

DPV 676

GÉOLOGIE DU QUART SUD-EST DU CANTON D'AIGUEBELLE (COMTE DE ROUYN-NORANDA)

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 



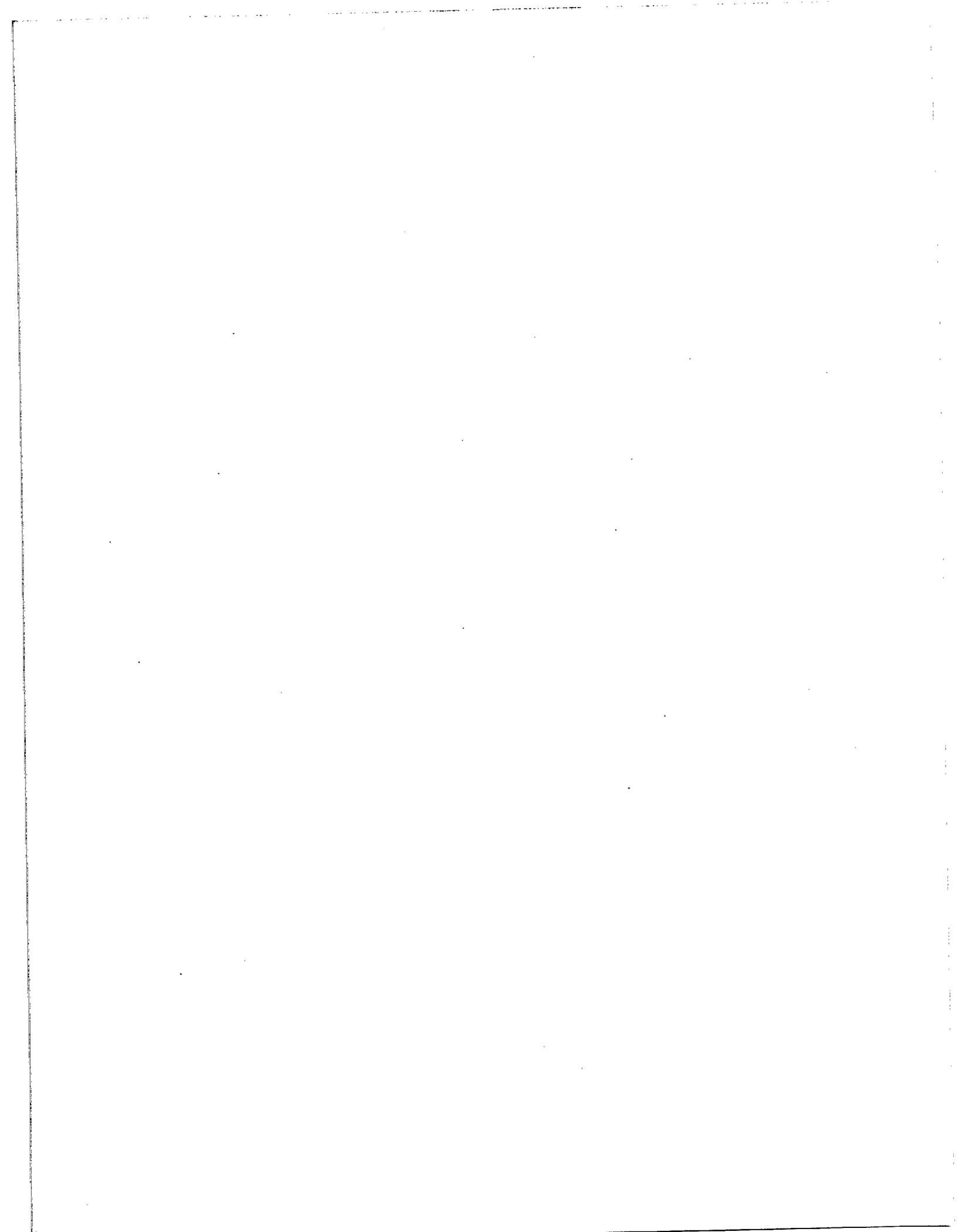
**MINISTÈRE
DES RICHESSES
NATURELLES**

DIRECTION GÉNÉRALE
DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

**QUART SUD-EST
DU CANTON D'
AIGUEBELLE**

Y.SANSCHAGRIN et M. LEDUC

RAPPORT FINAL



MINISTERE DES RICHESSES NATURELLES DU QUEBEC
DIRECTION GENERALE DE LA RECHERCHE GEOLOGIQUE ET MINERALE

GEOLOGIE DU QUART SUD-EST DU CANTON D'AIGUEBELLE

PAR

Y. SANSCHAGRIN ET M. LEDUC

RAPPORT FINAL



TABLE DES MATIERES

	Page
INTRODUCTION	1
Localisation et accès	1
Divisions physiographiques	1
Faune et flore	2
Aménagements	3
Méthodes de travail	3
Remerciements	3
GEOLOGIE GENERALE	3
Travaux antérieurs	4
Stratigraphie	4
Formation du ruisseau Deguisier	4
Formation du ruisseau Paré	5
Groupe du lac Caste	5
Roches intrusives	5
Relations entre les formations	6
Dépôts pléistocènes	6
Descriptions lithologiques	6
Coulées ultramafiques	6
Coulées basaltiques	6
Faciès massif	7
Occurrences du faciès massif	8
Pétrographie des laves massives	8
Faciès coussiné	10
Occurrences du faciès coussiné	11
Pétrographie des coussins	11
Faciès bréchiqye	11
Brèches de sommet	11
Brèches de fragments	12
Brèches de coussins isolés	12
Autres brèches	12
Polygonites	12
Brèches associées aux failles synvolcaniques	13
Brèches de "sheet flow"	13
Pétrographie des brèches volcaniques	13
Descriptions des lithologies basaltiques	14
Laves glomérophyriques	14
Laves grises homogènes	14
Laves vertes homogènes	15
Laves vertes à phénocristaux de plagioclases	15
Changements de faciès	15
Changements verticaux	18
Changements latéraux	18
Modèle structural d'une coulée	18
Interprétation des faciès volcaniques	18
Roches rhyolitiques	19
Roches pyroclastiques	21
Brèches pyroclastiques	21
Tuf à lapilli	22
Tuf felsique	23
Chert noir	23
Brèche de Davangus	23
Grauwackes et argillites	24
Roches intrusives	24
Filons-couches gabbroïques	24
Pétrographie	25
Dykes basaltiques	26
Stock de syénite	26
Analyses chimiques	26
Dépôts pléistocènes et interprétation	28

	Page
TECTONIQUE	29
Plissement	29
Litage	29
Cassures	30
Cassures contemporaines de l'empilement volcanique	30
Cassures contemporaines de l'orogénèse	30
Cassures du stade final de l'orogénèse	30
Cisaillements	31
Cassure Duparquet-Destor-Manneville*	31
INTERPRETATION VOLCANOLOGIQUE DE L'ENSEMBLE STRATIGRAPHIQUE	31
GEOLOGIE ECONOMIQUE	32
Description des minéralisations	32
Dome Exploration (Canada) Ltd.	33
GEOCHIMIE	34
BIBLIOGRAPHIE	40

ILLUSTRATIONS

FIGURES

1 - Localisation de la région étudiée	1
2 - Stratigraphie du supergroupe d'Abitibi-région de Rouyn-Val-d'Or	5
3 - Cartographie détaillée d'une coulée à faciès massif	9
4 - Zone sud-ouest du lac La Haie	16
5 - Zone sud-est du lac La Haie	17
6 - Transitions latérales et verticales au sein d'une coulée	19
7 - Lobes frontaux d'une coulée et localisation des figures 6, 8 et 9	19
8 - Relations entre les faciès massifs et bréchiques de deux coulées	20
9 - Relations entre les différents faciès de diverses coulées	20
10 - Carte simplifiée des dépôts meubles de la région étudiée	28
11 - Pôles des litages mesurés sur les horizons de roches pyroclastiques	29
12 - Localisation des anomalies géophysiques et des groupes de claims	33
13 - Carte de localisation des échantillons de sédiments de ruisseaux	34

TABLEAUX

1 - Caractéristiques des différentes zones pétrographiques formant les intrusions gabbroïques du groupe de Kinojévis	27
2 - Tableau comparatif des divisions pétrographiques dans les types de roches d'affinité basaltique et gabbroïque du groupe de Kinojévis	27
3 - Résultats des analyses des sédiments de ruisseaux (échantillonnage 1978)	35
4 - Valeurs des échantillons 24 et 31 et valeurs maximales en Abitibi	35
5 - Etude comparative des statistiques des sédiments de ruisseaux	36
6, 7 et 8 - Comparaison des histogrammes des statistiques de sédiments de ruisseaux pour le groupe de Kinojévis et pour l'ensemble de l'Abitibi	37-38
Pour le cuivre (tab. 6)	37
Pour le plomb (tab. 7)	37
Pour le zinc (tab. 8)	38
9 - Résultats des teneurs en mercure dans les gravières de l'Abitibi	38

CARTE

Quart sud-est du canton d'Aiguebelle (1:10 000) (en pochette)

* Connue dans la littérature régionale sous l'appellation "Break" Duparquet-Destor-Manneville

INTRODUCTION

LOCALISATION ET ACCES

Le canton d'Aiguebelle est situé dans la région de Rouyn-Noranda et constitue présentement le parc provincial d'Aiguebelle (figure 1). On y accède par le chemin du lac Vose, dont l'entrée est située à proximité du village de Destor, ou par le chemin de la rivière Kinojévis, à partir du village de Mont-Brun.

L'accès par Mont-Brun (voir carte géologique), à environ 60 km au nord-nord-est de Rouyn, se fait sur un chemin gravellé, nord-sud, qui traverse la partie est du canton. Un embranchement ouest de ce même chemin traverse la partie sud jusqu'à la

ligne médiane du canton. Très prochainement, ce chemin devrait rejoindre Destor. A ce chemin vient se greffer une route gravellée, nord-sud, à l'ouest du lac La Haie, débouchant sur le sentier qui conduit au lac Patrice.

DIVISIONS PHYSIOGRAPHIQUES

La région étudiée se divise en trois zones physiographiques distinctes; la première se situe au sud et s'étend est-ouest sur une largeur d'environ 2 km à partir de la limite sud du canton. Les élévations y varient de 280 à 310 m. Cette zone renferme, plus au sud, les terres cultivables de la région. Elle est constituée d'argile lacustre et les affleurements y sont très rares.

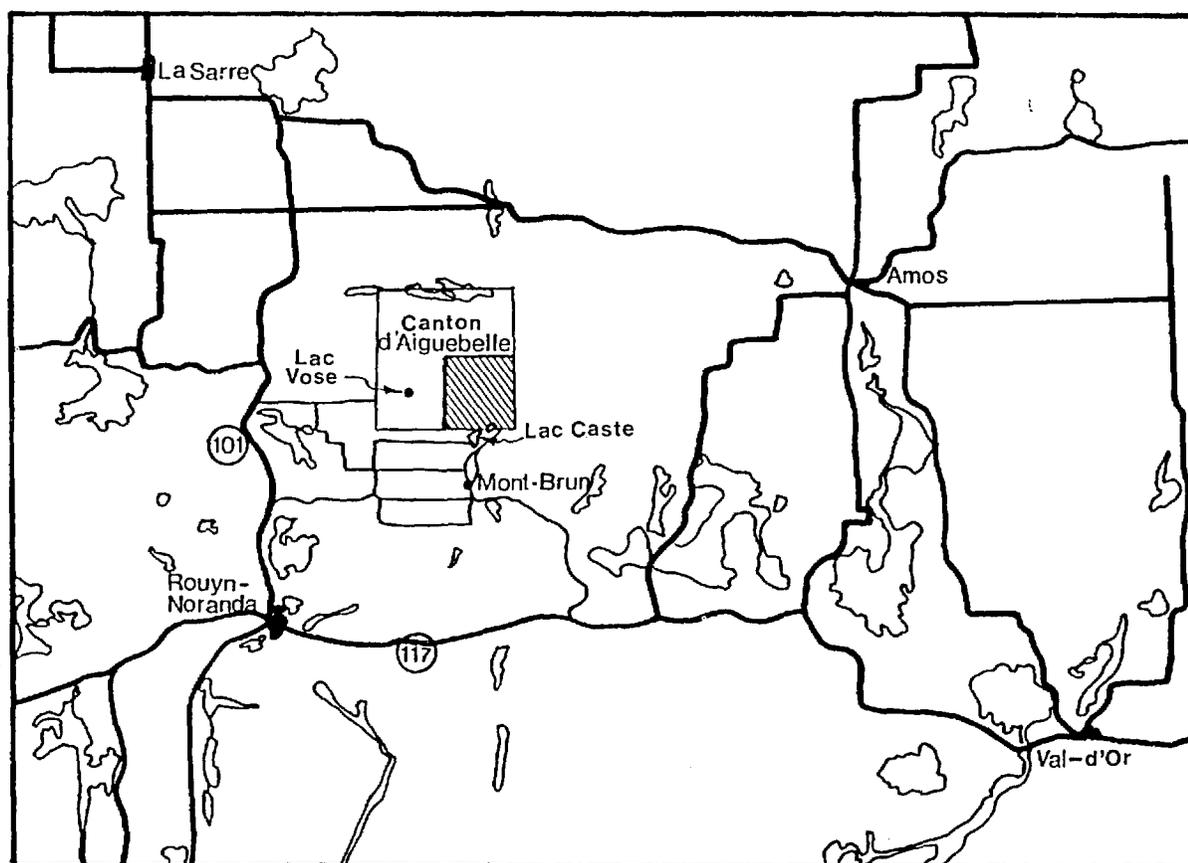


FIGURE 1 - Localisation de la région étudiée.

La deuxième zone se situe dans l'est du quart de canton et se poursuit dans le canton de Manneville. Cette unité pourrait être définie comme une plaine sablonneuse coïncée de part et d'autre entre les collines Abijévis qui se terminent dans la partie ouest du canton de Manneville. Cette zone renferme plusieurs lacs de kettle et le bleuet y est très abondant.

La troisième unité topographique est constituée par les collines Abijévis qui, localement, culminent à près de 500 m. Elles sont parmi les collines les plus élevées d'Abitibi. Les affleurements y sont très nombreux et, localement, des plages perchées, vestiges du lac Ojibway-Barlow, ont été reconnues.

Outre le lac Matissard, qui se déverse, avec le lac Caste plus au sud, dans la rivière Kinojévis, la région renferme de nombreux lacs dont certains, tels les lacs La Haie et Sault offrent un spectacle grandiose à tout visiteur. Ces lacs présentent des murs verticaux pouvant s'élever jusqu'à 50 m du plan d'eau avec, ici et là, des blocs effondrés formant des îlots rocheux dans un véritable paysage de vallée encaissée.

Comme mentionné précédemment, la rivière Kinojévis draine l'ensemble du territoire. On doit aussi noter deux cours d'eau d'importance, le ruisseau Brunet et le ruisseau La Haie, le second constituant la décharge du lac du même nom. Ces deux cours d'eau coulent nord-sud jusqu'à la plaine d'argile, où ils forment des méandres, avant de se déverser dans le lac Caste. Dans la partie sud, un nombre impressionnant de ruisselets intermittents forment autant d'étangs successifs, séparés par de nombreux barrages de castor.

FAUNE ET FLORE

Le canton d'Aiguebelle est présentement une réserve de chasse; la pêche, quand elle est permise, y est sévèrement contrôlée. Malgré les forts reliefs qui découpent la région, le gros gibier, tel l'élan d'Amérique et l'ours noir, y est fréquemment rencontré. Le loup des bois y est très rare et laisse par conséquent proliférer la perdrix et le lièvre. Les animaux à fourrure susceptibles d'être rencontrés sont le castor, le rat musqué, le pékan, le renard roux, le raton laveur, la marmotte et la moufette.

Mis à part les oiseaux communément rencontrés dans les forêts québécoises, la région abrite des gélinottes, des bécassines, des huarts, des sarcelles et des outardes, de même que des oiseaux chasseurs comme la buse, le grand-duc et le faucon.

La faune aquatique de la plupart des lacs de la région est surtout constituée de brochets et de dorés jaunes. Les ruisseaux à courant rapide servent d'habitat à l'omble de fontaine ou truite de ruisseau; dans les lacs La Haie et Sault, la pêche à la touladi ou truite grise est permise.

La flore est caractérisée par des espèces végétales qui repoussent après un feu de forêt. Aulnes, saules, trembles, bouleaux et bois à orignal y sont des espèces courantes. Le sommet des collines est peuplé de bouleaux, d'érables rouges, de merisiers, d'épinettes noires, de pins gris et de sapins. Il est à noter qu'une coupe intensive des conifères a été effectuée lors de la colonisation de la région, laissant une forêt appauvrie en résineux.

AMENAGEMENTS

Dans le cadre de la transformation de la réserve d'Aiguebelle en parc provincial, de nombreux aménagements sont envisagés ou déjà réalisés. Ainsi, à compter de l'été 1979, un camping sera ouvert au lac Matissard et de nombreux sentiers pédestres et sentiers d'interprétation de la nature seront ouverts au public.

Parallèlement à ces sentiers, plusieurs pistes de ski de randonnée ont été coupées et nettoyées au cours de l'été 1978 et seront praticables dès l'hiver 1979-1980. Une quarantaine de refuges à l'intérieur des limites du parc permettront des excursions de plusieurs jours.

METHODES DE TRAVAIL

Les relevés sur le terrain ont été effectués au cours de l'été 1978. La mise en carte s'est faite à l'échelle de 1:5000, à partir d'agrandissements de photographies aériennes à 1/4 de mille au pouce (1:15 840). Les zones avec une bonne densité d'affleurements furent cernées et visitées systématiquement. Dans les régions à faible densité d'affleurements, des cheminements nord-sud furent effectués.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier le Dr Erich Dimroth qui a su nous faire partager ses vastes connaissances, autant lors de ses visites sur le terrain qu'en laboratoire, de même que le Dr Michel Hocq pour les discussions enrichissantes et les renseignements importants (sur le reste du canton) qu'il nous a fournis. Le Dr Gérard Woussen a bien voulu lire le manuscrit et nous faire part de ses commentaires; nous lui en sommes reconnaissant. Nous tenons

aussi à remercier la direction régionale du Nord-Ouest du ministère du Tourisme, de la Chasse et de la Pêche, dans les personnes de messieurs André Martel et Jean-Guy Falardeau, pour les facilités physiques qui nous ont été offertes durant l'été 1978. Nous remercions aussi monsieur Jean Choinière de la division de Géochimie du ministère des Richesses naturelles pour sa contribution à la partie géochimique du présent rapport, de même que messieurs André Jean et Daniel Bouliane qui ont contribué à des études pétrographiques dans le cadre de leur projet de fin d'étude. Enfin, de sincères remerciements à nos assistants, messieurs Guy Piché et Daniel Legros, sans l'aide desquels ce travail n'aurait pu être accompli.

