

# DP 786

Géologie du complexe de filons-couches d'Amos, Québec

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  
DE L'ÉNERGIE  
ET DES RESSOURCES

DIRECTION GÉNÉRALE DE  
L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE  
ET MINÉRALE

GÉOLOGIE  
DU COMPLEXE DE FILONS-COUCHES  
D'AMOS, QUÉBEC

R. Hébert

TABLE DES MATIÈRES

	Page
PRÉAMBULE .....	3
INTRODUCTION .....	3
LITHOFACIÈS .....	4
Formation d'Amos (roches encaissantes) .....	4
Coulées basaltiques massives .....	5
Coulées basaltiques coussinées .....	5
Brèches hyaloclastiques .....	6
Roches pyroclastiques .....	6
Laves intermédiaires .....	7
Intrusions non différenciées et dykes de diabase .....	7
Porphyre .....	7
Lamprophyre .....	8
Gabbro .....	8
Diabase .....	8
Complexe de filons-couches .....	8
Nature du contact .....	10
Lithofaciès .....	10
Dunite .....	10
Wehrlite .....	12
Clinopyroxénite .....	13
Gabbro .....	13
Comparaison avec d'autres séquences ....	15
MÉTAMORPHISME .....	16
TECTONIQUE .....	16
CONSIDÉRATIONS CHIMIQUES .....	16
Formation d'Amos .....	16
Complexe de filons-couches .....	17
Diagrammes AFM .....	17
Diagramme de variation des éléments majeurs en fonction de MgO .....	19
Diagramme de variations des éléments traces en fonction de la stratigraphie .....	21
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE .....	24
Travaux antérieurs d'exploration .....	24
Amiante .....	24
Chrome et nickel .....	24
Sulfures et indices de cuivre .....	24
RÉFÉRENCES .....	25
ANNEXE	
Tableaux d'analyses chimiques .....	27

## PRÉAMBULE

Les résultats de cette étude, recueillis au cours de la campagne de l'été 1980, s'inscrivent dans le cadre du projet **Lithostratigraphie et métallogénie prévisionnelle des volcanites de l'Abitibi-Est** supervisé par L. Imreh depuis 1972. Nous avons contribué à ce projet depuis l'été 1978 jusqu'à l'automne 1979. Le présent travail a une double portée: compléter la révision géologique d'une bande de terrain dans les cantons de Figury et de Landrienne, caractérisée par la présence de filons-couches ultramafiques et mafiques et surtout apporter des précisions sur le proces-

sus de différenciation de ces filons-couches archéens.

Les résultats de notre étude devant être intégrés dans le rapport sur la lithostratigraphie de l'Abitibi-Est (en préparation), nous avons donc utilisé les divisions lithostratigraphiques définies par Imreh (1979). Ces données seront de plus incorporées dans une thèse de doctorat d'Etat entreprise à Brest (France) à l'automne 1979, portant sur la pétrologie comparée des complexes ultramafiques et mafiques océaniques et continentaux.

## INTRODUCTION

La région étudiée forme un quadrilatère d'environ 60 km<sup>2</sup> limité par les latitudes 48°33'05" et 48°34'29" et les longitudes 77°49'17" et 78°13'20". La ville d'Amos et le village de Landrienne sont englobés dans le périmètre cartographié (figure 1).

A l'exception des dykes de diabase du Protérozoïque supérieur, toutes les roches sont d'âge archéen. L'ensemble fait partie de la "ceinture de roches vertes" de la province structurale du Supérieur du Bouclier canadien (Goodwin, 1972). Le recouvrement glaciaire est surtout constitué d'argiles et de sables glacio-lacustres du Pléistocène (Weber & Latulippe, 1964). La qualité des affleurements est relativement bonne, permettant l'étude détaillée de ce secteur.

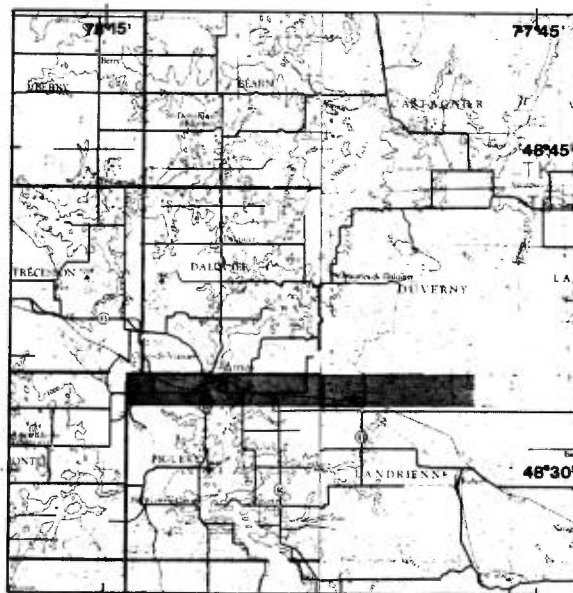


FIGURE 1 - Localisation du complexe de filons-couches d'Amos.

Les roches de la région étudiée font partie des Formations de Figury\* et d'Amos\* définies par Imreh (1979). Ces formations sont les éléments de la zone externe la plus septentrionale du méga-anticlinal de La Motte-Vassan. Elles sont donc plus jeunes que les épanchements ultramafiques et mafiques du coeur de la mégastucture reconnue par Imreh dès 1972. Les interprétations stratigraphiques et structurales antérieures (Weber & Latulippe, 1964) ne reflétaient pas cette réalité. L'image géologique de l'Abitibi-Est s'en trouve fondamentalement modifiée.

La **Formation de Figury (FS)** est composée de roches métavolcaniques effusives basiques et intermédiaires et de roches volcanoclastiques intermédiaires à acides. Une plus ample description de cette formation sera faite dans un rapport à venir sur la géologie régionale.

La **Formation d'Amos (AI)**, qui forme l'encaissant des filons-couches d'Amos, est limitée au sud par la Formation de Figury supérieur. Elle est constituée de

roches métavolcaniques basiques à intermédiaires (localement acides) et d'intercalations de tufs fins et/ou à cristaux. Des **intrusions** tabulaires différenciées ultramafiques à mafiques sont injectées sub-parallèlement aux structures primaires et à un niveau bien précis près de la base de cette formation. Elles affleurent dans les lots 21 à 64 du rang X du canton de Figury et dans les lots 1 à 45 du rangs IX du canton de Landrienne. L'élément lithostratigraphique qui a contrôlé les intrusions est un tuf dacitique très résistant. Ces **intrusions différenciées** (filons-couches) cartographiables sont au nombre de cinq. Elles sont comparables aux intrusions différenciées komatiitiques et tholéitiques décrites et interprétées comme des mégacoulées dans le canton de Munro, en Ontario (Arndt, 1977a).

Deux autres filons-couches ont été recoupés par forage dans les lots 2 à 7 du rang X du canton de Landrienne. Leur position lithostratigraphique n'a pas été clairement établie.

## LITHOFACIES

### FORMATION D'AMOS (ROCHES ENCAISSANTES)

Les filons-couches d'Amos sont essentiellement intrusifs dans les volcanites tholéitiques de la Formation d'Amos. Dans la **partie ouest** de cette formation, les manifestations volcaniques sont à caractère cyclique. Ces cycles sont caractérisés par l'alternance de coulées massives, de cou-

lées de laves en coussins et de brèches hyaloclastiques. Ces faciès basaltiques sont recoupés par des cheminées d'alimentation de moins de 10 cm de largeur. Ces dernières sont souvent replissées, ont une direction nord-est et montrent une structure en escalier.

Vers **l'est**, les séries cycliques tholéitiques montrent une augmentation progressive d'**intercalations pyroclastiques** et localement d'intercalations effusives de composition intermédiaire à dacitique.

\* Il s'agit, par tout le texte, de la partie **supérieure** de la Formation de Figury et de la partie **inférieure** de la Formation d'Amos.

### COULÉES BASALTIQUES MASSIVES

Les coulées basaltiques massives épaisses de plus de 2 m sont moyennement à grossièrement grenues et à texture sous-ophitique. On y observe souvent une décroissance de la taille des cristaux de la base au sommet. Les coulées massives, complètement saussuritisées et ouralitisées, contiennent localement de la pyrrhotine disséminée. Elles montrent aussi des nodules saussuritisés de taille centimétrique.

### COULÉES BASALTIQUES COUSSINÉES

Les coulées basaltiques coussinées se présentent en divers sous-faciès. Les coulées coussinées classiques (figure 2) sont composées d'unités de refroidissement (coussins) de 20 cm à 1.5 m de diamètre. La matrice hyaloclastique intercoussinale, lorsque présente, a une largeur de 1 à 2 cm. On observe souvent dans ces coulées des cristaux de feldspath blanc, aggloméré ou non, et d'autres de pyroxène chloritisé ou ouralitisé. La couleur de la roche varie de vert foncé à vert clair. Certains sous-faciès montrent, au centre des coussins, un ou plusieurs nodules saussuritisés vert pistache. Ces nodules, en relief positif, ne dépassent pas 30 cm de diamètre. D'autres faciès sont caractérisés par une frange vésiculaire large de 1 à 4 cm, bien définie dans la partie intermédiaire des coussins. Les vésicules sont remplies de carbonate, de quartz ou d'albite. La zone intermédiaire des coussins comporte également des varioles. Un horizon de lave coussinée variolitique a pu être tracé sur plus de 400 m (partie nord des lots 6 à 9 du rang IX de Landrienne). Les coussins sont de taille métrique. La zone variolitique débute à 1 ou 2 cm de la bordure hyaloclastique (figure 3). Les va-

rioles sont fibroradiées et leur taille peut atteindre 1.7 cm de diamètre. Elles perdent leur individualité par coalescence vers le centre du coussin (figure 4).



FIGURE 2 - Faciès de laves coussinées montrant le matériel hyaloclastique interstitiel.



FIGURE 3 - Bordure hyaloclastique et zone variolitique dans un mégacoussin.

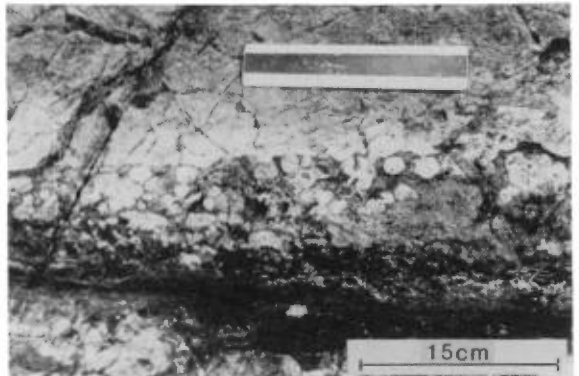


FIGURE 4 - Agrandissement de la figure 3 montrant la coalescence des varioles.

## BRÈCHES HYALOCLASTIQUES

Les brèches hyaloclastiques se présentent souvent à la base des affleurements et ont une épaisseur de moins de 1 m. La roche est vert foncé à vert clair. Elle montre des fragments étirés baignant dans une matrice laminée par la schistosité régionale. Quelques variétés de brèches montrent des fragments anguleux (tessons), à rebords cornés, d'un diamètre variant de 5 cm à quelques millimètres (lot 50 du rang X de Figuery). Ces horizons bréchiques sont sensibles à la silicification secondaire, qui altère préférentiellement les fragments. Ces types de brèches dérivent des coulées de lave. En effet les laves coussinées présentent souvent des structures de fragmentation interne. La plupart des coussins sont fragmentés *in situ* (pas de mouvements relatifs des parties détachées). Lors du mouvement de la coulée, il y a eu fragmentation de la lave et les coussins se sont disloqués (figure 5; lot 12 du rang IX de Landrienne) pour donner une coulée constituée de fragments baignant dans une matrice hyaloclastique importante (figure 6; lot 15B du rang IX de Landrienne).

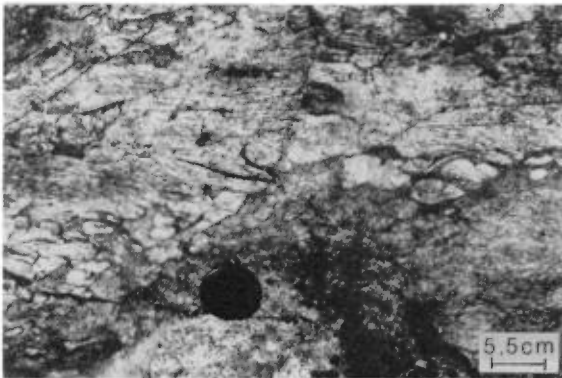


FIGURE 5 - Coulée de lave à coussins partiellement disloqués.



