

# MB 92-16

GÉOLOGIE DU SECTEUR DU LAC SURPRISE, BANDE CAOPATINA - DESMARAISVILLE (SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI)

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 



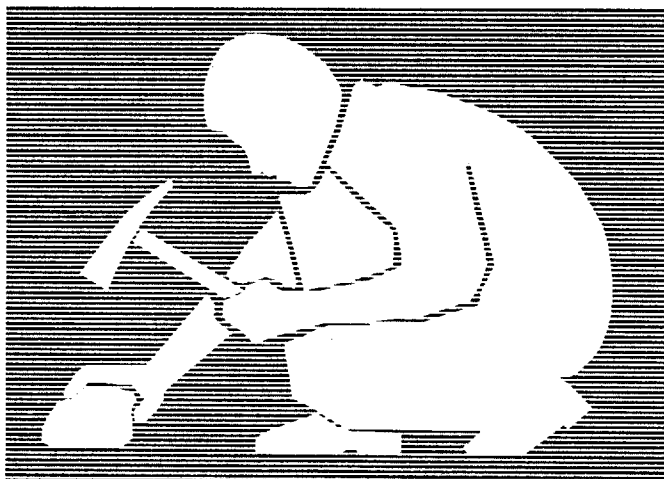
Gouvernement du Québec  
Ministère de l'Énergie et des Ressources  
Service géologique du Nord-Ouest

# Géologie du secteur du lac Surprise (Feuillet 32 G/07)

## Bande Caopatina - Desmaraisville - Sous-province de l'Abitibi -

Rachid Midra  
Kathleen Lauzière

Edward H. Chown  
Wulf Mueller



### SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Cette étude s'est effectuée en coopération avec le centre d'études sur les ressources minérales de l'UQAC.

**MB 92-16**

**1992**

## Résumé

La région cartographiée est localisée à 60 km au sud sud-ouest de Chibougamau. Elle est comprise entre les latitudes 49° 15' et 49° 30' et les longitudes 75° 00' et 74° 30' et correspond au feuillet 32 G/07 du découpage SNRC. La région comprend l'ensemble du canton de Hazeur, la presque totalité du canton de Pambrun, les parties est des cantons de Druillettes et de Langloiserie, les parties ouest des cantons de Gamache et de Crisafy ainsi que la limite sud des cantons de Fancamp, de Rale et de Lescure.

L'empilement volcano-sédimentaire fait partie du segment Caopatina-Desmaraisville de la ceinture de roches vertes archéennes Chibougamau-Matagami (province du Supérieur). L'empilement comprend à la base la Formation d'Obatogamau (Cimon, 1977), composée principalement de laves basaltiques aphyriques et porphyriques en plagioclase, de filons-couches gabbroïques et de quelques niveaux sédimentaires. À l'intérieur de la Formation d'Obatogamau, on rencontre deux membres: le Membre des Vents (Sharma *et al.*, 1987) et le membre de Phooey. Le premier est composé de laves et de volcanoclastites felsiques à mafiques, alors que le second est composé de laves et de volcanoclastites intermédiaires à mafiques. La Formation de Caopatina surmonte les laves de la Formation Obatogamau et occupe le cœur du synclinal de Druillettes. Elle est composée de wackes feldspathiques, de siltstones-argilites, de grau-wackes, de conglomérats et de niveaux de formation de fer. La formation de Messine, possiblement équivalente à la Formation de Caopatina, est composée de sédiments amphibolitisés.

Le métamorphisme affectant les roches de la région passe du faciès des schistes verts dans la partie nord-ouest et au faciès des amphibolites dans la partie sud et sud-est.

Des intrusions felsiques recoupent l'empilement volcano-sédimentaire. Leur âge varie de pré à tardi-tectonique et leur composition de tonalite à granodiorite. Des dykes de diabase d'orientation NNE à NE et d'âge protérozoïque recoupent les lithologies dans la partie nord-ouest.

La région présente une schistosité E-W à ESE, sauf à l'extrémité sud-est où elle devient NE à NNE. Les linéations d'étirement et minéralogiques plongent fortement dans la partie nord tandis qu'au centre et au sud, leur plongée devient modérée à faible. À l'intérieur de la Formation Caopatina, des plis précoces et possiblement d'âge syn-sédimentaire ont été interprétés.

Des cisaillements majeurs, d'attitude E-W à ESE, traversent la bande volcano-sédimentaire et le plus important de ceux-ci correspond à la faille Doda. Les failles tardives sont d'attitude NE à NNE et leur fréquence augmente dans la partie est de la région.

Les indices minéralisés sont essentiellement contenus dans des zones de cisaillement E-W, ESE et NW très schisteuses et fortement altérées en carbonates. Ces zones contiennent des proportions variables de sulfures et sont par endroits injectées de veines de quartz.

## TABLE DES MATIERES

<b>INTRODUCTION</b>	<b>1</b>
Buts de l'étude	1
Localisation et accès	1
Méthode de travail	2
Remerciements	2
<b>GÉOLOGIE GÉNÉRALE</b>	<b>3</b>
Travaux antérieurs	3
Aperçu géologique	3
<b>STRATIGRAPHIE</b>	<b>6</b>
Formation d'Obatogamau	6
Laves et volcanoclastites mafiques	7
Sédiments intercalés aux laves	8
Intrusions gabbroïques	9
Membre des Vents	10
Membre de Phooey	13
Formation de Caopatina	16
Formation de Messine	19
<b>ROCHES INTRUSIVES</b>	<b>21</b>
Le Stock de Meston	21
Gneiss	22
Pluton de Surprise et du Sud	23
Pluton de Hazeur	25
Porphyre à quartz et à feldspath et porphyre à quartz	26
Dyke dioritique	27
Dykes Protérozoïques	27
<b>LITHOGÉOCHIMIE</b>	<b>30</b>
Géochimie des volcanites	30
Géochimie des plutons	31
<b>MÉTAMORPHISME</b>	<b>33</b>
Zone A	33
Zone B	35

<b>GÉOLOGIE STRUCTURALE</b>	<b>41</b>
Éléments structuraux	41
Domaines structuraux	42
Domaine I	43
Domaine Ia	43
Domaine II	43
Domaine III	44
Domaine IIIa	44
Domaine IV	44
Domaine Va à Vd	45
Domaine VI	45
Domaine VII	45
Domaine VIII	46
Domaine IX	46
Plis	46
Les zones de cisaillement et failles	48
<b>GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE</b>	<b>52</b>
Gîte Philibert	52
Indice McNicoll	53
Indice du lac Meston	54
Indice de l'Ours	54
Indice du lac Antoine	55
Propriété Fancamp	56
<b>RÉFÉRENCES</b>	<b>59</b>
<b>ANNEXE I</b>	<b>65</b>
<b>ANNEXE II</b>	<b>72</b>
<b>ANNEXE III</b>	<b>80</b>
<b>HORS-TEXTE :</b>	
3 cartes 1:20 000. Géologie du secteur du lac Surprise, Bande Caopatina - Desmaraisville. Sous-province de l'Abitibi SNRC 31G/07	

## LISTE DES FIGURES

- Figure 1: Carte de localisation de la région étudiée.
- Figure 2: Carte géologique simplifiée de la région étudiée.
- Figure 3a: Brèche à coussins fortement déformée et donnant un aspect fragmentaire à la roche (Formation d'Obatogamau)
- Figure 3b: Filon-couche gabbroïque montrant un litage rythmique (Formation d'Obatogamau).
- Figure 4: Fragment fortement vésiculé provenant d'une coulée pyroclastique de l'unité FV3.
- Figure 5: Volcanoclastite contenant des fragments porphyriques en plagioclase au même titre que la matrice.
- Figure 6: Horizon gréseux intercalé aux sédiments fins, ces derniers montrent des convolutes.
- Figure 7: Gneiss tonalitique du pluton de Surprise montrant une texture gneissique sub-horizontale.
- Figure 8: Texture myrmékitique autour d'un plagioclase dans un porphyre à quartz et à feldspath.
- Figure 9: Texture coronitique se développant autour de l'olivine et des opaques.
- Figure 10: Diagramme  $\text{SiO}_2$  en fonction de  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Le Bas et *et al.*, 1986), la majorité des échantillons sont de composition basaltique à basalte andésitique.
- Figure 11: Diagramme AFM soulignant le caractère tholéiitique des laves de la Formation d'Obatogamau. L'échantillon à caractère calcoalcalin provient d'une rhyolite du Membre des Vents.
- Figure 12: Profil des terres rares de la Formation d'Obatogamau montrant un patron de terres rares plat, légèrement déprimé en terres rares légères. L'échantillon de pyroxénite est, par contre, enrichi en terres rares légères.
- Figure 13: Diagramme  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  soulignant le caractère subalcalin des plutons.
- Figure 14: Diagramme AFM montrant le caractère calcoalcalin des plutons.
- Figure 15: Profil des terres rares du pluton de Surprise. Les trois échantillons provenant de la bordure ne montrent pas de rupture de pente comparativement à l'échantillon provenant du cœur du pluton. La rupture dans la pente est attribuée en partie au fractionnement de la hornblende.
- Figure 16: Profil des terres rares du pluton du Sud montrant une rupture de pente comme dans le cas du cœur du pluton de Surprise.
- Figure 17: Profil des terres rares du gneiss montrant un enrichissement des terres rares légères. La rupture dans la pente est moins prononcée que dans le cas du cœur du pluton de Surprise et du pluton du Sud.
- Figure 18: Carte du métamorphisme régional montrant la limite entre le faciès des schistes verts et le faciès des amphibolites.

Figure 19: Porphyroblastes millimétriques de biotite dans un schiste pélitique. La rotation des porphyroblastes soulignée par les traînées d'inclusions sigmoïdales, indique une croissance syntectonique.

Figure 20: Porphyroblastes de hornblende orientés et aléatoires dans un schiste à chlorite et à hornblende.

Figure 21: Diagramme Si vs  $Mg/Mg+Fe^{+2}$ , la plupart des amphiboles tombent à la limite des champs des hornblendes tschermakitiques et ferrotschermakitiques.

Figure 22: Diagramme de Laird et Albee (1981), la composition des amphiboles indique un métamorphisme de basse et moyenne pression.

Figure 23: Compilation des éléments structuraux de la région étudiée.

Figure 24: Carte des trajectoires de la foliation et de la schistosité.

Figure 25: Carte des linéations minérales et d'étirement. Dans la partie nord, il y a prédominance des linéations abruptes tandis que dans la partie centre et sud ce sont les linéations de plongée faible à modérée qui prédominent.

Figure 26: Projections stéréographiques de Schmidt de la stratification, de la schistosité et des linéations d'intersection  $L_2^0$  et d'étirement, tiré de Lauzière *et al.* (1989).

Figure 27: Développement d'une forte linéation d'étirement à plongée modérée dans un gabbro cisailé.

Figure 28: Veine de quartz rotatoire, dans la faille Doda, similaire à ceux d'Hudleston (1989). Le sens du mouvement est dextre.

Figure 29: Carte de localisation des indices minéralisés et des analyses anormales.

## Liste des tableaux

**Tableau I: Stratigraphie du Membre felsique des Vents**

**Tableau II: Comptage de points dans les plutons de Surprise et du Sud**





## INTRODUCTION

### Buts de l'étude

Nos travaux s'inscrivent dans le cadre d'un levé géologique de la bande sud de la ceinture Chibougamau-Matagami appartenant à la province structurale du Supérieur. Elle occupe la partie orientale de la sous-province de l'Abitibi, définie comme zone interne par Dimroth *et al.* (1983) et zone volcanique nord par Ludden *et al.* (1986). Ce projet a pour objectifs: l'étude de l'empilement volcano-sédimentaire et des intrusions, l'examen des relations stratigraphiques et structurales entre les différentes unités lithologiques et l'évaluation du potentiel minéral. Il constitue une synthèse géologique de la région couverte par le feuillet 32 G/07.

### Localisation et accès

La région cartographiée est localisée à 60 km au sud sud-ouest de Chibougamau (figure 1). Elle est comprise entre les latitudes 49° 15' et 49° 30' et les longitudes 75° 00' et 74° 30' et correspond au feuillet 32 G/07 du découpage SNRC. La région comprend l'ensemble du canton de Hazeur, la presque totalité du canton de Pambrun, les parties est des cantons de Druillettes et de Langloiserie, les parties ouest des cantons de Gamache et de Crisafy ainsi que la limite sud des cantons de Fancamp, de Rasles et de Lescure, le tout totalisant une superficie d'environ 1000 km<sup>2</sup>.

L'accès à la région se fait à partir de la route nationale 113 en empruntant la route forestière 209S, à l'intersection du moulin Barrette ou à l'intersection menant à l'aéroport régional de Chibougamau-Chapais. Un bon réseau de routes forestières secondaires alimente la demie nord de la région étudiée. Le chemin d'Hydro-Québec reliant le Camp de la Haute Mauricie

dessert l'extrême partie sud-est. La partie sud-ouest est accessible par lac, alors que la partie centre-est est accessible par hélicoptère ou par hydravion.

### **Méthode de travail**

Les trois quarts ouest du feuillet 32 G/07 ont été couverts en grande partie par des levés géologiques effectués en 1987, 1988 et 1989 par Lauzière *et al.* (1989, 1990 et sous presse). Durant l'été 1990, nous avons complété le levé géologique pour le quart-est du 32 G/07. Les levés ont été effectués à l'aide de cheminements distants de 200 à 300 m dans les régions boisées et par une visite des affleurements le long des routes et des cours d'eau. Au cours de ce même été, nous avons procédé à des levés systématiques de vérification des travaux antérieurement effectués sur les trois quarts ouest, particulièrement dans les secteurs pauvres en information et dans les secteurs où il y avait divergence dans l'interprétation géologique. Tous ces travaux ont été effectués par le Centre d'Étude sur les Ressources Minérales (CERM) pour le compte du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.

### **Remerciements**

Nous tenons à souligner l'excellent travail durant les travaux de terrain du géologue Claude Dion, des assistants géologues Yves-Gilles Prévost et Hugues Potvin. Norbert Tremblay a accompli la tâche du cuisinier.

Nous remercions Ed. Sawyer, Réal Daigneault et Sarah J. Barnes pour les discussions que nous avons eu sur le terrain et à l'Université. Ed. Sawyer a mis à notre disposition son programme pour le calcul de la composition des amphiboles. Nos remerciements vont également à Claude Dallaire pour la réalisation des figures de ce rapport et à Raymond Blanchette pour le travail de finition des photographies et des photomicrographies.

## GÉOLOGIE RÉGIONALE

### Travaux antérieurs

La région (32 G/07) est couverte par les levés de Mawdsley et Norman (1953) à l'échelle de 4 miles au pouce, de Déland et Grenier (1959) à l'échelle 1: 63 360 et de Gobeil et Racicot (1982 et 1983) à l'échelle 1: 250 000. Sharma *et al.* (1987) ont concentré principalement leurs travaux sur le Membre des Vents dans la partie nord-ouest de la région. Les travaux de Lauzière *et al.* (1989, 1990 et sous presse) à l'échelle 1: 20 000 couvrent les trois quarts ouest de la région. Le territoire est entièrement couvert par des levés magnétiques aéroportés, des levés E.M. Input du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (1982, 1989). Enfin les sociétés et compagnies minières ont réalisé plusieurs travaux d'exploration dans la demie nord de la région.

### Aperçu géologique

L'ensemble des roches volcano-sédimentaires sont d'âge archéen et font partie de la bande sud (Caopatina-Desmaraville) de la ceinture de roches vertes Chibougamau-Matagami. Dans notre secteur la bande a une largeur moyenne de vingt deux kilomètres et elle est délimitée au sud par des masses intrusives (figure 2). Cette bande comprend, à la base, les volcanites de la Formation d'Obatogamau (Cimon, 1977), surmontées de l'assemblage sédimentaire de la Formation Caopatina (Sharma *et al.*, 1987). La Formation d'Obatogamau est composée principalement de laves mafiques aphyriques et porphyriques à gloméroporphyriques en plagioclase et de filons-couches gabbroïques comagmatiques. Les coulées de lave sont massives, coussinées et bréchiques. Cette Formation comprend également deux membres: le Membre

des Vents (Sharma *et al.*, 1987) et le membre de Phooey, composés de volcanites et de volcanoclastites mafiques à felsiques. La Formation de Caopatina occupe le centre nord de la région et contient des wackes feldspathiques, des silstones-mudstones-argilites (turbidites), des grauwackes, des conglomérats et des niveaux de formation de fer surtout dans sa partie sud. Quelques niveaux de laves et de filons-couches gabbroïques sont intercalés aux sédiments. La formation de Messine, située à l'est du pluton de Surprise, est composée de sédiments métamorphisés au faciès des amphibolites.

Des masses intrusives d'âge pré- à syntectonique recoupent l'empilement volcano-sédimentaire. Elles sont de composition tonalitique à granodioritique et montrent souvent une foliation magmatique. Des dykes de diabase, d'âge protérozoïque et de direction NNE et NNW, recoupent les différentes lithologies. Les dykes situés plus à l'est montre des textures coronitiques.

Au point de vue structural, les roches volcano-sédimentaires montrent une schistosité régionale pénétrante d'attitude généralement E-W à ESE. Elles sont également traversées par de nombreuses zones de cisaillement parallèles à la schistosité régionale dont les plus importantes correspondent à la faille Doda au centre de la région. Ces zones de cisaillement sont recoupées par des failles tardives d'attitude NE à NNE. Les linéations minéralogiques et d'étirement sont généralement abruptes dans la partie nord et présentent une plongée faible à modérée dans le centre. Des inversions de polarité structurale observées dans les roches sédimentaires de la Formation de Caopatina suggèrent la présence de plis précoces, possiblement d'origine synsédimentaire (Lauzière *et al.*, 1989).

Le métamorphisme régional est au faciès des schistes verts dans la partie nord de la région et passe rapidement au faciès des amphibolites au sud et au sud-est.

## Stratigraphie

Sharma *et al.* (1987) ont subdivisé les roches volcano-sédimentaires de la région du lac Caopatina, en deux formations. À la base, la Formation d'Obatogamau est constituée de volcanites mafiques. À l'intérieur de cette formation, dans la partie nord-ouest de la région étudiée, Sharma *et al.* (1987) décrivent le Membre des Vents comme un centre volcanique mafique à felsique. Dans la partie centre ouest du terrain affleure une séquence de roches fragmentaires, d'origine volcanoclastique et de composition intermédiaire à mafique. Cette séquence, intercalée aux basaltes de la Formation d'Obatogamau, représente un centre volcanique intermédiaire à mafique auquel nous assignons le nom de membre de Phooey. La Formation de Caopatina, surmontant la Formation d'Obatogamau, est constituée de roches sédimentaires. À l'est du pluton de Surprise, les travaux de terrain effectués par Lauzière *et al.* (sous presse) ont confirmé la présence d'un empilement de roches sédimentaires, comme cela apparaît sur les cartes de Déland et Grenier (1959). Cet empilement est au rang de formation à laquelle nous attribuons le nom de formation de Messine. Elle représente possiblement un équivalent de la Formation de Caopatina.

### Formation d'Obatogamau

La Formation d'Obatogamau (Climon, 1977) couvre près de 30 % du terrain d'étude et elle affleure principalement sous forme de segments, d'attitude E-W, dans les parties nord et centre sud du terrain d'étude. Cette formation est composée principalement de roches volcaniques, aphyriques et porphyriques en plagioclase, accompagnées de filons-couches gabbroïques. De minces niveaux de sédiments sont intercalés aux laves. À l'intérieur de la

Formation d'Obatogamau, on rencontre deux membres représentant les vestiges de centres volcaniques, il s'agit du Membre Des Vents (Sharma *et al.*, 1987) et du <sup>m</sup>Membre de Phooey.

#### Laves et volcanoclastites mafiques

Les laves et les volcanoclastites de la Formation d'Obatogamau dans la partie nord de la région sont de couleur vert-orangé en surface altérée et vert pâle à vert foncé en surface fraîche. Les coulées sont peu déformées et ont 7 à 8 mètres d'épaisseur en moyenne et elles présentent une partie massive à la base, surmontée d'une partie coussinée et parfois d'un niveau bréchique. Les coussins ont généralement 50 cm de diamètre et présentent des pédoncules indiquant une polarité vers le sud ou le sud-est, dans la région à l'ouest du lac des Vents. À quelques endroits, on observe des varioles d'ordre millimétrique à l'intérieur des coussins. Des joints columnaires ont également été observés à quelques endroits. La vésicularité des laves est généralement inférieure à 5 % sauf à proximité du Membre des Vents où elle atteint près de 30 %.

Dans certaines laves porphyriques, les plagioclases ont une distribution aléatoire ou bien se concentrent dans la moitié supérieure de la coulée. De couleur blanchâtre en surface altérée, les plagioclases se présentent en phénocristaux ou glomérocristaux atteignant par endroit jusqu'à 9 cm et ils baignent dans une matrice aphanitique à phanéritique moyenne. Leur pourcentage varie entre 1 et 70 %.

Dans la partie sud du terrain d'étude, les laves de la Formation d'Obatogamau sont transformées en amphibolite massive, rubanée, gneissique et en schiste amphibolitique. La nature du protolite, le degré de déformation hétérogène et l'intensité croissante de la recristallisation vers le sud et le



sud-est constituent autant de facteurs qui contribuent à la diversité texturale des amphibolites. Ces lithologies sont généralement de couleur vert foncé à noirâtre en cassure fraîche avec une patine d'altération plus pâle, passant de vert moyen à vert foncé, sauf au nord du pluton de Surprise où la patine des cœurs et des brèches de coussins est verte à grise pâle. La granulométrie des amphibolites varie de fine à grossière.

Les amphibolites, avec ou sans grenat, affleurant principalement au nord et à l'ouest du pluton de Surprise et également à l'est du lac Pierre sont massives à faiblement schisteuses. La déformation plus intense au nord du pluton de Surprise, oblitère souvent les textures primaires (figure 3a). À l'est du lac Pierre où l'empilement volcanique est plus épais, le métamorphisme plus élevé et la déformation moins intense, Lauzière et Chown (sous presse) ont reconnu par endroit des textures et structures originelles tels des coussins, des amygdales dans les laves et des textures de cumulats dans les filons-couches.

Les amphibolites rubanées et gneissiques couvrent surtout dans la mince bande de volcanites coincée entre les plutons de Surprise et du Sud.

Les schistes amphibolitiques sont présents dans toutes les zones à amphibolite de la région, mais sont particulièrement abondants le long de la faille Doda, au nord du pluton de Surprise. À cet endroit, ils présentent un aspect lustré, en raison de l'abondance de la chlorite, et contiennent des porphyroblastes d'hornblende soulignant parfois la linéation minéralogique.

#### Sédiments intercalés aux laves

Plusieurs horizons de schistes à mica, présentant une surface d'altération beige-blanchâtre à grisâtre et gris-pourpre en cassure fraîche,

sont intercalés aux amphibolites dans le secteur de la faille Doda. Leur épaisseur varie de moins d'un mètre à quelques dizaines de mètre. Les textures primaires y sont généralement oblitérées par la déformation intense auquel s'ajoute le métamorphisme au faciès des amphibolites. Ces roches, sont caractérisées par la présence de biotite et de 5 à 20% de porphyroblastes de hornblende avec ou sans grenat, dans une matrice essentiellement quartzofeldspathique. 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, 1989, Midra *et al.*, sous presse). 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 transposés ou encore de volcanites altérées, cisailées et métamorphisées.

Au nord du pluton du Sud, on rencontre des niveaux, de quelques décimètres à quelques dizaines de mètre, de gneiss à mica intercalés aux amphibolites rubanées et gneissiques. Les gneiss à micas sont gris pâle à gris moyen en cassure fraîche et brun rouille à gris moyen verdâtre en surface altérée. Leur granulométrie varie de fine à moyenne. Ils sont composés essentiellement de quartz, de feldspath et de biotite en proportions variables, avec ou sans la chlorite, la muscovite, le chloritoïde, le grenat, la hornblende, la staurotide et la kyanite.

#### Intrusions gabbroïques

Des filons-couches gabbroïques, de quelques mètres à quelques dizaines de mètre d'épaisseur, sont intercalés aux basaltes et se trouvent

souvent au contact des roches sédimentaires de la Formation de Caopatina. Leur granulométrie varie de fine (inférieure à 1 mm) à grossière (7 mm) avec ou sans phénocristaux de plagioclase. Texturalement, les filons-couches du premier type se distinguent difficilement des laves massives, tandis que ceux dont la granulométrie est plus grossière montrent une texture ophitique typique, formée de cristaux tabulaires de plagioclase altéré en épidote et séricite partiellement inclus dans des cristaux de pyroxène pseudomorphosé en amphibole (actinote ou hornblende selon le grade métamorphique). Les minéraux accessoires sont la magnétite, le sphène et la pyrite. Certains filons-couches montrent un litage rythmique (figure 3b) et/ou une différenciation, marqué par la présence du quartz au sommet. Par endroit, les gabbros forment des horizons pegmatitiques où les cristaux peuvent atteindre jusqu'à 15 cm, tel le filon-couche situé au sud du lac Meston. Au contact des sédiments les filons-couches montrent une composition ultramafique (pyroxénitique) et contiennent parfois des lambeaux de sédiments. Ces observations suggèrent que l'activité volcanique ou du moins magmatique était encore en activité lors de l'ouverture du bassin ayant donné naissance aux sédiments de la Formation de Caopatina. L'occurrence de ces roches ultramafiques au contact des volcaniques et des sédiments laisse supposer qu'elles se sont mises en place le long de failles de bassin sédimentaire. Ces failles auraient permis à un liquide plus mafique d'atteindre des niveaux supérieurs.

#### Membre des Vents

Le Membre des Vents (Sharma *et al.*, 1987) occupe l'extrémité NW de la région et se poursuit plus au nord dans le secteur du lac à l'Eau Jaune (Tait *et al.*, 1987a,b). 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 (FV) volcano-sédimentaires felsiques principales (Tableau 1). Des horizons de basaltes et de filons-couches, de la Formation Obatogamau, variant de quelques dizaines à quelques centaines de mètres séparent les différentes unités. 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 ce complexe volcano-sédimentaire (Mueller *et al.*, 1989).

L'unité FV1 n'affleure pas dans notre région. Elle est localisée plus au nord, dans le secteur levé par Tait *et al.* (1987a,b). 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 felsiques 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 felsiques interstratifiées avec des shales et des argillites. 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 subanguleux de basalte. La présence de fragments de ponce et de verre ("bubble wall shards") dans la matrice de 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 suggère une éruption phréatomagmatique (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 aphanitiques, 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 lapillis généralement vésiculaires (Figure 4). Des horizons de turbidites pyroclastiques sont intercalés avec les sédiments de fond marin (shales et argilites).

L'unité FV4, bien que peu épaisse, est représentée par des coulées de lave felsique plutôt bréchifiées et partiellement remaniées. Lauzière *et al.* (1990) ont mis en évidence la présence d'une faille passant entre les unités FV3 et FV4 et ont émis la possibilité que ces deux unités n'en représentent qu'une seule.