GEOLOGIE GENERALE

Le canton d'Aiguebelle appartient à la bande de roches vertes d'Abitibi, au sud de la province géologique du Supérieur. Dans le quart sud-est, toutes les roches du socle appartiennent au groupe de Kinojévis (Dimroth et al., 1973) et sont d'origine volcanique. La roche basaltique y prédomine et quelques coulées de komatiites apparaissent à la base. Quelques affleurements de roches sédimentaires sont présents dans la partie sud-ouest du canton. L'ensemble de ces roches, d'âge archéen, a été mis en place il y a quelques 2 700 millions d'années.

Lors de l'orogénèse kénoréenne, les roches du canton furent plissées en un grand synclinal dont l'axe est grossièrement ESE. Quelques plis mineurs sont présents dans le sud de la région, et sont associés à la structure anticlinale définie par Larouche (1974). La faille de Duparquet-Destor-Manneville, vraisemblablement d'âge archéen, recoupe la séquence un peu

plus au sud. Malgré ce plissement, les roches du canton ne montrent aucune schistosité sauf dans la partie sud. Leur degré de métamorphisme est faible (faciès préhnite-pumpellyite) et les structures de même que les textures primaires sont très bien préservées.

Aucune évidence de l'histoire géologique ultérieure n'est demeurée, sauf au Pléistocène. La région a subi la glaciation et la partie basse a été submergée par le lac Ojibway-Barlow.

TRAVAUX ANTERIEURS

Les premiers travaux d'importance dans la région furent menés par Ambrose (1941) pour le compte de la Commission géologique du Canada. Lee (1957) et MacIntosh (1977) ont, respectivement, cartographié la partie nord du canton d'Aiguebelle et la partie nord du canton de Cléricky. Dimroth, avec plusieurs collaborateurs, a amorcé en 1973 une étude de la région de Rouyn-Noranda, devant mener à une meilleure compréhension des appareils volcaniques. Dans le cadre de ce programme, Marc Larouche cartographiait en 1974 une région grossièrement rectangulaire, comprenant la partie sud du canton d'Aiguebelle. Enfin, Hocq, en 1977, a cartographié la partie sud du canton d'Aiguebelle, plus spécifiquement la partie sud-ouest.

STRATIGRAPHIE

Ambrose (1941) a défini quatre groupes d'âge Archéen. Dans son rapport, le groupe le plus ancien, le groupe de Malartic, est essentiellement constitué de roches volcaniques intermédiaires avec quelques sédiments clastiques interlités. Il est recouvert, avec discordance d'érosion, par le groupe de Kewagama, majoritai-

rement formé de roches sédimentaires. Viennent ensuite le groupe de Blake River, constitué de roches volcaniques et les roches sédimentaires du groupe de Cadillac.

Latulippe (1966) a suggéré que les groupes de Kinojévis et du lac Caste se trouvent sous le groupe de Malartic.

MacIntosh (1977) a subdivisé le groupe de Malartic en quatre unités mafiques et felsiques et nommé trois unités dans le groupe de Kewagama.

Dimroth et al. (1973) ont suggéré que le groupe de Kinojévis doit devenir une unité distincte du groupe de Blake River puisque ces deux groupes ont des organisations stratigraphique et volcanologique distinctes. Le groupe du lac Caste correspond dans cette stratigraphie, au "Northern Kinojevis group" de Latulippe (1966). Ce groupe sépare l'unité ultramafique de Malartic du groupe de Kinojévis, stratigraphiquement plus jeune.

Le présent rapport suit la stratigraphie proposée par Dimroth et al. (1975b). Elle est illustrée à la figure 2. Seuls les groupes de Kinojévis et du lac Caste affleurent dans le canton d'Aiguebelle. Le groupe de Kinojévis est subdivisé en trois formations (Dimroth et al., 1973); de la base au sommet, ce sont la formation du ruisseau Paré, les basaltes du ruisseau Deguisier et les rhyolites de la mine Hunter. Seules les deux premières formations sont présentes dans le quart sud-est du canton.

FORMATION DU RUISSEAU DEGUISIER

Cette formation est composée à 95% de basalte aphanitique monotone. Deux horizons de basalte gloméroporphyrrique forment d'excellents niveaux repères. Enfin

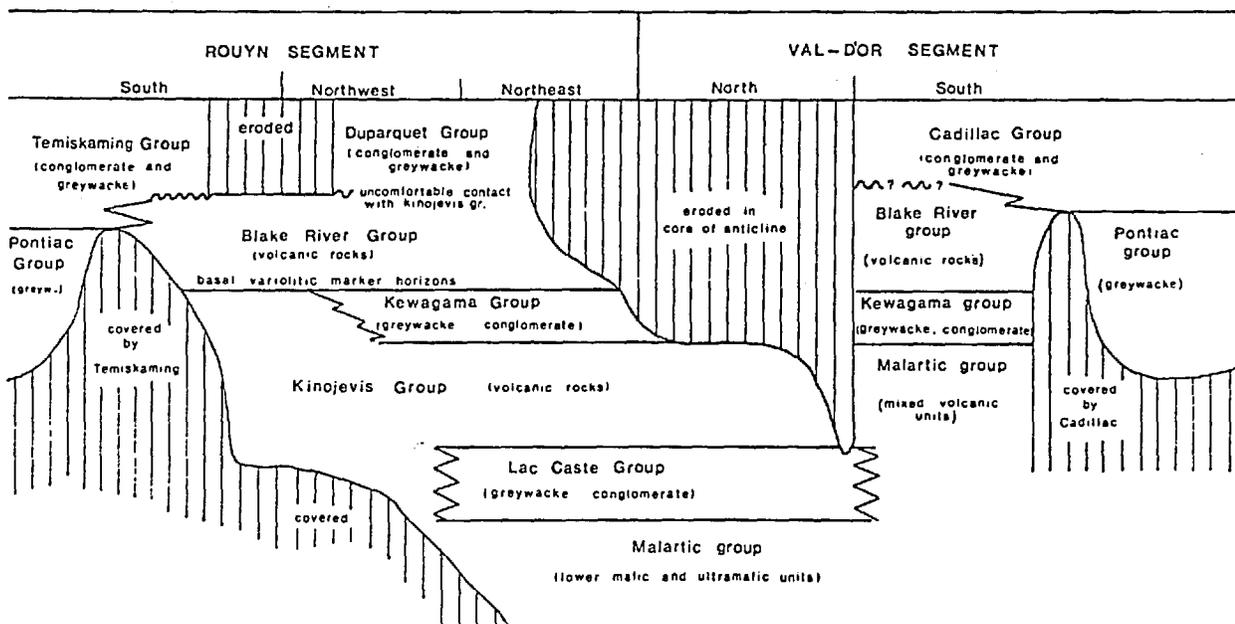


FIGURE 2 - Stratigraphie du supergroupe d'Abitibi dans la région de Rouyn-Val-d'Or, d'après Dimroth et Rocheleau, 1979.

des niveaux lenticulaires de roches pyroclastiques s'insèrent dans la formation. La région cartographiée est en majeure partie constituée de ces roches.

FORMATION DU RUISSEAU PARE

C'est une formation assez complexe composée principalement de basaltes aphanitiques et de petites coulées de komatiites associées spatialement à des dômes de rhyolite. Des tufs acides de même que des cherts noirs sont intercalés dans la séquence. La brèche de Davangus fait partie de cette formation de même que des argillites avoisinantes. Cette formation apparaît dans la partie méridionale du canton.

GROUPE DU LAC CASTE

Dans le quart sud-est du canton d'Aiguebelle, le groupe du lac Caste n'est

représenté que par quelques affleurements décrits par Dimroth et al. (1973) et Larouche (1974). Ce groupe est principalement constitué de grauwacke, avec un peu de conglomérat et de chert.

ROCHES INTRUSIVES

Des filons-couches gabbroïques participent de façon importante à l'empilement rocheux. Leur texture varie d'équigranulaire à ophitique et leur similitude avec la lave massive est parfois telle que seules les relations de terrain permettent de savoir si la roche est d'origine intrusive ou extrusive.

De petits dykes de composition basaltique apparaissent au travers des coulées. Enfin, deux forages ont révélé la présence d'une syénite à hornblende au nord du lac Matissard.

RELATIONS ENTRE LES FORMATIONS

Le groupe de Kinojévis est plus jeune que le groupe du lac Caste. La formation du ruisseau Paré se trouve probablement en dessous de la formation du ruisseau Deguisier, bien que les relations entre ces deux formations ne soient pas très claires. Certains auteurs soupçonnent la présence d'une faille entre les deux formations mais le manque d'affleurements dans la partie sud ne permet pas de résoudre ce problème.

DEPOTS PLEISTOCENES

Les dépôts d'argile sont relativement importants dans les parties sud et est. Ailleurs, les dépôts pléistocènes se manifestent par des accumulations de sable et de gravier dans des eskers, des deltas ou des plages perchées.

DESCRIPTIONS LITHOLOGIQUES

COULEES ULTRAMAFIQUES

Ces coulées sont essentiellement situées dans la partie sud de la région cartographiée et ne constituent qu'une faible partie des roches de la formation du ruisseau Paré. Elles se présentent en minces unités d'une épaisseur maximale de 20 m et leur continuité latérale semble très restreinte. Outre ces coulées, il est possible que la région renferme quelques intrusions de même nature.

La roche est de couleur gris foncé à noire en surface fraîche et verdâtre à brun crème en surface altérée. Elle montre des textures à spinifex de pyroxènes et d'olivines et les échantillons étudiés sont entièrement serpentinisés.

La polygonisation est généralement

bien développée. La bréchification "in situ", également courante, est issue du prolongement des fentes de retrait à l'intérieur des coulées. Ces fentes se manifestent par la présence de polygones plus ou moins réguliers à l'intérieur d'une coulée et par des formes en rognons, plus petites, en bordure de la coulée (terminologie de Imreh, 1978). Les polarités prises sur différentes coulées varient en dedans de quelques dizaines de mètres. Enfin, quelques coulées d'une épaisseur maximale de 3 m sont interdigitées avec la brèche de Davangus.

COULEES BASALTIQUES

Les coulées individuelles de laves basaltiques sous-marines comprennent trois faciès: massif, coussiné et bréchique. L'épaisseur maximale d'une coulée est d'environ 100 m avec une continuité latérale généralement inférieure à 1 km. Les laves glomérophyriques constituées de plusieurs coulées amalgamées peuvent être suivies sur plus de 30 km de part et d'autre du synclinal d'Abijévis, à l'intérieur du canton d'Aiguebelle. La séquence verticale typique à l'intérieur d'une coulée s'établit comme suit, de la base au sommet: faciès massif, faciès coussiné, brèche de coussins normale, brèche de fragments de coussins et hyalotuf (Dimroth et al., 1978).

Toutes les variantes de cette séquence peuvent être observées mais, de fait, deux séquences apparaissent. Le premier cas, le plus fréquemment rencontré dans notre région, est une coulée composée uniquement de coussins, rarement recouverte de brèche. Le deuxième cas, le faciès massif, est recouvert d'une épaisseur variable de brèche.

FACIES MASSIF

Le faciès massif montre des variations texturales et granulométriques, de la base et du sommet vers le centre de la coulée. Pour les commodités de la description, il est subdivisé en sept zones:

- 1 - La zone de trempe inférieure
- 2 - La zone basaltique inférieure
- 3 - La zone à texture ophitique
- 4 - La zone à texture équigranulaire
- 5 - La zone à texture diabasique
- 6 - La zone basaltique vésiculaire
- 7 - La zone basaltique supérieure

Ce modèle est en accord avec le modèle de Jensen (1978) sauf en ce qui concerne la zone à texture diabasique qui devrait apparaître entre les zones 2 et 3 mais qui n'a pas été reconnue dans notre région.

La zone de trempe inférieure montre un contact ondulant suivant le relief de la coulée sous-jacente. Elle est constituée d'un basalte vitreux gris foncé à noir et ne montre aucune craquelure de refroidissement. Dans certaines unités massives, cette zone peut incorporer des fragments de roche de la coulée précédente (Leduc, 1979). L'épaisseur de cette zone varie de 1 à 15 cm.

La zone basaltique inférieure est constituée d'un basalte aphanitique. La partie inférieure contient quelquefois des laminations interprétées comme des fractures de refroidissement. Elles présentent un faible relief positif sur la surface altérée et sont parallèles au contact inférieur de la coulée. L'épaisseur de cette zone varie de 30 cm à plus de 5 m, dépendant de l'épaisseur de l'unité massive.

Sur l'affleurement, les zones 3, 4 et 5 peuvent souvent être confondues. Dans les coulées peu épaisses, la différenciation est moins poussée et ces trois zones se confondent pour former un niveau microgabbroïque montrant un contact franc ou graduel avec la zone basaltique inférieure. Ces trois zones réunies constituent près des trois quarts de l'épaisseur des laves massives.

La zone vésiculaire représente la transition entre la zone microgabbroïque (ou la zone à texture diabasique dans les coulées épaisses) et la zone basaltique supérieure. Cette zone est caractérisée par une vésicularité importante qui peut atteindre jusqu'à 60% du volume de la roche. Les vésicules, généralement rondes, sont toutes de dimensions inférieures à 5 mm. Le nombre, de même que la dimension des vésicules, augmentent vers le sommet. Cette zone, dont l'épaisseur peut varier de quelques centimètres à un peu plus de 1 m, ne représente qu'une faible partie de l'épaisseur de l'unité massive. Elle est interprétée comme l'interface entre la lave liquide et la croûte basaltique déjà solidifiée sous laquelle les gaz auraient été emprisonnés. La bréchification de la croûte basaltique fait généralement disparaître la zone vésiculaire.

Enfin, la zone basaltique supérieure montre les mêmes caractéristiques que la zone basaltique inférieure, sauf en ce qui concerne le contact avec le faciès sus-jacent.

La lave massive peut être recouverte par une brèche ou, plus rarement, par des coussins. Le contact supérieur est alors légèrement modifié.

Le contact du faciès massif avec la brèche de sommet sus-jacente peut être

franc, avec une croûte de verre bien définie, mais c'est rarement le cas. En quelques localités, la zone basaltique est bréchifiée *in situ* (polygonite) et la matrice hyaloclastique s'infiltré dans les fractures. Toutes les transitions entre cette fragmentation *in situ* et les fragments noyés dans la matrice hyaloclastique sont visibles sur certains affleurements. Nous croyons que l'absence de la croûte de verre signifie que la lave massive a été bréchifiée; seule la partie inférieure de la zone basaltique est alors visible. Quand la brèche au-dessus de la lave massive est épaisse, il arrive souvent que le niveau vésiculaire soit absent.

La lave massive peut être recouverte par le faciès coussiné mais c'est rarement le cas. Les coussins peuvent prendre directement naissance sur la lave massive, ce qui implique que la croûte de verre des coussins est en continuité avec celle du faciès massif. Dans ce cas, les vésicules apparaissent plutôt dans les coussins et la zone vésiculaire de la lave massive est absente. Le dégazage s'est effectué dans les coussins. En général, cependant, les coussins reposent directement sur la lave massive et chacun possède alors sa propre croûte de verre. La deuxième occurrence représente le faciès distal de la première puisque les coussins qui prennent directement naissance sur la lave massive doivent nécessairement se poursuivre plus en aval. Ils reposent alors sur la lave massive.

OCCURRENCES DU FACIÈS MASSIF

Le faciès massif est interprété comme un faciès proximal. Il se situe à proximité d'un lieu d'éruption ou d'une fissure nourricière. Dans la région cartographiée, c'est le faciès coussiné qui pré-

domine, le faciès massif étant beaucoup moins développé que dans le quart sud-ouest du canton (Hocq, 1977). Son épaisseur est faible et dépasse rarement 15 m; il existe toutefois quelques exceptions, notamment dans la partie sud-ouest où une coulée atteint 90 m (cf. figure 3) (Leduc, 1979).

PETROGRAPHIE DES LAVES MASSIVES

La zone de trempe inférieure est essentiellement composée d'un verre basaltique dévitrifié. La zone sus-jacente montre une texture basaltique où la quantité et la dimension des microlites de plagioclase augmentent jusqu'à la zone gabbroïque, atteignant des proportions pouvant aller jusqu'à 70% de la roche. Entre 5 et 30 m de la base, la texture devient typiquement gabbroïque, avec autant de plagioclases que de clinopyroxènes.

Le plagioclase se présente en lattes mais aussi en phénocristaux de 1 à 2 mm de diamètre. En direction du sommet de la coulée, les plagioclases deviennent plus altérées, le nombre de ceux-ci diminue en faveur des clinopyroxènes et des plages de chlorite apparaissent. Vers le centre de la coulée, la texture ophitique se développe et de gros phénocristaux de clinopyroxènes poecilites contenant de minces lattes de plagioclase apparaissent. A cet endroit, certains phénocristaux d'augite sont corrodés et on note, par-ci par-là, une hornblende basaltique. Les minéraux mafiques comptent alors pour près de 60% de la roche.

La zone à texture équigranulaire montre souvent un passage graduel vers la zone diabasique caractérisé par un appauvrissement en pyroxènes.