FIGURE 6 - Coulée fragmentée avec ébauches de coussins.

## ROCHES PYROCLASTIQUES

Le faciès pyroclastique dominant est un tuf vert pâle, finement à moyennement grenu, à cristaux millimétriques de feldspath, qui forme des bancs d'une épaisseur inférieure à 2 m. Il montre localement un bon granoclassement et se présente en lits de 2 cm à lamines de 1 à 2 mm. Sa cassure conchoïdale souligne une transformation partielle en chert (lots 25 à 28 du rang IX de Landrienne). Il est abondamment recoupé de veines de quartz secondaire. Ce tuf a exercé un contrôle structural important lors de la mise en place des filons-couches. La trace de son contact avec la partie dunitique d'un de ces filons-couches est visible sur plus de 2 km. Ce tuf montre un métamorphisme de contact sur plus de 50 cm de largeur contre la dunite basale (lot 64 du rang X de Figuery; figure 7). Une forte minéralisation en pyrite et pyr-

rhotite stériles a été observée à ce contact (lot 28 du rang IX de Landrienne). Localement, des enclaves de tuf lité et de roches volcaniques basaltiques, partiellement bréchifiées et recristallisées, sont visibles au contact de pulsations magmatiques différentes dans les filons-couches. Elles montrent l'effet des contrôles structuraux (figure 8).

Les autres émissions pyroclastiques sont constituées d'agglomérats polygéniques (lot 44 du rang IX de Landrienne), de tufs à lapilli, de tufs à cristaux de quartz et feldspath et de tufs fins. D'une

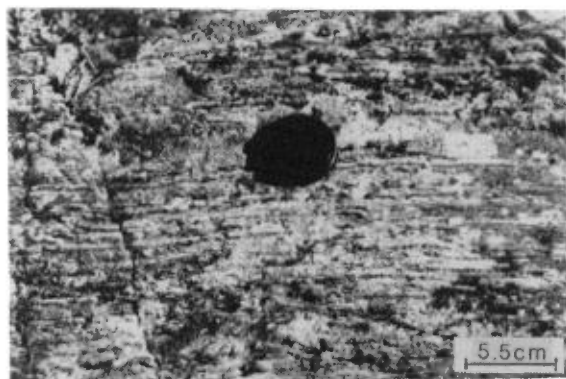


FIGURE 7 - Tuf lité dacitique près du contact avec la dunite basale.



FIGURE 8 - Enclaves de tuf dacitique dans un gabbro. Les fragments montrent une exfoliation concentrique due au refroidissement.

composition surtout andésitique, ces pyroclastites affichent une couleur grise, à teinte rosée. Le litage, peu fréquent dans les faciès grossiers, est commun dans les tufs; il s'exprime par l'alternance de niveaux centimétriques de tufs à cristaux et de tufs fins.

#### LAVES INTERMÉDIAIRES

Les volcanites qui affleurent en bordure orientale de la région (canton de Landrienne), le long du dyke de diabase localisé entre les lots 30 et 46, sont représentées par des coulées dacitiques et andésitiques. Les laves dacitiques sont bréchiques, de couleur vert clair et montrent des fragments étirés. Les laves andésitiques sont à coussins métriques. La fracturation, l'altération des surfaces et les modifications d'ordre métamorphique et métasomatique causées par l'intrusion du dyke de diabase ne permettent pas de bien visualiser la morphologie des faciès volcaniques secondaires.

#### INTRUSIONS NON DIFFÉRENCIÉES ET DYKES DE DIABASE

En plus du complexe de filons-couches décrit plus loin, les volcanites de la région sont recoupées par des intrusions mineures et non différenciées de porphyre, de lamprophyre et de gabbro. Ces intrusions sont elles-mêmes recoupées par des dykes tardifs de diabase.

#### PORPHYRE

Des dykes de porphyre subconcordants affleurent dans la partie est du canton de Landrienne. Ils sont de composition granodioritique et intercalés dans les roches volcaniques intermédiaires à acides de



la Formation d'Amos. La roche montre des phénocristaux de quartz et de feldspath dans une matrice aphanitique micacée et schisteuse. L'épaisseur de ces dykes varie de 50 cm à 1 m.

#### LAMPROPHYRE

Plusieurs filons de lamprophyres dunitiques sont également visibles dans la partie orientale de la région. Ces filons d'épaisseur centimétrique sont plissés et montrent des bordures de trempe en relief positif. La roche est noire, à grain fin et très magnétique.

#### GABBRO

Deux intrusions gabbroïques affleurent dans le canton de Figery, de part et d'autre du complexe de filons-couches.

La première intrusion recoupe des roches andésitiques coussinées de la formation de Figery (lots 55 et 56 du rang IX du canton de Figery). Il s'agit d'un gabbro méso- à leucocrate grossièrement grenu (4 mm à 1 cm). Sa texture est ophitique. Il est composé de feldspath vert épidotisé et de pyroxène verdâtre avec de la pyrite disséminée.

La seconde intrusion recoupe des roches basaltiques coussinées de la Formation d'Amos (lots 15 à 21 du rang X du canton de Figery). Le gabbro méso- à mélanocrate est grossièrement grenu ( $\leq 1$  cm). Sa texture est porphyroïde à phénocristaux de feldspath épidotisé distribués dans une mésostase composée de veines de feldspaths épidotisé et de pyroxène amphibolitisé. La roche devient foliée vers le nord à l'approche d'une zone de cisaillement intense. Ce gabbro contient des enclaves de roches basaltiques aphanitiques. Il est recoupé par des veines de feldspath rose et d'épidote et montre de la pyrite disséminée.

#### DIABASE

L'intrusion de dykes de diabase au Protérozoïque supérieur représente l'événement igné le plus tardif dans la région. Le dyke le plus remarquable traverse les rangs IX et X de la partie orientale du canton de Landrienne. Cette diabase, beaucoup plus fraîche que les roches encaissantes, est noire et à grain très fin dans les bordures de trempe mais verdâtre et beaucoup plus grossière vers le centre des dykes. Elle s'altère au rouille suite à l'hydroxydation de la pyrite, de la pyrrotite ou de la magnétite disséminées. Le débit en dalles est très commun. En lame mince la texture est ophitique à sous-ophitique (figure 9).

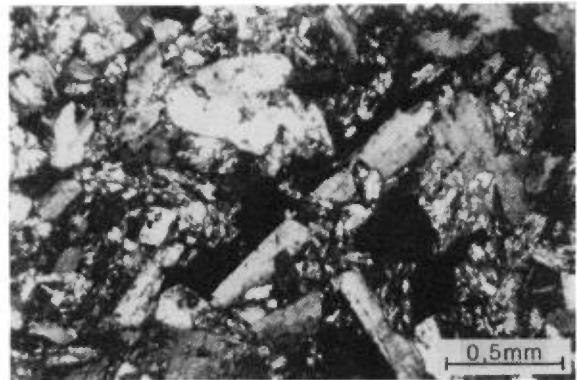


FIGURE 9 - Texture ophitique dans une diabase localisée dans la partie orientale du canton de Landrienne.

#### COMPLEXE DE FILONS-COUCHES

Les filons-couches différenciés d'Amos peuvent être suivis sur plus de 15 km de distance (affleurements, forages, anomalies magnétiques) et ont une puissance totale maximale de 500 m. Cinq périodes d'intrusions (cycles) ont été reconnues. Des forages au nord de ce complexe gabbroïque (lots 2 à 7 du rang X de Landrienne) ont mis en évidence deux autres filons-couches similaires à un niveau stratigraphique

plus élevé. Le schéma de succession des lithofaciès à l'intérieur de chaque période d'intrusion est sensiblement le même, ainsi que le montrent les colonnes lithostratigraphiques des figures 10, 11 et 12, où la succession dunite-wehrlite-clinopyroxénite-gabbro se répète dans tous les cycles, à l'exception du cycle 3. Nous verrons plus loin les caractéristiques chimiques particulières à chacun de ces filons-couches. Les figures 10, 11 et 12 localisent aussi les échantillons analysés pour chacun des cycles. Ces résultats d'analyse sont présentés aux tableaux 1, 2 et 3 en annexe.

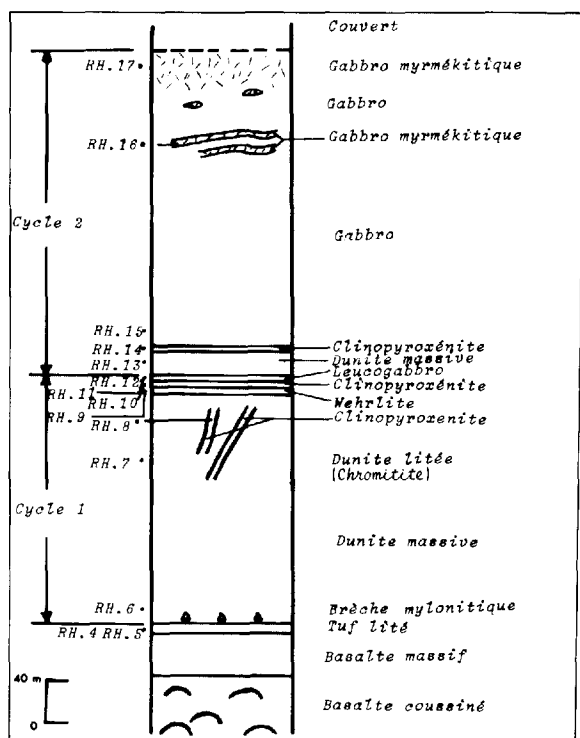


FIGURE 10 - Colonne lithostratigraphique de la coupe ouest (localisée sur la carte, entre les lots 63 et 64 du canton de Figuery).

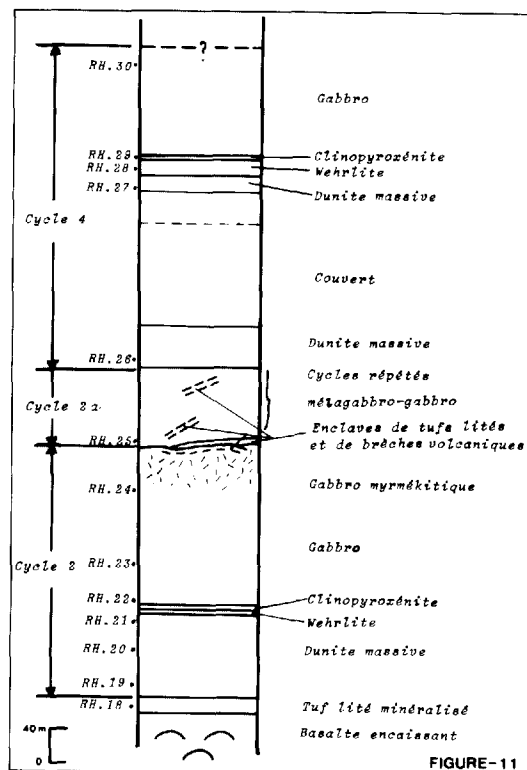


FIGURE-11

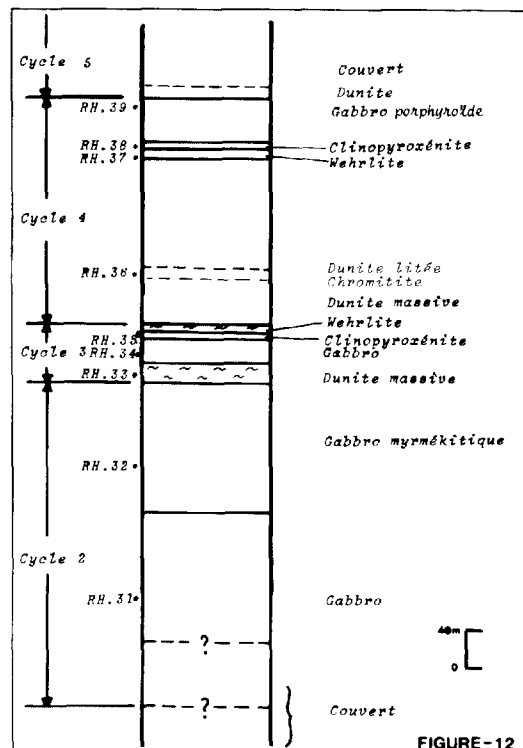


FIGURE-12

FIGURE 12 - Colonne lithostratigraphique de la coupe extrême-est (localisée sur la carte; lot 31 du canton de Landrienne).