L'unité FV5 est constituée d'une séquence volcanoclastique. À la base, se trouvent des conglomérats volcanogènes, uniquement composés de fragments basaltiques ou felsiques, tandis que la partie sommitale de l'unité est dominée par des grès volcanoclastiques intercalés avec des lamines d'argilites ondulantes, lenticulaires ou continues. Mueller *et al.* (sous presse) suggèrent que ces sédiments se sont déposés en milieu peu profond, que l'ensemble des unités mafiques et felsiques représente le développement d'un

édifice volcanique émergeant et que les types de coulées pyroclastiques 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 renferment des fragments de basalte, riche en phénocristaux de plagioclase et des fragments de formation de fer pyriteux.

Typiquement, les coulées de lave felsique, les fragments de lave felsique non vésiculaire et les ponces montrent une surface d'altération beige à blanche et une surface fraîche gris moyen clair. Certaines coulées sont porphyriques et la taille des phénocristaux varie de 0,1 à 5 mm.

Microscopiquement, les laves sont composées d'une proportion variable de phénocristaux (0-35%), 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 parfois 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 carbonate.

Membre de Phooey

Dans le centre ouest du terrain d'étude, affleure une séquence de roches

fragmentaires, d'origine volcanoclastique et de composition intermédiaire à mafique que nous assignons au membre de Phooey. Cette séquence est intercalée aux basaltes de la Formation d'Obatogamau et elle a une épaisseur apparente totale d'environ 1,8 km. La roche est fortement déformée, au même titre que les basaltes et sédiments des affleurements situés au nord. La couleur est généralement beige pâle en surface altérée et grise brunâtre en cassure fraîche. Les fragments sont d'ordre centimétrique et sont porphyriques en plagioclase (figure 5). Ils sont généralement de composition intermédiaire, au même titre que la matrice, dont ils n'en diffèrent que par un pourcentage légèrement plus élevé en biotite. À certains endroits, surtout au sud, les fragments présentent plutôt une composition mafique et, dans ce cas, la roche est de couleur vert moyen en cassure fraîche et vert pâle en surface altérée. Les fragments de composition mafique contiennent de 15 à 30% de phénocristaux de plagioclase fortement saussuritisé, baignant dans une matrice à grain fin, riche en hornblende et accompagnée de quartz, de plagioclase, de chlorite, de séricite, de carbonates et/ou d'épidote. Les fragments de composition intermédiaire à felsique sont composés de phénocristaux et microphénocristaux de plagioclase, de microphénocristaux de quartz et de biotite dans une matrice granoblastique à lépidogranoblastique. La matrice ne dépasse généralement pas les 20%.

Un grand nombre de dykes de porphyre à plagioclase et à hornblende recoupent la séquence de roches fragmentaires. 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 phénocristaux de plagioclase, de 1 à 4 mm, fortement étirés et saussuritisés, de 2 à 5% de hornblende bleu-vert sous forme de porphyroblastes ou en amas de cristaux allongés. La matrice, fortement recristallisée, est composée de bâtonnets orientés de biotite, de granules de clinozoisite, et de grains polygonaux très fins (0,05 à 0,1 mm) de quartz et de feldspath. Les minéraux accessoires sont le sphène et les minéraux opaques. Ces roches sont comparables en composition et texture aux dykes de porphyre à feldspath décrit par Lauzière *et al.* (1989) 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.

Dans le secteur situé juste à l'ouest, Lauzière *et al.* (1989) et Midra *et al.* (sous presse) décrivent des roches porphyriques en plagioclase et de composition intermédiaire d'origine sub-volcanique ou extrusive intercalées à des roches volcaniques et sédimentaires. À la lumière des nouvelles observations, nous pensons que l'ensemble de ces roches fait partie d'une même séquence que nous interprétons comme le vestige d'un centre volcanique et faisant partie du membre Phooey. L'abondance des porphyres à plagioclase et hornblende, représentant des dykes nourriciers transposés tectoniquement, nous indique la proximité du centre volcanique. Ce membre pourrait être l'équivalent stratigraphique du Membre des Vents, mais moins évolué au niveau de la composition. L'état de déformation et le manque d'affleurements nous empêche cependant d'établir une stratigraphie détaillée comme dans le cas du Membre des Vents et d'argumenter sur la véracité de leur possible équivalence.



### Formation de Caopatina

La Formation de Caopatina Sharma *et al.* (1987) occupe le centre nord de la région étudiée, et couvre principalement les cantons de Druillettes, de Hazeur et de Gamache. Elle forme une bande orientée E-W traversée par un horizon de gabbro et de basalte cisailé. Elle est composée à 98 % de roches sédimentaires auxquelles sont intercalés quelques niveaux de laves mafiques et de filons-couches gabbroïques.

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 niveaux de formation de fer. Avec l'augmentation du grade métamorphique du NW vers le S et le SE, les mudstones, siltstones et wackes sont transformés en schistes et gneiss à mica et parfois à hornblende, avec ou sans grenat. Leur description à l'échelle microscopique fait partie du chapitre sur le métamorphisme du présent rapport.

Les wackes feldspathiques et grauwackes occupent la base des lits granoclassés des turbidites ou forment des horizons massifs ou parfois stratifiés, d'ordre centimétrique à métrique intercalés aux sédiments plus fins (Figure 6). Ces deux lithologies dominent la Formation de Caopatina et forment jusqu'à 90% du sédiment, à certains endroits. Ces roches sont gris-vert pâle en surface fraîche et ont une patine d'altération blanchâtre à beige. Elles se composent principalement de cristaux de plagioclase anguleux à subarrondis, généralement altérés en épidote et/ou en séricite; les cristaux moins altérés sont parfois maclés. Le quartz constitue moins de 20% de la roche et il se présente sous forme de cristaux hypidiomorphes sub-anguleux à arrondis, indiquant une source volcanique. Le quartz polycristallin n'a été observé que

dans une seule lame mince. Cette même lame contient également des fragments de roches composés de quartz et de plagioclase de 1 mm de taille, indiquant 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 carbonate.

Les siltstones, mudstones et argilites forment des lits millimétriques à décimétriques, caractérisés par des granoclasements normaux et des laminations parallèles typiques des turbidites de la séquence de Bouma. Les chenaux d'érosion, les lits convolutés, les flammes, les plis syn-sédimentaires, les structures en boules et coussins et les fragments arrachés de shale sont d'autres structures sédimentaires observées surtout dans la partie ouest de la région. 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 clinozoisite, 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, ainsi que des minéraux opaques.

Comparativement au secteur du lac Remick (Lauzière *et al.*, 1989; Midra *et al.*, sous presse), les conglomérats affleurent très peu dans notre secteur; ils n'ont été observés qu'à quelques endroits. Les meilleurs affleurements ont été 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 proviennent majoritairement de laves de composition intermédiaire à felsique. Seuls quelques niveaux à fragments de porphyre, d'envergure métrique à décamétrique, sont intercalés avec des horizons gréseux et silteux. Souvent, une surface érosive marque le contact entre les niveaux conglomératiques et les lits gréseux sous-jacents. Au nord-est du lac d'Eu, les conglomérats contiennent des fragments de lave felsique, de porphyre à quartz et/ou à feldspath ainsi que des fragments de gabbro. À l'extrémité est de la région, au sud du lac Antoine, les niveaux de conglomérats observés sont composés de fragments de lave intermédiaire à felsique et de fragments de porphyre à quartz et/ou à feldspath tandis que les fragments de composition mafique sont plus rares comparativement à l'ouest de la région.

Les niveaux de formation de fer à faciès oxydé sont présents surtout dans la partie sud de la Formation de Caopatina et sont facilement repérables sur les cartes de relevé magnétique et électromagnétique de type Input (MER 1977 et 1982). Ces niveaux sont en alternance avec des métasédiments gréseux caractérisés par la présence de cristaux de magnétite (ce qui accentue la réponse magnétique). Les niveaux de formation de fer varient en épaisseur de 2 à 40 cm avec un espacement décimétrique à métrique. Le contact des niveaux de formation de fer est marqué par la présence de minces horizons millimétriques à centimétriques d'amphibolite à grenat, dont l'épaisseur est fonction de la puissance du niveau de formation de fer.

Quelques niveaux de laves mafiques et de filons-couches gabbroïques se trouvent parfois intercalés aux sédiments. Ils présentent des similitudes avec les laves et filons-couches de la Formation d'Obatogamau et correspondent aux dernières pulsions du volcanisme pendant la période de sédimentation.

### Formation de Messine

En marge du pluton de Surprise et plus particulièrement à son extrémité est, des paragneiss et gneiss à grenat-biotite composent une importante proportion de l'empilement volcano-sédimentaire que nous assignons à la formation de Messine. De façon générale, ces roches sont interprétées comme des roches sédimentaires sur la base de leur assemblage métamorphique et par la présence de structures primaires, tel le litage qui est observé à certains endroits. Une partie de ces roches, particulièrement les roches plus massives peuvent toutefois être d'origine volcano-sédimentaire ou bien d'origine sub-volcanique. Les paragneiss à grenat-biotite sont les roches qui présentent les meilleures évidences en faveur d'une origine sédimentaire. Elles montrent typiquement un rubanement compositionnel d'ordre décimétrique qui rappelle une alternance de lits argileux et de lits silteux à gréseux. Les différents rubans sont composés de proportions variables de porphyroblastes de grenat, biotite et de staurotide dans une matrice quartzo-feldspathique avec des micas blancs, de la biotite et parfois de la chlorite. La kyanite n'a été observée qu'à quelques endroits. Les porphyroblastes ont une taille moyenne inférieure à 2 mm et peuvent atteindre jusqu'à 3 cm (staurotide) dans une matrice très fine. Ces roches ont une patine d'altération rouille et présentent un aspect tacheté en cassure fraîche. Les horizons de paragneiss sont intercalés à une importante proportion de roches plutôt homogènes, variant de granulométrie fine à moyen. Elles montrent une patine d'altération gris pâle et sont gris foncé avec une teinte pourpre en cassure fraîche. Ces roches sont composées d'un assemblage de quartz, feldspath, grenat, biotite, micas blancs avec ou sans chlorite et hornblende. Elles sont interprétées comme l'équivalent

métamorphique des grauwackes. Aucun vestige de fragments, suggérant la présence de conglomérats dans cet empilement n'a été observé. Cette formation pourrait être l'équivalent stratigraphique de la Formation de Caopatina, mais l'état de recristallisation des lithologies nous empêche d'étayer davantage cette hypothèse.

## ROCHES INTRUSIVES

Les roches intrusives occupent tout près de 40% du territoire levé. On distingue le gneiss à l'est, les plutons du Sud et de Surprise dans la partie sud et le pluton de Hazeur dans le nord. Le stock de Meston et les dykes de porphyres à quartz et de porphyres à quartz et feldspath ainsi que les dykes de diabase, d'âge protérozoïque, constituent le reste des roches intrusives.

### Le Stock de Meston

Le stock de Meston n'affleure pas en tant que tel sur notre terrain d'étude. Il a été intersecté dans une rampe d'exploration et par des sondages effectués par la compagnie Ayrhart Mining dans les années soixante dix (Anonyme, 1974). Ce stock est l'hôte de l'indice du même nom. Dion et Guha (sous presse) décrivent ce stock (sections de forage) comme une intrusion de composition dioritique à tonalitique avec une texture hypidiomorphe à localement porphyrique. La roche est de couleur grise pâle en cassure fraîche et elle est composée de cristaux idiomorphes de plagioclase et de cristaux de quartz arrondis et partiellement recristallisés, le tout baignant dans une matrice granoblastique de composition quartzo-feldspathique. Le plagioclase peut atteindre 4 mm et présente parfois une zonation. Il montre également des évidences de déformation à l'état solide comme la formation de sous-grains, la courbure des mâcles et la recristallisation en bordure des grains (Dion et Guha, sous presse). Ceci confère un caractère pré-tectonique à ce stock. La partie altérée du stock de Meston qui encaisse la minéralisation est caractérisée par une altération en carbonate et muscovite qui donne une couleur rose à beige à la roche.

## Gneiss

Le gneiss affleure principalement dans la partie sud-est du territoire. Il est de couleur blanchâtre et rubané en surface altérée et montre une alternance de niveaux gris pâle et de niveaux gris verdâtre en cassure fraîche. Il représente une intrusion complexe, de part la déformation hétérogène qu'il montre. En effet, en bordure des volcanites et au contact des enclaves amphibolitisées, la déformation à l'état solide est plus développée, tel le cas au sud du lac Grimaldi au contact d'une grande enclave d'amphibolite. La gneissosité est soulignée par une alternance de niveaux riches en minéraux mafiques et de niveaux quartzo-feldspathiques. Par endroits la gneissosité fait place à une foliation qui est toujours soulignée par les minéraux mafiques. Dans certains secteurs la gneissosité est plissée et dans ce cas, il se développe une foliation axiale à ces plis et soulignée par l'aplatissement du quartz. Les plis sont serrés, de faible amplitude et généralement observables à l'échelle de l'affleurement. L'aplatissement du quartz et la formation de plis serrés impliquent que l'intrusion avait une température proche de l'état visqueux. Cette température ne peut être atteinte lors d'un événement post-magmatique (métamorphique) sans générer une forte migmatisation de la masse, ce que nous n'avons pas observé sur le terrain. Le gneiss pourrait donc représenter un niveau profond d'une intrusion syntectonique, comme le souligne d'ailleurs la présence de grenat.

En lame mince, le gneiss est composé principalement de plagioclase, de quartz, de biotite, de hornblende, de feldspath potassique et par endroit de grenat. Les minéraux accessoires sont l'épidote, l'allanite, la magnétite, le zircon et le sphène. Le plagioclase se présente sous forme de cristaux hypidiomorphes alignés. Le quartz montre des grains ou agrégats de grains

étirés et parfois recristallisés en bordure, surtout au contact des volcanites. La biotite est sous forme de bâtonnets allongés contenant des inclusions de sphène. La hornblende verte montre des cristaux subautomorphes et se concentre avec la biotite dans certains niveaux. Le microcline est généralement interstitiel et le grenat, hypidiomorphe à globuleux, est généralement observé au contact avec les volcanites où il montre des franges de pression.

#### Pluton de Surprise et du Sud

Les plutons de Surprise et du Sud (Lauzière *et al.*, 1989) présentent des compositions et des caractéristiques structurales similaires. Le pluton de Surprise, entièrement encaissé dans les roches volcaniques et sédimentaires, présente un allongement est-ouest, concordant avec la schistosité régionale. Le pluton du Sud, partiellement encaissé par les roches volcaniques, fait partie d'une plus grande masse intrusive qui s'étend jusqu'à la ceinture Urban-Barry au sud. Du côté ouest, le pluton du Sud est bordé par le pluton d'Aigle, leur contact est caractérisé par la présence de nombreuses enclaves volcaniques et par un rubanement mylonitique extrême.

Les plutons de Surprise et du Sud montrent une foliation magmatique soulignée par l'alignement des minéraux mafiques (hornblende et biotite) et du plagioclase, le quartz n'étant pas déformé. À certains endroits se développe une texture gneissique (figure 7) soulignée par l'alternance de niveaux riches en minéraux mafiques avec des niveaux quartzo-feldspathiques ou encore par l'alternance de niveaux de composition tonalitique et granodioritique et dont la granulométrie varie d'un niveau à l'autre. Dans certains secteurs, surtout en bordure des plutons, nous observons une déformation à l'état solide, soulignée



par un fort aplatissement du quartz, accompagné d'une recristallisation. Les bordures nord des deux plutons présentent une foliation généralement d'attitude E-W et plongeant modérément vers le nord. À l'intérieur du pluton de Surprise, la foliation devient sub-horizontale, tandis qu'à sa bordure sud, elle est plutôt sub-verticale. Du côté oriental, la foliation moule la bordure du pluton et présente un faible pendage vers l'est. Cela laisse supposer que le grand axe du pluton plonge faiblement vers l'est. La linéation, à l'intérieur de ces plutons, est soulignée par des bâtonnets de biotite et elle plonge faiblement vers l'est. En bordure sud du pluton de Surprise, la linéation devient sub-verticale et elle est soulignée par l'étirement du quartz. L'ensemble de ces observations laisse supposer que ces deux intrusions sont d'âge syntectonique.

La phase de bordure de ces plutons est constituée d'une tonalite à hornblende mélanocrate avec un indice mafique élevé (25 à 55%) et est de couleur vert noirâtre en surface fraîche. Cette phase n'excède guère quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Vers le cœur de ces plutons, la hornblende disparaît, la tonalite (à biotite) devient plus leucocrate et la proportion du feldspath potassique croît progressivement jusqu'à donner une composition granodioritique. La granulométrie des différentes phases des plutons de Surprise et du Sud varie de fine à grossière. Des phases pegmatitiques, composées de quartz, de feldspath, de mica (biotite et muscovite) et plus rarement de hornblende, ont été observées à plusieurs endroits dans ces intrusions. Les plus importantes concentrations sont localisées dans l'extrémité est du pluton de Surprise et dans le secteur du lac Pambrun pour le pluton du Sud. La transition entre les phases pegmatitiques et les différentes phases plus fines peut être graduelle ou abrupte.

En lame mince, la tonalite, phase la plus abondante, se compose de cristaux hypidiomorphes de plagioclase zoné, de bâtonnets allongés de biotite et de plage de quartz interstitiel montrant une texture en mosaïque. Dans les phases granodioritiques, le feldspath potassique se retrouve comme le quartz, en position interstitielle ou forme parfois des phénocristaux xémomorphes comprenant de nombreuses inclusions de plagioclase, de quartz, de biotite et de myrmékite. Les myrmékites ont aussi été observées au contact de cristaux de plagioclase et de feldspath potassique. Les bâtonnets de biotite, fortement alignés s'accompagnent de cristaux d'épidote. Les minéraux accessoires sont le zircon, le sphène, l'apatite, l'allanite et la magnétite. Les extrémités est et ouest du pluton de Surprise sont marquées par la séricitisation et l'épidotisation des plagioclases et par la chloritisation de la biotite. Ailleurs, l'altération est inexistante ou très faible et se limite à une séricitisation en bordure des grains de plagioclase.

Dans la mélatonalite, en bordure des plutons de Surprise et du Sud, le quartz, le plagioclase et la hornblende montrent des jonctions triples. La hornblende et la biotite se concentrent parfois dans des niveaux distincts donnant ainsi à la roche un aspect gneissique. Cette phase de bordure est caractérisée par une altération en séricite et parfois en épidote et chlorite.

#### Pluton de Hazeur

Le pluton de Hazeur, de composition tonalitique, est situé dans la partie est du lac Caopatina et n'affleure qu'à deux endroits. Sa forme allongée nord-est a été interprétée à partir des relevés magnétiques qui couvrent la région. L'encaissant, au nord et au sud du pluton, montre une schistosité à pendage modéré, respectivement vers le nord et le sud ce qui laisse supposer

une forme diapirique pour ce pluton. La roche est de couleur blanchâtre, à grain moyen et elle montre une forte foliation soulignée par l'étirement du quartz et des plagioclases. En lame mince, la tonalite est composée essentiellement de quartz recristallisé et en rubans, de plagioclase séricitisé et épidotisé, de feldspath potassique en position interstitielle et de muscovite concentrée le long des plans de déformation.

Le manque d'affleurement nous empêche de caractériser tectoniquement ce pluton.

#### Porphyre à quartz et feldspath et porphyre à quartz

Les porphyres à quartz et à feldspath et les porphyres à quartz ont été observés à quelques endroits le long de la faille Doda, dans le bande de volcanites coincée entre les plutons de Surprise et du Sud et également dans le coin nord-est près du stock de Meston. Ils se présentent essentiellement sous forme de dykes métriques à décamétriques, le plus souvent concordants à la schistosité régionale  $S_2$ . 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. 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. Une surcroissance de quartz est observée autour des phénocristaux de quartz et une croissance de l'albite ou de myrmékite, autour des phénocristaux de plagioclase (figure 8). Ce phénomène est interprété comme résultant de la dévitrification de la matrice. Les minéraux accessoires sont le

zircon, l'apatite et les minéraux opaques. La schistosité est soulignée en lame mince par l'alignement de la biotite et de la hornblende et par l'étirement des phénocristaux de quartz et de feldspath, ce qui donne une texture granolépidoïdologique. De petits cisaillements recoupent la roche et sont soulignées par de l'alignement de la muscovite secondaire.

#### Dyke dioritique

Un dyke de composition dioritique a été observé, à un seul endroit, dans la partie ouest de la région. 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. Ce dyke contient fréquemment de la pyrite fine disséminée.

#### Dykes Protérozoïques

La région est traversée par un dyke de diabase de direction NNW et il correspond 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.*, 1986), qui est daté à 1960 Ma.

Plusieurs autres dykes de diabase de direction NNE traversent la région. Ces dykes sont l'extension sud-ouest d'un dyke majeur (dyke d'île Gabbro) qui traverse le lac Chibougamau et le pluton de la Dauversière. Ce dyke était placé dans l'essai de Preissac à 2140 Ma par Fahrig *et al.* (1986), mais il se peut qu'il fasse partie de l'essai d'Otish (Chown et Archambault, 1987) dont l'âge probable est 1730 Ma ou bien qu'il soit relié à la série des dykes d'âge 2408 Ma (Krogh *et al.*, 1990) et qu'on retrouve métamorphisés à

quelques kilomètres au sud dans la Province du Grenville.

Le dyke d'orientation nord-ouest est composé de diabase, de couleur noire en cassure fraîche avec une patine d'altération beige. Il présente des contacts francs et nets avec l'encaissant et montre une bordure de trempe de quelques centimètres d'épaisseur. La 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. Le centre du dyke, plus grenu, est composé de cristaux de plagioclase et de clinopyroxène formant une texture subophitique. Quelques rares cristaux d'olivine serpentinisée sont entourés de pyroxène. Un peu de quartz interstitiel et de biotite ont été observés. Le pyroxène est localement ouralitisé et le plagioclase montre une faible altération en séricite.

Les dykes NNE peuvent atteindre jusqu'à 100 mètres de large et sont de couleur brun rouille en surface altérée et noir en surface fraîche. La minéralogie originelle de ces dykes est bien préservée. La texture des diabases est subophitique et plus rarement ophitique. Ils sont composés de plagioclase zoné ( $An_{52-26}$ ) en lattes partiellement entourées de cristaux et glomérocristaux de titanaugite. L'olivine, toujours entourée de clinopyroxène, est fortement altérée en iddingsite et en minéraux opaques. Des quantités mineures (1-2%) d'apatite et de minéraux opaques sont étroitement associées avec une biotite rouge. Le quartz se trouve en position interstitielle dans les dykes les plus épais. La titanaugite est localement ouralitisée, mais en

général la roche est peu altérée.

Les dykes du secteur est de la région montrent une texture coronitique. Les couronnes consistent en une double bande d'amphibole (incolore à l'intérieur et bleu vers l'extérieur) au contact entre les grains d'olivine et de plagioclase (figure 9). Dans certaines roches, la couronne est aussi présente autour des grains des minéraux opaques et plus rarement autour des clinopyroxènes. Le développement des couronnes est aléatoire dans les roches et il est clairement surimposé sur la texture originelle, le plagioclase près des couronnes étant recristallisé. Le grenat et l'amphibole sont également présents dans les couronnes du dyke situé au sud-est de la région. L'augmentation du développement des couronnes à l'approche de la zone d'influence de l'orogénie grenvillienne laisse supposer que le développement des couronnes est un effet grenvillien, mais la possibilité que les couronnes représentent un phénomène primaire relié à la mise en place du dyke en profondeur est également valable d'autant plus que les changements métamorphiques des roches archéennes avoisinantes des dykes ne correspondent pas directement aux changements dans les dykes.

La composition des dykes démontre une affinité plus grande avec les dykes d'Otish ou les dykes dans le Grenville qu'avec l'essaim de Preissac comparativement aux descriptions faites par Fahrig *et al.* (1986), Chown et Archambault (1987) et Krogh *et al.* (1990)

## LITHOGÉOCHIMIE

### Géochimie des volcanites.

Une quinzaine d'analyse a été effectuées sur les volcanites, métamorphisées au faciès des schistes verts et au faciès des amphibolites, de la Formation Obatogamau. Selon la classification de Le Bas *et al.* (1986) basée sur les pourcentages  $\text{SiO}_2$  en fonction de  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (figure 10), la majorité des échantillons sont de composition basaltique ( $45\% \leq \text{SiO}_2 \leq 52\%$ ), quelques un sont des basaltes andésitiques ( $52\% \leq \text{SiO}_2 \leq 57\%$ ) et une seule analyse, provenant du Membre Des Vents, a une composition rhyolitique ( $\text{SiO}_2 = 73\%$  et  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 6,51$ ). Deux échantillons présentent un pourcentage en  $\text{SiO}_2$  inférieur à 45 %. Le premier correspond à un échantillon de pyroxénite provenant du filon-couche qui s'injecte le long du contact nord entre les Formations d'Obatogamau et de Caopatina et continue dans les volcanites au nord du lac Caopatina. Le deuxième provient de la partie sud-est de la région et correspond à une amphibolite massive. Sur le diagramme AFM (figure 11), tous les échantillons se placent dans le champ tholéiitique sauf la rhyolite qui tombe dans le champ calcoalcalin. Ce caractère tholéiitique est commun pour les laves basaltiques de la Formation d'Obatogamau de la bande Caopatina-Desmaraisville (Tait *et al.*, 1987, Lauzière *et al.*, 1989, Midra, 1989).

Le profil des basaltes et des basaltes andésitiques de la Formation d'Obatogamau montrent un patron de terres rares plat et légèrement déprimé en terres rares légères (figure 12). Ces patrons sont similaires aux patrons obtenus par Midra (1989), plus au nord-ouest, sur les basaltes de type I et II de la Formation d'Obatogamau. Dans le cas de l'échantillon de pyroxénite (2225), le profil des terres rares montre un enrichissement en terres rares légères et des pourcentages en  $\text{TiO}_2$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$  respectivement de 2,19 et 0,16. Ces valeurs

nous indiquent que le liquide responsable du fractionnement de la pyroxénite est relativement évolué et il correspond aux dernières pulsions du volcanisme responsable de la Formation d'Obatogamau.

### Géochimie des plutons

Dix huit analyses ont été effectuées sur les plutons de Surprise, du Sud et sur le gneiss situé à l'est du terrain, afin de les caractériser géochimiquement. Ces intrusions montrent un caractère subalcalin sur le diagramme  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (figure 13) et présentent une affinité calcoalcaline sur le diagramme AFM (figure 14). Le pourcentage moléculaire  $\text{Al}_2\text{O}_3$  est supérieur à  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  et presque égale à  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ , ce qui confère un caractère métaalumineux à peralumineux à ces roches. Le ratio  $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$  étant inférieur à 1,1, implique que ces plutons sont de type I et non de type S, comme le souligne d'ailleurs le pourcentage de  $\text{Na}_2\text{O}$  qui est largement supérieur à 3,2%.