La texture diabasique se développe aussi d'une manière graduelle. Les lattes

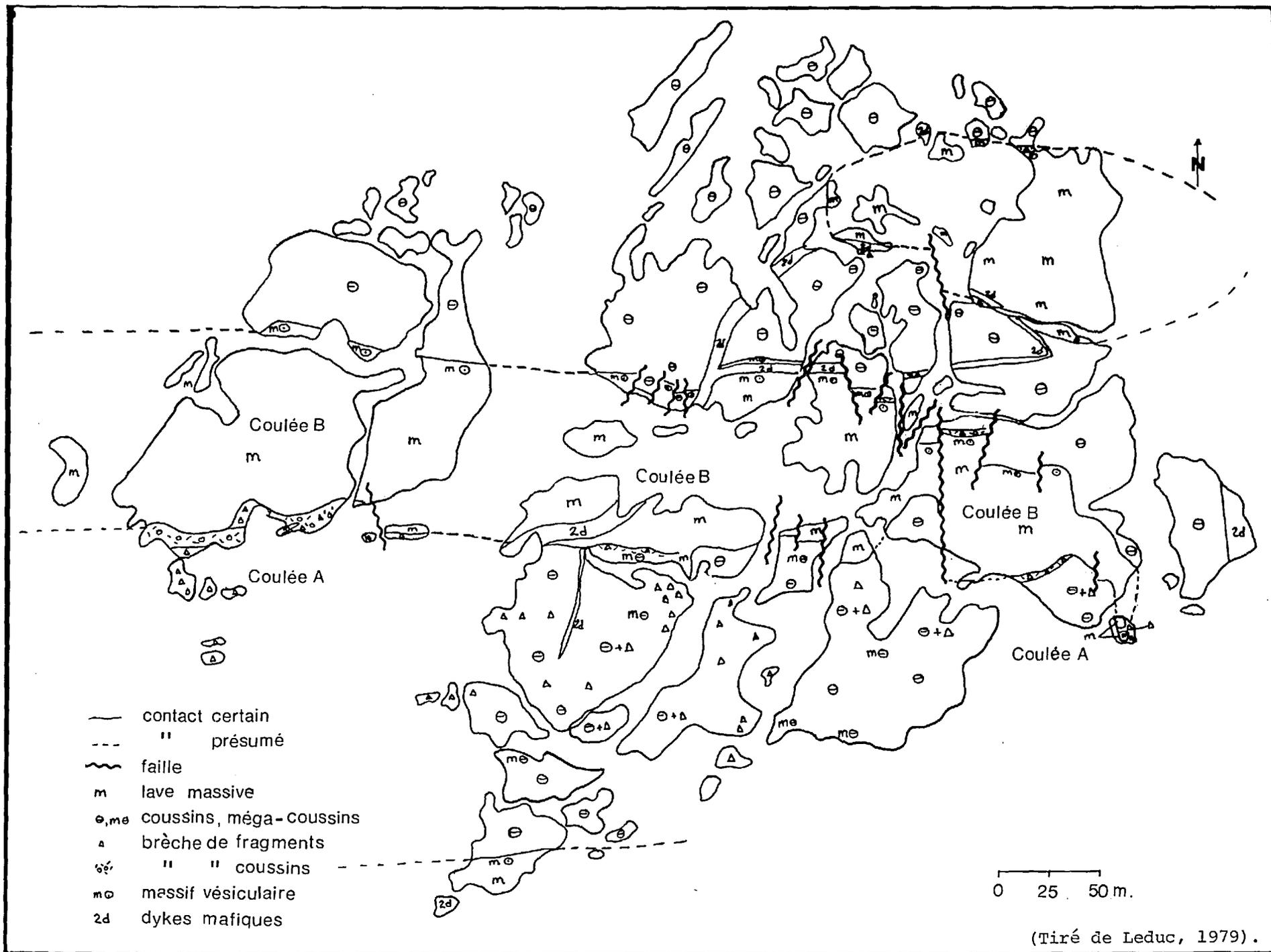


FIGURE 3 - Cartographie détaillée d'une coulée à faciès massif. Voir carte pour localisation.

de plagioclases, qui atteignent 5 mm, sont souvent saussuritisées et montrent quelquefois une bordure de chlorite brune ou d'oxyde de fer. Le plagioclase constitue alors près de 50% de la roche. Les minéraux interstitiels sont l'augite avec très peu de hornblende basaltique. La magnétite se présente comme minéral accessoire et peut représenter 1% de la roche. La texture diabasique disparaît progressivement vers le sommet et la quantité de magnétite augmente de même que les proportions de chlorite et de carbonates.

Vers le sommet de l'unité massive, la texture redevient basaltique et la zone vésiculaire apparaît. Ces vésicules sont généralement remplies de chlorite et souvent recoupées de veinules de carbonates. La magnétite peut constituer environ 2% de la roche. La chlorite est disséminée dans la pâte vitreuse, avec de l'épidote, de l'albite, du quartz et de la préhnite.

A environ 30 cm du sommet, le basalte devient aphanitique et ne contient plus de vésicules. Cette zone, considérée comme étant la croûte primaire de l'unité massive, est constituée, comme à la base de la coulée, d'un verre dévitrifié et passe vers l'intérieur à une zone où les microlites de plagioclase commencent à s'individualiser.

D'une façon générale, l'unité massive est recouverte d'une brèche sommitale d'épaisseur variable dont l'étude pétrographique est présentée plus loin (Description des lithologies basaltiques).

FACIES COUSSINE

Les coussins sont des masses de lave entourées d'une croûte de verre. Vers l'intérieur, cette croûte vitreuse passe

progressivement à une texture basaltique qui peut elle-même passer à une texture microgabbroïque dans les coussins les plus gros. Les coussins normaux sont interprétés comme des sections en travers de tubes enchevêtrés mais la plupart des petits coussins sont probablement des bourgeons qui ont pris naissance sur les tubes et qui s'en sont détachés pour former des sacs de lave. Les dimensions des coussins varient de quelques centimètres à plus de 7 m. L'empilement comporte des agencements de coussins dont les dimensions varient en fonction de la proximité de la lave massive; les plus gros sont les plus près de la lave massive et les plus petits les plus éloignés. Les plus gros coussins montrent souvent des laminations concentriques autour du coeur, lesquelles ont les mêmes caractéristiques que celle des laves massives. En quelques endroits, on note de véritables fractures concentriques. Occasionnellement, le coeur montre une chambre de quartz en demi-lune, avec partie convexe orientée vers le sommet de la coulée et partie plane vers la base. Nous pensons que ces coeurs de quartz constituent un remplissage tardif du vide laissé dans un tube non entièrement comblé par la lave au moment de l'épanchement.

Les coussins, généralement ovoïdes, s'empilent en se moulant les uns sur les autres, donnant ainsi naissance à des pédoncules. Ces derniers pointent vers le bas de la coulée et constituent le critère le plus fiable de la polarité de la coulée. A mesure que les coussins s'empilent, les croûtes vitreuses éclatent, fournissant les aiguilles et granules de verre qui remplissent les interstices entre les coussins. Ce matériel, appelé hyaloclastite, sera décrit dans la section réservée aux brèches.

L'élongation moyenne des coussins ovoïdes donne généralement une bonne appro-

ximation de la direction de la coulée, quand l'affleurement n'a pas subi de cisaillement important.

OCCURRENCES

Le faciès coussiné apparaît rarement au-dessus de la lave massive; c'est plutôt un faciès de bordure de coulée. Contrairement à la lave massive, il est rarement recouvert par une brèche; il en résulte un amalgame de coulées ce qui rend impossible l'identification des coulées individuelles en l'absence de critères tels que vésicules ou phénocristaux contrastants. C'est généralement le cas dans la région cartographiée.

PETROGRAPHIE DES COUSSINS

Si on laisse de côté la couche externe d'hyaloclastite, la coupe d'un coussin révèle trois zones distinctes, chacune avec sa propre histoire thermique. La première zone (externe) consiste en verre dévitrifié; à sa base se trouvent de nombreux cristaux de trempe non orientés, de forme prismatique et souvent évidés. Dans la seconde zone, le nombre de cristaux de trempe de plagioclase augmente, montrant quelquefois une surcroissance sphérolitique. Vers l'intérieur, les sphérolites, qui augmentent en nombre et dimension, sont souvent soudés. Les prismes à partir desquels se développent les sphérolites sont plus longs et présentent occasionnellement une croissance dendritique aux extrémités. Ces phénomènes s'amplifient en direction du centre. D'après Dimroth et al. (1979a), les sphérolites de feldspath croissent à travers les craquelures de contraction thermique; elles se seraient donc formées au cours d'une dévitrification précoce.

Dans la troisième zone, qui constitue le coeur du coussin, l'ensemble des microlites de plagioclases baigne dans une pâte aphanitique de chlorite, épidote, albite, préhnite, quartz et calcite. Dans les plus gros coussins, cette zone basaltique passe progressivement à une zone microgabbroïque.

D'une façon générale, la croûte des coussins est chloritisée alors que la bordure interne est albitisée; ceci témoigne d'une altération du plancher océanique. Le coeur des coussins est ainsi plus proche de la composition d'origine.

Dans les terrains au sud des colines Abijévis, certains coussins montrent une altération verdâtre très poussée en bordure. Cette coloration est sans doute due à une activité hydrothermale de basse température qui a permis aux solutions de profiter des craquelures de refroidissement pour s'introduire. Le produit est un ensemble de chlorite, serpentine amorphe, épidote et carbonates avec de la pyrite très disséminée.

FACIES BRECHIQUE

Les brèches les plus fréquemment rencontrées dans les roches basaltiques sont les brèches de sommet, comprenant les brèches de coussins isolés et les brèches de coussins brisés ou brèches de fragments. Plus rarement, on note des polygonites et des brèches de "sheet flow" (Leduc, 1979). Nous avons aussi relevé des brèches de fragments associées à un tectonisme synvolcanique.

BRECHES DE SOMMET

Deux types de brèches de sommet ont été identifiés: les brèches de fragments et les brèches de coussins isolés.

Les deux types peuvent coexister au sommet d'une même coulée. La brèche de coussins isolés occupe alors la base et passe progressivement à la brèche de fragments.

Là où elle repose sur le faciès coussiné, la brèche de sommet est généralement peu épaisse et comprend uniquement la brèche de fragments. Ceci semble confirmer que la lave qui a engendré les coussins était dans un état beaucoup plus visqueux que celle qui a donné naissance au faciès massif. De plus, il semble que la lave était déjà assez refroidie pour éviter l'éclatement des coussins au contact de l'eau, puisque les brèches de fragments sont elles-mêmes un fait accidentel au-dessus du faciès coussiné.

Brèches de fragments

Dans ce faciès, les fragments sont anguleux et la texture est basaltique. En certains endroits, on note une croûte de verre sur une partie des fragments, ce qui permet de faire le rapprochement avec les coussins ou avec la croûte de la lave massive. La majorité des fragments ne montrent cependant pas de croûte et proviennent vraisemblablement de l'intérieur des coussins éclatés, ou encore de l'intérieur de la zone basaltique supérieure du faciès massif, comme l'indique la bréchification *in situ* déjà décrite. La dimension des fragments varie de quelques centimètres à plus de 30 cm et la dimension moyenne des fragments au sommet de la brèche est souvent inférieure à la dimension moyenne des fragments à la base de la brèche. La matrice dans laquelle baignent les fragments est constituée d'aiguilles et de granules de verre; c'est une hyaloclastite.

Brèches de coussins isolés

La brèche de coussins isolés est caractérisée par la présence de coussins amiboïdaux, interconnectés par endroits, mis en place dans la brèche de fragments. Ces coussins, aux formes tentaculaires, peuvent atteindre 1 m bien que, en général, ils ne dépassent guère 25 cm. Ils seraient issus d'une bréchification plus poussée que celle qui a donné naissance à la brèche de fragments. En certains endroits, des fissures plus profondes dans la croûte basaltique auraient atteint la lave encore à l'état plastico-visqueux et permis à cette dernière de s'immiscer dans la brèche de fragments sus-jacente pour former les coussins amiboïdaux.

AUTRES BRECHES

Une cartographie détaillée à 1:500 (figure 3) a permis la reconnaissance de plusieurs types de brèches. Parmi les autres types de brèches volcaniques, mentionnons les trois types ci-dessous, différents des brèches sommitales.

Polygonites

La polygonite est formé par fracturation thermique du basalte. Dans la plupart des cas, c'est une brèche *in situ* et les fractures peuvent demeurer ouvertes, produisant le faciès à colonnades. La polygonite peut aussi être allochtone; elle forme alors un amas de fragments anguleux de coussins pris dans une matrice hyaloclastique.

Dans ce dernier cas, la matrice est beaucoup plus abondante.

Brèches associées aux failles synvolcaniques

Les deux autres types de brèches sont reliés à un phénomène de fissures ouvertes sur le plancher océanique.

Le premier type de brèche est formé en réponse à des contraintes de tension exprimées par des fissures ouvertes associées à des failles synvolcaniques (Leduc, 1979). La polygonite s'est formée lors de l'apparition de ces fissures. La matrice hyaloclastique s'y est infiltrée en provenance du sommet de la coulée fissurée ou de la trempe de la coulée sus-jacente. L'autre type de brèche est dû à un phénomène de remplissage associé aux mêmes fissures. Dans certains cas, une brèche de fragments associée aux fissures peut être cimentée par un basalte laminé provenant de la coulée supérieure. Le basalte se serait infiltré dans la coulée sous-jacente par un système de fractures ouvertes qu'il aurait ainsi comblées, formant une brèche dont les fragments sont contenus dans une matrice basaltique. Enfin, par le même processus, des "dykes" de hyaloclastites provenant du sommet de la coulée fissurée, apparaissent au sein de ces fissures et illustrent le même phénomène de remplissage.

Brèches de "sheet flow"

Ces brèches ne se rencontrent qu'en de rares endroits. Elles semblent provenir du sommet de mégacoussins. Ce sont des feuilles de basalte, d'une épaisseur variant entre 1 et 8 cm, dont les surfaces inférieures et supérieures sont trempées et séparées des autres coussins par une mince couche de hyaloclastite.

Une lave très liquide aurait été éjectée du sommet d'un tube actif, par le

truchement d'une fissure, et aurait ensuite coulé latéralement sur les côtés du tube. La terminaison de ces feuillets de lave s'est bréchifiée, donnant comme résultat des fragments allongés, avec bordures de trempe sur leurs deux faces.

PETROGRAPHIE DES BRÈCHES VOLCANIQUES

Dans les brèches, la pétrographie des fragments est essentiellement celle des coussins. Nous nous arrêterons donc qu'à la seule pétrographie des hyaloclastites. La hyaloclastite est formée par l'éclatement des croûtes vitreuses au contact avec l'eau de mer; elle est donc essentiellement constituée d'échardes, d'aiguilles et de granules de verre. Dans les brèches de coulée basaltiques, les fragments hyaloclastiques sont généralement millimétriques. Leur vésicularité dépend de celle de la croûte d'où ils proviennent. Si le matériel d'origine est peu vésiculaire, la hyaloclastite sera partiellement constituée de globules dont la dimension peut être supérieure à 1 cm. A l'intérieur de ces globules il y aura développement de fractures de contraction thermique, lesquelles sont souvent conchoïdales et sont appelées perlitiques.

Les hyaloclastites archéennes ont subi un métamorphisme sous-marin, qui s'exprime par trois phases successives (Dimroth et Rocheleau, 1979c). Dans la première phase, appelée palagonitisation, le verre est lessivé et oxydé; une croûte d'oxydes de fer délimite souvent le front de palagonitisation de chaque écharde ou granule. La palagonitisation suit toutes les surfaces primaires, laissant un coeur de sidéromélane. Subséquemment à cette palagonitisation, il peut y avoir remplacement à l'intérieur de la zone de palagonite par des minéraux fibro-radiés, tels la smectite.

La deuxième phase en est une de zéolitisation; elle peut affecter la zone altérée (palagonite) et même le centre de sidéromélane. La dernière phase comprend la carbonatation et la silicification. La carbonatation semble la plus tardive et coïncide avec le remplacement de la sidéromélane par l'albite; quant à la silicification, elle se traduit par un remplissage de fractures et par une croissance de sphérolites de calcédoine.

DESCRIPTIONS DES LITHOLOGIES BASALTIQUES

Nous avons défini quatre principaux types lithologiques: laves gloméroporphyriques; laves grises homogènes; laves vertes homogènes; et laves vertes à phénocristaux de plagioclases. Chaque type de laves possède les caractéristiques structurales définies dans les sections précédentes.

LAVES GLOMEROPORPHYRIQUES

Ces laves sont caractérisées par la présence de phénocristaux de plagioclases qui se sont agglomérés en boules dont la dimension, d'une moyenne d'environ 4 cm, peut atteindre 12 cm. Les boules sont réparties au hasard dans les coussins; elles sont parfois concentrées en bordure du coussin quelquefois au centre. Dans le faciès massif, les boules sont généralement absentes dans le premier mètre inférieur de la coulée, qui correspond à la zone basaltique inférieure; au-dessus de cette zone, elles forment un niveau continu, parallèle au contact inférieur de la lave massive. Les boules qui appartiennent à ce niveau ont un diamètre de beaucoup supérieur à celui qui prévaut dans le reste de la coulée. En effet, au-dessus de ce niveau, les boules ont un diamètre normal et présentent un alignement grossier, qui s'atténue avant de disparaître vers le haut de la coulée.

Des phénocristaux ont été observés dans le matériel intercoussin; de ce fait, ils sont d'origine magmatique. Les laves gloméroporphyriques sont aussi caractérisées par les dimensions considérables de leurs coussins, dont certains atteignent 7 m. De par leurs caractéristiques, leur faible épaisseur et leur grande extension latérale, elles forment d'excellents niveaux repères dans cet empilement monotone. Jusqu'à maintenant, elles ont pu être suivies sur plus de 30 km dans le canton d'Aiguebelle (Hocq, 1977, 1979). Jensen (1978) les a aussi décrites dans le canton de Thackeray en Ontario. Dans notre région, le premier niveau repère apparaît au tiers inférieur du flanc sud du synclinal d'Abijévis et le deuxième, au tiers supérieur. A chacun de ces niveaux, sont associés des horizons lenticulaires de roches pyroclastiques, lesquels nous ont permis, dans le premier niveau repère, de définir au moins trois coulées de laves gloméroporphyriques.

LAVES GRISES HOMOGENES

Ces laves sont grises à gris foncé dans les faciès aphanitiques et deviennent verdâtres quand la texture est microgabroïque. Elles sont caractérisées par des coussins dont la dimension moyenne est d'environ 80 cm. Ces coussins ont une faible vésicularité et leur croûte est peu épaisse. La quantité de matériel hyaloclastique entre les coussins est faible. Les rares vésicules ont un diamètre de 3 à 4 mm et sont remplies de chlorite. Il semble que ces vésicules ne soient présentes que dans les mégacoussins et les laves massives. En plusieurs localités, la roche montre des mouchetures et des bandes d'un vert très clair. Les bandes sont parallèles à la bordure du coussin et passent, vers le coeur, à des mouchetures d'un dia-

mètre inférieur à 5 mm. Les mouchetures sont dues à une forte altération en chlorite et apparaissent dans une zone qui semble confinée au sud de la région.

Les laves grises dominent à la base de l'empilement jusqu'au deuxième niveau de laves glomérophyriques.

LAVES VERTES HOMOGENES

Ces laves sont uniformément vertes quelle qu'en soit la texture. Elles sont caractérisées par des coussins dont la dimension moyenne semble supérieure à celle des laves grises. Leur diamètre moyen est d'environ 1 m.

La vésicularité est mieux développée que dans les laves grises et peut représenter jusqu'à 40% de la roche. Les plus grosses vésicules atteignent un diamètre de 2 cm et sont remplies de quartz; les plus petites ont un diamètre inférieur à 4 mm et sont remplies de chlorite. La zone de trempe des coussins atteint souvent une épaisseur de 1.5 cm et le matériel hyaloclastique intercoussin est plus abondant que dans les laves grises. Dans un empilement de plusieurs coulées, la vésicularité passe de 40% à la base, à 10% sur quelques 150 m. Cette succession de coulées vésiculaires est interrompue au coeur du synclinal par une brèche pyroclastique (décrite plus loin). Au-dessus de cette brèche, la vésicularité de la séquence diminue à 5% jusqu'au coeur du synclinal.

LAVES VERTES A PHENOCRISTAUX DE PLAGIOCLASES

Ce dernier type lithologique n'apparaît que localement au coeur du synclinal où il est associé au niveau supérieur des laves glomérophyriques. Il se présente aussi bien au-dessus qu'en-dessous de ce niveau.