## NATURE DU CONTACT

La dunite basale est en contact avec un niveau de tuf lité (figure 7), localement métamorphisé et recristallisé en un assemblage d'amphibole (enchevêtrée), de chlorite, d'épidote et d'oligoclase (figure 13). Le contact intrusif fait un angle maximum de 15° avec le litage des tufs. De plus, la dunite est bréchifiée sur 3 m de largeur près du contact avec les tufs (figure 14). Ces brèches montrent des fragments anguleux à fuselés, atteignant 30 cm de diamètre, qui baignent dans une matrice

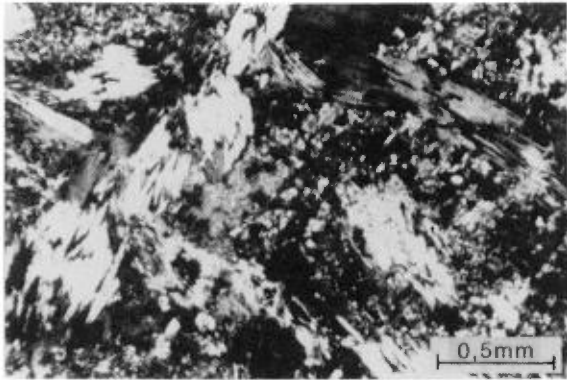


FIGURE 13 - Texture de recristallisation dans le tuf métamorphisé au contact de la dunite basale. Voir analyse RH-2 au tableau 1.



FIGURE 14 - Brèche d'intrusion tectonisée à la base de la dunite. On note que la foliation contourne les fragments.

de serpentinite schisteuse. Selon nous, il s'agit de brèches "d'intrusion" formées par refroidissement rapide de la dunite contre l'encaissant. Ces brèches "d'intrusion" ont, par la suite, été reprises par la schistosité régionale.

## LITHOFACIES

### Dunite

La dunite forme près de 50% du volume de chaque filon-couche. C'est une roche à surface unie, de patine brun rosé à grise à la base, et brun orangé au sommet. La couleur de la cassure fraîche varie parallèlement de noir verdâtre à noire. La granulométrie va de fine (<1 mm) à très grossière (4 mm) de la base au sommet. Ce schéma de variation est similaire à celui décrit par Irvine & Baragar (1972) dans l'intrusion Muskox, et à celui d'Arndt (1977a) pour les coulées différenciées du canton de Munro en Ontario. La dunite fine est massive et très magnétique; la dunite grossière est caractérisée par un litage et une foliation magmatique très bien développés (figure 15). Le litage est causé par la

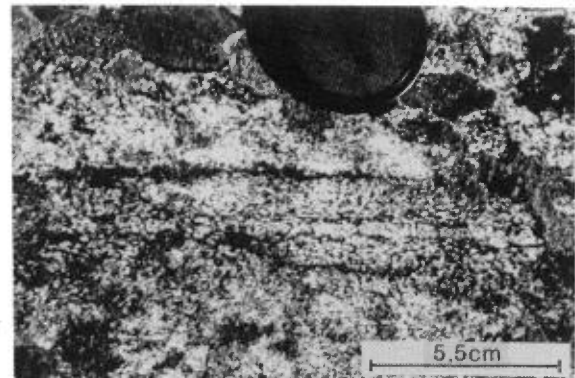


FIGURE 15 - Dunite litée grossièrement grenue avec foliation magmatique de l'olivine.

précipitation massive de chromite noire en lits de 2 mm à 3 cm, localement granoclassés vers le nord (figure 16). Ces lits de chromite alternent avec des bancs de dunite (accumulation de cristaux d'olivine) atteignant 40 cm d'épaisseur (figure 17). Le magnétisme y est très intense. En lame mince (figure 18), la chromite est idiomorphe et occupe les interstices entre les cristaux d'olivine serpentinisée idiomorphe à arrondis (voir aussi Irvine, 1967).

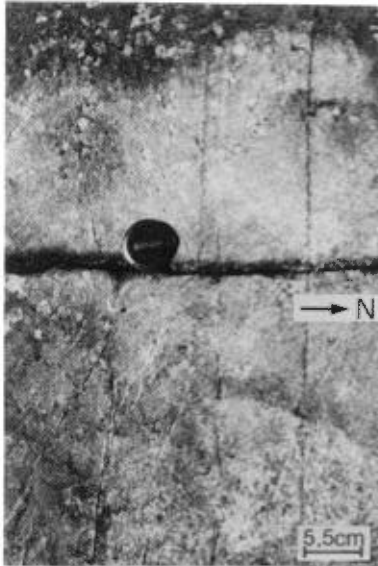


FIGURE 16 - Litage dans une dunite grenue avec granoclassement vers le nord.



FIGURE 17 - Dunite à lits centimétriques de chromite bien développés.

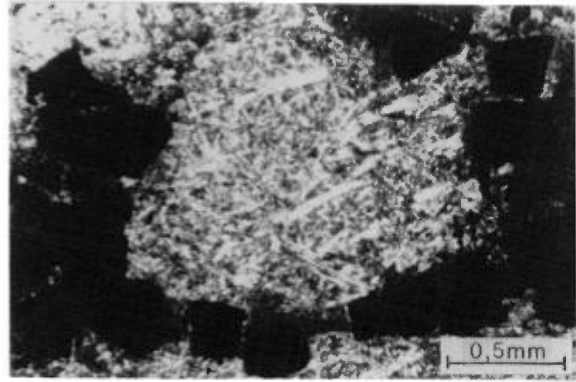


FIGURE 18 - Dunite à chromite d'accumulation montrant des cristaux idiomorphes de chromite interstitiels et de l'olivine idiomorphe serpentinisée et trémolitisée. Voir analyse RH-27 au tableau 2.

La texture de type orthocumulus suggère la précipitation simultanée de l'olivine et de la chromite. La serpentinisation est totale. Des pseudomorphes de clinopyroxène (?) sont également présents dans les pores interstitiels (<10%). Cette dunite est recoupée par des dykes de clinopyroxénite à plagioclase (15%) grossièrement grenue et de couleur vert pâle (lot 63 du rang X de Figuery). Ces dykes sont pratiquement orientés N-S.

La dunite est localement tectonisée. Elle a alors une patine brun rouge. La roche se débite en losanges le long de plans de faille où cristallisent des fibres de brucite bleu-vert. C'est également dans cette roche que l'on rencontre des veines de chrysotile parallèles à  $S_1$ ,  $S_2$  et  $S_3$ . Ces veines atteignent 4 cm de largeur et appartiennent à trois systèmes de fractures:

- . Un ensemble de 0 à 20°.
- . Un ensemble associé à des cisaillements d'orientation E-W.
- . Un ensemble de fractures conjuguées, d'orientation 30-60° et 245-360°.

Ces trois systèmes reflètent les trois phases tectoniques régionales, dont deux sont illustrées à la figure 19. Les veines sont de type transversal, à séparation centrale de magnétite, ou de type longitudinal produit par cisaillement du premier type. La dunite est parfois riche en carbonate brunâtre, bien cristallisé ou formant des lentilles. Des solutions enrichies en  $\text{CO}_2$  ont circulé après la serpentinisation, comme en témoigne la présence de carbonate au coeur des pseudomorphes d'olivine (Naldrett, 1966).



FIGURE 19 - Système de veines de chrysotile développées suivant  $S_2$  (E-W) et  $S_3$  (N-E).

### Wehrlite

La dunite, par addition progressive de clinopyroxène (5-15%), passe graduellement à une wehrlite poecilitique (puissance jusqu'à 10 m). La roche est massive et montre une surface rugueuse et poreuse (figure 20). Sa patine est brun orangé tandis que la cassure fraîche est verte, jaune ou noire. Les cristaux de clinopyroxène (diopside chromifère) en relief sont très grossiers (0.5 à 4 cm) et sont criblés d'inclusions trapues d'olivine millimétrique serpentinisée (figure 21). Ils sont partiellement remplacés par de la chlorite et de l'ouralite. Des analyses effectuées



FIGURE 20 - Wehrlite poecilitique montrant des mégacristaux de clinopyroxène (oléocristaux). Voir analyse RH-9 au tableau 1.

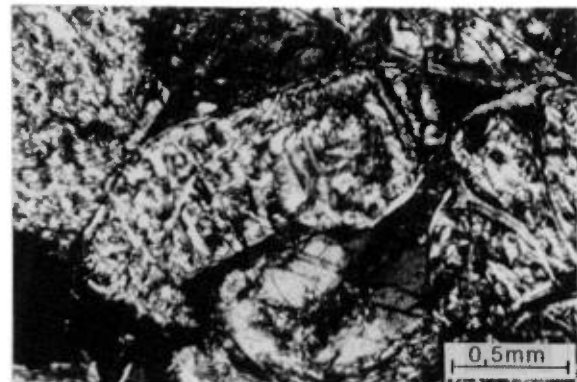


FIGURE 21 - Wehrlite d'accumulation; olivine idiomorphe dans les cristaux de clinopyroxène poecilitiques. Voir analyse RH-27 au tableau 2.

à la microsonde montrent que ces diopsides contiennent jusqu'à 1.3%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . La texture est de type hétéradcumulus (Jackson, 1969). La chromite est une phase cumulus comme l'olivine mais moins abondante (figure 22). Le magnétisme de la wehrlite est généralement plus faible que dans la dunite. La wehrlite du cycle 1 (figure 10) est recoupée par un filon dunitique qui montre des bordures de trempe. Ce filon d'une largeur de 25 cm est de couleur noire et orienté N-S (figure 23). Les veinules de chrysotile y sont très discontinues, minces et moins nombreuses que dans la dunite.

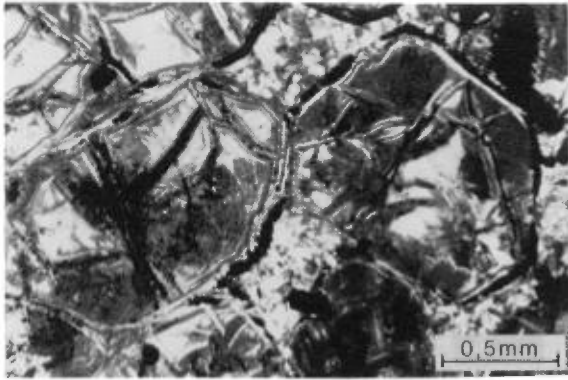


FIGURE 22 - Dunite d'accumulation montrant de l'olivine idiomorphe et peu de chromite. La magnétite d'exsudation se dépose à l'interface des grains d'olivine. Voir analyse RH-6 au tableau 1.



FIGURE 23 - Filon dunitique à bordure de trempe recoupant la wehrlite.

### Clinopyroxénite

Le passage de la wehrlite à la clinopyroxénite est graduel; il est souvent caché dans une dépression du socle. La clinopyroxénite forme des niveaux généralement très minces (1 à 2 m). La roche a une patine grisâtre à brunâtre et une cassure vert pâle. Sa granulométrie grossière

( $\leq 4$  cm) donne à la surface de l'affleurement une texture rugueuse. L'absence de magnétisme est une indication indirecte de la disparition de l'olivine. L'enrichissement en plagioclase a été très rapide et la roche a évolué en mélagabbro puis en gabbro (sensu stricto). En lame mince, la texture montre une intercroissance de prismes de clinopyroxène presque entièrement remplacé par de l'ouralite et de la chlorite (figure 24).

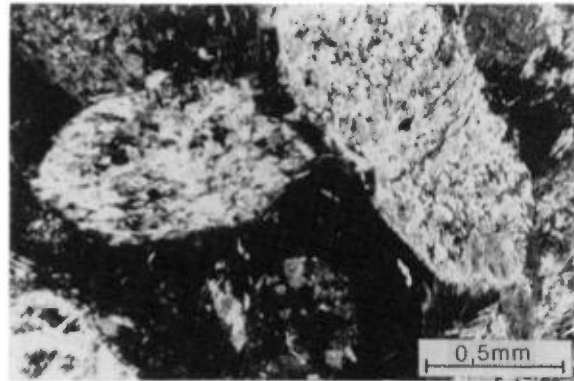


FIGURE 24 - Clinopyroxénite d'accumulation montrant des clinopyroxènes idiomorphes amphibolisés et chloritisés. Voir analyse RH-38 au tableau 3.

### Gabbro

Le passage de la clinopyroxénite au gabbro est graduel. Nous avons, au cours de la cartographie, mis ensemble tous les gabbros d'un même cycle, avec leur semelle de clinopyroxénite. L'épaisseur des gabbros peut être aussi faible que 12 m (cycle 4) ou dépasser 280 m (cycle 2).