Les profils des terres rares montrent des différences entre les plutons de Surprise, du Sud et du gneiss à l'est. Dans le cas du pluton de Surprise, les analyses de terres rares effectuées sur sa bordure nord, montrent un patron très enrichi en terres rares légères comparativement aux terres rares lourdes comme le souligne le rapport  $(\text{La}/\text{Lu})_N$  qui est de l'ordre de 24. À l'intérieur du pluton, ce ratio  $(\text{La}/\text{Lu})_N$  est de l'ordre de 4 et dans ce cas le profil des terres rares montre une rupture dans la pente (figure 15). Ces variations peuvent être attribuées, en partie, au fractionnement de la hornblende. Le pluton du Sud montre un profil enrichi en terres rares légères comparativement aux terres rares lourdes avec une rupture de pente (figure 16) comme dans le cas de l'analyse provenant du cœur du pluton de Surprise. Pour le gneiss à l'est, il y a



également un enrichissement en terres rares légères (figure 17), cependant la rupture de la pente est moins brusque que dans le cas du pluton du sud. Ceci est dû à des teneurs de terres rares lourdes légèrement plus élevées dans le gneiss.

## MÉTAMORPHISME

Les roches de la région montrent un métamorphisme croissant du nord-ouest vers le sud et le sud-est. Les basaltes, métamorphisés au faciès des schistes verts passent à des amphibolites, à des schistes à chlorite et à amphibole et à des amphibolites rubanées à gneissiques. Les roches sédimentaires sont transformées en schistes et en gneiss à micas, avec ou sans grenat. La figure 18 illustre la limite entre les roches du faciès des schistes verts (zone A) et celles de plus haut grade (zone B). Sur le terrain, cette limite correspond à un changement dans la couleur des basaltes; ils deviennent plus foncés à presque noirâtres avec l'augmentation du métamorphisme. 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 en cassure fraîche et la présence locale de porphyroblastes de grenat et de biotite.

### ZONE A

On distingue 3 assemblages minéralogiques principaux dans les metabasites 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 en tout ou en partie par les

minéraux l'assemblage (1). 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 clinozoïsite, d'actinote et de pistachite compose les horizons à varioles. Tous les minéraux de l'assemblage (1) sont présents dans le centre des coussins et dans les coulées massives et forment une texture microcristalline à microgrenue. Les reliques de phénocristaux de plagioclase sont séricitisées et saussuritisées.

Les deux autres assemblages caractérisent les metabasites fortement schisteuses observées dans les zones de cisaillement. 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 metabasites les plus altérées et également dans des porphyres feldspathiques intermédiaires. Lauzière *et al.* (1990) ont reconnu, dans la zone A, deux horizons contenant de tels porphyroblastes dans la partie nord-ouest de la région. Les porphyroblastes de chloritoïde, parfois orientés, sont le plus souvent aléatoires, à disposition fibro-radiale, et contiennent des inclusions orientées 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)-muscovite-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 l'apparition des hornblendes dans les basaltes. Les porphyroblastes millimétriques sont poeciloblastiques. La rotation des porphyroblastes, soulignée par les trainées d'inclusions sigmoïdales, indique une croissance syntectonique (Figure 19).

#### 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 ( $\pm$ grenat et chlorite)

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

hornblende-plagioclase-chlorite-carbonates-quartz-épidote-opaques ( $\pm$ biotite).

Les deux premiers assemblages sont reconnus dans les roches metabasiques montrant une schistosité ou un rubanement faiblement à fortement développé. Dans les amphibolites moins déformées, il est possible de distinguer les textures et les structures primaires tels les brèches de coussins et les coussins dans les basaltes, les textures ophitiques et de cumulats dans les gabbros et pyroxénites, et ce même là où le degré de recristallisation est élevé. Le troisième assemblage caractérise plutôt les zones à schistosité et/ou rubanement très intense.

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 par une faible séricitisation. Ces deux minéraux 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 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 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 coincée entre les plutons de Surprise et du Sud, 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 et à l'est du pluton de Surprise, le grenat se retrouve sous forme de porphyroblastes idiomorphes à hypidiomorphes, généralement poeciloblastiques et contournés par la schistosité régionale. Certains porphyroblastes montrent des traînées d'inclusions sigmoïdales visibles 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 poeciloblastiques, millimétriques à centimétriques souvent disposés en rosette. Sur un affleurement au nord du lac Surprise, les aiguilles d'amphibole atteignent 5 cm de taille. Dans le plan perpendiculaire à la schistosité et 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 minéraux opaques et plus rarement les carbonates et la chlorite. Ces différentes observations impliquent que les cristaux d'hornblende ont continué à croître après le pic de la déformation.

Les roches métasédimentaires de la zone B sont subdivisées en trois groupes, en fonction de leur granulométrie et leur composition. Le premier groupe est représenté par les métapélites qui présentent l'assemblage suivant:

**biotite-muscovite-quartz-plagioclase-chlorite**

Ces roches montrent une texture qui varie de granoporphyroblastique à granolépidoïdique. La biotite forme généralement des porphyroblastes poeciloblastiques, de 1 à 3 mm de taille contenant des traînées d'inclusions, parfois sigmoïdales. Les porphyroblastes sont contournés par la schistosité qui est définie par les bâtonnets de muscovite. La chlorite, en cristaux

tabulaires, 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-muscovite-épidote avec ou sans grenat. La texture de ces roches varie de grano-nématoblastique à grano-porphroblastique selon l'abondance du grenat et de la hornblende. La biotite ne forme pas de porphyroblastes, elle se retrouve sous forme de bâtonnets orientés selon la foliation, comme la chlorite.

À la différence des métasédiments de composition mafique, ceux de composition felsique (wackes feldspathiques) ne contiennent pas toujours de la hornblende. Ils sont composés principalement d'un assemblage de quartz-plagioclase-biotite-chlorite-muscovite. D'autres minéraux comme le grenat, le chloritoïde, la hornblende, la staurotide (remplaçant le chloritoïde) et la kyanite s'ajoutent par endroits à la paragenèse. La roche présente généralement une texture granoblastique et moins souvent une texture grano-porphroblastique. Le grenat, sous forme de porphyroblaste fortement poeciloblastique montre des trainées d'inclusions sigmoïdales indiquant une croissance syntectonique. Il ne compose pas plus de 3% des roches étudiées. La muscovite se trouve soit sous forme de porphyroblastique ou sous forme de petits cristaux tabulaires orientés. La biotite se retrouve sous forme de cristaux tabulaires orientés ou de microblastes xénomorphes, dispersés uniformément ou en amas dans la roche et parfois sous forme de

porphyroblaste de 1 à 3 mm. La staurotide, observée surtout au voisinage des niveaux de formation de fer, forme des porphyroblastes qui atteignent jusqu'à 3 cm. 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 comme pseudomorphe de la biotite. L'apparition de cristaux de chloritoïde millimétriques le long d'une faille nord-est, au sud du lac Antoine, suggère également un métamorphisme rétrograde. Ce phénomène est assez commun au niveau des zones de failles où, longtemps après le pic du métamorphisme, les fluides continuent à circuler et génèrent des transformations minérales à plus basse température (Winkler, 1979).

L'assemblage staurotide-grenat-biotite indique que le métamorphisme a atteint des températures supérieures à 500° C et la présence de kyanite implique une pression minimale de 4 kb. La présence de grenat et d'épidote dans les metabasaltes implique un métamorphisme de pressions moyennes à élevées (Winkler, 1979, Miyashiro, 1973).

Dans le but de caractériser les amphiboles et par conséquent le métamorphisme, nous avons procédé à des analyses par microsonde (résultats en annexe). Toutes les amphiboles analysées appartiennent à la famille des amphiboles calciques (Leake, 1978) où  $(Ca+Na)_B \geq 1,34$ ,  $Na_B < 0,67$ ,  $(Ca+K)_A < 0,50$  et  $Ti < 0,50$ . Sur le diagramme Si vs  $Mg/(Mg+Fe^{+2})$  (Figure 21), la plupart des amphiboles tombent à la limite des champs des hornblendes tschermakitiques et ferrotschermakitiques. Quelques unes tombent dans le champ des hornblendes magnésiennes. Un seul échantillon (deux analyses), situé dans la partie nord-est du terrain d'étude, tombe dans le domaine des actinotes. Cependant ce même échantillon contient des hornblendes magnésiennes et des



analyses d'amphiboles dans le même secteur ont donné des compositions tschermakitiques, ce qui nous a amené à mettre ce secteur dans le faciès du haut grade (figure 18).

Le diagramme de Laird et Albee (1981) ayant  $(100 \text{ Al})/(\text{Al}+\text{Si})$  en abscisse et  $(100\text{Na})/(\text{Na}+\text{Ca})$  en ordonnée permet de discriminer entre le métamorphisme de basse, moyenne et de haute pression (Figure 22). La droite de pente 1 représente le secteur des pressions moyennes. En bas de cette droite, le métamorphisme est de basse pression et de haute pression dans le cas des analyses situées en haut. Nos analyses sont concentrées en bas ou proches de la droite de pente 1, ce qui implique un métamorphisme de basse et moyenne pression. Ceci est confirmé par les pressions de quatre kbars obtenues sur l'assemblage grenat-plagioclase- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -quartz. L'itération a été fait à l'aide d'un programme développé par Sawyer à l'UQAC et basé en partie sur les travaux de Newton et Haselton (1981).

Le métamorphisme observé est relié à l'orogénie kénoréenne. L'effet du métamorphisme grenvillien n'est pas évident dans notre secteur sauf peut être pour les failles NE à NNE.

## GÉOLOGIE STRUCTURALE

### Éléments structuraux

Les principaux éléments structuraux observés à l'échelle mégascopique sont primaires et secondaires. Les structures primaires sont les contacts lithologiques, la stratification dans les roches sédimentaires, le litage ou foliation magmatique dans les intrusions et le rubanement compositionnel dans les filons couches. Les structures sédimentaires tels le granoclassement, les chenaux d'érosion, les flammes et les structures en "balles et coussins" sont utilisées pour la détermination de la polarité, surtout dans la partie occidentale. Dans le cas des coulées de laves peu déformées, les pédoncules de coussins ont été utilisés comme critère de polarité, particulièrement dans le secteur nord-ouest de la région. Les structures secondaires, d'origine métamorphique, incluent la schistosité régionale ( $S_2$ ), les plis, des clivages conjugués, les linéations (d'intersection ( $L_2^0$ ), minéralogique, d'étirement et les charnières de plis), les plans de faille et les zones de cisaillement.

La schistosité régionale ( $S_2$ ) correspond à la phase de déformation principale. Elle est caractérisée par l'aplatissement de marqueurs comme les fragments, les cristaux de plagioclase, les coussins et également par l'orientation des minéraux métamorphiques comme les amphiboles et la chlorite. Cette schistosité ( $S_2$ ) est de plan axial aux plis mégascopiques E-W, observés dans les sédiments de la Formation de Caopatina, dans la partie ouest du territoire. Elle est issue de la déformation régionale  $D_2$ , qui a généré les plis E-W. La déformation  $D_1$  reconnue dans la région de Chibougamau (Daigneault et Allard, 1983 et 1990), responsable de plis régionaux N-S sans schistosité associée, est absente dans notre secteur. 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 déformées. Deux clivages symétriques ( $S_3$ ) recoupent parfois la schistosité régionale avec un angle variable. Ces clivages sont observables surtout dans les roches présentant peu de déformation. Par contre, dans les zones fortement déformées, il y a apparition de "shear bands", de boudins, de veines de quartz déformées et indicatrices de mouvement et de plis asymétriques plus souvent en "Z" qu'en "S" ainsi qu'un clivage de crénulation formant un angle supérieur à  $60^\circ$  souvent anti-horaire.

Dans les roches intrusives felsiques, la foliation magmatique représente l'élément structural dominant. Elle est caractérisée par l'alignement des cristaux de biotite et/ou hornblende, des cristaux de plagioclase et par l'étirement du quartz, surtout en bordure des intrusions. Des clivages secondaires, faisant un angle de  $20$  à  $40^\circ$  sont par endroit associés à la foliation magmatique et ils sont soulignés par l'alignement de petits bâtonnets de biotite.

#### Domaines structuraux

La région a été subdivisée en neuf domaines structuraux distincts (figure 23) suite à l'étude des discontinuités physiques et lithologiques. Ces subdivisions permettent donc de mieux visualiser les différences et similitudes entre les éléments structuraux dans les différentes lithologies (ou domaines) et parfois à l'intérieur d'une même lithologie. La foliation dans les roches intrusives est exclue du traitement, car souvent les plutons présentent des patrons de foliation qui leur sont propres (figure 24) et leur intégration dans la compilation des données aura comme conséquence de biaiser le résultat

final. La figure 25 représente la compilation des linéations minéralogiques et d'étirement observées sur le terrain. Dans la partie nord, il y a prédominance des linéations abruptes tandis que dans la partie centre et sud, ce sont les linéations de plongée faible à modérée qui prédominent.

#### Domaine I

Le domaine I occupe la partie nord du territoire. Il comprend les roches volcaniques de la Formation d'Obatogamau et le Membre des Vents. Il est limité au sud par les sédiments de la Formation de Caopatina. La schistosité régionale montre un maximum aux alentours de  $270^\circ$  avec un pendage abrupt vers le nord. La stratification montre un maximum autour de  $260^\circ$  avec un pendage également abrupt vers le nord. Les linéations minéralogique et d'étirement plongent majoritairement vers le nord ou le nord nord-est avec un maximum autour de  $011^\circ/60^\circ$ .

#### Domaine Ia

Situé dans la partie nord-est de la carte, le domaine Ia contient des volcanites et des filons-couches de la Formation d'Obatogamau. La schistosité dans ce domaine présente un maximum autour de  $294^\circ$  avec un pendage abrupt vers le nord-est. La stratification, quand elle est observée, fait un angle d'environ  $20^\circ$  anti-horaire avec la schistosité. Les linéations minéralogique et d'étirement sont plus développées dans ce domaine comparativement à la schistosité et elles plongent abruptement vers le nord-est ( $051^\circ/73$ ).

#### Domaine II

Le domaine II, situé au sud des domaines I et Ia correspond à la partie nord des roches sédimentaires de la Formation de Caopatina et contient le

pluton de Hazeur. La schistosité montre un maximum E-W et une variation dans le pendage due en partie à l'influence du pluton. En effet, en bordure de ce dernier, les plans de schistosité deviennent modérément pentés. Les plans de stratification montrent également un maximum E-W avec un pendage abrupt vers le nord. Les linéations d'étirement et minéralogique montrent une dispersion sur une ceinture E-W correspondant au plan de schistosité. Une majorité de ces linéations plonge abruptement vers l'est.

### Domaine III

Le domaine III représente la mince bande volcanique qui recoupe la Formation de Caopatina. Il est constitué de filons-couches et de laves de la Formation d'Obatogamau très déformés. La schistosité est E-W à pendage majoritairement abrupt vers le sud. La stratification présente une attitude variable. Les linéations minéralogique et d'étirement montrent une dispersion sur une ceinture E-W avec trois maximums qui contrairement aux domaines précédents, sont plutôt sub-horizontaux ou plongent modérément. Le plus important de ces maxima se situe autour de  $110^{\circ}/45^{\circ}$ .

### Domaine IIIa

Situé à l'est du domaine III, le domaine IIIa contient des laves, des filons-couches et des horizons sédimentaires. La schistosité dans ce domaine présente un maximum à  $045^{\circ}/65^{\circ}$  SE. La stratification est ENE avec un pendage abrupt à modéré vers le sud et elle est à angle avec la schistosité comme dans le cas du domaine Ia. Les linéations minéralogique et d'étirement plongent abruptement à modérément vers le sud-est.

### Domaine IV

Le domaine **IV** correspond à la partie ouest et sud de la Formation de Caopatina. La schistosité dans ce domaine montre un maximum à  $097^{\circ}/82^{\circ}$  SW, alors que la stratification montre un maximum de  $293^{\circ}/88^{\circ}$  NE, à angle avec la schistosité. Les linéations d'étirement et minéralogique se distribuent sur une ceinture E-W correspondant au plan de schistosité et présentent un maximum autour de  $092^{\circ}/15^{\circ}$ .

#### Domaine **Va** à **Vd**

Les domaines **Va** à **Vd** correspondent à la bande volcanique, contenant les volcanites de la Formation d'Obatogamau et le membre de Phooey, et située entre la Formation de Caopatina et le pluton de Surprise. Les trois premiers sont situés à l'ouest tandis que le domaine **Vd** est situé à l'est. La schistosité est E-W dans les domaines **Vb**, **Vc** et **Vd** et le pendage est généralement abrupt vers le nord, sauf dans le cas du domaine **Vc** situé juste au nord du pluton de Surprise. Dans le domaine **Va**, la schistosité présente un maximum autour de  $281^{\circ}/84^{\circ}$  NE. Les linéations d'étirement et minéralogique plongent en moyenne de  $40^{\circ}$  vers l'est ou vers l'est-nord-est pour ces quatre domaines.

#### Domaine **VI**

Le domaine constitue la bande volcanique qui est coincée entre le pluton de Surprise et le pluton du Sud. Il est limité à l'est par le domaine **VIII**. Le domaine **VI** est composé de volcanites, de gabbros et de quelques horizons sédimentaires. La schistosité présente un maximum autour de  $272^{\circ}/73^{\circ}$  et les linéations d'étirement et minéralogique plongent majoritairement de  $37^{\circ}$  vers l'est-nord-est.

#### Domaine **VII**

Le domaine VII est situé à l'est du pluton de Surprise. Il contient les volcanites de la Formation d'Obatogamau et les sédiments de la formation de Messine. Les pôles de schistosité montrent une distribution sur une ceinture N-S due au moulage de la partie est du pluton de Surprise. En effet, au voisinage de ce dernier la schistosité est sub-horizontale et elle se redresse au fur et à mesure qu'on s'en éloigne. Les quelques mesures de stratification montrent également une grande variation. Les linéations minéralogiques et d'étirement sont "down dip" et donc sub-horizontales à l'approche du pluton et à plongée modérée plus à l'est.

#### Domaine VIII

Le domaine VIII est situé dans la partie sud-est du territoire, à l'endroit où la bande volcanique, coincée entre les plutons de Surprise et du Sud, devient plus large. Il est limité à l'est par une faille de direction NE. La schistosité dans ce domaine présente un maximum à  $283^{\circ}/73^{\circ}$  NE et la linéation plonge modérément vers l'est-nord-est.

#### Domaine IX

Il correspond à la partie sud-est de la bande volcanique et il est limité au nord et à l'est par le gneiss. La schistosité dans ce domaine présente un maximum à  $042^{\circ}$  similaire au domaine IIIa avec un pendage cependant plus abrupt vers le SE. Les linéations minéralogiques et d'étirement se distribuent sur une ceinture correspondant au plan de schistosité et leur plongée varie de modérée à abrupte.

#### Plis

Sur le terrain, principalement dans la partie ouest de la bande

sédimentaire de la Formation de Caopatina, nous observons des plis en relation de charnière. La stratification représente la surface plissée et la schistosité régionale est de plan axial par rapport à ces plis. Les plis sont serrés et à plongée modérée à forte, ils présentent une forme isopaque ou similaire selon la compétence des niveaux impliqués et ils sont fréquemment faillés parallèlement à la schistosité régionale. Plusieurs inversions du regard structural ont été observées dans ce secteur.

Lauzière *et al.* (1989) ont mis en évidence l'existence de deux déformations superposées, en utilisant le principe du regard structural, introduit par Cummins et Shackelton (1955) et Shackelton (1958) et utilisé par plusieurs auteurs dans les terrains à déformation polyphasée (Poulsen *et al.*, 1980, Kehlenbeck, 1983). Ce principe consiste à projeter le sommet stratigraphique sur la direction de la schistosité. L'attitude du regard structural est constante dans le cas d'une simple déformation et montre une inversion dans le cas d'une déformation complexe.

La figure 26 représente la compilation des données structurales issues d'une cartographie détaillée dans le secteur ouest (Lauzière *et al.*, 1989). Les pôles de la schistosité régionale montrent un regroupement serré, ce qui suggère qu'il n'y a pas eu de déformation subséquente. Les pôles de la stratification forment une ceinture, avec un maximum de  $295^{\circ}/85^{\circ}$  NE, dont le pôle coïncide assez bien avec les linéations d'intersection  $L_2^0$  mesurées. Ces dernières forment également une ceinture avec un pôle s'approchant en attitude au maximum des pôles de  $S_2$ . Ceci suggère soit la présence d'un pli non cylindrique à charnière ondulante (Turner et Weiss, 1963, p. 109), à la limite un pli en fourreau, ou bien la superposition de la schistosité régionale sur une surface ( $S_0$ ) déjà plissée (Turner et Weiss, 1963, p. 186). Dans les deux cas,



des inversions de regard structural sont observées. L'absence d'une schistosité reliée à une première phase de déformation milite pour la dernière hypothèse du plissement d'une surface  $S_0$  préalablement déformée (Lauzière *et al.*, 1989). La présence de nombreux plis synsédimentaires isoclinaux dans certains niveaux témoignent de l'instabilité des pentes lors de la sédimentation. Des nappes de glissement d'extension kilométrique sont également reconnues à quelques endroits dans les sédiments paléozoïques (Rupke, 1976 et Woodcock, 1976) et dans les fonds marins actuels (Woodcock, 1979).

L'existence d'un synclinal majeur reconnu par Gobeil et Racicot (1983), Tait et Chown (1987), Lauzière *et al.* (1989) et Midra *et al.* (1990) demeure incertaine dans notre secteur. Les laves coussinées et peu déformées dans la partie nord-ouest du terrain indiquent clairement une polarité sud. Cependant, dans la partie sud, l'état de déformation des laves nous empêche d'avoir des critères de polarité fiables. Dans la partie sud de la bande sédimentaire, proche du contact avec les basaltes de la Formation d'Obatogamau, nous avons observé plusieurs polarités vers le sud. Ceci est peut-être relié à la superposition des deux déformations ou bien à des failles caractérisant le passage de la Formation d'Obatogamau à la Formation de Caopatina. Pour ces raisons, il aurait été plus juste de parler de synforme de Druillettes que de synclinal. Mais puisque à l'ouest cette structure régionale est qualifiée de synclinal (Gobeil et Racicot, 1983, Tait et Chown 1987, Lauzière *et al.*, 1989 et Midra *et al.*, 1990) et dans le but d'éviter toute confusion que cela peut générer, on retiendra le synclinal de Druillettes au lieu du synforme.

#### Les zones de cisaillement et failles

Plusieurs familles de cisaillement et de faille sont présentes dans la

région. Elles sont parallèles à la schistosité ou d'orientation NE, NW, ENE, NNE et N-S. Elles ont été soit observées sur le terrain soit interprétées à partir de photos aériennes ou de relevés géophysiques (champ magnétique total, gradient vertical et levé Input).

Les cisaillements parallèles à la schistosité régionale sont généralement E-W à ESE, mais peuvent également être NW là où la schistosité régionale présente cette même orientation. Dans la partie nord du terrain, ces cisaillements sont à linéation d'étirement quasi verticale, alors que dans la partie centrale et sud, ils sont à linéation d'étirement oblique à sub-horizontale (figure 27). La bande de volcanites correspondant au domaine III qui divise la Formation de Caopatina en deux parties et la faille Doda constituent deux bons exemples des zones de cisaillement à linéation sub-horizontale à oblique. Ces zones sont caractérisées par la présence d'une forte schistosité accompagnée d'une linéation d'étirement, l'apparition parfois de petits plis parasites, le développement de boudins et de "shear band" synthétiques ainsi que des veines de quartz rotatoires (figure 28) similaires à ceux d'Hudleston (1989) et indiquant un mouvement dextre au même titre que les "shear band". À de rares endroits le long de la faille Doda, des boudins fragiles indiquent un mouvement senestre. 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 pourrait correspondre à la continuité de la faille Opawica reconnue plus à l'ouest (Lauzière *et al.*, 1989, Midra *et al.*, 1990 et sous presse), l'autre se retrouve au contact entre les roches volcaniques mafiques de la Formation d'Obatogamau et les roches sédimentaires de la Formation de Caopatina. À 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.

Un cisaillement d'orientation ENE-WSW a été observé dans la partie nord de la région près de la rivière Opawica par Lauzière *et al.* (1989). 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 de la région (Lauzière *et al.*, 1989). L'orientation et l'intensité de la schistosité sur la rive nord-ouest du lac Surprise s'apparentent à celle produite le long de ces cisaillements et pourrait en constituer son extension plus au sud.

Lauzière *et al.* (1990) ont également reconnu un cisaillement NE situé 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 souligné également par le déplacement des corps magnétiques d'un levé géophysique effectué par la compagnie Soquem.

Les failles ENE sont communément observées sur le terrain. Elles sont caractérisées par des brèches pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. La matrice de ces brèches est composée de farine de roche de couleur gris foncé à brunâtre et présente une texture d'ultracataclasite. Ces failles sont particulièrement abondantes dans les métasédiments et le long de la faille Doda. Elles recoupent les roches amphibolitisées, ce qui implique un certain soulèvement des roches après le métamorphisme régional puisque ces failles sont du type fragile.

Toutes ces zones de cisaillement sont recoupées par des failles fragiles à plutôt cassantes, d'orientation NNE et N-S. Un clivage espacé de

quelques centimètres les caractérise dans les roches intrusives, tandis qu'elle sont plus rarement observées dans les roches volcaniques. Leur trace est généralement marquée par une rupture topographique le long desquels les corps conducteurs et les anomalies magnétiques sont déplacés. Ces failles deviennent importantes dans l'extrême partie est du terrain. En effet, sur les levés géophysiques, des conducteurs magnétiques correspondant à des niveaux de formation de fer sont recoupés par une de ces failles NNE au voisinage de la rivière Opawica. Du côté est de la faille, on n'observe plus ces niveaux de formation de fer de la Formation de Caopatina, mais plutôt des amphibolites à grenat de la Formation d'Obatogamau. Au sud du lac Antoine, sur des aires d'affleurement décapés par la compagnie Falconbridge Copper, on observe également une faille NNE recoupant la stratification dans les niveaux sédimentaires et la schistosité régionale, et elle débite les roches en feuillets. En plan, la schistosité régionale semble être entraînée de manière senestre le long des plans de schistosité de la faille.

## GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Durant les campagnes de terrain des été 88, 89 et 90, plusieurs échantillons susceptibles de contenir des minéralisations intéressantes ont été prélevés. La grande majorité des indices minéralisés sont situés dans des zones de cisaillement, contenant parfois des veines de quartz et traversant principalement les volcanites mafiques, les roches sédimentaires et les porphyres intermédiaires à felsiques. Les cisaillements sont généralement d'orientation E-W à ESE, sauf dans le coin nord-est où il devient NW. Dans la plupart des cas, la minéralisation est accompagnée d'une carbonatation, donnant un aspect ocre à rouille à la roche, et d'une pyritisation. Plusieurs indices ont été mis en évidence par les compagnies minières (figure 29), le plus important étant le gîte Philibert découvert par la compagnie Soquem.

### Gîte Philibert

Le gîte Philibert, situé dans la partie nord-ouest du canton de Gamache et à une dizaine de km à l'ouest de la mine Joe Mann, a été découvert en 1985 à la suite de travaux de géochimie. Toutes les données proviennent des forages puisque l'indice lui-même n'affleure pas. La minéralisation est concentrée le long de 3 zones plus ou moins parallèles dont la disposition suggère un réseau anastomosé (Dion et Guha, sous presse). Ces zones sont encaissées dans des filons-couches gabbroïques, d'épaisseur variable, différenciés et dans des basaltes plus ou moins cisillés (Chevalier, 1988). Cet indice a fait récemment l'objet d'une étude par Dion et Guha (sous presse) qui décrivent les roches dans les horizons minéralisés comme étant de couleur beige ou gris clair, aphanitiques à finement grenues et laminées. La roche est généralement fortement carbonatée et silicifiée et contient moins de 5% de pyrite fine

disséminée. La chalcopryrite, la pyrrhotine, l'arsénopyrite et plus rarement l'or ont été observés à l'état de trace. Soquem rapporte des réserves de 1 250 000t à une teneur de 5,32 g/t en or (Rapport annuel 1990-1991) réparties sur les 3 lentilles minéralisées jusqu'à une profondeur de 400 mètres.