La roche est verte à vert grisâtre et contient occasionnellement un phénocrystal isolé de plagioclase dont la dimension moyenne est d'environ 5 mm par 3 mm. C'est le seul critère nous permettant de différencier ces laves des laves grises. Elles contiennent des vésicules par-ci par-là.

CHANGEMENTS DE FACIES

Au cours de la cartographie, plusieurs types de laves de lithologies différentes ont été reconnus; cependant, il s'est avéré impossible de cartographier les coulées individuelles pour plusieurs raisons. D'une part, le travail à l'échelle de 1:5000 et la mise en carte à l'échelle 1:10 000 ne permettent pas de représenter adéquatement les changements rapides de faciès à l'intérieur d'une coulée ni, souvent, les coulées elles-mêmes par suite de leur faible épaisseur. D'autre part, les coulées individuelles d'une même lithologie ne présentent généralement pas de caractéristiques propres et, de plus, elles s'amalgament sans brèche de coulée sommitale dans le faciès coussiné, ce qui rend très difficile et souvent impossible l'identification des coulées (figure 9).

La carte présente donc des blocs lithologiques quand ils ont pu être différenciés. Sauf dans le cas des laves glomérophyriques, qui forment un niveau continu peu épais, les trois autres types de laves sont souvent intimement mélangés. La surface occupée par le type dominant est alors délimitée approximativement alors que les autres types sont notés sur l'affleurement par des signes conventionnels.

Les figures 4 et 5 sont deux exemples de cartographie à l'échelle de 1:5000 (voir carte pour leurs localisations).

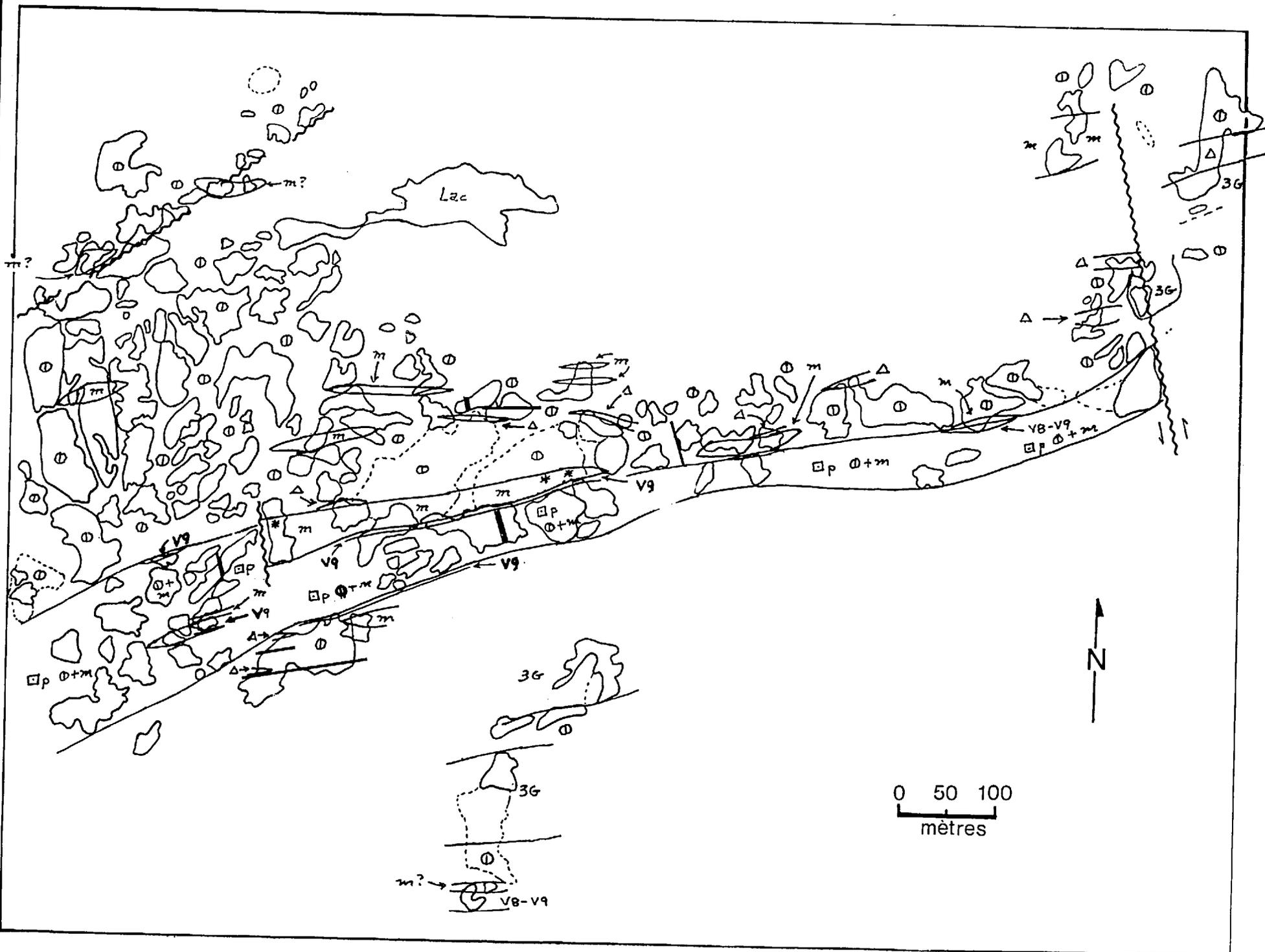


FIGURE 5 - Zone sud-est du lac La Haie.

CHANGEMENTS VERTICAUX

La séquence verticale idéale se présente comme suit: lave massive à la base, passant vers le sommet à une lave coussinée, puis à la brèche sommitale et enfin au hyalotuf (Dimroth et al., 1978). Toutes les variantes de cette séquence, formées par l'absence d'une ou de plusieurs unités peuvent être observées. Néanmoins, la lave massive passe presque toujours directement à une brèche de coussins isolés ou à une brèche de fragments. Dans une séquence coussinée, la dimension des coussins diminue vers le sommet. De même, dans la brèche sommitale, la proportion et la dimension des coussins amiboïdaux ainsi que celle des fragments, décroissent vers le sommet en faveur de la matrice hyaloclastique.

CHANGEMENTS LATÉRAUX

Les changements latéraux de faciès sont très fréquents dans les laves basaltiques. Ils sont bien visibles entre les faciès massif et coussiné d'une même coulée. La succession des faciès est la suivante: lave massive, mégacoussins soudés, mégacoussins à croûtes distinctes, mégacoussins entourés de coussins de dimension normale et, enfin, coussins de grosseur normale. Cette transition se développe sur une distance de 100 à 300 m. La figure 6 illustre cette transition latérale de faciès.

Dans le cas de la transition latérale entre le faciès bréchiq ue et le faciès coussiné ou bien le faciès massif, le changement est brusque et s'effectue en-dedans de 10 m.

MODELE STRUCTURAL D'UNE COULEE

A partir d'une fissure nourricière, la lave s'épanche pour former le faciès

massif aux environs immédiats de la fissure. Vers l'aval, le faciès massif se ramifie en chenaux principaux, puis en tubes de lave dont les dimensions diminuent en fonction de l'éloignement de la source. A la surface de ces tubes, de nombreux bourgeons se développent à partir de fissures dans la croûte des tubes (Moore, 1975). Ces bourgeons se détachent par-ci par-là pour former des sacs de lave fermés. Ce phénomène est particulièrement courant dans certains fronts de coulée.

Dans certaines conditions, c'est une brèche de coussins qui se forme au front de la coulée. Si le front continue à progresser au moyen de lobes, l'ensemble forme un delta qui montre des lits frontaux (Cousineau, 1979). La figure 7 illustre le mécanisme d'écoulement d'une coulée basaltique s'épanchant en une série de lobes. Une coupe dans la partie amont de la coulée (d-e-f) montrera le faciès massif illustré à la figure 8. Le passage des faciès proximaux à distaux de plusieurs coulées peut s'illustrer par une coupe parallèle à l'axe d'écoulement (figure 9).

Le mécanisme général d'empilement s'effectue donc par recouvrement des lobes des coulées inférieures par les lobes de la coulée en progression. Chaque coulée, au moment de son épanchement, emprunte les dépressions topographiques qui lui servent de chenaux d'écoulement.

INTERPRETATION DES FACIES VOLCANIQUES

Lors de l'extrusion, la lave peut former deux types d'épanchement. S'il y a peu ou pas de relief, suivant le modèle décrit précédemment, la lave s'épanchera pour former une plaine de lave; si le terrain a une forte pente, la lave formera un patron de chenaux tressés de lave massive. Dans les deux cas, la lave massive représente le

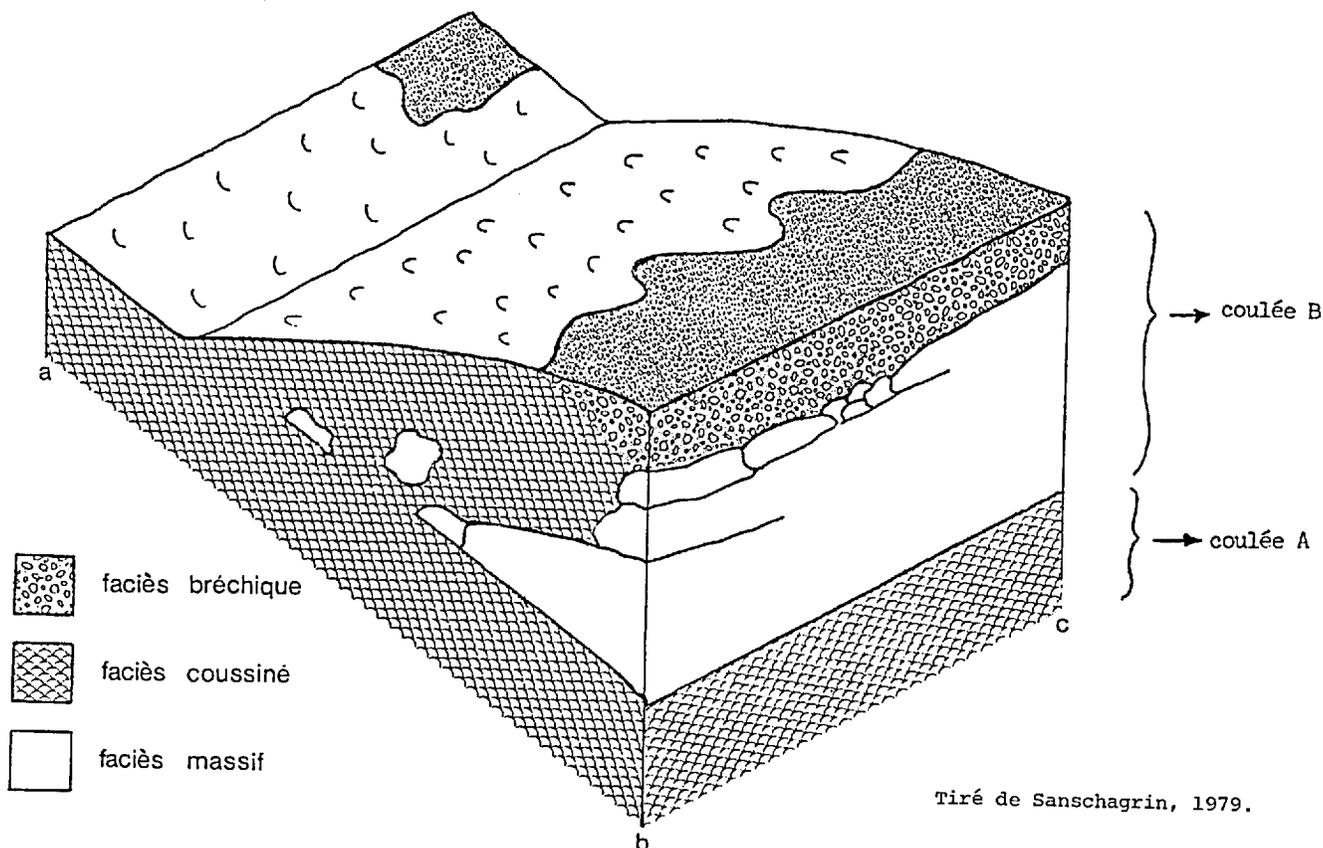


FIGURE 6 - Transitions latérales et verticales au sein d'une coulée.

domaine proximal du lieu d'éruption. Les tubes, les coussins et les brèches constituent dans l'ordre, des faciès de plus en plus distaux (figure 9).

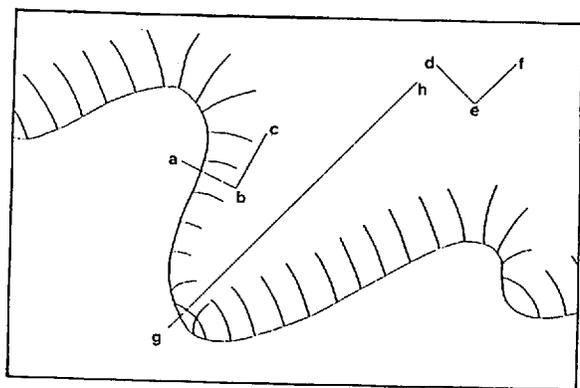


FIGURE 7 - Lobes frontaux d'une coulée et localisation des figures 6, 8, 9.

Les différents faciès volcaniques peuvent être interprétés en termes de con-

ditions physiques, répondant au taux d'écoulement et à la viscosité de la lave (Dimroth et al., 1979b). Ainsi, une lave fluide s'épanchant d'une fissure nourricière donnera naissance à des coulées massives tabulaires lesquelles seront progressivement canalisées par la topographie dans des chenaux. Une lave visqueuse confinée engendrera des tubes et des coussins détachés. Enfin, une lave plastico-visqueuse confinée donnera lieu à des brèches de coussins normales et un jet de lave à profondeur faible créera des brèches de coussins stratifiées ou des hyalotufs.

ROCHES RHYOLITIQUES

Les roches rhyolitiques apparaissent sous forme de petits dômes de rhyolite massive entourés de roches rhyolitiques

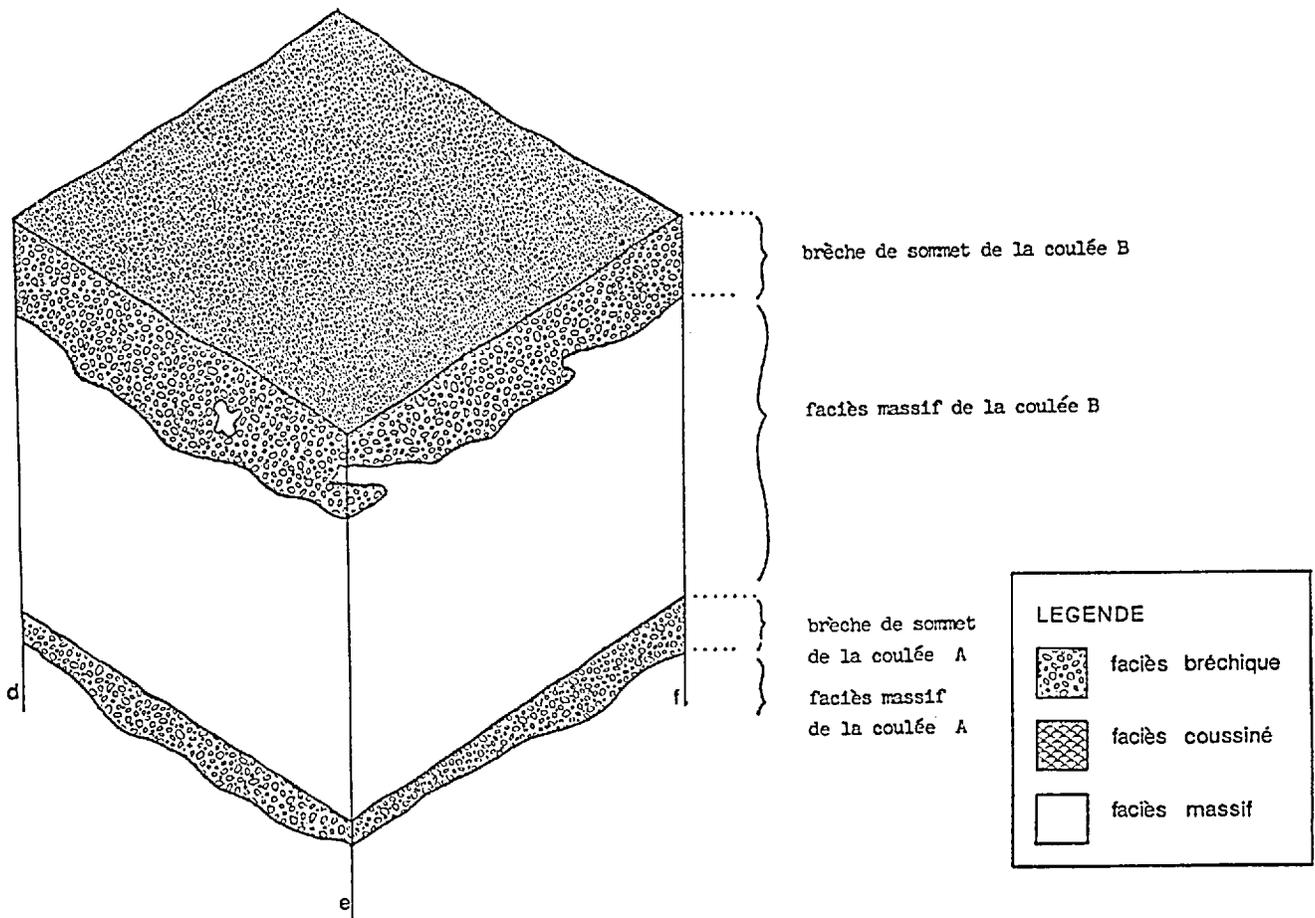


FIGURE 8 - Relations entre les faciès massifs et bréchiques de deux coulées. Tiré de Sanschagrín, 1979.

