



I



MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE
ET DES RESSOURCES

DIRECTION GÉNÉRALE DE
L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

CARACTERISATION PETROLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES
FORMATIONS PALEOVOLCANIQUES MINERALISEES DANS L'ABITIBI
ET LES CANTONS DE L'EST

C. Alsac

**COMITÉ FRANCO-QUÉBÉCOIS DE COOPÉRATION
GÉOLOGIQUE ET MINIÈRE**

**CARACTÉRISATION PÉTROLOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE
DES FORMATIONS PALÉOVOLCANIQUES MINÉRALISÉES
D'APRÈS L'EXEMPLE DES RÉGIONS
DE VAL D'OR ET WEEDON-THETFORD
(CANADA)**

par

C. ALSAC, R. LAMARCHE, M. LATULIPPE



**Bureau de Recherches
Géologiques et Minières**
74, rue de la Fédération, 75 Paris (15^e)
Tél.: 783.94.00

**Ministère des Richesses Naturelles
du Québec**
1620, boulevard de l'Entente
Québec

71 RME 033

Ministère des Richesses Naturelles, Québec	
SERVICE DE LA DOCUMENTATION TECHNIQUE	
Date: 3	AOU 1972
No GM: 27885	17

Décembre 1971

S O M M A I R E

•••••

Pages

P R E F A C E

R E S U M E

I - INTRODUCTION	1
A - RAPPEL SUR L'HYPOTHESE DE M. FONTEILLES	2
B - RAPPEL SUR LES SERIES MAGMATIQUES ET CONVENTIONS DE NOMENCLATURE	3
1) La notion de série magmatique et ses limites	3
2) Subdivisions adoptées pour les séries subalcalines ...	7
3) Nomenclature utilisée pour les noms de roches	10
C - DEMARCHE GENERALE DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE	11
1) Prélèvement des échantillons	12
2) Sélection des échantillons pour analyse chimique	12
3) Méthodes d'analyses chimique	13
4) Etude pétrochimique des compositions en éléments majeurs	13
a) Norme CIPW et paramètres de Lacroix	13
b) Diagramme de variations	16
5) Etude géochimique de la répartition des éléments en traces	16

D - ETUDE DES MODIFICATIONS DE COMPOSITION CHIMIQUE SUBIES	
PAR LES LAVES	17
1) Caractères isochimique d'ensemble du métamorphisme ..	17
2) Examen des points aberrants	18
a) Région de Val d'Or	18
b) Région de Weedon-Thetford	19
3) Problème des albitophyres	20
a) Caractère spilitique des roches volcaniques de Val d'Or et Weedon-Thetford	20
b) Remobilisation à petite échelle, problèmes d'échantillonnage et genèse des spilites	21
c) Laves spilitiques et minéralisations	23
4) Problème des enrichissements en magnésium	24
 II - VOLCANISME ARCHEEN DE LA REGION DE VAL D'OR	 25
 A - GEOLOGIE REGIONALE	 25
1) Cadre géologique	25
2) Formations volcaniques	28
3) Minéralisations associées au volcanisme	29
a) Gîtes de sulfures de cuivre et de zinc	29
b) Gisements d'or	30
 B - ETUDE PETROLOGIQUE	 32
1) Principaux types de roches volcaniques	33
a) Métarhyolites et quartz-kératophyres clairs	33
b) Métadacites et quartz-kératophyres granophyriques riches en amphibole	35
c) Métagranophyres	37
d) Méta-andésites et kératophyres	38
e) Termes de passages aux basaltes	42
f) Métabasaltes, métadolérites et spilites	43
g) Ortho-amphibolites dérivant des basaltes ou spilites	44
h) Métabasaltes très sombres (picritiques)	45
i) Porphyres	45

2) Principales tendances chimiques du volcanisme	46
a) Problèmes posés pour un rattachement éventuel aux magmas subalcalins	47
b) Appartenance partielle à la série high-alumina ...	47
c) Mise en évidence de deux tendances de différen- ciation : tholéiitique et calco-alcaline	48
d) Remarque sur les teneurs en titane	48
3) Etude géochimique des éléments en traces	49
a) Principales corrélations	49
b) Variations des teneurs en baryum	49
c) Variations des teneurs en cuivre	50
d) Variations des teneurs en gallium	50
e) Variations des teneurs en zinc	51
f) Examen sommaire des variations des autres éléments en traces	51
4) Conclusions sur les séries magmatiques observées dans le volcanisme de Val d'Or - Comparaison avec d'autres laves archéennes du Canada	52
a) Caractères magmatiques des laves de Val d'Or	52
b) Comparaison du chimisme des laves de Val d'Or et de Noranda	54
c) Comparaison du chimisme des laves de Val d'Or et de Chibougamau	55

III - VOLCANISME CAMBRO-ORDOVICIEN DES APPALACHES DE LA REGION

DE WEEDON-THETFORD	56
A - GEOLOGIE GENERALE	57
1) Cadre géologique	57
2) Roches volcaniques cambro-ordoviciennes	60
a) Formation de Weedon et d'Ascot	61
b) Formation de Saint-Daniel	61
3) Amas sulfurés stratiformes associés au volcanisme ...	62
a) Gisements de la formation de Weedon	62
b) Minéralisations et indices du secteur de Clinton .	64
B - ETUDE PETROLOGIQUE	65
1) Principaux types de roches volcaniques	65

a) Métarhyolites, quartz-kératophyres et orthokératophyres très clairs	66
b) Métadacites et quartz-kératophyres	68
c) Méta-andésites et kératophyres	68
d) Métabasaltites, métadolérites et spilites	69
2) Principales tendances chimiques du volcanisme	71
a) Problèmes posés par un rattachement aux magmas alcalins et subalcalins	72
b) Appartenance partielle à la série high-alumina ...	72
c) Essai de mise en évidence de deux tendances de différenciation : tholéiitique et calco-alcaline .	73
d) Remarque sur les teneurs en titane	73
3) Conclusion sur les caractères magmatiques des formations volcaniques de Weedon et de Saint-Daniel	74
 IV - UTILISATION DES CARACTERES MAGMATIQUES POUR LA PROSPECTION DES FORMATIONS VOLCANIQUES	 76
A - RAPPEL DES RESULTATS OBTENUS	76
1) Région de Val d'Or	77
2) Région de Weedon-Thetford	78
B - POSSIBILITES PRATIQUES D'UTILISATION DE L'ETUDE DES CARACTERES MAGMATIQUES DES FORMATIONS VOLCANIQUES	79
1) Difficultés théoriques concernant la notion de série magmatique	79
2) Nature du lien entre volcanisme et minéralisation ...	79
3) Problèmes pratiques d'échantillonnage	80
4) Nécessité d'un tri préalable des échantillons d'après lame mince	82
5) Interprétation des diagrammes pétrochimiques	82
6) Sélection de secteurs prioritaires pour la prospection	82
 CONCLUSION	 86
 BIBLIOGRAPHIE	 87
ANNEXE 1	
ANNEXE 2	
ANNEXE 6	

P R E F A C E

•••••

La présente étude est un essai de caractérisation du chimisme de formations volcaniques minéralisées. Elle a été effectuée dans le cadre des accords de Coopération Franco-Québécoise entre le Ministère des Richesses Naturelles du Québec (M.R.N.Q.) d'une part et le Bureau de recherches géologiques et minières (B.R.G.M.) d'autre part. Les données géologiques préliminaires ayant conduit à sélectionner les secteurs d'échantillonnages ont été reprises pour la plupart dans les publications et rapports des géologues du M.R.N.Q. (J. DUGAS, G. DUQUETTE, R. LAMARCHE, M. LATULIPPE, P. SAINT-JULIEN, ...). Le cadre géologique proposé pour la région de Val d'Or a été élaboré par M. LATULIPPE, celui des cantons de l'Est est une synthèse des travaux de C. DEROSIER, G. DUQUETTE, R. LAMARCHE, P. SAINT-JULIEN. Les échantillons ont été prélevés par C. ALSAC, R. LAMARCHE, M. LATULIPPE avec la collaboration de J. DUGAS ; les analyses chimiques ont été faites au laboratoire du B.R.G.M. ; les calculs pétrographiques et reports automatiques de diagrammes ont été accomplis au département Informatique du B.R.G.M. ; l'étude pétrographique et géochimique a été menée par C. ALSAC. Des comparaisons ont pu être esquissées avec d'autres formations volcaniques du bouclier canadien grâce aux renseignements fournis par W.R.A. BARAGAR, A.M. GOODWIN et A. SPENCE-DE ROSEN, qu'ils trouveront ici l'expression de notre gratitude.

R E S U M E

•••••

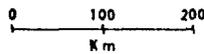
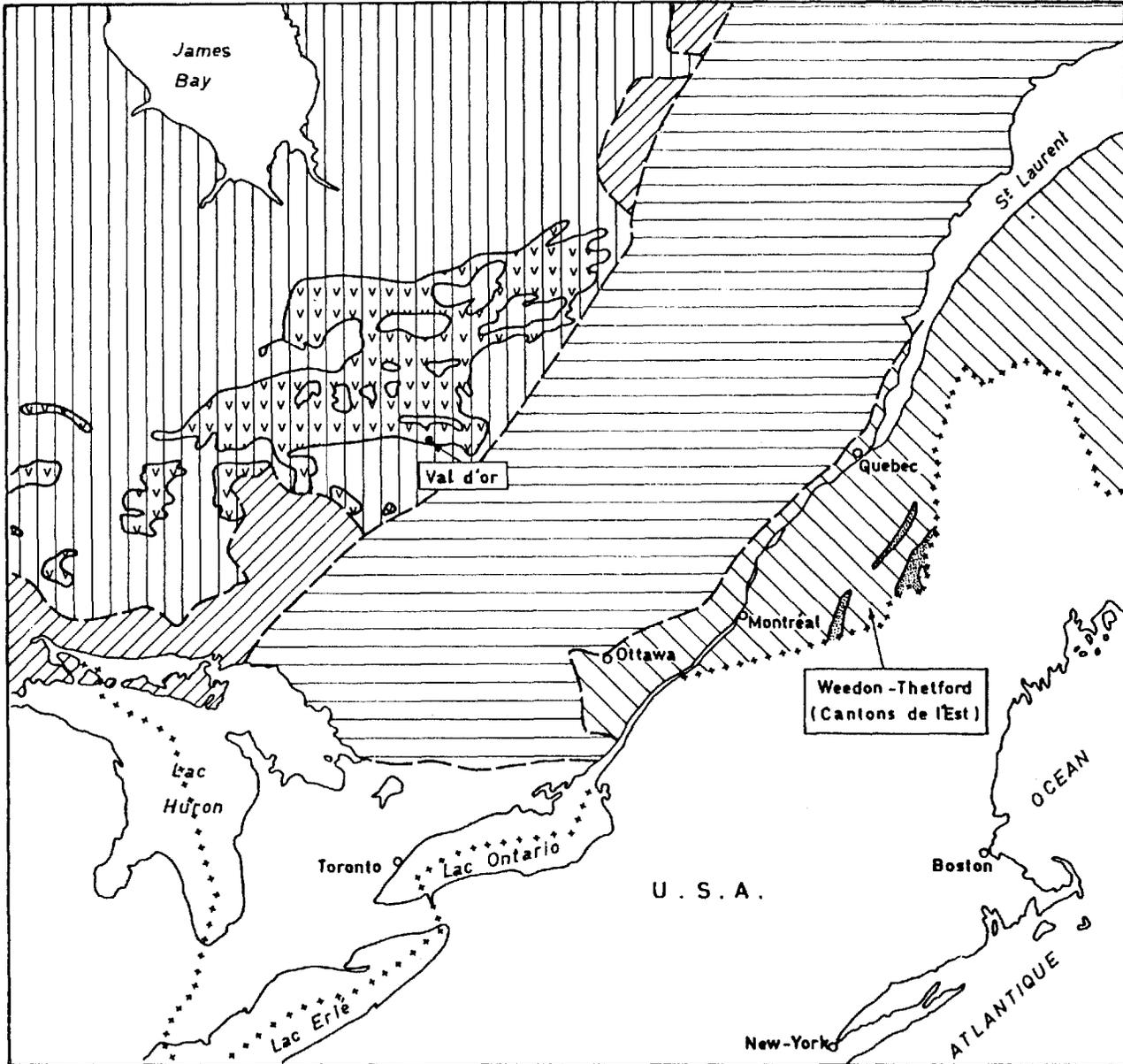
La présente étude a pour but de voir si les volcanites associées à des gîtes sulfurés stratiformes peuvent être différenciées chimiquement de celles dans lesquelles il n'y a pas de minéralisation.

Les formations volcaniques archéennes de Val d'Or et paléozoïques de Weedon-Thetford, dans la province de Québec (Canada) sont prises comme références et sont étudiées tant du point de vue pétrologique que chimique.

L'intérêt et l'utilisation possible en prospection des différences trouvées entre les volcanites minéralisées et celles considérées comme stériles, sont discutées.

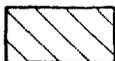
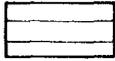
Fig.1 - SCHEMA DE LOCALISATION

-1a-

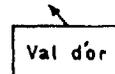


LEGENDE

DIVISIONS STRUCTURALES

-  Région des Appalaches
-  Protérozoïque
-  Province de Greenville (950 M.A.)
-  Province supérieure (2200-2500 M.A.)

PRINCIPALES FORMATIONS VOLCANIQUES

-  Formations volcaniques archéennes
-  Formations volcaniques paléozoïques
-  Limite des provinces géologiques
-  Secteur étudié

Fond géologique dessiné d'après la carte géologique du Canada n° 1045 A à 120 milles au pouce, établie par la commission géologique du Canada et d'après les travaux de J.A. LOWDON et Al., 1965).

I - INTRODUCTION

Le projet d'étude du chimisme des formations volcaniques liées à des minéralisations a été entrepris à la suite des travaux de M. FONTEILLES (1967, 1968) : notre but était de vérifier par une étude chimique si le volcanisme à vocation métallogénique était caractérisé par la présence de laves appartenant à la série calco-alcaline s.s. et de préciser les limites d'application de cette méthode dans le cas des laves anciennes et en partie spilitiques.

Pour pouvoir être utilisés ultérieurement comme série de référence, les secteurs retenus devaient être déjà suffisamment connus. En accord avec les géologues du M.R.N.Q. il a été convenu de conserver deux zones d'échantillonnage (fig. 1) qui sont constituées en grande partie par d'importantes formations volcano-sédimentaires génétiquement liées à des amas sulfurés à cuivre et zinc :

- Val d'Or où le volcanisme est d'âge archéen ;
- Weedon - Thetford dans les cantons de l'Est, où le volcanisme est paléozoïque.

Avant d'aborder la description et l'étude de ces deux secteurs, nous donnons un bref rappel sur les séries magmatiques et les principes ayant présidé à leur étude ; ces questions sont développées ailleurs plus en détail par l'un de nous (C. ALSAC, 1971).

A - RAPPEL SUR L'HYPOTHESE DE M. FONTEILLES

En 1967, M. FONTEILLES, a montré qu'au Japon les minéralisations génétiquement liées au volcanisme (les concentrations ortho-magmatiques étant cependant mises à part) sont situées dans les régions à volcanisme calco-alcalin (s.s.) ou en d'autres termes "hypersthénique" selon la définition de H. KUNO (1950, 1959, 1960). Il a lui-même précisé l'intérêt présenté par la généralisation de cette observation comme guide recherche et aussi ses limites d'application : "L'idée que nous venons de présenter n'est en tout état de cause qu'une hypothèse qui demande à être soigneusement vérifiée. Elle présente cependant l'intérêt de permettre un tri parmi les régions volcaniques et une distinction objective entre les domaines où l'on a certaines chances de rencontrer des minéralisations et ceux où ces chances sont tout à fait minimales".

Une application de cette méthode a été faite sur les formations volcaniques du Cameroun par J.C. DUMORT (1967) qui a mis en évidence le caractère calco-alcalin (s.s.) du volcanisme de Poli dans lequel ont été trouvés d'importants indices de cuivre.

En 1968 M. FONTEILLES a étendu ses méthodes d'interprétation pétrochimique aux formations spilitiques paléozoïques de la Bruche et de la Brevenne en France. Il a montré que le caractère spilitique y était le résultat de transformations secondaires n'ayant pas cependant modifié les teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 , $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ et TiO_2 ce qui lui a permis de préciser les lignées magmatiques auxquelles ces roches appartenaient avant spilitisation :

- les laves de la Bruche dans laquelle il n'y a pas de gisement connu se rattachent à la série tholéitique circum-océanique c'est-à-dire à faible teneur en titane selon F. CHAYES (1965) ;
- celles de la Brevenne, auxquelles est lié le gîte de pyrite (et accessoirement cuivre) de Chessy-Sain-Bel renferme à la fois des termes calco-alcalins s.s. et des termes tholéitiques. Les teneurs en titane dans les laves basiques y sont tantôt élevées (type intra-océanique), tantôt basses (type circum-océanique), ce qui est différent de ce que laisseraient prévoir les travaux de F. CHAYES.

Ces premiers résultats ont paru suffisamment encourageants pour que des études nouvelles soient entreprises sur d'autres formations volcaniques minéralisées et déjà assez bien connues pour pouvoir servir de référence. Il est bien entendu que nous ne considérons pas le chimisme comme le seul contrôle possible de minéralisation mais il apparaît, dans la mesure où l'hypothèse de M. FONTEILLES serait vérifiée, comme un élément généralement moins difficile à préciser pour des séries volcaniques anciennes (précambriennes en particulier) que la position stratigraphique et la place par rapport à l'orogénèse, d'où son intérêt.

B - RAPPEL SUR LES SERIES MAGMATIQUES ET CONVENTIONS DE NOMENCLATURE

Le problème de la définition et de l'origine des séries magmatiques est beaucoup trop vaste pour être traité ici, nous croyons cependant utile de revenir sur quelques points qui sont fondamentaux dans le cadre de la présente étude.

1) La notion de série magmatique et ses limites

Le terme de série (ou lignée) magmatique est souvent utilisé de façon intuitive pour désigner des ensembles de roches éruptives dont les compositions minéralogiques et chimiques varient de façon continue et présentent un certain "air de famille". Il nous semble important de rappeler ici quelques définitions fondamentales données par J.F. TURNER et J. VERHOOGEN (1960) et les précisions introduites par M. FONTEILLES (1967) :

- les provinces pétrographiques sont (J.F. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960) des régions d'extension très variable dans lesquelles les roches ignées probablement liées entre elles ont été mises en place durant une même époque générale d'activité ignée. Les roches d'une même province peuvent être de composition relativement uniforme ou au contraire variée ;

l'étude de nombreuses provinces pétrographiques montre que les roches qui s'y rencontrent se groupent de façon remarquable selon environ une douzaine d'associations typiques nommées "associations volcaniques" (J. JUNG et R. BROUSSE, 1958).

- Les séries magmatiques. Les roches d'une même province pétrographique ont généralement tendance à montrer des variations continues ; celles-ci sont particulièrement bien mises en évidence sur les diagrammes chimiques, c'est à partir de ceux-ci qu'à été introduite par A. HARKER la notion de série (ou lignée) magmatique. Une restriction fondamentale a été introduite dès 1928 par N.L. BOWEN (d'après J.F. TURNER et J. VERHOOGEN, p77) qui a indiqué que les roches porphyriques ou largement grenues ne devaient pas être prises en considération dans les diagrammes pour caractériser les types d'évolution magmatique car leur composition est partiellement déterminée par l'accumulation de cristaux et non par le seul mécanisme de la différenciation à partir d'un magma originel basaltique ("parental magma"). M. FONTEILLES (1967) a défini les séries magmatiques comme étant constituées par l'ensemble des magmas (bains silicatés apparaissant au cours de la différenciation par cristallisation fractionnée).

- Les séries de roches ignées sont définies par M. FONTEILLES comme des ensembles de roches ignées dans lesquels la nature et la composition des phases associées formées simultanément par cristallisation de la partie fondue suivent une loi définie, de même que l'évolution de ces phases en présence du bain silicaté. Toutes les roches ignées d'une province pétrographique sont prises en considération pour constituer les séries de roches ignées. La composition de ces roches est conditionnée par des phénomènes variés (cristallisation fractionnée mais aussi : séparations mécaniques, réaction avec l'encaissant, mélanges, modifications deutériques, altérations tardives).

L'un de nous (C. ALSAC, 1971) a indiqué par ailleurs, les difficultés théoriques et pratiques soulevées par la notion de série magmatique ; elles peuvent se résumer comme suit :

- D'un point de vue génétique un rôle primordial est donné au processus de la différenciation par cristallisation fractionnée, car il est difficile dans la plupart des cas de préciser, même en effectuant des études très détaillées (analyses de traces, dosages isotopiques, ...) l'importance relative des différents processus pouvant intervenir au cours de l'évolution magmatique : accumulation, transfert gazeux, diffusion ionique, mélange de magmas, contamination sialique. Dans certains cas la cristallisation fractionnée n'interviendrait pas : les travaux expérimentaux de Th. GREEN et A.E. RINGWOOD (1968) ont montré que la fusion vers 100 à 150 km de profondeur d'éclogites donne sous faible pression d'eau des andésito-basaltes ou andésites (diorites ou quartz-diorites pour les roches plutoniques), sous forte pression d'eau des dacites ou rhyodacites (ou encore granodiorites ou adamellites) ; les grands épanchements rhyolitiques (ignimbrites) sont considérés par de nombreux auteurs comme les produits de fusion du sial et non comme les termes extrêmes de la différenciation.

- Les magmas basaltiques fondamentaux dont dérivent par cristallisation fractionnée les lignées magmatiques ne sont pas les mêmes pour tous les auteurs : pour H. KUNO (1960, 1968) ils sont au nombre de trois : alcalin, tholéiitique et high-alumina ; pour H.S. YODER et C.E. TILLEY (1962) les basaltes de ce dernier groupe ne correspondent pas à un type fondamental mais sont des différenciés particuliers, soit des basaltes alcalins, soit des basaltes tholéiitiques. M. FONTEILLES (1967) a adopté un point de vue assez comparable en considérant les basaltes high-alumina comme un type particulier de la série tholéiitique cette dernière étant essentiellement caractérisée par l'enrichissement en fer au cours des premiers stades de la différenciation.

- Le choix des paramètres chimiques et des associations minéralogiques caractérisant les différents groupes magmatiques (séries et sous-séries) est encore très problématique :

- . les laves de la série calco-alcaline (s.s.) présentent généralement des teneurs relativement élevées en alumine mais ce caractère n'est pas constant (H. KUNO, 1968) et il pourrait être intéressant de distinguer une lignée à teneurs relativement faibles en Al_2O_3 , d'une lignée plus alumineuse.

- . Dans la série tholéiitique les valeurs du rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ sont souvent plus élevées que dans la série calco-alkaline s.s. mais ce caractère n'est pas général (P. JAKES et J. GILL, 1970). Une distinction a été proposée entre les laves tholéiitiques pauvres en potassium et celles plus potassiques ; ces variations semblent liées à la position du volcanisme par rapport au plan de Benioff (A. SUGIMURA, 1960 ; T. HATHERTON et W.R. DICKINSON, 1969).
- . Les teneurs en titane dans les basaltes sont de deux types : TiO_2 étant soit inférieur à 1,75 % (type circum-océanique de F. CHAYES, 1965), soit supérieur à 1,75 % (type circum-océanique). La répartition géologique de ces deux groupes de basalte paraît plus complexe que ne l'avait indiqué F. CHAYES (A. NOE-NYGGARD, 1967 ; M. FONTEILLES, 1968 ; P.D. SNAVELY, N.S. MAC LEOD et H.C. WAGNER, 1968). Cette différence dans les teneurs en TiO_2 paraît cependant un élément de distinction intéressant parmi les basaltes tholéiitiques.
- . L'hypersthène et la pigeonite sont considérés par H. KUNO comme typomorphes ; le premier, de la série calco-alkaline s.s. (dite aussi "hypersthénique"), le second, de la série tholéiitique ("pigeonitique"), or ces deux minéraux peuvent parfois coexister (H.S. YODER et C.E. TILLEY, 1962 ; H. KUNO, 1966 ; Y. NAKAMURA et I. KOSHIRO, 1970). L'utilisation des associations minéralogiques pour caractériser les séries magmatiques est donc souvent délicate (H. KUNO, 1968, insiste en fait sur la persistance des minéraux dans tout ou partie des lignées magmatiques).

- La systématique des séries magmatiques est encore très problématique : celles-ci ne peuvent pas être réellement individualisées puisque tous les intermédiaires semblent exister et leurs interrelations sont encore mal connues, citons à titre d'exemple les laves du volcanisme

méditerranéen, caractérisées par leur teneur élevée en K_2O : il est possible soit de les considérer comme une série magmatique particulière s'ajoutant à celles de H. KUNO, soit de les inclure dans les séries fondamentales de KUNO en interprétant l'enrichissement en K_2O comme dû à des phénomènes divers (assimilation, transfert gazeux, filtration) dont les effets s'ajouteraient à ceux de la différenciation magmatique (voir à ce sujet : G. MARINELLI et M. MITTEMPERGER, 1966) ; le choix entre ces deux interprétations dépend des cas mais est souvent hypothétique (quant aux implications métallogéniques elles sont, dans l'état actuel de nos connaissances, très problématiques).

- Notons enfin que l'application aux formations archéennes des modèles orogéniques développés au cours de ces dernières années surtout dans le cadre de la géologie des zones péripacifiques, soulève d'importantes difficultés théoriques (voir en particulier, C.R. ANHAEUSSER et al., 1969, ainsi que A.Y. GLIKSON, 1969).