Sur l'indice #1, de la propriété Philibert sud, Soquem a effectué 5 forages pour intersecter une veine de quartz encaissée dans des amphibolites. Les meilleures teneurs ont donné jusqu'à 31.06 g/t Au sur 1,2 m (Paquin, 1988) et l'or se trouve associé à la pyrite et à la tourmaline. Un échantillon prélevé dans la veine de quartz durant le levé de l'été 90 n'a donné que 5 ppb Au.

#### Indice McNicoll

Situé dans la partie nord du canton Gamache (figure 29), il a été découvert par Soquem en 1984. L'indice consiste en une zone de cisaillement NW encaissée dans un gabbro (amphibolitisé) à magnétite contenant des poches de leucogabbro à texture pegmatitique. Le cisaillement, aux bordures bien définies, présente une largeur moyenne de 2 m et il est injecté d'une veine, atteignant parfois 20 cm, et d'une série de veinules de quartz disposées parallèlement à la schistosité. Cette dernière est d'attitude NW et montre des plis en "Z" au même titre que les veinules avec une charnière abrupte. Cela suppose un mouvement apparent horizontal dextre probablement faible puisque la linéation d'étirement est fortement plongeante. À l'intérieur du cisaillement, la roche est chloritisée et elle est faiblement carbonatée. Dans les parties les plus déformées, se développe de la biotite et la carbonatation est plus développée. Trois analyses ont été prélevées sur cet indice, au cours de l'été 90, deux ont donné des valeurs de 0,52 et 0,53 ppm Au, alors que la troisième a donné 9,9 ppm Au. Un échantillon, en rainure sur 0,5 m, prélevé par

Soquem, a donné des valeurs de 9,7 g/t Au (Bussières, 1984; Chevalier *et al.*, 1989). Ces variations dans les valeurs sont possiblement dues à un effet de pépité.

#### Indice du lac Meston

L'indice Meston est situé dans la partie nord du lac du même nom (figure 29) et à 5 km à l'ouest de la mine Joe Mann et il a été découvert au début des années cinquante. L'indice est encaissé dans le stock de Meston et il consiste en un réseau de veines centimétriques de quartz-tourmaline associées à un peu de pyrite en amas dans la tonalite altérée (Dion et Guha, sous presse). Cet indice a également fait l'objet d'une étude par Dion et Guha (sous presse) qui décrivent l'or comme étant associé à la pyrite dans les veines de quartz laiteux ou dans la tonalite encaissante faiblement séricitisée et carbonatée. Le contenu en pyrite est généralement inférieur à 2 %. Le rutile, la chalcopryrite, la magnétite, l'or et les tellures sont présents à l'état de trace. Une valeur de 0,19 oz/t a déjà été obtenue sur une épaisseur de 6,4 m (Gagné et Brault, 1981).

#### Indice de l'Ours

L'indice de l'ours est situé dans la partie nord-est du terrain à environ 1 km au NNE de l'indice McNicoll et appartient à la compagnie Soquem (figure 29). Cet indice est encaissé dans un gabbro cisailé et intensément carbonaté. Le gabbro est injecté d'une grande masse de quartz fumé irrégulière et formant 10 m par 5 m. Le grand axe de cette masse est perpendiculaire à la schistosité. Deux réseaux de veines NW et NE recoupent également le gabbro, le premier est concordant avec la schistosité tandis que le deuxième lui est perpendiculaire et elle est parfois fibreuse. Les veines concordantes présentent jusqu'à 15 cm d'épaisseur tandis que le deuxième réseaux ne dépasse pas 4 cm. Les deux

réseaux montrent des recoupements mutuels, ce qui suppose qu'ils font partie d'un système conjugué. Des traces de chlorite et de tourmaline ont été observées. Un échantillon en rainure prélevé par Soquem a donné une valeur de 1,28 g/t Au sur 3 m (Chevalier *et al.*, 1989). Durant l'été 90, nous avons prélevé trois échantillons sur cet indice et la concentration en or ne dépasse pas 52 ppb sur un seul échantillon. Les deux autres avaient des valeurs inférieures à 5 ppb.

#### Indice du lac Antoine

Cet indice est situé dans la partie nord-est de la région (figure 29), juste au sud du lac Antoine et il est à environ 5 km au sud-ouest de la mine Joe Mann. Il a été découvert en 1982 lors d'un levé géochimique qui a donné une valeur moyenne (4 échantillons) de 0,77 oz/t Au sur une veine de quartz de 20 cm (Bertrand, 1984). Les roches en présence sont des laves massives et coussinées, du gabbro, des conglomérats et des wackes feldspathiques. L'ensemble de ces roches est fortement déformé. Le litage présente une attitude moyenne à 080°/63 SE et la schistosité montre une orientation moyenne de 060°/61 SE. Dans les conglomérats, la schistosité est soulignée par l'étirement des fragments et elle est recoupée à son tour par une schistosité orientée NNE qui débite la roche en feuillet. Cette schistosité est liée à une faille régionale qui affecte toutes les roches sur cet indice. Souvent le litage et la schistosité régionale sont entraînés de manière senestre (en plan) par la schistosité de faille. La linéation d'étirement plonge modérément à abruptement vers le sud-est. Des zones fortement carbonatées, chloritisées et séricitisées, d'épaisseur métrique à décamétrique et d'attitude NE, caractérisent cet indice. Elles sont injectées de veines et de veinules de



quartz et carbonates, parfois boudinées et contenant parfois jusqu'à 10 % de pyrite. Les zones carbonatées sont déplacées de manière senestre par des failles NNE. Les indicateurs de mouvement montrent en plan des évidences dextres et senestres à l'intérieur des zones carbonatées. Plusieurs échantillons ont été prélevés durant l'été 90 et la meilleure analyse a donné 0,18 ppm.

À la limite sud-ouest de la propriété du lac Antoine, des valeurs intéressantes en or ont été rapportées par Bussières (1988) sur la propriété du lac d'Eu, appartenant à la société d'exploration minière Pontiac. Les meilleures teneurs sont obtenues sur l'indice du lac d'Eu avec des valeurs de 1,3, 2,2 et 6,8 ppm, sur des schistes à séricite orientés nord-est et injectés de veinules de quartz avec des traces de sulfures. Une veine de quartz-carbonate prélevée dans un bloc erratique a donné une valeur de 6,7 ppm. Une analyse effectuée à la suite de nos travaux de l'été 90 a donné une valeur de 3,7 ppm sur une veine centimétrique de quartz-carbonate.

#### Propriété Fancamp (indice Adnor)

La propriété Fancamp est située dans l'extrême partie nord-est du territoire (figure 29) et appartient aux Ressources Fancamp. Les lithologies présentes sont des laves mafiques et des filons-couches injectées de dykes de porphyres à quartz et feldspath et les porphyres à quartz. L'ensemble est recoupé par des cisaillements WNW à NW et NS. Les roches à ces endroits sont fortement altérées en carbonate, en chlorite et en séricite. La carbonatation et la chloritisation sont les altérations les plus répandues tandis que la séricitisation est plus restreinte aux zones fortement déformées. Les zones de cisaillement sont injectées de veines et veinules de quartz contenant des

traces de pyrite et de chalcopryrite. Les meilleures valeurs obtenues à la suite de l'échantillonnage de l'été 90 sont de 1,1 et 4,7 ppm, une valeur supérieure à 30 ppm a déjà été obtenue sur cette propriété (Champagne et Archer, 1988). Les forages effectués par Westminer en 1988 n'ont cependant pas donné les résultats escomptés.

Au nord du lac Caopatina, des valeurs en or ont été obtenues dans des zones de cisaillement, durant les années cinquante (Lessard, 1977a,b,c,d,e) avec des valeurs de 34 g/t Au et 2,3 % Cu en surface pour l'indice lac Caopatina), 29,83 g/t Au, 46.63 g/t Ag, 0,13 % Zn sur 60 cm en forage pour l'indice Riverside, 21,6 g/t Au sur 3,1 m sur une tranchée pour l'indice Hazeur-Chibougamau.

La compagnie Esso a effectué, durant les années 1986, des campagnes de sondage dans la partie ouest de la région, ce qui a amené à la découverte de deux indices. Le premier, indice du lac Surprise, située dans la zone d'influence de la faille Doda et juste à l'ouest du lac Surprise, est encaissée dans des gabbros carbonatés intercalés avec des sédiments et injectés de veinules de quartz. Les teneurs intersectées sont de 1,2 g/t Au sur 1,5 m et 2,4 g/t Au sur 1,24 m (Gonthier, 1987). Le deuxième, indice du lac des Vents, est situé sur la rive sud du lac du même. La minéralisation est encaissée dans des grès et des shales injectés de veinules de quartz. Les teneurs sont de 4,19 g/t Au sur 1,06 m, 4 g/t Au sur 1,41 m, 4,8 g/t Au sur 0,24 m et 11,3 g/t Au sur 0,28 m (Babineau, 1987).

Dans le canton Hazeur, au sud et au nord du lac d'Eu, les travaux de la compagnie Pontiac révèlent des teneurs de 1,3 g/t Au dans des schistes à sérécite injectés de veinules de quartz, contenant des traces de sulfures et,

2,2 et 6,8 g/t Au dans une veine de quartz de 8 cm orienté à 066/80 SE (Jenkins, 1986; Grenier, 1986). L'indice de la Tour de feu-Hazeur situé sur la même propriété a donné dans une première analyse 2,1 g/t Au (Jenkins, 1986), les analyses subséquentes n'ont cependant pas confirmé cette teneur.

Les formations de fer constituent un excellent piège pour l'or contenu dans les fluides hydrothermaux (MacDonald, 1984). La présence de nombreux horizons de formation de fer dans la partie sud de la Formation de Caopatina présente un intérêt pour l'exploration de l'or dans ces horizons. Un échantillonnage géochimique de l'humus effectué sur la propriété Hazeur Iron, appartenant à la compagnie Explorations Muscocho Ltée, révèle des valeurs, le long de conducteurs, supérieures à 100 ppb (Broodie-Brown, 1988). Ces valeurs sont excellentes pour un échantillonnage de l'humus. Malheureusement l'échantillonnage n'a pas été complété sur toute la propriété, mais plutôt restreint aux régions des conducteurs. Un forage a donné une valeur de 7,12 g/t Au et 7 % de pyrrhotine (Indice Hazeur Iron) sur 30 cm dans un schiste à chlorite et grenat (Broodie-Brown et Zuiderveen, 1988). Les endroits où les cisaillements E-W recoupent ces horizons de formation de fer restent une cible privilégiée pour l'exploration de l'or.

La reconnaissance du Membre des Vents a incité plusieurs compagnies à explorer pour la minéralisation de type volcanogène. Jusqu'à présent, les résultats sont décevants et la minéralisation observée est restreinte à des fragments pyriteux dans les brèches pyroclastiques et à de minces horizons (moins d'un mètre) de pyrite et de pyrrhotine massive.

## RÉFÉRENCES

- Anonyme, 1974 - Ayrhart Mining estimates ore. The Northern Miner; Volume 60 n° 2, page 3.
- Archer, P., 1984 - Interpretation of the volcano-sedimentary environment of the Archean Blondeau Formation, Barlow Lake section Chibougamau, IN J. Guha et E.H. Chown (éditeurs), Chibougamau- Stratigraphy and Mineralisation: C.I.M. Special Volume 34, pp. 92-106.
- Bertrand, P., 1984 - Rapport des levés géologique, géochimie de sol (humus), roche et de polarisation provoquée. Propriété Antoine, GM 41429, 18 pages, 27 plans.
- Babineau, J., 1987 - 10 diamond drilling logs of holes LDV-1 to LDV-10, GM 46072, 164 pages, 1 plan.
- Broodie-Brown, H., 1988 - Report on a humus biogeochemical survey, Hazeur Iron property, GM 47334, 23 pages, 10 plans.
- \_\_\_\_\_ - Zuiderveen, J., 1988 - 13 DDH logs of holes 88-HA-7, 88-HB-1 to 88-HB-3 and 88-HC-1 to 88-HC-3, GM 48483, 16 pages, 3 plans.
- Bussièrès, Y., 1988 - Rapport des travaux de décapage, propriété lac d'Eu, GM 47016, 16 pages, 1 plan.
- Cimon, J., 1977 - Quart sud-est du canton de Queylus. Rapport préliminaire. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; DPV-448, 33 pages.
- Champagne, P. - Archer, P., 1988 - Rapport des levés géologique et géochimique (sol), GM 48088, 112 pages, 16 plans.
- Chevalier, A., 1988 - Campagne de forage, printemps 1988, Projet Philibert, Soquem; GM 47866, 324 pages, 21 plans.
- \_\_\_\_\_ - Larouche, C. - Folco, P., 1989 - Rapport de prospection, de cartographie géologique et d'une campagne de sondage au diamant, Projet Philibert, Soquem; GM 49097, 426 pages, 41 plans.
- Chown, E.H. - Archambault, G. 1987 - The transition from dyke to sill in the Otish Mountains, Québec; relations to host-rock characteristics. Journal Canadien des Sciences de la Terre, volume 24, pp 110-116.

- Cummins, W.A., - Shackleton, R. M., 1955. The Ben Lui recumbent syncline (SW Highlands), Geological Magazine, volume 82, pages 353-363.
- Daigneault, R. - Allard, G. O., 1983. Stratigraphie et structure de la région de Chibougamau. In Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 83-11, pp 1-18.
- 
- \_\_\_\_\_, 1990. Le complexe du lac Doré et son environnement géologique (région de Chibougamau sous-province de l'Abitibi), Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MM-89-03, 275 pages.
- Déland, A.N. - Grenier, P.E. - 1959 - Région d'Hazeur-Druillettes, district électoral d'Abitibi est. Ministère des Mines, Québec; RG-87, 84 pages.
- Dimroth, E. - Imreh, L. - Goulet, N. - Rocheleau, M., 1983 - Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Québec. Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. Canadian Journal of Earth Science, volume 20, pp 1355-1373
- Dion, C. - Guha, J., sous presse - Caractérisation de la minéralisation aurifère du secteur oriental de la bande volcano-sédimentaire Caopatina-Desmaraisville, région de Chibougamau, rapport final, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec
- Fahrig, W.F. - West, T.D., 1986 - Essaim de dykes basiques du Bouclier Canadien; Commission géologique du Canada, carte 1627A
- Gagné, P - Brault, J., 1981 - Forages hiver 1981, Meston-Gamache, GM 38101, 48 pages, 10 plans.
- Gonthier, M., 1987 - 6 diamond drilling logs of holes LS1 to LS6, prospect lac Surprise, GM 46947, 85 pages, 1 plan.
- Gobeil, A. - Racicot, D., 1982 - Région des lacs Caopatina et des Vents. Ministère de 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, 14 pages.
- Grenier, J., 1986 - Rapport géologique incluant les travaux de scalpage, de

décapage et d'échantillonnage, projet lac d'Eu, GM 44225, 35 pages, 3 pages.

- Heiken, G., 1972 - Morphology and petrography of volcanic ashes, Geological Society of American Bulletin, volume 83, pp. 1961-1988.
- \_\_\_\_\_ - Wohletz, K., 1985 - Volcanic Ash, University of California Press, Berkeley, Los Angeles, 246 pages
- Hudleston, P. J., 1989 - The association of folds and veins in shear zones, Journal of Structural Geology, volume 11 n° 8, pp. 949-957.
- Jenkins, C. H., 1986 - Report on geological mapping and sampling surveys, lac d'Eu property, GM 44424, 50 pages, 1 plan.
- Kehlenbeck, M. M., 1983 - Use of stratigraphic and structural facing directions to delineate the geometry of refolded folds near Thunder Bay, Ontario, Geoscience Canada, volume 11, pp. 23-32.
- Krogh, T.E. - Heaman, L.H. - Tucker, R.D., 1990 - Terrane identification in the Grenville Province using igneous, metamorphic and detritical U-Pb mineral ages. Lithoprobe résumés- Atelier projet Abitibi-Grenville, Université de Montréal, non paginé.
- Laird, J. - Albee, A.L., 1981 - Pressure temperature and time indicators in mafic schists: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont, American Journal of Science, volume 281, pp. 127-175.
- Lauzière, K. - Chown, E.H. - Sharma K.M.N. ,1989 - Géologie du secteur du lac Remick. Projet Caopatina. Rapport intérimaire, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-60. 93 pages
- \_\_\_\_\_ - Mueller, W. - Tait, L., 1990 - Géologie du secteur des lacs des Vents, Surprise et Caopatina, Rapport intérimaire, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-40, 100 pages
- \_\_\_\_\_ - Tait, L., sous presse - Géologie du secteur Caopatina est, rapport préliminaire, Ministère de l'Énergie e. des Ressources, Québec. DP-90-04
- Leake, B. E.1978 - Nomenclature des amphiboles. Canadian Mineralogist, volume 16, pp. 501-520.

- Le Bas, M.J. - Le Maitre, R.W. - Streckeisen, A. - Zanettin, B., 1986 - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, volume 27, pp. 745-750
- Lessard, D., 1977a - Fiche de gîte 32 G/7-6. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; 4 pages
- \_\_\_\_\_b - Fiche de gîte 32 G/7-7. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; 5 pages
- \_\_\_\_\_c - Fiche de gîte 32 G/7-8. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; 4 pages
- \_\_\_\_\_d - Fiche de gîte 32 G/7-9. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; 4 pages
- \_\_\_\_\_e - Fiche de gîte 32 G/7-10. Ministère des Richesses Naturelles, Québec; 4 pages
- Ludden, J. - Francis, D. - Allard, G., 1984 - The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau region of the Abitibi metavolcanic belt, IN J. Guha et E.H. Chown (editeurs), *Chibougamau-Stratigraphy and Mineralisation: C.I.M. Special Volume 34*, pp. 20-34.
- \_\_\_\_\_ - Hubert, C. - Gariépy, C., 1986 - The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*, Volume 123, pp. 153-166.
- Macdonald, A.J., 1984 - Gold mineralization in Ontario: The role of banded iron formation, IN J. Guha et E.H. Chown (editeurs), *Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization, CIM Special Volume 34*, pp. 412-430.
- Mawdsley, J.B. - Norman, G.W.H., 1953 - Chibougamau sheet, east half, *Geological Survey of Canada*, Map 397A.
- Miyashiro, A., 1973, *Metamorphism and Metamorphic Belts*, George Allen and Unwin Ltd, London, 492 pages.
- Midra, R., 1989. Géochimie des laves de la Formation Obatogamau (bande sud de la ceinture archéenne Chibougamau-Matagami. Mémoire de Maîtrise Université du Québec à Chicoutimi, 101 pages.
- Midra, R. - Chown, E.H. - Tait, L., 1990 - Géologie du secteur du lac Dickson (feuillet 32 G/11), Bande Caopatina-Desmaraisville, rapport final,

Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; ET 90-01

- Midra, R. - Lauzière, K. - Chown, E.H. - Tait, L., sous presse - Géologie du secteur du lac Doda (feuille 32 G/6), Bande Caopatina-Desmaraisville (sous-province de l'Abitibi), rapport final, Ministère de l'Energie et des Ressources; Québec.
- Ministère de l'Energie et des Ressources, 1982 - Levé aéroporté Input dans la région du lac Surprise, DP-927.
- Ministère de l'Energie et des Ressources, 1989 - Traitement des données géophysiques (aéromagnétiques), Lac Surprise, 32G/7. DV-89-08.
- 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, volume 97, pp. 389-420.
- Mueller, W. - Potvin, R. - Chown, E.H., sous presse - Archean subaqueous pyroclastic flows erupted at depth: the Lac des Vents volcanic complex, northern Abitibi belt, Québec, Canada, Geology.
- Newton, R.C. - Haselton, H.T., 1981 - Thermodynamics of the Garnet-Plagioclase- $Al_2SiO_5$ -quartz Geobarometer. IN Thermodynamics of minerals and melts, R.C. Newton, Navrotsky, A. and Wood, B.J. editors; Springer-Verlag.
- Paquin, P., 1988 - Rapport d'un levé géologique, projet Philibert, bloc sud. Soquem; GM 47926, 24 pages, 2 plans.
- Poulsen, K. H. - Borradaile, G. J. - Kehlenbeck, M. M., 1980. An inverted Archean succession at Rainy Lake: Canadian Journal of Earth Science, volume 17, pp.1358- 1369.
- Rupke, N. A., 1976. Large scale slumping in a flysh basin, southwestern Pyrenees, Journal of Geological Society of London, volume 132, pp.121-130.
- Shackleton, R. M., 1958, Downward facing structures of the highland Border, Journal of Geological Society of London, volume 113, pp. 361-392.
- Sharma K.M.N. - Gobeil, A - Mueller, W., 1987 - Stratigraphie de la région Caopatina. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; MB 87-16;



14 pages.

Soquem - Rapport annuel 1990-1991, 32 pages

Tait L. - Chown E.H., 1987a. Rapport préliminaire du projet Du Guesclin, Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; MB 87-12

Tait L. - Pilote, P. - Chown E.H., 1987b - Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; MB 87-24, 114 pages.

Turner, F. J. - Weiss, L. W., 1963. Structural analysis of metamorphic rocks, McGraw-Hill, New York, 545 pages.

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

Woodcock, N. H., 1976. Structural style in slump sheets: Ludlow Series, Powys, Wales. Journal of Geological Society of London, volume 132, pp 399-415.

Woodcock, N. H., 1979. Sizes and submarine slides and their significance, Journal of Structural Geology, volume 1, pp 137-142.

**ANNEXE I**  
**Résultats des analyses chimiques**  
**(volcanites)**

*NO	2054b	1089	5232	6227	0403a	6265	8100a	8100b
SiO2	46.20	50.20	48.00	52.60	49.20	71.10	54.20	53.70
TiO2	1.96	1.02	1.16	0.92	0.70	0.14	1.19	1.03
Al2O3	13.10	17.10	15.50	17.40	11.00	16.40	18.10	17.20
Fe2O3	19.50	13.10	13.00	10.30	11.60	1.35	10.60	8.45
MnO	0.18	0.17	0.18	0.22	0.22	0.02	0.28	0.24
MgO	5.20	6.51	6.17	3.40	12.10	1.16	4.30	3.44
CaO	8.62	8.52	8.42	7.22	7.81	0.92	6.34	9.97
Na2O	2.77	2.56	3.22	3.16	2.56	4.15	3.25	3.73
K2O	0.25	0.05	0.09	0.04	0.06	2.19	0.12	0.09
P2O5	0.10	0.06	0.06	0.05	0.33	0.06	0.08	0.09
H2O+	1.82	1.22	3.62	2.91	3.00	1.95	1.27	2.74
total	99.70	100.51	99.42	98.22	98.58	99.44	99.73	100.68

*NO	100joi	0100	2001	0166	1239	0181	2225
SiO2	48.00	50.10	48.00	43.30	46.80	48.40	44.40
TiO2	0.70	1.37	0.70	2.62	1.06	1.29	2.08
Al2O3	15.20	14.60	15.70	13.40	16.20	14.50	8.98
Fe2O3	11.70	15.50	12.20	20.70	13.30	15.40	15.60
MnO	0.19	0.20	0.19	0.25	0.19	0.21	0.21
MgO	8.26	6.64	7.71	6.55	6.42	6.51	9.04
CaO	11.70	9.15	11.20	10.50	11.90	9.57	14.20
Na2O	1.38	2.07	2.02	1.92	2.54	2.80	1.47
K2O	0.02	0.09	0.23	0.17	0.07	0.19	0.22
P2O5	0.04	0.09	0.05	0.08	0.07	0.09	0.15
H2O+	2.82	0.55	1.29	0.45	1.68	0.74	3.49
total	100.01	100.36	99.29	99.94	00.23	99.70	99.77

* NO	0100	2001	0166	1239	0181	2225	2054b	1089	8100a	8100b
Ho	1	1	1	1	1	2	1	0	1	1
La	4	2	3	3	4	23	4	3	4	4
Lu	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sm	3	2	2	2	3	6	2	2	3	3
U	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
Yb	3	2	3	2	3	2	2	2	2	2
Ce	7	5	8	8	9	48	8	6	11	9
Cs	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
Eu	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1
Hf	2	1	2	2	2	3	2	2	2	2
Nd	8	3	7	6	6	27	6	2	7	9
Sc	44	37	54	40	46	53	42	43	37	34
Ta	3	2	2	2	2	3	1	2	0	0
Tb	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1
Th	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0
Tm	1	0	0	1	1	1	1	0	1	0
Gd	0	0	0	0	6	6	0	0	5	0

concentration des terres rares en ppm

**ANNEXE I**  
**suite**

**Résultats des analyses chimiques**  
**(plutons)**

*No	5346B	5336	6068	6069	6070	6175	6143	0167	2192	0091	0188
SiO2	63.80	72.89	68.68	70.64	69.23	71.13	63.50	71.00	74.49	72.51	67.21
TiO2	0.45	0.12	0.30	0.28	0.29	0.26	0.58	0.26	0.11	0.24	0.34
Al2O3	18.33	16.06	16.96	16.56	16.98	17.25	16.91	15.70	14.73	15.82	18.13
FeO	3.71	1.05	2.19	1.94	2.14	1.72	5.96	2.06	0.77	1.52	2.88
MnO	0.09	0.01	0.04	0.03	0.03	0.03	0.09	0.03	0.01	0.02	0.08
MgO	1.78	0.24	1.27	1.11	1.31	0.07	2.91	1.07	0.29	0.63	1.09
CaO	5.82	2.00	3.74	2.57	3.37	3.32	5.14	3.22	1.50	2.58	3.61
Na2O	5.18	5.35	5.61	5.65	5.52	5.22	3.78	5.26	5.75	4.93	5.09
K2O	0.80	2.22	1.11	1.16	1.03	0.91	1.01	1.33	2.32	1.69	1.50
P2O5	0.06	0.06	0.09	0.07	0.10	0.10	0.13	0.07	0.02	0.06	0.08
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
BA	180	814	449	339	335	461	322	280	1100	528	139
CO	13	0	6	6	6	5	17	6	0	3	7
CU	19	21	19	12	22	25	11	17	8	8	4
DY	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0
LI	12	14	7	9	3	26	20	18	7	31	63
NI	19	5	17	20	22	8	35	17	8	5	11
PB	0	15	0	0	0	0	0	0	0	13	0
Y	74	12	43	43	44	29	113	34	17	18	37
ZN	79	22	42	25	27	45	58	52	21	68	73
GA	20	18	20	20	21	21	17	16	12	20	22
NB	4	0	0	3	0	0	5	5	5	3	4
RB	15	54	25	24	21	52	25	30	26	41	69
SR	370	880	650	490	640	870	550	500	670	420	350
Y	10	0	5	6	4	3	16	0	0	0	11
ZR	110	95	120	110	120	120	150	98	94	110	140
HO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LA	6	11	9	13	15	12	16	23	8	3	3
LU	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
SM	2	2	0	3	3	2	0	0	0	0	0
U	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0
YB	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
CE	12	22	19	28	31	25	30	19	10	8	8
CS	1	1	0	1	1	10	0	0	0	0	0
EU	1	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0
HF	3	2	0	3	3	3	0	0	0	0	0
ND	5	10	0	14	15	12	0	0	0	0	0
SC	8	1	3	4	4	3	15	5	1	2	2
TA	3	3	0	2	2	5	0	0	0	0	0
TB	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TH	0	2	0	2	2	2	0	4	6	0	0