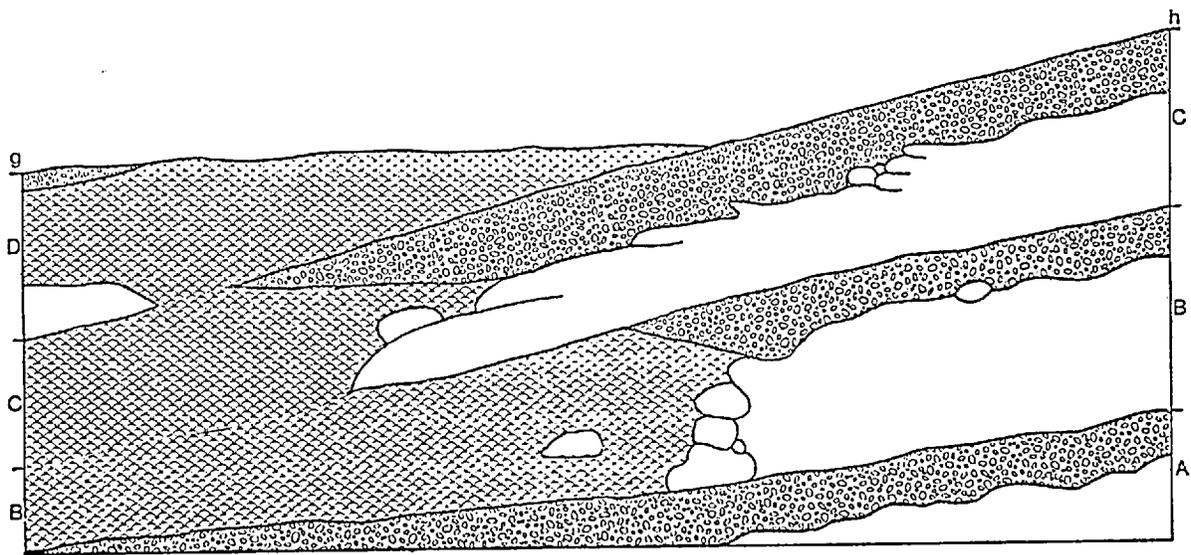


FIGURE 9 - Relations entre les différents faciès de diverses coulées. L'échelle verticale ainsi que la pente ont été exagérées. Tiré de Sanschagrín, 1979.

bréchiques. Les fragments, aux formes anguleuses à sub-arrondies, ont un diamètre maximum de 10 cm. Ils sont généralement de couleur blanchâtre en surface altérée alors que la matrice est plutôt grisâtre à verdâtre. En d'autres localités, la rhyolite est laminée; en surface altérée, elle présente une alternance de bandes blanches (3 mm) avec des bandes noires (7 mm). La roche montre souvent une altération rouille par suite de l'oxydation de la pyrite et de la pyrrhotine qui y sont assez abondantes.

Ces ensembles de roches rhyolitiques sont localisées le plus souvent au nord des roches ultramafiques.

La formation du ruisseau Paré est souvent coupée par des porphyres à phénocristaux de feldspath ou de quartz ou bien les deux à la fois.

ROCHES PYROCLASTIQUES

Les roches pyroclastiques sont le résultat d'une accumulation d'éléments d'origine explosive. Dans tous les cas, l'explosion est causée par l'expansion rapide des gaz confinés. L'explosion peut être magmatique ou phréatique (Dimroth et Rocheleau, 1979). Le mécanisme de mise en place dépend du type d'explosion et de l'environnement de cette explosion. Ainsi, d'après les mêmes auteurs, les roches pyroclastiques de la région de Rouyn-Noranda proviendraient d'une éruption de type "Surtsey" en eau profonde. Dans ce type d'éruption une composante magmatique s'ajoute à la composante phréatique. Cette explosion donne naissance à un jet, lequel est freiné par la friction de l'eau. Dans sa montée, le matériel se charge d'eau, la colonne devient très lourde et l'effondrement se produit. L'effondrement de ces colonnes donne lieu à des coulées de masse sous-marine, à des coulées de débris ou à des turbidites.

Nous avons noté trois différents faciès de roches pyroclastiques dans notre région: les brèches pyroclastiques, les tufs à lapilli et les tufs felsiques. Tous ces faciès apparaissent en bandes de forme lenticulaire correspondant aux irrégularités du relief sur lequel elles se sont déposées. Ils sont nommés à partir de la classification de Fisher (1961).

BRECHES PYROCLASTIQUES

Ces brèches comportent trois divisions. La première, appelée brèche pyroclastique non classée, affleure essentiellement dans la partie nord-est de la région. Elle présente une surface d'altération blanche, rouillée par endroits due à la présence de pyrite et de pyrrhotine, et ne laisse voir aucun granoclassement. Les fragments, de composition rhyolitique pour la majeure partie d'entre eux, ont des dimensions variant entre 4 et 20 cm. Ils sont plus pâles et semblent plus résistants que la matrice qui les contient. Cette brèche est le plus souvent polygénique puisqu'elle contient aussi des fragments de composition intermédiaire chloritisés et épidotisés. Les fragments forment environ 80% de la roche et sont généralement subanguleux. La matrice est constituée de fragments plus petits (0.2 à 2 cm) et de cristaux de quartz et de feldspath (maximum de 0.5 cm) pris dans un ensemble microgrenu de quartz et de feldspath. En cassure fraîche, les fragments rosâtres, verdâtres ou grisâtres, tranchent avec la matrice noire.

La seconde brèche ne diffère de la première que par la présence d'un granoclassement normal. Cette brèche, généralement polygénique, a à peu près la même composition que les brèches non classées. En plus de fragments felsiques et intermédiaires

res, elle peut renfermer des fragments basiques provenant probablement de coussins brisés. Elle montre, par endroits, une unité de base constituée de fragments de lithologies différentes et une unité sus-jacente à tendance monolithologique. La grosseur des fragments diminue vers le sommet; dans une séquence complète, la brèche passe à un tuf à lapilli et à un tuf felsique laminé, sur une épaisseur d'environ 15 m. Cette brèche a surtout été observée au nord-ouest du lac Pierre et constitue vraisemblablement la continuité du niveau décrit par Hocq (1977) au sud du lac Breton.

La troisième brèche n'affleure qu'au coeur du synclinal, à l'ouest de la partie nord du lac La Haie. D'une épaisseur maximale de 400 m, elle comprend trois types lithologiques:

. A la base, une brèche de coulée dont la matrice hyaloclastique passe progressivement vers le sommet à une matrice constituée par un tuf felsique à aspect cherteux. A un endroit, la matrice est basaltique.

. Des bancs cherteux de tuf et de tuf à lapilli recouvrent la brèche de coulée. Les tufs à lapilli sont grossièrement granoclassés; leurs lits peuvent atteindre une épaisseur de 4 m, ce qui est beaucoup plus considérable que pour les tufs fins.

. Une brèche volcanique dont les fragments, sub-arrondis à sub-anguleux, ont un diamètre maximum de 30 cm et un diamètre moyen d'environ 10 cm. La lithologie des fragments est variée: basalte, gabbro, coussins (avec une partie de croûte), tuf lité, tuf à lapilli, matériel rhyolitique et ponces. La proportion des fragments de diverses lithologies varie considérablement d'un affleurement à l'autre. Les fragments felsi-

ques comptent pour 10 à 15%; il en est de même pour les fragments gabbroïques. Chaque type lithologique, d'épaisseur variable, n'est pas partout présent. Sur quelques affleurements, cette brèche est tectonique et résulte probablement des deux failles mineures qui répètent la séquence.

Trois hypothèses concernant l'origine de cette brèche sont possibles: brèche de talus, brèche de faille ou coulée pyroclastique. Nous retenons l'hypothèse de la coulée pyroclastique parce qu'elle explique le mieux les caractéristiques de cette brèche. Les évidences tectoniques sont bien localisées à proximité des zones cisailées et aucune faille majeure susceptible de créer un talus n'a été observée.

TUF A LAPILLI

Le deuxième faciès de roches pyroclastiques comprend essentiellement des tufs à lapilli, composés de fragments de roche volcanique dans une matrice de tuf finement grenu et se présentant en niveaux de 1 à 8 m d'épaisseur. Ce faciès est souvent répété deux ou trois fois, montrant autant de séquences granoclassées. Il représente le faciès de transition entre les brèches pyroclastiques et les tufs felsiques. Les fragments, anguleux à sub-anguleux, ont des compositions mafiques, intermédiaires ou felsiques; ils peuvent aussi être des agglomérats de phénocristaux de quartz et/ou de plagioclase.

Les fragments mafiques, généralement très altérés, contiennent quelques microclites de plagioclase pris dans une pâte de chlorite, épidote, préhnite et carbonates, avec souvent des plages isolées de chlorite poecilitique contenant des bâtonnets de stilpnomélane.

Les fragments de composition intermédiaire peuvent renfermer jusqu'à 70% de microlites de plagioclase et contiennent fréquemment près de 5% de phénocristaux rectangulaires de plagioclase. Ces derniers sont parfois poecilitiques, renfermant occasionnellement de l'épidote. La pâte qui les contient est composée d'une mosaïque finement grenue de feldspaths, chlorites et carbonates.

Les fragments felsiques ne contiennent souvent que des phénocristaux de quartz et de plagioclase, mais sont aussi souvent constitués par une hyaloclastite acide, à fractures perlitiques, contenant fréquemment des ponces. Ces hyaloclastites sont souvent chloriteuses et contenues dans une pâte de quartz, calcite, chlorite, prémonite et épidote.

Les fragments monominéralogiques, formés uniquement de plagioclase ou de quartz, présentent souvent des cristaux arrondis de ces minéraux. Les plagioclases sont fréquemment saussuritisés et montrent des plages de carbonates. La matrice contenant ces fragments est formée d'un assemblage microcristallin de feldspath et de quartz associé à de la chlorite, de la calcite et de l'épidote, ce qui correspond à la pétrographie des tufs felsiques.

TUF FELSIQUE

Généralement, au sommet du tuf à lapilli, se succèdent une série de lits de tufs felsiques d'une épaisseur variant entre 1 et 25 cm. Ces lits, souvent laminés, peuvent être massifs, montrant un aspect cherteux. Des figures sédimentaires, telles les empreintes de charge, les stratifications obliques et parallèles ainsi que les granoclasses sont fréquemment observées. Là où la séquence a une épaisseur

inférieure à 30 cm seul le tuf felsique apparaît. La roche, en surface fraîche, est gris foncé à noire, quelquefois verdâtre; en surface altérée, elle est d'un blanc craie, quelquefois d'un blanc rosâtre.

Bien que les unités de roches pyroclastiques apparaissent à plusieurs niveaux de l'empilement volcanique, elles sont le plus souvent associées spatialement aux horizons de lave glomérophyrique.

A quelques endroits, des lentilles de roches pyroclastiques de 1 à 10 m de longueur ont été incorporées et vraisemblablement remaniées par des filons-couches gabbroïques. Quelques roches pyroclastiques montrent des évidences de recristallisation: cristaux de quartz à points triples, magnétite corrodée, pyrite recristallisée en sphéroïdes de 1 cm de diamètre souvent entourés d'une auréole de carbonates. Les fragments acides, chloritisés et épidotisés, semblent avoir subi une silicification et carbonatation secondaire.

CHERT NOIR

Le chert noir appartient au groupe du lac Caste (Dimroth et al., 1973). Il abonde, sous forme de fragments, dans la brèche de Davangus.

Dimroth et al. (1973) ont décrit des textures qui ressemblent à des intraclastes dans ce chert. Il pourrait s'agir de fragments de roches volcaniques; si tel est le cas, ces cherts devraient être classés parmi les tufs.

BRECHE DE DAVANGUS

La brèche de Davangus se situe dans la partie sud du canton d'Aiguebelle légèrement au nord de la cassure Dupar-

quet-Destor-Manneville et grossièrement parallèle à celle-ci. Cette brèche polygénique contient des fragments de toutes les lithologies locales de la formation du ruisseau Paré et du groupe du lac Caste. Elle contient aussi des fragments de roches ultramafiques, avec ou sans spinifex, de gabbro, de basalte, de rhyolite, de porphyre de quartz et feldspath ainsi que d'argillite et de chert noir. La lithologie des fragments est la plus variée sur les affleurements qui montrent un litage grossier. Les proportions des diverses lithologies varient localement, notamment sur les affleurements où elle a un aspect tectonique; dans ce dernier cas, la brèche peut être monolithologique et les fragments sont ceux de la roche encaissante. En une localité, la brèche coupe abruptement des coulées ultramafiques interlitées avec des argillites.

La brèche de Davangus est interprétée par Dimroth et Rocheleau (1979) comme une brèche polygénique d'origine sédimentaire et tectonique. La brèche tectonique apparaîtrait dans une zone de faille et la brèche sédimentaire représenterait le talus d'éboulis de cette faille. Le cisaillement aurait été contemporain des coulées ultramafiques puisque ces dernières sont interdigitées avec la brèche.

GRAUWACKE ET ARGILLITE

Ces roches appartiennent au groupe du lac Caste et n'apparaissent qu'à la limite sud-ouest de la région. Elles sont cisailées et altérées.

Les argillites, associées à la brèche de Davangus et aux coulées ultramafiques, ne constituent qu'un type lithologique mineur. Les lits homogènes ont une épaisseur maximale de 20 cm.

ROCHES INTRUSIVES

Les intrusions mafiques se divisent en deux grandes classes: filons-couches gabbroïques et dykes basaltiques.

En plus, un "stock" de syénite a été repéré par forage au nord du lac Matisard.

FILONS-COUCHES GABBROIQUES

Ces filons-couches présentent des textures ophitiques, équigranulaires, diabasiques et basaltiques; les plus épais présentent les quatre textures en succession. Ils sont habituellement concordants ou sub-concordants par rapport aux directions et aux pendages des coulées. Ils se sont généralement mis en place dans les niveaux de faiblesse de l'empilement représentés par les niveaux de roches pyroclastiques et les brèches de coulées épaisses.

Ces filons-couches peuvent être lenticulaires mais, en plusieurs localités, ils se terminent abruptement contre des murs perpendiculaires à leurs contacts inférieur et supérieur, sans se poursuivre au-delà, ni vers le haut ni vers le bas. Ces murs, qui représentaient probablement des lieux de cisaillement dans l'empilement volcanique antérieurement à la mise en place des filons-couches, semblent présenter diverses orientations, même si nous n'avons pu les mesurer de façon systématique. Ceci est démontré sur des affleurements sub-horizontaux par la présence de placages d'une surface coussinée sur un filon ou bien l'inverse. Quelquefois, le filon-couche se termine en biseau. Ces relations apparaissent nettement sur la carte géologique et sur les figures 4 et 5. La contribution des filons-couches à l'empilement est d'environ 20% dans notre région; elle peut at-

teindre 60% dans le quart nord-ouest du canton, sur le flanc nord du synclinal d'Abijévis (Hocq, 1979).

L'épaisseur de ces filons-couches est très variable, allant de quelques mètres à plus de 300 m dans notre région. L'épaisseur du filon-couche contrôle le degré de différenciation et la texture de la roche.

De par l'action du biseutage, un filon-couche peut se diviser en deux ou plusieurs filons individuels qu'il est difficile de corréliser en l'absence d'affleurements. De plus, il arrive qu'il se superposent les uns sur les autres.

PETROGRAPHIE

Nous avons étudié la pétrographie de plusieurs filons-couches, notamment celle des deux filons au nord du lac des Ours, séparés par le niveau supérieur des laves glomérophyriques. Les zones texturales observées à l'intérieur d'un filon, du sommet vers la base sont:

- 1) zone de bordure supérieure à texture basaltique
- 2) zone à texture diabasique
- 3) zone à texture équigranulaire
- 4) zone à texture ophitique
- 5) zone de bordure inférieure à texture basaltique

Les caractéristiques de chaque zone sont résumées au tableau 1.

Les zones basaltiques de bordure se présentent à l'affleurement comme une roche basaltique dont l'épaisseur peut atteindre 2 m. La roche passe graduellement d'une texture proprement basaltique à une texture microgabbroïque par augmentation de la cristallinité et de la dimension des mi-

crolites. La transition observée est similaire à celle qui apparaît dans les cousins ainsi que dans les laves massives (voir tableau 2). Ces zones montrent, par endroits, des laminations sub-parallèles aux contacts, visibles seulement sur la surface altérée et plus rarement, des vésicules. La zone de bordure inférieure passe rapidement à la zone ophitique alors que la zone de bordure supérieure passe progressivement à la zone diabasique.

Dans la zone ophitique, de petites lattes de plagioclases altérés sont noyées dans de gros cristaux de pyroxènes (généralement de l'augite). Cette texture passe progressivement à la texture équigranulaire par augmentation de la dimension des feldspaths et diminution de celle des pyroxènes.

Une texture intersertale se développe à partir de la texture équigranulaire par augmentation de la proportion et de la taille des cristaux de feldspaths. Cette texture n'apparaît que dans les filons-couches les plus épais.

Les feldspaths sont saussuritisés et les pyroxènes sont ouralitisés. Les phénomènes deutériques se manifestent par une augmentation de l'altération vers le sommet.

Tous les faciès décrits par Baragar (1960) dans des filons-couches beaucoup plus épais n'apparaissent pas dans les filons de notre région. L'olivine est absente à la base et le feldspath alcalin n'a pas été observé au sommet.

Les filons-couches les plus minces ne sont pas différenciés et présentent souvent des variations texturales identiques à

celles des laves massives; en conséquence, la seule façon de les différencier demeure les relations de terrain: présence de contacts intrusifs ou présence d'une brèche de coulée sommitale.

Des xénolites de laves coussinées des diverses lithologies - peut-être même de laves massives - ont été identifiés dans les filons-couches. Leur diamètre varie de 1 m à quelques dizaines de mètres. Les filons-couches profitent souvent de niveaux pyroclastiques pour leur mise en place; ces niveaux peuvent apparaître au-dessus, au-dessous ou à l'intérieur des filons et se présentent alors sous forme de bancs plus ou moins continus ou de masses plus ou moins arrondies. Dans certains cas, il y a eu recristallisation du matériel pyroclastique.

DYKES BASALTIQUES

Les dykes mafiques présentent le plus souvent des textures basaltiques à gabbroïques équi-granulaires. Leur largeur est rarement supérieure à 10 m. La majorité sont orientés perpendiculairement ou sub-perpendiculairement aux coulées qu'ils recourent. Là où les affleurements sont les plus nombreux (pente sud des collines Abijévis), leur fréquence est de l'ordre de un dyke à tous les 150 m (c.f. figure 4). Les affleurements étant rares dans la partie nord, il nous a été impossible d'en évaluer la fréquence et d'obtenir ainsi une comparaison entre le sommet et la base.

STOCK DE SYENITE

Deux forages effectués durant l'été 1978 par la direction du parc provincial d'Aiguebelle ont révélé la présence d'une syénite à hornblende au nord du lac Matissard. Le premier, d'une profondeur de

70 m, a atteint le roc à près de 7 m alors que le second, d'une profondeur de 13 m, a atteint le roc à 6 m.

Les deux forages ont traversé une roche assez homogène, composée en majeure partie de feldspaths alcalins (microcline et orthose). La dimension maximale des grains est de 3 mm. L'orthose est souvent poecilitique et saussuritisée. Cette roche - une syénite - ne contient que très peu de plagioclases, lesquels sont généralement moins frais que les feldspaths alcalins. Le quartz est interstitiel et représente moins de 5% de la roche. Les minéraux ferromagnésiens comptent pour environ 20% et sont représentés en grande partie par la hornblende accompagnée d'un tout petit peu de biotite chloritisée. Comme minéraux accessoires, signalons l'épidote et la magnéte.

Cette syénite est quelquefois coupée par des veines de quartz laiteux, d'une épaisseur n'excédant pas 7 cm. Elle semble associée au massif granodioritique cartographié par MacIntosh (1977) dans le nord-est du canton de Clérisy et représente probablement un faciès de bordure du massif.