2) Subdivisions adoptées pour les séries subalcalines

A la suite de la mise en évidence des provinces pétrographiques⁽¹⁾ trois séries magmatiques principales ont été distinguées :

- la série potassique correspondant à la province méditerranéenne,
- la série alcaline (à tendance sodique) correspondant à la province atlantique,
- la série calco-alcaline au sens large, correspondant à la province pacifique ; il paraît souhaitable d'étendre la terminologie préconisée par F. CHAYES (1966) pour les basaltes, en désignant l'ensemble des magmas de ce type par le qualificatif "subalcalin".

(1) Les dénominations géographiques des provinces pétrographiques rappellent les régions dans lesquelles les caractères chimiques et minéralogiques des laves typiques ont d'abord été identifiés. Elles ne constituent pas des indications valables sur la répartition géographique réelle des séries magmatiques.

La série potassique n'a pas été rencontrée dans les secteurs étudiés (les quelques laves acides potassiques, métarhyolites ou orthokératophyres, observés dans la formation de Weedon n'appartiennent pas à cette série).

La série alcaline et la série subalcaline (calco-alcaline s.l.) sont distinguées par un ensemble de caractères pétrographiques :

- Type d'association générale de lavas :
 - . basaltes à olivine (\pm basanites), trachytes, mugearites rhyolites, sodiques (pantellerites, comendites, ...) phonolites, dans la série alcaline ;
 - . basaltes, andésites, dacites, rhyolites dans la série subalcaline.
- Evolution chimique de l'ensemble exprimée par des diagrammes.
- Associations minéralogiques caractéristiques (voir en particulier H. KUNO, 1968) ou plus schématiquement présence de certains minéraux : néphéline, aëryrine, augite titanifère, amphiboles sodiques dans la série alcaline ; hypersthène, pigeonite, dans les laves calco-alcaline s.l.
- Valeur de certains paramètres chimiques utilisables pour un échantillon isolé ; les plus intéressants sont fournis par le calcul de la norme CIPW. Ces méthodes ont été surtout développées pour l'étude des basaltes (C.E. TILLEY, 1950 ; H.S. YODER et C.E.E. TILLEY, 1962 ; F. CHAYES, 1966).

Selon les critères adoptés par les auteurs des différences notables ont été introduites dans la définition des séries, leurs limites et leurs subdivisions ; une certaine confusion règne dans la terminologie. Le tableau 1 donne un aperçu très schématique des principales classifications.

TABLEAU I

NOMENCLATURE UTILISEE POUR LES SERIES MAGMATIQUES ALCALINE ET CALCO-ALCALINE S.L.

AUTEURS	HARKER	TILLEY (1950)	YODER-TILLEY (1962)	KUNO (1968)		BROUSSE (1968)	CHAYES (1966)
Critères adoptés	CaO et Na ₂ O + K ₂ O en fonction de SiO ₂ .	Variations chimiques + hypothèses génétiques.	<u>BASALTES UNIQUEMENT</u> Degré de saturation en SiO ₂ dans la norme CIPW.	Evolution chimique au cours du processus de différenciation par gravité et associations minérales typomorphes.		Evolution chimique au cours de la différenciation et saturation en SiO ₂	<u>BASALTES UNIQUEMENT</u> Norme et discriminant
SERIES et SOUS SERIES	ALCALINE (PROVINCE ATLANTIQUE)	ALCALINE (cristallisation fractionnée à partir de basaltes alcalins).	ALCALI-BASALTE (olivine + néphéline normative) BASALTE A OLIVINE (olivine normative) THOLEIITE SOUS-SATUREE (olivine et hypersthène normatif).	ALCALINE	CALCO-ALCALINE S.S. = HYPERTHENIQUE dérivé d'alcaline (rare).	TENDANCE SOUS-SATUREE et SATUREE SODIQUE.	ALCALINE
	CALCO-ALCALINE au sens large (PROVINCE PACIFIQUE)	THOLEIITIQUE (cristallisation fractionnée) ou CALCO-ALCALINE (contamination)	THOLEIITE SATUREE (hypersthène normatif). THOLEIITE SURSATUREE (quartz et hypersthène normatif).	HIGH-ALUMINA.	CALCO-ALCALINE S.S. = HYPERSTHENIQUE dérivé de high-alumina.		ALCALINE ou SUBALCALINE (selon discriminant)
				THOLEIITIQUE	CALCO-ALCALINE S.S. = HYPERTHENIQUE dérivé de tholéiitique	TENDANCE SATUREE	SUBALCALINE

Notes : 1) Toutes les compositions chimiques intermédiaires peuvent se rencontrer, aussi les coupures sont-elles arbitraires (lignes discontinues). Les coupures fondées sur les minéraux normatifs sont artificiellement nettes, d'où les lignes continues.

2) Ce tableau n'est qu'un aide-mémoire extrêmement simplifié. Les équivalences n'y ont qu'une valeur indicative car les critères choisis par les différents auteurs ne sont pas équivalents.

Nous avons repris pour les laves subalcalines (calco-alcalines s.l.) les subdivisions principales introduites par H. KUNO, en les modifiant cependant légèrement pour suivre les usages les plus couramment rencontrés dans la littérature géologique. Nous distinguons :

- la série tholéiitique caractérisée essentiellement par un enrichissement en fer dans les premiers stades de la différenciation. Cette série ainsi définie recouvre la série pigeonitique de H. KUNO, mais aussi une partie de la série high-alumina du même auteur.

- la série calco-alcaline s.s. caractérisée par l'absence d'enrichissement en fer au cours de la différenciation. Cet ensemble correspond à la série hypersthénique de H. KUNO et à une partie de sa série high-alumina.

Il nous semble prématuré dans l'état actuel d'introduire des subdivisions plus fines à l'intérieur de ces deux séries ; par contre nous essaierons de noter lors de la discussion des données chimiques les diverses tendances pouvant apparaître à l'intérieur de chacune d'elles (abondance en titane dans les basaltes, richesse relative en alumine, ...).

3) Nomenclature utilisée pour les noms de roches

Les roches volcaniques dans lesquelles les textures initiales sont clairement reconnaissables malgré la recristallisation due à la métamorphose sont désignées par leur nom précédé du préfixe méta.

Exemple : Métarhyolite, metabasalte, ...

La limite entre andésite et basalte est fixée d'après le pourcentage de barylites dans la norme CIPW pour les échantillons analysés dans lesquels l'examen en lame mince ne montre pas de transformations secondaires importantes et d'après une estimation sommaire de l'abondance des minéraux colorés pour les laves non analysées.

Les termes de spilite, kéraatophyre et quartz-kéraatophyre ont été réservés aux roches dans lesquelles les caractères albitophyriques dits encore spilitiques (paragenèse du faciès schistes-verts avec éven-

tuellement du pyroxène et, au moins pour certains échantillons, composition chimique présentant une teneur anormalement élevée en soude) présentent une apparence primaire, que celle-ci corresponde ou non dans la réalité à une origine magmatique. Nous n'avons pas utilisé pour les albityres le préfixe "méta" (métaspilites, ...) car celui-ci indiquerait que les caractères magmatiques sont antérieurs au métamorphisme, interprétation nous semble hypothétique. Il nous semble important de préciser que dans la nomenclature adoptée ici un terme comme metabasalte peut s'appliquer à des roches présentant une tendance spilitique (richesse en soude par exemple) mais dans lesquelles l'origine secondaire de ce caractère est visible (par exemple, reliques de zonation du plagioclase se reconnaissant en lame mince par une répartition zonale de l'épidote ou de la séricite dans les phénocristaux d'albite).

Les roches totalement recristallisées et dans lesquelles la texture initiale n'est plus visible sont désignées par des noms de roches métamorphiques :

Exemple : amphibolite ou ortho-amphibolite si les conditions de gisement permettent de préciser l'origine ortho.

C - DEMARCHE GENERALE DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE

Le but de l'étude pétrographique est d'essayer de préciser la ou les série (s) magmatique (s) auxquelles appartiennent les laves des régions examinées. Il fallait donc d'une part s'assurer que les échantillons analysés n'avaient pas subi, soit lors de phases tardi-magmatiques, soit lors du métamorphisme, soit enfin lors de périodes plus tardives d'altération, des modifications importantes de composition chimique et éventuellement préciser la nature des transformations rencontrées ; il importait d'autre part que les roches prélevées correspondent à des faciès permettant de saisir les caractères magmatiques (laves vitreuses ou à grain fin essentiellement).

1) Prélèvement des échantillons

La collecte des échantillons sur le terrain a été faite en cherchant à avoir des roches s'étendant sur toute la gamme de composition des basaltes aux rhyolites et choisies selon les normes par M. FONTEILLES, c'est-à-dire : roches à grain fin et homogène et n'ayant pas subi d'altération.

L'échantillonnage n'a pas été fait selon une maille systématique le long de coupes afin de mettre en évidence des variations de composition des laves en fonction du temps comme l'a fait, par exemple, W.R.A. BARAGAR (1965, 1968, 1969) dans les régions de Yellowknife, Noranda et Coppermine ; en effet, les conditions d'affleurement de Val d'Or et Weedon - Thetford ne sont pas assez bonnes pour un tel mode de prélèvement et de plus le style tectonique isoclinal serré rend problématique l'établissement d'une colonne stratigraphique précise. Nous avons donc opéré par des prélèvements dispersés portant sur des types pétrographiques aussi variés que possible : ce qui permet dans un premier stade de se faire une idée plus précise de la pétrographie des zones étudiées et de leur appliquer la méthode de M. FONTEILLES, et éventuellement de sélectionner ensuite un certain nombre de secteurs pour des études plus précises.

Les travaux antérieurs effectués par les géologues du M.R.N.Q. ont évidemment servi de base pour orienter l'échantillonnage.

2) Sélection des échantillons pour analyse chimique

Une (parfois plusieurs) lame mince a été taillée dans chaque échantillon afin de vérifier qu'ils étaient conformes aux critères de M. FONTEILLES. Après cet examen la moitié à deux tiers des échantillons, selon les zones, ont été envoyés au laboratoire de chimie.

Cet examen des lames minces a permis aussi de faire une première classification pétrographique des laves ; celle-ci a été précisée ultérieurement en s'aidant des compositions chimiques, des normes CIPW et des paramètres de Lacroix.

3) Méthodes d'analyses chimique

Les analyses ont été effectuées au laboratoire de chimie du B.R.G.M. Les dosages ont été faits comme suit :

SiO ₂	: par colorimétrie.
Fe ₂ O ₃	: par colorimétrie et volumétrie combinées pour les analyses de 1970 ; par colorimétrie pour celles de 1971.
FeO	: par volumétrie au bichromate.
Al ₂ O ₃	: par volumétrie (1970) et colorimétrie (1971).
MgO et CaO	: par volumétrie E.D.T.A. après séparation du fer et de l'aluminium à l'acétate.
K ₂ O et Na ₂ O	: par photométrie de flamme.
TiO ₂ , P ₂ O ₅ , MnO	: par colorimétrie.
CO ₂ et S	: par appareil LECO (sauf indications contraires pour CO ₂).
H ₂ O ⁺	: par méthode Penfield.
H ₂ O ⁻	: par chauffage en étuve à 110°
Eléments en traces (cf. annexe 2)	: au quantomètre.

4) Etude pétrochimique des compositions en éléments majeurs

Les résultats d'analyses chimiques ont été traités de deux façons :

- a) Norme CIPW et paramètres de Lacroix (calculés sur ordinateur au B.R.G.M.) (1)

(1) Les résultats de ces calculs n'ont pas été recopiés *in extenso* mais peuvent être fournis sur demande.

L'examen des résultats de ces calculs permet d'une part de vérifier que les compositions ne sont pas aberrantes, (ceci est d'ailleurs déjà visible sur les résultats bruts en oxydes % de l'analyse, mais la norme est plus parlante), d'autre part de mieux délimiter les divisions pétrographiques introduites initialement d'après l'examen des lames minces. On doit cependant remarquer que l'interprétation de la norme CIPW (et par voie de conséquence des paramètres de Lacroix) doit se faire en tenant compte des réserves suivantes :

- dans les roches à carbonate on peut ne pas inclure CO_2 dans le calcul de la norme. Ceci revient à considérer que tout le calcium était présent dans la lave initiale. La basicité du plagioclase normatif ainsi calculé donne une idée de celle du plagioclase initial. Cette méthode a aussi souvent l'intérêt de ne pas faire apparaître de corindon normatif (correspondant en réalité à de la chlorite dans le mode de la plupart des metabasaltes) mais a pour inconvénient de mobiliser plus de molécules SiO_2 dès le début du calcul ce qui peut se traduire par une certaine tendance à la sous-saturation dans la suite du calcul (apparition d'olivine virtuelle et même parfois de feldspathoïdes dans les metabasaltes). Ceci est très important pour l'interprétation des roches spilitiques.

- Dans les roches à biotite, le potassium est combiné lors du calcul sous forme d'orthose ce qui peut entraîner dans la suite une sous-saturation apparente avec formation d'olivine, voire même de feldspathoïde. De plus la composition de la norme donne un indice de coloration plus faible que celui du mode (potassium fixé sous forme d'orthose au lieu de biotite).

- Le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, déjà difficile à connaître avec certitude par l'analyse chimique, risque d'avoir été modifié lors du métamorphisme. Il ne semble pas très différent dans nos roches de ceux donnés dans la littérature pour différentes analyses de roches volcaniques fraîches pour lesquelles il peut d'ailleurs déjà varier selon les conditions de mise en place. Rappelons donc simplement pour mémoire que :

- Fe_2O_3 lors du calcul de la norme se fixera sous forme de magnétite et hématite (les roches que nous avons étudiées ne sont pas sous-saturées en Al_2O_3 et il n'apparaît pas d'acmite). Plus Fe_2O_3 est abondant, plus les pyroxènes et le périclète virtuel sont magnésiens. Dans certains cas cette fixation du fer sous forme d'oxydes peut être à l'origine d'un excès apparent en SiO_2 ; elle peut aussi faire apparaître du sphène ou du rutilé si la quantité de fer ferreux est insuffisante pour combiner tout TiO_2 sous d'ilménite.
- FeO est combiné dans le calcul avec SiO_2 pour former des pyroxènes et éventuellement de l'olivine. Les conséquences d'un excès de FeO sont contraires de celles qui viennent d'être données pour un excès de Fe_2O_3 . On a en particulier plus de pyroxène et éventuellement d'olivine ce qui augmente la quantité de molécules SiO_2 combinées sous forme de silicates et peut conduire, à une apparente sous-saturation en silice. Une autre conséquence pourrait être la disparition de la wollastonite normative, le métasilicate de calcium étant absorbé lors de la formation du diopside (cette possibilité ne semble pas se produire dans les roches que nous avons étudiées, celles-ci ne semblent pas dériver de faciès à wollastonite normative).

- Dans les roches basaltiques on ne doit pas enfin oublier que la distinction entre série alcaline et série calco-alcaline au sens large ne peut se faire sur simple vue de la norme que dans des cas relativement rares (néphéline ou acmite virtuelles) et que d'authentiques basaltes alcalins peuvent très bien avoir de l'hypersthène normatif (voir à ce sujet la mise au point de D. VELDE, 1967) ; de plus, dans le cas de roches spilitiques la sous-saturation apparente peut être une conséquence de la modification du rapport CaO/NaO_2 (voir ci-dessus le paragraphe concernant la prise en compte ou le rejet de CO_2 dans le calcul de la norme).

b) Diagrammes de variations (reportés automatiquement, par ordinateur au B.R.G.M., sauf les diagrammes de De La ROCHE)

Nous avons utilisé les diagrammes de H. De La ROCHE afin de vérifier que nos roches n'avaient pas dans leur ensemble subi de modifications chimiques importantes et tombaient bien dans les champs géochimiques des roches éruptives ; nous verrons au chapitre I.D. que quelques roches ont des compositions correspondant soit à une origine sédimentaire, soit à des altérations importantes.

Pour les roches dont la composition est bien celles de laves nous avons cherché d'abord par quelques diagrammes (triangles $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$; NaO en fonction de SiO_2 , ...) à préciser le caractère spilitique qui se marque déjà nettement dans les diagrammes de De La ROCHE.

Enfin nous avons essayé de retrouver les caractères magmatiques initiaux des laves en utilisant des diagrammes portant sur les éléments dont les proportions n'ont pas été sensiblement modifiées au cours des phases de spilitisation ou de métamorphisme.

5) Etude géochimique de la répartition des éléments en traces

La répartition des éléments en traces dans les roches et leur mobilité éventuelle au cours du métamorphisme et des phases d'altération sont beaucoup moins bien connues que celles des éléments majeurs. Il est en particulier difficile de caractériser les séries magmatiques par leurs éléments en traces. Ces considérations nous ont conduit à étudier ces derniers selon une méthode différente de celle utilisée pour les majeurs : nous avons d'une part calculé les coefficients de corrélation des différents éléments (y compris les majeurs) entre eux, d'autre part, examiné les variations des teneurs des éléments en traces dans les divers types de roche en fonction de leur position géographique et géologique, en particulier leur situation par rapport aux gisements (recherche d'auréoles de diffusion).

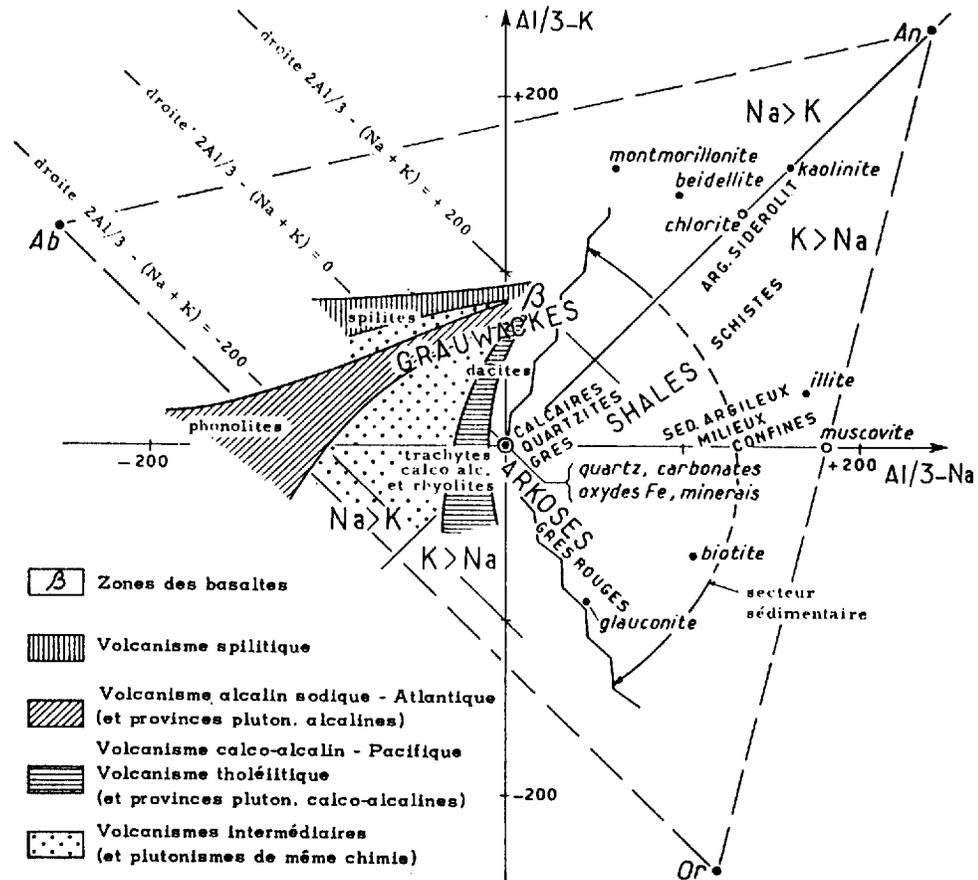
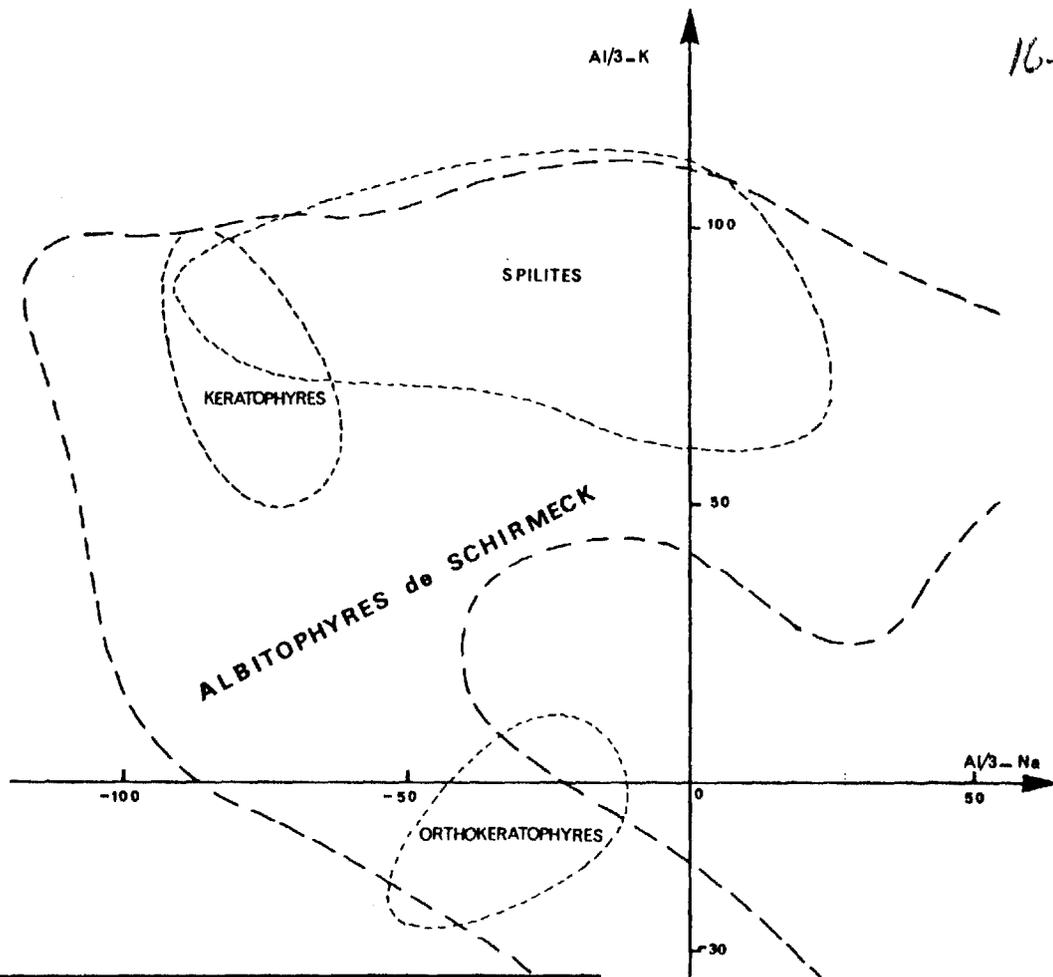


FIGURE 2

Domaine des roches volcaniques et sédimentaires sur les diagrammes de H. de la Roche
(Si, Al, Ca, Na, K sont exprimés en milliatomes dans 100 g de roche).

