

# MB 87-50

GEOLOGIE DES PROPRIETES DE MALARTIC HYGRADE ET DE BLACK CLIFF - REGION DE MALARTIC -

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



*License*

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 



## SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

# Géologie des propriétés de Malartic Hygrade et de Black Cliff – Région de Malartic –

Pierre Sauvé  
(IREM – MERI)

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit tel que soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction.

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

TABLE DES MATIERES

|   |    |
|---|----|
| Titre . . . . .   | i  |
| Table des matières . . . . .                            | ii |
| Liste des figures . . . . .                             | iv |
| Liste des tableaux . . . . .                            | v  |
| Chapitre I. Localisation . . . . .                      | 1  |
| Chapitre II. Historique . . . . .                       | 2  |
| Malartic Hygrade . . . . .                              | 2  |
| Black Cliff (anciennement Vinray Malartic) . . . . .    | 3  |
| Chapitre III. Travaux géologiques antérieurs . . . . .  | 4  |
| Chapitre IV. Cadre géologique . . . . .                 | 5  |
| Chapitre V. Géologie locale . . . . .                   | 7  |
| Généralités . . . . .                                   | 7  |
| Description des roches encaissantes . . . . .           | 12 |
| Formation de Jacola . . . . .                           | 12 |
| Laves ultramafiques . . . . .                           | 13 |
| Basaltes et microgabbros . . . . .                      | 14 |
| Basalte magnésien de couleur pâle . . . . .             | 16 |
| Formation de Héva . . . . .                             | 17 |
| Ferrogabbro et ferrodiorite quartzifère . . . . .       | 17 |
| Roches volcaniques . . . . .                            | 19 |
| Caractères chimiques . . . . .                          | 21 |
| Groupe de Kewagama . . . . .                            | 22 |
| Intrusions calco-alcalines, surtout felsiques . . . . . | 24 |
| Structure . . . . .                                     | 25 |
| Métamorphisme et altération . . . . .                   | 28 |
| Chapitre VI. Géologie économique . . . . .              | 30 |
| Veines principales . . . . .                            | 30 |
| Propriété Malartic Hygrade . . . . .                    | 30 |

TABLE DES MATIERES (suite)

|   |    |
|---|----|
| Propriété Black Cliff . . . . .   | 35 |
| Contrôle structural de la minéralisation . . . . .                      | 36 |
| Contrôle lithologique de la minéralisation . . . . .                    | 38 |
| Minéralogie des zones minéralisées, altération des<br>éponges . . . . . | 39 |
| Zone no 8 de Malartic Hygrade . . . . .                                 | 39 |
| Veine no 1 de Malartic Hygrade . . . . .                                | 40 |
| Veines de Black Cliff . . . . .   | 40 |
| Commentaires sur l'altération des éponges . . . . .                     | 41 |
| Conclusions . . . . .   | 42 |
| Bibliographie . . . . .   | 46 |

LISTE DES FIGURES

- Figure 1. Situation géologique des propriétés Malartic Hygrade et Black Cliff, Malartic, Abitibi . . . . . 6
- Figure 2. Géologie et minéralisation aurifère, partie SE du canton de Malartic (d'après une carte de Malartic Hygrade, la carte de compilation géoscientifique du MERQ et d'autres sources) . . . . . 8
- Figure 3. Zones de cisaillement avec minéralisation aurifère dans un filon-couche de gabbro au nez et sur le flanc d'un pli, propriété Black Cliff. Interprétation basée sur de nombreux sondages (d'après une carte de 1964 de Black Cliff Mines Limited) . . . . . 34
- Figure 4. Détail de la veine no 1, Malartic Hygrade. La veine est simple et occupe une fracture subsidiaire entre des zones de cisaillement EW. Des dykes de porphyre sont souvent associés aux mêmes zones de cisaillement (d'après une carte de Y. Trudeau, Malartic Hygrade, 1985) . . . . . 37

LISTE DES TABLEAUX

|           |   |    |
|-----------|---|----|
| Tableau 1 | Tableau des formations, propriété Malartic Hygrade . . .  | 10 |
| Tableau 2 | Composition chimique des roches volcaniques et intrusives,<br>Malartic Hygrade et Black Cliff . . . . . | 15 |
| Tableau 3 | Éléments structuraux . . . . .  | 27 |
| Tableau 4 | Données sur les zones minéralisées de Malartic Hygrade<br>(d'après Hodge, 1980) . . . . .               | 31 |



Géologie des propriétés de Malartic Hygrade Gold Mines (Canada) Limited  
et de Black Cliff Mines Limited, Malartic, Québec.

Par Pierre Sauvé

NOTE PRÉLIMINAIRE

La cheminée monzonitique porteuse d'or de la mine Camflo plonge vers le nord-est et traverse la limite sud des terrains de Malartic Hygrade à environ 800 m de profondeur. Un secteur d'entente couvrant ce prolongement est présentement exploité conjointement par Malartic Hygrade et par la Société minière Barrick (Canada) inc. (anciennement Camflo). Ce secteur d'entente n'est pas inclus dans la description du présent rapport puisqu'il a été couvert dans la description de la géologie de la mine Camflo (Sauvé et Makila, 1987).

1. LOCALISATION

La propriété de Malartic Hygrade est située à 7 km au nord-est de la ville de Malartic dans la région de l'Abitibi. Le puits présentement utilisé pour fins d'exploration est à 1,2 km au NNE de celui de la mine Camflo.

Le puits de Black Cliff est à 3 km à l'ouest de celui de Malartic Hygrade (figure 1).



## 2. HISTORIQUE

### Malartic Hygrade

Les premiers indices d'or de la propriété furent découverts par un prospecteur vers 1936 mais la mise en valeur fut laborieuse et la propriété eut successivement plusieurs détenteurs: Ascot Gold Mines Ltd (1935-1943), Citralam Malartic Mines Ltd (1943-1957), Lavandin Mining Co Ltd (1957-1961) et Malartic Hygrade Gold Mines (1961- ). De 1935 à 1961, 159 sondages furent effectués. Les veines no 1, 2 et 3 (figure 2) de dimensions modestes mais à teneurs d'or localement élevées, furent explorées. Des rapports internes du temps font état de réserves de 79 000 tonnes métriques à 25 g/t Au et de 69 000 tonnes additionnelles à 3 g/t. Ces réserves étaient surtout situées dans la veine no 2 (Hodge et Partners, 1980). Un puits de 135 m fut commencé en 1961 avec niveaux à 75 et 120 m. Durant l'exploration souterraine, en 1962 et 1963, un peu de minerai de bonne teneur fut abattu et traité à l'usine de Malartic Gold Fields. Selon les données gouvernementales (Avramtchev et Lebel-Drolet, 1979), environ 0,56 tonne d'or fut extraite de 28 300 tonnes de minerai (teneur moyenne de 19,8 g/t Au) mais ces chiffres ne concordent pas avec la valeur marchande de l'or rapportée dans le Canadian Mines Handbook de l'époque et qui indique une production plus importante. La construction d'une usine de traitement de 270 tonnes par jour fut entreprise en 1963. Elle était complétée à 80% à la suspension des travaux en 1965. La compagnie fut réorganisée en 1968 mais elle demeura peu active.

Après de longues discussions, une entente fut finalement conclue en 1980 entre Malartic Hygrade et Camflo Mines Ltd pour exploiter conjointement le prolongement sur les terrains de Malartic Hygrade de la cheminée de porphyre minéralisé de Camflo. Depuis ce temps, 907 000 tonnes métriques de minerai à une teneur moyenne de 6,2 g/t Au ont été extraites du secteur d'entente et les réserves connues sont d'environ 547 000 tonnes à 3,9 g/t (Malartic Hygrade, rapport annuel, 1986).

Grâce à sa situation financière améliorée et grâce aussi aux financements par actions accréditives, la compagnie Malartic Hygrade poursuit depuis 1985 un vigoureux programme d'exploration. La zone minéralisée no 8, découverte en 1985, est présentement explorée par des travaux souterrains. Les réserves indiquées y sont de 205 000 tonnes métriques à une teneur de 8 g/t Au (Malartic Hygrade, rapport annuel 1986).

#### Black Cliff (anciennement Vinray Malartic)

Un levé magnétométrique fait en 1945 pour le compte de Vinray Malartic Mines Ltd montra la présence d'un pli dessiné par les filons de gabbro ou ferrodiorite. Des sondages au nez du pli à l'hiver 1946 découvrirent des veines aurifères dans la roche gabbroïque. Un puits de 85 m fut creusé en 1947. La veine principale (no 7 de la figure 3) fut explorée par 50 m de galeries au premier niveau (profondeur 40 m) et une deuxième veine (no 6) fut suivie sur 15 m au deuxième niveau (75 m de profondeur). On rapporte que l'échantillonnage des galeries donna une teneur d'environ 6,5 g/t Au sur une largeur moyenne de 0,75 m pour la

longueur totale de 65 m de galeries. Les travaux furent interrompus en 1948. Les galeries souterraines n'avaient exploré qu'une petite partie des veines situées près du puits sans explorer les indices minéralisés situés à 200 m au SE du puits.

Un peu de forage fut effectué par Baranouri Minerals Ltd en 1959 et par Twentieth Century Mining Company Ltd en 1962. Les terrains furent ensuite piquetés par un tiers puis vendus à Black Cliff Mines. Après 5 500 m de sondage effectués en 1963, la compagnie annonça des réserves de 630 000 tonnes métriques à 9 g/t Au dans 22 veines ou zones minéralisées situées à moins de 175 m de profondeur. Les travaux furent interrompus pour de nombreuses années par une poursuite légale de Twentieth Century envers Black Cliff.

Une entente intervenue en 1987 entre Black Cliff Mines et Exploration Essor Inc. prévoit une exploration vigoureuse de la propriété par forages et travaux souterrains. Un estimé préliminaire des réserves, plus conservateur que l'ancien, place celles-ci à environ 130 000 tonnes métriques à une teneur de 8,23 g/t Au (Finance, 9 mars 1987).

### 3. TRAVAUX GÉOLOGIQUES ANTÉRIEURS

Les seules publications traitant de façon succincte de la minéralisation des propriétés sont les rapports de visite des géologues résidents (Ingham, 1949, 1951), les "fiches de gîte" du Ministère de l'Énergie et des Ressources et les rapports annuels de la compagnie

Malartic Hygrade. La géologie du stock minéralisé de Camflo qui traverse sur les terrains de Malartic Hygrade a été traitée par Sauvé et Makila (1987).

Le présent rapport est basé sur l'étude des documents existants et sur des travaux pétrographiques. Les cartes et données géologiques récentes ont été gracieusement mises à notre disposition par les officiers de la compagnie Malartic Hygrade et des discussions fructueuses ont eu lieu avec M. Yvon Trudeau et les autres membres du personnel géologique de la compagnie. Les principaux affleurements ont été visités et quelques forages choisis ont été échantillonnés. La minéralogie et l'altération complexe du secteur ont été étudiées dans plus de 125 lames pétrographiques.