ANALYSES CHIMIQUES

Gélinas et al. (1977) divisent les roches du groupe Kinojévis en deux séries tholéitiques; leurs échantillons provenaient du canton Destor, à l'ouest du canton d'Aiguebelle. Descarreaux (1972), qui a échantillonné la partie ouest du canton Aiguebelle, a décrit le groupe Kinojévis comme "un exemple de série magmatique qui chevauche sur le diagramme AFM la limite entre la série tholéitique et la série calco-alcaline." (pages 173-174).

TAB. 1 - CARACTERISTIQUES DES DIFFERENTES ZONES PETROGRAPHIQUES FORMANT LES INTRUSIONS GABBROIQUES DU GROUPE DE KINOJEVIS.

	Zones pétrographiques	Caractéristiques générales
Sommet	Zone de trempe supérieure ↓ Zone basaltique supérieure ↓ Zone basaltique vésiculaire ~~~~~ Zone à texture diabasique ↓ Zone à texture équi-granulaire ↑ Zone à texture ophitique ~~~~~ Zone basaltique inférieure ↑ Zone de trempe inférieure	Verre dévitrifié Orientation parallèle des microlites de feldspaths Orientation aléatoire avec augmentation de la cristallinité Texture basaltique avec vésicules remplies de chlorite Feldspaths en lattes Pyroxènes interstitiels Altération prononcée Feldspaths et pyroxènes de même dimension Gros cristaux idiomorphes de pyroxènes Lattes de plagioclase Orientation aléatoire des microlites Orientation parallèle Verre dévitrifié
Base		
Légende: ↓ transition graduelle ~~~~~ transition généralement graduelle, quelques fois abrupte ~~~~~ transition abrupte		

TAB. 2 - TABLEAU COMPARATIF DES DIVISIONS PETROGRAPHIQUES DANS LES DIFFERENTS TYPES DE ROCHES D'AFFINITE BASALTIQUE ET GABBROIQUE DU GROUPE DE KINOJEVIS.

	Zones texturales	Filons-couches		Coulées massives		Coussins	Fragments des brèches sommitales	Hyaloclastite
		épais	minces	épaisses	minces			
Sommet	Zone de trempe supérieure	P	P	R	R	T	Q	T
↓	Zone basaltique supérieure	P	P	P	P	P	T	-
	Zone basaltique vésiculaire	R	P	Q	P	Q	R	-
	Zone à texture diabasique	Q	↓	Q	↓	↓	↓	-
	Zone à texture équi-granulaire	T	T	T	T	Q	Q	-
	Zone à texture ophitique	P	Q	P	↑	↑	-	-
↓	Zone basaltique inférieure	P	P	P	P	P	-	-
	Base	Zone de trempe inférieure	P	P	P	P	P	-
Légende: A: absente R: rarement présente Q: quelques fois présente P: généralement présente T: toujours présente -: ne s'applique pas		Remarque: Toutes ces zones texturales ne sont pas toujours présentes dans une unité simple de refroidissement, et leur épaisseur dépend de la puissance de l'unité et de son environnement thermique. Pour la description des différentes zones, consulter la section <i>pétrographie</i> des filons-couches, des coulées massives et des coussins.						

Nous avons nous-mêmes fait effectuer plusieurs analyses aux laboratoires du centre de Recherches minérales du ministère. Les résultats ainsi que les détails concernant l'échantillonnage, les méthodes de broyage et d'analyse des échantillons et le traitement des données seront publiés ultérieurement.

DEPOTS DU PLEISTOCENE

La région a subi, comme l'ensemble du Québec, les effets de l'époque glaciaire. Le retrait du glacier a laissé dans la partie est de la région (figure 10), un petit esker qui se poursuit probablement dans un esker plus important au sud-est de la région; les deux ont une direction presque sud. Des marmites ont été repérées à la terminaison sud du lac La Haie. Des eaux

de fonte glaciaires qui empruntaient le lac La Haie comme chenal auraient pu creuser ces marmites.

La fonte de l'inlandsis a donné naissance au lac Ojibway-Barlow, qui ne semble pas avoir complètement submergé les collines Abijévis. La gravière numéro 3, en bordure du chemin qui conduit au lac Patrice, se trouve dans un delta fluvio-glaciaire en progression sur des lits varvés. Le matériel, en grande partie des roches du groupe de Kinojévis, provient de l'ouest. Les lits varvés appartiennent vraisemblablement aux dépôts du lac Ojibway-Barlow. Le sommet de la gravière, montrant les lits frontaux, est au niveau topographique approximatif de 435 m. Nous présumons qu'il s'agit là du niveau maximum des eaux du lac.

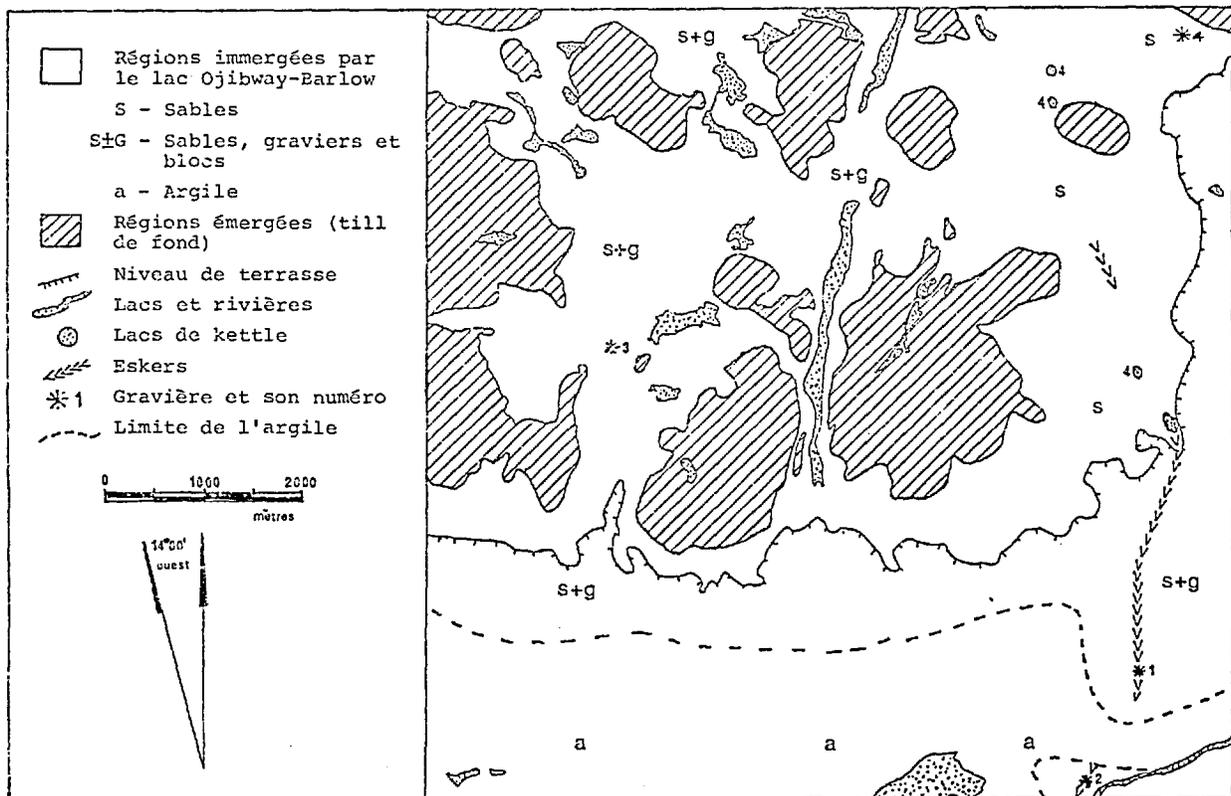


FIGURE 10 - Carte simplifiée des dépôts meubles. Quart sud-est du canton d'Aiguebelle.

Une terrasse à une altitude d'environ 415 m marque le retrait progressif du rivage. Elle est bien développée sur le flanc est des collines, où elle forme une plaine sablonneuse qui repose sur les argiles lacustres. L'altitude de la rupture de pente de la terrasse décroît lentement, de 415 m environ sur le flanc est des collines jusqu'à environ 350 m au sud. En quelques localités, de même qu'entre ces deux altitudes, des traces d'érosion par l'eau ont été relevées sur des affleurements au sud-est du lac La Haie. Les argiles lacustres apparaissent sous le niveau topographique de 350 m.

TECTONIQUE

PLISSEMENT

Le plissement kénoréen se manifeste dans la région par le synclinal d'Abijévis (Ambrose, 1941) et l'anticlinal faillé d'Aiguebelle (Larouche, 1974). Le synclinal, de direction est-sud-est, coupe la partie nord de notre région alors que l'anticlinal, également d'une direction à peu près est-sud-est occupe le tiers sud de la carte. Nous n'avons noté aucun pli parasite. Dans la partie sud-ouest de la région, au sein de la formation du ruisseau Paré, il est possible que les roches aient subi une série de petits plis serrés. Les relations structurales n'ont pu être établies par manque de critères de polarité, d'horizons repères fiables et d'affleurements. Les indices qui nous permettent de soupçonner ces plis serrés sont une brèche de coulée en forme de V (sans détermination de polarité) et des polarités, dans des roches ultramafiques, qui s'opposent en dedans de 30 m.

LITAGE

Le stéréogramme présenté en figure 11 a été construit uniquement à partir du litage des tufs. Les coulées volcaniques ayant une forme grossièrement lenticulaire et un épanchement du type deltaïque (Dimroth et Rocheleau, 1979; Dimroth et al., 1978; Cousineau, 1979), les mesures qui peuvent être prises sur les laves ne sont qu'approximatives en raison de la nature même des coulées. La seule surface susceptible d'être utile est l'interface entre le faciès massif d'une coulée et le faciès bréchique de la coulée sous-jacente. Le contact entre les faciès massif et bréchique d'une même coulée est très irrégulier; il oscille considérablement autour de l'attitude réelle de la coulée (cf. figures 8 et 9).

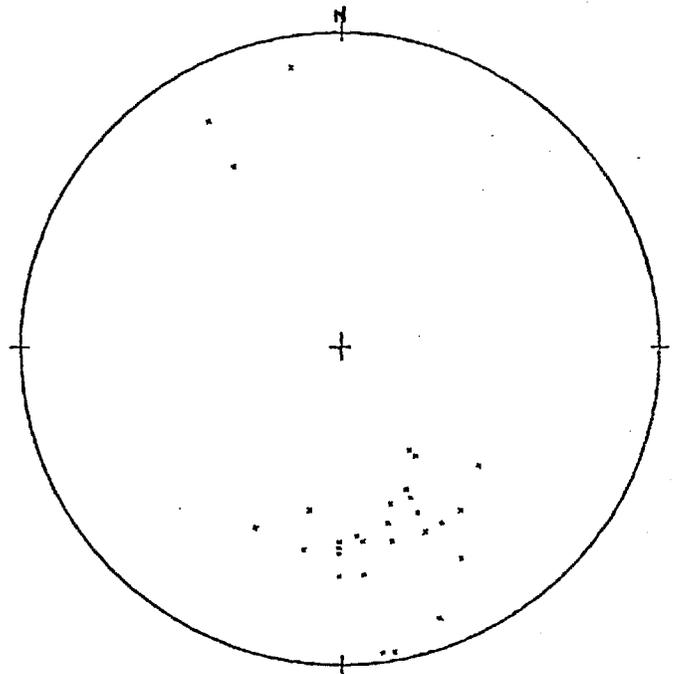


FIGURE 11 - Pôles des litages mesurés sur des horizons pyroclastiques, de part et d'autre du plan axial du synclinal d'Abijévis. Canevas de Wulff, hémisphère sud.

Le synclinal serait légèrement déversé vers le sud. Sur le flanc sud, les lits se maintiennent aux alentours de 65 degrés (cf. figure 11) alors que, sur le flanc nord, ils seraient à environ 85-90 degrés (Hocq, 1977).

CASSURES

Les cassures que nous avons pu identifier ont été divisées en trois groupes, d'après leur âge relatif: cassures contemporaines de l'empilement; cassures produites vraisemblablement par le plissement; et cassures produites au stade final de l'orogénèse. La cassure de Duparquet-Destor-Manneville sera décrite dans la section suivante.

CASSURES CONTEMPORAINES DE L'EMPILEMENT

Ces fractures se sont produites sur le plancher océanique au moment de l'épanchement des laves et de la construction du plancher océanique lui-même. L'expédition FAMOUS a rapporté une importante documentation sur ce sujet lors de l'étude de la ride médiane atlantique (Moore, 1975). Thorarinnsson (1966) les a décrites sur le sol de l'Islande.

Leduc (1979) a reconnu plusieurs de ces anciennes fractures dans la partie sud-ouest de la région (carte géologique et figure 3). Les fissures ouvertes qui ont été observées sont associées à des failles synvolcaniques et sont du type "gjar", décrit par Ballard et Moore (1977). Elles n'apparaissent que dans des zones étroites orientées parallèlement à la cassure Duparquet-Destor-Manneville. Ces fissures, originellement ouvertes (dans des coulées coussinées) sur le plancher océanique, ont par la suite été remplies par la lave massive qui les a recouvertes. Leur fréquence

est de l'ordre de 150 m (figure 3). Ces fissures ouvertes, de même que les brèches qui leur sont associées, apparaissent dans une zone linéaire qui pourrait probablement marquer la limite nord de la cassure Duparquet-Destor-Manneville. En effet, les roches au sud de cette zone présentent une schistosité qu'on ne retrouve pas au nord et la zone elle-même est affectée de nombreux cisaillements de direction E à S70°E.

Au nord et à l'est de cette zone linéaire de nombreuses failles de direction nord-sud recoupent certaines coulées (figures 3 et 4). Ces failles qui montrent peu ou pas de déplacement, sont vraisemblablement synvolcaniques. Les petits dykes mafiques qui coupent à peu près perpendiculairement les coulées auraient profité de fractures du même genre. Leur fréquence est de un par 100 m dans une région à 1 km à l'est de celle décrite plus haut (figure 4). De même, les failles synvolcaniques seraient à l'origine des murs verticaux sur lesquels butent les filons-couches gabbroïques. Le jeu de ces zones de faiblesse aurait ainsi contribué autant à emprisonner les filons-couches qu'à faciliter l'introduction de ceux-ci dans l'empilement.

CASSURES CONTEMPORAINES DE L'OROGENESE

Les cassures produites par la déformation n'apparaissent qu'au coeur du synclinal. Elles sont visibles au niveau de l'épaisse brèche pyroclastique décrite précédemment et ne semblent pas se prolonger au-delà de 500 m du coeur du synclinal.

CASSURES DU STADE FINAL DE L'OROGENESE

Plusieurs failles de direction nord-sud ont été repérées sur le terrain

soit par le bris d'un niveau repère, soit par des zones d'intense cisaillement. Quelques-unes ont été suivies par photo-interprétation. Le déplacement apparent n'excède pas 150 m (cas du lac La Haie). Plusieurs autres failles, de direction N50-60°E et franc Est, ont été observées sans qu'il soit possible d'évaluer le déplacement.

CISAILLEMENTS

Le cisaillement a produit, dans les coussins, une élongation dont le parallélisme avec la direction du cisaillement est fonction de son intensité. Les zones faillées, quant à elles ont causé une bréchification des coussins.

Le surcreusement glaciaire des lacs La Haie et Sault a profité de la zone de cisaillement qui s'y trouve. Cette zone fait partie d'un linéament qui se prolonge sur plus de 60 km vers le nord et vers le sud. Bien visible sur photo-satellite, elle serait postérieure à la cassure Duparquet-Destor-Manneville. Il est important de noter que chaque zone de faiblesse produite à une époque peut avoir été reprise ultérieurement. Les sédiments de ruisseaux montrent, pour certains éléments mineurs, des concentrations géochimiques plus élevées que la teneur de fond à proximité de cette zone (Lalonde, com. pers., 1979).

LA CASSURE DUPARQUET-DESTOR-MANNEVILLE

Cette cassure a une direction régionale est-sud-est. Présente au sud-ouest et au sud-est de la région, elle traverse la partie nord du canton de Cléricy (Larouche, 1974; Hocq, 1977) et le lac Matissard en son milieu. Ses effets sont visibles à mi-chemin entre le lac Matissard et la rivière Kinojévis, à environ 150 m au nord de

la décharge du lac. A cet endroit, un affleurement de roches ultramafiques (au sud) est séparé d'un petit dôme de rhyolite (au nord) par un affleurement de schistes à chlorite et à séricite qui affleure sur 10 m.

La cassure Duparquet-Destor-Manneville aurait, d'après Dimroth et al. (1973), connu au moins deux périodes d'activité. La première se serait produite au moment de l'éruption des roches volcaniques et son mouvement aurait été vertical; la seconde se serait produite après l'éruption de ces roches.

INTERPRETATION VOLCANOLOGIQUE DE L'ENSEMBLE STRATIGRAPHIQUE

Dans ce chapitre, nous tenterons de faire une synthèse volcanologique de l'empilement du groupe de Kinojévis à la lumière des travaux récents (Hocq, 1977 et 1979; Larouche, 1974).

L'interdigitation des laves ultramafiques avec la brèche de Davangus indique qu'il s'agit d'unités lithologiques contemporaines. La brèche, à cause de ses caractéristiques tantôt tectoniques tantôt sédimentaires, est interprétée comme un ancien talus de faille (Dimroth et Rocheleau, 1979c). Elle est sub-parallèle à la cassure Duparquet-Destor-Manneville. La zone de fissures ouvertes sur le plancher océanique (Leduc, 1979) est également contemporaine de l'empilement. Elle est localisée dans la formation du ruisseau Deguisier, au sud des collines Abijévis. Cette zone est grossièrement parallèle aux zones de laves ultramafiques et de brèche. Du sud vers le nord - de la base de l'empilement vers le sommet - les trois zones se présentent dans l'ordre suivant: cassure Duparquet-Destor-Manneville, brèche de Davangus et zone à

fissures ouvertes. Il y a donc une diminution, de la base vers le sommet, dans l'intensité de la fracturation contemporaine de la construction de l'empilement.

Dans notre région, la vésicularité est généralement inférieure à 5% sauf sur deux niveaux: sur le flanc sud des collines Abijévis et au-dessus du niveau supérieur des laves gloméroporphyriques. La profondeur était donc probablement supérieure à 200 m (Jones, 1969). La topographie de l'ancien fond océanique a été évaluée grâce aux variations d'épaisseur des deux niveaux gloméroporphyriques. La variation la plus importante apparaît au sud-est du lac La Haie (figure 5) où l'épaisseur du niveau atteint 135 m. Si le sommet du niveau gloméroporphyrique représente l'horizontale, l'ancien plancher océanique était une plaine légèrement ondulante. Les collines devaient, en général, avoir des élévations inférieures à 20 m, si l'interprétation des figures 4 et 5 est bonne. Les interruptions locales des niveaux gloméroporphyriques pourraient être dues à des dénivellations plus importantes que les autres sur le plancher océanique.