Le gabbro (sensu stricto) est gris en patine et vert très pâle en cassure fraîche. Il évolue vers des termes leucocrates au sommet de chaque cycle. La surface d'un affleurement typique est criblée de trous causés par la dissolution du plagioclase. Moyennement grenu et sous-ophi-

tique à la base, il est fin (cycles 1 et 4) ou grossier (cycle 2) au sommet. Il est localement folié et peut même être lité, avec alternance de bancs millimétriques riches en plagioclase ou en pyroxène. En lame mince, la phase cumulus est alternativement représentée par du clinopyroxène ou du plagioclase (figure 25).

Le gabbro terminal du deuxième cycle est remarquable. De granulométrie grossière, il renferme des amphiboles arborescentes, vert foncé, atteignant 4 cm de largeur (figure 26). Ces amphiboles, dispersées dans la roche, forment sur le haut de la séquence gabbroïque des lentilles d'extension variant de 10 cm à plus d'un mètre (figure 27). Au sommet tout le gabbro est à amphiboles arborescentes. Du feldspath et du quartz sont visibles dans les interstices. En lame mince les textures myrmékites sont conservées et montrent une intercroissance du plagioclase avec le quartz (figure 28).

Le gabbro terminal du 4<sup>e</sup> cycle est mésocrate et porphyroïde à deux types de pyroxènes: l'un de couleur brune, l'autre de couleur noire. Le remplacement en ouralite (clinopyroxène ?) ou en chlori-

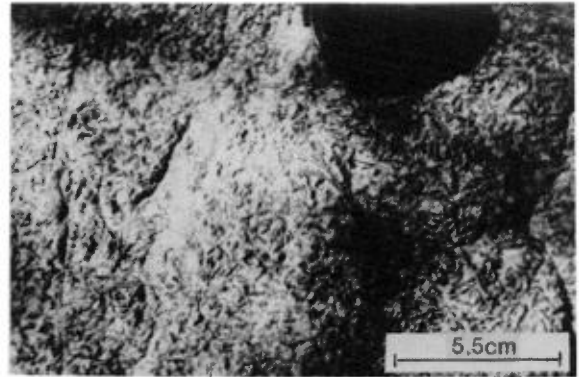


FIGURE 26 - Texture arborescente des amphiboles dans le gabbro myrmékitique au sommet du cycle 2.

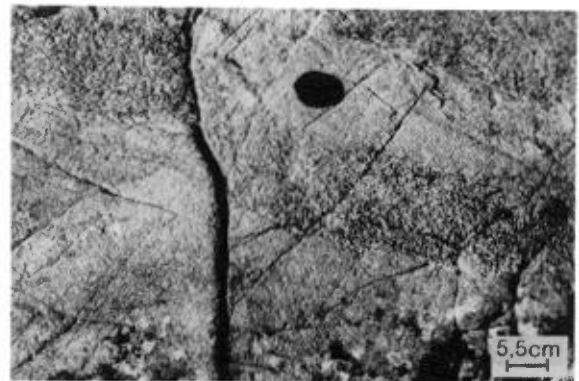


FIGURE 27 - Lentilles de gabbro myrmékitique dans un gabbro grenu.

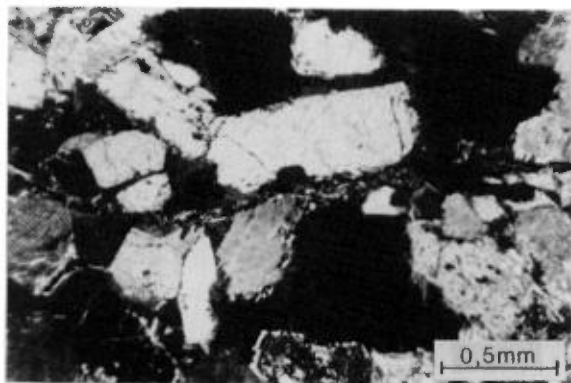


FIGURE 25 - Gabbro d'accumulation montrant des cristaux de clinopyroxène idiomorphes associés au plagioclase (couleur noire) interstitiel. Voir analyse RH-14 au tableau 1.

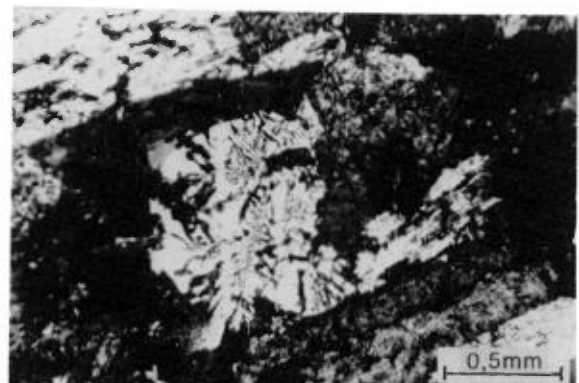


FIGURE 28 - Texture de myrmékite dans le gabbro terminal du cycle 2 montrant une intercroissance du quartz et du plagioclase entre les cristaux de clinopyroxène. Voir analyse RH-17 au tableau 1.

te (orthopyroxène ?) cause le changement de couleur. Il n'y a pas de brèche au sommet des intrusions. L'omniprésence de diaclases et de fractures remplies de quartz ou de feldspath est cependant caractéristique des gabbros sommitaux. Ces minéraux représentent peut-être les produits ultimes de la différenciation du magma basaltique parent, produits qui se seraient logés dans des fractures de refroidissement.

Les colonnes lithostratigraphiques des figures 10, 11 et 12 montrent la distribution des différents faciès décrits plus haut. La localisation de ces coupes est indiquée sur la carte géologique (hors texte). Il est à noter que la séquence du 3<sup>e</sup> cycle (figure 12), composée de l'assemblage dunite-gabbro-clinopyroxénite-wehrlite, est problématique. Il s'agit probablement d'une séquence inversée (polarité lithologique vers le sud) par des mouvements tectoniques cassants avec intrusion de dunite (très mince et très schisteuse) au contact entre le gabbro du cycle 2 et le gabbro du cycle 3.

#### **Comparaison avec d'autres séquences différenciées**

Les successions lithologiques des filons-couches d'Amos ressemblent à la séquence de cumulats du complexe de Troodos à Chypre (Wilson & Ingham, 1959; Xenophontos, 1979). Cette séquence s'est formée dans un milieu géodynamique en extension (dorsale d'accrétion), ce qui implique: un bassin océanique restreint ou un bassin marginal (Gass, 1980); ou bien un milieu d'îles en arc (Miyashiro, 1975). La première interprétation repose sur la morphologie du complexe filonien et des reconstitutions paléogéographiques des Hellénides et des Taurides. La deuxième interprétation découle

strictement de la chimie des laves reposant sur le complexe plutonique.

Les filons-couches d'Amos se comparent aussi, pétrographiquement et chimiquement, aux coulées épaisses du canton de Munro, en Ontario (Arndt, 1977a), aux coulées ultramafiques à mafiques de Mashhad, en Iran (Majidi, 1981), à l'intrusion Munni Munni en Australie occidentale (Donaldson, 1974), aux komatiites de Gorgona Island en Californie (Echeverria, 1980) et au filon-couche différencié de Pantou, en Australie occidentale (Hamlyn, 1980). Le contexte géologique local (laves tholéitiques à intercalations de tufs chertoux) dans le canton de Munro ressemble à celui des filons-couches d'Amos (en dépit de la différence d'âge très probable). Cependant, les coulées ontariennes sont caractérisées par l'apparition précoce d'orthopyroxène et par des brèches hyaloclastiques sommitales, ce qui les distingue des filons-couches d'Amos. En effet les brèches hyaloclastiques au toit des coulées et les textures de spinifex sont absentes à Amos. L'apparition d'orthopyroxène est reliée à des modes de mise en place différents (extrusion vs intrusion), voire même à des chimismes spécifiques. A Mashhad, la wehrlite poecilitique constitue 85 à 100% des coulées alors qu'elle ne représente que 1 à 2% dans les filons-couches d'Amos. Dans l'intrusion Munni Munni, des températures de cristallisation de 1200-1250°C ont été évaluées à partir des données minéralogiques (Donaldson, 1974; Irvine, 1967). Pour les komatiites de Gorgona Island, des températures de 1450-1500°C sont suggérées (Echeverria, 1980). A Amos, la faible pression ( $\approx 4$  kb) expliquerait l'apparition du plagioclase mais non celle de l'orthopyroxène précoce. Celui-ci, selon Green (1975) et Hamlyn (1980), serait l'indice d'une pression plus élevée (8-9 kb) dans les filons-couches.



## MÉTAMORPHISME

Toutes les roches de la région à l'exception des dykes de diabase protérozoïques sont recristallisées au faciès des schistes verts. Ce métamorphisme régional se manifeste par la paragenèse chlorite-albite-épidote-quartz (+ hornblende) dans les roches encaissantes. Il a aussi affecté les filons-couches pour donner les paragenèses suivantes:

- . Dunite: serpentinite + magnétite + chlorite + talc + carbonate + amphibole pargasitique
- . Wehrlite: serpentine + chlorite + magnétite + amphibole pargasitique + talc + carbonate -
- . Clinopyroxénite: trémolite + actinote + chlorite + magnétite
- . Gabbro: hornblende brune + chlorite + épidote + albite + leucoxène + hydrogrenat (?) + carbonate

Des pressions de 1 à 4 kb et des températures de 300 à 500°C semblent avoir été atteintes. Les paragenèses métamorphiques reflètent la composition minéralogique primaire des roches. Le remplacement des phases primaires est largement de type pseudomorphique. Les assemblages indiquent la circulation d'eaux riches en CO<sub>2</sub>.

## TECTONIQUE

Trois phases de déformation sont présentes dans les roches. La première phase (S<sub>1</sub>), caractérisée par des plis ouverts, est rarement visible (Formation de Figuery, lot 17 du rang IX de Landrienne); elle est sub-horizontale et son orientation varie entre 345° et 10°. La deuxième phase (S<sub>2</sub>), d'importance régionale, est représentée par des plis serrés d'une amplitude variant entre 1 et 3 m; son orientation varie de 80 à 100° et elle est subverticale. L'intersection de ces deux phases crée une linéation (L<sub>1</sub><sup>2</sup>) à 265°/0-10°. L'intensité

de S<sub>2</sub> est très variable, les coussins pouvant être très aplatis ou se présenter intacts. Son développement est important dans les brèches de coulée et les faciès pyroclastiques. La troisième phase (S<sub>3</sub>) se manifeste par des kinks de 0.5 cm d'amplitude, à plongement très fort, par des diaclases, ou par et des failles à rejets respectivement centimétrique à décimétrique; son orientation varie de 45 à 60°. La linéation d'intersection (L<sub>3</sub><sup>2</sup>) s'oriente à 35°/50-80°.

## CONSIDÉRATIONS CHIMIQUES

### FORMATION D'AMOS

La formation d'Amos (l'encaissant des filons-couches) est surtout constituée de roches basaltiques dont la composition s'apparente aux tholéiites ferrifères (fi-

gure 29); l'échantillon 78CW-48 du tableau 4 donne une idée de leur chimisme. Des changements métasomatiques (principalement silicification) peuvent affecter la composition initiale. Les tufs associés (figure 29) sont de composition moyenne dacitique (Engel et al., 1980).

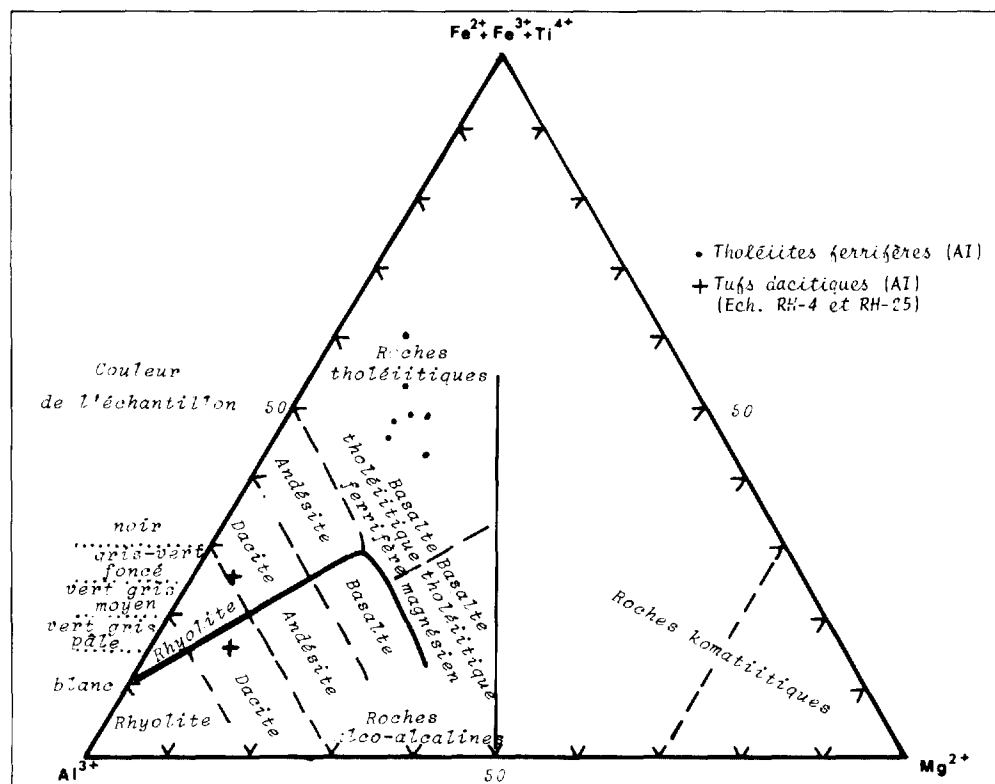


FIGURE 29 - Diagramme AFM de Jensen (1976) pour les encaissants des filons-couches.