#### 4. CADRE GÉOLOGIQUE

Les roches du secteur appartiennent aux Formations de Jacola (basaltes et komatiites) et de Héva (roches volcaniques sans komatiite; Imreh, 1976, 1984) du Groupe de Malartic et au Groupe de Kewagama (roches pyroclastiques et épicyclastiques; Gunning et Ambrose, 1940). Elles sont situées entre l'anticlinal majeur de La Motte au nord (Dimroth et al, 1983; Imreh, 1984) et le synclinal de Malartic ou de Cadillac au sud (Gunning et Ambrose, 1940; Dimroth et al, 1983). Les gîtes de Malartic Hygrade et de Black Cliff sont à 4 km au nord de la faille de Cadillac (figure 1) et à 2 km au nord d'une faille majeure possible qui longerait la bordure nord du Groupe de Blake River (Norman,

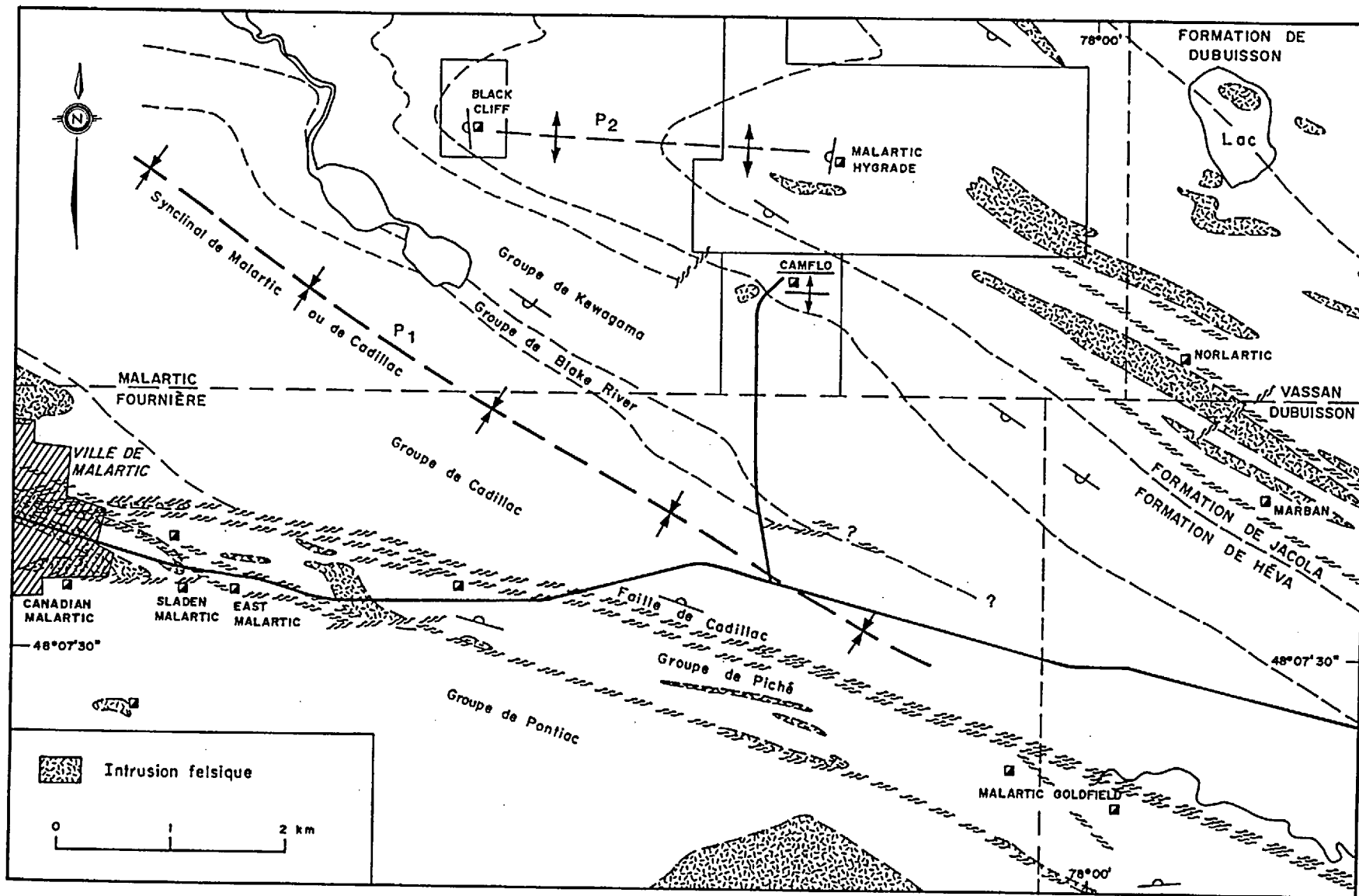


Figure 1. Situation géologique des propriétés Malartic Hygrade et Black Cliff, Malartic, Abitibi.

1948).

Les couches stratigraphiques sont subverticales et leur direction régionale est d'environ 120°. Elles sont accompagnées d'une schistosité régionale de même direction. A Malartic Hygrade et à Black Cliff, les strates sont reprises par un pli local EW accompagné d'une schistosité de même direction (figures 1 et 2). Selon Babineau (1983), ces plis EW sont postérieurs à la schistosité régionale orientée à 120°. Dans le schéma de Dimroth et al. (1983), ces plis EW sont des plis P2 de deuxième phase. Ils sont postérieurs à au moins une phase de plissement, de schistosité et de métamorphisme, donc relativement tardifs dans l'orogénèse.

L'emplacement du porphyre de la mine Camflo ainsi que sa minéralisation aurifère semblent contrôlés par ces plis tardifs EW (Sauvé et Makila, 1987).

## 5. GÉOLOGIE LOCALE

### Généralités

La distribution des principales unités géologiques près des propriétés de Malartic Hygrade et de Black Cliff est montrée à la figure 2. Les affleurements sont rares, même inexistant à beaucoup d'endroits, et l'interprétation géologique vient surtout de forages espacés aidés de levés magnétométriques détaillés qui sont particulièrement utiles dans la région. Le seul secteur assez bien connu s'étend du puits de Malartic Hygrade à la mine Camflo car les

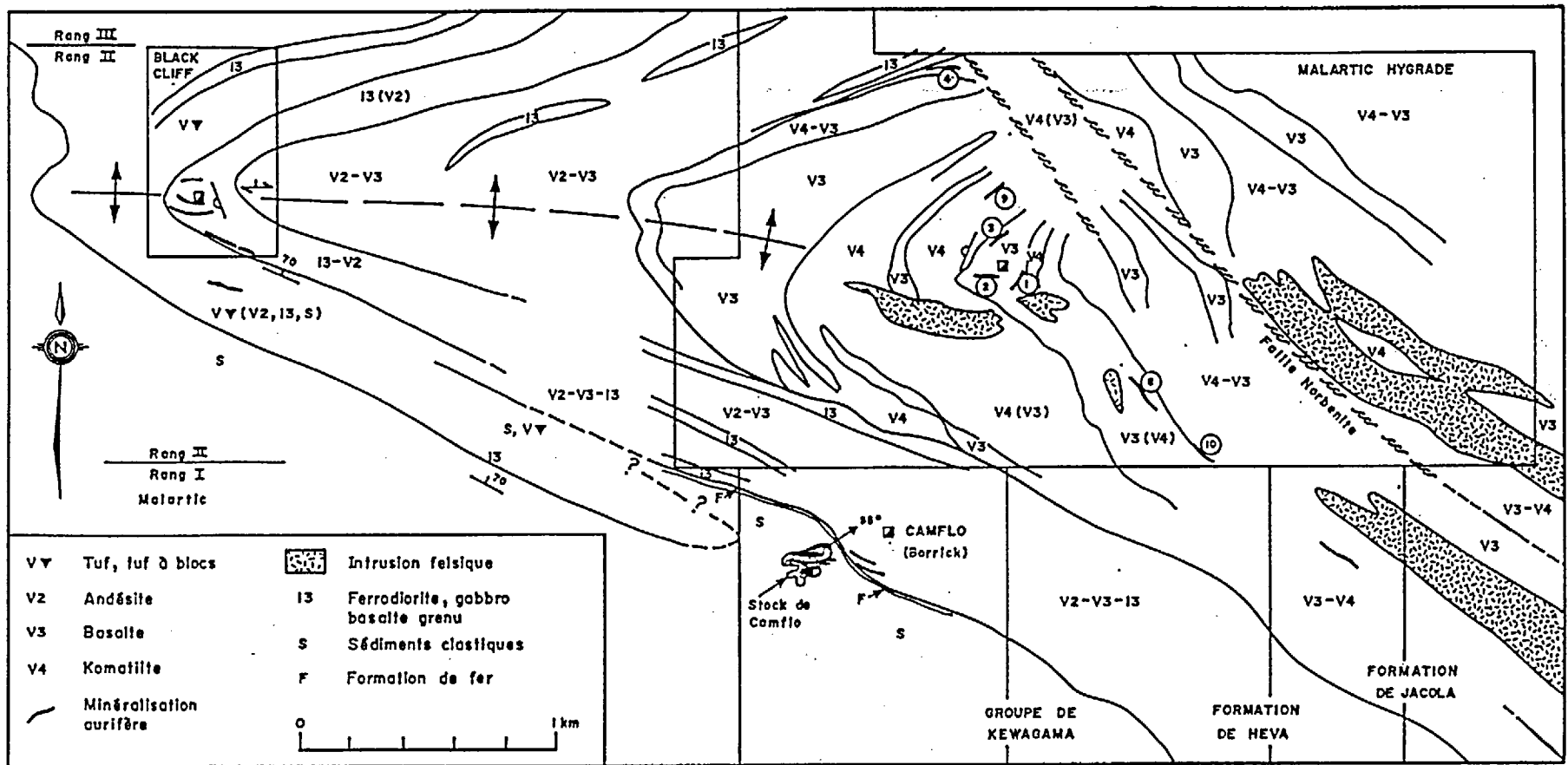


Figure 2. Géologie et minéralisation aurifère, partie SE du canton de Malartic (d'après une carte de Malartic Hygrade, la carte de compilation géoscientifique du MERQ et d'autres sources).

forages y sont nombreux et de bons affleurements ont été dégagés près du puits de Malartic Hygrade. Le tableau 1, qui présente les unités lithostratigraphiques locales, s'applique surtout à cet endroit.

La Formation de Jacola, qui constitue presque tout le socle rocheux de la propriété Malartic Hygrade, est à cet endroit constituée surtout d'une séquence bimodale où alternent des laves ultramafiques et des basaltes tholéitiques, avec un peu de basalte magnésien très pâle. Les laves basaltiques sont surtout massives avec un peu de laves coussinées ou bréchiques. Des microgabbros (appelés "diorite" à Malartic Hygrade) clairement discordants ont été reconnus mais leur composition est la même que celle des basaltes et ils sont probablement comagmatiques avec ceux-ci. Le métamorphisme est du faciès schistes verts supérieur mais une bonne part des roches près du puits Malartic Hygrade ne sont pas ou ne sont que légèrement foliées.