*No	0067L	0067M	0065M	0065L	193B	0095	1147
SiO2	71.82	64.62	63.04	73.44	65.00	70.87	72.14
TiO2	0.14	0.52	0.57	0.11	0.42	0.21	0.12
Al2O3	15.29	17.04	17.74	16.20	18.17	16.91	16.70
FeO	2.44	5.18	5.12	0.85	3.82	1.65	0.61
MnO	0.06	0.10	0.09	0.01	0.08	0.03	0.01
MgO	0.83	1.84	1.92	0.26	1.76	0.53	0.37
CaO	4.30	4.61	5.32	3.31	3.04	2.75	2.01
Na2O	4.49	4.34	4.86	5.19	5.55	5.45	6.02
K2O	0.58	1.66	1.25	0.63	1.93	1.56	1.98
P2O5	0.05	0.09	0.10	0.00	0.24	0.04	0.04
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
BA	138	308	303	178	494	353	1000
CO	5	11	12	3	8	3	2
CU	17	23	23	14	51	2	2
DY	0	0	0	0			
LI	7	24	14	7	51	65	14
NI	7	16	13	0	2	0	1
PB	12	14	0	0	16	0	17
Y	26	70	74	9	63	16	8
ZN	120	113	81	16	70	43	43
GA	17	20	23	16	20	19	16
NB	4	7	0	0	4	0	0
RB	12	63	29	12	110	45	42
SR	260	250	450	450	680	420	830
Y	19	22	12	0	8	6	0
ZR	130	150	140	70	150	110	78
HO	0	0	0	0			
LA	5	1	11	0	8	4	0
LU	0	0	0	0			
SM	0	0	0	0			
U	0	0	0	0			
YB	0	0	0	0			
CE	9	22	22	0	17	6	0
CS	0	0	0	0			
EU	0	0	0	0			
HF	0	0	0	0			
ND	0	0	0	0			
SC	13	18	18	0	7	2	0
TA	0	0	0	0			
TB	0	0	0	0			
TH	0	0	0	0			

N° échantillon	Localisation des échantillons de l'annexe I	
	UTM	
	Estant	Nordant
0100	220600	5462200
0100joi	205510	5483110
0166	221600	5462650
2001	215360	5472915
2054b	221380	5484575
0181	211890	5464960
2225	218210	5483420
1089	230110	5467980
8100a,b	519085	5471015
1239	215290	5483570
5232	387270	5473990
6227	210400	5484800
6265	205260	5484660
5346b	194080	5462000
5336	179035	5470100
0167	222100	5462680
0071	230370	5467900
0091	222180	5462020
0188	211585	5467900
0067L,M	230845	5466380
0065L,M	231600	5464400
6068	199520	5467225
6069	199440	5467220
6070	199490	5467130
6175	200800	5467400
6143	204000	5471220
2192	216170	5462760
0095	220310	5458090
0193B	211990	5463000
1147	212340	5467150



**ANNEXE II****Analyses des amphiboles à la microsonde**

Nº	7146.1	7146.2	7146.3	7146.8	7146.1	72.1	72.2	5207.7	5207.8	5207.9
Si	6.376	6.366	6.345	6.369	6.336	6.631	6.628	6.395	6.399	6.461
Al(IV)	1.623	1.633	1.564	1.630	1.663	1.368	1.371	1.604	1.600	1.538
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	1.198	1.147	1.155	1.105	1.213	0.627	0.668	0.621	0.620	0.724
Ti	0.031	0.030	0.031	0.034	0.033	0.055	0.051	0.072	0.073	0.067
Fe3+	0.292	0.357	0.244	0.322	0.282	0.406	0.352	0.691	0.724	0.648
Mg	1.250	1.265	1.456	1.407	1.281	2.531	2.255	2.217	2.208	2.159
Fe2+	2.196	2.155	2.070	2.092	2.150	1.324	1.419	1.367	1.334	1.363
Mn	0.030	0.044	0.044	0.044	0.037	0.054	0.053	0.029	0.038	0.036
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.999	5.000	5.002	5.007	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MN	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.737	1.734	1.752	1.763	1.732	1.740	1.744	1.749	1.723	1.719
Na	0.262	0.265	0.247	0.236	0.267	0.259	0.255	.250	0.276	0.280
Total	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.163	0.157	0.181	0.189	0.188	0.167	0.186	0.175	0.171	0.114
K	0.090	0.094	0.087	0.090	0.093	0.223	0.224	0.100	0.091	0.101
Total	0.254	0.252	0.269	0.279	0.282	0.391	0.411	0.275	0.263	0.216

Nº	2212.2	2212.3	2212.7	1102.1	1102.2	5056B1	5056B1	5056B2	5056B4	5056B6	5056B7
Si	6.199	6.162	6.478	6.626	6.771	6.291	6.323	6.293	6.421	6.160	6.350
Al(IV)	1.800	1.837	1.521	1.373	1.228	1.708	1.676	1.706	1.578	1.839	1.649
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	1.193	1.180	0.979	0.858	0.691	0.977	1.021	1.024	0.965	0.844	1.086
Ti	0.032	0.035	0.030	0.036	0.047	0.032	0.028	0.029	0.035	0.032	0.036
Fe3+	0.495	0.554	0.536	0.445	0.445	0.785	0.572	0.614	0.503	1.167	0.440
Mg	1.161	1.245	1.404	2.411	2.563	1.535	1.714	1.605	1.912	1.859	1.586
Fe2+	2.063	1.930	1.998	1.202	1.219	1.634	1.624	1.694	1.556	1.070	1.814
Mn	0.054	0.053	0.050	0.035	0.033	0.034	0.038	0.031	0.025	0.024	0.034
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	4.999	5.000	4.999	4.999	5.000
Fe2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MN	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.723	1.723	1.703	1.748	1.772	1.668	1.732	1.723	1.738	1.613	1.744
Na	0.276	0.276	0.296	0.251	0.227	0.331	0.267	0.276	0.261	0.386	0.255
Total	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.135	0.114	0.090	0.120	0.109	0.087	0.159	0.150	0.173	0.018	0.182
K	0.100	0.106	0.074	0.037	0.040	0.028	0.030	0.030	0.024	0.020	0.024
Total	0.235	0.220	0.165	0.157	0.149	0.115	0.030	0.180	0.197	0.039	0.206

Nº	505788	5056811	5056812	5056813	1014C1	1014C2	1014C4	1014C5	1014C1	1014C2	1159.1
Si	6.346	6.404	6.432	6.400	6.528	6.378	6.373	6.552	6.223	6.332	6.861
Al(IV)	1.653	1.595	1.567	1.599	1.471	1.621	0.626	1.447	1.776	1.667	1.138
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	1.012	0.998	1.146	1.009	1.018	1.017	0.994	1.027	1.014	0.985	0.768
Ti	0.033	0.034	0.033	0.037	0.031	0.028	0.031	0.014	0.020	0.031	0.052
Fe3+	0.636	0.510	0.380	0.544	0.479	0.542	0.610	0.448	0.778	0.629	0.372
Mg	1.501	1.648	1.655	1.724	1.828	1.677	1.709	1.815	1.730	1.668	2.658
Fe2+	1.782	1.776	1.742	1.651	1.608	1.702	1.617	1.658	1.417	1.659	1.116
Mn	0.033	0.033	0.042	0.042	0.033	0.031	0.035	0.036	0.038	0.025	0.031
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.999	5.001	5.000	5.009	5.000	5.000	5.000	5.000	4.999	5.000	5.000
Fe2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MN	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.700	1.721	1.724	1.710	1.670	1.629	1.673	1.665	1.647	1.681	1.743
Na	0.299	0.278	0.275	0.289	0.329	0.308	0.326	0.334	0.352	0.318	0.256
Total	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.109	0.156	0.146	0.130	0.109	0.147	0.107	0.142	0.137	0.130	0.039
K	0.037	0.043	0.022	0.039	0.052	0.068	0.089	0.051	0.045	0.079	0.064
Total	0.147	0.200	0.169	0.170	0.162	0.216	0.196	0.193	0.183	0.209	0.103

Nº	1159.2	1106.1	1106A2	1106A3	11.1	11.2	1068.1	1068.3	11.5	1239.2	1239.2
Si	7.071	6.274	6.340	6.477	6.477	6.598	6.207	6.200	6.411	6.570	6.479
Al(IV)	0.928	1.725	1.659	1.522	1.522	1.401	1.792	1.799	1.588	1.429	1.520
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.638	0.550	1.042	0.863	0.411	0.365	0.602	0.459	0.463	0.684	0.860
Ti	0.044	0.049	0.029	0.024	0.067	0.095	0.080	0.119	0.068	0.029	0.033
Fe3+	0.409	1.115	0.541	0.580	0.586	0.408	0.663	0.675	0.555	0.635	0.523
Mg	2.839	2.386	2.197	2.395	2.172	2.232	1.428	1.518	2.079	2.042	1.845
Fe2+	1.045	0.543	1.161	1.115	1.712	1.846	2.158	2.153	1.788	1.577	1.689
Mn	0.031	0.353	0.026	0.020	0.050	0.051	0.066	0.073	0.044	0.031	0.047
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	5.008	5.000	4.999	5.000	4.999	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MN	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.722	1.702	1.728	1.761	1.774	1.795	1.694	1.718	1.783	1.762	1.749
Na	0.263	0.297	0.271	0.238	0.225	0.204	0.305	0.281	0.216	0.237	0.250
Total	1.985	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.114	0.166	0.153	0.216	0.259	0.197	0.225	0.239	0.154	0.186
K	0.050	0.005	0.018	0.011	0.275	0.257	0.349	0.345	0.278	0.024	0.026
Total	0.050	0.119	0.185	0.165	0.491	0.517	0.547	0.571	0.517	0.179	0.213

Nº	8038.1	8038.2	8038.3	9008.1	9008.2	9008.3	9008.4	8133.1	8133.2	8133.3	8086.1
Si	6.248	6.195	6.416	6.63	6.477	6.598	6.735	6.651	6.623	6.741	6.282
Al(IV)	1.751	1.804	1.583	1.369	1.522	1.401	1.264	1.348	1.376	1.258	1.717
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.97	0.931	0.777	0.612	0.759	0.663	0.605	0.738	0.721	0.675	0.905
Ti	0.032	0.034	0.032	0.101	0.096	0.089	0.091	0.052	0.046	0.043	0.036
Fe <sup>3+</sup>	0.469	0.534	0.547	0.365	0.337	0.426	0.374	0.465	0.473	0.513	0.591
Mg	1.559	1.512	1.758	2.278	2.121	2.268	2.333	2.469	2.533	2.613	1.764
Fe <sup>2+</sup>	1.945	1.956	1.847	1.607	1.651	1.513	1.562	1.237	1.092	1.123	1.677
Mn	0.022	0.022	0.036	0.034	0.032	0.038	0.032	0.035	0.032	0.030	0.023
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	5.000	4.991	4.999	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe <sup>2+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.761	1.785	1.766	1.791	1.815	1.769	1.779	1.735	1.726	1.741	1.776
Na	0.238	0.214	0.233	0.208	0.184	0.230	0.220	0.246	0.273	0.258	0.223
Total	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.257	0.246	0.226	0.288	0.249	0.204	0.179	0.174	0.148	0.136	0.204
K	0.099	0.106	0.074	0.059	0.053	0.052	0.050	0.012	0.014	0.014	0.043
Total	0.356	0.352	0.301	0.288	0.302	0.256	0.230	0.186	0.163	0.151	0.248

Nº	9096.2	9096.3	9127.1	9127.2	9127.3	9029.1	9029.2	9029.3	9116.1	9116.2	9116.3
Si	6.294	6.242	6.56	6.47	6.574	6.541	7.754	7.556	6.481	6.31	6.321
Al(IV)	1.705	1.747	1.439	1.529	1.425	1.458	0.245	0.443	1.518	1.689	1.678
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al(VI)	0.859	0.947	0.797	0.885	0.809	0.585	0.145	0.264	0.797	0.87	0.93
Ti	0.041	0.039	0.081	0.065	0.075	0.03	0.006	0.008	0.098	0.077	0.063
Fe3+	0.686	0.656	0.459	0.481	0.486	0.658	0.353	0.275	0.355	0.497	0.433
Mg	1.847	1.74	2.253	2.24	2.395	1.906	3.32	2.928	2.05	1.918	1.861
Fe2+	1.533	1.583	1.368	1.302	1.199	1.783	1.141	1.487	1.68	1.608	1.681
Mn	0.031	0.033	0.039	0.039	0.034	0.035	0.032	0.036	0.017	0.027	0.030
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	5.000	5.000	4.999	5.000	4.999	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MN	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.727	1.727	1.737	1.741	1.729	1.767	1.818	1.839	1.721	1.706	1.712
Na	0.272	0.272	0.262	0.258	0.270	0.232	0.088	0.160	0.278	0.293	0.287
Total	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	1.906	2.000	2.000	2.000	2.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.189	0.193	0.171	0.176	0.150	0.206	0.000	0.006	0.219	0.221	0.242
K	0.034	0.032	0.013	0.013	0.007	0.052	0.003	0.013	0.125	0.122	0.114
Total	0.224	0.225	0.184	0.189	0.157	0.258	0.003	0.019	0.344	0.343	0.357

N° échantillon	Localisation des échantillons de l'annexe II	
	UTM	
	Estant	Nordant
7146	210470	5477040
0072	230310	5468380
5207	202720	5467700
2212	224940	5477670
1102	220200	5460790
5056	206940	5473320
5057	207000	5473260
1014	217005	5476650
1159	224230	5467260
1106	220080	5463110
0011	230320	5468000
1068	229580	5469580
1239	215290	5483570
8038	231990	5484720
9008	230840	5463900
8133	226210	5464580
8086	523030	5474050
8127	225300	5464300
8029	230080	5484550
8116	227125	5466840



### ANNEXE III

#### Résultats des analyses économiques significatives

*No	8002	8036	9061	9100C	9100D	9100E	9100F	9100G	9104-2	9192-2
As	-	-	-	10.0	4.0	-	9.0	6.0	14.0	15.0
Au	.53	.040	.22	4.7	.062	.075	.11	.27	.180	.052
Br	-	8.0	-	-	-	-	13.0	5.0	1.0	-
Cs	-	2.0	1.0	1.0	3.0	3.0	2.0	-	1.0	2.0
Sb	-	-	.9	.2	.1	.2	.2	-	.6	.2
U	-	-	.4	-	-	-	.2	-	-	-
W	-	16.0	12.0	7.0	62.0	21.0	4.0	5.0	3.0	29.0
Cu	6.0	32.0	239.0	9.0	78.0	96.0	21.0	76.0	161.0	85.0
Zn	16.0	135.0	86.0	12.0	135.0	97.0	47.0	21.0	73.0	96.0

*No	9193-1	9193-2	9198-2	9198-4	9199-2	9195-1	8227A	8227B
As	-	-	-	24.0	35	-	19.0	6.0
Au	.52	9.9	.062	1.1	.071	.038	.05	3.7
Br	-	-	6.0	-	-	-	-	-
Cs	-	-	-	-	1.0	2.0	2.0	-
Sb	-	-	-	.2	.5	.3	1.6	.2
U	-	-	-	-	0	-	.2	-
W	-	1.0	-	6.0	4.0	4.0	2.0	-
Cu	11.0	53.0	19.0	33.0	249.0	90.0	160.0	5.0
Zn	42.0	58.0	19.0	72.0	97.0	185.0	89.0	7.0

valeurs des analyses en ppm

N° échantillon	Localisation des échantillons de l'annexe III	
	UTM	
	Estant	Nordant
8002	228475	5483000
8036	231980	5483450
9061	231300	5483825
9100	231550	5483740
9192	228850	5484000
9193	228650	5482950
9198	231125	5483700
9199	231475	5483500
9195	231150	5484000
8227	230200	5478815
9104	231280	5479420

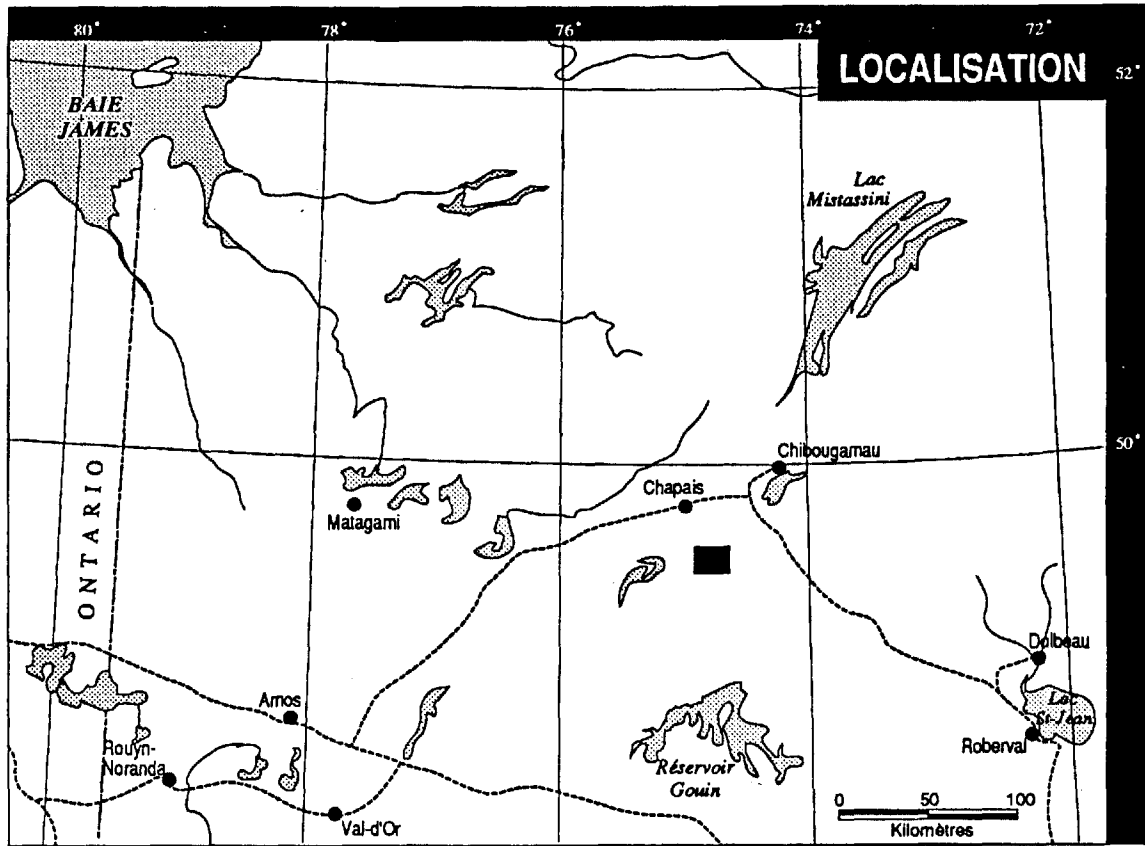


FIGURE 1 - Carte de localisation de la région étudiée.

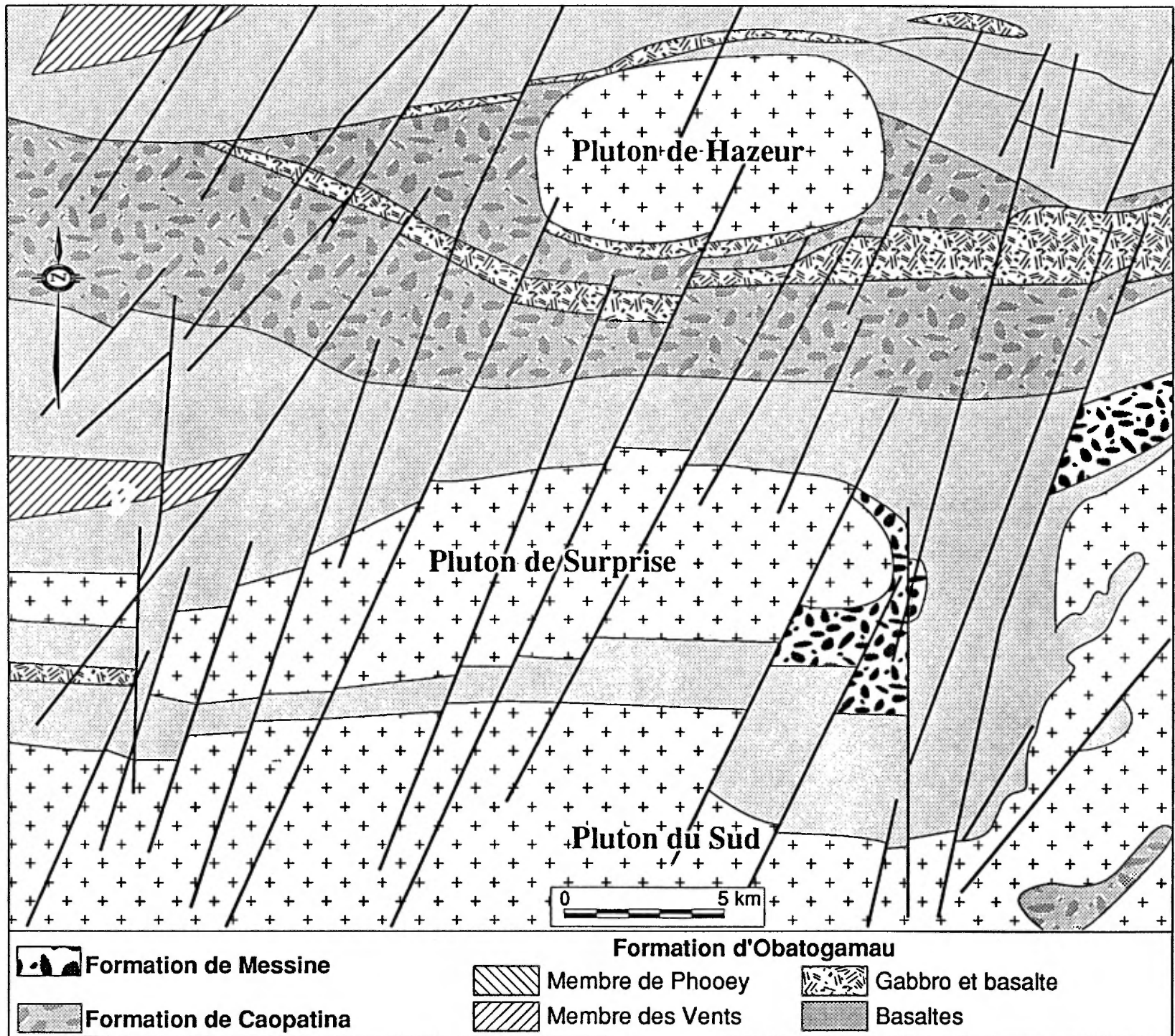


FIGURE 2 - Carte géologique simplifiée de la région étudiée.

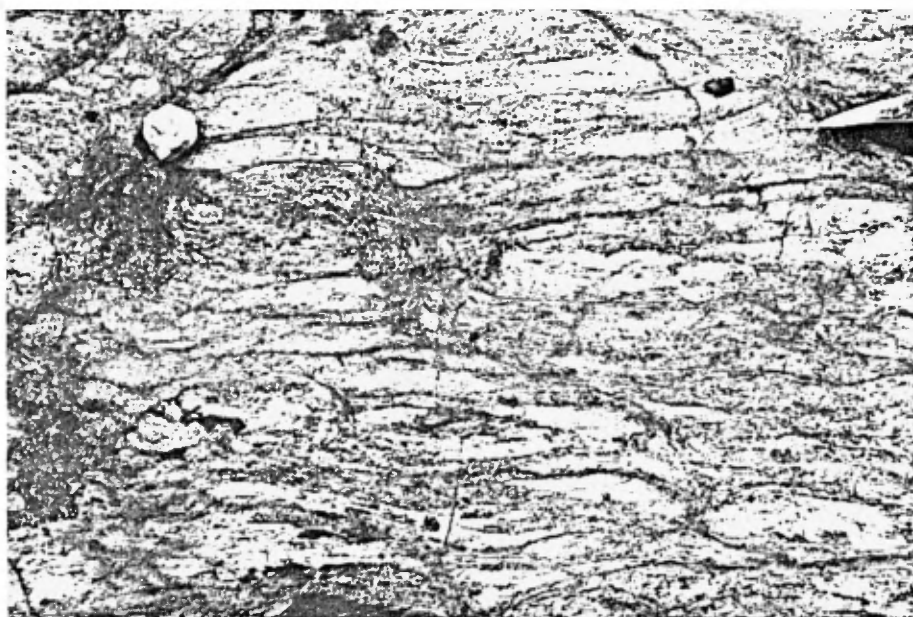


FIGURE 3a - Brèche à coussins fortement déformée  
et donnant un aspect fragmentaire à la roche  
(Formation d'Obatogamau)

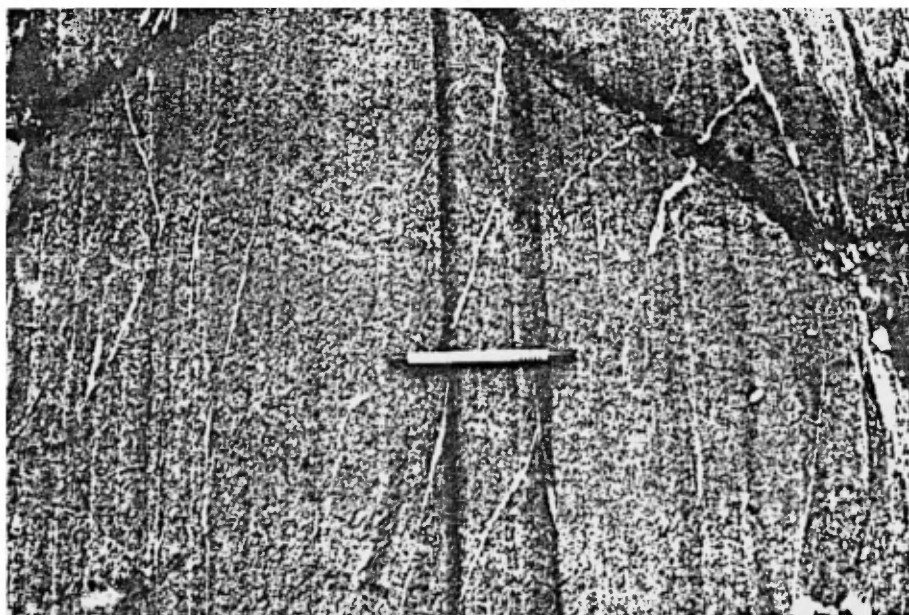


FIGURE 3b - Filon-couche gabbroïque montrant un litage rythmique (Formation d'Obatogamau).