### COMPLEXE DE FILONS-COUCHES

Des analyses chimiques ont été effectuées sur des échantillons de différents cycles afin d'en déterminer les caractéristiques. Les tableaux 1, 2 et 3 (voir annexe) contiennent les analyses brutes sur lesquelles se base la discussion qui suit. Le tableau 4 (voir annexe) donne, à titre de comparaison, une série d'analyses chimiques du complexe ophiolitique de Troodos, qui présente un profil de fractionnement similaire aux filons-couches d'Amos et une origine intrusive comparable.

### DIAGRAMMES AFM

Des diagrammes AFM ont été construits afin de comparer les tendances de différenciation des cycles intrusifs (figu-

re 30). Toutes les courbes de différenciation tombent dans le champ tholéitique, à l'intérieur duquel on distingue deux profils:

1) Les cycles 1 et 2 comportent tous les deux des termes modérément différenciés avec un enrichissement en fer plus prononcé pour les gabbros. Les gabbros à amphiboles du cycle 2 sont les plus différenciés. Le cycle 1, ne montrant pas de gabbro quartzifère au sommet, se situe dans une position intermédiaire de différenciation.

2) Les cycles 3 et 4 comportent des faciès très magnésiens et sont par conséquent peu différenciés. Ces cycles étant très minces, comparativement aux cycles 1 et 2, l'intensité du fractionnement et de la différenciation semble liée au volume du magma injecté.

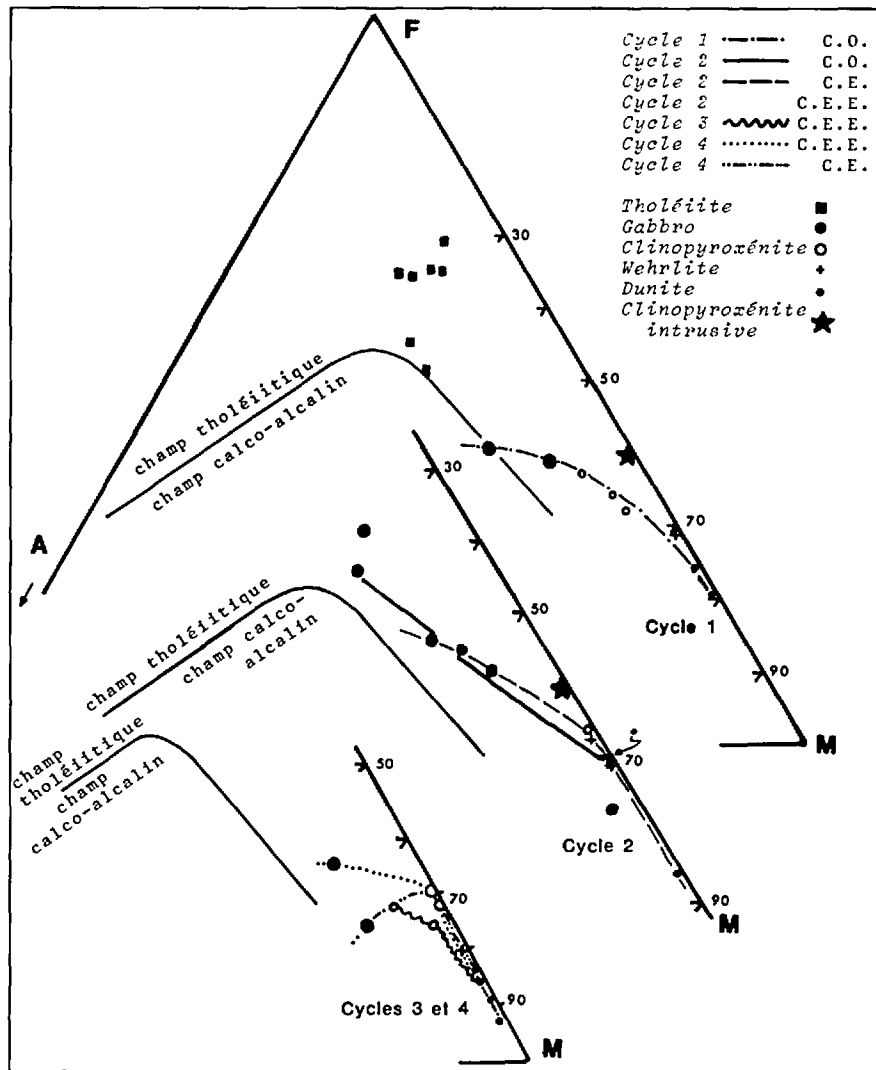


FIGURE 30 - Diagrammes AFM pour les filons-couches d'Amos.

La projection d'une analyse de clinopyroxénite à plagioclase (intrusive dans la dunite du cycle 1) se situe dans un domaine intermédiaire de différenciation. Il s'agit probablement d'un conduit nourricier dont la composition doit se rapprocher tout au moins de celle du magma parent du cycle 2 (voir échantillon RH-8 au tableau 3).

La projection des analyses chimiques des roches volcaniques encaissantes

(données non publiées de L. Imreh, géologue du M.E.R.) tombe dans le champ des tholéites (figure 30) et se situe dans le prolongement des séquences intrusives différenciées, ce qui indique un régime magmatique similaire à celui des filons-couches. L'analyse moyenne de 7 échantillons donne  $0.26 \pm 0.12\%$  de  $K_2O$  et  $1.21 \pm 0.21\%$  de  $TiO_2$ . Ces valeurs se rapprochent de celles obtenues pour des basaltes de la dorsale médio-Atlantique, à la latitude  $36^\circ N$  (Hekinian et al., 1976). Le rapport

FeO/MgO est toutefois trop élevé pour des roches de cet environnement et se compare mieux avec celui de tholéiites d'arc insulaire. Alsac (1977) a déjà noté la spilitisation des roches volcaniques et leur tendance subalcaline (tholéiitique ou calco-alcaline). Le rapport fer/magnésium peut avoir été affecté lors de la chloritisation des roches (Alsac, 1977).

La figure 31 localise le complexe de filons-couches d'Amos par rapport aux grands complexes stratifiés du Skaergaard et aux séquences différenciées des laves tholéiitiques et alcalines d'Hawaï. Les propriétés tholéiitiques du(des) magma(s) parent(s) des filons-couches d'Amos sont mises en évidence. Cette évolution magmatique tholéiitique est différente de la tendance de fractionnement du magma tholéiitique saturé en SiO<sub>2</sub> comme dans le cas du filon-couche de Munni Munni (Donaldson, 1974) bien que, dans les deux cas, le fractionnement de l'olivine et du clinopyroxène soit très important.

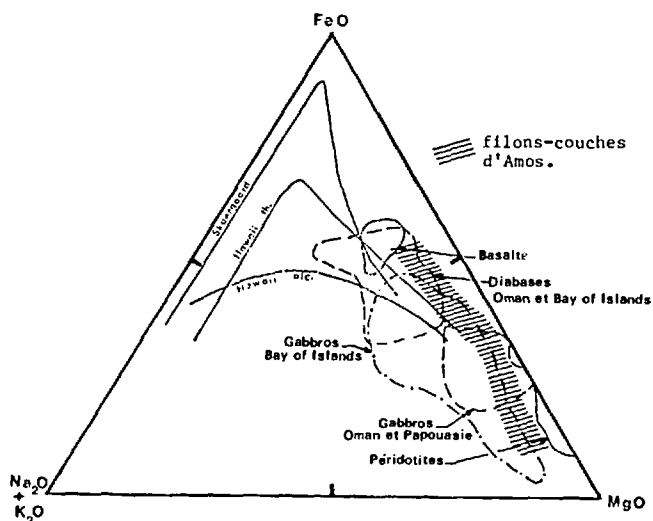


FIGURE 31 - Diagramme AFM montrant les tendances de différenciation du complexe d'Amos, celles des grands complexes stratifiés, et celles des laves tholéiitiques et alcalines d'Hawaï (Malpas et al., 1979).

#### DIAGRAMME DE VARIATION DES ÉLÉMENTS MAJEURS EN FONCTION DE MgO

Des diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction de MgO ont été tracés pour chaque cycle (figure 32). Les cycles 3 et 4 ont été regroupés étant donné leur parenté chimique. Le MgO est un bon indicateur du degré de différenciation (Wright, 1974).

Chaque cycle montre des profils similaires d'évolution pour SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O. L'enrichissement en TiO<sub>2</sub> n'est important que dans le cycle 2, indiquant le fractionnement de l'amphibole à partir d'un liquide résiduel enrichi en Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, en FeO et en volatiles. Cette observation peut avoir deux significations:

- les pulsations magmatiques se sont produites à partir de magmas parents différents.
- le temps de différenciation (i.e. le volume de magma injecté) a joué un rôle prépondérant sur la composition des liquides ultimes issus du fractionnement de l'olivine et du clinopyroxène.

Les profils sont caractérisés par un plateau marqué pour SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> et moins marqué pour Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, montrant le peu d'affinité de ces oxydes pour les premiers minéraux à fractionner: olivine, chromite et clinopyroxène. Le cycle 2 est, à cet égard, le plus différencié avec les valeurs de TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O et FeO les plus élevées pour les gabbros les moins magnésiens. La variation de FeO est très intéressante. Elle semble indiquer que l'olivine magnésienne que l'on trouve dans les dunites en début d'accumulation (roches à rapport MgO/MgO + FeO s'établissant entre 0.74 et 0.83) a évolué rapidement en une olivine plus fayalitique (rapport entre

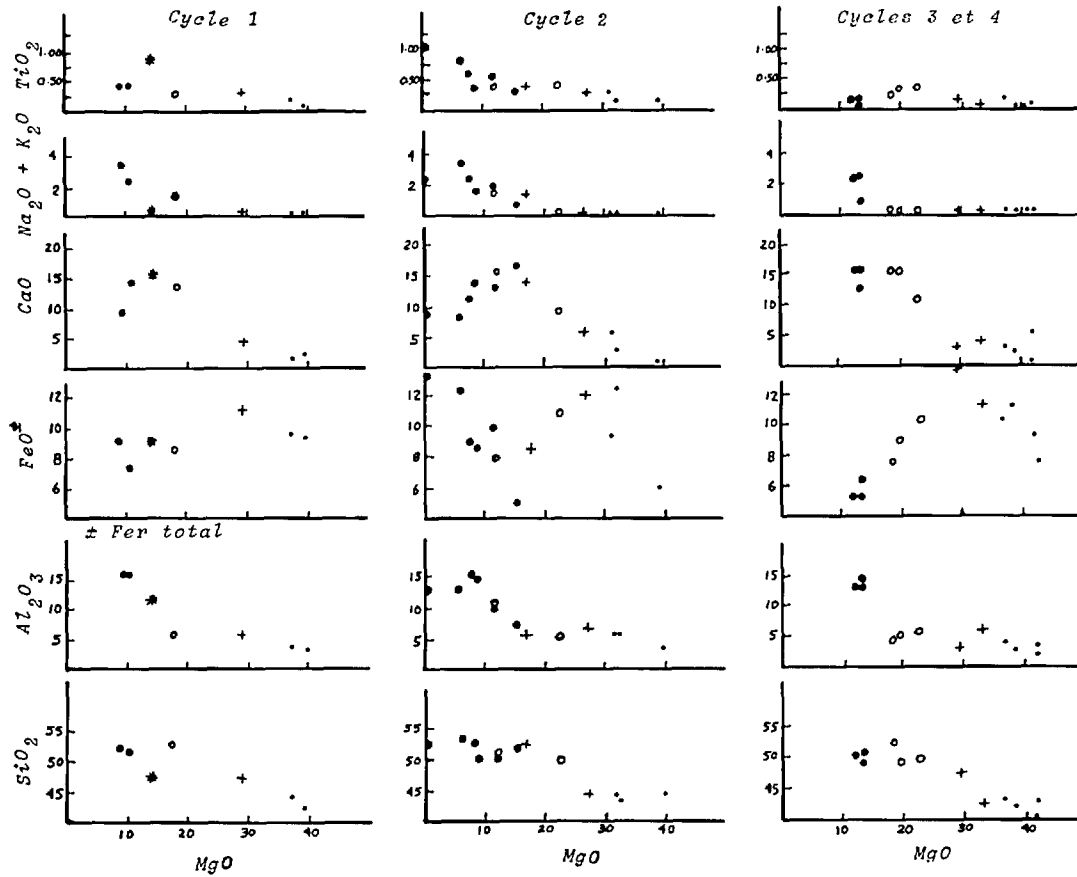


FIGURE 32 - Diagramme des éléments majeurs en fonction de MgO.  
 ● gabbro ○ clinopyroxénite + wehrlite ◆ dunite ★ clinopyroxénite intrusive