Le faciès volcanique dominant dans notre région est le faciès coussiné; dans la région à l'ouest (Hocq, 1977 et 1979), c'est le faciès massif. Ce dernier exprime la proximité d'un complexe volcanique alors que le premier est de caractère distal. La densité des dykes, selon Walker (1959, 1960), augmente en fonction de la proximité à un centre volcanique. Elle est de 40 dykes/km dans un volcan pour 10 dykes/km dans l'empilement volcanique d'Islande. La fréquence des dykes dans notre région est encore plus faible dans les endroits où elle a pu être évaluée. Nous présumons qu'il s'agit des dykes nourriciers des coulées

supérieures. Les intrusions gabbroïques se sont mises en place avant le plissement et peut-être durant la période éruptive; elles représentent vraisemblablement des venues magmatiques qui n'ont pas pu atteindre la surface et qui ont été capturées dans l'empilement par le jeu des failles synvolcaniques. La granulométrie des roches pyroclastiques diminue d'ouest en est, à partir de Destor, et le degré de classement augmente. Enfin, les niveaux de rhyolite ne s'étendent pas au-delà de la partie ouest du canton (Hocq, 1977 et 1979) et n'atteignent pas le quart sud-est. Ces observations indiquent que l'empilement volcanique dans notre région constitue un faciès généralement distal et qu'il est très probablement en relation avec le complexe volcanique de Destor.

GEOLOGIE ECONOMIQUE

DESCRIPTION DES MINERALISATIONS

Dans notre région, les minéralisations apparaissent surtout dans les roches pyroclastiques, les dômes de rhyolite et les filons-couches gabbroïques. Aucune zone minéralisée d'importance n'est connue.

Des sulfures, notamment de la pyrite et de la pyrrhotine, apparaissent sous forme de disséminations à l'intérieur des roches pyroclastiques de toutes les granulométries. La pyrite est souvent en cubes, quelquefois en amas. Les sulfures comprennent aussi de la chalcopirite en quelques localités, laquelle se présente en étroite association avec la pyrite et la pyrrhotine sous forme de plages ou d'amas disséminés.

MacIntosh (1969) a décrit une zone faiblement minéralisée (claims Brousseau) dans des roches pyroclastiques à proximité du lac Vose, dans le quart-sud-ouest d'Al-

guebelle. Les fragments, d'un diamètre inférieur à 12 cm, sont arrondis à sub-arrondis et sont de composition felsique dans des proportions allant jusqu'à 80% de la roche. De la pyrite apparaît en cubes dans une matrice de composition andésitique ou bien sous forme d'amas de pyrite massive. De la chalcopryrite se présente également en disséminations dans la matrice et dans de petites fissures comme matériel de remplissage avec de la calcite. Dans notre région, plusieurs brèches pyroclastiques ressemblent à celle décrite par MacIntosh. La chalcopryrite, rare dans la roche, n'a pas été observée dans les fissures même quand le cisaillement était important. Les dômes de rhyolite montrent occasionnellement des zones rouillées sans qu'aucune relation n'ait pu être établie.

La pyrite et la pyrrhotine se présentent par-ci par-là dans les amygdales des laves massives et des intrusions gabbroïques, rarement celles des coussins; la chalcopryrite y est encore plus rare. Un nodule de pyrite, pyrrhotine et chalcopryrite, de 1 cm de diamètre, a été trouvé au sommet d'un filon-couche gabbroïque.

DOMES EXPLORATION (CANADA) LTD.

Les seuls terrains miniers dans notre région sont ceux de Dome Exploration (Canada) Limited; ils sont localisés sur la figure 12. Le jalonnement des terrains de Dome Exploration a suivi un levé aérien IN-PUT effectué précédemment dans la région de Malartic, lequel incluait la partie sud du canton Aiguebelle et révélait la présence

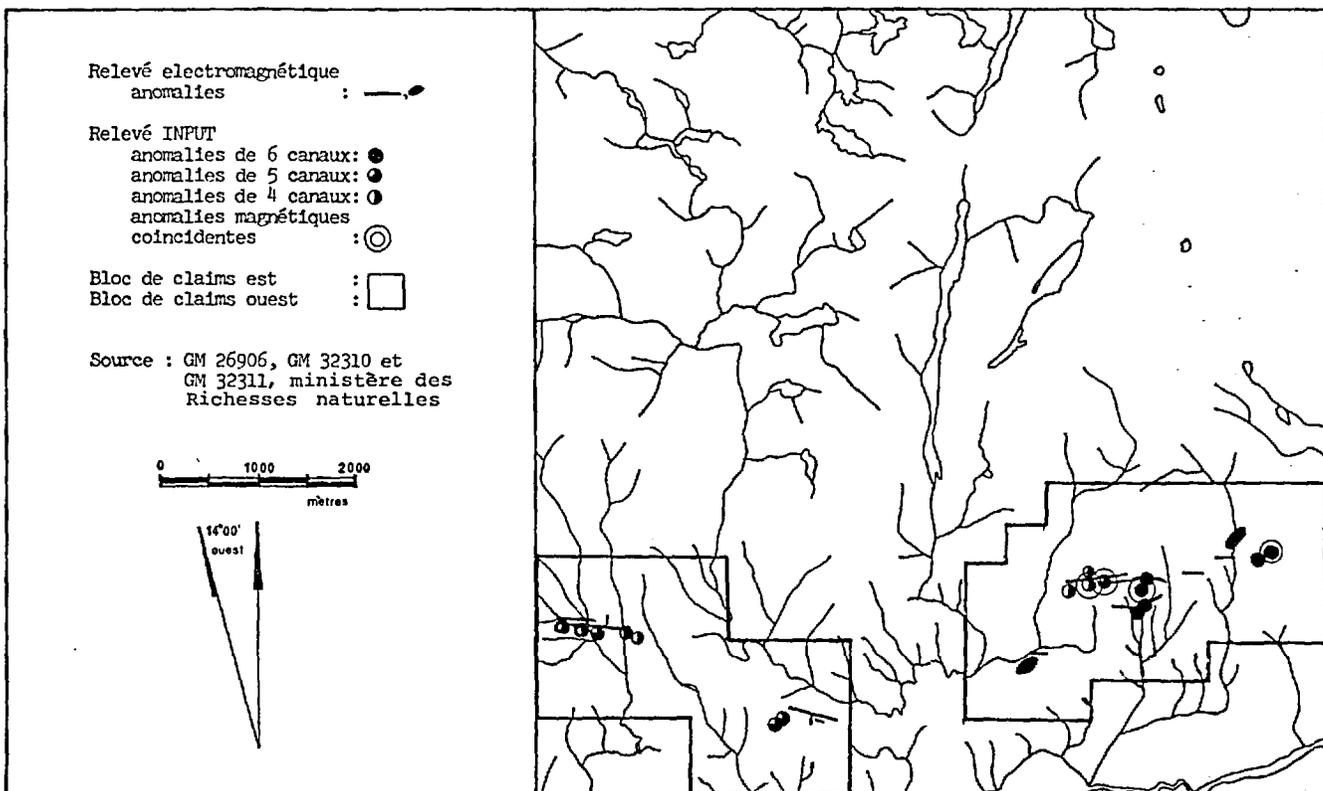


FIGURE 12 - Localisation approximative des anomalies géophysiques et des groupes de claims dans le quart sud-est du canton d'Aiguebelle.

de plusieurs anomalies. En 1976, Dome fit effectuer, par **Electromagnetic and Magnetic Survey**, des levés EM qui ont indiqué la présence de plusieurs petits conducteurs localisés principalement dans le bloc de claims est (figure 12). L'orientation des conducteurs individuels est grossièrement E-W, c'est-à-dire à peu près parallèle aux directions structurales locales. La conductivité est généralement modérée à faible et l'expression magnétique est généralement faible à insignifiante.

GEOCHIMIE

Durant les étés des années 1973 et 1974, un échantillonnage des sédiments de ruisseaux de l'Abitibi fut réalisé dans le cadre des travaux de la division de Géochimie du ministère des Richesses naturelles. Nous avons nous-mêmes effectué un échantillonnage de routine lors de notre cartogra-

phie. La carte de localisation de nos échantillons apparaît à la figure 13.

Les échantillonneurs ont tenté de ramasser la fraction silteuse des sédiments. Les méthodes de tamisage et d'analyse sont décrites dans Guimont et Pichette (1977); la méthode de traitement des données apparaît dans Lalonde et Cockburn (1977a). Les résultats, ainsi que des remarques concernant les données de terrain apparaissent, au tableau 3.

Les échantillons 24 et 31 ont des valeurs anormales. Ils présentent des valeurs exceptionnelles en plomb qui dépassent toutes les valeurs compilées en Abitibi (tableau 4). L'échantillon 31 se situe dans une zone qui a subi l'immersion lacustre alors que l'échantillon 24 n'a subi que le passage des glaciers, événement marqué par un mince till de fond. La présence de

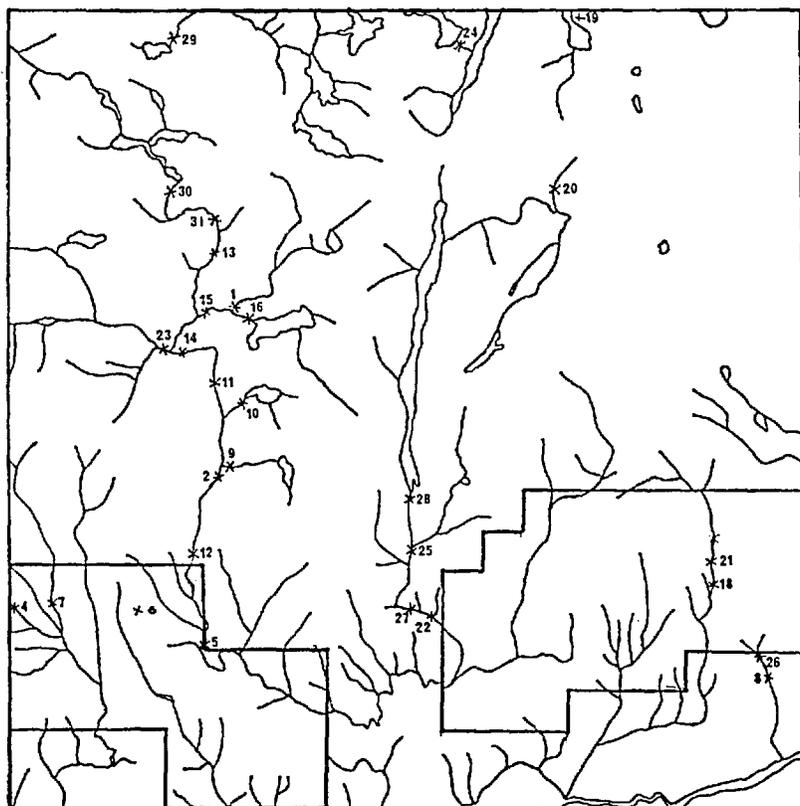


FIGURE 13 - Carte de localisation des échantillons de sédiments de ruisseaux (été 1978). Quart sud-est du canton d'Aiguebelle.

X29 - Localisation et numéro de l'échantillon.

Numéros de l'échantillon	Numéros d'analyse	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Mn	Ag	Pf	U	Sn	Mo
		ppm AA	%	ppm CP	ppm AA	ppm AA						
1	78 12300	9	28	5	2	3	62	.1	10	1	2	1
2	78 12301	8	18	7	3	4	206	.1	5	1	2	1
3	78 12302	11	52	7	8	8	220	.1	13	1	2	2
4	78 12303	14	66	5	12	9	530	.1	9	1	2	2
5	78 12305	12	36	18	10	10	276	.1	5	1	2	1
6	78 12306	14	118	6	24	7	1274	.1	10	1	2	1
7	78 12307	16	42	10	13	13	1152	.1	15	1	2	1
8	78 12308	5	16	2	11	2	110	.1	1	1	2	1
9	78 12309	13	30	2	15	5	178	.1	14	1	2	1
10	78 12310	10	28	28	10	8	356	.1	5	1	2	1
11	78 12311	7	28	6	7	2	102	.1	4	1	2	1
12	78 12312	10	40	41	10	29	1810	.1	3	1	2	1
13	78 12313	5	26	7	6	3	66	.1	3	1	2	1
14	78 12314	5	20	4	9	3	90	.1	1	1	2	1
15	78 12340	5	16	2	11	2	68	.1	5	1	2	1
16	78 12341	12	20	2	13	4	104	.1	8	1	2	2
17	78 12342	19	104	16	16	9	1212	.1	14	1	2	1
18	78 12353	3	24	2	8	2	76	.1	2	1	2	1
19	78 12358	3	18	2	2	2	26	.1	3	1	2	1
20	78 12360	4	6	2	4	2	34	.1	1	1	2	1
21	78 12362	5	14	2	5	2	98	.1	1	1	2	1
22	78 12365	11	90	11	11	8	3640	.1	7	1	2	1
23	78 12366	8	26	16	5	5	140	.1	3	1	2	1
24	78 12367	195	490	1340	30	57	3120	.1	60	1	20	5
25	78 12368	25	122	67	16	20	1780	.1	10	1	2	1
26	78 12371	5	20	2	7	4	84	.1	1	1	2	1
27	78 12372	10	32	5	12	5	148	.1	5	1	2	2
28	78 12373	10	26	3	11	4	72	.1	9	1	2	1
29	78 12374	11	20	2	13	4	106	.1	12	1	2	1
30	78 12375	17	56	20	21	8	272	.1	8	1	2	1
31	78 12376	30	108	460	22	270	20000	.1	17	-	-	-

TAB. 3 - RESULTATS DES ANALYSES DES SEDIMENTS DE RUISSEAUX (ECHANTILLONNAGE DE 1978).

	Echantillons		Valeurs maximales d'Abitibi
	24	31	
Cu (ppm)	195	30	485
Zn (ppm)	490	108	1780
Pb (ppm)	1340	460	200
Ni (ppm)	30	22	192
Co (ppm)	57	270	186
Mn (ppm)	3120	20000	4900
Source: Lalonde et Cockburn, 1977b			

TAB. 4 - VALEURS DES ECHANTILLONS 24 ET 31 ET VALEURS MAXIMALES EN ABITIBI.

la route aurait pu être un facteur de contamination possible de l'échantillon 31. L'échantillon 24 contenait un fort pourcentage de matière organique comme l'indique la perte au feu (60%); il a été ramassé près du sommet mais à l'intérieur d'un gros filon-couche gabbroïque. Le ruisseau coulait en grande partie sur le roc nu.

Dans le but de savoir s'il existe une différence significative entre les valeurs compilées pour toute l'Abitibi (Lalonde et Cockburn, 1977a) et celles pour le groupe de Kinojévis, des statistiques sont présentées pour le quadrilatère dont les coordonnées sont les suivantes: 48°34'30"-78°59'40"; 48°34'30"-78°25'50"; 48°26'20"-78°25'20"; 48°26'20"-78°59'40". Les résultats pour le groupe Kinojévis et l'ensemble de l'Abitibi sont donnés dans le tableau 5. Le groupe de Kinojévis présente des teneurs moyennes en Cu, Pb et Zn plus basses que les teneurs moyennes pour toute l'Abitibi (tableaux 6, 7 et 8). Il faut cependant considérer que les secondes comprennent des régions fortement minéralisées. Il pourrait être intéressant de les comparer avec d'autres formations volcaniques.

Un nouveau traitement des données brutes des sédiments de ruisseaux de l'Abitibi (Lalonde, com. pers., 1979) a fait ap-

paraître deux domaines à l'intérieur des sédiments qui recouvrent le groupe Kinojévis. Ces deux domaines sont caractérisés par des teneurs de fond nettement différentes pour les éléments As, U et Li. Dans les deux derniers cas, ces domaines sont différenciés de façon spectaculaire. La ligne de démarcation entre les deux populations est localisée aux environs de la limite ouest du canton Aiguebelle. Son orientation est grossièrement nord-sud. Sur le terrain, elle correspond à un changement topographique brutal: le passage des collines Abijévis à la région plus plane du canton de Destor à l'ouest. Le domaine ouest se situe à une altitude généralement inférieure à 350 m, donc au niveau des argiles lacustres. Le domaine oriental se trouve au niveau des dépôts fluvio-glaciaires ou au-dessus. Le domaine ouest recouvre le complexe volcanique de Destor alors que le domaine est recouvre les basaltes de plateaux de la formation du ruisseau Deguisier. On peut donc se demander si cette différence dans la teneur de fond entre les deux domaines est le fait de la nature du sédiment lui-même ou celui de la roche archéenne sous-jacente.