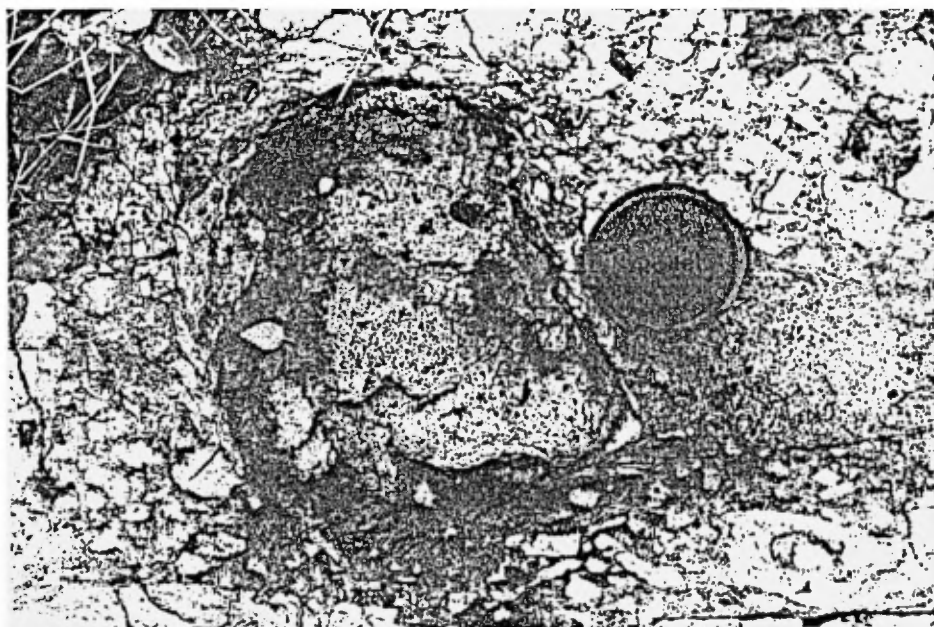


FIGURE 4 - Fragment fortement vésiculé provenant d'une coulée pyroclastique de l'unité FV3.



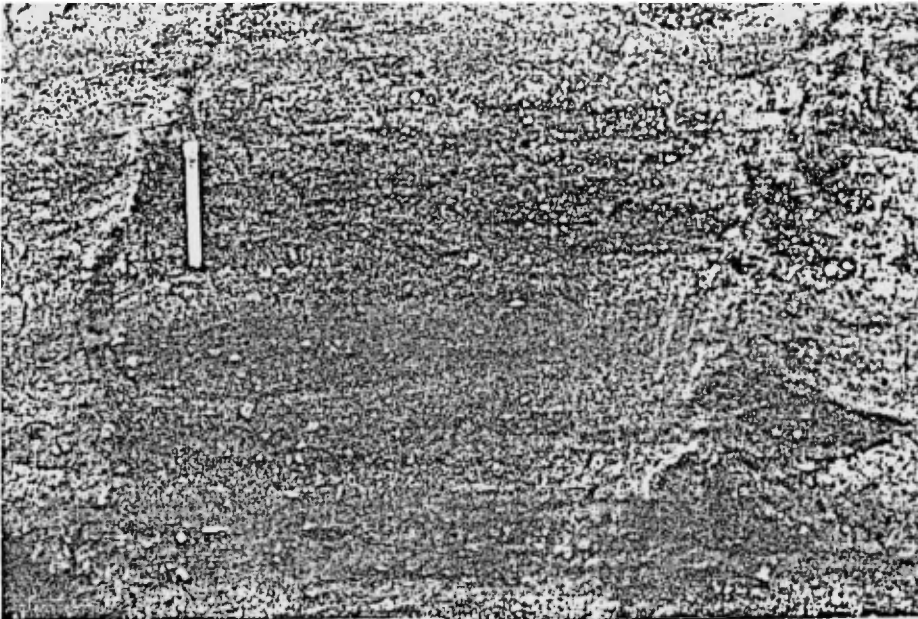


FIGURE 5 - Volcanoclastite contenant des fragments porphyriques en plagioclase au même titre que la matrice.



FIGURE 6 - Horizon gréseux intercalé aux sédiments fins, ces derniers montrent des convolutes.



FIGURE 7 - Gneiss tonalitique du pluton de Surprise montrant une texture gneissique sub-horizontale.



FIGURE 8 - Texture myrmékitique autour d'un plagioclase dans un porphyre à quartz et à feldspath.

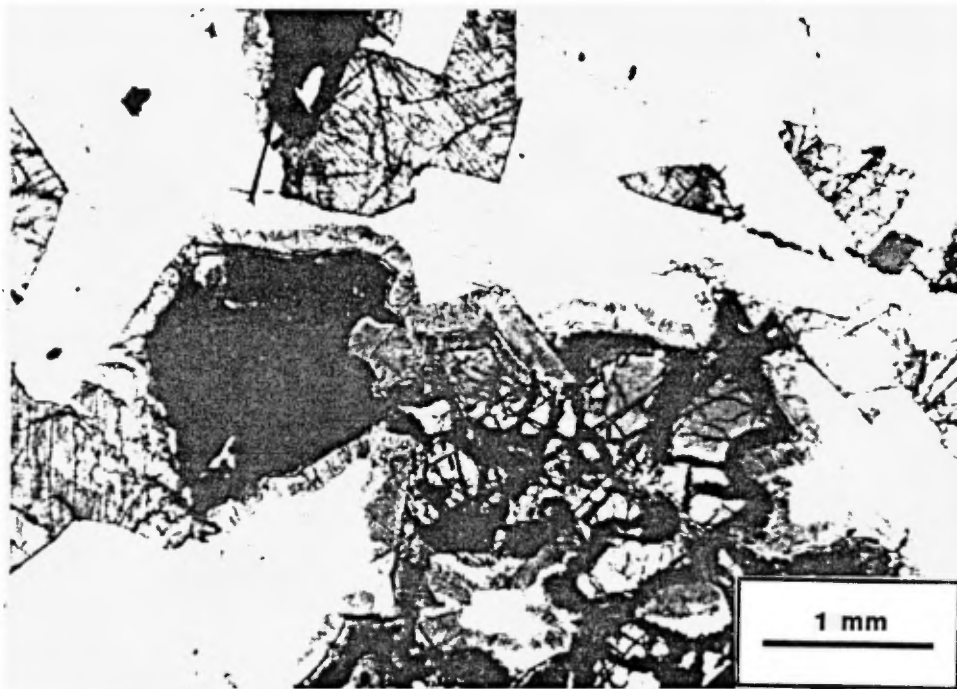


FIGURE 9 - Texture coronitique se développant autour de l'olivine et des opaques.

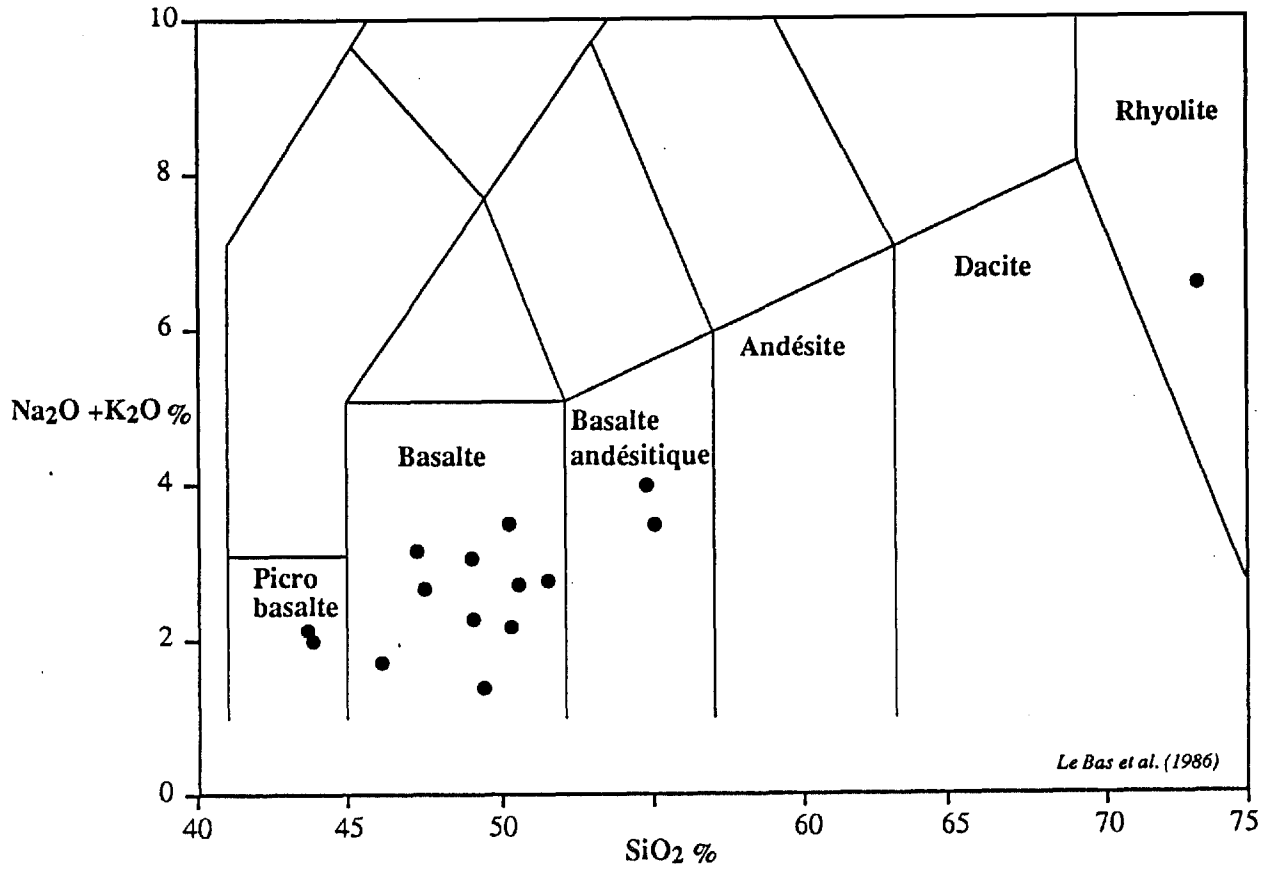


FIGURE 10 - Diagramme  $\text{SiO}_2$  en fonction de  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (Le Bas et al., 1986), la majorité des échantillons sont de composition basaltique à basalte andésitique.

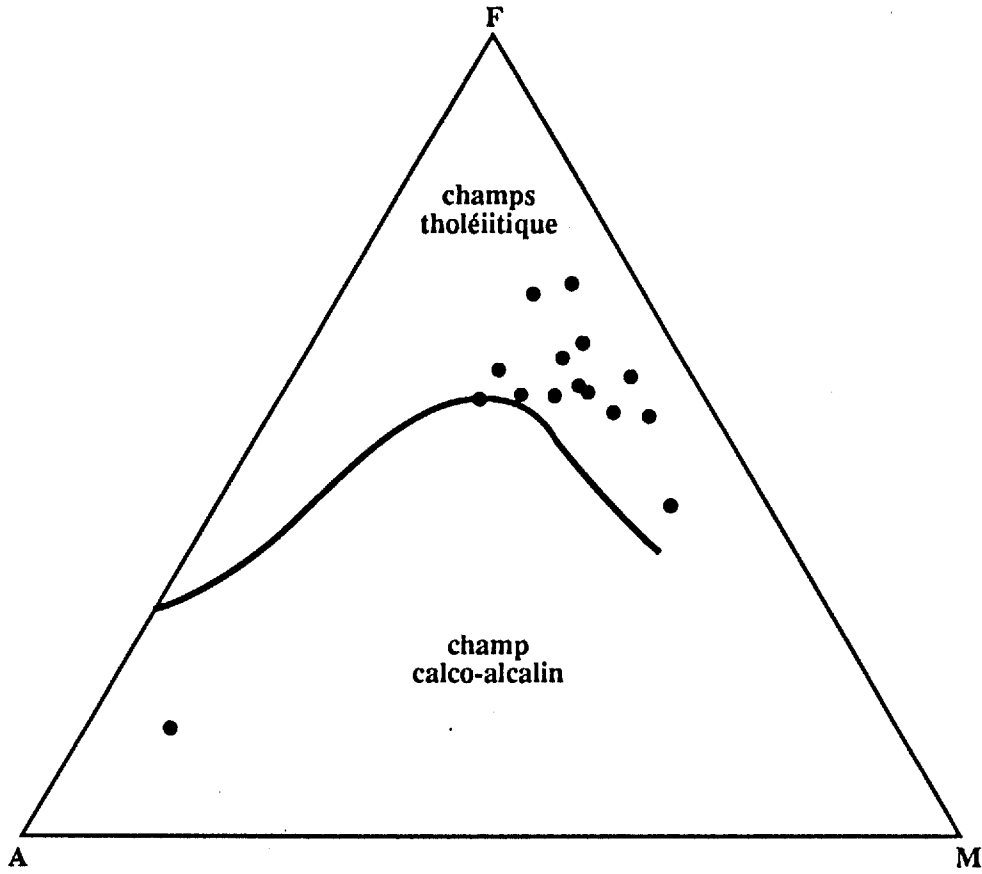


FIGURE 11 - Diagramme AFM soulignant le caractère tholéiitique des laves de la Formation d'Obatogamau. L'échantillon à caractère calco-alkalin provient d'une rhyolite du Membre des Vents.

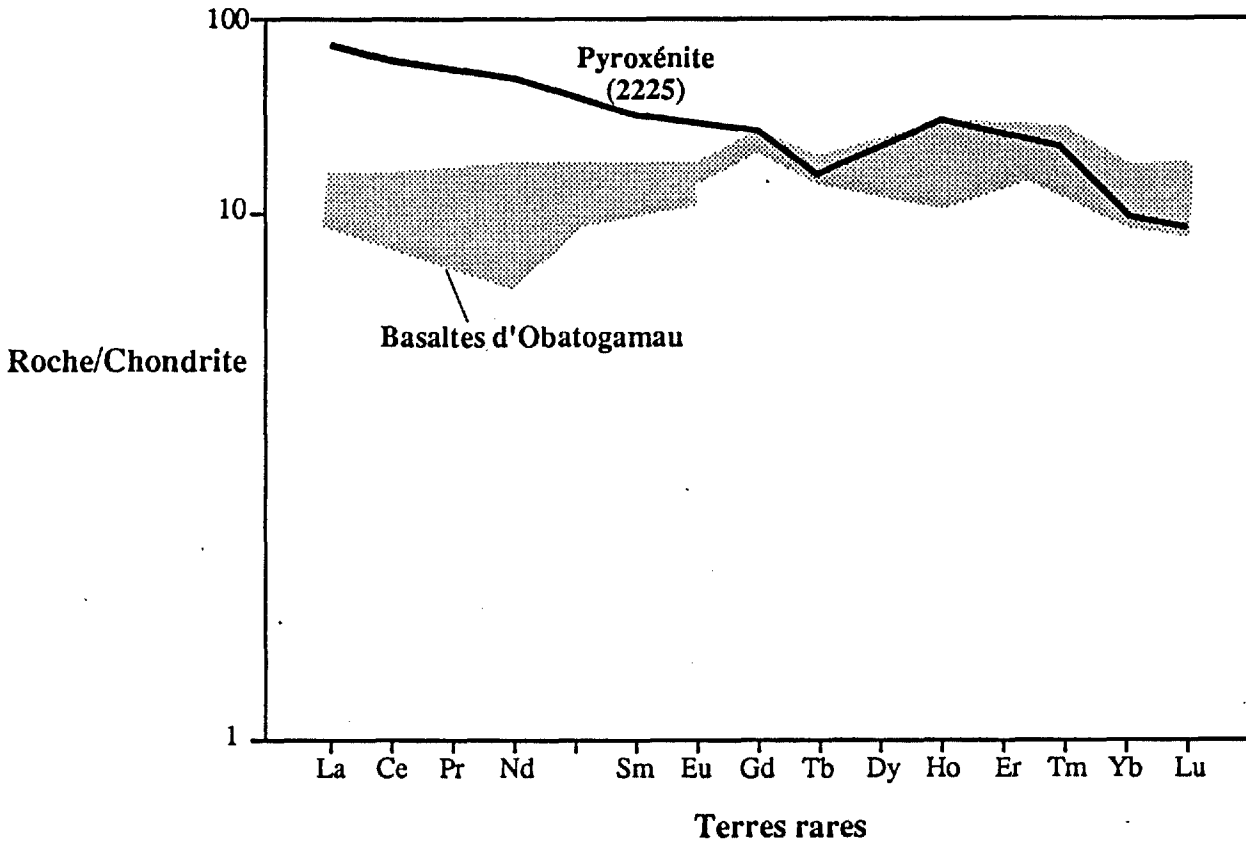


FIGURE 12 - Profil des terres rares de la Formation d'Obatogamau montrant un patron de terres rares plat, légèrement déprimé en terres rares légères. L'échantillon de pyroxénite est, par contre, enrichi en terres rares légères.



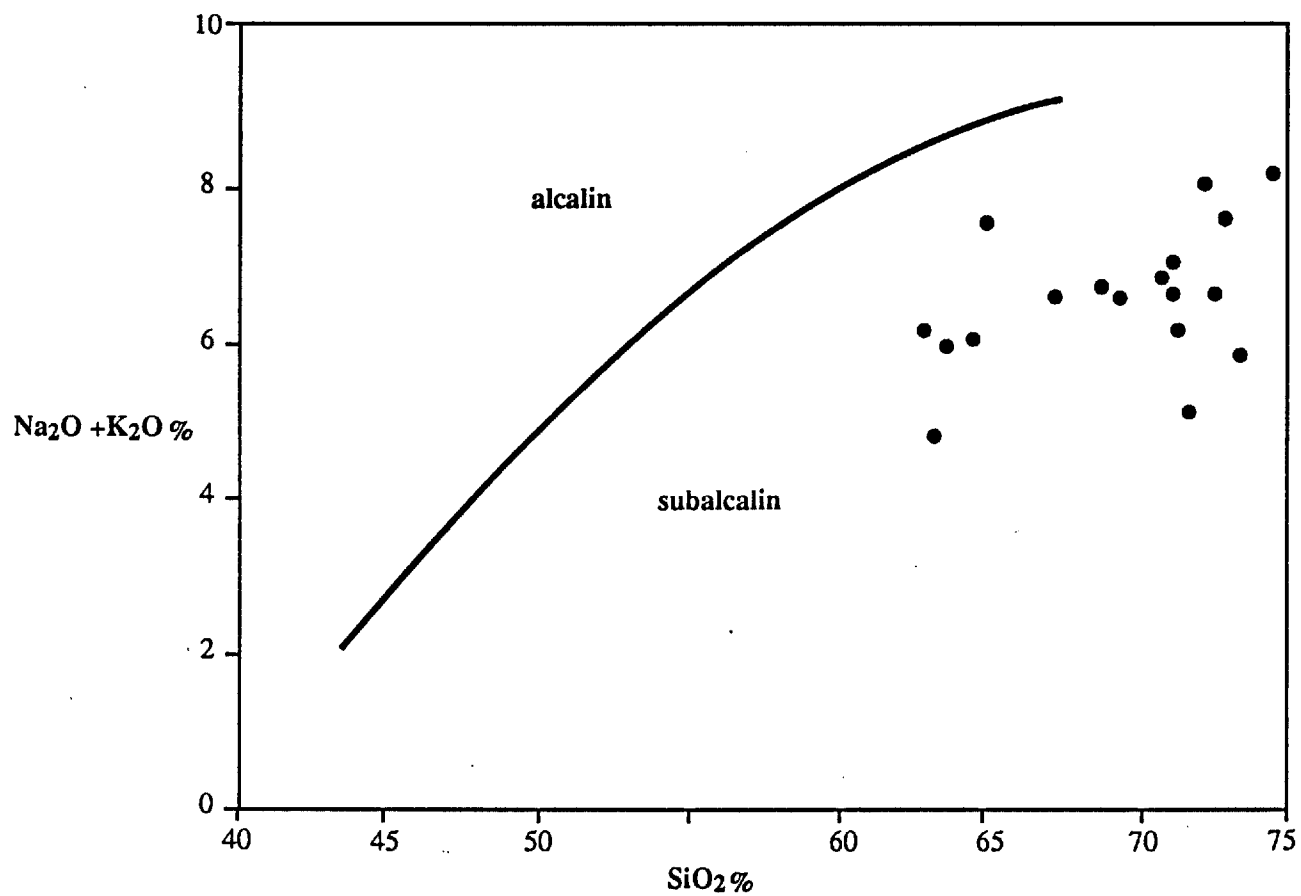


FIGURE 13 - Diagramme SiO<sub>2</sub> versus Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O soulignant le caractère subalcalin des plutons.

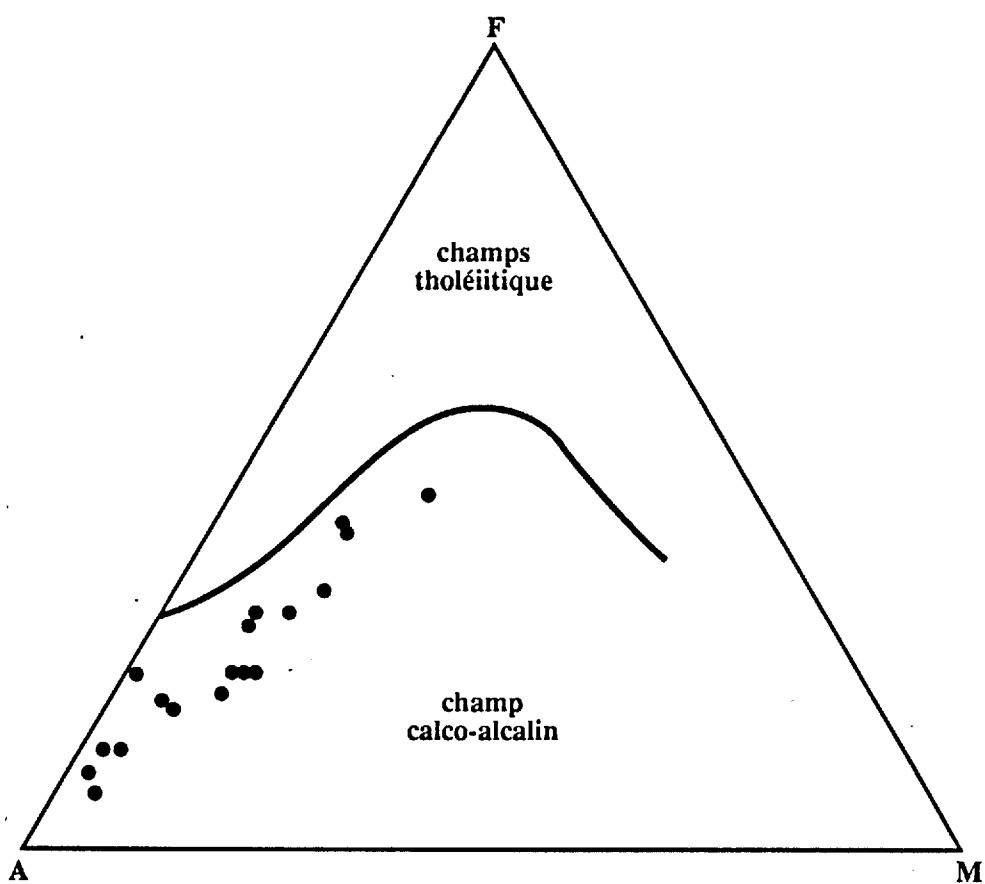


FIGURE 14 - Diagramme AFM montrant le caractère calcoalcalin des plutons.

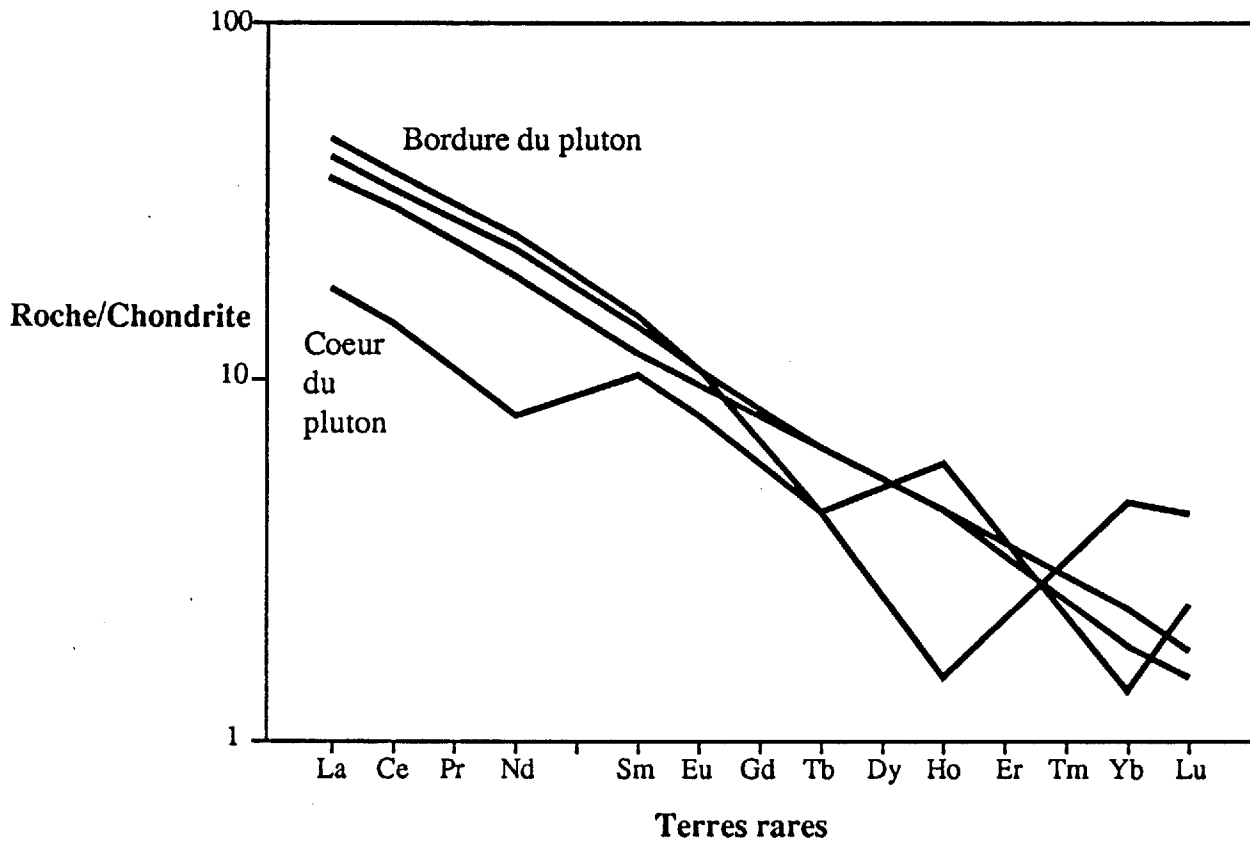


FIGURE 15 - Profil des terres rares du pluton de Surprise. Les trois échantillons provenant de la bordure ne montrent pas de rupture de pente comparativement à l'échantillon provenant du cœur du pluton. La rupture dans la pente est attribuée en partie au fractionnement de la hornblende.