Extrait de : H. de la Roche (1968)

J. Bebien (1970)



ALBITOPHYRES du MORVAN	——
ALBITOPHYRES de SCHIRMECK	- - - -

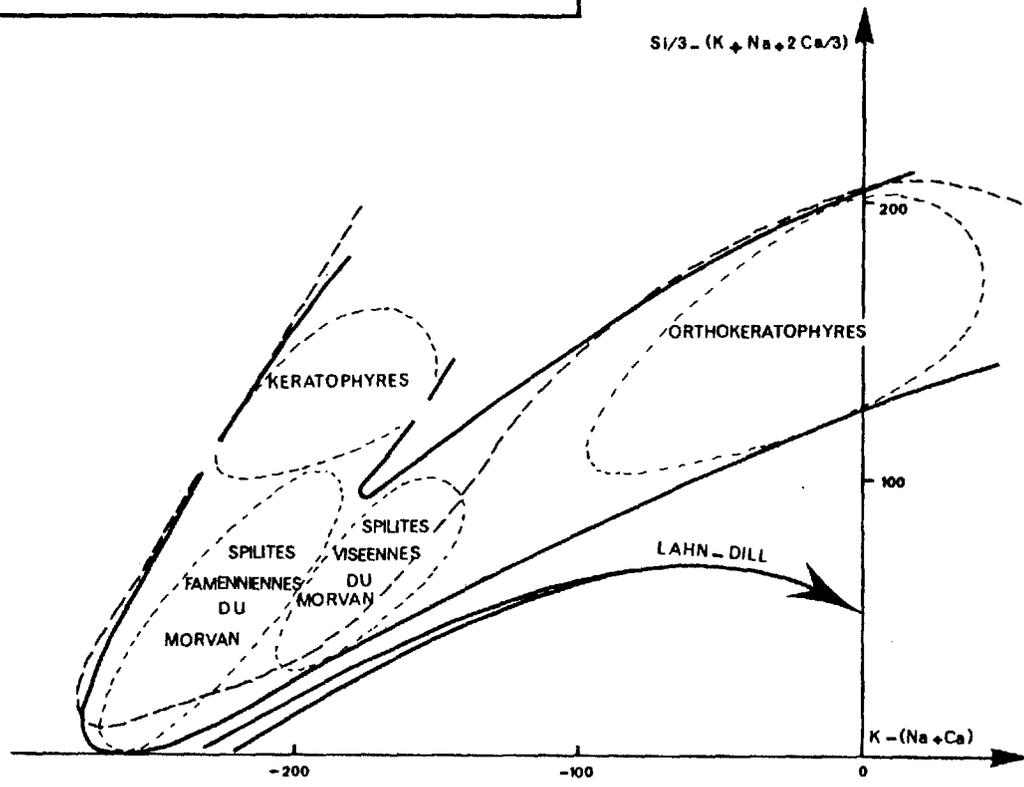
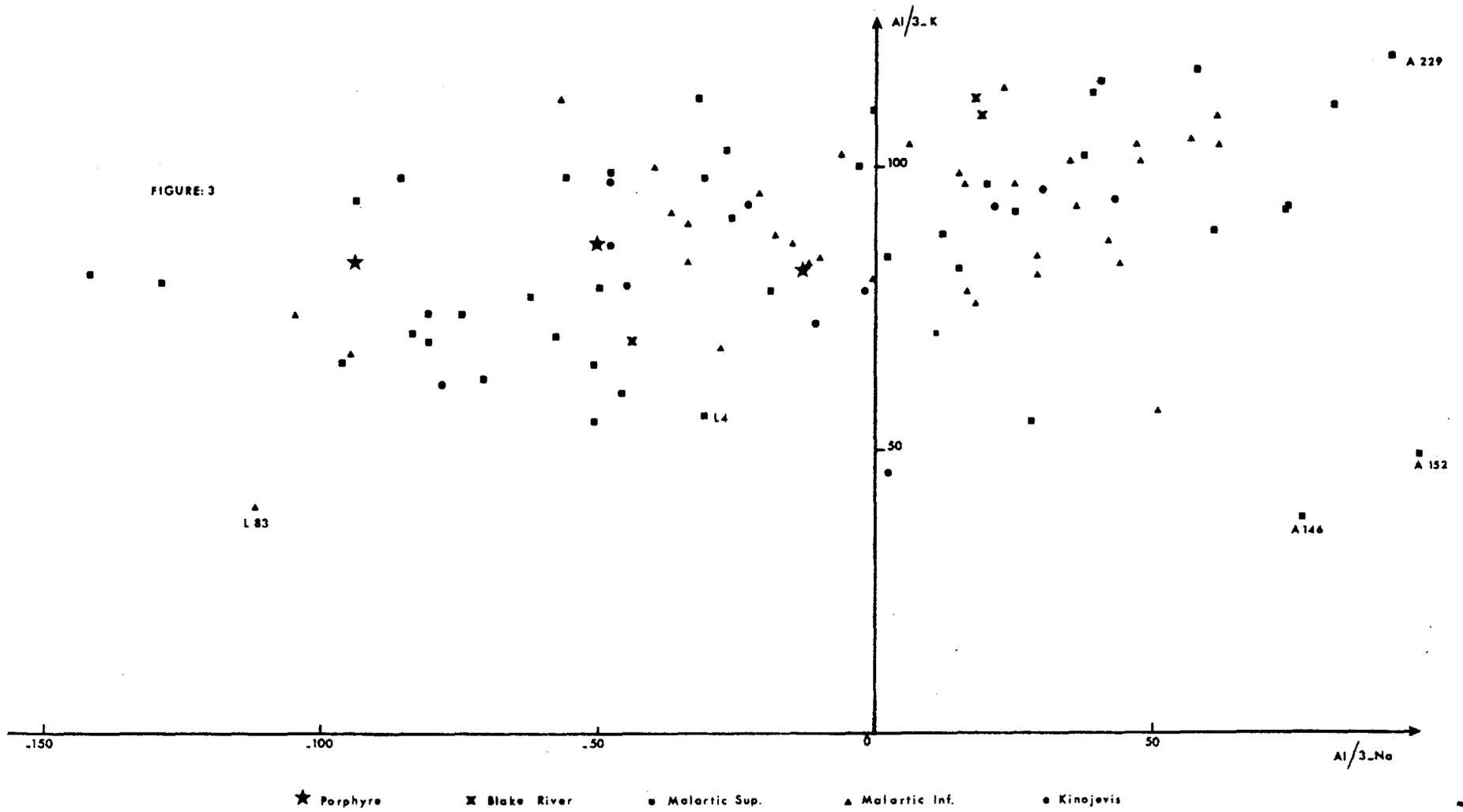


FIGURE 3



16-C

D - ETUDE DES MODIFICATIONS DE COMPOSITION CHIMIQUE SUBIES PAR LES LAVES

Pour que l'étude du chimisme des laves puisse nous permettre de préciser leur appartenance magmatique, il faut d'abord s'assurer que la composition chimique n'a pas été sensiblement modifiée par le métamorphisme ou des altérations diverses ; si l'on observe des variations, il importe d'établir un bilan géochimique pour fixer les constituants chimiques dont les proportions n'ont pas varié. Nous avons utilisé les diagrammes de H. De La ROCHE (figures 2 à 6) pour vérifier le caractère isochimique du métamorphisme et mettre en évidence les changements de composition subi par quelques uns de nos échantillons ; cet examen préliminaire nous ayant permis de mettre en évidence un caractère spilitique de l'ensemble des formations, aussi bien à Val d'Or qu'à Weedon-Thetford, nous avons abordé à l'aide d'autres diagrammes (figures 7 à 14) le problème des spilites et kératophyres.

1) Caractère isochimique d'ensemble du métamorphisme

H. De La ROCHE (1966, 1968) a limité sur une série de diagrammes (figures 2 à 6) les champs géochimiques des roches éruptives et sédimentaires.

Sur le diagramme $(Al/3) - K$ en fonction de $(Al/3) - Na$ (figures 2 à 4) la plupart des échantillons tombent dans le domaine des roches spilitiques ; sur le diagramme $(Si/3) - (Na + K + 2Ca/3)$ en fonction de $K - (Na + Ca)$ les points tombent pour la plupart dans les zones des basaltes, andésites, dacites et plus rarement rhyolites qui se superposent largement aux zones couvertes par les spilites et kératophyres (figures 2, 5 et 6).

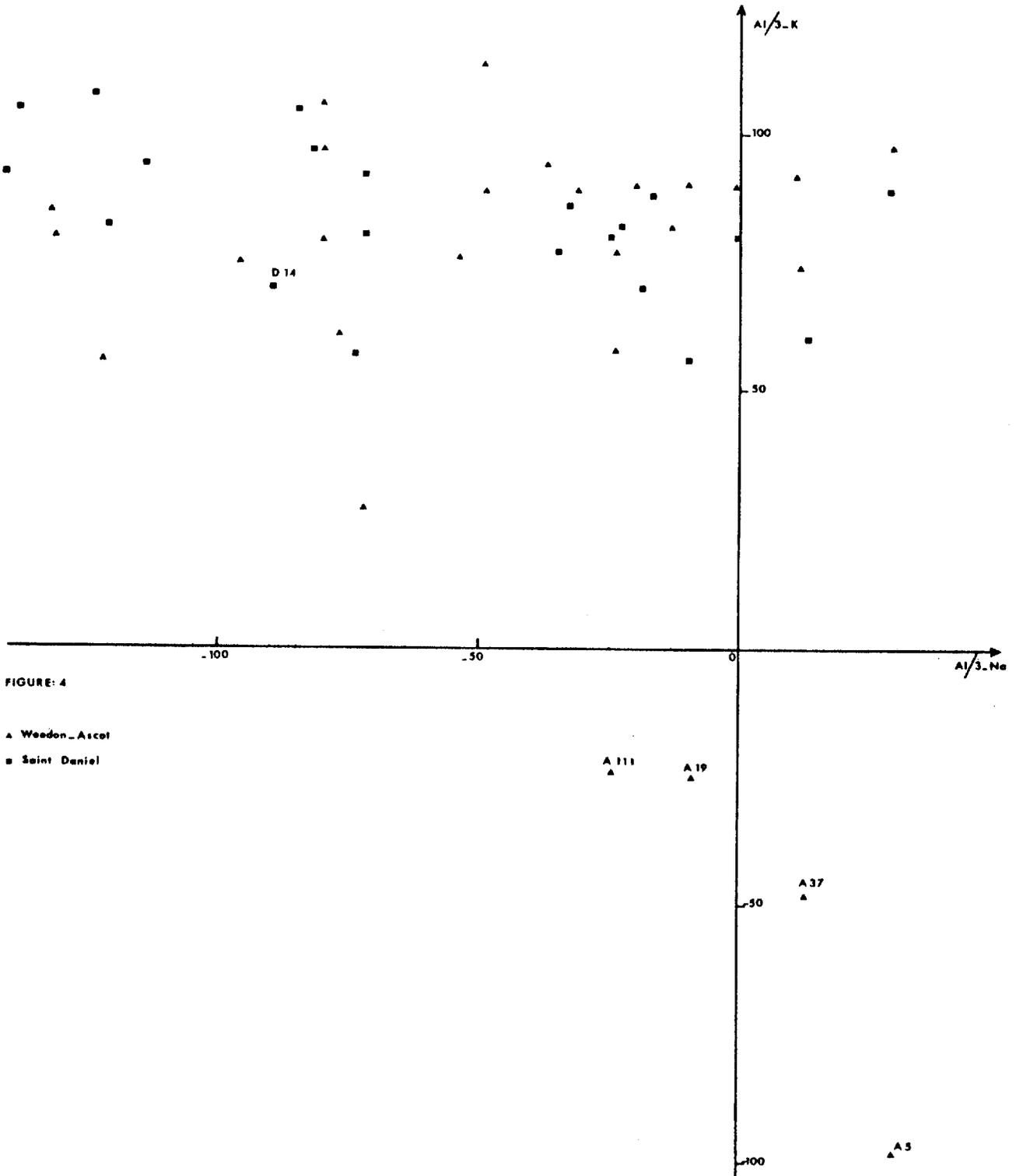


FIGURE: 4

- ▲ Woodon_Ascot
- Saint Daniel

2) Examen des points aberrants

Quelques échantillons tombent sur les diagrammes de De La ROCHE hors du domaine des roches volcaniques ; un examen plus détaillé de leur composition chimique ainsi qu'une étude en lame mince de leur composition minéralogique et de leur texture, permettent de montrer qu'il s'agit tantôt de laves altérées (les altérations pouvant être ou non, selon les cas, liées à la mise en place de gisements), tantôt de faciès volcano-sédimentaires, tantôt enfin de roches d'origine sédimentaire.

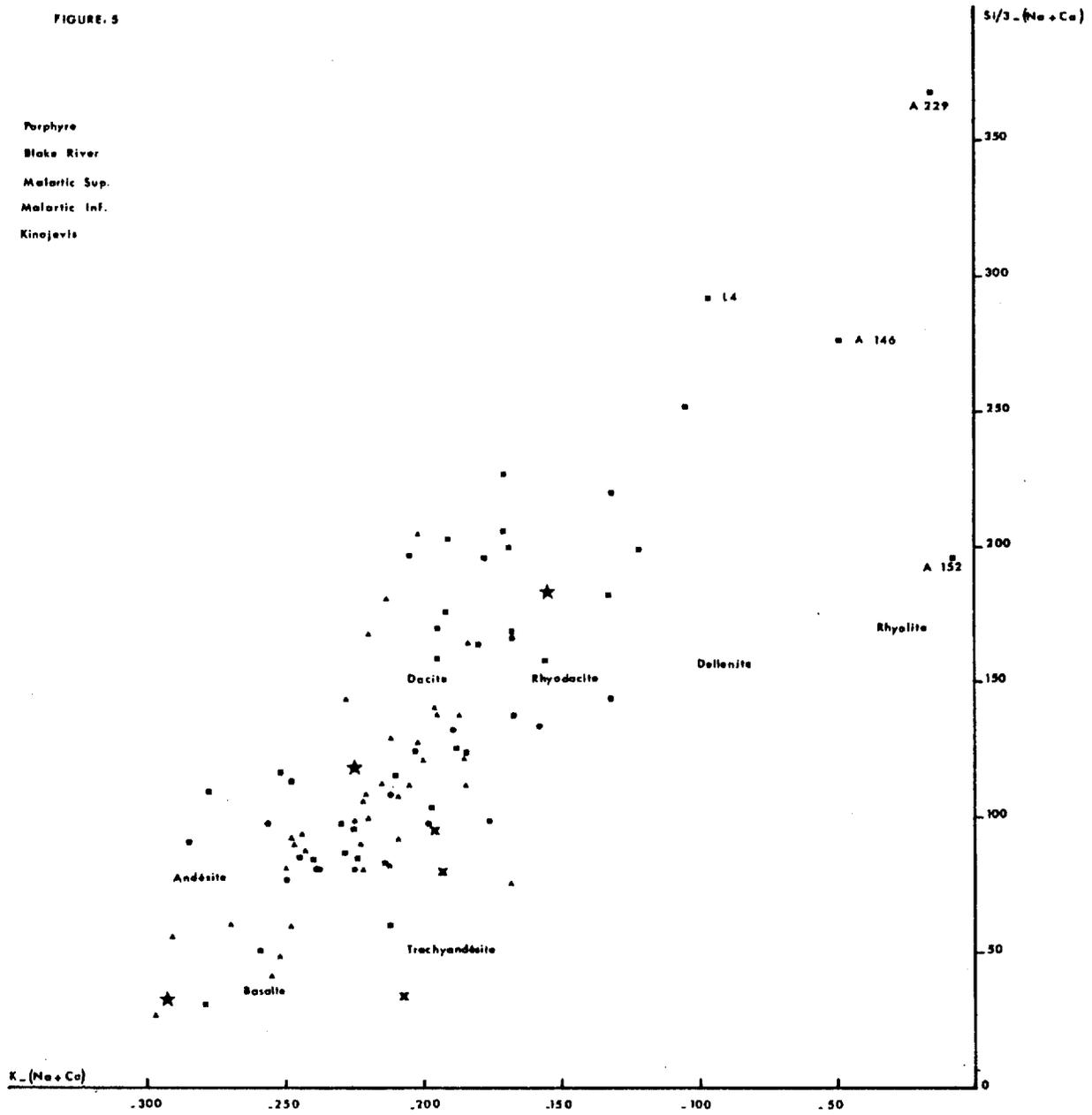
a) Région de Val d'Or (figures 3 et 5)

- . *L4* : Quartz-kératophyre ressemblant aux métarhyolites mais dépourvu de feldspath potassique (confirmé par la composition chimique et essai de coloration de la lame mince au cobalti-nitrite). Cette lave, prélevée au voisinage de la mine Louvem, a probablement subi des altérations hydrothermales : silicification ± séricitisation ± chloritisation. Celles-ci se traduisent par des teneurs relativement élevées en silicium et fer, avec une quantité d'aluminium excédentaire par rapport à celle des alcalins (la norme CIPW fait apparaître 4,85 % de corindon). Sur les diagrammes (figures 3 et 5) le décalage par rapport aux rhyolites traduit essentiellement le caractère très siliceux et sodique ainsi que le déficit en potassium.

- . *A146* : L'examen au microscope a conduit à interpréter cette roche comme une rhyolite altérée, avec en particulier développement de séricite, biotite et épidote ; cette interprétation est d'ailleurs hypothétique et il n'est pas exclu qu'il s'agisse d'un faciès volcano-sédimentaire. C'est à cause de son origine que cette roche (roche volcanique altérée ou mélangée à des sédiments) est située sur le diagramme (Al/3) - K en fonction de (Al/3) - Na dans le domaine des shales.

FIGURE 5

- ★ Porphyre
- × Blake River
- Malartic Sup.
- ▲ Malartic Inf.
- Kinjavis



- . A152 : L'affleurement où a été prélevé cet échantillon montre des pillows-lavas. Il s'agit donc bien d'une lave. L'examen en lame mince montre des phénocristaux d'albite (\pm épidote) dans une pâte sériciteuse ce qui correspond à une ancienne texture porphyrique. La composition chimique par contre est aberrante : sur le diagramme (Al/3)-Na en fonction de (Al/3)-K le point figuratif se trouve dans le domaine des argiles sidérolitiques (figure 3) : cette position est due à la séricitisation qui a affecté intensément la roche. Cette altération se traduit dans la norme CIPW par une quantité relativement élevée d'orthose (20,70 %) et la présence de corindon (8,55 %).

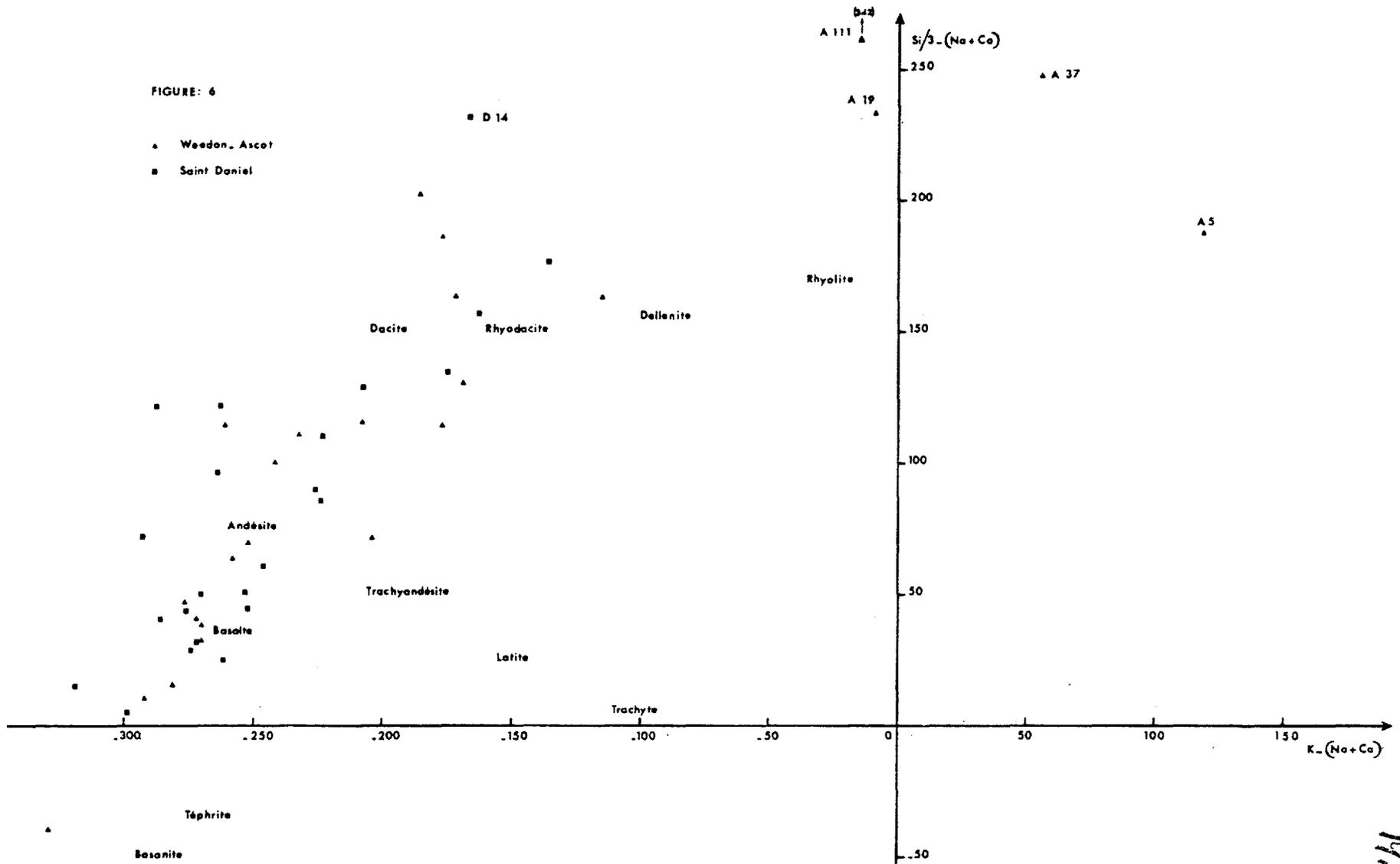
- . A229 : Sur le terrain cette roche massive est associée à des brèches. L'examen au microscope permet de conclure à son origine "para" : c'est un quartzite à chloritoïde et séricite. L'analyse chimique confirme pleinement ce diagnostic (norme CIPW avec 13,65 % de corindon ; point figuratif situé dans la zone des chlorites et argiles sidérolitiques sur la figure 3 ; paramètre (Si/3)-(Na + Ca) ayant la valeur 368 donc complètement hors du champ des roches éruptives représentées sur la figure 5).

b) Région de Weedon-Thetford

- . A5 : Cette roche est un orthokératophyre. Sa teneur relativement élevée en K_2O (8,15 %), à laquelle correspond un pourcentage de 48 % d'orthose normative, se marque par un décalage du point figuratif à la limite du domaine sédimentaire sur le diagramme (Al/3)-Na en fonction de (Al/3)-K (ceci pose d'ailleurs le problème général de la position des rhyolites potassiques sur ce diagramme). Sur la figure 6 la roche est pour la même raison décalée vers la droite.

FIGURE: 6

- ▲ Weedon, Ascot
- Saint Daniel



197

- . A19 : Granophyre relativement siliceux ($\text{SiO}_2 = 75,90 \%$) et pauvre en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} = 2,40 \%$; $\text{K}_2\text{O} = 4,40 \%$) ; le point figuratif est décalé vers le haut du diagramme sur la figure 6, normal sur la figure 4.

- . A37 : Rhyolite (faciès volcano-clastique ?) très siliceuse ($\text{SiO}_2 = 77,50 \%$) d'où l'ordonnée très forte du point figuratif sur la figure 6 ; le décalage latéral sur les figures 4 et 6 traduit par le caractère relativement potassique de cette roche.

- . A111 : Rhyolite très siliceuse et relativement pauvre en alumine : cette roche a probablement subi une silicification secondaire. Cette composition explique la position du point figuratif sur la figure 6.

- . D14 : La composition relativement siliceuse ($\text{SiO}_2 = 74,10$) et pauvre en alcalins de cette roche explique la valeur élevée de $(\text{Si}/3) - (\text{Na} + \text{K})$, la faible teneur en K_2O (0,35 %) est cause de la forte valeur négative de $\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ (cf. fig. 6).