La Formation de Héva forme une bande d'environ 350 m d'épaisseur dans le coin SW de la propriété Malartic Hygrade. Elle consiste surtout en volcanites schisteuses, généralement bréchiques ou coussinées, et d'unités relativement continues de ferrodiorite et ferrogabbro caractéristiques et beaucoup moins foliées que les laves. Les volcanites sont en partie des andésites calco-alcalines, en partie des laves tholéitiques qui viennent de sources différentes (Babineau, 1982). Les ferrodiorites sont chimiquement reliées aux laves tholéitiques. Elles semblent être en partie des filons-couches mais elles peuvent aussi comprendre des coulées massives.

Le passage est relativement abrupt entre les Formations de Jacola



TABEAU 1. Tableau des formations, propriété Malartic Hygrade

| Groupe ou Formation | ÉPAISSEUR APPROXIMATIVE                      | LITHOLOGIES   | REMARQUES   |
|---------------------|--|---|---|
|                     |  | Minéralisation aurifère<br><br>Dykes et intrusions calco-alcalines, "porphyre", surtout felsique  | dykes et minéralisation sont synmétamorphiques et associés à des plis tardifs EW (D <sub>2</sub> )<br><br>abondants dans le Jacola, bien plus rares dans le Héva  |
|                     |  | (Phase de déformation D <sub>1</sub> )  | métamorphisme   |
| Groupe de Kewagama  | > 100 m<br>3 m<br>60 m<br>5 m<br>15 m<br>2 m | - schistes métasédimentaires à biot. et muscov.; schistes chloriteux<br>- formation de fer<br>- schistes à biot.-musc., à chlorite<br>- formation de fer<br>- "conglomérat volcanique"<br>- formation de fer locale | beaucoup plus de muscovite que dans le Héva; grains de Qz clastique   |
| Formation de Héva   | 350 m  | Alternance de<br>A- volcanites calco-alcalines surtout coussinées ou bréchiques; peut-être un peu de conglomérat<br>B- laves et filons-couches tholéitiques; ferrodiorites, gabbro                                  | Tout le Héva est folié ou schisteux sauf les filons-couches massifs<br>Laves foliées à chlorite-biotite, pratiquement sans hornblende; apport métasomatique de K<br>Les ferrodiorites non foliées sont riches en hornblende, parfois avec peu de chlorite |
| Formation de Jacola | > 800 m                                      | Alternance de<br>A- basalte et andésite basaltique, microgabbro<br>B- komatiite<br>C- rares coulées de basalte magnésien de couleur pâle  | Les roches basaltiques ne sont que localement foliées; hornblende abondante, avec proportions variables de chlorite   |

et de Héva sur la propriété de Malartic Hygrade. En plus du changement lithologique, il y a un contraste marqué dans le développement de la schistosité. Les deux unités sont peut-être séparées par une faille, d'autant plus que les unités magnétiques du Jacola semblent légèrement obliques par rapport au contact. Par contre, le développement inégal de la schistosité tient peut-être au fait que les roches du Jacola sont généralement massives tandis que le Héva est surtout bréchique.

Les schistes métasédimentaires du Kewagama ont été recoupés dans trois sondages profonds dans le coin SW de la propriété Malartic Hygrade. La séquence observée et rapportée au tableau 1 est la même que celle décrite dans la mine Camflo, à un km au SE (Sauvé et Makila, 1987). La formation de fer est particulièrement distinctive mais elle ne forme que des couches très minces. Le contact entre le Héva et le Kewagama semble cependant moins franc plus à l'ouest, où des unités de ferrodiorite sont intercalées avec des unités métasédimentaires. Le secteur affleure peu et la position du contact est indéfinie. A l'ouest de la propriété Camflo, des roches volcaniques sont rapportées en sondage au sud du prolongement vers l'ouest du contact Héva-Kewagama. Il n'est pas évident si ces laves appartiennent au Kewagama ou si leur occurrence à cet endroit est due à une faille.

Les dykes, filons-couches et autres intrusions calco-alcalines sont abondants et volumineux dans le Jacola, beaucoup plus rares et limités à des dykes étroits dans le Héva. Ces roches sont communément appelées porphyre même si la texture porphyrique est généralement restreinte aux petites intrusions. Ce sont surtout des roches felsiques - diorite

quartzique et tonalite - mais des roches intermédiaires sont aussi présentes. Ces intrusions sont affectées à des degrés divers par le métamorphisme, le métasomatisme et la déformation. Elles sont syncinématiques et plusieurs ont leur emplacement apparemment relié aux plis tardifs EW (voir "structure"). De plus, des dykes étroits montrent souvent une auréole métamorphique bien distincte et qui semble superposée au métamorphisme régional dans les laves ultramafiques. Une telle auréole n'a pas été notée autour des microgabbros pré-métamorphiques.

La minéralisation aurifère est dans des veines ou veinules de quartz ou à leur bordure dans des fractures ou zones de cisaillement. Plusieurs de ces fractures sont clairement reliées aux plis EW. La minéralisation est étroitement associée à la ferrodiorite à la propriété Black Cliff et elle se retrouve dans les basaltes, surtout dans le basalte massif ou microgabbro à Malartic Hygrade. Des dykes calco-alcalins sont parfois présents dans les zones de cisaillement minéralisées.

#### Description des roches encaissantes

##### Formation de Jacola

Dans la Formation de Jacola, les coulées ultramafiques alternent avec les coulées basaltiques. Le basalte peut dominer localement, parfois à l'exclusion des komatiites. Ailleurs, c'est l'inverse.

### Laves ultramafiques

Les rares affleurements de roches ultramafiques montrent des coulées surtout massives avec des parties coussinées ou bréchiques. La couleur en surface fraîche varie de gris moyen à gris foncé selon l'abondance de magnétite secondaire. La roche est souvent non foliée mais peut devenir très schisteuse, surtout en bordure des coulées. La lave massive contient des petits phénocristaux ou agrégats de phénocristaux d'olivine transformée en serpentine. La matrice montre souvent une texture de trempe indiquée par des baguettes très fines autrefois constituées d'olivine ou de pyroxène. Les komatiites varient de non carbonatées à fortement carbonatées. La distribution du carbonate est mal connue mais les roches schisteuses sont généralement plus carbonatées. Les komatiites non carbonatées sont constituées de serpentine (typiquement 50%), de trémolite fine (40%), de magnétite en partie avec noyaux de chromite, de traces d'ilménite et parfois d'un peu de talc. Dans les komatiites fortement carbonatées (jusqu'à 40% de carbonate), le talc (30%) peut devenir aussi abondant que la serpentine ou la chlorite, et la trémolite est rare ou absente. Deux carbonates sont souvent présents. La présence de magnésite a été vérifiée par diffraction-X.

Les roches ultramafiques montrent souvent une auréole métamorphique d'épaisseur décimétrique à métrique en bordure des dykes de porphyre qui les injectent. La roche gris foncé et magnétique est transformée en roche verdâtre plus pâle, non magnétique, et riche en longues fibres d'actinote (1 cm). Elle contient parfois 70 à 90% d'actinote, 10 à 25%

de chlorite et un peu de sphène. Le talc, la calcite et la magnétite ont évidemment réagi pour former l'actinote.

La composition chimique moyenne de quelques laves ultramafiques fournies par L. Imreh est indiquée au tableau 2. Ce sont des komatiites typiques (24% MgO, 7% Al<sub>2</sub>O, 8%CaO, 0,5% TiO<sub>2</sub>). Elles sont ultramafiques mais non ultrabasiques (49% SiO<sub>2</sub> normalisé).

#### Basaltes et microgabbros

En affleurements, les roches basaltiques sont surtout massives mais les laves coussinées sont également communes tandis que les tufs sont rares. Des unités massives plus grenues (environ 2 mm) sont appelées "diorite" sur la propriété Malartic Hygrade. Certaines recourent les laves ultramafiques et elles sont clairement intrusives mais ces microgabbros ont la même composition que les basaltes et leur distinction est incertaine dans les forages. En l'absence d'évidence contraire, nous supposons que les microgabbros sont pénécotemporains aux basaltes. Les roches massives et coussinées sont communément non schisteuses près du puits de Malartic Hygrade tandis que les roches tuffacées sont foliées.

La texture originale est partiellement conservée. Le plagioclase altéré forme des baguettes allongées de 0,3 à 2 mm de longueur. Un peu de quartz primaire a été reconnu dans quelques laves. L'amphibole est surtout en grains irréguliers d'environ 1 mm. Par ordre décroissant d'abondance, les minéraux constitutifs sont l'albite, l'amphibole, la chlorite, l'épidote, le quartz, le sphène et parfois le carbonate.

TABLEAU 2. Composition chimique des roches volcaniques et intrusives, Malartic Hygrade et Black Cliff

| normalisé*                     | Jacola |       |                        |      |      |      | Héva     |      |      |           |      |      |      | Intrusions calco-alcal. dans le Jacola |      |
|--------------------------------|--------|-------|------------------------|------|------|------|----------|------|------|-----------|------|------|------|--|------|
|                                | komat. | Mg-Al | Basalte et microgabbro |      |      |      | Andésite |      |      | Tholéiite |      |      |      | 14                                     | 15   |
|                                |        |       | 1                      | 2    | 3    | 4    | 5        | 6    | 7    | 8         | 9    | 10   | 11   |  |      |
| SiO <sub>2</sub> %             | 48,9   | 48,2  | 55,01                  | 51,0 | 54,3 | 51,9 | 56,9     | 55,5 | 56,4 | 45,4      | 50,6 | 55,9 | 48,4 | 64,3                                   | 67,9 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,47   | 0,45  | 0,75                   | 0,86 | 0,94 | 0,79 | 0,95     | 0,61 | 0,63 | 1,7       | 2,3  | 2,7  | 2,3  | 0,35                                   | 0,35 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6,6    | 20,7  | 14,5                   | 14,4 | 14,2 | 14,4 | 18,3     | 19,1 | 18,6 | 14,9      | 13,9 | 12,6 | 13,7 | 17,8                                   | 16,3 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,9    | 3,1   | 1,8                    | 4,1  | 3,8  | 4,0  | 1,9      | 2,0  | 3,5  | 9,1       | 7,8  | 6,3  | 7,6  | 1,1                                    | 0,8  |
| FeO                            | 7,8    | 6,9   | 8,9                    | 8,2  | 11,0 | 8,6  | 4,5      | 5,5  | 4,4  | 9,5       | 7,8  | 10,2 | 10,8 | 2,1                                    | 2,0  |
| MgO                            | 23,9   | 10,4  | 7,1                    | 7,6  | 5,4  | 7,6  | 6,3      | 7,3  | 4,9  | 7,3       | 6,7  | 3,6  | 6,0  | 3,3                                    | 1,5  |
| CaO                            | 8,3    | 6,4   | 7,6                    | 9,4  | 6,5  | 10,3 | 3,1      | 3,6  | 5,6  | 7,9       | 10,2 | 6,0  | 7,9  | 3,8                                    | 2,8  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,11   | 3,7   | 4,3                    | 4,0  | 3,4  | 2,1  | 6,1      | 5,1  | 4,7  | 3,8       | 1,2  | 2,5  | 2,7  | 5,0                                    | 7,8  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,02   | 0,03  | 0,17                   | 0,11 | 0,01 | 0,07 | 1,15     | 1,16 | 0,89 | 0,09      | 0,06 | 0,15 | 0,19 | 1,97                                   | 0,44 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  |        | 0,03  |                        | 0,08 | 0,09 | 0,08 | 0,22     | 0,16 | 0,11 | 0,07      | 0,10 | 0,31 | 0,09 | 0,08                                   | 0,08 |
| MnO                            |        | 0,19  |                        | 0,23 | 0,24 | 0,23 | 0,14     | 0,14 | 0,17 | 0,23      | 0,27 | 0,29 | 0,27 | 0,05                                   | 0,04 |
| (non normalisé)                |        |       |                        |      |      |      |          |      |      |           |      |      |      |  |      |
| PAF                            | 7,0    | 4,2   | 3,1                    | 2,3  | 3,3  | 2,2  | 3,1      | 4,2  | 3,1  | 7,7       | 2,7  | 3,3  | 1,45 | 4,5                                    | 2,4  |
| S                              | 0,14   | 0,04  | 0,30                   | 0,03 | 0,13 | 0,02 | 0,01     | 0,00 | 0,03 | 0,42      | 0,14 | 0,16 | 0,28 | 0,02                                   | 0,04 |