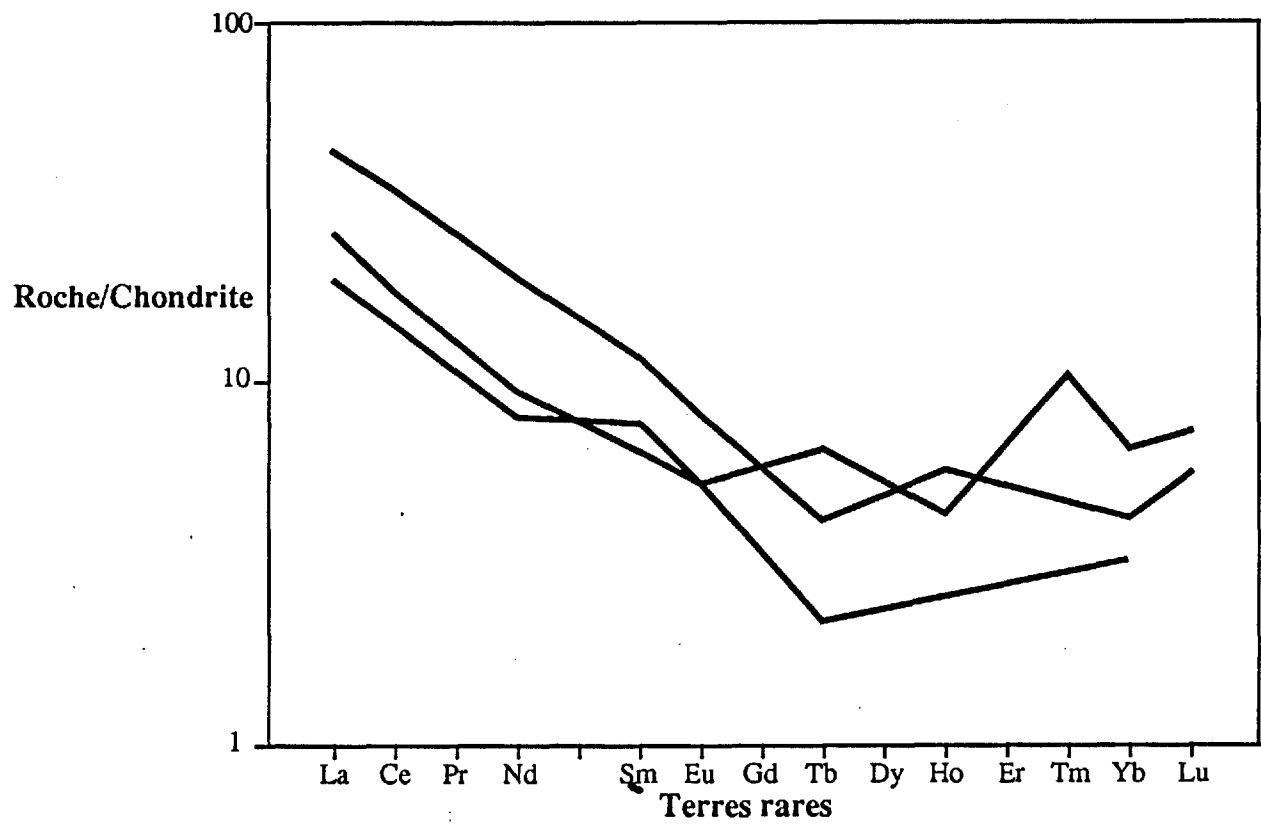


FIGURE 16 - Profil des terres rares du pluton du Sud montrant une rupture de pente comme dans le cas du coeur du pluton de Surprise.

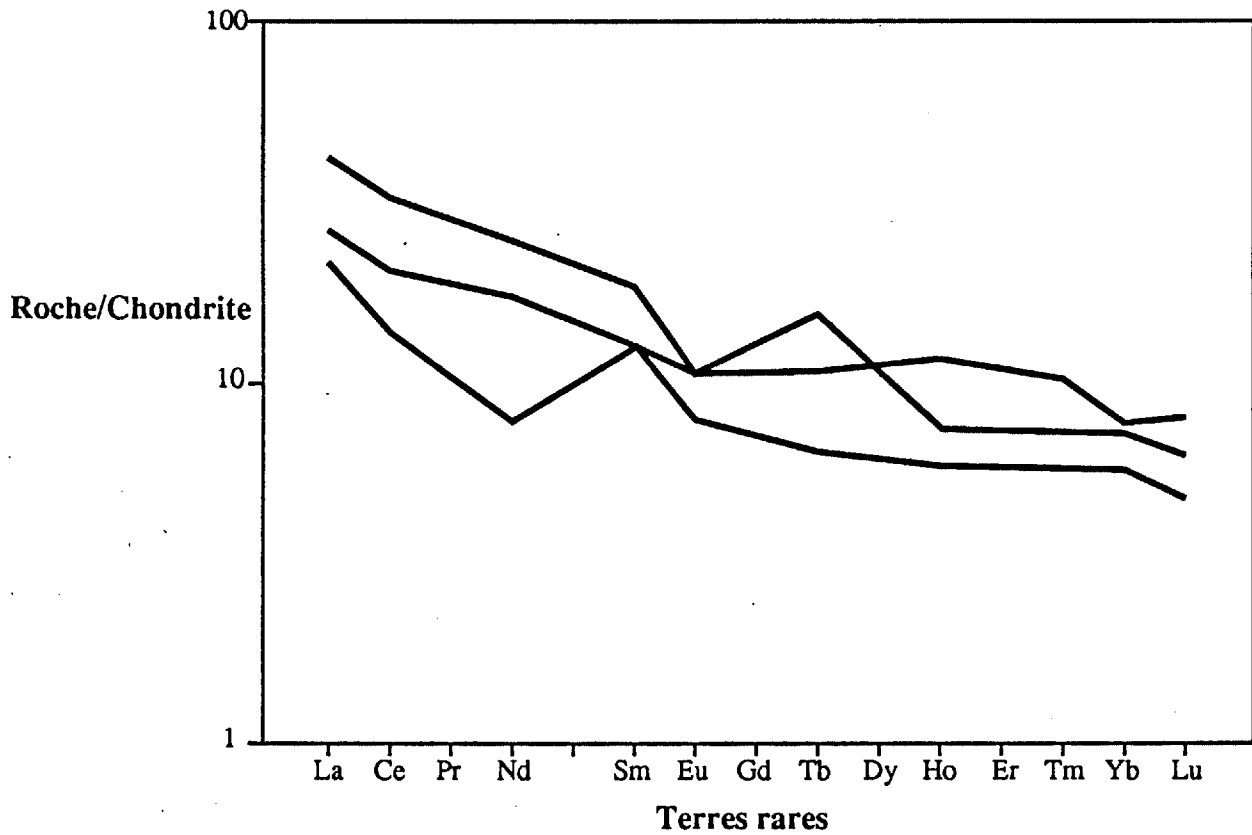


FIGURE 17 - Profil des terres rares du gneiss montrant un enrichissement des terres rares légères. La rupture dans la pente est moins prononcée que dans le cas du coeur du pluton de Surprise et du pluton du Sud.

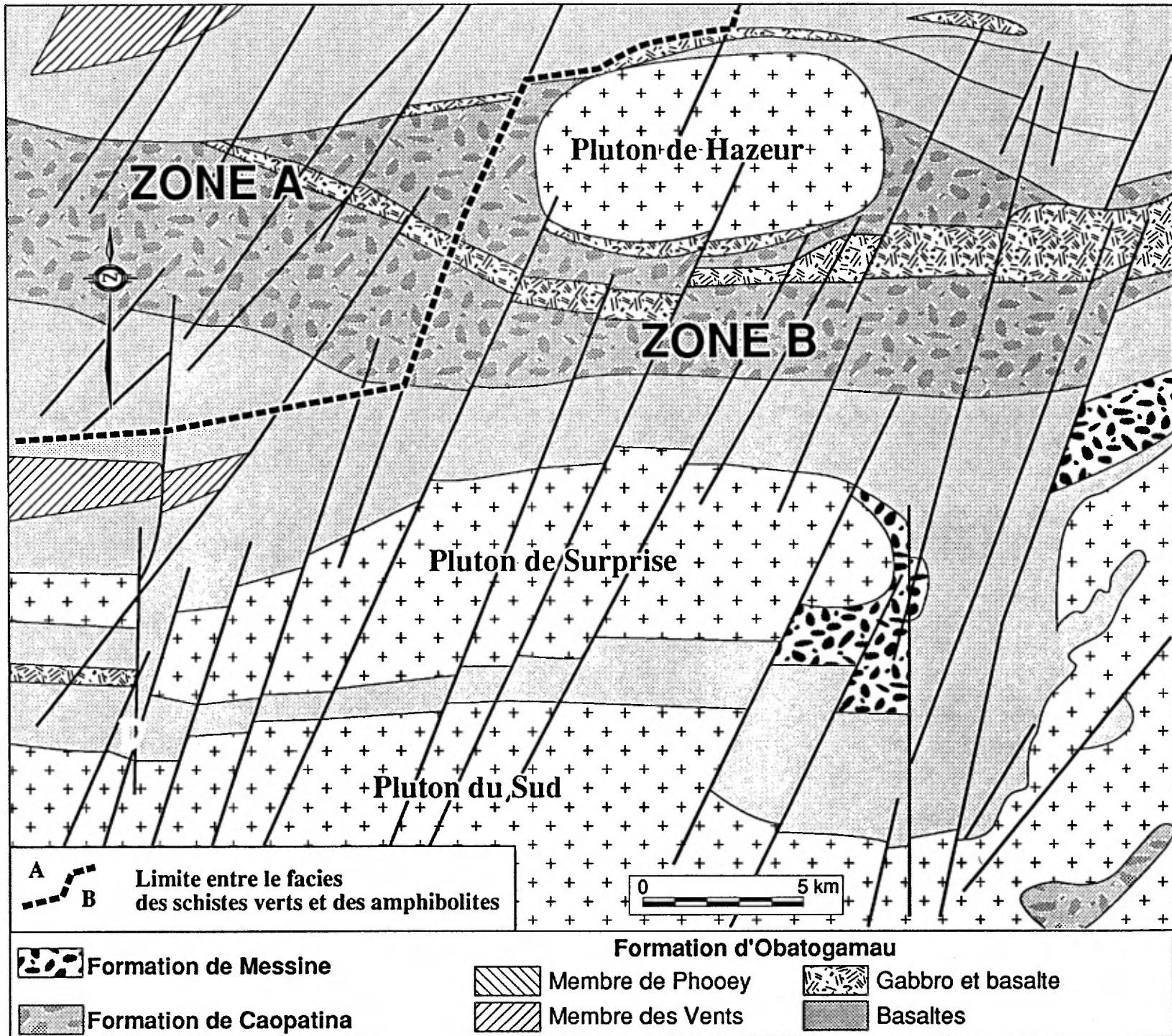


FIGURE 18 - Carte du métamorphisme régional montrant la limite entre le faciès des schistes verts et le faciès des amphibolites.

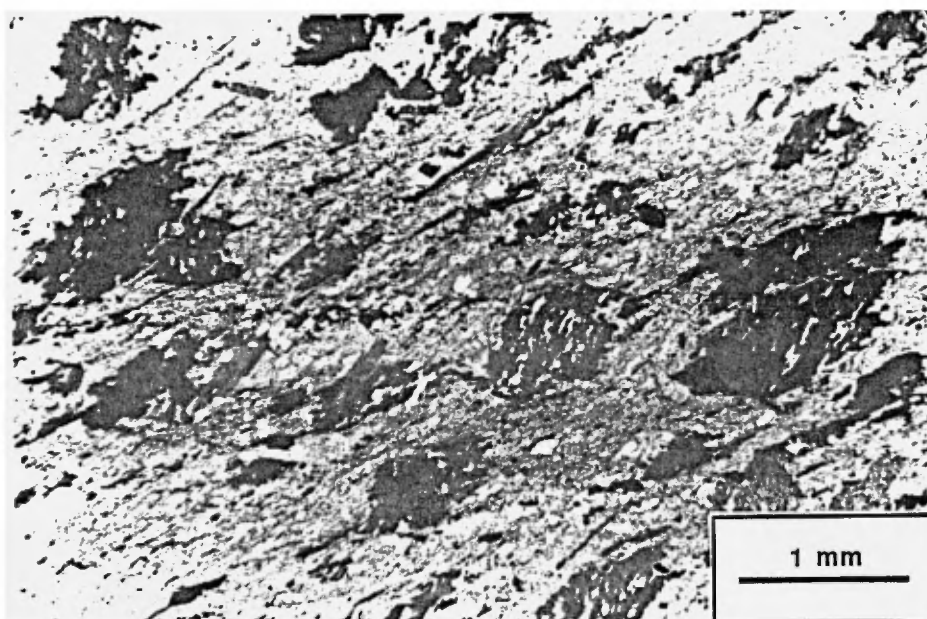


FIGURE 19 - Porphyroblastes millimétriques de biotite dans un schiste pélitique. La rotation des porphyroblastes soulignée par les traînées d'inclusions sigmoïdales, indique une croissance syntectonique.

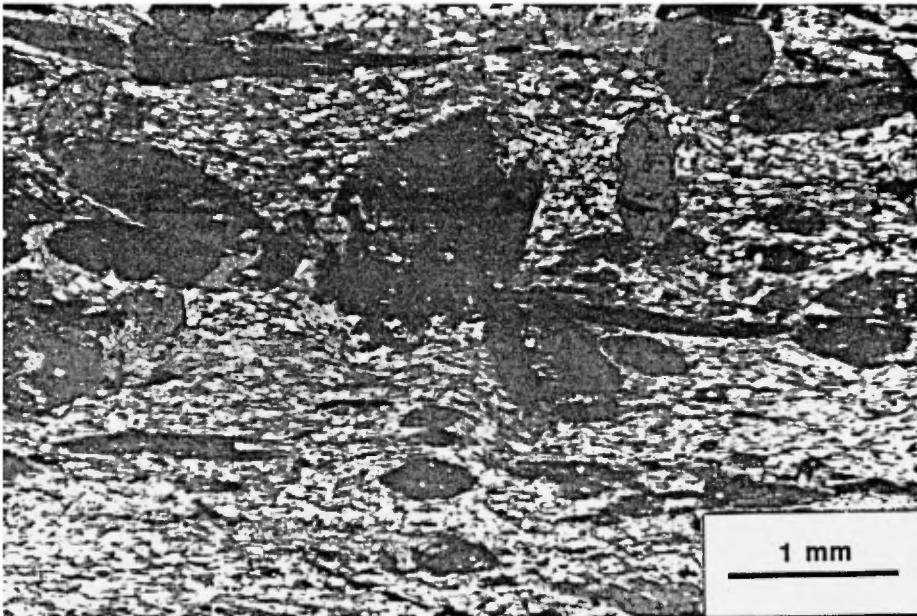


FIGURE 20 - Porphyroblastes de hornblende orientés et aléatoires dans un schiste à chlorite et à hornblende.



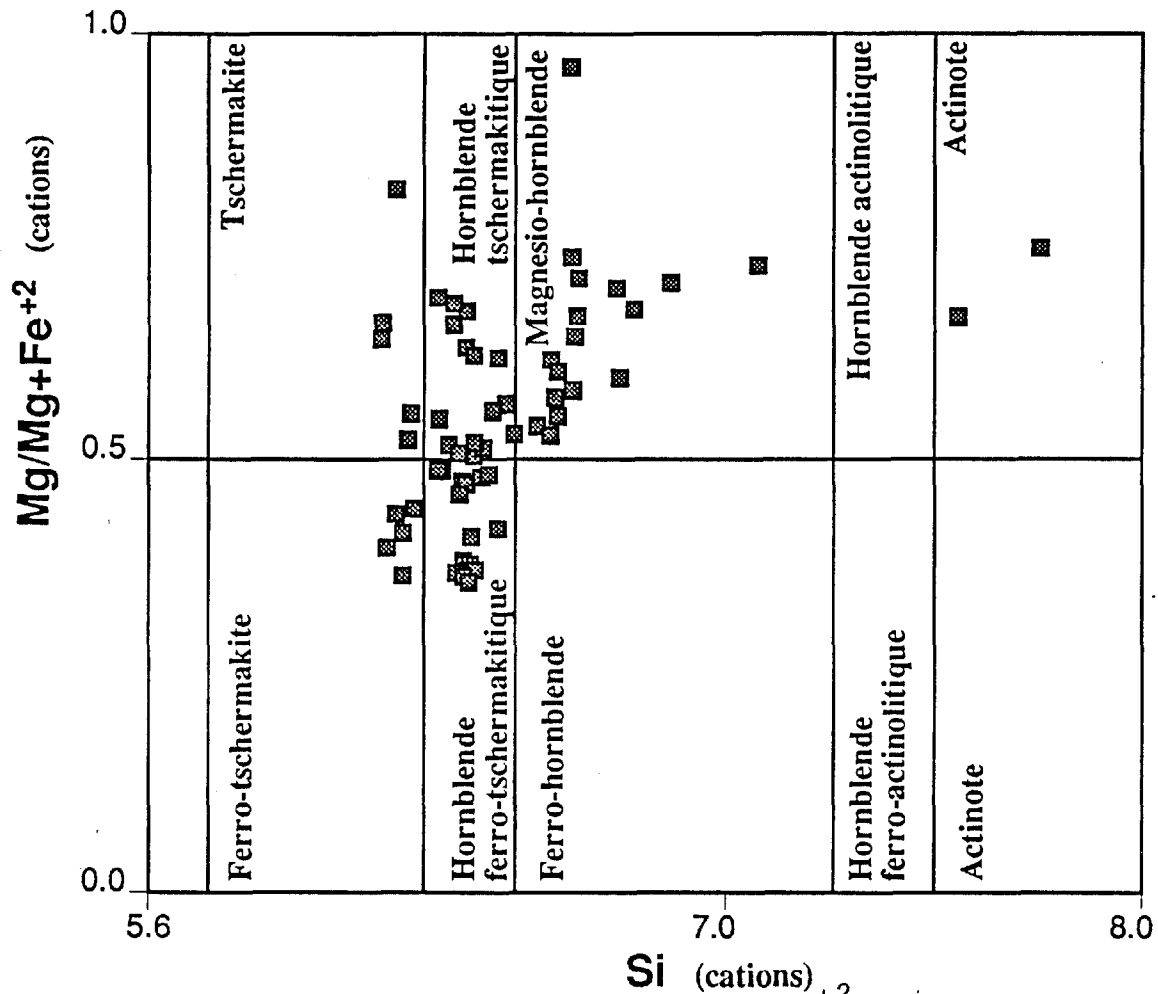


FIGURE 21 - Diagramme Si vs  $Mg/Mg Fe^{+2}$ , la plupart des amphiboles tombent à la limite des champs des hornblendes tschermakitiques et ferrotschermakitiques.

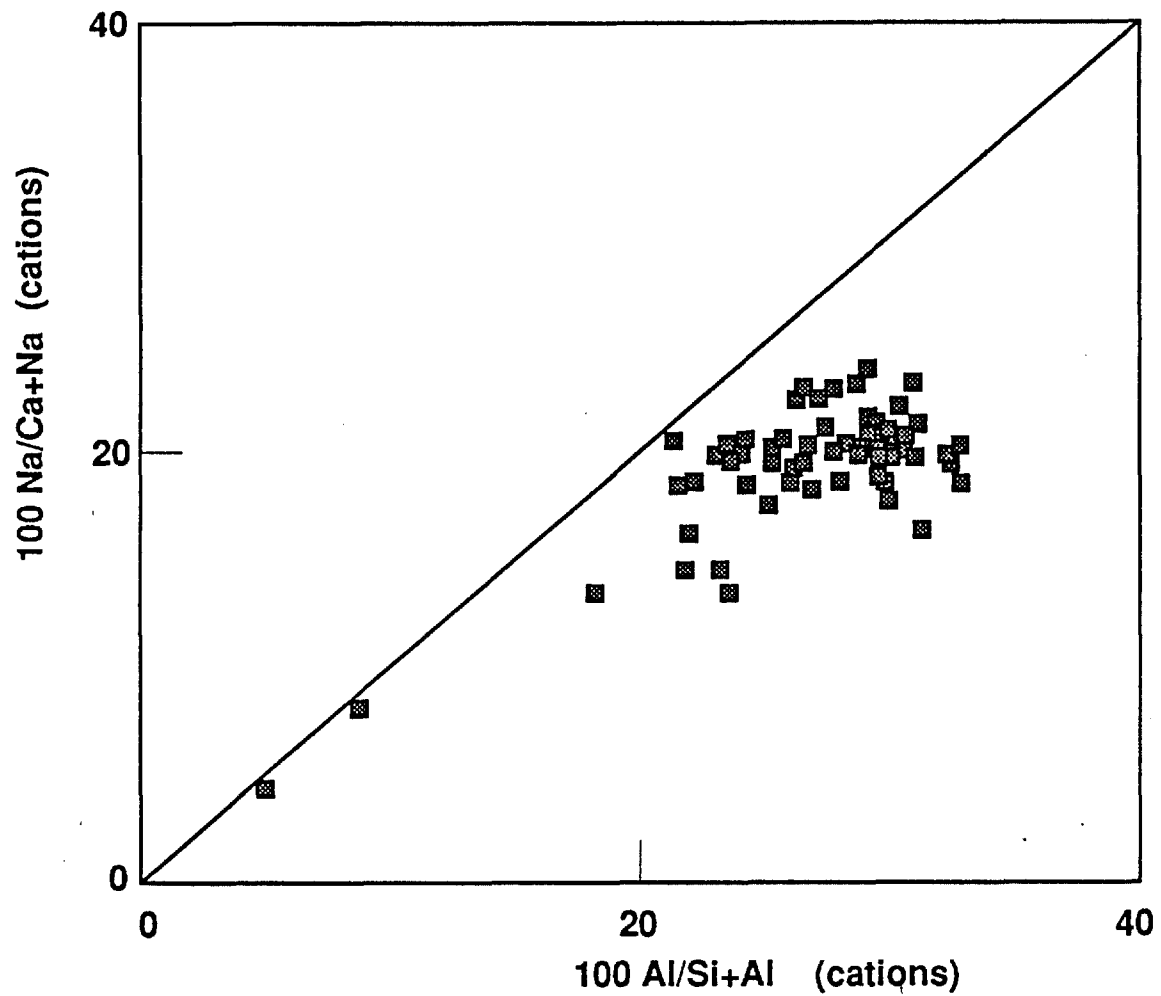


FIGURE 22 - Diagramme de Laird et Albee (1981), la composition des amphiboles indique un métamorphisme de basse et moyenne pression.

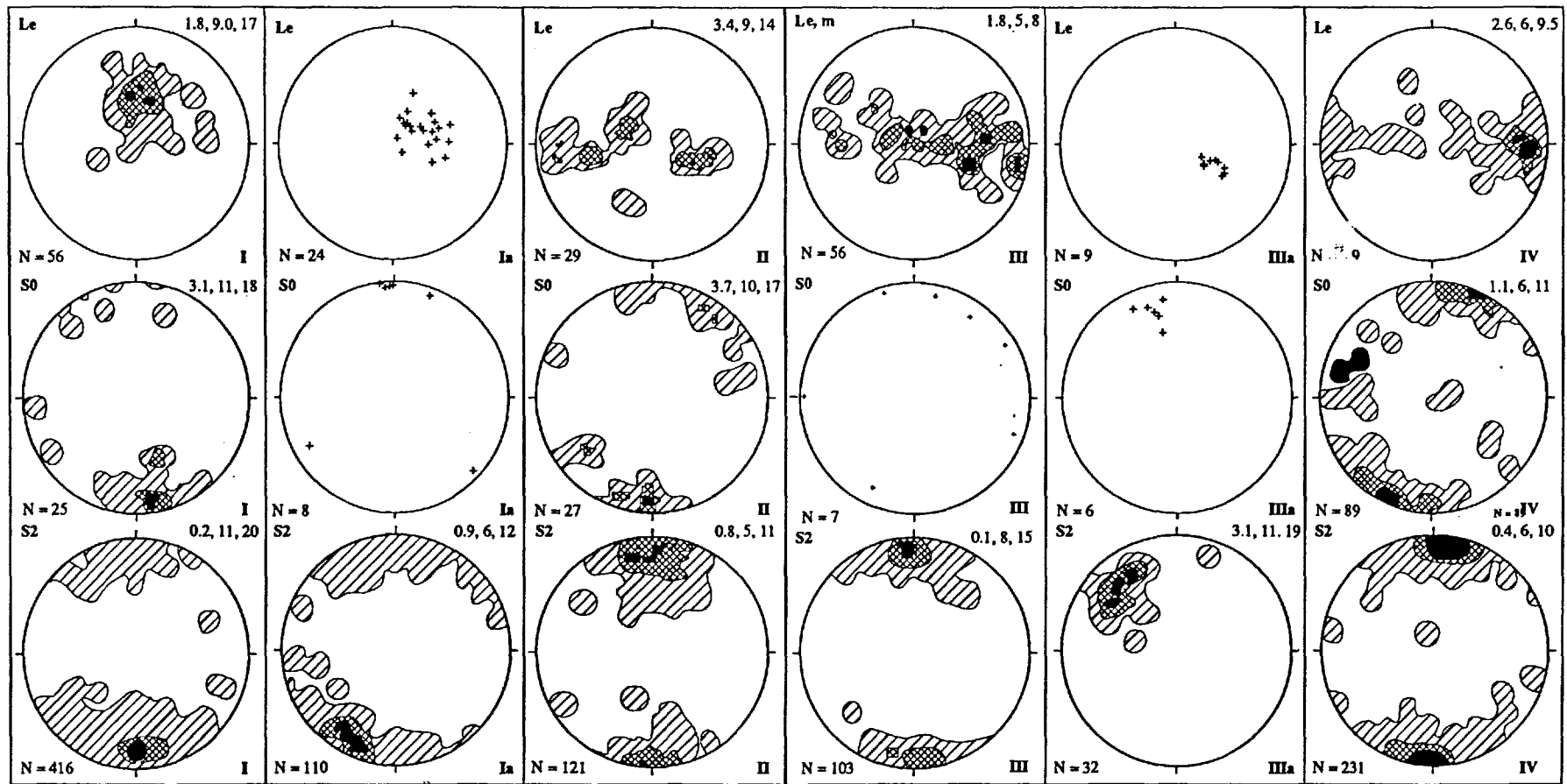


FIGURE 23 - Compilation des éléments structuraux de la région étudiée.