3) Problème des albitophyres

Le caractère spilitique des laves de Val d'Or et Weedon-Thetford apparaît clairement sur plusieurs diagrammes pétrochimiques. Il convient donc d'essayer de préciser l'origine de ce faciès particulier et de voir si son apparition est ou non liée à la formation des gisements sulfurés.

a) Caractère spilitique des roches volcaniques de Val d'Or et Weedon-Thetford

L'examen des figures 7 à 14 permet de confirmer une nette tendance spilitique des laves des deux régions étudiées, tendance déjà notée sur les diagrammes de De La ROCHE (figures 3 à 6). Celle-ci se marque de plusieurs façons :

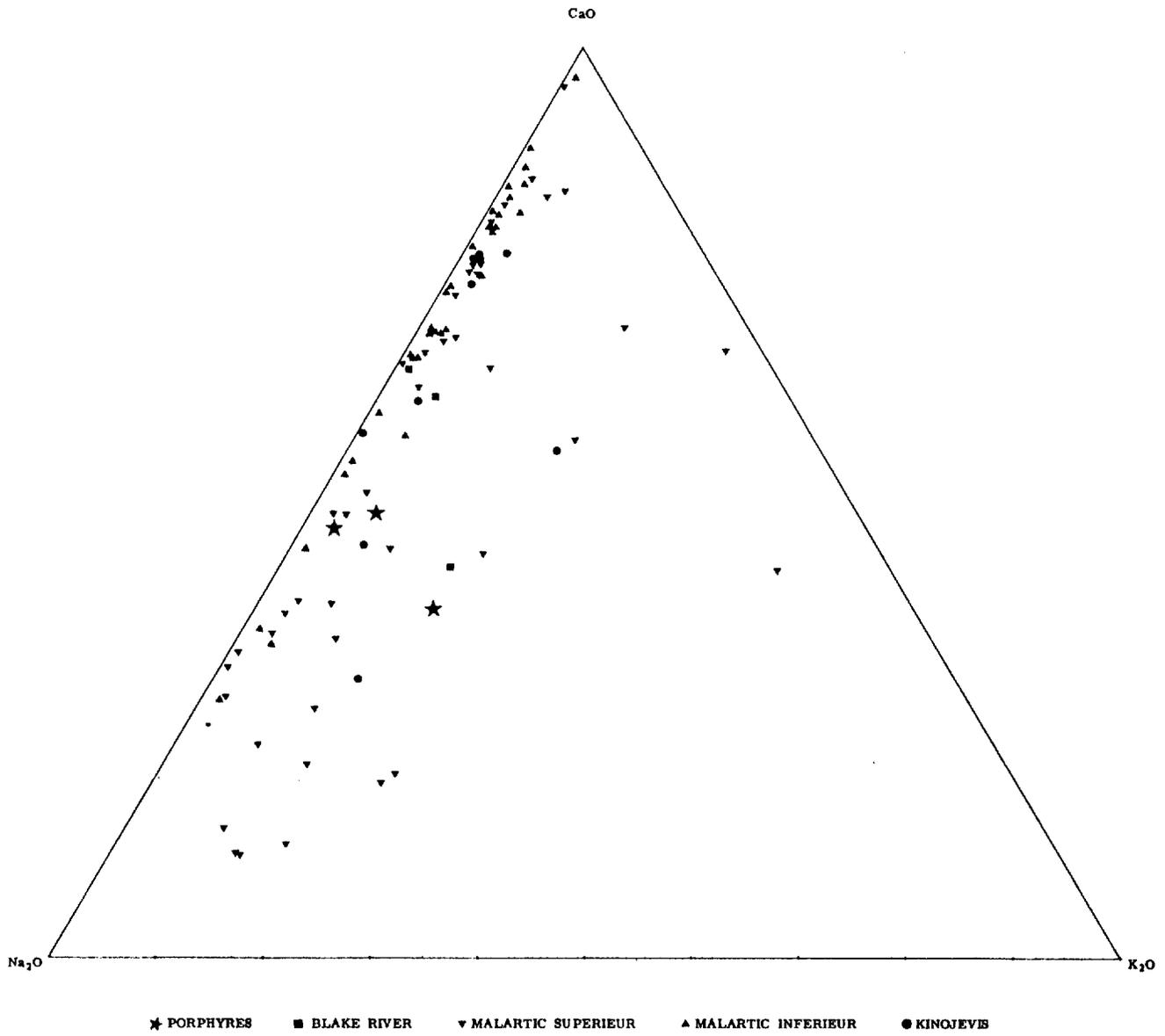


Figure 7

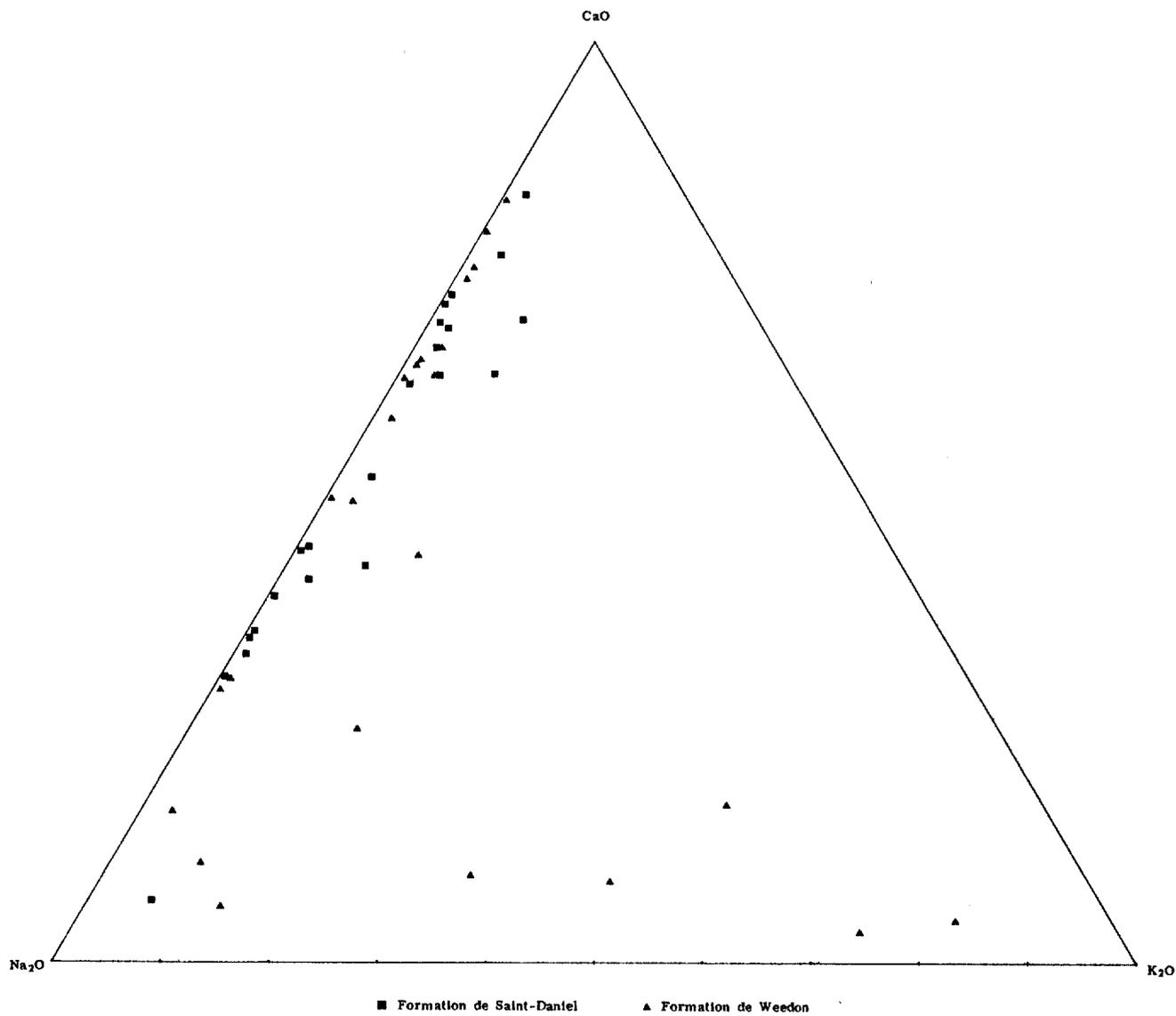


Figure 8

- par des teneurs dans l'ensemble très faibles en potassium (figures 7, 8, 11, 12), avec cependant dans le groupe de Weedon-Ascot (région de Weedon-Thetford) quelques laves acides très potassiques : il s'agit d'orthokéatophyres. E. SOLER (1969) a décrit des associations analogues dans la province de Huelva ;

- par des teneurs très variables en CaO traduisant pour un certain nombre de laves (surtout dans la région de Weedon-Thetford) un déficit en calcium par rapport aux roches volcaniques "normales" (figures 13 et 14) ;

- par des teneurs très variables en Na_2O , avec cependant dans l'ensemble des compositions plus sodiques que celles observées dans les laves cénotypiques de même acidité.

b) Remobilisations à petite échelle, problèmes d'échantillonnage et genèse des spilites

G.C. AMSTUTZ (1968) a insisté sur le fait que la richesse en sodium n'était pas réelle dans les spilites mais résultait d'un échantillonnage préférentiellement orienté vers les roches d'"aspect frais" ; cet auteur a par contre retenu la grande variabilité du rapport Ca/Na comme typique des albitophyres. Notre étude géochimique confirme cette opinion : nous observons en effet une tendance sodique due essentiellement à nos critères de sélection des échantillons alors que celle-ci est très atténuée dans les analyses effectuées par W.R.A. BARAGAR et GOODWIN (1968) sur des échantillons prélevés de manière systématique dans des laves très comparables de l'Archéen du bouclier canadien, en particulier celle de Noranda.

Ces rapides changements de composition dans les laves spilitiques nous semblent liés à des remobilisations à petite échelle, se marquant par des concentrations locales d'épidote ou zoïzite. L'étude pétrographique des parties plus claires, bien visibles sur plusieurs affleurements du

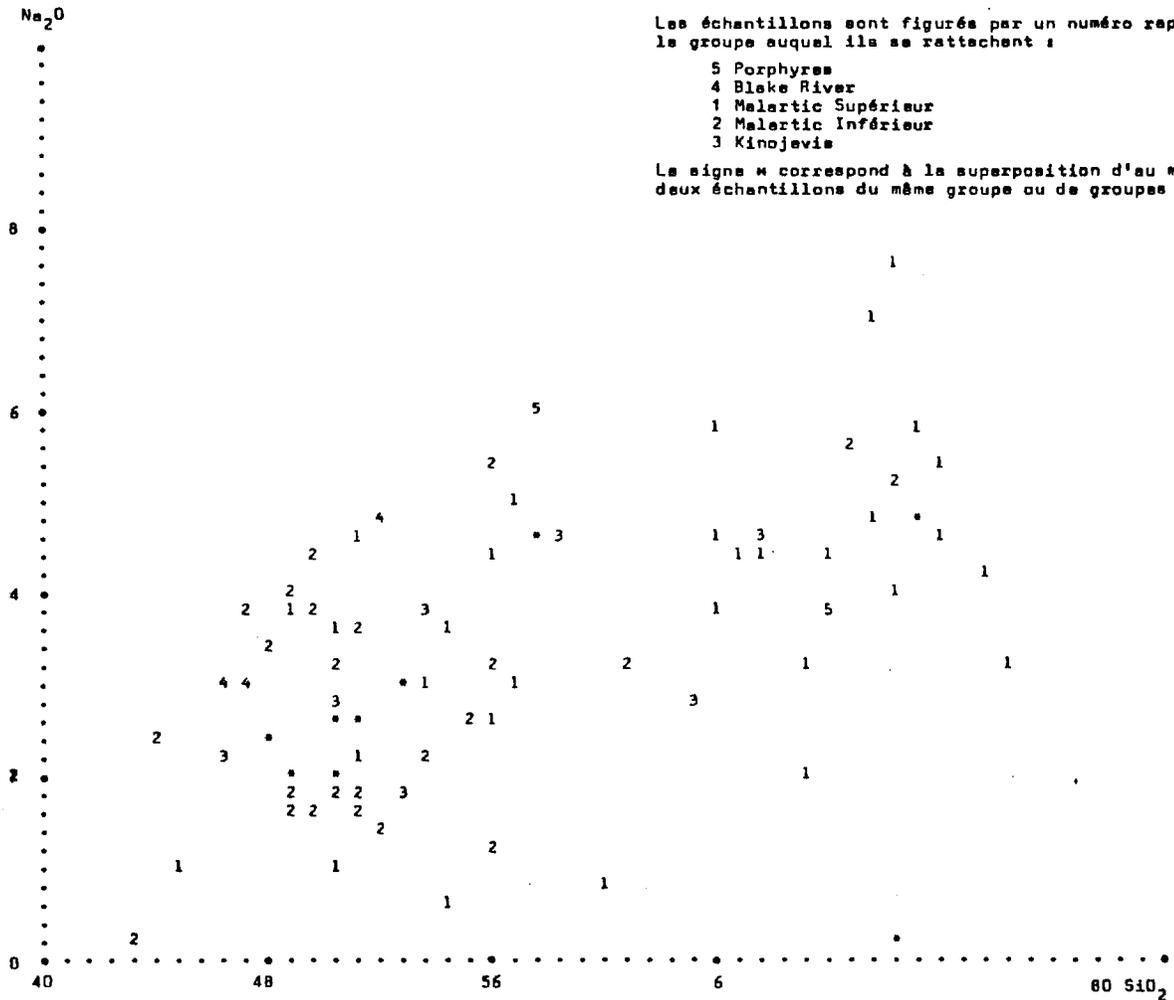


FIGURE 9.

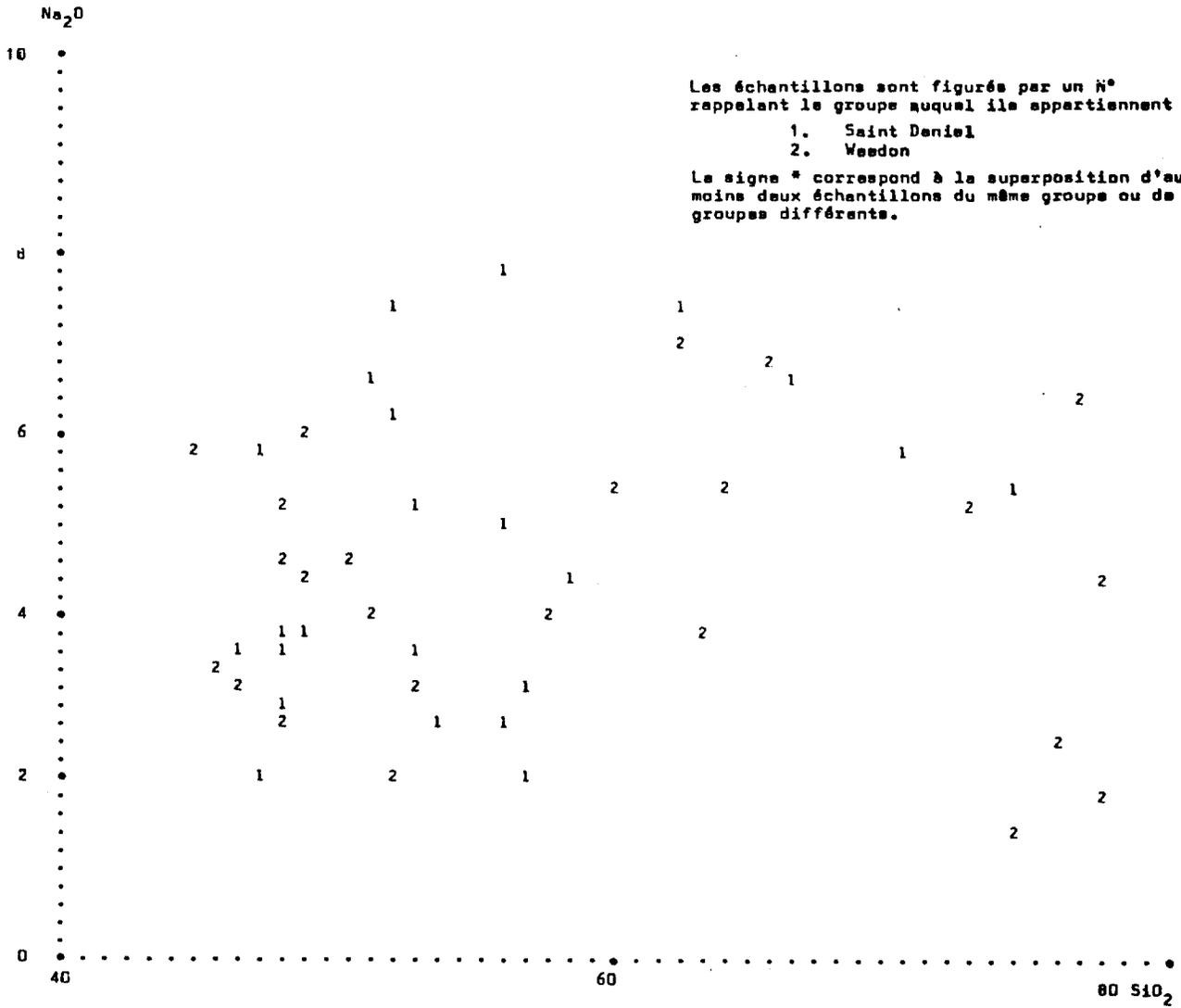


FIGURE 10.

secteur de Val d'Or (1) et considérées antérieurement comme des "ségrégations siliceuses" nous a permis de distinguer :

- des fragments anguleux de taille centimétrique à décimétrique généralement situés au coeur des pillows, plus rarement dans la matrice. D'après leur aspect ces parties constituées de quartz et zoïzite ou épidote paraissent contemporaines du volcanisme ;

- des traînées plus ou moins diffuses correspondent à des remobilisations que nous pensons liées au métamorphisme. Tous les intermédiaires peuvent se rencontrer entre les fragments anguleux et les traînées les plus estompées ;

- accidentellement des brèches tectoniques tardives dans lesquelles se concentrent les épidotes, le quartz et quelques sulfures (phénomène très local et d'échelle métrique observée à l'ancien village Perron).

L'origine des spilites a fait l'objet de nombreuses hypothèses (voir en particulier les synthèses de G.C. AMSTUTZ, 1968 et T.G. VALLANCE, 1960). Il nous semble intéressant de retenir que les concentrations locales de certains minéraux paraissent très précoces, à savoir :

- les fragments anguleux essentiellement constitués d'épidote (clinozoïzite et pistacite) et quartz, fréquemment situés au centre de pillows peu ou pas déformés ;

- des traînées claires s'insinuant dans des laves en voie de bréchification ou encore des halos clairs entourant les vacuoles. Ce phénomène nous a d'abord été montré sur la rhyolite Bedford de Rouyn-Noranda par Mme A. SPENCE où il est particulièrement net. Nous l'avons retrouvé localement dans les formations de Val d'Or. L'examen en lame mince montre qu'il correspond au remplacement sélectif de la chlorite par du quartz dans

(1) En particulier :

- Canton de Pascalis, rang II, lot 4 (affleurement de l'ancien village Perron près de l'ancienne école) : échantillons L32, A73, A251 à A254.
- Canton Vassan, rang II, partie centrale du lot 4 : échantillons L59, A241.
- Canton Senneville, rang IX, partie centrale du lot 4 à l'Est de la route : échantillons L39, A74A, A74B.

K₂O
 5
 4
 3
 2
 1
 40 48 56 64 72 80 SiO₂

Les échantillons sont figurés par un numéro rappelant le groupe auquel ils se rattachent :

- 5 Porphyres
- 4 Elaka River
- 1 Malartic Supérieur
- 2 Malartic Inférieur
- 3 Kinojevis

Le signe * correspond à la superposition d'au moins deux échantillons du même groupe ou de groupes différents.

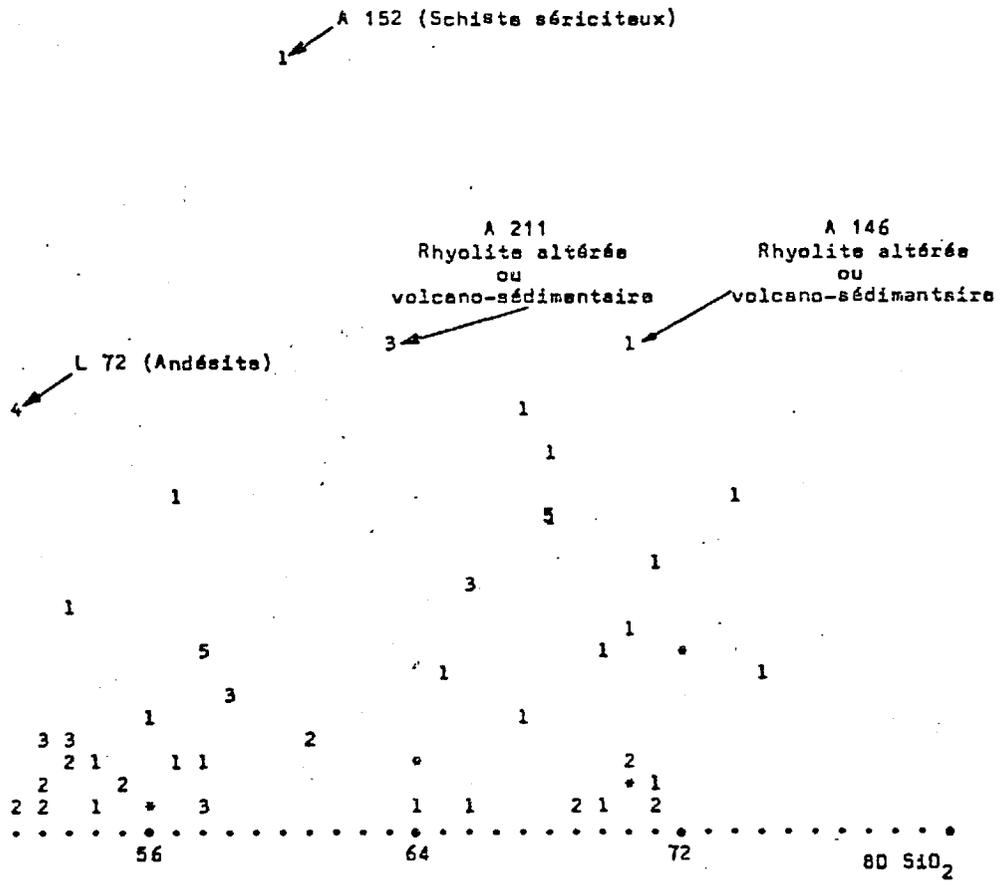


FIGURE 10.

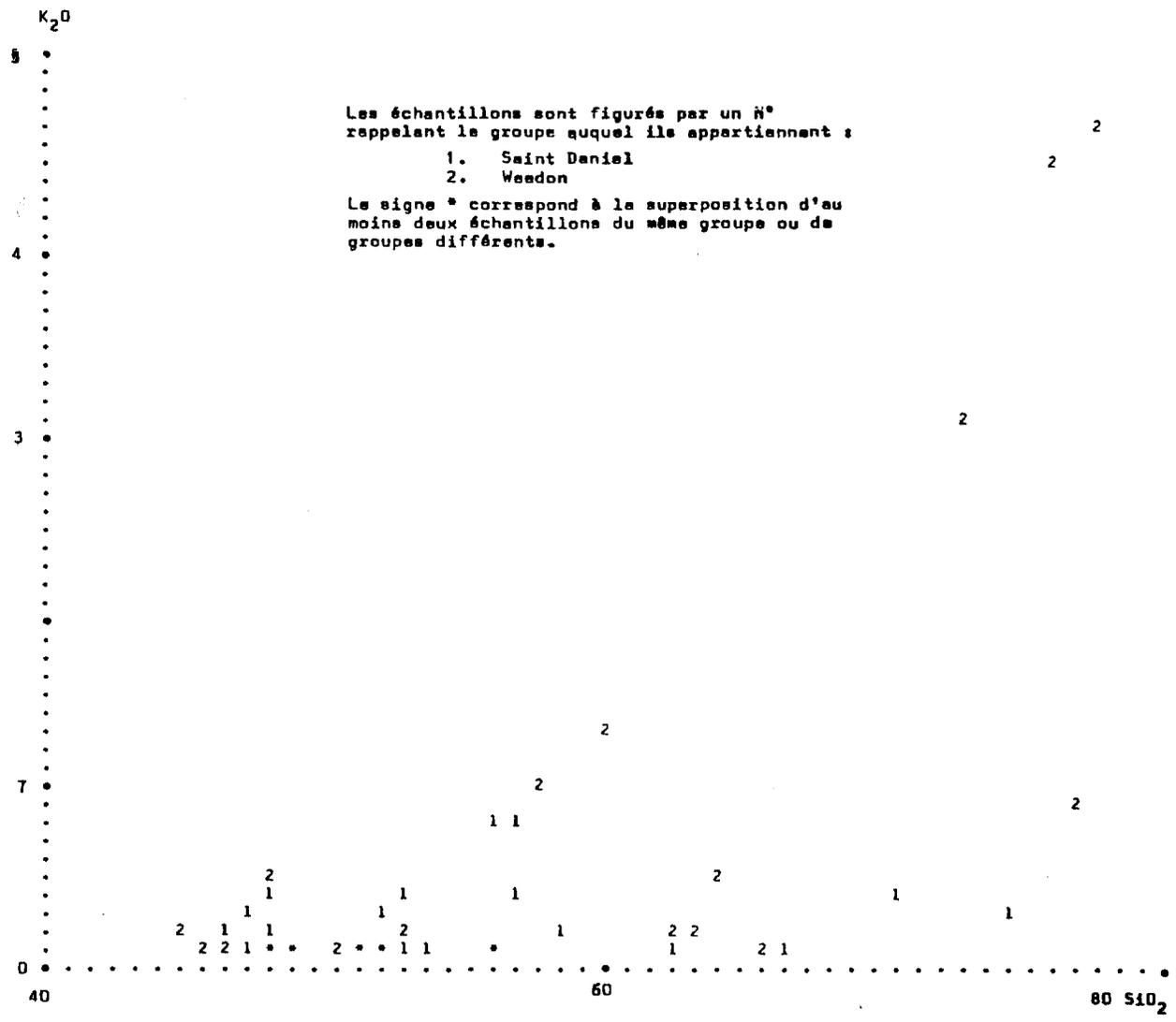


FIGURE 12.

des laves constituées d'une trame d'albite dans une matrice chloriteuse. Il y a donc là formation de quartz-kératophyres par silicifications de spilites. Les observations de terrain faites par Mme A. SPENCE montrent que ce phénomène est antérieur au métamorphisme et probablement lié à l'activité effusive. Mais on doit aussi noter que le caractère spilitique, en particulier les rapides variations du rapport Ca/Na ont été accentuées lors du métamorphisme. A propos de ce dernier il est intéressant de noter qu'il est, dans la région de Val d'Or, de faible intensité et accompagné de déformations dans l'ensemble très peu importantes, ce qui pourrait selon J.R. CANN (1969) élever considérablement les énergies de nucléation et favoriser les phénomènes de diffusion.

c) Laves spilitiques et minéralisations

A. AMSTUTZ (1968) a insisté sur l'association fréquente de minéralisations avec des laves spilitiques, citant entre autres les gîtes sulfurés cuivreux de l'Oural et de Chypre. En pratique l'association de gisement avec des laves albitophyriques ne nous semble pas suffisamment régulière pour que ces volcanites puissent être considérées comme un guide de prospection. Une précision intéressante a été récemment introduite par A. BERNARD et E. SOLER (1971) qui, comparant la province de Huelva en Espagne à celle des "Kuroko", ont indiqué que dans ces deux régions les gisements sulfurés sont associés à un volcanisme de type "spilites-kératophyres" à prédominance acide et situé dans une zone de flexure. Or nous verrons que dans les deux secteurs étudiés les minéralisations sont associées à un volcanisme acide (quartz-kératophyres ou métarhyolites, selon les terminologies utilisées) qui semble plus dériver de phénomènes de fusion sialique qu'être le terme extrême d'une différenciation par cristallisation fractionnée: ce volcanisme s'apparente à l'association "hercynotype" (G. ROCCI et J. JUTEAU, 1968), qui est comparable selon A. BERNARD et E. SOLER à celle des flexures type "Kuroko-Rio Tinto). Notons encore que le volcanisme de Noranda nous semble appartenir à cette même famille.