MERCURE

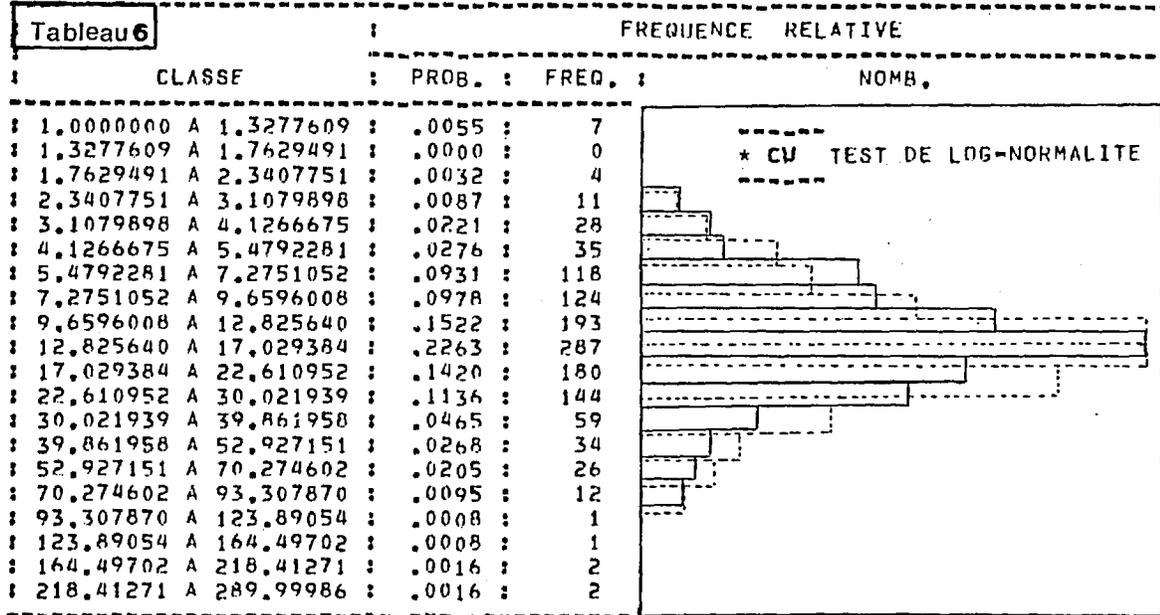
Un échantillonnage des blocs des gravières de l'Abitibi a été effectué et la teneur en mercure dans ces blocs a été dé-

	Cu		Zn		Pb		Ni		Co		Mn	
	K	A	K	A	K	A	K	A	K	A	K	A
Moyenne	2.653250	2.832671	3.710104	4.104327	2.521024	2.838875	2.979464	3.301947	2.332580	2.618512	5.538796	5.864140
Ecart-type	0.682532	0.737092	0.752262	0.668610	0.689502	0.613299	0.586187	0.557028	0.645490	0.561891	0.963833	0.841560
Valeur minimum	0.0	0.0	0.693147	0.693147	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.386294	0.693147
Valeur maximum	5.669881	6.184149	6.214608	7.484369	5.940171	5.298317	5.075174	5.257495	5.416100	5.225747	9.964018	8.496990
Nombre de valeurs	1268	7436	1268	7450	1267	7443	1268	7474	1268	7456	1268	7453

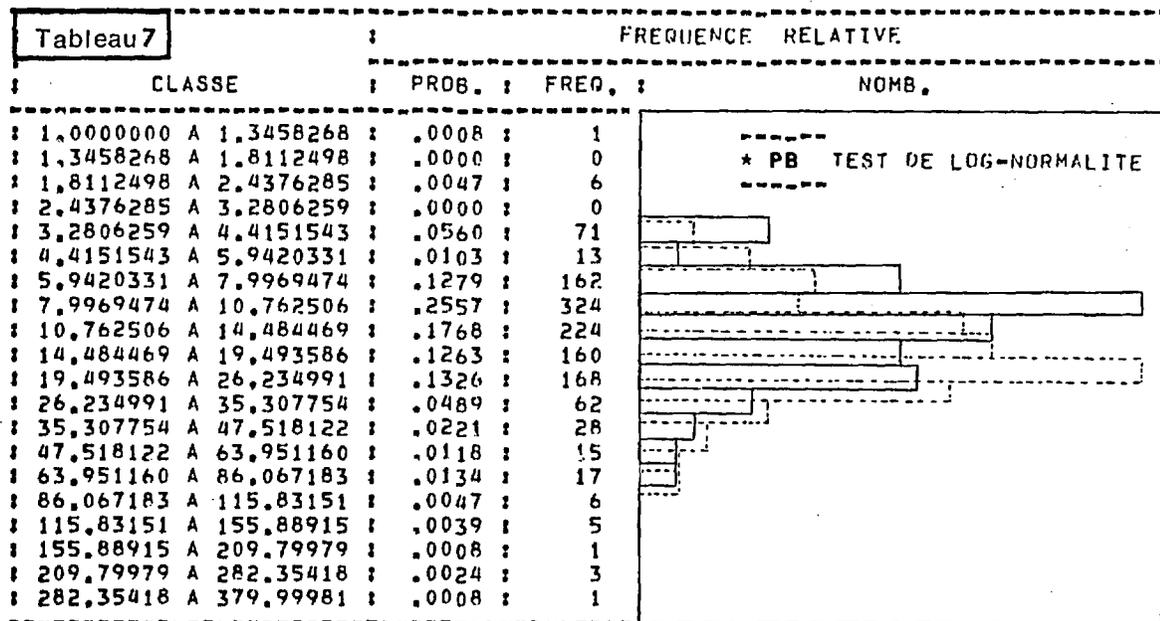
NB. Les statistiques sont données en log naturels et toutes sont basées sur 20 classes.

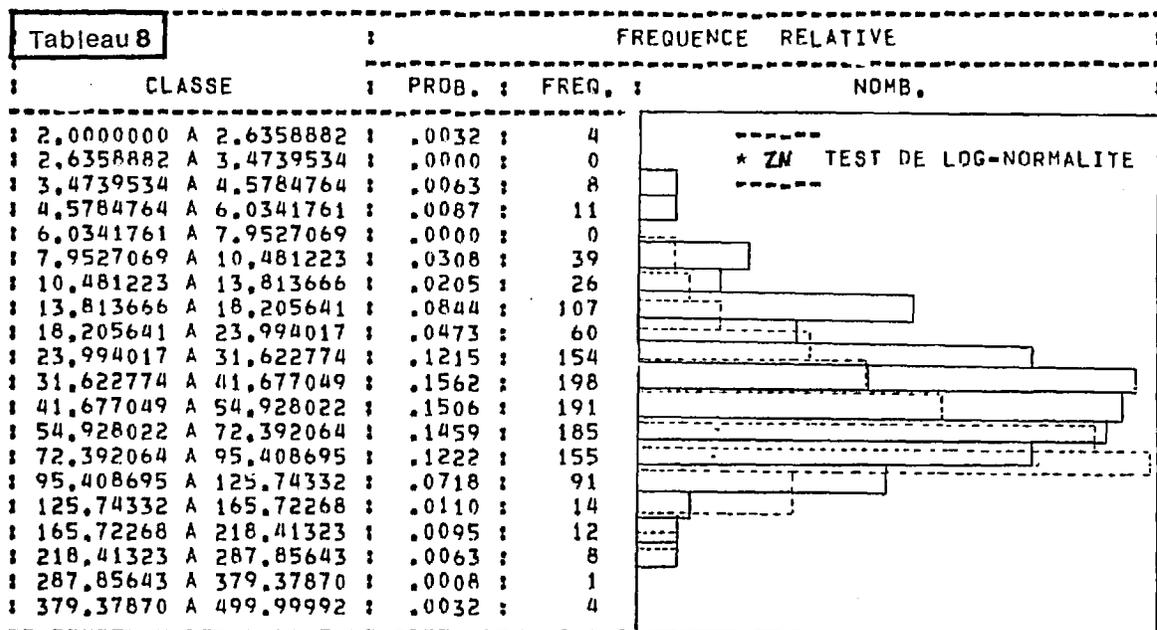
TAB. 5 - ETUDE COMPARATIVE DES STATISTIQUES DES SEDIMENTS DE RUISSEAUX POUR LE GROUPE DE KINOJEVIS (K) ET POUR TOUTE L'ABITIBI (A).

TAB. 6, 7 et 8 - HISTOGRAMMES DES STATISTIQUES DE SEDIMENTS DE RUISSEAUX POUR LE GROUPE DE KINOJEVIS (-) ET POUR L'ENSEMBLE DE L'ABITIBI (....).



N.B. Les intervalles de classe, les probabilités ainsi que les fréquences données sont celles du groupe de Kinojévis. Les données de l'échantillonnage de 1978 n'ont pas été considérées. Les mêmes données pour toutes l'Abitibi sont présentées dans Lalonde et Cockburn (1977a).





terminée (LaSalle et al., 1977). Les quatre gravières présentant les plus hautes valeurs moyennes pour toute l'Abitibi appartiennent à l'esker localisé au sud-est de la région. Les valeurs sont données dans le tableau 9 et la localisation des gravières apparaît sur la figure 10. LaSalle et al. estiment que les blocs minéralisés proviennent de terrains à moins de 30 km au nord.

ECHANTILLONNAGE GEOCHIMIQUE
DE VERIFICATION

L'échantillon 24 présentant des teneurs très élevées a fait l'objet d'une vérification en 1979. Quatre échantillons (101, 104, 107 et 109) furent prélevés le long du même ruisseau où l'on a prélevé l'échantillon 24 et trois autres (112, 113 et 114) à l'embouchure des affluents situés en amont. En plus, sept échantillons de sol furent prélevés à environ 50 m de part

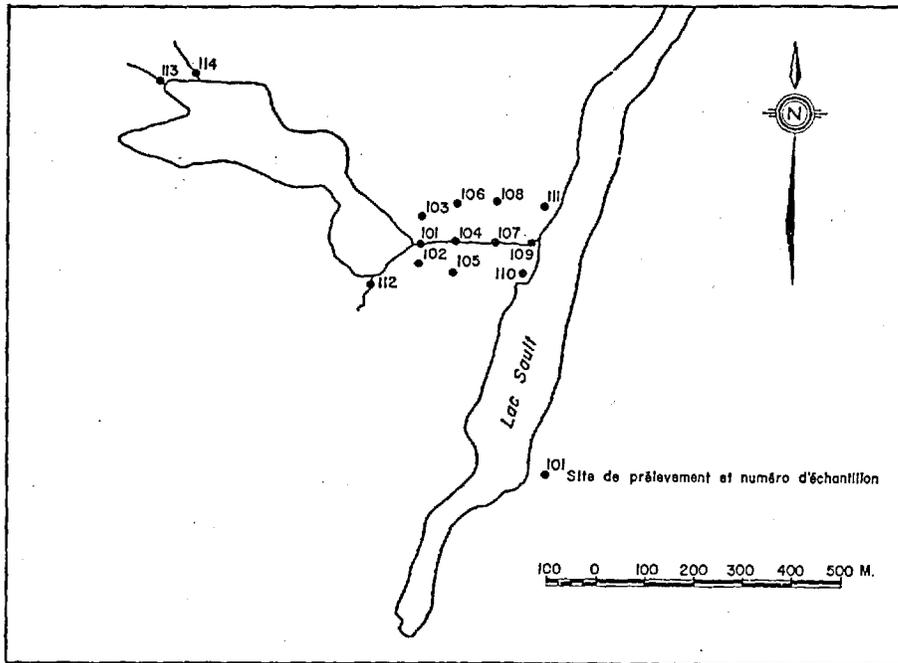
Numéro de l'échantillon	Teneur moyenne (ppb)	Ecart type (ppb)	Valeur minimale (ppb)	Valeur maximale (ppb)	Nombre d'échantillons	Numéro de la gravière
P 14	9.55	2.57	3	444	30	Voir remarque a
P 15	8.97	3.3	2	157	15	Voir remarque b
P 16	12.98	4.65	2	3300	32	2
P 17	16.99	2.49	4	280	28	1
Moyenne des gravières	5.52	1.39				
Remarque:	a-P 14 est localisé à 4 kilomètres au sud de la gravière numéro 2 dans le canton de Cléricy. b-P 15 est situé tout juste au sud de la frontière nord du canton de Cléricy dans le même esker.					

TAB. 9 - RESULTATS DES TENEURS EN MERCURE DANS LES GRAVIERES DE L'ABITIBI (D'APRES LASALLE ET AL., 1977).

et d'autre du ruisseau (voir carte de localisation).

Près de l'échantillon 109, des traces de chalcopryrite et de malachite ont

été retrouvées dans des blocs détachés de la falaise. La carte de localisation et les résultats d'analyse sont présentés ci-dessous.



numéro d'échantillon	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Mn	Ag	Mo	Sn	Li	Fe	As	Hg	PF
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	pc	ppm	ppb	%
101	51	170	74	31	22	700	0.1	2	2	8	4.30	6.0	80	19
102	62	44	60	9	2	120	0.1	1	2	1	.15	3.2	180	88
103	140	118	360	18	4	80	0.8	6	13	1	.35			92
104	71	800	500	65	210	13400	0.1	6	2	13	8.50	185.0		18
105	66	118	74	7	4	610	0.1	3	2	1	1.30	6.6	150	47
106	120	72	160	22	4	72	0.1	3	10	1	.25	3.0	75	59
107	200	1440	1800	84	180	25400	0.7	6	15	10	5.00	225.0	255	50
108	21	60	42	4	4	220	0.1	1	2	1	.60	4.1	40	19
109	180	700	860	54	88	11000	0.3	5	8	7	4.70	170.0		52
110	5	20	2	4	2	20	0.1	2	2	1	.20	2.9	25	11
111	150	212	180	12	2	220	0.2	2	10	1	.20	5.6	210	91
112	84	128	100	17	57	2760	0.1	2	2	3	2.00	20.0	250	65
113	38	208	26	22	16	1940	0.1	2	2	4	1.05	7.4	100	27
114	61	214	80	24	33	2660	0.1	2	2	4	1.90	17.0	125	44

BIBLIOGRAPHIE

AMBROSE, J.W., 1950 - Régions de Cléricky et de La Pause, Québec; Commission géologique du Canada; Mémoire 233, pages 1-61.

BALLARD, R.D. - MOORE, J.G., 1977 - Photographic Atlas of the Mid-Atlantic Ridge Rift Valley; Springer-Verlag, éditeur, New York; 114 pages.

BARAGAR, W.R.A., 1960 - Petrology of Basaltic rocks in part of Labrador Trough; Bulletin de la Geological Society of America, volume 71, pages 158 à 164.

COUSINEAU, P.-A., 1979 - Stratigraphie et faciès des andésites Amulet près de la mine Norbec, Noranda, Québec; Thèse de maîtrise en préparation à l'Université du Québec à Chicoutimi.

DESCARREUX, J., 1972 - Géochimie des roches volcaniques de l'Abitibi; Thèse de doctorat, université Laval, Québec.

DIMROTH, E. - BOIVIN, P. - GOULET, N. - LA-ROUCHE, M., 1973 - Tectonic and volcanological studies in the Rouyn-Noranda area; ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-138, 61 pages, 5 cartes.

DIMROTH, E. - COUSINEAU, P. - LEDUC, M. - SANSCHAGRIN, Y., 1978 - Structure and organisation of archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Québec, Canada; Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 15, pages 902-918.

DIMROTH, E. - COUSINEAU, P. - LEDUC, M. - SANSCHAGRIN, Y. - PROVOST, G., 1979a - Flow mechanism of subaqueous basalt and rhyolite flows; Commission géologique du Canada; étude 79-1A, pages 207-211.

DIMROTH, E. - COUSINEAU, P. - HOCQ, M. - LEDUC, M. - SANSCHAGRIN, Y., 1979b - A facies model of subaqueous basalt flow; résumé dans volume 4 de la réunion annuelle de 1979 de l'Association géologique du Canada et de l'Association minéralogique du Canada.

DIMROTH, E. - COTE, R. - PROVOST, G. - ROCHELEAU, M. - TASSE, N. - TRUDEL, P., 1975a Third progress report on the stratigraphy, volcanology, sedimentology, and structure of Rouyn-Noranda Area, counties of Rouyn-Noranda, Abitibi-West and Témiscamingue; ministère des Richesses naturelles du Québec; DP-300, 60 pages, 2 cartes.

DIMROTH, E. - GELINAS, L. - ROCHELEAU, M. - PROVOST, G. - TASSE, N., 1975b - Field trip and field conference on the volcanology and sedimentology of Rouyn-Noranda area; ministère des Richesses naturelles du Québec; archives du bureau de Rouyn-Noranda, 76 pages.

DIMROTH, E. - ROCHELEAU, M., 1979c - Volcanology and sedimentology of Rouyn-Noranda area, Québec; Livret-guide de la réunion annuelle (1979, Québec) de l'Association géologique du Canada et de l'Association minéralogique du Canada.

FISHER, R.V., 1961 - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks; bulletin de la Geological Society of America, volume 72, pages 1409-1414.

GELINAS, L. - BROOKS, C., 1974 - Archean Quench-Textures Tholeiites; Journal canadien des Sciences de la Terre, volume 11, numéro 2, pages 324-340.

GELINAS, L. - BROOKS, C. - PERREAU, G. - CARIGNAN, J. - TRUDEL, P. - GRASSO, F., 1977 - Chemo-stratigraphic Divisions within the Abitibi Volcanic Belt, Rouyn-Noranda district, Québec; in Volcanic Regimes

in Canada; Etude spéciale 16 de l'Association géologique du Canada; éditée par Baragar, W.R.A. - Coleman, L.C. - Hall, J.M.; pages 297-310.

GUIMONT, J. - PICHETTE, M., 1977 - Méthode de dosage d'éléments en traces dans les sédiments, les roches et les eaux; ministère des Richesses naturelles du Québec; AC-4, 168 pages.

HOCQ, M., 1977 - Demie sud du canton d'Aiguebelle; ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-544, 28 pages, 1 carte.

_____ 1979 - Demie nord et quart sud-ouest du canton d'Aiguebelle; ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-644, rapport d'étape, 44 pages, 1 carte.

IMREH, L., 1978 - Album photographique de coulées méta-ultramafiques sous-marines archéennes dans le sillon de La Motte-Vassan; ministère des Richesses naturelles du Québec; V-6, 131 pages.

JENSEN, L.S., 1978 - Geology of Thackeray, Elliott, Tannahill and Dokis Townships, District of Cochrane; Ontario Geological Survey; Report 165, 71 pages.

JONES, J.G., 1969 - Pillow lavas as depth indicators; American Journal of Science, 267, pages 181-195.

LALONDE, J.P. - COCKBURN, G.H., 1977a - Atlas géochimique des sédiments de ruisseaux de Rouyn-Noranda; ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-501.

_____ 1977b - Données brutes de l'échantillonnage des sédiments de ruisseaux de la région de Rouyn-Noranda; ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-502, 196 pages, 6 cartes.

LAROUCHE, M., 1974 - Etude stratigraphique, volcanogénique et structurale de la région de Destor-Cléricy-Mont-Brun; thèse de maîtrise, Université Laval, inédite.

LASALLE, P. - CHAUVIN, L. - MARTINEAU, G. - WARREN, B., 1977 - Mercure dans les eskers de l'Abitibi; ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-492, 9 pages.

LATULIPPE, M., 1966 - The relationship of mineralization to Precambrian stratigraphy in the Matagami Lake and Val-d'Or Districts of Québec; Etude spéciale 3 de l'Association géologique du Canada, pages 21-42.

LEDUC, M., 1979 - Structures dans les basaltes à coussinets associés à une tectonique syn-volcanique, canton d'Aiguebelle, Québec; thèse de maîtrise en préparation à l'Université du Québec à Chicoutimi.

LEE, B., 1957 - Rapport préliminaire sur la région du lac Lois, cantons d'Aiguebelle et Privat; ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-353.

MACINTOSH, J.A., 1969 - Rapport relatif à des tranchées de la compagnie A. Brousseau dans le canton d'Aiguebelle; ministère des Richesses naturelles du Québec; GM-023831.

_____ 1977 - Demie nord du canton de Cléricy; ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-180.

MOORE, J.G., 1975 - Mechanism of formation of pillow lava; American Scientist, volume 63, numéro 3, pages 269-277.

SANSCHAGRIN, Y., 1979 - Variations latérales et verticales dans les laves massives, canton d'Aiguebelle, Abitibi; thèse de maîtrise en préparation à l'Université du Québec à Chicoutimi.

THORARINSSON, S., 1966 - The median zone of Iceland; in The world rift system; Commission géologique du Canada; Paper 66-14, pages 187-211; édité par T.N. Irvine.

WALKER, G.P.L., 1959 - Geology of the Reydarfjordus area, eastern Iceland; Quarterly Journal of the Geological Society

of London; volume 114, pages 357 et suivantes.

WALKER, G.P.L., 1960 - Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of eastern Iceland; Journal of Geology; volume 68, page 515.