PAF: perte au feu \* : sans volatils

- 1- Moyenne de 8 analyses de komatiite du Jacola fournies par L. Imreh (échantillons 75-AL-42, AL-3, AL-5, AL-6, AL-7, AL-11, AL-14, AL-23).
- 2- Basalte magnésien pâle, très riche en Al (échantillon MH-Pic, à l'ouest du puits Malartic Hygrade).
- 3- Moyenne de 5 analyses de basalte du Jacola fournies par L. Imreh (échantillons 75-AC-4, AL-8, AL-12, AL-13, MC-1).
- 4- Basalte massif ou microgabbro du Jacola (forage MH-84-87 à 106 pieds du collet).
- 5- Idem (forage MH-85-8 à 200 pieds du collet).
- 6- Microgabbro recoupant des laves mafiques et ultramafiques du Jacola ("diorite à leucoxène" de Malartic Hygrade, échantillon MH-28C, près du puits).
- 7- Andésite coussinée du Héva (forage MH-83-4, 280 m du collet).
- 8- Andésite massive (forage MH-83-2, 83 m du collet).
- 9- Andésite bréchique (forage MH-83-20, 495 pieds du collet).
- 10- Lave foliée fragmentaire surmontant une unité de gabbro (forage MH 83-19, 855 pieds du collet).
- 11- Gabbro riche en magnétite (forage MH 83-20, 475 pieds du collet).
- 12- Ferrodiorite quartzifère, à magnétite (forage MH 83-2, 60 m du collet).
- 13- Gabbro (haldes du puits Black Cliff).
- 14- Stock de granodiorite de Malartic Hygrade (300 m au sud du puits, forage MH 84-70).
- 15- Porphyre à matrice granophyrique, épente SW de la zone minéralisée no 8 Malartic Hygrade. Apport métasomatique de Na probable (forage MH 85-8, 270 pieds du collet).

L'amphibole varie de la hornblende fortement pléochroïque en bleu et vert à l'actinote pâle; c'est le plus souvent une hornblende modérément pléochroïque. Les proportions d'amphibole, de chlorite, d'épidote et de carbonate, qui sont variables, sont discutées au chapitre du métamorphisme. L'amphibole est généralement bien plus abondante que la chlorite.

La composition chimique de quelques laves mafiques et microgabbros (tableau 2) est celle de basaltes et andésites basaltiques peu magnésiens (5-8% MgO) même si ces laves alternent avec les komatiites. La teneur en Na<sub>2</sub>O est souvent assez élevée (4%) mais nous ne savons si cette teneur est primaire ou s'il y a eu apport secondaire de soude. L'albite est plus claire dans les laves à teneur plus élevée en soude.

#### Basalte magnésien de couleur pâle

Le basalte picritique ou magnésien est facilement distingué par une couleur si pâle qu'il est communément appelé dacite. La surface altérée est blanchâtre, la surface fraîche est vert pâle grisâtre. C'est une roche rare. Une ou deux coulées d'une épaisseur totale de 10 m affleurent à 100 m au NW du puits Malartic Hygrade. Les coulées sont massives, avec brèches sommitales, et elles sont intercalées entre 2 coulées de komatiite. Quelques autres coulées sont rapportées en sondage. La roche est distinctive mais elle ne semble pas former un horizon-repère.

Le basalte magnésien est souvent porphyrique avec environ 15% de phénocristaux de 2 à 5 mm de plagioclase altéré. La matrice est

microlitique avec des plages de chlorite de 0,5 à 1 mm qui représentent probablement d'anciens phénocristaux d'olivine. La roche est constituée de clinozoisite, de chlorite et d'albite avec un peu de trémolite-actinote et de sphène. La chlorite et l'actinote sont presque incolores au microscope, d'où la couleur pâle de la roche.

Un échantillon analysé (tableau 2, no 2) a la composition chimique d'un basalte particulièrement riche en alumine (analyse no 2; 20,7%  $Al_2O_3$ ). Il est plus magnésien que le basalte commun (10,4% vs 7,6% MgO; rapport MgO/MgO + FeO de 0,6 vs 0,44). Il pourrait être classé comme basalte komatiitique si son rapport CaO/ $Al_2O_3$  de 0,3 n'était pas si différent du rapport de 0,8 ou plus caractéristique de ce type de roche (Arndt et Nisbet, 1982). Nous ne savons pas si le basalte magnésien est affilié aux basaltes communs ou aux komatiites. Les termes intermédiaires entre ces deux groupes principaux sont rares ou absents.

#### Formation de Héva

##### Ferrogabbro et ferrodiorite quartzifère

Les gabbros et ferrodiorites sont des roches à grains moyens (2 - 4 mm), souvent riches en magnétite bien visible, parfois avec des grains de quartz bleuté de 2 ou 3 mm. Dans les sondages, ce sont les seules roches distinctives parmi les laves fines et schisteuses de la Formation de Héva. De plus, leur fort magnétisme permet de les distinguer et de les suivre par levés magnétiques.

Les roches gabbroïques constituent environ 1/4 de l'épaisseur de la Formation de Héva dans le coin SW de la propriété de Malartic Hygrade.



Elles forment des unités apparemment concordantes de 5 à 40 m d'épaisseur réparties de la base au sommet de la formation. Certaines unités s'étendent latéralement sur quelques kilomètres d'après les levés magnétiques.

Un litage magmatique constitué de couches centimétriques à teneur différente en plagioclase et en minéraux ferromagnésiens est visible dans le ferrogabbro mis à découvert près du puits de Black Cliff. Le litage devient spectaculaire à la partie supérieure du gabbro où des couches décimétriques pâles constituées de quartz et de feldspath grenus alternent avec des couches mafiques où les minéraux ferromagnésiens mesurent souvent plus de 1 cm. Le litage est causé par la différenciation magmatique. Ce phénomène explique sans doute les variations brusques de composition communément observées dans les sondages traversant les unités les plus épaisses.

La texture originale est partiellement conservée dans les roches non cisillées. Le plagioclase se présente sous forme de cristaux subhédres de 1 à 3 mm, le quartz primaire (souvent 10%) est en grains interstitiels ou en intercroissances granophyriques, et les grains de magnétite titanifère (10%) sont préservés. La forme des minéraux ferromagnésiens est, au mieux, mal conservée. L'assemblage métamorphique comprend toujours de l'albite. La hornblende à fort pléochroïsme est souvent plus abondante que la chlorite dans les roches non foliées tandis que les roches cisillées sont généralement sans amphibole et bien plus riches en chlorite, biotite et carbonate. Elles sont aussi plus riches en épidote si le carbonate n'est pas trop

abondant. Dans les roches cisailées, la magnétite recristallise en grains libres d'ilménite, parfois de forme octaédrique.

La plupart des géologues supposent que les unités gabbroïques sont des filons-couches mais Imreh (1984) et Babineau (1982) pensent plutôt qu'il s'agit de laves massives sans en être absolument convaincus. La différenciation magmatique observée est probablement plus courante dans les roches intrusives que dans les roches effusives. Quelques unités observées en sondage passent abruptement à leur sommet à des roches volcaniques calco-alcalines bien différentes. Aucune brèche sommitale n'est observée et ces unités semblent intrusives. Malheureusement, dans la plupart des cas, les bordures des unités gabbroïques sont cisailées et leur caractère original est indéfini. De plus, certaines unités gabbroïques se retrouvent parmi des volcanites tholéitiques de composition semblable et elles peuvent être des laves massives. En résumé, des filons-couches sont probablement présents mais leur distinction des laves massives est souvent impossible. D'ailleurs, ils sont probablement affiliés et pénécontemporains aux laves tholéitiques environnantes et ils sont partie intégrante de la Formation de Héva.

#### Roches volcaniques

Les andésites coussinées sont abondantes dans la partie inférieure de la Formation de Héva. Elles affleurent et ont été reconnues dans certains sondages. Mais une large part de la formation n'affleure pas et elle est mal connue car elle est constituée de roches volcaniques schisteuses à grains fins dont la nature est difficilement identifiable

en sondage. Elles sont communément d'aspect hétérogène avec changements brusques dans la teneur en feldspath, en chlorite et en biotite. Ce sont apparemment des volcanites bréchiques mais on ne peut dire s'il s'agit de brèches de coulée ou de roches pyroclastiques. Les carottes de sondage sont localement bien rubanées mais on ne peut pas toujours distinguer s'il s'agit du litage primaire d'un tuf ou de fragments volcaniques étirés. Quelques passages plus homogènes représentent probablement des coulées massives. Le Héva est particulièrement mal connu près de la propriété Black Cliff où les vieilles carottes de sondage ne sont plus disponibles. Un conglomérat à cailloux volcaniques aplatis affleure au NW du puits. Il semble situé au-dessus de l'unité gabbroïque principale qui contient la minéralisation. Au sud du puits, des grauwackes sont présents parmi des schistes volcaniques mal caractérisés et de rares unités gabbroïques. La limite entre Héva et Kewagama n'est pas précisée à cet endroit.