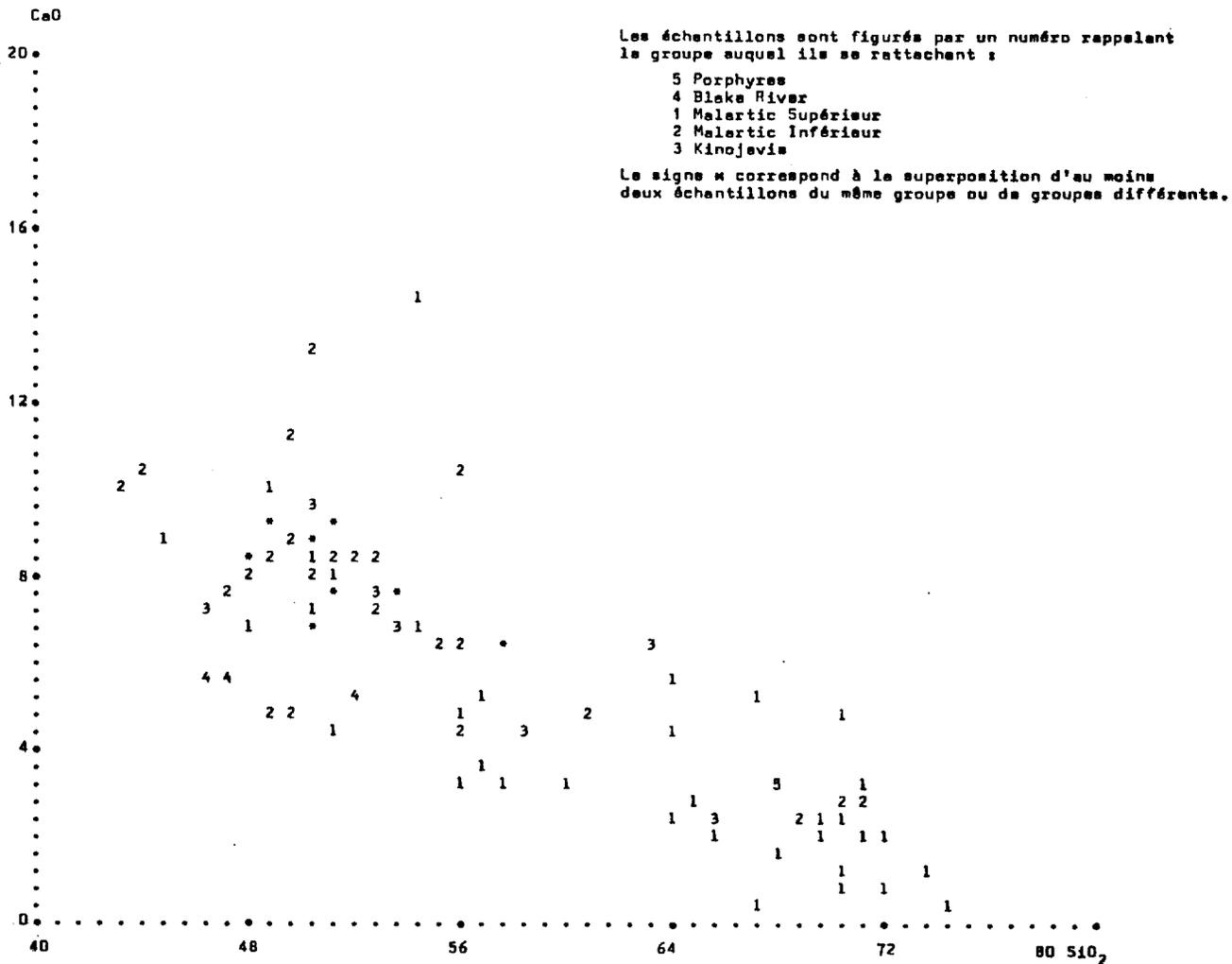


FIGURE 13.

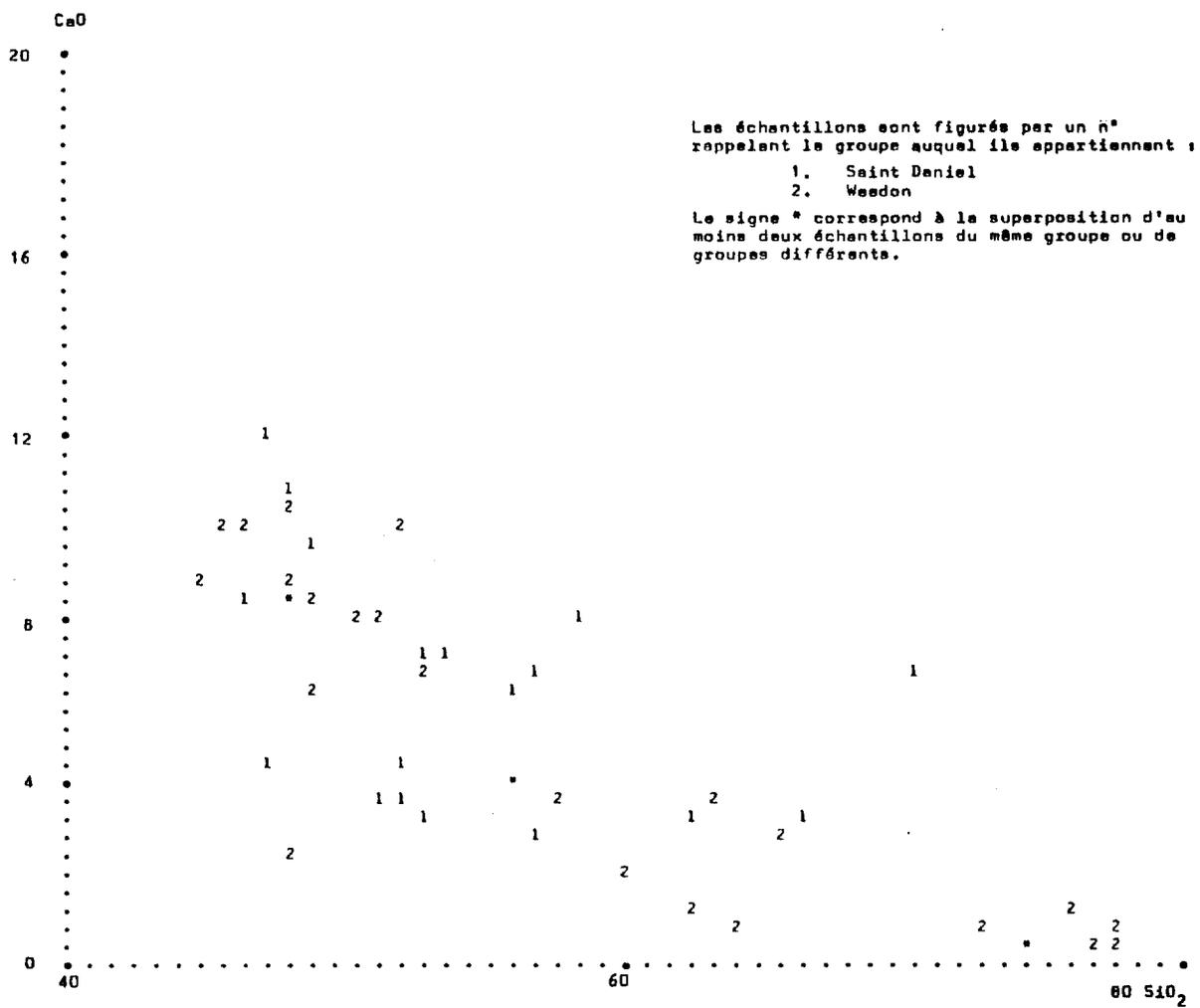


FIGURE 14.

4) Problème des enrichissements en magnésium

Quelques échantillons basaltiques ont recristallisé avec comme minéral ferro-magnésien dominant de la trémolite, qui leur donne une teinte claire (sur le terrain la basicité de ces roches est généralement sous-estimée). Ces laves ont manifestement subi un enrichissement relatif en magnésium et un appauvrissement en fer. Dans certains cas, la teneur élevée en magnésium peut être d'ailleurs liée à un accroissement de la quantité de silice sans modification notable du pourcentage de SiO_2 . La cause de ces transformations n'a pas pu jusqu'ici être précisée ; leur apparition a été notée de façon très irrégulière. Quoiqu'il en soit, cet exemple montre une fois de plus les précautions multiples qui doivent être prises avant de donner une interprétation magmatologique des compositions chimiques des volcanites.

II - VOLCANISME ARCHEEN DE LA REGION DE VAL D'OR

La géologie et le développement minier de la région de Val d'Or sont suivis de façon continue depuis plusieurs années par l'un de nous (M. LATULIPPE). C'est lui qui a donc proposé le cadre géologique qui a servi de base à l'étude pétrologique. L'échantillonnage (annexe 1) a été fait par C. ALSAC (échantillons A ...) et M. LATULIPPE (L ...).

A - GEOLOGIE REGIONALE

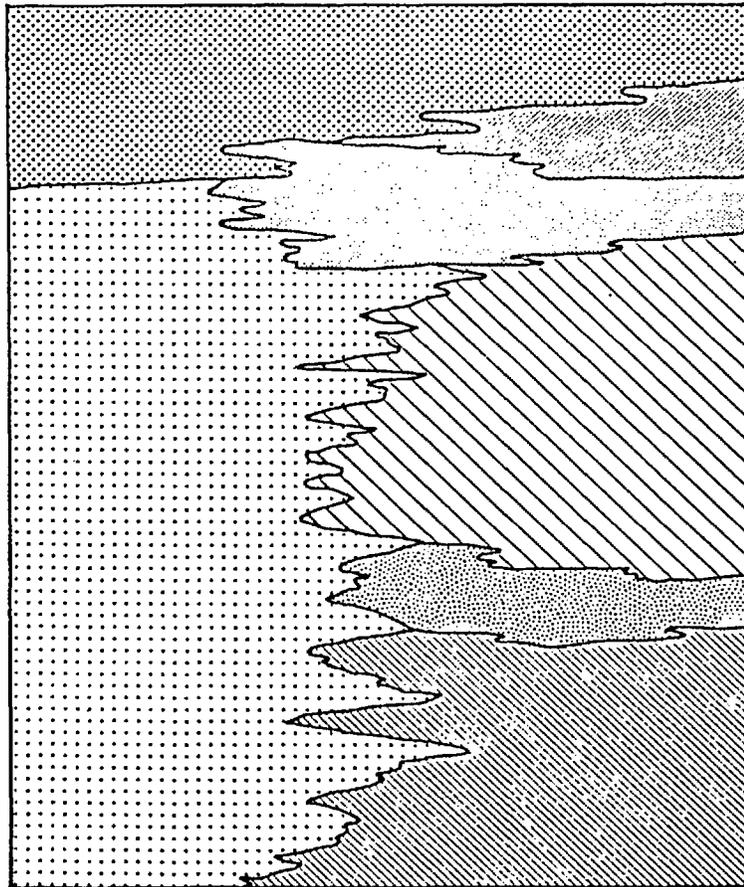
1) Cadre géologique

Les formations géologiques de la région de Val d'Or appartiennent à la province structurale du Supérieur (fig. 1) et sont d'âge précambrien inférieur ; les datations absolues (K/Ar) permettent de leur attribuer un âge antérieur à 2 700 millions d'années (J.A. LOWDON et al., 1963).

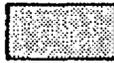
Les principales formations (figures 15 et 16) sont constituées par :

- les roches volcaniques du type Keewatin représentées ici par les groupes de Kinojevis et de Malartic (appartenant au super groupe Abitibi). Ce sont des laves très souvent en coussins, dont les compositions s'échelonnent des basaltes ou spilites (avec localement des passées ultrabasiques) aux rhyolites ou quartz-kératophyres, les termes basiques et intermédiaires étant les plus abondants. Elles sont interstratifiées avec quelques niveaux sédimentaires. La stratigraphie précise de ces formations

Fig.16- STRATIGRAPHIE DE L'ARCHEEN DE LA REGION DE VAL D'OR
(d'après M.LATULIPPE)



FORMATIONS SEDIMENTAIRES

	Groupe de Cadillac
	Groupe de Kewagama
	Groupe de Garden Island Lake
	Groupe de Pontiac

FORMATIONS VOLCANIQUES

	Groupe de Blake River
	Groupe de Mafarlic
	Groupe de Kinojevis

pose encore de nombreux problèmes mais il paraît intéressant de noter que les formations volcaniques de Malartic et Kinojevis semblent antérieures à celles du groupe de Blake River à Noranda, groupe auquel sont liés de nombreux amas sulfurés.

- Les sédiments argilo-gréseux ("grauwacke") métamorphisés du groupe de Pontiac qui représentent un équivalent stratigraphique latéral des formations volcaniques, au milieu de ces dernières sont d'ailleurs intercalés quelques niveaux sédimentaires.

- Des roches intrusives variées : filons-couches ou lits de péridotite serpentinisée, filons-couches et filons de gabbro et diorite, stocks et batholites (Bourlamaque, Lacorne ...) de granodiorite, diorite quartzifère et monzonite quartzifère. Ces batholites sont dans l'ensemble concordants et localement recoupants. Ils sont souvent entourés par des roches sédimentaires (pas les batholites de Bourlamaque et de Pascalis) (1). Ces roches granodioritiques peuvent être divisées en 2 groupes :

- . des granodiorites formant des intrusions de taille relativement petite (Bourlamaque, Bevcon) et ayant subi, comme les volcanites qui les entourent, une métamorphose dans le faciès schistes-verts. Ces stocks représentent peut-être les équivalents profonds du volcanisme ; ils renferment parfois une minéralisation disséminée en cuivre et molybdène ;
- . des granodiorites affleurant en batholites de grandes dimensions (Lamotte, Lacorne, Preissac, ...). Ces roches ne paraissent pas avoir subi le métamorphisme régional (cependant, cette observation ne serait rigoureuse que si nous connaissions avec précision les variations locales du métamorphisme régional) et

(1) Une description pétrographique de ces intrusions a été publiée par W.G. GUSSOW en 1937. Des études pétrochimiques sont actuellement faites par M. CAMPIGLIO sur le batholite de Bourlamaque et par M. AMBROSII sur ceux de Lamotte et Preissac. Nous désignons globalement ces roches par le terme "granodiorites" pris dans un sens très large.

développeraient même localement un métamorphisme de contact avec apparition de cordiérite (communication personnelle de M. AMBROSII). A ces batholites sont liés des gîtes de lithium, béryl, bismuth.

- Les dykes de diabase d'âge précambrien supérieur (900 à 2 000 millions d'années) recourent l'ensemble des formations.

Les formations volcaniques du type Keewatin et les formations sédimentaires interstratifiées sont en gros orientées Est-Ouest avec des pendages subverticaux, parfois même renversés. Les sommets des couches (déduits de la forme des pillows et du graded-bedding), sont généralement tournés vers le Sud dans le groupe de Malartic et la partie sud du groupe de Kinojevis.

L'ensemble des formations présente des paragenèses du faciès schistes-verts pouvant localement passer au faciès amphibolite-almandin. Ces variations de degré de métamorphisme peuvent être attribuées soit à des différences régionales dans l'intensité du métamorphisme régional, soit à des actions de contact au voisinage des batholites granitiques ou granodioritiques. Seule une étude systématique des paragenèses minéralogiques dans ces batholites et de leur encaissant permettrait de préciser les faciès de métamorphisme existant ainsi que les différentes phases de cristallisation qui ont pu se succéder (en particulier la possibilité d'un métamorphisme de contact suivi de rétro-morphose). Quoiqu'il en soit on doit surtout retenir que l'ensemble des formations précambriennes de Val d'Or correspond à un métamorphisme peu intense (schistes-verts) malgré son épaisseur considérable. L'un de nous, M. LATULIPPE, en a donné l'explication suivante : toutes ces formations ne se seraient jamais trouvées empilées horizontalement mais auraient été redressées progressivement au fur et à mesure de leur émission par enfoncement progressif du bassin. On doit aussi noter, ce qui est compatible avec cette interprétation, que l'ensemble des formations est peu déformé ; des niveaux schistosés existent mais très souvent les structures initiales (pillows-lavas, vacuoles, brèches, ...) sont très bien conservées. Notons à ce propos que ce type de métamorphisme de faible intensité et pratiquement sans déformation est un caractère très fréquent dans les formations archéennes (ANHAEUSSER C.R. et al., 1969).

2) Formations volcaniques

Lorsqu'on fait une coupe nord-sud, c'est-à-dire en remontant la série selon l'ordre stratigraphique, on rencontre successivement :

a) le groupe de Kinojevis, qui est, dans le secteur étudié, essentiellement constitué de laves basiques et intermédiaires, mais quelques volcanites acides sont connues plus au Nord (Barraute). Les laves intermédiaires ont été parfois cartographiées en laves acides mais sont, notons le encore, totalement différentes des véritables métarhyolites et quartz-kératophyres du groupe de Malartic liés à la minéralisation en cuivre et zinc. Ces laves intermédiaires sont constituées de deux phases : un fond vert basique montrant souvent un débit en pillows-lavas et des parties plus claires (fragments anguleux à contours nets, veines à contours diffus), qui sont essentiellement constituées d'épidotes (cf. ci-dessus § I.D. 3.b).

Les coulées basiques présentent tantôt un débit en coussins, tantôt une fragmentation selon des cassures polygonales avec une maille d'échelle métrique.

De nombreux filons-couches de gabbro et de diorite sont interstratifiés dans des laves de ce groupe. Ils paraissent généralement moins diaclasés ou schistosés que les laves encaissantes.

b) Le groupe de Malartic. Il est constitué par un empilement de laves allant de termes ultrabasiques (associées généralement à des péridotites serpentinisées) à des termes très acides (quartz-kératophyres et métarhyolites) situé au Sud, c'est-à-dire, au sommet de la série. La présence de ces laves très acides auxquelles semblent liés les gisements de cuivre et zinc, est une différence fondamentale de ce groupe de Malartic par rapport au groupe de Kinojevis. On doit cependant remarquer que, les rhyolites et quartz-kératophyres sont plus rares que dans la région de Noranda. D'une manière générale les formations intermédiaires et basiques sont les plus abondantes. Toutes ces formations sont intercalées avec des filons-couches et filons de gabbro et diorite.

3) Minéralisations associées au volcanisme

Nous nous sommes exclusivement intéressés aux minéralisations liées au volcanisme (cuivre, zinc) et aux intrusions subvolcaniques (or). On peut cependant mentionner pour mémoire que le batholite de Lacorne est associé à une série de pegmatites (béryl, bismuth, lithium selon les zones) et que des indices de cuivre et molybdène disséminés sont connus dans les batholites de Bourlamaque et Bevcon. On rencontre dans les péridotites des zones à filonnets d'amiante mais les réserves actuellement connues sont insuffisantes pour constituer des gisements exploitables ; enfin, des gisements de nickel ont été exploités avec succès dans le canton de Lamotte : ils sont dans la serpentine qui fait partie des filons-couches ultrabasiques du groupe de Malartic.

Avant de passer aux gîtes liés au volcanisme et intrusions correspondantes signalons pour mémoire que l'on trouve en intercalation dans les coulées à pillows-lavas des niveaux de schistes quartzeux et graphiteux riches en pyrite.

a) Gîtes de sulfures de cuivre et de zinc

Ils sont localisés dans la zone où apparaissent les roches les plus acides du groupe de Malartic. D'une manière générale il est intéressant de procéder à un examen au microscope des laves liées à la minéralisation afin de préciser leur nature car dans ces roches altérées l'étude détaillée des lames minces apporte autant sinon plus de renseignements que les analyses chimiques (1). A l'ancien gisement de Dunraine (Rainville Copper Mine) la minéralisation (pyrite et chalcopryrite) se trouve dans des projections le plus souvent transformées en schistes à séricite, chlorite et carbonate. Quelques échantillons de carotte (A 72 a, b, c, d) recueillis dans les déblais observés au microscope, ont montré des faciès mixtes volcano-sédimentaires souvent riches en quartz. Les silicifications secondaires jouent un rôle important dans ces formations. Ce gisement de

(1) L'étude systématique des éléments en traces pourrait peut-être apporter des précisions intéressantes sur les halos de dispersion autour des gisements.

Dunraine a fourni du cuivre avec un peu d'or et d'argent mais pas de zinc. Ceci paraît lié au fait que l'érosion a supprimé les parties les plus éloignées du centre d'émission, en effet dans les gisements de sulfure massif on observe parfois une zonalité : les parties les plus proches du centre d'émission sont surtout constituées par de la chalcopryrite tandis que les parties plus éloignées sont enrichies en blende. Notons enfin que des remobilisations à petite échelle de la minéralisation selon la schistosité sont fréquentes.

A la mine Manitou-Barvue, située sur la bordure sud du batholite de Bourlamaque, la minéralisation forme deux niveaux parallèles en plan, mais de pendages différents (80°N pour le niveau à zinc, 45°N pour celui à cuivre) dans des tufs très schistosés et altérés. Le zinc est situé stratigraphiquement au-dessus du cuivre ce qui correspond à la zonalité généralement observée dans les amas de ce type.

A East-Sullivan, sur la bordure occidentale du pluton de diorite et monzonite, la minéralisation (cuivre, zinc) forme des lentilles associées à des tufs siliceux dans une formation tuffacée, recoupée par des dykes de diorite ou gabbro et de porphyre. Dans la bordure du pluton un dépôt à chalcopryrite seul correspond soit à une concentration du cuivre provoquée par l'intrusion, soit à un apport minéralisé "émanant" de cette intrusion (type cuivre disséminé).

A la mine Louvem, récemment découverte, le sulfure se trouve dans un agglomérat acide associé à des schistes chloriteux et sériciteux ; cette formation se trouve au Sud (ce qui semble correspondre stratigraphiquement à un âge plus récent) d'une série de pillows-lavas dans lesquels l'examen au microscope montre une forte silicification.

b) Gisements d'or

L'un de nous, M. LATULIPPE (1963, 1966) a insisté sur les guides structuraux qui commandent la répartition des gisements d'or : les dépôts hydrothermaux de quartz aurifères se mettent en place dans des cassures ouvertes au sein des roches compétentes, à proximité des failles majeures. Le même auteur a aussi insisté sur l'association générale de ces gisements avec des intrusions neutres ou acides (porphyres) dans un contexte de roches riches en fer.

A la mine Lamaque l'or est lié à une cheminée de granodiorite et diorite plus ou moins porphyrique qui est intrusive dans les roches volcaniques ; les formations sont très faillées. Ce gisement, encore en exploitation, a fourni depuis 1934, 3,7 millions d'onces d'or (soit 20 millions de tonnes de minerai).

A la mine Sigma on a des dykes et filons-couches dioritiques dans des formations volcaniques. La minéralisation se concentre dans une série de failles mineures transverses sur une faille majeure stérile. Cette mine est en activité ; de 1937 à la fin de 1969, elle a fourni 2,3 millions d'onces d'or, soit 12,7 millions de tonnes de minerai à 0,19 once/tonne.

A la mine Akasaba l'or est localisé dans une zone fracturée à l'intérieur d'un filon-couche épais d'environ une dizaine de mètres et constitué de gabbro ou diorite avec localement des chloritites. L'or est associé à de la pyrite, de la pyrrhotite et de la chalcopyrite (non exploitée). Au Nord du gisement se trouve une lave basique à pillows-lavas dans laquelle on trouve localement des sulfures et un peu d'or. On peut observer dans les déblais de la mine des pillows pris dans une matrice très riche en sulfure. Notons cependant que seule la zone fracturée de la "diorite" a été exploitable.

L'or de la mine Louvicourt Goldfields se trouve dans du quartz à pyrite emplissant des fractures de tension et dilatation à l'intérieur d'un dyke de diorite recoupé par de nombreux filons de porphyre ; l'étude pétrographique a montré que ces porphyres (A 70) sont des microdiorites relativement sombres et semblent plutôt avoir subi une altération hydrothermale (reliques de feldspath basique, hornblende, séricitisation le long de microfractures) qu'une rétro-morphose ou métamorphisme régional, ce qui conduit à se demander si ces roches sont postérieures au métamorphisme régional. En ce qui concerne la diorite (A 70) elle montre au microscope, une texture micropegmatitique qui l'apparente aux granophyres : une roche assez comparable par sa texture (L 28), a, par ailleurs, été prélevée par M. LATULIPPE dans les déblais de l'ancienne mine Lapaska. Il serait intéressant de voir si la présence de différenciés granophyriques est généralement dans les gisements aurifères de ce secteur.

La mine Perron, située sur la bordure occidentale du batholite de Bourlamaque, a été ouverte dans la granodiorite qui est intrusive dans les laves à pillows-lavas (laves basiques avec parties plus claires considérées comme des ségrégations acides). L'or est localisé dans une série de filons à l'intérieur de la granodiorite.

B - ETUDE PETROLOGIQUE

Dans une première partie nous décrirons (texture, minéralogie, composition chimique) les principaux types de roches observées et essaierons de préciser pour chacun d'eux, en particulier par un examen de la norme CIPW et des paramètres de A. LACROIX, les modifications chimiques qu'ont pu subir les roches volcaniques ou subvolcaniques après leur cristallisation, soit sous l'effet d'actions hydrothermales tardi-magmatiques, soit pendant ou après le métamorphisme ; la représentativité du chimisme des roches métamorphiques telles que nous les observons aujourd'hui, par rapport aux roches ignées initiales ayant été estimées, nous montrerons dans une deuxième partie, à l'aide d'une série de diagrammes, les principales tendances chimiques du magmatisme ; la troisième partie sera consacrée au rattachement des laves de Val d'Or à une ou plusieurs grandes séries magmatiques.