0.65 et 0.74), expliquant les valeurs élevées de FeO dans les wehrlites et empêchant un enrichissement prononcé en fer dans les gabbros. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par Irvine & Baragar (1972). L'apparition du plagioclase annoncée par l'augmentation du CaO et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> provoque une chute en FeO (l'olivine cesse de se former). De même la formation de plagioclase sodique en fin de cristallisation entraîne une augmentation correspondante du fer dans les gabbros. Comme elle est présente dans 50% des faciès de cumulats, l'olivine indique un magma initial riche en MgO. Si la pyroxénite à plagioclase (intrusive dans le cycle 1) est représentative de ce magma primaire, le MgO du liquide parent serait d'environ 14%. Ce pourcentage

se compare avec les résultats expérimentaux de Arndt (1977b) qui a démontré que le liquide précipitant du clinopyroxène (après olivine et chromite), à basse température, a un rapport MgO/(MgO + FeO) d'environ 0.60. La température, d'un tel magma est ainsi évaluée à 1200°C.

La continuité des profils de différenciation à l'intérieur de chaque cycle indique clairement que chaque pulsation magmatique est unique et qu'il n'y a pas eu d'apport ultérieur de magma pendant le fractionnement, sauf pour le cycle 2a (figure 11). Le problème de la précipitation massive de chromite à certains niveaux sera discuté plus loin.

A Amos, les dunites montrent les rapports moyens suivants:  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 1.17$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \approx 20.40$  et  $\text{CaO}/\text{TiO}_2 \approx 25.53$ . Ces résultats s'apparentent à ceux des komatiites telles que définies par Sun & Nesbitt (1978); Arndt et al. (1977) et Arndt & Brooks, (1980). Ces rapports d'éléments majeurs semblables à ceux des laves komatiitiques sont hérités de la cumulation précoce de l'olivine et de la chromite, à la base des filons-couches. Nous pensons que le magma primaire est de type tholéiitique magnésien tel que décrit par Majidi (1981) et issu d'une fusion partielle d'une source mantellique appauvrie en titane (Sun & Nesbitt, 1978). La composition chimique de ce magma primaire pourrait être voisine de la composition de la clinopyroxénite à plagioclase intrusive dans la base du cycle 1 (analyse RH-8, tableau 1). Sun & Nesbitt (1978) relie de tels magmas à des environnements d'arc insulaire ou de bassin inter-arc. Ces conclusions sont les mêmes que celles d'Engel et al. (1980) pour les filons-couches archéens afro-arabes et que celles de Gass (1980) et Miyashiro (1975) pour le complexe ophiolitique de Troodos. Dans notre région, la présence de tufs acides dans l'édifice géologique renforce l'idée de la proximité d'un arc insulaire. Pour Engel et al. (1980) l'activité magmatique (intrusion et extrusion) se fait en milieu de croûte océanique de bassin restreint en expansion. Le contexte géologique, la minéralogie et la chimie des filons-couches d'Amos suggèrent qu'un dispositif de dorsale océanique (sillon volcanique) près d'un arc insulaire existait au moment de leur mise en place. Ceci expliquerait d'autre part la dualité chimique des tholéiites encaissantes riches en fer et des tufs dacitiques intercalaires. L'absence de coulées komatiitiques dans le secteur étudié porte à conclure que les filons-couches d'Amos sont issus de magma

non-komatiitique, probablement tholéiitique magnésien, pauvre en  $\text{TiO}_2$  et riche en Ni et Cr.

#### DIAGRAMMES DE VARIATION DES ÉLÉMENTS TRACES EN FONCTION DE LA STRATIGRAPHIE

Les figures 33, 34 et 35 montrent la variation des éléments en trace (Ni, Cr, Co, Cu, Zn, V) en fonction de la stratigraphie. Elles montrent aussi la variation du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  pour les différents faciès.

Les profils d'évolution du nickel et du chrome montrent bien la séquence de fractionnement de l'olivine et du clinopyroxène. La teneur en Ni est forte dans les roches péridotitiques; elle atteint un maximum dans la dunite et correspond au fractionnement de l'olivine. Le profil du chrome montre, à la base de tous les cycles, des teneurs élevées correspondant au fractionnement de la chromite et à un degré moindre, du clinopyroxène. Le nickel montre donc une nette affinité pour l'olivine, de même que le chrome pour la chromite et moins pour le clinopyroxène. Le cobalt montre des profils de distribution semblables à ceux du nickel et du chrome. Le cuivre et le zinc sont plutôt acycliques. La teneur en chrome d'un gabbro du cycle 2 (figure 35) est très élevée. A l'origine, ce gabbro (échantillon RH-31 du tableau 3) devait être composé de diopside plutôt que d'augite. Avec l'augmentation du plagioclase la chute du chrome devient très importante. Dans la coupe extrême-est (figure 35, cycle 2) le vanadium montre des valeurs qui sont élevées dans les gabbros inférieurs (180 ppm) et qui croissent vers le sommet (330 ppm). L'affinité du vanadium sur le plagioclase est ainsi mise en évidence.

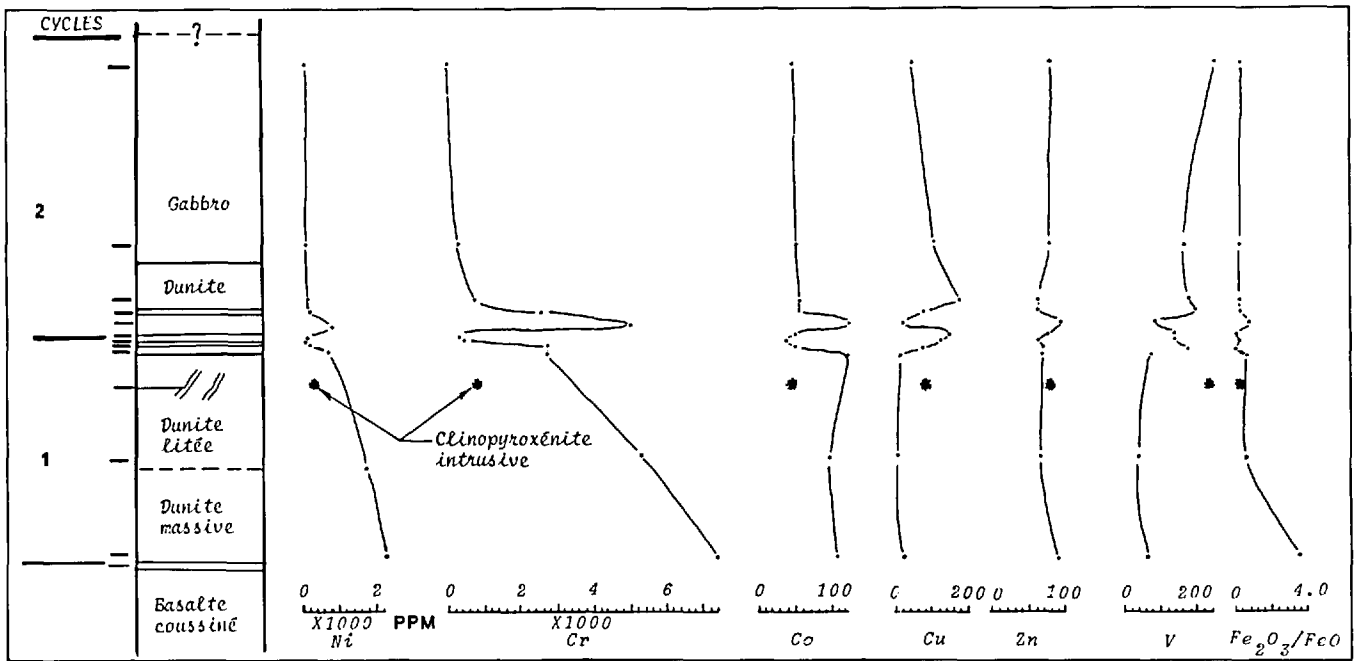


FIGURE 33 - Diagramme de variation des éléments en traces en fonction de la stratigraphie: coupe ouest (figure 10).

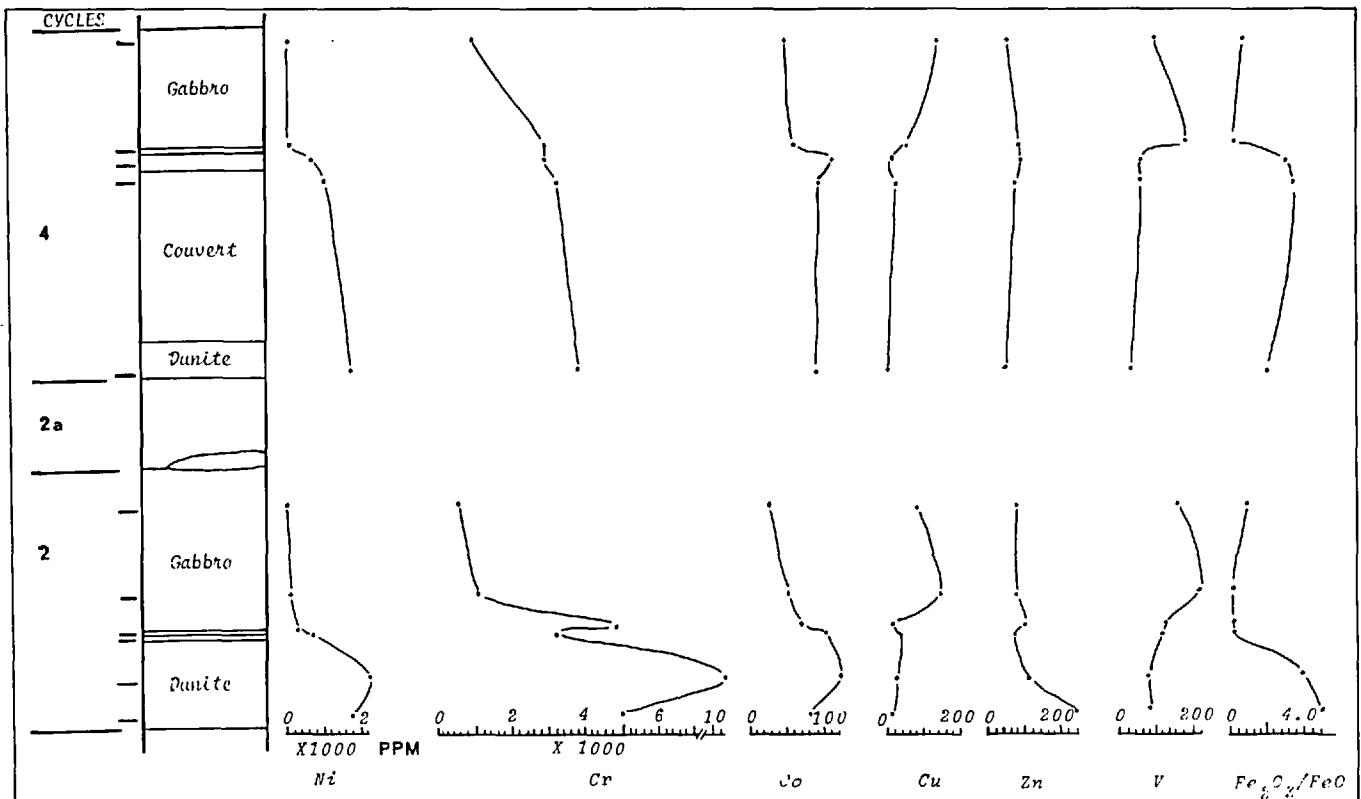


FIGURE 34 - Diagramme de variation des éléments en traces en fonction de la stratigraphie: coupe est (figure 11).