La plupart des roches volcaniques ont une texture foliée à grains très fins (0,5 mm) mais l'on distingue parfois une texture microlitique avec fines baguettes de plagioclase. Les laves calco-alkalines contiennent parfois de 15 à 30% de phénocristaux de plagioclase d'environ 1 mm. Quelques laves tholéitiques ont environ 20% d'intercroissances granophyriques interstitielles entre les grains subidiomorphes de plagioclase. Toutes les laves sont constituées d'albite, de quartz, de chlorite (1-25%), de biotite (0-20%) et d'épidote (0-15%) avec un peu de carbonate (0-10%), de muscovite (0-3%), de minéraux opaques et de sphène. Les laves tholéitiques se

distinguent surtout par une teneur relativement élevée (1-3%) en ilménite-rutile ou en sphène, et parfois par une teneur modérée en magnétite (0-5%).

### Caractères chimiques

Babineau (1982) a étudié en détail la composition chimique des laves correspondant au Héva dans le secteur de Cadillac, à 25 km à l'ouest. Il a démontré que les laves massives, qui peuvent inclure des filons-couches, et les laves coussinées sont tholéitiques, tandis que les roches pyroclastiques sont calco-alcalines et bien différentes. Nous n'avons que quelques analyses des laves locales (tableau 2) mais elles sont très semblables à celles de Babineau et corroborent le caractère bimodal du Héva. Des laves bréchiques sont tholéitiques et semblables aux roches gabbroïques. Beaucoup de brèches volcaniques ainsi que des laves coussinées sont constituées d'andésites calco-alcalines. La série tholéitique se distingue nettement de la série calco-alcaline par une teneur plus élevée en Fe et Ti et une teneur plus basse en Al. Les andésites calco-alcalines analysées ont une teneur d'environ 1%  $K_2O$ , ce qui est nettement supérieur aux autres laves du secteur. La teneur en  $K_2O$  est cependant très inégale comme l'indique la distribution de la biotite et une bonne part du  $K_2O$  est peut-être due à un apport métasomatique.

La proportion relative des roches calco-alcalines et tholéitiques n'est pas connue avec précision car la plupart ne peuvent être distinguées mégascopiquement. Mais les deux types semblent comparables en

abondance si l'on inclut les roches gabbroïques.

Les tholéiites du Héva sont particulièrement riches en Fe et Ti, beaucoup plus que les basaltes du Jacola (tableau 2). Le fer est également plus oxydé, d'où l'abondance de magnétite dans le Héva. La haute teneur en alumine des laves calco-alcalines les distingue bien des basaltes du Jacola.

#### Groupe de Kewagama

La description suivante s'applique strictement à la mince séquence observée en sondage dans le coin SW de la propriété Malartic Hygrade.

La formation de fer forme 2 unités principales séparées par 50 à 70 m de mica-schiste tel qu'indiqué au tableau 1. Ces unités ont de 1 à 5 m d'épaisseur et consistent en mica-schistes gris à magnétite disséminée avec quelques couches noires décimétriques fortement magnétiques et finement laminées. Ces couches noires sont constituées de quartz, de feldspath, de magnétite (35%) avec traces d'hématite, parfois d'un peu de carbonate, de biotite, de chlorite et des traces d'apatite et de tourmaline. Les lits micacés sont plus riches en biotite, chlorite, muscovite et ilménite que les lits noirs. Ils sont finement lités et à grain très fin. Les unités ferrifères sont donc minces mais elles constituent des unités distinctives qui ont été tracées à la grandeur de la mine Camflo.

Juste au nord de la formation de fer, stratigraphiquement en-dessous, se trouve un schiste hétérogène, souvent rubané, d'environ 15 à 20 m d'épaisseur. Des fragments se distinguent ici et là. Les

rubans sont parfois lenticulaires et représentent apparemment des fragments étirés. Des grains clastiques de dacite microlitique et de granophyre ont été observés au microscope. Il s'agit sans doute du "conglomérat volcanique" reconnu à la mine Camflo. La matrice et la plupart des fragments et rubans sont de composition intermédiaire et constitués d'albite, de quartz, de chlorite, de biotite et d'un peu de muscovite, d'ilménite, de sphène et de magnétite.

La roche dominante de la séquence est un mica-schiste à grain fin, à biotite, gris foncé, souvent finement laminé. Il s'agit en partie de grauwacke et de mudstone mais il y a aussi des passages de schiste verdâtre, chloriteux, moins bien rubané et parfois hétérogène avec ce qui semble être des fragments étirés. Il peut s'agir de roches volcaniques bréchiques ou encore de conglomérats à cailloux volcaniques. Le passage est graduel entre schistes verts et schistes gris foncé. Les schistes sont à grains très fins (0,02 mm) et constitués de quartz et d'albite et d'une quantité variable de biotite, de muscovite et de chlorite. Les lits plus felsiques montrent souvent des grains clastiques de plagioclase et de quartz, de 0,1 à 0,5 mm de diamètre, dans une matrice très fine. Les lits micacés sont riches en biotite et muscovite mais peuvent aussi contenir de la chlorite. La biotite est parfois largement altérée en chlorite. L'épidote et le carbonate sont présents mais généralement peu abondants.

Les schistes du Kewagama sont mieux lités que ceux du Héva, ils contiennent beaucoup plus de muscovite et ils contiennent localement des grains clastiques de quartz.

### Intrusions felsiques calco-alkalines,

Les intrusions calco-alkalines varient de dykes de 0,5 m d'épaisseur à des masses considérables. Par exemple, le stock de Malartic Hygrade, un peu au sud du puits, mesure 500 m par 100 m en plan. Des masses plus considérables présentes dans la partie est de la propriété sont le prolongement des filons-couches de Norlartic (Sauvé, 1987). Les intrusions sont particulièrement nombreuses et volumineuses dans le Jacola. Elles se limitent à quelques dykes étroits dans le Héva. Elles sont également rares dans le Kewagama mais le stock de Camflo constitue une exception notable (et de caractère alcalin). L'orientation des intrusions est mentionnée au chapitre sur la structure.

Les petits dykes sont communément porphyriques. Ils contiennent souvent 15 à 35% de phénocristaux de plagioclase dans une matrice quartzo-feldspathique très fine. Quelques intrusions montrent une texture granophyrique. Les intrusions les plus importantes sont équigranulaires (2-4 mm), parfois légèrement porphyriques. Les roches intrusives sont métamorphisées et localement cisailées, séricitisées et carbonatées. Le plagioclase est constitué d'albite avec de fines inclusions de séricite, d'épidote, de carbonate et de chlorite. Le quartz (15-25%) est interstitiel. Les minéraux ferromagnésiens (5-10%)

---

\* A distinguer des tonalites et diorites quartziques de caractère tholéiitique formant des lentilles différenciées dans les filons-couches du Héva.

sont généralement altérés en chlorite, épidote et carbonate. La hornblende est rare; elle se rencontre localement dans des roches moins déformées et altérées. Les autres minéraux présents sont le sphène, le rutile, l'apatite, le zircon et l'allanite.

Deux analyses chimiques d'intrusions calco-alcalines sont données au tableau 2. Leur composition est celle de diorite quartzifère. Ce sont des roches feldspathiques, assez riches en  $Al_2O_3$  (16-18%) et  $Na_2O$  (5%). L'échantillon de l'analyse no 15 a possiblement subi un apport métasomatique en soude avec départ de potasse car la teneur de ces deux éléments semble anormale (7,8%  $Na_2O$ , 0,44%  $K_2O$ ).

### Structure

Un pli tardif qui bouleverse la direction régionale N 120° des strates constitue la structure majeure du secteur. Le plan axial EW passe au voisinage des puits Black Cliff et Malartic Hygrade où les strates sont à peu près NS et sub-verticales. A Black Cliff, l'orientation du filon-couche est donnée par le litage magmatique et son sommet (vers l'ouest) est montré par l'enrichissement en quartz. Le pli est donc un anticlinal à plongée quasi-verticale. Près du plan axial, les laves coussinées du Héva sont modérément aplaties en direction NS et montrent une schistosité EW avec pendage abrupt vers le N. Les roches plus compétentes comme le filon-couche de Black Cliff et les laves massives du Jacola ne montrent pas de schistosité pénétrative généralisée mais de nombreuses fractures et petites zones de cisaillement dont la direction oscille entre 60° et 110°.



Sur les flancs du pli, l'effet de la déformation tardive est mal connu. Une carte de Malartic Hygrade interprétée par Y. Trudeau montre plusieurs failles de direction N 80°. Ceci est basé sur la cartographie et l'interprétation de levés magnétiques et vérifié à plusieurs endroits par des sondages. Ces failles ne sont pas indiquées à la figure 2 pour ne pas surcharger la carte et parce que leurs décrochements apparents sont plutôt faibles (de l'ordre de 30 à 100 m).

Près du puits de Malartic Hygrade, plusieurs petits dykes felsiques sont nettement discordants et occupent souvent des fractures à peu près parallèles au plan axial du pli. Ainsi, le stock de Malartic Hygrade est EW et coïncide à peu près avec le plan axial du pli (figure 2). Sur les flancs du pli, les intrusions deviennent paraconcordantes avec les strates. Une partie au moins des intrusions calco-alcalines est donc contrôlée par les fractures associées au pli tardif (tableau 3). Ces intrusions sont cependant déformées, particulièrement celles qui s'éloignent le plus de la direction EW (Y. Trudeau, comm. person.).

La possibilité d'une faille entre le Héva et le Jacola a été mentionnée.

Le secteur est de la propriété Malartic Hygrade n'affleure pas et la tectonique de ce secteur critique n'est pas connue. Les strates y ont une direction régionale de N 120° selon l'interprétation des cartes magnétiques par le personnel de Malartic Hygrade et elles ne semblent pas affectées par le pli tardif. Le prolongement indiqué à la figure 2 de la zone de cisaillement majeure de Norbenite ou Norlartic (Sauvé, 1987) est également basé sur l'interprétation du personnel de Malartic

TABLEAU 3 Éléments structuraux

|   |  | Direction/pendage        |
|---|--|--------------------------|
| Couches stratigraphiques  | allure générale<br>aux puits MH et BC* | 115°/60 NE<br>±NS/±vert. |
| Schistosité régionale   | "S1" (?)                               | 115°/ abrupt NE          |
| -----   |  |                          |
| Structures associées au pli tardif EW:  |  |                          |
| Schistosité pénétrative dans les roches incompetentes, "S2"                                     |  | 90°/70-80 N              |
| Fractures et cisaillement dans les roches compétentes   |  | 60-110°/60 N-90-80 S     |
| Structures EW à la charnière du pli:  |  |                          |
| Dykes discordants de porphyre   |  | ≈ 90°/ abrupt N          |
| Zone minéralisée MH no 2, cisaillement fort   |  | 75-90°/60-80 N           |
| Zones minéralisées BC no 1 à 8, cisaillement fort   |  | 80-110°/60-80 N          |
| Sur flanc long du pli:  |  |                          |
| Intrusions paraconcordantes de porphyre   |  | ≈ 115°/?                 |
| Zones minéralisées MH no 8 et 10  |  | 135°/45 NE               |
| Zones minéralisées BC 10 à 14   |  | 115°/60 NE               |
| Autres  |  |                          |
| Veine MH no 1, simple, épontes non cisillées<br>(fracture subsidiaire entre 2 cisaillements EW) |  | 25°/85 W                 |
| Zones MH 3 et 9, cisaillement, sur flanc court du pli?  |  | 60°/75 NW                |

-----

\* MH: Malartic Hygrade

BC: Black Cliff

Hygrade.