Les roches ont été divisées en groupes dans lesquels sont en général réunis des faciès rétro-morphosés sans modifications importantes du chimisme (métabasaltes, méta-andésites, ...) et leurs équivalents albitophyriques (spilites, kératophyres, ...). Il n'est en effet pas possible d'établir une coupure nette entre ces deux types de faciès, tous les intermédiaires paraissant exister. Il importe d'ailleurs de remarquer que, mis à part les métarhyolites et quartz-kératophyres qui s'y rattachent, il existe dans les termes de passage entre les types pétrographiques distingués ci-après.

1) Principaux types de roches volcaniques

D'une manière générale les termes basiques sont plus abondants qu'on le pensait. Les véritables métarhyolites sont rares et les roches acides les plus répandues sont les métadacites ou les métagranophyres ; cette rareté des termes très siliceux ($\text{SiO}_2 > 70 \%$) est une différence marquante avec la région de Rouyn-Noranda. Un échantillonnage détaillé de fragments clairs (rapporté sur le terrain aux laves acides) dans les formations pyroclastiques a confirmé que les métarhyolites sont peu fréquentes, en effet ces fragments "siliceux" de nature variable : basaltes à vacuoles remplies de quartz (A 184), basalte microlitique (A 193), quartz-kératophyre résultant peut-être d'une silicification secondaire de spilite (A 200, A 207a, A 207b ; cf. § I.D.3.b), amas de zoïzite ou cryptozoïzite (A 219, A 239, ... ; cf. § I.D.3.b).

a) Métarhyolites et quartz-kératophyres clairs

Ces roches, peu fréquentes, ont été trouvées uniquement dans la partie supérieure du groupe de Malartic, souvent à proximité immédiate de gisement : L19 provient de la mine Dunraine, A 167, A 169 et A 171 ont été prélevés à environ un mille de cette dernière ; L4 a été trouvé à la mine Louvem, A 68 dans la zone située au Sud de la mine d'or d'Akasaba ; L29 est un faciès bréchique altéré ou volcano-sédimentaire qui semble se rattacher à ce groupe ; A 138affleurement à 200 mètres à l'Ouest du puits de la mine East-Sullivan paraît être un faciès très recristallisé (avec développement d'épidote et biotite).

Dans les échantillons observés (A 138 excepté) la recristallisation s'est faite sans déformation importante et la texture porphyrique apparaît clairement.

Les phénocristaux sont formés d'albite subautomorphe et parfois de quartz ; la première est tantôt limpide (L4), tantôt piquetée d'un peu de carbonate (A 167, A 169, A 171) avec accessoirement de la clinozoïzite ou de l'épidote (L19) ; dans les clivages de l'albite on observe aussi la

présence d'un peu de séricite. Le quartz, en amas polycristallins, correspondant à d'anciens phénocristaux automorphes ou subautomorphes granulés et recristallisés, est commun, mais peut manquer dans certains faciès : absent dans L19, rare dans A 169 qui semble être un équivalent latéral de A 171 où les phénocristaux de quartz sont nombreux.

La mésostase est essentiellement constituée de quartz et d'albite accompagnés d'un peu de séricite et de chlorite. Accessoirement on rencontre du carbonate, de la pyrite, du leucoxène et de l'apatite.

Dans les faciès altérés (A 68) se développent des traînées de carbonate et séricite et des amas d'épidote ; l'échantillon L4 montre des petits amas de quartz qui pourraient correspondre à une silicification secondaire.

La composition et la texture de ces roches les apparentent aux rhyolites ; leur composition minéralogique et chimique pose deux problèmes :

- le premier est l'interprétation de la valeur anormalement faible de leur rapport K_2O/Na_2O (paramètres K de NIGGLI et s de LACROIX ainsi que figures 7,9 et 11). Il n'existe en effet pas, à notre connaissance, de laves fraîches de composition analogue (les rhyolites sodiques du type pantellerite auxquelles on pourrait penser ont en effet des teneurs en K_2O plus élevées et contiennent dans leur norme de l'acmite) ; ce type de composition, qui est d'ailleurs très fréquent dans les rhyolites métamorphisées ("porphyroïdes" du Précambrien et Paléozoïque d'Afrique et Madagascar), s'apparente à celui des quartz-kératophyres.

- Le deuxième problème posé par la composition de ces roches est celui de leur teneur relativement basse en Al_2O_3 et élevée en $(Fe_2O_3 + FeO)$ et MgO : ceci traduit dans la norme par l'apparition d'une très forte quantité de quartz (40 %) accompagnée de relativement peu de feldspath (30 à 35 %) et d'un pourcentage anormalement élevé pour ce type de roche d'hypersthène (11 % dans L4 !). Cette composition est anormale et nous aurons à en tenir compte dans l'interprétation des diagrammes. Les particularités

chimico-minéralogiques qui viennent d'être mentionnées font apparaître la probabilité de modifications secondaires des rhyolites dont nous allons essayer de préciser la nature et l'importance : l'examen au microscope de l'échantillon L4 montre d'une part que la mésostase est essentiellement quartzique (\pm séricite, \pm chlorite mais pas de feldspath), d'autre part que cette lave renferme de nombreux amas polycristallins de quartz qui peuvent être interprétés soit comme des phénocristaux déformés et recristallisés (mais les phénocristaux de feldspath ne sont pas déformés) soit plutôt résultants d'apports secondaires. Ces observations nous conduisent donc à considérer que les métarhyolites et quartz-kératophyres, qui d'ailleurs se trouvent pour la plupart à proximité immédiate de zones minéralisées, ont fréquemment subi une silicification, celle-ci a porté de façon sélective sur la mésostase (vitreuse ?) et pourrait être rattachée à une phase hydrothermale magmatique liée aux minéralisations. L'enrichissement en fer et magnésium a pu se produire en partie par apport (pyritisation pour le fer), en partie de façon "passive" (départ d'aluminium, le fer et le magnésium restant inertes). Bien que ces résultats soient hypothétiques on peut noter leur ressemblance avec les phénomènes décrits à Noranda.

b) Métadacites et quartz-kératophyres granophyriques riches en amphibole

Ces roches représentent les laves acides les plus fréquentes ; à la différence des métarhyolites elles se rencontrent dans tout le groupe de Malartic. Elles ont été aussi échantillonnées dans la formation de Kinojevis.

La composition de ces roches s'étend sur une large gamme de teneur en SiO_2 : 64 à 70 % (cf. annexe 1). Les roches de ce groupe ont en commun leur texture à tendance granophyrique, leur composition minéralogique caractérisée par l'association albite-hornblende hastingsitique et leur chimisme marqué par des teneurs relativement élevées en fer (différenciation de type tholéitique bien visible sur le diagramme triangulaire AFM, figure 19). Il semble qu'il y ait une série de différenciation continue partant des termes basaltiques ou spilitiques (basaltes

sphérolitiques A 160, L89) pour aboutir à des laves dacitiques ou quartz-kératophyriques dont le terme extrême serait représenté par A 151 (fond microlitique avec phénocristaux de quartz ; teneur en $\text{SiO}_2 \approx 70\%$). A ce groupe on peut en outre rattacher L26, (tuf dacitique ?), L29 (fond riche en chlorite et séricite correspondant à une altération ?), L38 (dacite ou andésite à vacuoles remplies par du quartz secondaire ?).

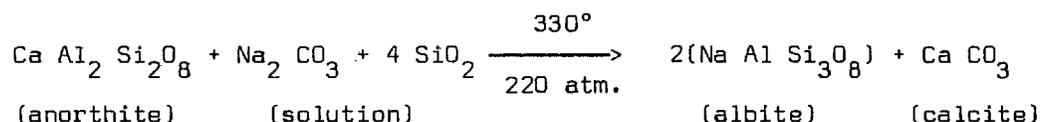
Ces laves forment des coulées soit massives, soit en coussins. On doit noter à ce sujet que la formation de pillows-lavas dans des épanchements relativement acides a aussi été décrite à Noranda. Ce cas est très rarement mentionné ailleurs dans la littérature.

L'échantillon L24 comprend des blocs non schistosés qui permettent de voir la texture originelle bien conservée : la roche, légèrement vacuolaire est porphyrique à fond felsitique avec localement des dispositions sphérolitiques. Il semble qu'on puisse passer en continuité de ce type de texture à celle des granophyres. Cette filiations est aussi suggérée par la ressemblance de composition entre ces deux groupes de roche (cf. L28 et L105). Les phénocristaux sont constitués par de l'albite sub-automorphe à aspect terreux (kaolin) renfermant très peu de carbonate et d'épidote, quelques quartz arrondis et surtout de grandes hornblendes vertes aciculaires. La mésostase comprend un fond quartzo-feldspathique, de petits cristaux automorphes de hornblende verte, des paillettes de biotite brun-vert néoformée, un peu de carbonate et quelques cristaux épars de pyrite ou magnétite.

Les laves de ce groupe acquièrent souvent des faciès différents par recristallisation. Nous venons de décrire une roche non déformée mais le plus souvent on observe une schistosité très marquée avec très fréquemment des microplis (les "cigares" de L84 dans le canton de Malartic sont la matérialisation de ces microplis).

La norme de ces laves (L85, L91, L105) les apparente aux dacites mais la basicité de leur plagioclase est anormalement faible (spilitisation). Le chimisme des dacites n'est cependant défini que grossièrement par la norme et nous verrons lors de l'étude des diagrammes pétrographiques que les points figuratifs sont aberrants par rapport aux dacites les plus courantes. Ceci peut être expliqué par un apport de silice lié à l'albitisa-

tion avec une réaction comparable à celle réalisée expérimentalement par P. ESKOLA, U. VUORISTO et R. RANKAMA (1935) :



mais il est possible de proposer une autre explication dans laquelle le caractère sodique du magma n'intervient pas (celui-ci ayant pu être acquis secondairement sans variation des teneurs en SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO conformément à l'hypothèse de M. FONTEILLES, ou étant au contraire primaire). Nous devons pour cela nous rappeler que les métadacites de Val d'Or présentent de grandes ressemblances de texture ainsi que de composition minéralogique et chimique avec les granophyres. Les anomalies (excepté la teneur élevée en Na_2O) des métadacites par rapport aux "dacites moyennes" citées dans la littérature (qui généralement correspondent aux dacites du volcanisme orogénique, principalement celui des ceintures péripacifiques) disparaissent, lorsqu'on les compare aux différenciés granophyriques des dolérites (cf. annexe 1, analyses de comparaison). Ces considérations appuient notre interprétation, à savoir : les métadacites et quartz-kératophyres granophyriques de Val d'Or correspondent à une lignée de différenciation par cristallisation fractionnée d'un magma basaltique.

c) Métagranophyres

Ce type de roche, rare dans notre région, est représenté par des échantillons provenant de la partie supérieure du groupe de Malartic en liaison spatiale étroite avec des minéralisations aurifères :

- L 28 : ancien puits de mise Lapaska.
- A 71 : rebuts de la mine Louvicourt.
- A 222 et A 223 : déblais de la mine Vicour.

L'examen de ces deux échantillons et leur position géologique incitent à penser qu'ils représentent les intermédiaires de demi-profondeur entre les intrusions (gabbro-diorite ou même granite selon les

points) et les laves intermédiaires et acides.

Ces échantillons présentent de grandes analogies, L28 est un des mieux conservés et des moins altérés : c'est une roche à texture granophyrique typique (association micropegmatitique du quartz et du feldspath, disposition à tendance rayonnante des lattes de feldspath). Le quartz et l'albite limpide sont abondants, dans les interstices se trouve de la prochlorite à tendance ferrifère ; parmi les minéraux les plus communs, on note surtout le carbonate en plages irrégulières, la pyrite en cristaux automorphes assez gros ; la magnétite ou titanomagnétite est peu abondante ; accessoirement on doit remarquer la présence de tourmaline verte (néoformée). L'échantillon A71 est plus cataclasé et parvouru par des nombreux filonnets de carbonate. Dans A 222, la chlorite est associée à de la biotite (intensité du métamorphisme atteignant la base du faciès schistes-verts), A 223 est remarquable par ses traînées de tourmaline.

La composition chimique des granophyres nous est donnée par l'échantillon L28. A part son caractère sodique accentué, le granophyre L28 ressemble beaucoup aux différenciés (granophyres et pegmatoïdes) des dolérites tholéitiques (voir analyses de comparaison, annexe 1).

d) Méta-andésites et kératophyres

Dans ce groupe sont rassemblées des laves claires d'acidité moyenne, dont la composition normative peut contenir jusqu'à 20 % de quartz. Nous adoptons en cela la nomenclature proposée par A.L. STRECKEISEN (1967) ; cet auteur a en effet noté que le nom d'andésite désigne des roches à léger excès de silice (qui dans la terminologie de A. LACROIX sont désignées sous le nom de "dacitoïdes"). Nous n'avons pas observé de roches dont la texture et la composition évoquent les trachytes : les échantillons ayant des compositions apparentées à celles de ce type de laves ont des rapports Na/K beaucoup trop élevés. Notons en passant que la reconnaissance de laves de la série alcaline est d'une manière très délicate dans les séries spilitiques, les teneurs en K_2O étant beaucoup trop faibles pour envisager un rattachement pur et simple aux faciès cénotypiques.

Les laves de ce groupe présentent de nombreuses variations de texture et de composition minéralogique. On peut distinguer :

- des méta-andésites et kératophyres aphanitiques dans lesquelles on peut distinguer un type à biotite et un type sans biotite. Cette subdivision effectuée d'après l'examen des lames minces ne semble pas correspondre à des différences majeures dans le chimisme des laves : elle traduit plutôt de légères variations dans l'intensité du métamorphisme qui localement atteint la base du faciès "schistes-verts" ce qui se traduit par la cristallisation d'un peu de biotite blastique. Dans un cas cependant (L72) la biotite est relativement abondante et semble correspondre à une altération.

. Méta-andésites et kératophyres contenant un peu de biotite. Ce type de roche a été essentiellement rencontré dans la partie supérieure du groupe de Malar-tic (L8, L11, L82, L106, L109), dans le groupe de Kinojevis (L40, d'ailleurs légèrement porphyrique) et celui de Blake River (L72, semblant correspondre à un faciès altéré et L82). Ces roches se présentent souvent sous forme de pillows-lavas et des brèches. L' chantillon L14 dans lequel on reconnaît des biotites résiduelles, mais pas de biotite fraîche, semble pouvoir être rattaché à ce groupe.

Ce sont des roches à grain fin et texture microlitique ; les phénocristaux (feldspath) y sont généralement rares. Au microscope on y distingue une trame de microlites d'albite en général limpide mais renfermant quelques inclusions de chlorite ou épidote (les phénocristaux d'albite ont un aspect terreux dans L11 mais sont limpides dans L106). Le quartz est souvent abondant (L8 en particulier) il semble parfois correspondre à des remplissages secondaires de vacuoles (L38), tantôt traduire une tendance siliceuse du magma originel (passage aux dacites). Les minéraux colorés sont la chlorite, l'actinote (ou parfois hornblende) et la biotite en cristaux blastiques frais ; ce dernier minéral peut devenir très abondant : dans L72 par exemple

les éléments colorés sont essentiellement constitués par la biotite et l'amphibole, la chlorite est absente. Les minéraux accessoires sont la titano-magnétite, le leucoxène et parfois un peu de sulfures (pyrite). Le calcul de la norme conduit à séparer L72 des autres roches de ce groupe : nous avons déjà noté que cet échantillon était riche en biotite, ceci se traduit par la formation d'une quantité relativement importante d'orthose (11 % contre moins de 2 % dans les autres laves de ce groupe) entraînant l'apparition de minéraux déficitaires en SiO_2 (olivine et même néphéline). La composition de cette roche conduirait à la ranger dans les basaltes néphéliniphères mais il semble plutôt qu'il s'agisse d'un faciès modifié par biotitisation. Dans l'ensemble les autres laves de ce groupe ne paraissent pas avoir subi de modifications chimiques secondaires importantes, on peut cependant noter qu'un des échantillons (L82) est sillonné par de fines fractures remplies de quartz et épidote, altération qui est aussi connue dans la région de Rouyn-Noranda où elle est considérée localement (andésite Amulett dans la zone de Waite) comme un guide de prospection (d'après les renseignements oraux communiqués au cours d'une excursion effectuée par l'un de nous, C. ALSAC, en juin 1969 sous la direction du Pr A.M. GOODWIN).

- Méta-andésites et kératophyres ne contenant pas de biotite. Les échantillons de ce type proviennent du Malartic supérieur. L'échantillon L38 provenant de la partie inférieure du Malartic semble pouvoir être rattaché à ce groupe dont il serait un terme enrichi en silice secondaire par remplissage de quartz dans les vacuoles.

La texture est en général microlitique (avec une orientation marquée dans L15), les phénocristaux sont rares. On observe une trame de plagioclase (albite), de l'épidote abondante disséminée dans

la masse et localement concentrée dans des veinules, de la chlorite et un peu de séricite. Le quartz est peu abondant, il apparaît surtout dans les filonnets. Le fond est semé de nombreux petits amas de leucoxène ; la magnétite ou titano-magnétite xénomorphe est rare. Le carbonate est présent dans L15 et L20 où il forme des taches irrégulières réparties (avec une concentration dans les phénocristaux de feldspath pour L20). L10 est relativement sombre et peut être considéré, au moins par sa composition, comme un terme de transition vers les basaltes.

- Méta-andésites et métadacites et kératophyres porphyriques.

Nous avons classé dans ce groupe des échantillons provenant du groupe de Malartic (L17, L18, L31, A 143 pris dans la partie supérieure, L22 dans la partie inférieure).

Ces roches ont une texture porphyrique très accentuée avec des phénocristaux trappus de feldspath nombreux et bien reconnaissables malgré la recristallisation et la cataclase qu'ils ont subies. Ce sont manifestement des cumulats feldspathiques. Les phénocristaux sont formés par de l'albite à aspect terreux (kaolin) en lumière naturelle : ils sont piquet s de clinozoïzite ou épidote, séricite, chlorite (se logeant surtout dans les clivages) et parfois carbonate. Les deux premiers minéraux se concentrent d'une part au cœur des phénocristaux, d'autre part selon des zones concentriques : cette disposition, particulièrement nette dans L18 est la marque d'une ancienne zonation normale du plagioclase ; les roches dans lesquelles nous l'observons sont des andésites r tromorphos es.

Entre les phénocristaux la mésostase est essentiellement composée de chlorite et quartz (ce dernier en partie hydrothermal, peut être lié à la cataclase tardive dans L17 où se trouvent aussi des veinules d'épidote), avec plus ou moins de muscovite (en paillettes bien développées à tendance rayonnante) ou séricite, épidote, amas losangiques de granules de leucoxène. Le carbonate est présent en proportion très variable d'un échantillon à l'autre.

L'échantillon A 143 est très bien conservé : dans une mésostase microlitique quartzo-feldspathique flottent des fantômes de phénocristaux automorphes complètement transformés en cryptozoïzite (probablement d'anciens plagioclases) et de grands phénocristaux allongés de hornblende brunâtre. Le calcul de norme CIPW fait apparaître pour cette roche 30 % de quartz normatif : la composition est donc dacitique (à titre de comparaison le pourcentage en quartz normatif de L31 est de 12,5 %).

Ces roches fortement porphyriques ne peuvent être prises en compte pour la caractérisation des séries magmatiques. Il nous a paru néanmoins intéressant d'analyser deux d'entre elles (L31 et A 143) afin de confronter les déterminations minéralogiques et chimiques ; c'est ainsi que le caractère dacitique de A 143 a pu être mis en évidence.

A ce groupe on peut aussi rattacher L27 qui est un fragment de pillow-lava provenant d'une coulée dont la matrice entre les coussins contient un peu de chalcopryrite (ancienne propriété de Consolidated-Astoria, Canton de Louvicourt). L'albite (phénocristaux et microlites) est entièrement piquetée de séricite ce qui se traduit par l'apparition de corindon dans le calcul de la norme ; on remarque aussi quelques petits amas polycristallins à contour circulaire de quartz qui correspondent vraisemblablement au remplissage secondaire des vacuoles.

e) Termes de passages aux basaltes

Dans ce groupe nous avons classé des roches porphyriques et microlitiques, relativement riches en feldspath, dont les compositions minéralogiques et chimiques sont intermédiaires entre celles des basaltes (ou spilites) et celles des andésites (ou kéraatophyres). Les laves aphanitiques sont représentées par les échantillons L33, L37, L43, L66 (Malartic inférieur). L'examen en lame mince permet d'y distinguer de la clinozoïzite en petits prismes épigénisant très probablement d'anciens microlites de plagioclase, dans un fond de chlorite associée à des aiguilles de trémolite et un peu de quartz avec accessoirement du sphène ou leucoxène.

Comme type des laves porphyriques on peut prendre les échantillons L22 et L25 (Malartic inférieur) : les phénocristaux automorphes de feldspath ne sont pas très abondants ; ils sont constitués d'albite tantôt limpide avec du carbonate, de l'épidote (ou clinozoïzite) et de la chlorite (L22), tantôt au contraire avec un peu de kaolin mais ne conte-

nant pratiquement pas d'autres minéraux (clinozoïzite rare dans L25) ; la mésostase est essentiellement formée de chlorite, épidote, albite (micro-lites bien visibles dans L25), quartz avec des amas de leucoxène et un peu de carbonate. Les sulfures (pyrite) sont rares.

f) Métabasaltés, métadolérites et spilites

Ce sont de loin les roches les plus abondantes.

Leur étude en lame mince permet d'y distinguer des laves microlitiques, des laves sphérolitiques (par exemple A 160 et L89) qui semblent constituer les termes les plus basiques d'une série continue évoluant vers des dacites (ou quartz-kératophyres) granophyriques et enfin des dolérites (L119, L69B). Du point de vue minéralogique la composition de ces roches est relativement monotone, les paragenèses observées appartiennent au faciès "schistes-verts" avec l'association albite, épidotes, chlorite, actinote, leucoxène ; le quartz est fréquent, le carbonate apparaît irrégulièrement ainsi que les sulfures (pyrite). Les relations des minéraux entre eux, en particulier celles de l'albite et des minéraux calciques (épidotes, carbonate) ont été pris en considération pour rattacher les échantillons aux spilites ou aux basaltés : conformément aux recommandations de G.C. AMSTUTZ (1968) nous avons considéré que l'apparence primaire des paragenèses était un caractère fondamental des spilites : nous avons donc rapporté à ce groupe des roches dans lequel l'albite est limpide et ne présente pas de plages à zoïzite ou épidote évoquant une rétro-morphose à partir d'un plagioclase plus basique. Il est important de noter que les dénominations attribuées d'après ce critère ne recouvrent pas exactement celles données d'après la teneur en soude ou d'après la valeur du rapport Na/Ca.

Le calcul de norme fait apparaître deux types de roches basaltiques :

- les unes contenant de l'olivine normative
- les autres quartzifères (quartz normatif < 20 %).

Nous avons noté plus haut (§ I.C.4.a) les réserves à formuler sur l'interprétation des compositions normatives. Nous avons cependant essayé de voir si les basaltés à olivine normative pouvaient être considérés comme appartenant à la série alcaline. L'examen des compositions normatives montre qu'il n'y a pas de liaison entre la présence d'olivine

et les proportions relatives d'anorthite et d'albite ; ce résultat peut être faussé en partie par la présence de CO_2 qui a entraîné lors du calcul la formation de carbonate (T.N. IRVINE et W.R.A. BARAGAR, 1971 ont utilisé une norme cationique calculée après des corrections de composition comprenant entre autres le calcul en % de la composition pondérale sans H_2O , ni CO_2). Il n'y a pas non plus de corrélation entre les teneurs en TiO_2 et celles en olivine normative (alors que les basaltes alcalins sont généralement riches en titane). Notons enfin qu'un examen des compositions chimiques données en annexe 1 montre que les metabasaltes et spilites à olivine normative ne sont pas systématiquement plus riches en alcalins que celles à quartz normatif. L'ensemble de ces observations nous amène à conclure que si elle ne peut être totalement exclue, la présence de basaltes alcalins est difficile à mettre en évidence (surtout à cause du caractère spilitique des formations) et qu'en tous cas leur fréquence éventuelle paraît très limitée.

g) Ortho-amphibolites dérivant des basaltes ou spilites

Dans les échantillons L71, L79, L110, L115, L117 et L118, la recristallisation a largement ou même totalement effacé les textures magmatiques ; le mode d'affleurement de ces roches (pillows-lavas encore reconnaissables) ainsi que leur composition minéralogique et chimique permettent de les rattacher sans ambiguïté aux basaltes et spilites.

Elles ont des textures granoblastiques tantôt non orientées avec développement d'aiguilles de hornblende (L71, L79) ou avec une disposition très engrenée, voire même en éponge, des minéraux (L115, L117), tantôt au contraire très schistosée.

Les minéraux principaux sont le plagioclase (albite probable), le quartz (abondant L71 et L79) et la hornblende avec accessoirement de l'épidote, un peu de biotite (L71 et L79), des minéraux opaques et du leucoxène. Comme dans les basaltes, certains termes peuvent être particulièrement riches en ferromagnésiens.