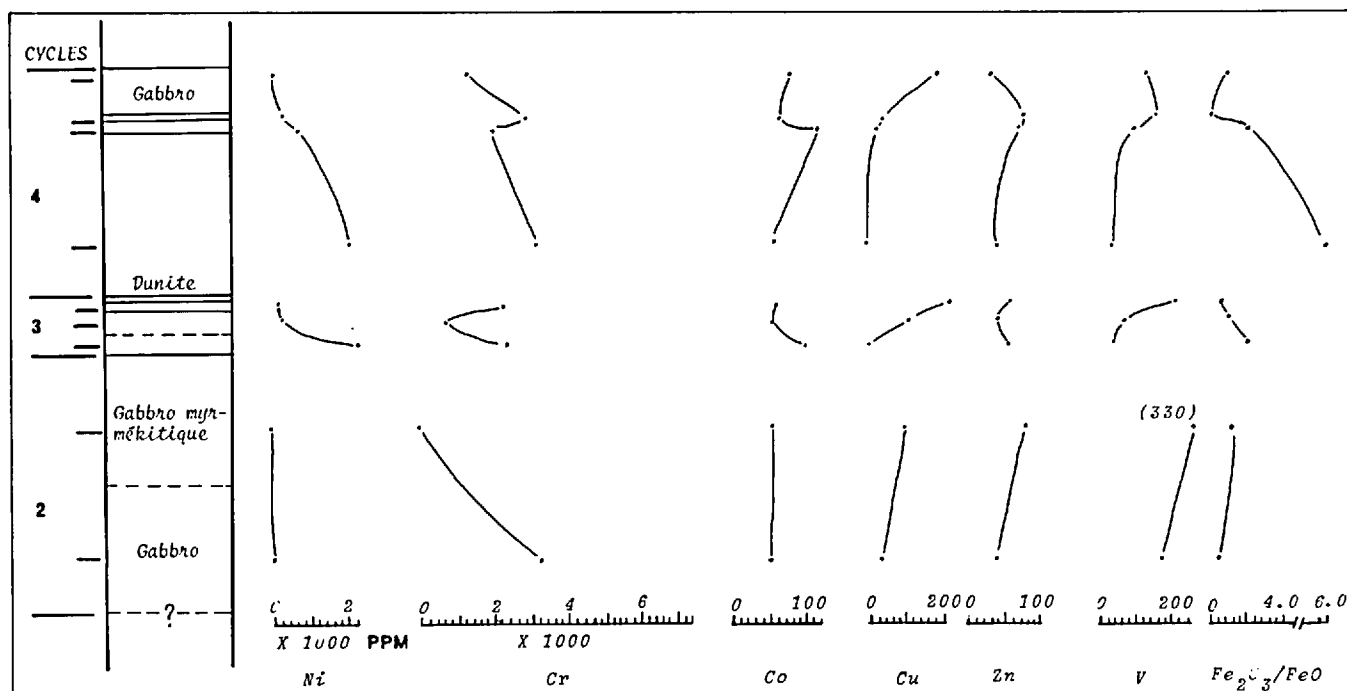


FIGURE 35 - Diagramme de variation des éléments en traces en fonction de la stratigraphie: coupe extrême-est (figure 12).

Les diagrammes de variation (figures 33 et 34), montrent que les dunites à la base du cycle 2 sont issues d'un magma plus pauvre en chrome, nickel et cobalt mais plus riche en cuivre et vanadium, si on les compare à celles des autres cycles. Il semble donc qu'au moins deux magmas différents aient été impliqués et que les pulsations magmatiques sont issues de mobilisations distinctes, chimiquement et temporellement. La présence de plusieurs chambres magmatiques contemporaines des intrusions doit aussi être envisagée. A l'exception du cycle 2, la différenciation des filons-couches s'est effectuée à partir d'un volume de magma donné, sans apport de magma "frais" en cours de cristallisation.

La précipitation en masse de la chromite et de l'olivine est un phénomène observé dans beaucoup de complexes différenciés (Irvine, 1974). Les chromitites montrent jusqu'à 10 200 ppm de chrome dans l'intrusion Muskox comparativement à des valeurs entre 2000 et 6000 ppm (moyenne de 3000 ppm) dans la dunite à chromite du même complexe. Ces valeurs sont comparables à celles des filons-couches d'Amos. Le fractionnement de la chromite résulte d'une modification des conditions de cristallisation cotectique olivine-chromite. Les facteurs de contamination et d'apport de magma frais sont ici improbables. La variation de l'état d'oxydation du magma (fugacité de O<sub>2</sub>) est probablement responsable de ces déséquilibres ponctuels.



## GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

### TRAVAUX ANTÉRIEURS D'EXPLORATION

Aucun dépôt économique n'a été localisé jusqu'ici dans la région étudiée. Les compagnies Bell Asbestos Mines (lots 27 et 28 du rang IX) et Johnson Ltée (lots 3 et 4 du rang X) ont effectué des forages dans le canton de Landrienne en 1950 et 1977 respectivement. Ces forages visaient à évaluer le potentiel amiantifère des roches ultramafiques. Les compagnies Canadian Johns-Manville et Bonwitha Mines ont creusé des tranchées dans les dunites dans le même but. Des forages effectués par le ministère des Richesses naturelles du Québec en 1963 (lot 39 du rang X de Figury) et en 1966 (lot 12 du rang IX du même canton) ont recoupé des roches acides et schisteuses de type agglomératique-tufacé non minéralisées. La SOQUEM a également effectué des sondages dans les lots 52 à 59 du rang X de Landrienne (hors carte) en 1973-74 et un levé INPUT sur les filons-couches d'Amos (claims constitués des lots 13 à 15 du rang X de Landrienne et des lots 41, 42 et 52 à 59 du rang IX du même canton). Les anomalies, semble-t-il, sont causées par des amas de pyrite-pyrrhotite-graphite.

### AMIANTE

Les fibres d'amiante sont de qualité variable. Les filons qui les contiennent sont irrégulièrement distribués, de faible extension et ne dépassent pas 3.7 cm de largeur; de plus, ils ne sont développés que dans la dunite serpentinisée. L'exploitation de ces fibres ne semble donc pas rentable.

### CHROME ET NICKEL

Des teneurs en chrome et nickel ont été obtenues dans les dunites serpentinisées. Le chrome varie entre 2500 et 10 200 ppm (figures 33, 34 et 35); les plus fortes valeurs sont enregistrées dans les dunites grenues et litées, à lits de chromite, à 5 m sous les wehrlites. Des analyses à la microsonde montrent que ces chromites contiennent jusqu'à 60% de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Les puissances de 1 à 5 m de dunite à chromite en font cependant une minéralisation marginale. Le nickel varie de 660 à 2200 ppm (figures 33, 34 et 35); les plus fortes valeurs, du fait qu'elles sont à la base des épisodes intrusifs, illustrent le fort coefficient de partage (10 à 12) du nickel pour l'olivine au début de la séparation de l'olivine du magma (Sato, 1977).

### SULFURES ET INDICES DE CUIVRE

La plus importante concentration de sulfures (pyrite-pyrrhotite) se trouve dans des tufs dacitiques bien lités au contact immédiat avec un filon-couche (lot 28 du rang IX, canton de Landrienne). L'analyse pour l'or de cette zone longue de 100 m a révélé des teneurs inférieures à 0.07 g/t. La faible teneur en cuivre (46 ppm) témoigne de la pauvreté en sulfures du magma primaire (Ripley, 1979).

Plus à l'est, à proximité d'un dyke de diabase, on rapporte de la pyrite et de la pyrrhotite dans des basaltes et des

tufs dacitiques (lots 38-39, rang IX) et dans un gabbro (lot 38, rang IX). La pyrite est le sulfure dominant et se présente en poches de 20 à 30 cm de longueur, créant de petits chapeaux de fer en surface. Cette minéralisation ne soulève pas d'intérêt

particulier. Quelques mouches de malachite associée à la pyrrhotite ont aussi été observées dans des basaltes en enclaves dans les filons-couches et dans des basaltes localisés 400 m plus au sud (lot 28, rang IX).

## RÉFÉRENCES

ALSAC, C., 1977 - **Pétrographie et géochimie des formations volcaniques minéralisées de l'Abitibi et de l'Estrée**. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-519; 93 pages.

ARNDT, N.T., 1977a - **Thick layered peridotite-gabbro lava flows in Munro Township, Ontario**. Journal canadien des sciences de la Terre; volume 14, pages 2628-2637.

1977b - **Mineralogical and chemical variation in two layered komatiitic lava flows**. Carnegie Institute, Washington; Year Book, volume 76, pages 494-502.

ARNDT, N.T. - BROOKS, C.K., 1980 - **Komatiites**. Geology; volume 8, pages 155-156.

ARNDT, N.T. - NALDRETT, A.J. - PYKE, D.R., 1977 - **Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario**. Journal of Petrology; volume 18, pages 319-369.

DONALDSON, M.J., 1974 - **Petrology of the Munni Munni Complex, Roebourne, Western Australia**. Journal of the Geological Society of Australia; volume 21, pages 1-16.

ECHVERRIA, L.M., 1980 - **Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Columbia: field relations and geochemistry**. Contribution to Mineralogy and Petrology; volume 173, pages 253-266.

ENGEL, A.E. - DIXON, T.H. - STERN, R.J., 1980 - **Late Precambrian evolution of the Afro-Arabian crust from ocean arc to craton**. Bulletin de la Geological Society of America; partie I, volume 91, pages 699-706.

GASS, I.G., 1980 - **The Troodos massif: its role in the unravelling of the ophiolite problem and its significance in the understanding of constructive plate margin processes**. IN: **Ophiolites**. Symposium international sur les ophiolites, Nicosie, Chypre; pages 23-35.

GOODWIN, A.M., 1972 - **The Superior Province**. IN **Variations in tectonic styles in Canada** (Price R.A. et Douglas R.J.W., éditeurs). Association géologique du Canada; special paper 2, pages 527-623.

GREEN, D.H., 1975 - **Genesis of archaean peridotitic magmas and constraints on archaean geothermal gradients and tectonics**. Geology; volume 3, pages 15-18.

HAMLIN, P.R., 1980 - **Equilibrium history and phases chemistry of the Panton Sill, Western Australia**. American Journal of Science; volume 280, pages 631-668.

HEKINIAN, R. - MOORE, J.G. - BRYAN, W.B., 1976 - **Volcanic rocks and processes of the Mid-Atlantic Ridge Rift Valley near 36°49'N**. Contribution to Mineralogy and Petrology; volume 58, pages 83-110.

IMREH, L., 1979 - **Lithostratigraphie et roches ultramafiques du secteur de Val-d'Or-Amos**. Réunion annuelle de l'Association géologique du Canada, Québec; livret-guide A-4, 40 pages.

IRVINE, T.N., 1967 - **Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2: Petrologic applications**. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 4, pages 71-103.

1974 - **Chromite layers in stratiform intrusions.** Carnegie Institution of Washington; Yearbook, 73, pages 300-376.

IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R.A., 1972 - **L'intrusion Muskox et les laves de Coppermine River, Territoires du Nord-Ouest, Canada.** 24e Congrès géologique International, Montréal; livret-guide A-29; 74 pages.

JACKSON, E.D., 1969 - **Chemical variation in coexisting chromite and olivine in the chromitite zone of the Stillwater Complex.** Economic Geology; volume 4, pages 41-71.

JENSEN, L.S., 1976 - **A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks.** Ministry of Natural Resources, Ontario; Miscellaneous Paper 66; 22 pages.

MAJIDI, B., 1981 - **The ultramafic lava flows of Mashhad, North-East Iran.** Geological Magazine; volume 118, pages 49-58.

MALPAS, J. - STEVENS, R.K., 1979 - **The origin and emplacement of the ophiolite suite with examples from Western Newfoundland.** IN Ophiolites of the Canadian Soviet Urals. Memorial University of Newfoundland; Report 8, International Geological Correlation Program, pages 21-41.

MIYASHIRO, A., 1975 - **Classification characteristics and origin of ophiolites.** Journal of Geology; volume 83, pages 249-281.

NALDRETT, A.J., 1966 - **Talc-carbonate alteration of some serpentized ultramafic rocks, south of Timmins, Ontario.** Journal of Petrology; volume 7, pages 489-499.