### Métamorphisme et altération

Le métamorphisme régional atteint le faciès schistes verts supérieur, zone de la biotite. Ceci est indiqué par l'ubiquité de la biotite dans le Héva et le Kewagama et la présence habituelle de la hornblende, parfois avec peu de chlorite, dans les laves mafiques du Jacola. La coexistence d'albite et d'épidote montre que le faciès amphibolite n'est pas atteint. Les textures originales sont assez bien conservées dans les basaltes massifs non foliés. A quelques endroits cependant, la hornblende a cristallisé en longues aiguilles qui excèdent la granulométrie originale, ce qui suggère la proximité du faciès amphibolite.

L'assemblage minéralogique varié des roches mafiques nous cause certaines appréhensions concernant le métamorphisme rétrograde. Les basaltes du Jacola et les ferrodiorites non foliées du Héva sont riches en hornblende (modérément à fortement pléochroïque en bleu et vert) et en albite, souvent avec peu de chlorite et d'épidote. La chlorite et l'épidote sont même absentes dans certains cas. Les roches foliées sont plus pauvres en hornblende, plus riches en chlorite et épidote, ou chlorite et carbonate et, dans le Héva, plus riches en biotite. La hornblende et l'actinote sont virtuellement absentes des laves à grains fins du Héva. L'assemblage hornblende - albite avec peu de chlorite est celui du sous-faciès "amphibolite à albite-épidote" transitionnel entre schistes verts et amphibolite (Turner, 1968). Ce sous-faciès n'est plus

utilisé mais l'assemblage indique des conditions se rapprochant du faciès amphibolite. Cet assemblage, présent dans les ferrodiorites non foliées du Héva, contraste fortement avec l'absence d'amphibole ailleurs dans la formation. Ce contraste soulève la possibilité d'un métamorphisme légèrement rétrograde dans les roches foliées. Cette altération affecterait tout le Héva et des zones locales du Jacola. Mais ceci n'est pas certain. En effet, les roches foliées sont plus hydratées et carbonatées que les roches à amphibole. Une pression partielle de H<sub>2</sub>O et de CO<sub>2</sub> plus élevée dans les roches foliées pourrait expliquer leur assemblage minéralogique différent sans qu'il y ait eu métamorphisme rétrograde.

Cette longue discussion s'applique également au métamorphisme reliée à la déformation tardive. Les fractures et zones de cisaillement EW qui lui sont associées montrent souvent un enrichissement en épidote et chlorite mais la hornblende et la biotite sont aussi présentes. Une rétrogression des conditions métamorphiques est possible mais elle est faible puisque la zone de la biotite est atteinte.

Un apport métasomatique de potassium est évident dans tout le Héva, presque nul dans le Jacola. Les ferrodiorites non foliées ont une faible teneur en K<sub>2</sub>O (environ 0,1%, tableau 2) et sont pratiquement sans biotite. La teneur de ce minéral est souvent de 3 à 10% et atteint localement 20% dans la ferrodiorite foliée. Les volcanites bréchiques contiennent toujours de la biotite en quantité évidente. Elle est bien plus rare dans les laves massives. Les laves coussinées ont souvent une bordure très riche en biotite (parfois 10-20%) mais leur centre n'en

contient qu'un peu. Le métasomatisme potassique est souvent associé à la foliation, à l'hydratation et la carbonatation des roches volcaniques.

Le métamorphisme d'auréole noté autour des dykes felsiques calco-alcalins est mentionné dans la description des laves ultramafiques.

## 6. GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La minéralisation aurifère est trouvée dans des veines de quartz contenant un peu de pyrite et dans des zones de cisaillement avec sulfures et veinules de quartz.

### Veines principales

#### Propriété Malartic Hygrade

La propriété comprend plusieurs veines ou zones minéralisées d'orientations diverses. Leur position est montrée à la figure 2. Le tableau 4 résume leur orientation, leur dimension et la nature des roches encaissantes. Elles sont présentées brièvement dans le texte suivant.

Les veines 1, 2 et 3 sont situées près du puits, donc près du plan axial du pli. Ce sont elles qui ont été explorées et partiellement exploitées au début des années soixante. La veine no 1 affleure bien. Elle est décrite plus loin et son contexte géologique est illustré à la figure 4. C'est une veine simple, localement à bonne teneur, mais

TABLEAU 4. Données sur les zones minéralisées de Malartic Hygrade  
(d'après Hodge, 1980, et des communications du personnel de Malartic Hygrade)

| Zone  | Localisation           | Orientation | Dimensions<br>tonnage et teneur                 |  |
|-------|------------------------|-------------|---|--|
| no 1  | 100 m SE<br>du puits   | 25°/80-90 W | 50 m x 1 m<br>12 000 t @ 13 g/t Au              | - fracture simple reliée à cisaillements EW<br>- dans basalte coussiné et massif   |
| no 2  | 40 m SSW<br>du puits   | 75°-90/65 N | 200 m de long<br>25 000 t @ 25 g/t              | - lentilles de quartz multiples, déchiquetées<br>par le cisaillement EW.<br>- surtout dans un microgabbro<br>- association spatiale à dykes porphyriques     |
| no 3  | 80 m N<br>du puits     | 60°/75 N    | 90 m de longueur<br>minéralisation<br>erratique | - plusieurs lentilles de quartz dans une zone<br>cisailée<br>- dans un microgabbro   |
| no 4  | 750 m N<br>du puits    | ≈ 90°/ N    | 350 m x ≈ 1,5 m,<br>erratique                   | - surtout dans serpentinite, associé à gabbro<br>bréchifié, dykes de porphyre  |
| no 8  | 800 m SE<br>du puits   | 140°/45 NE  | 200 m x ≈ 5 m<br>205 000 t @ 8 g/t              | - cisaillement dans une brèche basaltique, avec<br>sulfures, veinules de qtz<br>éponte: basalte fin et grenu, dykes de<br>porphyre.<br>sur flanc long du pli |
| no 9  | 300 m N<br>du puits    | 60°/90      | 75 m x ≈ 1,5 m                                  | - veine de quartz et dyke de porphyre dans une<br>zone cisailée - dans la charnière d'un pli<br>mineur sur le flanc court du pli principal.                  |
| no 10 | 1 100 m SE<br>du puits | 135°/50 NE  |   | - même contexte structural que la zone 8   |

étroite (1 m) et son tonnage indiqué à moins de 75 m de profondeur n'est que de 12 000 tonnes. La zone no 2 a produit presque tout le minerai exploité dans les années soixante. Elle est bien plus importante que la veine 1 mais elle affleure très peu et nous n'avons malheureusement pas de plan montrant sa configuration complexe. D'après Hodge (1980), elle est constituée d'au moins 7 lentilles de quartz sub-parallèles. Les lentilles sont étroites mais certaines sont à forte teneur en or. Le peu qui affleure montre une zone fortement cisailée et carbonatée qui englobe des lentilles de quartz plissées et déformées. Des dykes de porphyre felsique sont spatialement associés à la zone cisailée. La zone 3 a montré de bonnes teneurs à certains endroits mais elle semble erratique puisqu'on n'a pu y calculer des réserves.

La zone no 4 est située près de la limite nord de la propriété. Selon Hodge (1980), les sondages ont retourné des teneurs de 1 à 13 g/t Au sur des épaisseurs de 1 à 1,5 m. Exceptionnellement, l'or serait dans la serpentinite associée à un gabbro bréchié et à des dykes de porphyre.

La zone no 8, la plus importante, a été découverte en 1985 et elle est présentement explorée par travaux souterrains. Elle est dans une zone schisteuse paraconcordante sur le flanc long du pli, à 750 m au SE du puits. L'éponte NE est un basalte massif ou microgabbro (granulométrie 2-3 mm), le mur SW est un basalte à grain fin ou un dyke de porphyre felsique selon l'endroit. La zone minéralisée mesure de 1 à 12 m d'épaisseur. Elle est généralement constituée de trois unités sub-parallèles:

- 1) une brèche pyritisée dans la partie SW. La roche basaltique très altérée est bréchique, souvent schisteuse, carbonatée et fortement pyritisée (≈ 15% pyrite). Elle est recoupée par des veinules discontinues d'albite-quartz-carbonate. La teneur en or est bonne (7-10g/t) et relativement constante dans la brèche pyritisée (J. Sullivan, comm. person.).
- 2) Un complexe de veines de quartz dans la partie centrale. Les veines et lentilles de quartz constituent près de 50% de l'unité, le reste étant formé d'épentes basaltiques altérées, souvent bréchiques et fortement pyritisées. Des veines individuelles ont jusqu'à 1 m d'épaisseur et des dizaines de mètres de longueur. La pyrite est peu abondante dans le quartz. De l'or visible est localement présent dans le quartz, parfois en quantité fort spectaculaire. La teneur en or est donc beaucoup plus variable dans le quartz que dans la brèche pyritisée.
- 3) Un réseau de petites veines de quartz discontinues, d'épaisseur centimétrique la forme transition entre le complexe de quartz et le basalte grenu de l'épente NE.

Les zones 9 et 10 sont également des découvertes récentes. La zone 9 est une veine de quartz étroite et courte qui souvent longe un dyke de porphyre dans une zone cisailée au sein des roches basaltiques. La zone cisailée est à la charnière d'un pli mineur de quelques dizaines de mètres d'amplitude (Y. Trudeau, comm. pers.). Nous n'avons pas de données sur la zone 10. Son contexte semble être le même que celui de la zone 8.