Deux échantillons, L71 et L79, ont été analysés. Le calcul de la norme fait apparaître de l'olivine dans le premier (à noter que cette roche contient une quantité notable de quartz exprimé).

h) Métabasaltes très sombres (picritiques)

Les roches ultrabasiques s'intègrent mal dans les séries magmatiques habituellement utilisées pour l'étude pétrologique des laves ; il s'agit en effet, soit de cumulats dont l'interprétation est difficile, soit de produits issus directement du manteau et donc encore moins évolués que les basaltes, ces derniers étant définis comme des magmas fondamentaux (parental magma) à partir desquels s'individualisent les lignées magmatiques. Il a paru cependant intéressant de connaître la composition des laves les plus riches en ferromagnésiens de la région de Val d'Or.

Il semble qu'on passe progressivement des basaltes aux termes ultrabasiques par accumulation de minéraux ferromagnésiens. Le terme extrême de cet enrichissement en minéraux sombres est représenté par l'échantillon L69B provenant de pillows-lavas de la base du groupe de Malartic (partie centrale du lot 57, rang II du canton de Vassan).

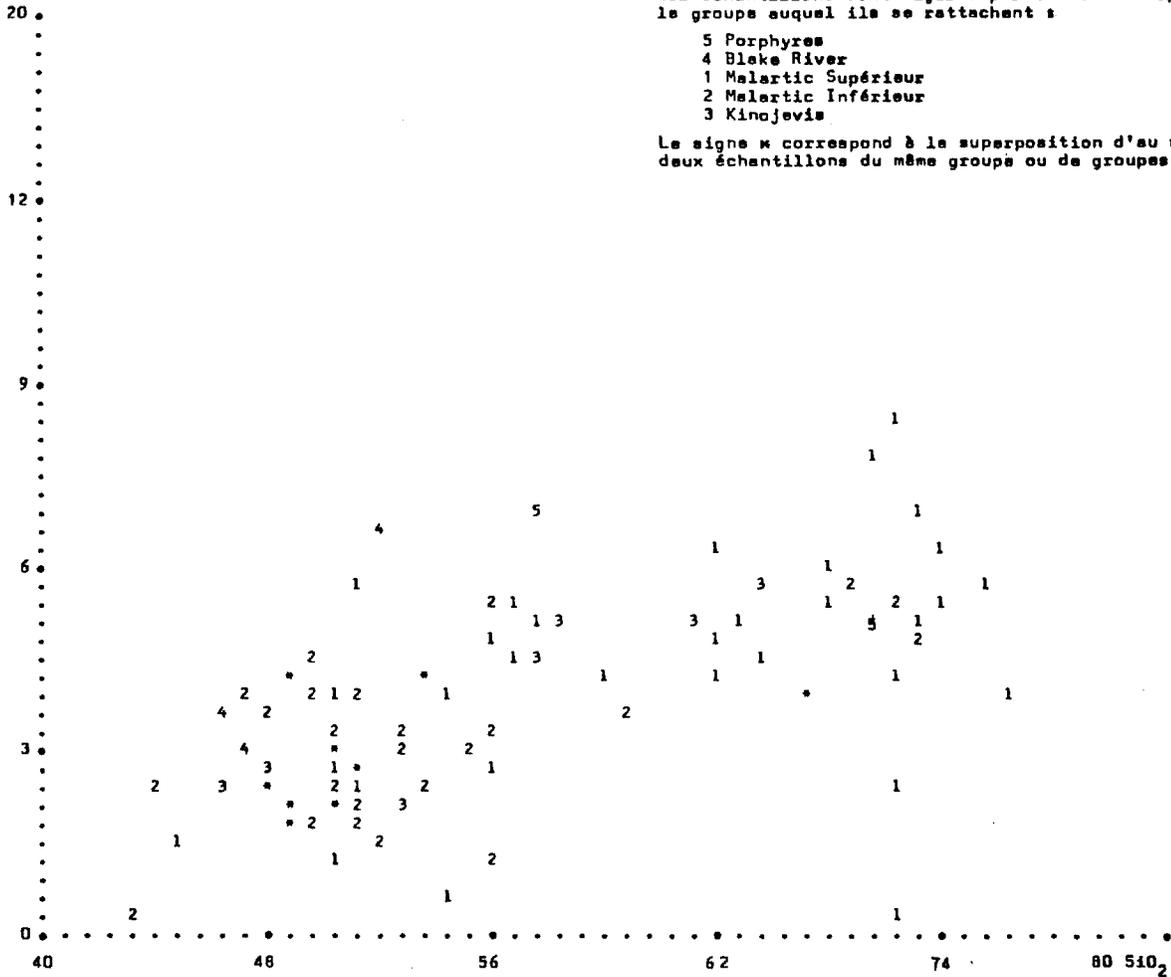
Les pillows-lavas ultrabasiques sont relativement rares ; ils ont été en particulier décrits à Chypre (I.G. GASS, 1958 ; D.L. SEARLE et F.M. VOKES, 1969). L'échantillon L69B est, d'après ses teneurs en MgO et Al_2O_3 , beaucoup moins basique que les laves de cette île (cf. analyses de comparaison, annexe 1). Il apparaît à ce point de vue comme un terme intermédiaire entre les basaltes et les vrais ultrabasites.

i) Porphyres

Ces roches forment soit des petites intrusions (dykes ou stocks), soit plus rarement des niveaux interstratifiés dans les formations volcaniques. Beaucoup d'entre elles sont en relation spatiale avec des gisements ou indices :

- . A 70 porphyre dioritique à amphibole : ancienne mine Louvicourt.
- . A 176 porphyre quartzo-dioritique à amphibole : ancienne mine Lapaska.
- . A 188 porphyre dioritique à amphibole : ancienne mine Green-Stable.
- . A 156 porphyre quartzo-dioritique à biotite, à proximité de l'indice de Fox Lake (zone de cisaillement).

Na₂O + K₂O



Les échantillons sont figurés par un numéro rappelant le groupe auquel ils se rattachent :

- 5 Porphyres
- 4 Bleke River
- 1 Melartic Supérieur
- 2 Melartic Inférieur
- 3 Kinojevis

Le signe * correspond à la superposition d'au moins deux échantillons du même groupe ou de groupes différents.

FIGURE 17.

Ces porphyres ont des compositions dioritiques à quartzo-dioritiques. Les phénocristaux sont constitués par :

- . du plagioclase montrant des restes de zonation et englobant par des plages de forme irrégulière criblées de séricite et carbonate ;
- . du quartz globuleux dans certains échantillons (A 153, A 156 et pour une moindre part A 176) ;
- . de la hornblende (A70, A 176, A 188) ou de la chlorite et de la biotite (A 153, A 156).

La mésostase est essentiellement quartzo-feldspathique avec plus ou moins de hornblende, biotite, chlorite, séricite, carbonate, pyrite ... Il est intéressant de noter que la rétro-morphose de ces roches est beaucoup plus irrégulière que celle des laves. Ceci est peut-être lié à la mise en place plus tardive des porphyres qui n'auraient pas subi la phase la plus intense de métamorphisme régional, néanmoins cette explication ne paraît pas avoir une valeur générale car on ne peut exclure, dans l'état actuel de nos connaissances, que certains porphyres soient rigoureusement contemporains du volcanisme (A. LATULIPPE, observations inédites).

2) Principales tendances chimiques du volcanisme

Nous avons déjà mis en évidence le caractère spilitique du volcanisme archéen de Val d'Or (§ I.D.3 et figures 3 à 14), nous allons essayer maintenant de préciser si, dans l'hypothèse d'une spilitisation secondaire, il est possible de rattacher ces laves à une des séries cénotypiques, ce type d'interprétation est analogue à celui présenté par M. FONTEILLES (1968) pour les séries spilitiques de la Bruche (Vosges) et la Brévenne (Monts du Lyonnais) en France. Il faut toutefois remarquer que même si l'on envisage une origine primaire des spilites et kéra-tophyres l'étude de leurs compositions chimiques n'est pas à exclure *a priori* : les différences éventuelles qui pourront être mises en évidence ne seront plus dans ce cas à interpréter par analogie avec celles existant dans les séries volcaniques cénotypiques mais pourront, si elles sont assez nettes, être utilisées comme guide de prospection.

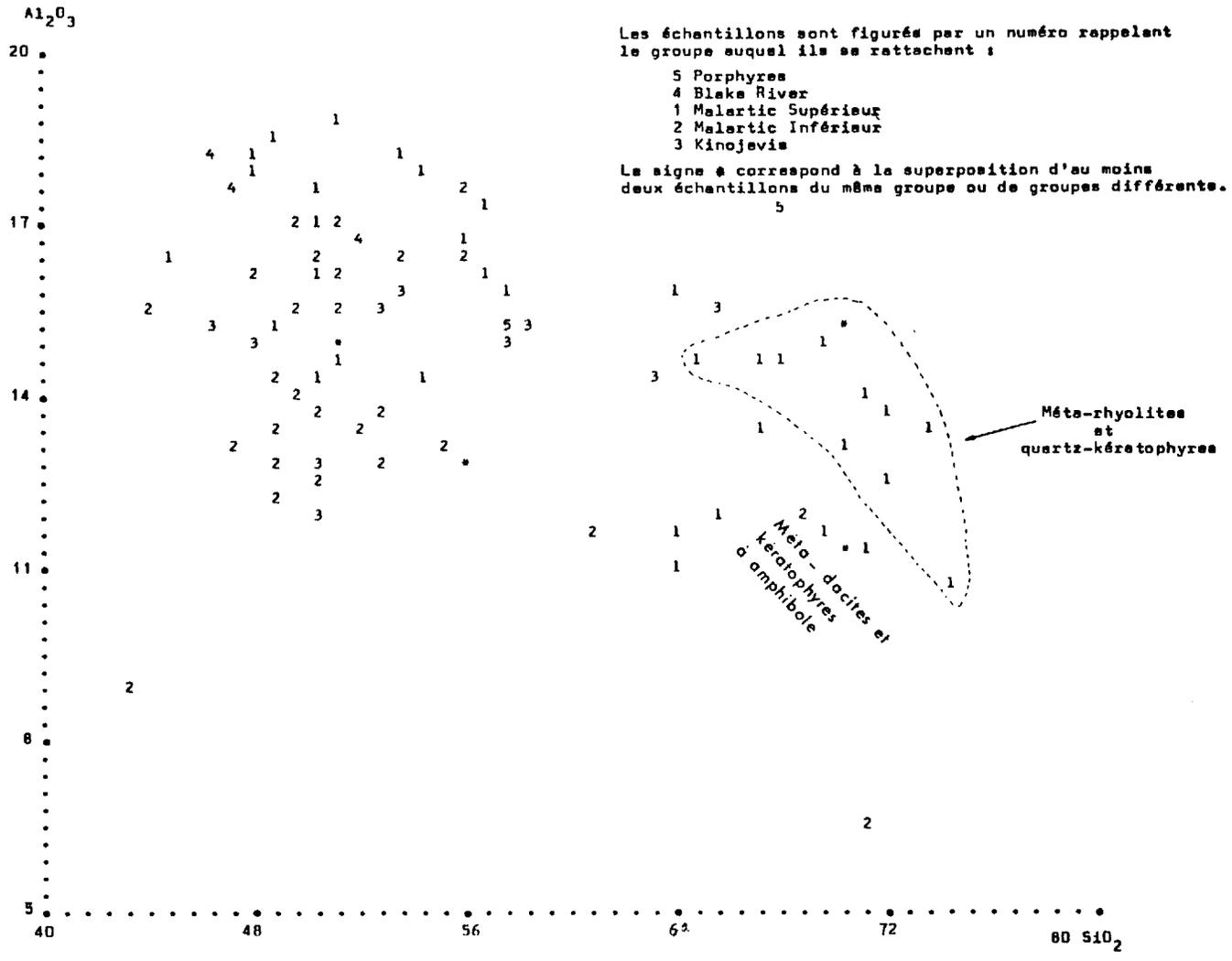


FIGURE 18.

a) Problèmes posés pour un rattachement éventuel aux magmas sub-alcalins

Le diagramme $(Na_2O + K_2O)/SiO_2$ (figure 17) permet de distinguer les magmas alcalins et subalcalins (tholéiitique, high-alumina). Les points figuratifs des laves de Val d'Or montrent sur ce diagramme une forte dispersion verticale : celle-ci est surtout due à la tendance spilitique de ces formations. On doit cependant noter que, malgré des teneurs en Na_2O en moyenne relativement élevées (figure 9) la plupart des points tombent sur le diagramme $(Na_2O/K_2O)/SiO_2$ dans le domaine subalcalin.

Nous sommes donc conduits à rattacher dans leur ensemble, les laves de Val d'Or à des magmas subalcalins. Ceci confirme les déterminations faites sur les lames minces, déterminations qui nous avaient conduit d'une part à distinguer des andésites et dacites, d'autre part à noter (avec cependant des réserves à cause du caractère albitophyrique des formations) l'absence de trachytes.

b) Appartenance partielle à la série high-alumina

Le diagramme $Al_2O_3 : SiO_2$ (fig. 18) montre pour les roches basiques une large gamme de variations des teneurs en Al_2O_3 . Les teneurs les plus élevées en Al_2O_3 (supérieures à 15 %) correspondent parfois à des laves à phénocristaux de plagioclases (L27, L109, ...) mais ceci n'est pas général : on peut donc considérer qu'une partie des basaltes de Val d'Or sont du type high-alumina ; ceux-ci sont surtout présents dans la partie supérieure du groupe de Malartic.

Parmi les termes acides on peut noter :

- . d'une part la similitude entre les dacites (et quartz-kératophyres à amphibole) et les granophyres qui présentent des teneurs relativement faibles en Al_2O_3 , particularité qui les apparentent aux différenciés des dolérites tholéiitiques ;
- . d'autre part la tendance générale des méta-rhyolites à être plus alumineuses que les métadacites ou quartz-kératophyres de même acidité ; ce carac-

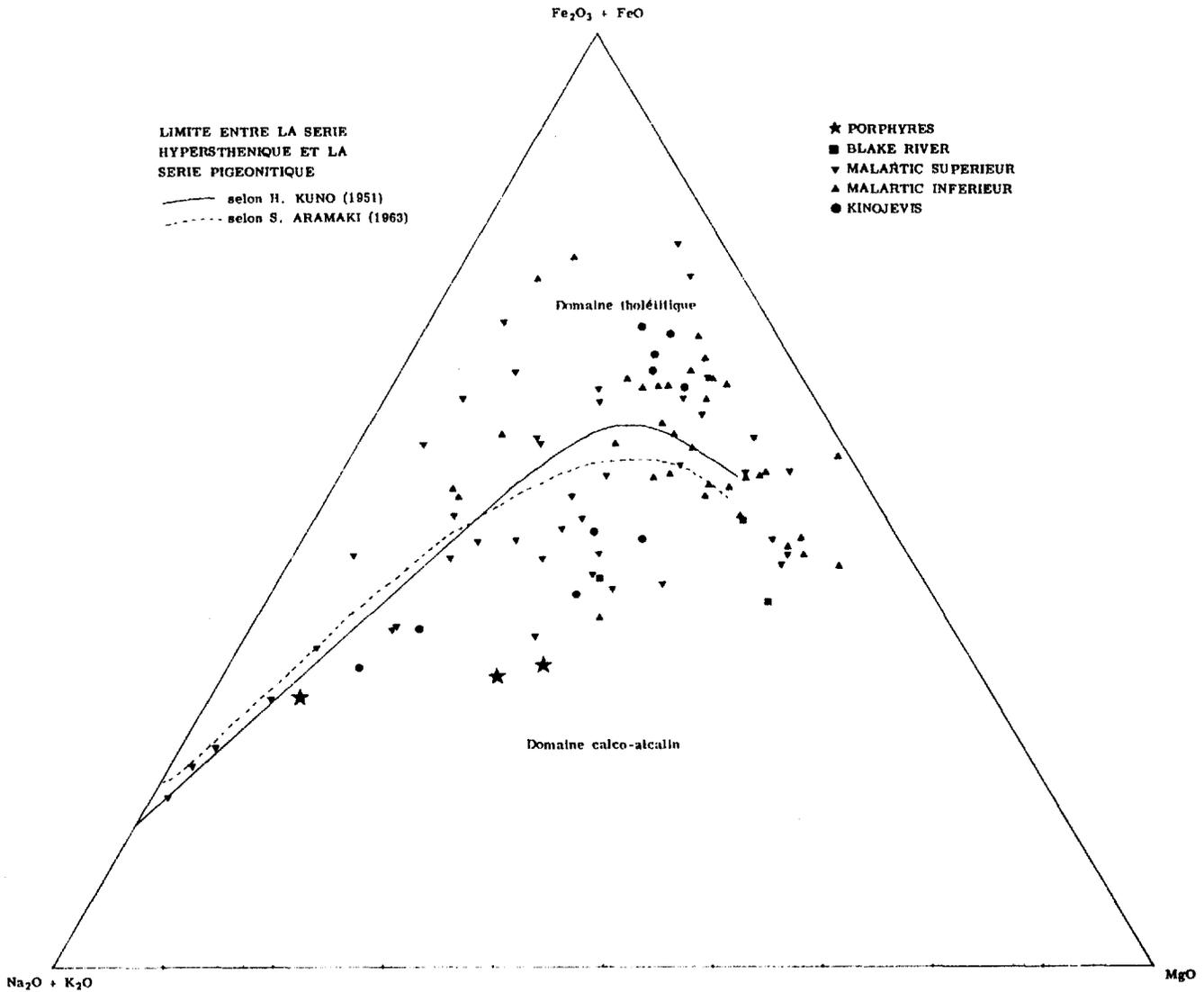


Diagramme A. F. M.

VOLCANISME ARCHEEN DE VAL D'OR

Figure 10

tère est néanmoins en partie masqué par le fait que certaines métarhyolites correspondent à des faciès volcano-sédimentaires ou altérés.

c) Mise en évidence de deux tendances de différenciation : tholéitique et calco-alkaline

Le diagramme AFM (fig. 19) montre une large dispersion des points figuratifs, certains échantillons sont des cumulats ferromagnésiens (L97, L25, ...) et ne doivent pas être pris en considération. Il apparaît deux lignées principales pour le groupe de Malartic : la première tholéitique, montrant un enrichissement en fer marqué dans les premiers stades de la différenciation, comprend des laves basaltiques, andésitiques et dacitiques et est représentée dans tout l'ensemble de ce groupe ; la seconde, calco-alkaline, comprend aussi des termes basaltiques à dacitiques, mais a été mise en évidence presque uniquement dans la partie supérieure du groupe de Malartic, située dans les cantons de Bourlamaque et Louvicourt, c'est-à-dire précisément dans la zone où se trouvent les gisements de cuivre et zinc. Les rhyolites nettement séparées des autres laves, ont des teneurs relativement élevées en fer, celles-ci sont dues aux phénomènes de silicification (cas de L4 en particulier) et de chloritisation, pyritisation.

d) Remarque sur les teneurs en titane

Les pourcentages en TiO_2 sont pour les basaltes nettement inférieurs à 1,75 ce qui correspond au groupe des basaltes circum-océaniques de F. CHAYES (1964). Nous avons déjà noté plus haut que ces valeurs peu élevées en TiO_2 ne semblent pas compatibles avec la présence de basaltes alcalins sauf si les teneurs en titane ont été modifiées secondairement ce qui ne peut être exclu dans certains cas : une andésite (L 109) contient plus de 2 % TiO_2 , ceci semble lié à des altérations secondaires.

Ces résultats sont très comparables à ceux obtenus par W.R.A. BARAGAR (1968) pour la région de Noranda.

48-A

COEFFICIENTS DE CORRELATION
(ROCHES VOLCANIQUES DU GROUPE DE MALARTIC)

TABLEAU II

	BA	CO	CR	CU	GA	NI	SC	SR
BA	1.00000	-0.27707	-0.40022	0.11877	0.25717	-0.24093	-0.23109	0.45574
CO	-0.27707	1.00000	0.71341	-0.09329	-0.53492	0.75569	0.75974	-0.17822
CR	-0.40022	0.71341	1.00000	-0.15676	-0.51001	0.68666	0.51577	-0.15900
CU	0.11877	-0.09329	-0.15676	1.00000	0.13625	0.02221	0.13097	0.02602
GA	0.25717	-0.53492	-0.51001	0.13625	1.00000	-0.38440	-0.53854	0.45311
NI	-0.24093	0.75569	0.68666	0.02221	-0.38440	1.00000	0.52508	-0.11661
SC	-0.23109	0.75974	0.51577	0.13097	-0.53854	0.52508	1.00000	-0.02446
SR	0.45574	-0.17822	-0.15900	0.02602	0.45311	-0.11661	-0.02446	1.00000
Y	-0.17814	-0.45192	-0.32634	-0.05432	0.51622	-0.25277	-0.41206	-0.06922
V	-0.12150	0.83985	0.66856	0.17562	-0.43799	0.71721	0.80885	0.09222
ZN	0.22466	0.32574	0.12786	-0.23255	0.08353	0.15298	0.41989	0.23619
SI	0.29291	-0.86929	-0.71530	0.03704	0.50352	-0.69270	-0.79421	0.07999
TI	0.01967	0.01012	-0.06715	0.19314	0.26630	-0.17539	0.27943	0.28907
AL	0.44050	0.30154	0.16782	0.26368	-0.18711	0.23459	0.57832	0.36454
F3	-0.40877	0.40654	0.37283	-0.07247	-0.11935	0.24815	0.38920	-0.05012
F2	-0.61952	0.61050	0.48204	-0.09729	-0.34433	0.52444	0.57954	-0.27997
MN	-0.28382	0.33746	0.19185	-0.22143	-0.18322	0.16133	0.28236	-0.25231
MG	-0.38701	0.74784	0.58288	-0.23721	-0.47385	0.57223	0.67587	-0.06765
CA	-0.33801	0.73533	0.68570	-0.17753	-0.25304	0.66036	0.64904	0.02738
NA	0.34394	-0.72973	-0.54036	0.32222	0.40911	-0.43790	-0.44202	0.21748
K	0.76303	-0.31942	-0.48221	0.12186	0.37137	-0.48879	-0.27733	0.41003
P	0.14000	-0.23008	-0.21048	-0.09051	0.27996	-0.42697	-0.13314	0.33448

	Y	V	ZN	SI	TI	AL	F3	F2
BA	-0.17814	-0.12150	-0.22466	0.29291	0.01967	0.44050	-0.40877	-0.61952
CO	-0.45192	0.83985	0.32574	-0.86929	0.01012	0.30154	0.40654	0.61050
CR	-0.32634	0.66856	0.12786	-0.71530	-0.06715	0.16782	0.37283	0.48204
CU	-0.05432	0.17562	-0.23255	0.03704	0.19314	0.26368	-0.07247	-0.09729
GA	0.51622	-0.43799	0.08353	0.50352	0.26630	-0.18711	-0.11935	-0.34433
NI	-0.25277	0.71721	0.15298	-0.69270	-0.17539	0.23459	0.24815	0.52444
SC	-0.41206	0.80885	0.41989	-0.79421	0.27943	0.57832	0.38920	0.57954
SR	-0.06922	0.09222	0.23619	0.07999	0.28907	0.36454	-0.05012	-0.27997
Y	1.00000	-0.41830	-0.04709	0.47865	-0.11794	-0.31069	0.05624	-0.09449
V	-0.41830	1.00000	0.29051	-0.85379	0.18844	0.59907	0.43720	0.55118
ZN	-0.04709	0.29051	1.00000	-0.39533	0.46228	0.14522	0.18084	0.55417
SI	0.47865	-0.85379	-0.39533	1.00000	-0.19487	-0.42099	-0.57691	-0.74919
TI	-0.11794	0.18844	0.46228	-0.19487	1.00000	0.20969	0.17676	0.22128
AL	-0.31069	0.59907	0.14522	-0.42099	0.20969	1.00000	0.07219	-0.01655
F3	0.05624	0.43720	0.18084	-0.57691	0.17676	0.07219	1.00000	0.58343
F2	-0.09449	0.55118	0.55417	-0.74919	0.22128	-0.01655	0.58343	1.00000
MN	-0.01795	0.27318	0.22134	-0.43297	0.21475	0.01721	0.56336	0.51628
MG	-0.29833	0.70446	0.49089	-0.83062	0.21891	0.24303	0.56408	0.81992
CA	-0.17462	0.72201	0.34290	-0.83647	0.03868	0.33469	0.65673	0.64498
NA	0.38454	-0.44878	-0.35534	0.64482	0.10608	0.05068	-0.41153	-0.51370
K	-0.19112	-0.28925	-0.16165	0.40476	0.15204	0.22161	-0.30785	-0.67256
P	-0.06335	-0.21030	0.21881	0.16704	0.66864	-0.08201	-0.07772	-0.17809

	MN	MG	CA	NA	K	P
BA	-0.28382	-0.38701	-0.33801	0.34394	0.76303	0.14000
CO	0.33746	0.74784	0.73533	-0.72973	-0.31942	-0.23008
CR	0.19185	0.58288	0.68570	-0.54036	-0.48221	-0.21048
CU	0.22143	-0.23721	-0.17753	0.32222	0.12186	-0.09051
GA	-0.18322	-0.47385	-0.25304	0.40911	0.37137	0.27996
NI	0.16133	0.57223	0.66036	-0.43790	-0.48879	-0.42697
SC	0.28236	0.67587	0.64904	-0.44202	-0.27733	-0.13314
SR	-0.25231	-0.06765	0.02738	0.21748	0.41003	0.33448
Y	-0.01795	-0.29833	-0.17462	0.38454	-0.19112	-0.06335
V	0.27318	0.70446	0.72201	-0.44878	-0.28925	-0.21030
ZN	0.22134	0.49089	0.34290	-0.35534	-0.16165	0.21881
SI	-0.43297	-0.83062	-0.83647	0.64482	0.40476	0.16704
TI	0.21475	0.21891	0.03868	0.10608	0.15204	0.66864
AL	0.01721	0.24303	0.33469	0.05068	0.22161	-0.08201
F3	0.56336	0.56408	0.65673	-0.41153	-0.30785	-0.07772
F2	0.51628	0.81992	0.64498	-0.51370	-0.67256	-0.17809
MN	1.00000	0.39709	0.37851	-0.31216	-0.14206	-0.12217
MG	0.39709	1.00000	0.65671	-0.61940	-0.49298	-0.02610
CA	0.37851	0.65671	1.00000	-0.56813	-0.41335	-0.25425
NA	-0.31216	-0.61940	-0.56813	1.00000	0.26964	0.16004
K	-0.14206	-0.49298	-0.41335	0.26964	1.00000	0.38836
P						1.00000

Note : Les oxydes ont été notés en abrégé.