RIPLEY, E.M., 1979 - **Sulfide petrology of basal chilled margins in layered sills of the Archean Deer Lake Complex, Minnesota.** Contribution to Mineralogy and Petrology; 69, pages 345-354.

SATO, H., 1977 - **Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation.** Lithos, Oslo; volume 10, pages 113-120.

SUN, S.-S. - NESBITT, R.W., 1978 - **Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts.** Geology; volume 6, pages 609-693.

WAGER, L.R. - BROWN, G.M., 1968 - **Layered igneous rocks.** Oliver & Boyd, éditeurs, Edinburgh; 587 pages.

WEBER, W.W. - LATULIPPE, M., 1964 - **Région d'Amos-Barraute, comté d'Abitibi-Est.** Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-109; 81 pages.

WILSON, A.M. - INGHAM, F.T., 1959 - **The geology of the Xeros-Troodos area.** Geological Survey Department, Cyprus; Memoir 1; 104 pages.

WRIGHT, T.L., 1974 - **Presentation and interpretation of chemical data for igneous rocks.** Contribution to Mineralogy and Petrology; volume 48, pages 223-248.

XENOPHONTOS, C., 1979 - **The Troodos plutonic Complex.** Symposium international sur les ophiolites, Nicosie, Chypre; livret-guide, pages 42-49.

TABLEAU 1 - Résultats des analyses chimiques des échantillons tirés de la coupe ouest (figure 10).

	RH-4	RH-2*	RH-6	RH-7	RH-8	RH-9	RH-10	RH-11	RH-12	RH-13	RH-14	RH-15	RH-16	RH-17
SiO <sub>2</sub>	75,0	37,8	37,5	39,5	46,1	44,2	50,2	49,8	49,8	39,0	51,2	49,8	49,1	52,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,5	3,65	2,35	3,35	11,9	5,05	5,60	14,9	14,8	4,80	5,75	11,0	14,5	13,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,24	7,30	6,89	3,19	2,67	3,97	0,63	1,56	1,68	5,46	1,36	1,47	2,15	2,80
FeO	1,61	3,15	1,87	5,34	6,50	6,69	7,59	5,72	7,14	6,43	7,14	6,50	6,43	9,71
MgO	0,80	33,3	35,0	33,4	13,5	27,1	16,6	10,0	9,35	29,2	16,0	12,1	8,62	6,07
CaO	2,04	0,69	1,82	1,62	14,9	4,28	12,5	13,7	9,57	2,66	14,2	15,1	14,4	8,42
Na <sub>2</sub> O	2,06	0,06	0,13	0,05	0,17	0,10	0,94	1,76	3,30	0,11	1,28	1,42	1,61	3,39
K <sub>2</sub> O	2,69	0,06	0,07	0,04	0,07	0,05	0,32	0,42	0,35	0,04	0,08	0,11	0,07	0,11
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,14	0,16	0,15	0,09	0,12	0,06	0,12	0,12	0,16	0,08	0,09	0,05	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	10,6	11,3	11,4	3,60	7,76	3,74	2,94	3,40	9,94	2,44	2,45	2,83	2,26
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,20	<0,10	0,20	0,80	0,30	0,30	0,40	0,40	0,20	0,40	0,40	0,40	0,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	<0,01	0,01	<0,01	0,20	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,07
MnO	0,01	0,13	0,14	0,15	0,16	0,15	0,18	0,14	0,16	0,17	0,19	0,17	0,16	0,18
CO <sub>2</sub>	-	1,05	2,20	1,25	0,07	0,18	2,04	0,04	0,11	0,44	0,24	0,24	0,04	0,11
S	0,02	0,04	0,04	0,04	0,01	0,19	0,02	0,08	0,02	0,05	0,02	0,06	0,11	0,11
Ni	-	0,18	0,22	0,15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	0,65	0,74	0,54	-	0,28	0,28	-	-	0,51	0,26	-	-	-
PAF	2,50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	ppm 46	ppm 11	ppm 28	ppm 12	ppm 88	ppm 22	ppm 80	ppm 130	ppm 150	ppm 27	ppm 84	ppm 170	ppm 110	ppm 46
Zn	37	68	92	64	80	71	70	63	74	95	62	65	79	79
Ni	26	1800	2200	1500	290	710	160	87	93	810	150	120	61	27
Co	9	100	110	99	47	120	53	41	47	120	51	48	44	47
Cr	29	6500	7400	5400	860	2800	2800	487	362	5100	2600	800	300	38
V	16	63	44	59	230	78	180	140	140	94	200	180	170	240
Au	<0,002 (oz/t)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

RH-4 : Tuf lité dacitique      RH-9 : Wehrlite      RH-12: Gabbro      RH-15: Gabbro  
 RH-6 : Dunite bréchifiée      RH-10: Clinopyroxénite      RH-13: Dunite massive      RH-16: Gabbro myrmékitique  
 RH-7 : Dunite litée (chromitite)      RH-11: Gabbro      RH-14: Clinopyroxénite      RH-17: Gabbro myrmékitique  
 RH-8 : Clinopyroxénite intrusive

\* RH-2: Dunite massive (lot 21, rang IX du canton de Landrienne).

TABLEAU 2 - Résultats des analyses chimiques des échantillons tirés de la coupe est (figure 11).

	RH-19	RH-20	RH-21	RH-22	RH-23	RH-24	RH-25	RH-26	RH-27	RH-28	RH-29	RH-30
SiO <sub>2</sub>	40,4	39,8	41,2	47,2	47,0	51,0	66,1	33,6	38,3	38,9	48,0	49,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,85	3,45	6,40	5,85	10,1	14,9	16,3	2,12	3,75	6,02	4,89	13,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,51	3,74	12,4*	1,20	1,82	2,34	1,97*	3,59	7,02	6,37	1,42	1,51
FeO	2,64	1,99	*	9,26	7,72	6,56	-	3,34	3,67	4,44	7,33	4,57
MgO	29,2	35,4	25,0	20,7	11,5	8,02	1,86	35,5	32,6	30,2	19,0	13,3
CaO	5,43	1,12	5,48	8,90	12,9	11,4	1,41	4,54	2,47	3,94	14,5	12,5
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,03	0,10	0,07	1,32	1,70	7,05	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	2,01
K <sub>2</sub> O	0,05	0,02	0,06	0,02	0,41	0,72	3,45	<0,01	0,01	0,02	0,02	0,24
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,12	0,17	0,12	0,10	0,15	0,08	-	0,16	0,20	0,26	0,04	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	8,48	11,5	7,76	6,12	7,00	3,30	-	10,1	11,8	9,41	3,66	3,21
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,20	0,30	0,40	0,50	0,60	0,58	0,11	0,18	0,13	0,33	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	<0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,15	0,04	0,04	0,05	0,09	0,07
MnO	0,17	0,18	0,19	0,19	0,19	0,17	0,03	0,13	0,18	0,19	0,22	0,15
CO <sub>2</sub>	0,29	0,61	0,22	0,15	0,20	0,13	-	7,68	0,18	0,07	0,06	0,04
S	0,08	0,10	0,35	0,05	0,04	0,02	0,01	0,07	0,03	0,03	0,01	0,02
Ni	0,17	0,21	-	-	-	-	-	0,18	0,11	-	-	-
Cr	0,50	1,02	0,32	0,49	0,10	-	-	0,40	0,32	0,28	0,28	0,09
PAF	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	ppm 11	ppm 21	ppm 31	ppm 10	ppm 150	ppm 93	ppm <2	ppm <2	ppm 20	ppm 10	ppm 55	ppm 140
Zn	230	110	76	93	78	81	42	52	75	80	75	58
Ni	1700	2100	630	330	110	41	35	1800	1100	660	170	120
Co	90	110	96	77	49	41	50	90	95	110	62	52
Cr	5000	10200	3200	4900	1000	450	15	4000	3200	2800	2800	900
V	94	78	110	130	210	170	75	41	75	78	200	120

RH-19: Dunite massive      RH-22: Clinopyroxénite      RH-25: Tuf dacitique (enclaves)      RH-28: Wehrlite  
 RH-20: Dunite à chromite      RH-23: Gabbro      RH-26: Dunite      RH-29: Clinopyroxénite  
 RH-21: Wehrlite      RH-24: Gabbro myrmékitique      RH-27: Dunite massive      RH-30: Gabbro

\* Fe total en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

TABLEAU 3 - Résultats des analyses chimiques des échantillons tirés de la coupe extrême-est (figure 12).

	RH-31	RH-32	RH-33	RH-34	RH-35	RH-36	RH-37	RH-38	RH-39
SiO <sub>2</sub>	51,1	51,5	37,3	47,7	51,2	38,7	42,8	47,0	49,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,29	12,7	2,82	14,3	4,46	2,84	3,06	4,97	13,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,79	3,18	5,12	1,28	1,36	0,20	7,41	1,60	1,22
FeO	4,18	10,1	4,57	3,80	6,11	1,34	6,56	8,10	3,99
MgO	15,1	5,22	33,9	12,8	17,6	36,7	26,4	21,2	12,3
CaO	16,5	8,68	2,16	15,1	15,3	0,71	2,63	10,0	15,2
Na <sub>2</sub> O	0,72	2,49	< 0,3	< 0,3	< 0,3	< 0,3	< 0,3	< 0,3	1,89
K <sub>2</sub> O	0,12	0,11	0,01	0,67	0,12	0,02	0,02	0,03	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,04	0,04	0,16	0,01	0,07	0,34	0,06	0,15	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,04	2,99	11,1	3,32	2,37	11,1	6,24	4,93	2,36
TiO <sub>2</sub>	0,27	1,05	0,10	0,12	0,21	0,15	0,22	0,30	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,13	0,04	0,08	0,09	0,04	0,05	0,09	0,08
MnO	0,14	0,20	0,17	0,13	0,20	0,13	0,20	0,23	0,13
CO <sub>2</sub>	0,04	0,11	1,93	0,04	0,07	0,31	3,98	1,17	0,06
S	0,02	0,16	0,13	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
Ni	-	-	0,22	-	-	0,20	-	-	-
Cr	0,32	-	0,23	0,07	0,23	0,30	0,20	0,27	0,13
PAF	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Cu	40	100	15	120	190	7	15	25	190
Zn	45	82	60	45	55	45	70	70	42
Ni	120	20	2200	180	170	2000	570	200	150
Co	60	65	100	60	62	60	120	65	72
Cr	3200	9	2300	700	2300	3000	2000	2700	1300
V	180	330	44	91	210	47	97	180	140

RH-31: Gabbro  
 RH-32: Gabbro myrmékitique  
 RH-33: Dunite massive  
 RH-34: Gabbro  
 RH-35: Clinopyroxénite  
 RH-36: Dunite litée (chromitite)  
 RH-37: Wehrlite  
 RH-38: Clinopyroxénite  
 RH-39: Gabbro porphyroïde

TABLEAU 4 - Analyses chimiques d'un basalte encaissant (éch. 1) et de roches de la séquence de cumulats de Troodos (éch. 2 à 6)

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	49,50	33,72	39,54	46,27	49,10	54,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,80	0,51	5,15	2,31	18,10	15,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,78	4,06	3,48	2,74	1,18	2,06
FeO	10,50	3,21	4,39	3,76	4,23	5,83
MgO	5,90	41,82	32,71	29,24	10,56	7,01
CaO	9,30	0,15	4,06	12,12	15,64	10,33
Na <sub>2</sub> O	2,96	-	0,14	0,15	0,38	2,43
K <sub>2</sub> O	0,22	-	0,09	0,07	0,08	0,24
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	0,93	0,85	0,28	0,15	0,24
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,92	14,97	8,81	2,84	0,77	1,49
TiO <sub>2</sub>	0,85	-	0,03	0,06	0,12	0,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,04	0,20	0,13	0,06	0,07
MnO	-	0,11	0,14	0,08	0,13	0,16
CO <sub>2</sub>	0,04	0,59	0,03	-	-	-
S	0,02	0,02	0,18	0,44	-	-
NiO	-	0,08	0,12	0,08	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,11	0,36	0,13	-	-
Total	98,85	100,32	100,40	100,62	100,60	100,51

1: 78CW.48, échantillon de basalte massif de la formation d'Amos (R IX, lot 67 du canton de Figuery).  
 2: 628, dunite (Wilson & Ingham, 1959).  
 3: 1154, wehrlite (Wilson & Ingham, 1959).  
 4: 1155, clinopyroxénite (Wilson & Ingham, 1959).  
 5: 1150, gabbro à hypersthène (Wilson & Ingham, 1959).  
 6: 1158, gabbro à ouralite (Wilson & Ingham, 1959).