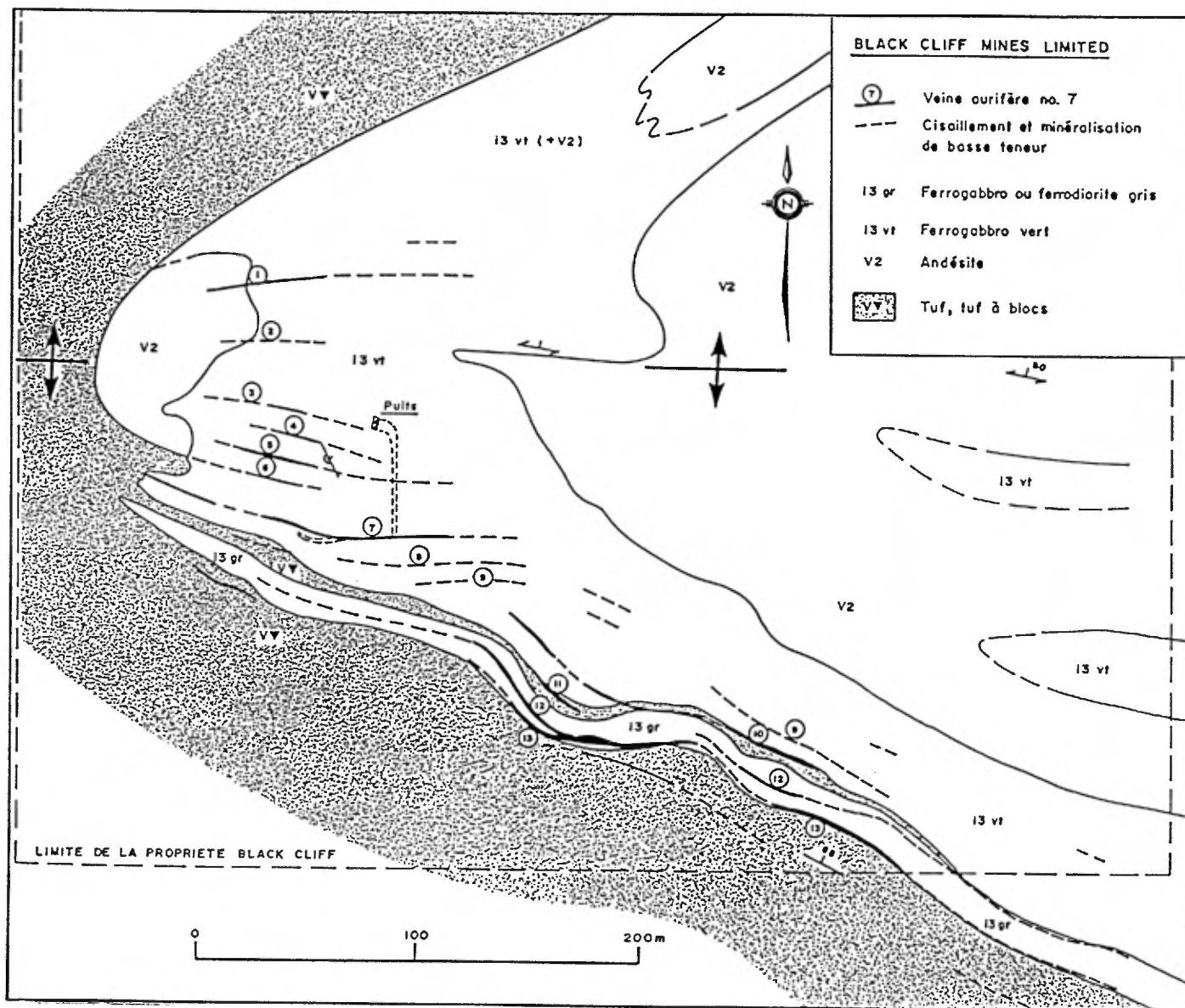


Figure 3. Zones de cisaillement avec minéralisation aurifère dans un filon-couche de gabbro au nez et sur le flanc d'un pli, propriété Black Cliff. Interprétation basée sur de nombreux sondages (d'après une carte de 1964 de Black Cliff Mines Limited).

### Propriété Black Cliff

La figure 3 montre la distribution des veines et des lithologies principales. La carte est basée sur de nombreux sondages effectués par Vinray Malartic. Les veines étant nombreuses, la corrélation de veines individuelles peut être erronée dans certains cas mais les sondages sont suffisamment nombreux pour donner l'allure générale.

Les veines se rencontrent dans deux unités gabbroïques séparées par une mince bande de tuf. L'unité inférieure, indiquée comme "diorite verte" sur les vieilles cartes, est un gabbro vert foncé, riche en magnétite et ilménite (analyse no 14, tableau 2). L'unité supérieure, constituée de "diorite grise", n'affleure pas et nous n'avons pu l'observer. C'est présument un faciès feldspathique ou quartzo-feldspathique des roches gabbroïques.

Les veines peuvent être divisées en deux groupes. Les veines 1 à 8 (figure 3) sont dans le gabbro vert dans la zone de charnière du pli. Elles sont orientées EW, à pendage abrupt vers le nord. Les veines 10 à 13, à 100 m au SE du puits, sont sur le flanc long du pli, dans la ferrodiorite grise ou au sommet stratigraphique du gabbro vert.

Des affleurements situés près du puits montrent que le gabbro est recoupé par un groupe de zones cisailées sub-parallèles qui contiennent localement des veines lenticulaires de quartz et des brèches gabbroïques dans leur partie centrale. La veine principale de ce secteur (no 7 de la figure 3) a été suivie sur 50 m par une galerie souterraine. Sa teneur moyenne dans la galerie est de 6,5 g/t Au sur 0,75 m d'épaisseur. D'après Ingham (1948) la veine centrale de quartz mesure 0,3 m

d'épaisseur. La zone schisteuse et localement bréchifiée qui l'entoure est recoupée par de nombreuses veinules de quartz.

Les zones minéralisées situées à 200 m au SE du puits n'affleurent pas et nous n'en avons trouvé aucune description. La zone no 13 (figure 3) est, de loin, la plus importante puisque les 3/4 des réserves de l'évaluation de 1963 s'y trouvaient.

#### Contrôle structural de la minéralisation

Le contrôle de la minéralisation aurifère par le pli anticlinal EW est particulièrement évident à Black Cliff (figure 3) mais aussi à Malartic Hygrade.

Les veines principales peuvent être regroupées de la façon suivante:

- I. dans le nez du pli: veines dans des zones de cisaillement EW/60-80° N. Elles sont quasi-parallèles au plan axial, donc nettement discordantes par rapport aux strates. Ex: veine no 2 de Malartic Hygrade, veines 1 à 8 de Black Cliff.
- II. Sur le flanc long du pli: zones minéralisées paraconcordantes aux strates, 110-145°/65° NE. Ex: zones 8 et 10 de Malartic Hygrade; veines 10 à 14 de Black Cliff.

Le contrôle par le pli est moins évident dans ce dernier cas, mais les veines de Black Cliff sont situées près du plan axial du pli.

Des veines moins importantes sont d'orientations différentes.

La veine no 1 de Malartic Hygrade est dans une fracture simple, aux épontes peu cisillées, de direction 25°/ verticale. Ses extrémités

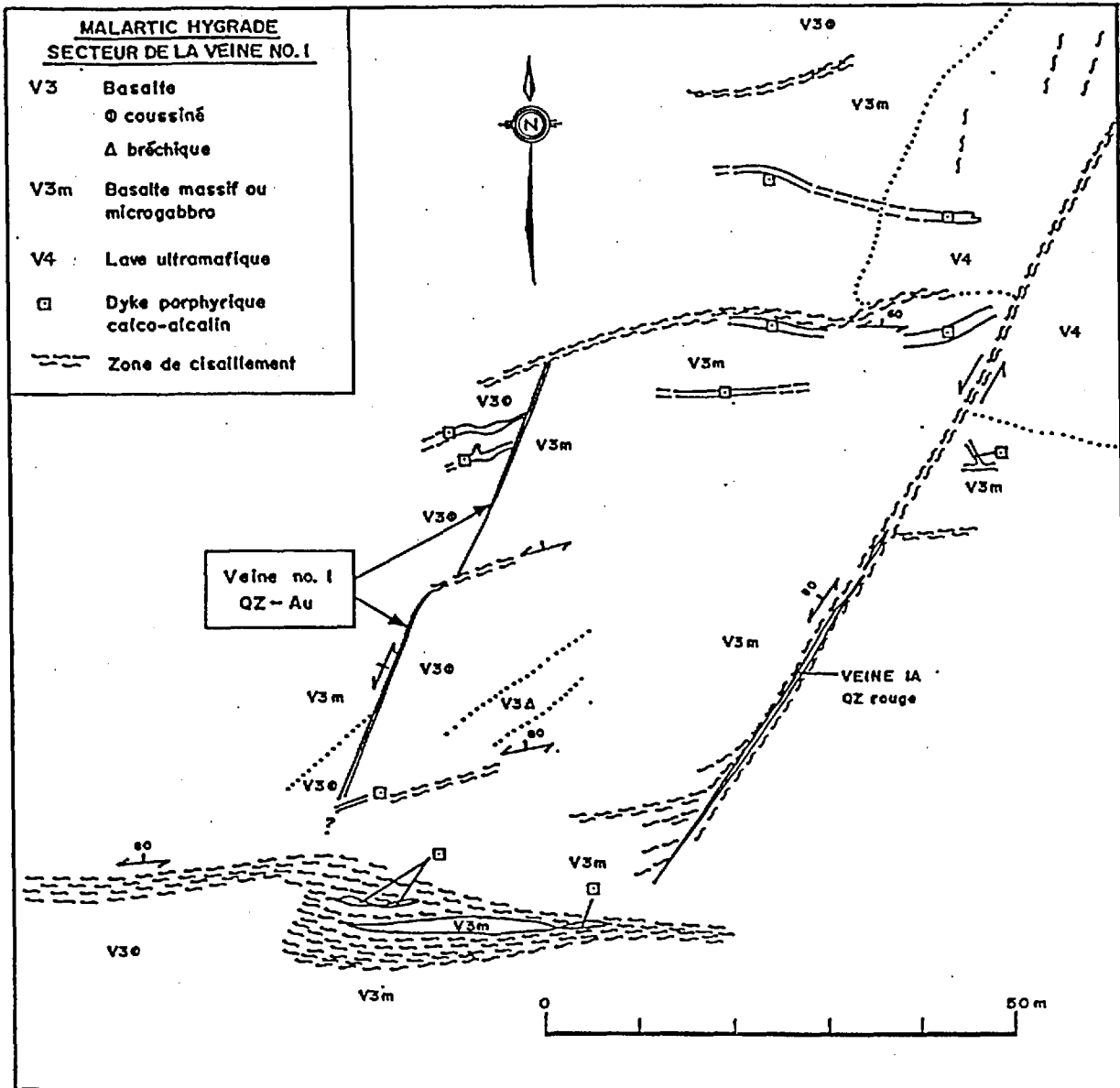


Figure 4. Détail de la veine no 1, Malartic Hygrade. La veine est simple et occupe une fracture subsidiaire entre des zones de cisaillement EW. Des dykes de porphyre sont souvent associés aux mêmes zones de cisaillement (d'après une carte de Y. Trudeau, Malartic Hygrade, 1985).

coïncident avec deux zones de cisaillement EW (figure 4) sans doute reliées au pli EW. Selon l'interprétation de Y. Trudeau (comm. pers.), la veine occupe une cassure subsidiaire ou fracture de rieddel reliée aux cisaillements principaux.

La zone no 4 de Malartic Hygrade est encaissée dans une zone de cisaillement EW mais elle est éloignée du pli principal. Les zones no 3 et 9 sont des zones de cisaillement orientées à 60°/75° N et situées au nord de l'anticlinal. Elles sont possiblement paraconcordantes aux strates sur le flanc court du pli.