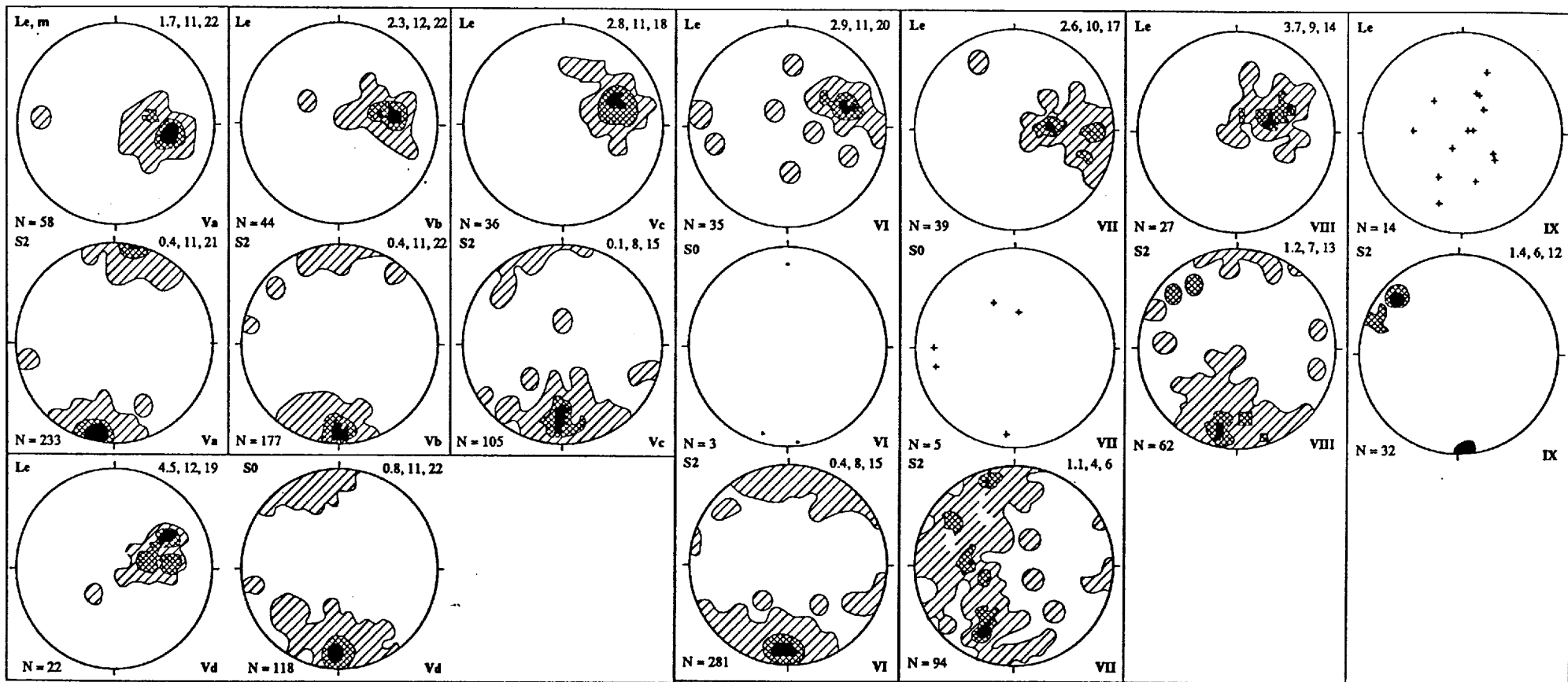


FIGURE 23 (suite) - Compilation des éléments structuraux de la région étudiée.

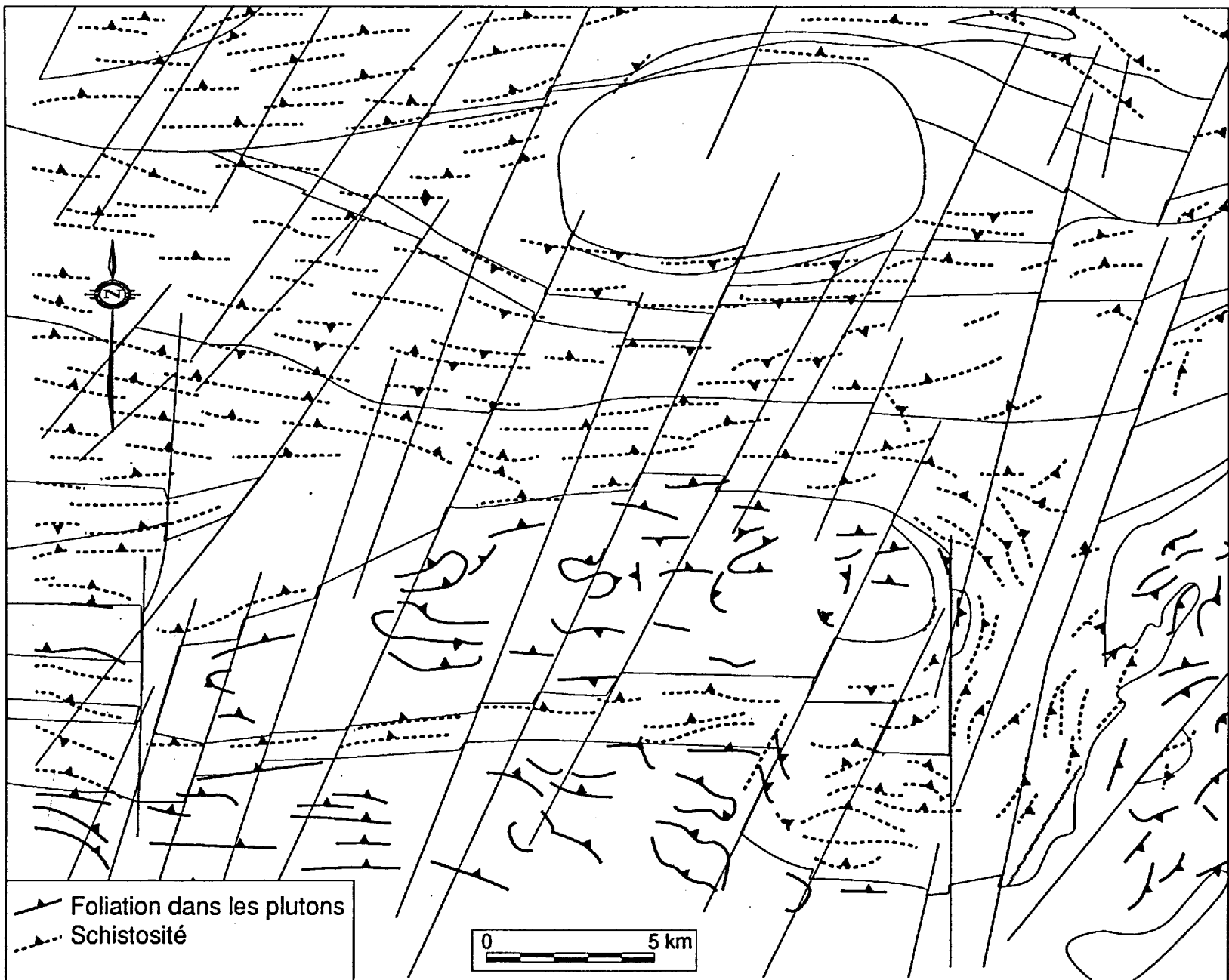


FIGURE 24 - Carte des trajectoires de la foliation et de la schistosité.

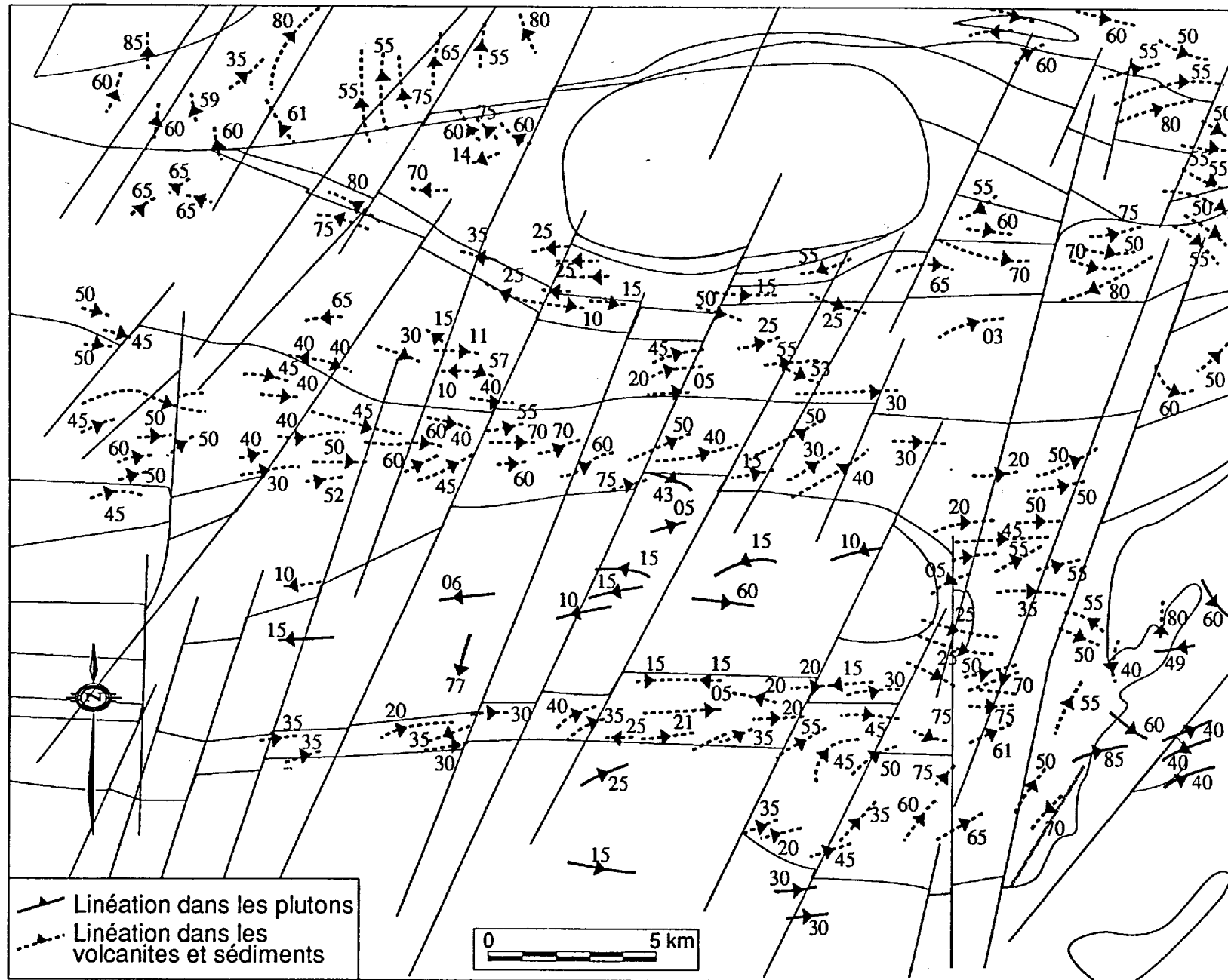


FIGURE 25 - Carte des linéations minérales et d'étirement. Dans la partie nord, il y a prédominance des linéations abruptes tandis que dans la partie centre et sud ce sont les linéations de plugée faible à modérée qui prédominent.

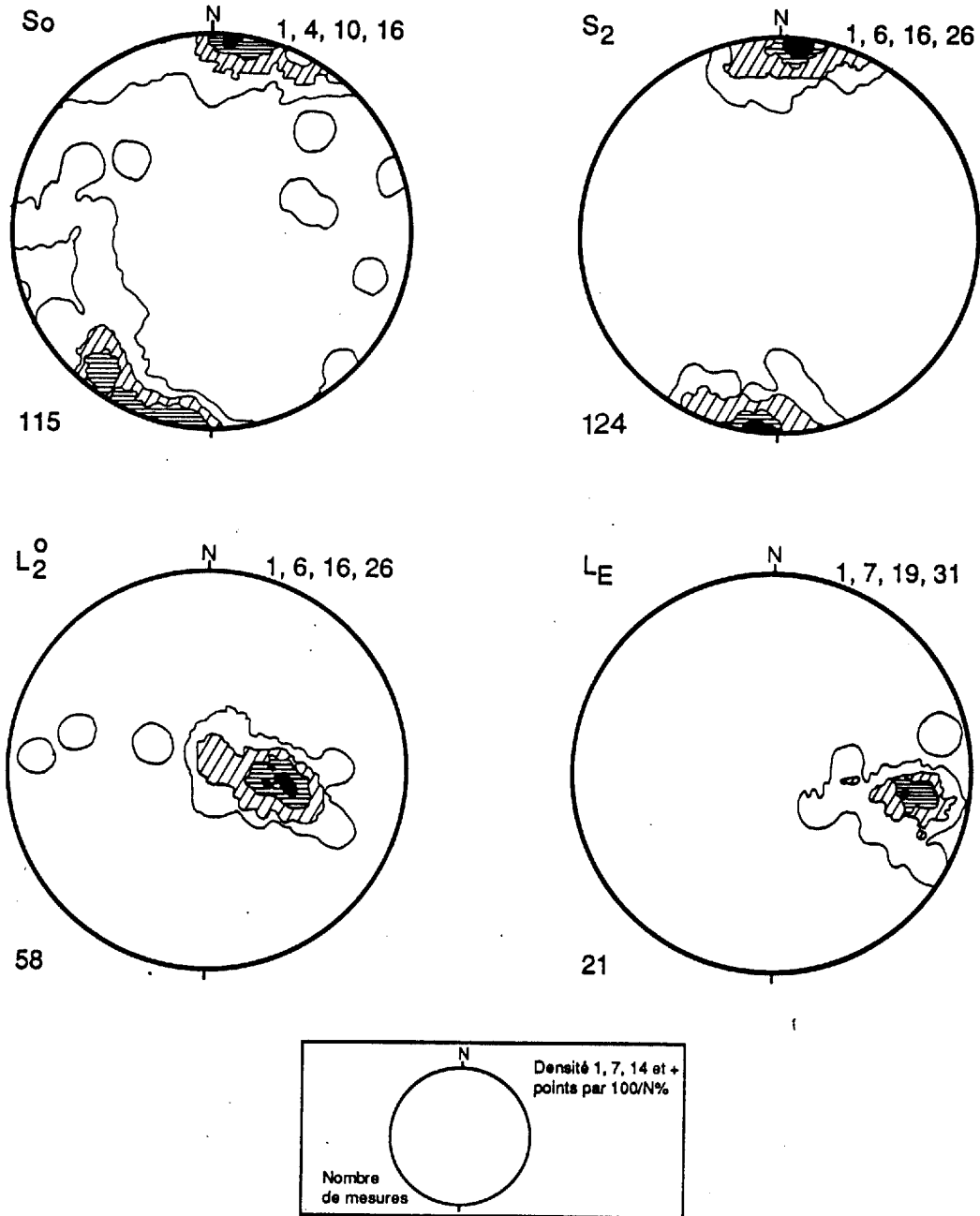


FIGURE 26 - Projections stéréographiques de Schmidt de la stratification, de la schistosité et des linéations d'intersection L<sub>2</sub><sup>0</sup> et d'étirement, tiré de Lauzière et al. (1989)

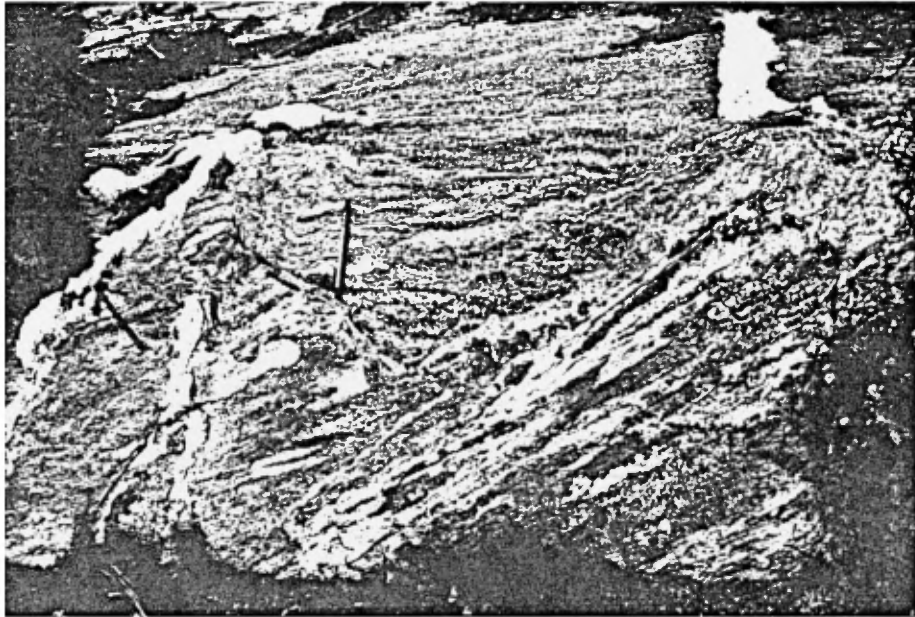


FIGURE 27 - Développement d'une forte linéation d'étirement à plongée modérée dans un gabbro cisailé.



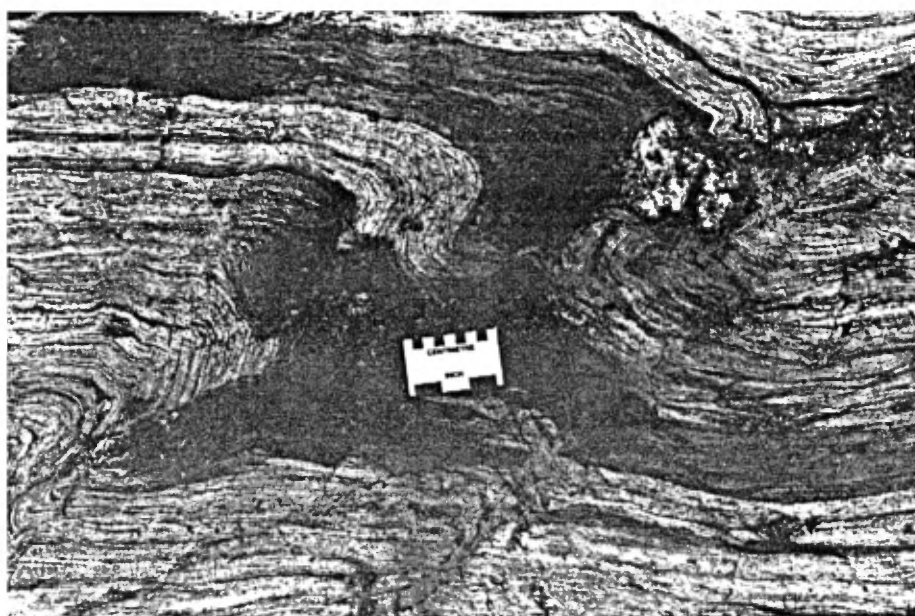


FIGURE 28 - Veine de quartz rotatoire, dans la faille Doda, similaire à ceux d'Hudleston (1989). Le sens du mouvement est dextre.

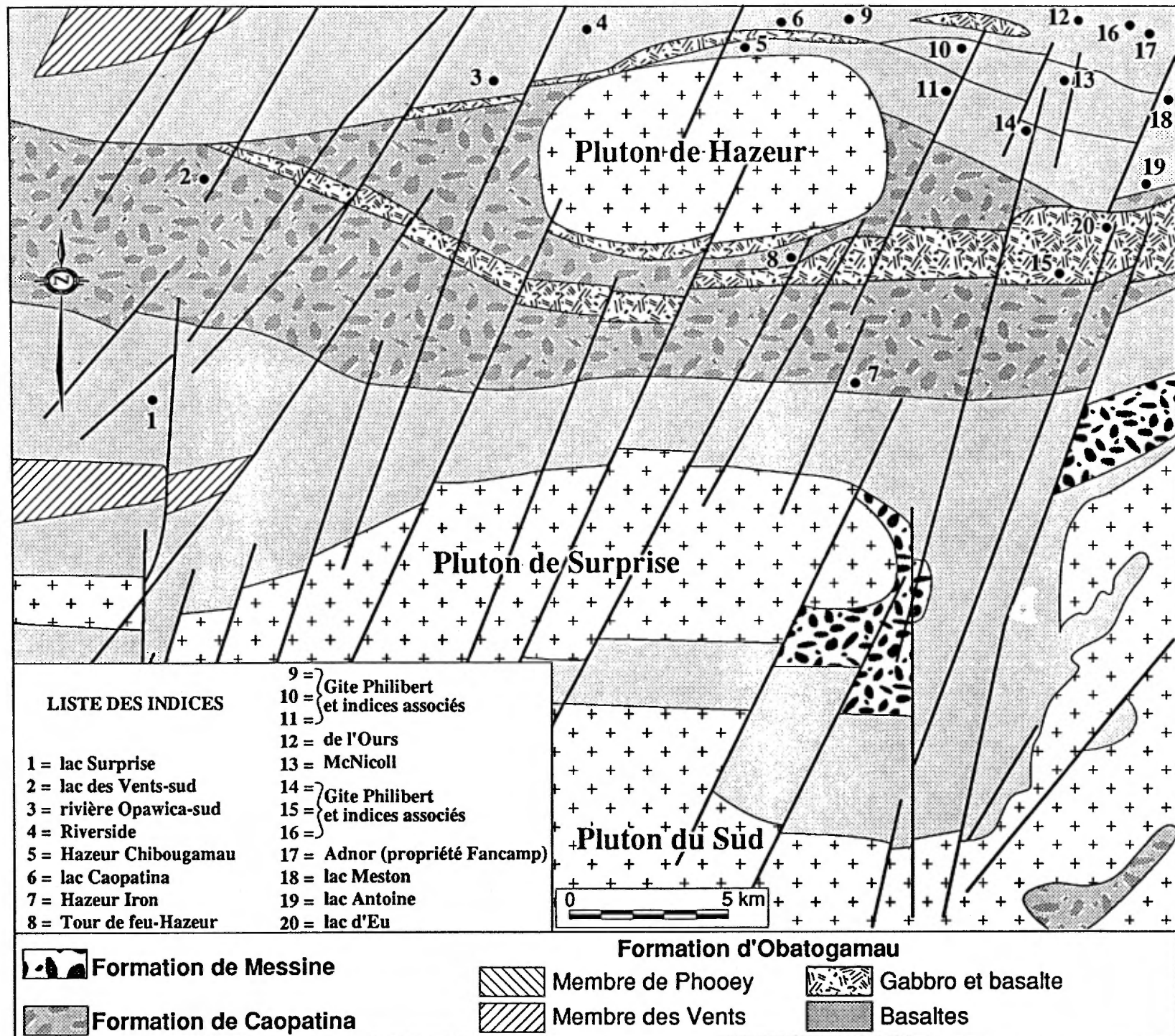
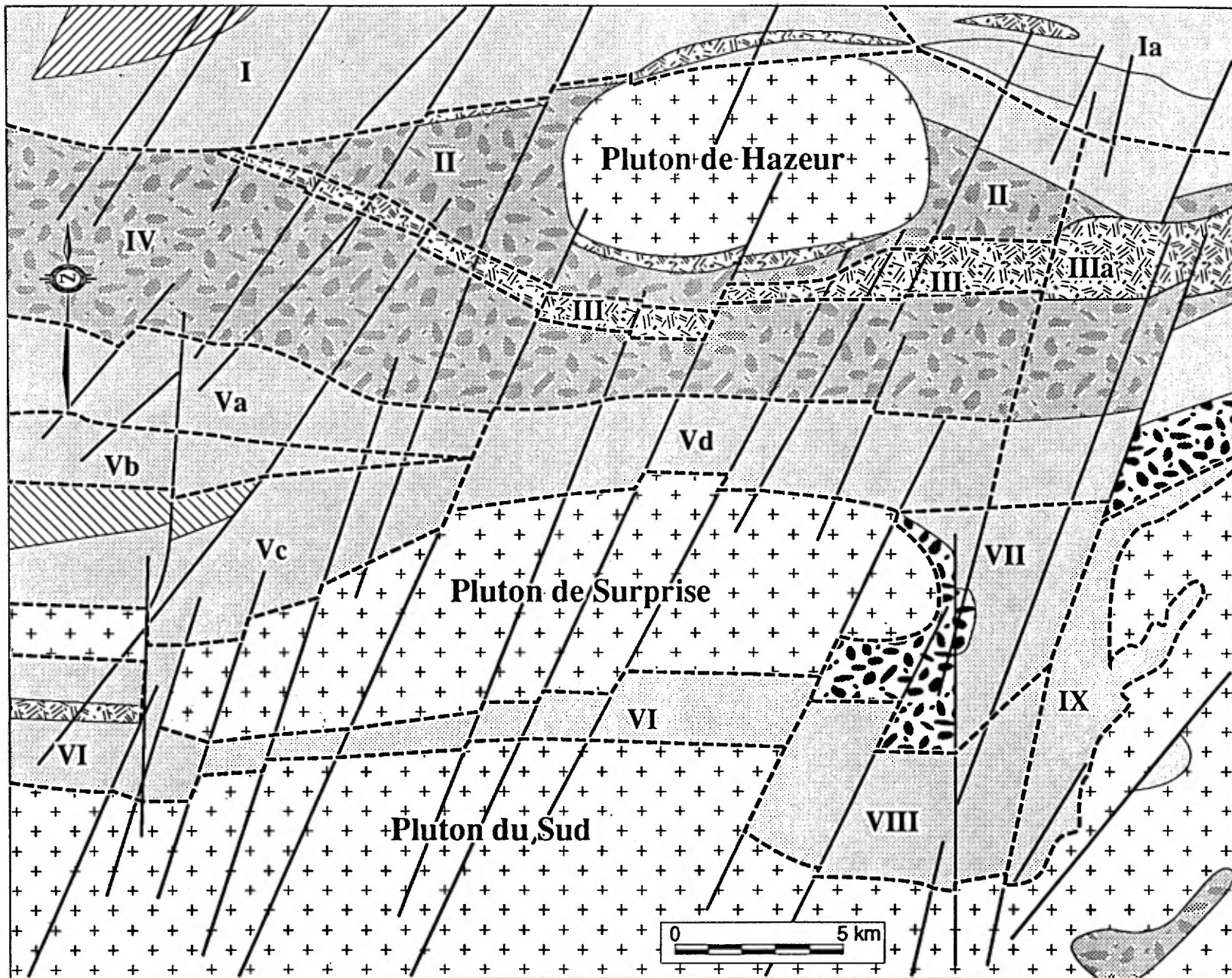




FIGURE 29 - Carte de localisation des indices minéralisés et des analyses anormales.



 **Formation de Messine**  
 **Formation de Caopatina**





**Formation d'Obatogamau**  
 **Membre de Phooey**  
 **Membre des Vents**  
 **Gabbro et basalte**  
 **Basaltes**

TABLEAU 2.- Comptage de points dans les plutons d Surprise et du sud.

Tableau II

Numéro	7285	7194	5260	7095B	7092
Plagioclase	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%
Hornblende	24%				
Clorite				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
Opaque				Tr	0.1%
Zircon				0.1%	Tr
Allanite		Tr			Tr
Points	1000	500	500	1000	1500
Nom	Diorite à Hornblende	Tonalite	Tonalite	Tonalite	Tonalite
Numero	7090	5290	5324	5288	
Plagioclase	31.24%	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%	
Hornblende		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.	

TABLEAU 1 - Stratigraphie du Membre felsique des Vents.

UNITÉS FELSIQUES	LITHOLOGIES	
FV5	Grès et conglomérats volcanoclastiques	350 m
	Coulée basaltique	30 m
FV4	Débris volcanoclastiques remaniés	30 m
	Coulées basaltiques	720 m
FV3	Coulées felsiques, massives à brèchiques, turbidites, coulées pyroclastiques	650 m
	Coulées basaltiques	100 m
FV2	Coulées de débris pyroclastiques avec fragments arrachés de shale et d'argilites et de basaltes	350 m
	Coulées basaltiques	120 m
FV1	Coulées de laves felsiques massives et brèchiques	75 m

(selon Sharma et al., 1986)