 2	< 2	< 2
Cu ppm	< 1	< 1	< 1	< 1
Dy ppm	< 1	< 1	< 1	< 1
Eu ppm	< 1	< 1	< 1	< 1
La ppm	< 2	< 2	< 2	< 2
Li ppm	3	9	8	43
Mn ppm	< 4	< 4	< 4	< 4
Nd ppm	< 25	< 25	< 25	< 25
Ni ppm	< 1	8	< 1	< 1
Pb ppm	18	17	57	29
Pr ppm	< 2	< 2	< 2	< 2
Sc ppm	< 1	< 1	< 1	< 1
Sm ppm	< 2	< 2	< 2	< 2
V ppm	< 2	< 2	< 2	6
Zn ppm	< 2	3	< 2	12
Ga ppm	25	20	27	16
Nb ppm	6	4	8	4
Rb ppm	52	110	0.13X	87
Sn ppm	< 10	< 10	< 10	< 10
Sr ppm	110	410	33	210
Ta ppm	< 5	< 5	< 5	< 5
Te ppm	< 10	< 10	< 10	< 10
Th ppm	< 3	< 3	< 3	< 3
Tl ppm	14	7	7	10
U ppm	4	< 3	< 3	3
Y ppm	50	44	6	130

# éch.	16	19	20
Pd ppb	< 6	< 6	9
Pt ppb	< 6	< 6	< 6
Rh ppb	< 6	< 6	8
Au ppb	< 5	< 5	8
Ag ppm	1	< 0.5	1
Cu ppm	115	65	214
Pb ppm	2	1	2
Zn ppm	139	142	152
As ppm	7	5	6
Br ppm	< 1	< 1	< 1
Cs ppm	2	< 1	5
Sb ppm	0.8	0.2	0.3
Se %	0.001	0.001	< 0.001
Tl %	< 0.05	< 0.05	< 0.05
U ppm	5	0.6	0.5
W ppm	< 1	< 1	1

Annexe 1 Description des échantillons analysés

# éch.	Description de l'échantillon
1	Basalte cisailé, carbonatisé
2	Lave felsique carbonatisé
3	Basalte avec 1% pyrite
4	Basalte silicifié
5	Basalte cisailé, lessivé, 10% pyrite
6	Veine de quartz, épidote, pyrite (tr)
7	Veine de quartz blanc, rouillé
8	Veine de quartz enfumé dans basalte, pyrite disséminée
9	Basalte cisailé, pyrite 2%
10	Shale-grès, 2% pyrite
11	Grès cisailé, 2% pyrite
12	Porphyre à feldspath schisteux
13	Veine de quartz, pyrite (tr)
14	Basalte schisteux
15	Gabbro avec 2% pyrite
16	Gabbro pegmatitique, pyrite en tr
17	Sédiments et gabbro, 1% pyrite
18	Basalte grenu
19	Gabbro pegmatitique, pyrite disséminée
20	Pyroxénite pegmatitique, pyrite disséminée
21	Veine de quartz
22	Schiste à carbonates + veine de quartz, pyrite en tr
23	Veine de quartz-carbonates + pyrite en tr
24	Basalte grenu, schisteux 1 à 2% pyrite
25	Veine de quartz dans basalte cisailé, pyrite en trace
26	Veine de quartz, pyrite en trace
27	Veine de quartz enfumé, pyrite en trace
28	Amphibolite, 5 à 10% pyrite et pyrrhite
29	Grès avec 1% de pyrite
30	Grès avec 1% de pyrite
31	Basalte amphibolitisé, pyrite en trace
32	Veine de quartz
33	5% pyrite dans turbidite
34	Veine de quartz, pyrite en trace
35	Veine de quartz enfumé, pyrite en trace
36	Brèche à matrice de carbonates, pyrite fine disséminée
37	Brèche à matrice de carbonates, 1% de pyrite
38	Veine de quartz enfumé
39	Veine de quartz enfumé
40	Basalte avec magnétite, pyrite en trace
41	Basalte cisailé
42	Veine de quartz enfumé
43	Grès cisailé
44	Amphibolite, cisailé, altéré, pyrite en trace
45	Basalte amphibolitisé, rouillé
46	Basalte cisailé, pyrite en trace
47	Grès altéré, rouillé, 2% de pyrite
48	Veine de quartz rouillé, pyrite en trace

49	Basalte cisailé, altéré
50	Basalte cisailé, 1% pyrite
51	Veine de quartz, pyrite en trace
52	Veine de quartz enfumé, pyrite en trace
53	Veine de quartz enfumé, rouillé dans les fractures
54	Veine de quartz
55	Basalte amphibolitisé, cisailé
56	Basalte cisailé, 5% pyrite
57	Basalte cisailé avec niveau graphiteux, 10% pyrite
58	Veine de quartz
59	Veine de quartz
60	Veine de quartz-hématite
61	Tonalite hématisée, pyrite disséminée
62	Veine de quartz, 1% pyrite
63	Pegmatite
64	Basalte amphibolitisé, épidotisé, pyrite disséminée en trace
65	Pegmatite, altération en hématite
66	Diorite minéralisée, 5% pyrite fine disséminée
67	Tonalite
68	Pegmatite riche en feldspath, pyrite 2%
69	Amphibolite, pyrite en trace
70	Veine de quartz enfumé, pyrite en trace
71	Pegmatite hématisée
72	Pegmatite