#### Contrôle lithologique de la minéralisation

Les roches plus compétentes ou cassantes sont les plus favorables à la minéralisation contrôlée par fractures. A Black Cliff, la minéralisation est surtout dans les gabbros qui sont les roches les plus compétentes et les seules qui ne possèdent pas de schistosité pénétrative. La partie supérieure du filon-couche et la ferrodiorite grise semblent particulièrement favorables. C'est possiblement que le sommet différencié et enrichi en quartz et feldspath est plus cassant que la base plus mafique. En effet, l'expérience acquise dans les gisements de Sigma-2, de Louvicourt Goldfield et du "minerai de diorite" de Camflo montre que le granophyre ou phase quartzo-feldspathique différenciée constitue la partie la plus favorable des filons-couches. La "ferrodiorite grise" semble donc particulièrement intéressante.

A Malartic Hygrade, les veines se rencontrent surtout dans les roches basaltiques. La veine no 2 est en majeure partie dans un

microgabbro ou basalte massif. La zone no 8 est dans une brèche basaltique le long d'un basalte massif ou microgabbro.

#### Minéralogie des zones minéralisées, altération des éponges

##### Zone no 8 de Malartic Hygrade

La brèche pyritisée est une roche tectonisée qui était probablement de composition basaltique. Elle est constituée d'albite, de chlorite, de carbonate et de quartz, d'un peu de sphène, et de 5 à 20% de pyrite. Les parties riches en chlorite sont schisteuses, celles riches en albite et carbonate sont fracturées. Les veinules blanchâtres recoupantes sont souvent plus riches en albite qu'en quartz. La pyrite est en grains de 1 à 5 mm. La pyrrhotite est localement abondante dans la partie chloriteuse, surtout en périphérie de la zone minéralisée. Un peu de chalcopryrite et de pentlandite sont présentes, ainsi que des traces de molybdénite, de galène, de sphalérite, de tellure et d'or. L'or est généralement microscopique dans la brèche et sa teneur est à peu près proportionnelle à la teneur en sulfures (D. Raymond, comm. pers.).

L'or visible est distribué de façon erratique dans les veines de quartz. Les veines de quartz elles-mêmes contiennent peu de pyrite mais elle contiennent des enclaves angulaires et des lambeaux irréguliers de brèche fortement pyritisée riche en or microscopique.

Par comparaison avec le basalte des éponges, la zone minéralisée est enrichie en  $H_2O$ ,  $CO_2$ , S et probablement en Si. La hornblende et l'épidote ont été détruites pour former la chlorite, le carbonate, le

quartz et les sulfures de fer. Un peu de hornblende est cependant présente en bordure de la zone minéralisée où elle coexiste avec le carbonate et la pyrrhotite. La biotite est rare et l'addition de potassium fut négligeable. Un dyke de porphyre felsique voisin de la zone minéralisée est riche en soude (7,8% Na<sub>2</sub>O, analyse no 15 du tableau 2) ce qui suggère un apport local de cet élément.

#### Veine no 1 de Malartic Hygrade

La veine no 1 est formée de quartz avec un peu de pyrite mais nous n'avons pas étudié en détail sa minéralogie.

Des échantillons de basalte altéré pris en bordure immédiate de la veine sont enrichis en pyrrhotite et beaucoup plus pâles que le basalte non altéré. Ils sont constitués d'albite, d'actinote, de carbonate, d'un peu de quartz, de chlorite, d'épidote, de sphène et de traces de biotite. Des traces de chalcopryrite, de pyrite, de sphalérite, de galène, de molybdénite et de pentlandite sont aussi présentes.

La carbonatation et l'hydratation sont plutôt faibles, si bien que l'amphibole est largement conservée et peu de chlorite s'est formée. Cependant, l'amphibole est fortement pléochroïque dans le basalte et incolore dans le basalte sulfuré. La sulfurisation a apparemment enlevé du fer à l'amphibole pour former la pyrrhotite.

#### Veines de Black Cliff

Une zone minéralisée dégagée près du puits de Black Cliff est formée de veines de quartz, mais aussi de brèche gabbroïque, de matériel

rubané riche en carbonate et albite et d'épentes gabbroïques altérées. Les constituants des veines sont, en ordre décroissant, le quartz, le carbonate, l'albite, la biotite, la chlorite, l'actinote, l'ilménite, le sphène et la tourmaline. Les minéraux opaques sont formés de pyrite et de pyrrhotite avec des traces de chalcopryrite, de molybdénite, de sphalérite, d'or et de tellurures. Les mêmes minéraux se retrouvent en proportions différentes dans les autres types de roche. De l'or microscopique a été observé dans les veines et dans le gabbro altéré et riche en pyrrhotite.

Le gabbro altéré des épentes est enrichi en  $H_2O$ ,  $K_2O$ ,  $CO_2$  et S. La pyrrhotite est abondante en bordure des veines. La teneur en biotite atteint localement 20% et peut atteindre 50% dans les clastes gabbroïques des brèches. La roche est partiellement chloritisée mais l'altération ne va pas strictement de pair avec la biotitisation: certaines roches à biotite contiennent de la hornblende presque sans chlorite. L'épidote disparaît mais l'amphibole est nettement plus stable et un peu d'actinote est présente dans les veines de quartz.

#### Commentaires sur l'altération des épentes

L'altération métasomatique comprend des apports évidents de  $H_2O$ ,  $CO_2$ , S et localement  $K_2O$ , et des apports possibles de Na et Si. L'apport de bore est négligeable. Ces changements sont semblables à ceux notés autour des gisements de Val d'Or.

L'addition de potasse à Black Cliff contraste avec son absence à Malartic Hygrade. La première propriété est située dans le Héva qui



contient beaucoup de biotite, la seconde est dans le Jacola qui est très pauvre en potasse. La différence tient peut-être au chimisme des formations traversées par les solutions minéralisatrices.

Les zones minéralisées contiennent un peu d'actinote et, localement, de la hornblende dans la zone no 8. L'épidote est moins stable que l'actinote. Ceci contraste avec l'altération des gisements de Val d'Or où l'actinote est déstabilisée avant l'épidote et ne se rencontre pas dans les veines. La minéralisation aurifère est généralement synmétamorphique. Le métamorphisme régional un peu plus élevé à Malartic a pu contribuer à stabiliser l'amphibole. L'intensité de la carbonatation est également un facteur, mais elle n'explique pas le renversement dans la stabilité relative de l'actinote et de l'épidote.

### Conclusions

L'évolution chronologique du secteur est la suivante, mais plusieurs points sont encore obscurs:

- 1- dépôt des laves mafiques et ultramafiques du Jacola, suivi des laves calco-alkalines et des laves et filons-couches tholéitiques du Héva et enfin, des sédiments clastiques de dérivation volcanique du Kewagama;
- 2- au moins une phase majeure de plissement qui oriente les strates volcaniques à 120°/vertical, avec schistosité régionale de même attitude. Le métamorphisme est probablement du faciès schistes verts supérieur. Le bris lithologique et structural bien net entre

- le Jacola et le Héva suggère la présence d'une faille longitudinale;
- 3a- deuxième phase de plissement formant des plis locaux EW. Près de la charnière des plis, se forment une schistosité pénétrative EW dans les roches incompetentes ou des zones de cisaillement EW dans les roches compétentes. Le métamorphisme est du faciès schistes verts, zone de la biotite, peut-être légèrement rétrograde;
- 3b- en même temps, intrusions de porphyres felsiques calco-alcalins qui sont souvent discordants et d'orientation EW près de la charnière des plis, et paraconcordants sur les flancs. Les dykes s'entourent d'une auréole métamorphique décelable dans les laves ultramafiques;
- 3c- minéralisation aurifère associée à des cisaillements EW dans le nez du pli, occupant des zones paraconcordantes sur les flancs. Les intrusions et la minéralisation aurifère semblent donc contrôlées par la déformation associée aux plis tardifs et leur minéralogie est compatible avec le métamorphisme régional.
- 3d- poursuite de la déformation après la minéralisation. Des zones de cisaillement EW déforment les veines de la zone 2 et recourent l'extrémité NW de la zone no 8 de Malartic Hygrade.

Le contrôle structural de la minéralisation paraconcordante située sur le flanc de plis n'est pas bien connu. La minéralisation de Black Cliff se trouve cependant dans un contexte identique à celui du "minerai de diorite" de Camflo qui est lui aussi dans un filon ferrodioritique, près du plan axial d'un autre pli anticlinal EW (Sauvé et Makila, 1987). A ce dernier endroit, la minéralisation est contrôlée par un

groupe de failles à pendage ne un peu plus faible que celui des couches stratigraphiques.

### Remerciements

Nous remercions chaleureusement MM. Jim Sullivan, Yvon Trudeau et Denis Raymond pour de nombreuses discussions très fructueuses ainsi que pour l'accès aux plans géologiques et carottes de sondages des Mines d'Or Malartic Hygrade (Canada) ltée.

BIBLIOGRAPHIE

- ARNDT, N.T. et NISBET, E.G. (1982): What is a komatiite? Dans "komatiites", Allen et Unwin, Londres, pp. 19-27.
- AVRAMTCHEV, L. et LEBEL-DROLET, S. (1979): Production minérale du Québec au 1<sup>er</sup> janvier 1979. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DPV-727, 31 p.
- BABINEAU, J. (1982): Évolution géochimique et pétrologique des séries volcaniques de la région de Cadillac-Malartic, Abitibi. Mémoire de maîtrise, Univ. de Montréal, 130 p.
- BABINEAU, J. (1983): Carte géologique et structurale de la région du lac Malartic. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP-83-20, 1 carte.
- DIMROTH, E., IMREH, L., GOULET, N. et ROCHELEAU, M. (1983): Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec, Part II: Tectonic evolution and geomechanical model. Canadian Journal of Earth Sciences, 20, pp. 1355-1373.
- GUNNING, H.C. et AMBROSE, J.W. (1940): Malartic area. Commission Géologique du Canada, mémoire 222, 142 p.
- HODGE, B.L. (1980): Report on gold potential of the Malartic Hygrade Gold Mines (Canada) Limited property, Malartic township, Quebec. Dans: Rapport annuel 1980 de Malartic Hygrade Gold Mines (Canada) Limited, pp. 4-19.
- IMREH, L. (1976): Nouvelle lithostratigraphie à l'ouest de Val d'Or et son incidence géologique. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-349, 73 p.
- IMREH, L. (1984): Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 82-04, 72 p.
- INGHAM, W.N. (1949): Terrains miniers et travaux de mise en valeur dans les comtés d'Abitibi et de Témiscamingue en 1946 et 1947. Ministère des Mines du Québec, RP 227, pp. 114-116.
- NORMAN, G.W.H. (1943): Notes on the structure of the Cadillac-Bourlamaque Area, Abitibi county. Commission géologique du Canada, Brochure 43-6.

NORMAN, G.W.H. (1948): Major faults, Abitibi region. Dans: "Structural geology of canadian ore deposits". Canadian Institute of Mining and Metallurgy, pp. 822-839.

SAUVÉ, P. (1987): Géologie de la mine Norlartic. Rapport soumis au Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec

SAUVÉ, P. et MAKILA, A. (1987): Géologie de la mine Camflo, Malartic, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (en préparation).

TURNER, F.J. (1968): Metamorphic petrology. McGraw-Hill Book Co, NY.