- Si = SiO₂
- Ti = TiO₂
- Al = Al₂O₃
- F3 = Fe₂O₃
- F2 = FeO
- MN = MnO
- MG = MgO
- CA = CaO
- NA = Na₂O
- K = K₂O
- P = P₂O₅

350 ppm Ba

350 •

280 •

210 •

140 •

70 •

0 •

43

59

75 SiO₂ %

Les échantillons sont figurés par un n°
rappelant le groupe auquel ils appartiennent :

1. Melartie supérieur
2. Melartie inférieur

Le signe * correspond à la superposition d'au
moins deux échantillons du même groupe ou de
groupes différents.

A 221
Volcano-sédimentaire.

L 109
An désite, K₂O = 1,05.

L 7
Andésite, K₂O = 1,50.

A 225
Kératophyre

A 171 Quartz-kératophyre
A 177 à amphibole.

L 19

A 147

A 180

L 21

L 4

FIGURE 21-

3) Etude géochimique des éléments en traces

37 échantillons de la formation de Malartic ont été analysés au quantomètre ; sur les 22 éléments dosés nous avons retenu ceux dont les teneurs étaient dans l'ensemble des échantillons largement supérieures au seuil de sensibilité de la méthode (cf. annexe 2).

a) Principales corrélations

Le tableau 2 donne les coefficients de corrélation des logarithmes des teneurs des éléments en trace et des majeurs. On remarque en particulier :

- . Ni, Cr, Co, Cu, Sc, V, MgO (et à moindre titre FeO, mais peut-être le fer total serait-il plus significatif) qui sont fortement corrélés et présentent une corrélation négative avec Si, Na.
- . La bonne corrélation entre FeO et MgO.
- . La bonne corrélation entre Ba et K₂O.
- . Une assez bonne corrélation entre TiO₂ et P₂O₅.

b) Variations des teneurs en baryum

Ba a des teneurs variant de quelques ppm à 350 ppm, celles-ci augmentent avec la teneur en silice et présentent une forte dispersion dans les termes les plus acides (figure 20). Les teneurs les plus fortes ont été rencontrées dans des échantillons provenant de la partie supérieure du groupe de Malartic, elles sont en gros liées aux teneurs en K₂O (cf. coefficients de corrélation et figure 21) mais ceci n'est pas strict :

- . A225 est un kéraatophyre ayant une teneur en K₂O égale à 0,80 % ;
- . A171 et A177 qui ont des teneurs en Ba très comparables, sont des quartz-kéraatophyres à amphibole contenant respectivement 0,90 et 0,15 % K₂O ;

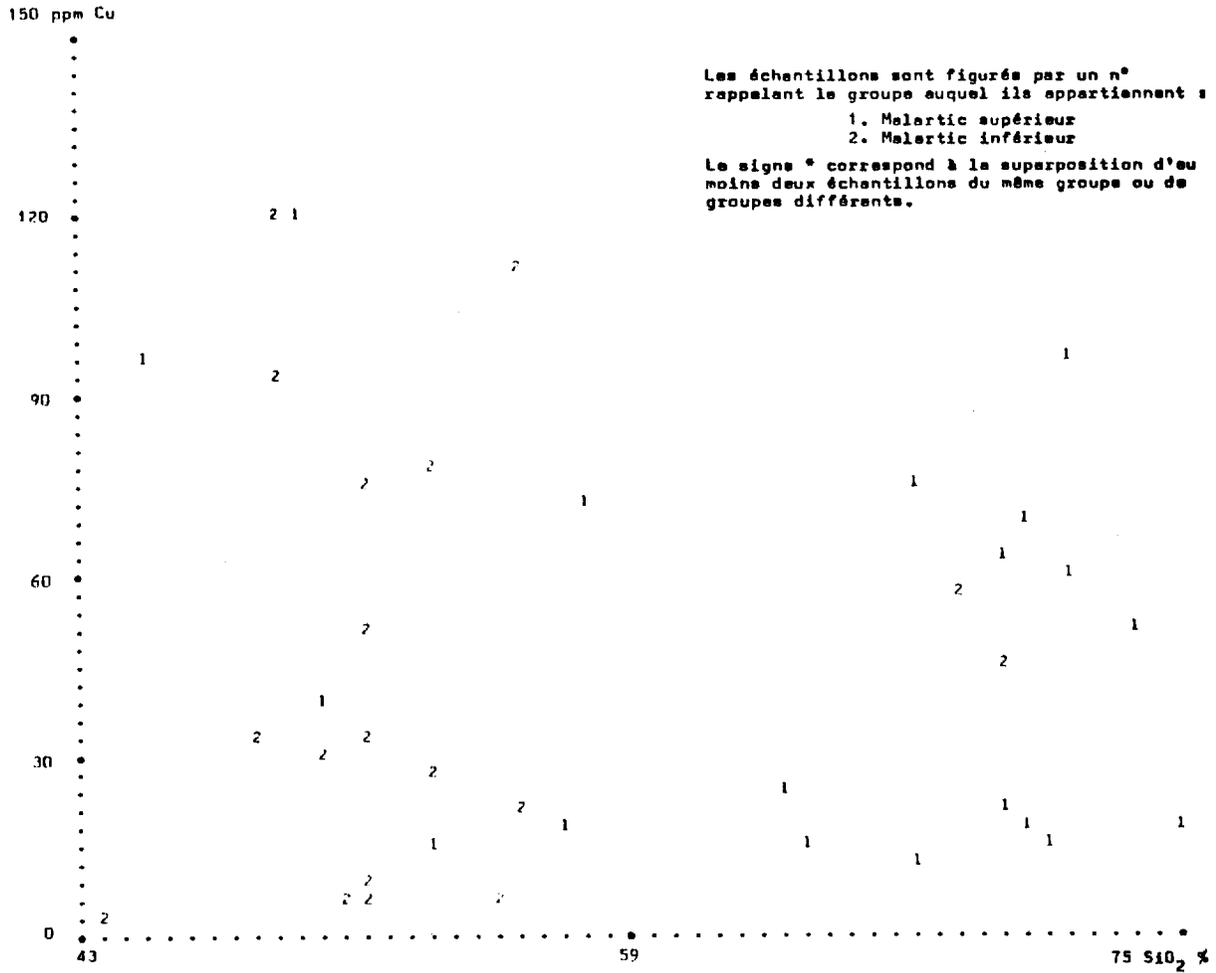


FIGURE 22.

- . L4 et L19 sont deux quartz-kératophyres hololeucocrates dont les différences de teneur en Ba paraissent effectivement correspondre à des différences de teneur en K_2O (respectivement 0,80 et 1,55 %).

Dans les roches plus basiques nous retrouvons pour les termes riches en baryum une corrélation avec les teneurs en K_2O :

- . A221 (faciès andésitique peut-être contaminé par mélange volcano-sédimentaire ?) est relativement potassique ($K_2O = 1,65$ %) pour sa basicité ($SiO_2 = 45$ %).
- . L109 et L7 sont des méta-andésites dont les teneurs en K_2O (respectivement 1,05 et 1,50 %) sont plus élevées que celles des roches de cette catégorie.

En conclusion, nous pensons que cette apparition de teneurs en Ba relativement élevées dans les métavolcanites de la partie supérieure du groupe de Malartic est une donnée qui mériterait d'être étudiée de façon plus approfondie.

c) Variations des teneurs en cuivre

La figure 22 montre une très grande dispersion des points représentatifs sur le diagramme Cu/SiO_2 avec néanmoins une tendance à des teneurs plus élevées dans les termes basiques qui peuvent correspondre à un héritage magmatique et des teneurs normalement fortes dans les laves acides qui sont la marque de reconcentration. Il faut noter que notre échantillonnage effectué dans le but de caractériser des séries magmatiques est mal adapté à l'étude de la répartition de cet élément dans une région cuprifère, étude qui nécessiterait un échantillonnage à maille systématique et relativement serrée.

d) Variations des teneurs en gallium

Le coefficient de corrélation entre $\log.Al$ et $\log.Ga$ est faible et négatif, cette dernière particularité paraît en contradiction avec la distribution géochimique habituelle de cet élément dans les roches magma-

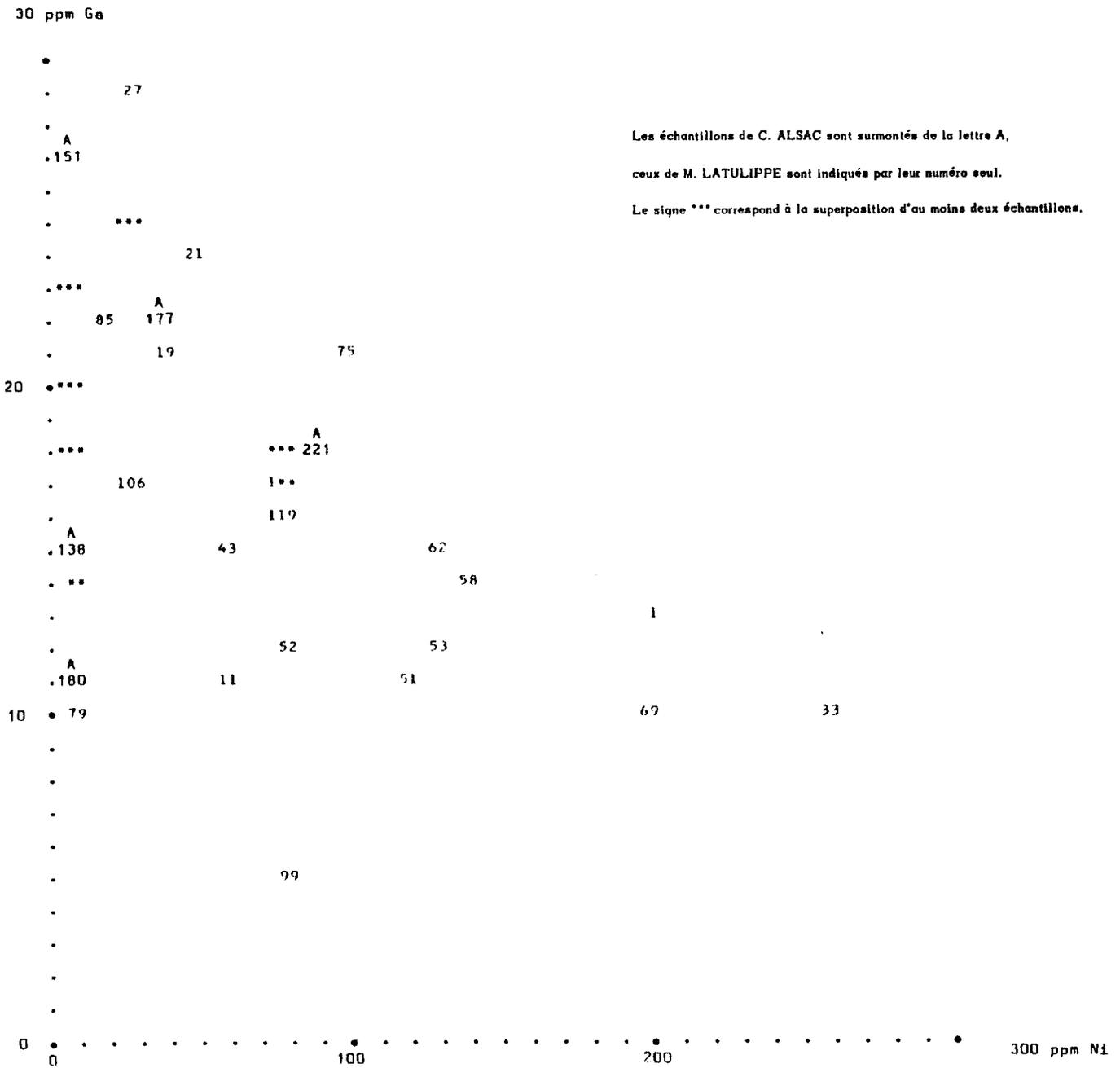


FIGURE 23.

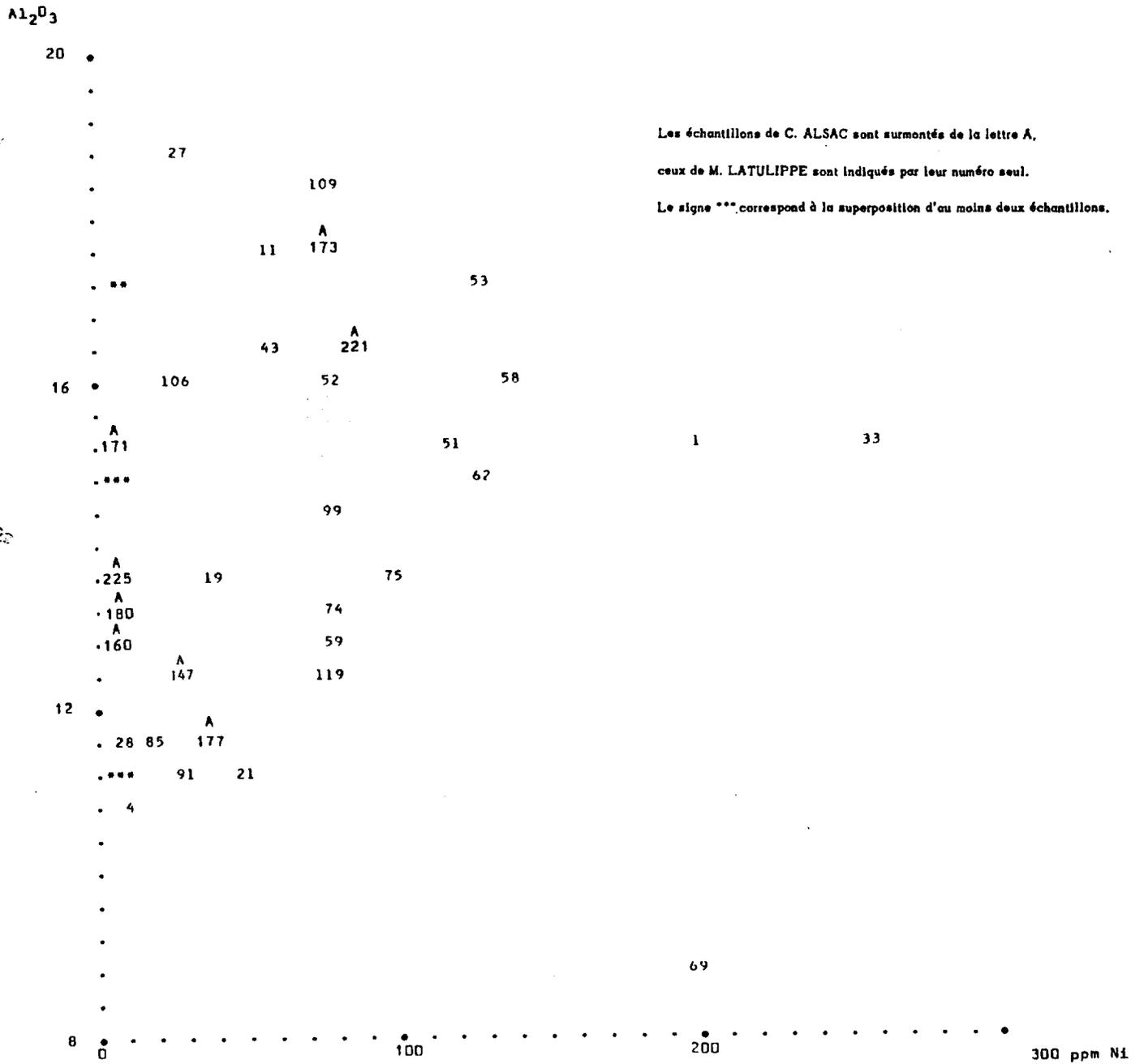


FIGURE 24.

tiques (E. DURJY, 1970). Par contre nous retrouvons un résultat plus "classique" si nous examinons les teneurs en cet élément en fonction de la basicité des volcanites, cette basicité étant ici représentée par les teneurs en Ni (cf. M. TREUIL et al., 1970) (1) : les concentrations en Al et Ga évoluent de façon parallèle dans toute la gamme des volcanites, des plus basiques aux plus acides (figures 23 et 24).

e) Variations des teneurs en zinc

Zn montre des teneurs extrêmement variables (figures 25 et 26). Cette dispersion peut être due à deux causes :

- . d'une part l'irrégularité des teneurs en Zn dans les lignées magmatiques (M. TREUIL et al., 1970) ;
- . des remobilisations possibles pour certains échantillons ; ces dernières, si elles se sont produites, n'ont cependant pas entraîné l'apparition de teneurs anormalement élevées dans nos échantillons qui étaient spécialement les faciès les moins transformés.

f) Examen sommaire des variations des autres éléments en traces

Parmi les éléments ayant des teneurs nettement au-dessus du seuil de sensibilité du quantomètre, certains montrent des variations régulières en allant des volcanites basiques aux volcanites acides :

- Co, Cr, Ni, Sc, V décroissent régulièrement quand SiO_2 augmente (cf. coefficients de corrélation tableau 2. Des diagrammes ont aussi été tracés par ordinateur mais ne sont pas reproduits ici pour ne pas surcharger la partie illustration. Ils peuvent être fournis sur demande). L'échantillonnage actuel ne permet pas de mettre en évidence une éventuelle différence des teneurs en traces dans les diverses lignées magmatiques mises en évidence par étude des majeurs.

(1) Nous tenons à remercier M. TREUIL qui a bien voulu nous communiquer le résultat de ces travaux en cours et a attiré notre attention sur l'intérêt d'utilisation des teneurs en nickel comme paramètre de différenciation (publication à paraître).

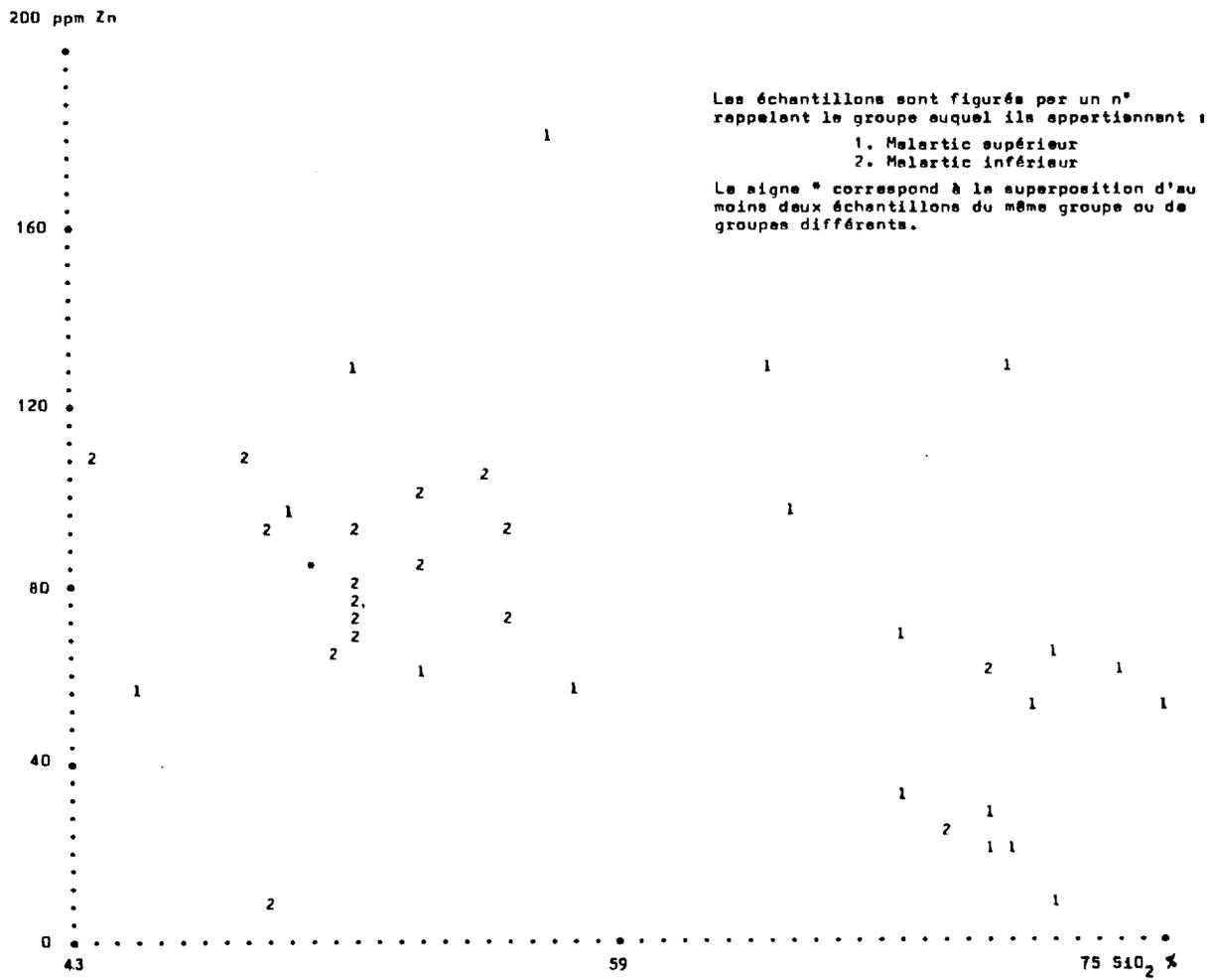


FIGURE 25.

- Y a tendance à augmenter lorsque la teneur en SiO_2 croît et diminue brutalement dans les laves les plus siliceuses. Dans l'ensemble les laves de la partie supérieure du Malartic paraissent avoir des teneurs plus faibles en Y, cette observation devrait être vérifiée par un plus grand nombre d'analyses pour que sa validité puisse être assurée et qu'une interprétation puisse être proposée (rapport éventuel avec des lignées magmatiques différentes, par exemple).

4) Conclusions sur les séries magmatiques observées dans le volcanisme de Val d'Or - Comparaison avec d'autres laves archéennes du Canada

Après avoir résumé brièvement les séries magmatiques auxquelles peuvent être rattachées les laves de Val d'Or nous donnerons quelques indications comparatives sur les volcanites des régions de Rouyn-Noranda qui sont situées non loin dans cette ceinture volcanique et de celles de Chibougamau.

a) Caractères magmatiques des laves de Val d'Or

L'étude pétrochimique des laves de Val d'Or permet de mettre en évidence pour bon nombre de celles-ci une tendance spilitique se traduisant en particulier par une teneur relativement élevée en Na_2O avec souvent (mais pas toujours) dans les termes basaltiques de teneurs en CaO inférieures à celles habituellement observées dans les roches de ce type. Les pourcentages en K_2O sont faibles, même dans les termes les plus acides. Ce caractère spilitique, bien que souvent peu accentué, rend difficile la mise en évidence de termes de la série alcaline ; cependant, il est possible que quelques basaltes aient eu une composition à tendance alcaline mais dans leur ensemble les basaltes sont du type subalcalin avec souvent de fortes teneurs en Al_2O_3 .

On peut distinguer dans le groupe de Malartic deux lignées magmatiques :

- l'une allant de façon continue des basaltes aux dacites (ou quartz-kératophyres à amphibole). Les laves aphanitiques de cette série ont de teneurs relativement faibles en Al_2O_3 et contiennent dans les

premiers stades de la différenciation des quantités relativement importantes de fer, elles appartiennent à la série tholéiitique. Les laves de ce groupe se rencontrent dans tout l'ensemble de la formation de Malartic ;

- l'autre comprenant surtout des basaltes et andésites. Elle montre une diminution régulière de la teneur en fer au cours de la différenciation. C'est une lignée calco-alkaline s.s. Les termes de cette lignée ont des teneurs relativement élevées en alumine ce qui est une analogie avec les laves hypersthéniques du Japon. Les laves de ce groupe affleurent dans le Sud du secteur, zone considérée comme la partie supérieure du Malartic. Il importe de bien noter qu'elles y sont mélangées avec des laves tholéiitiques.

Dans cette même partie supérieure du Malartic se rencontrent des métarhyolites et quartz-kératophyres clairs. Ces roches ont des compositions nettement plus acides que les termes dacitiques et ne semblent pas sur les diagrammes de différenciation se placer à la suite des métadacites et quartz-kératophyres à amphiboles dont elles diffèrent d'ailleurs profondément par leur texture et leur composition minéralogique : il se peut que ces métarhyolites et quartz-kératophyres clairs aient été des produits de fusion sialique et non les termes extrêmes d'un processus de cristallisation fractionnée.

Notons enfin que la zone de ce volcanisme calco-alkalin est aussi caractérisée par la présence de petits stocks intrusifs granodioritiques (exemple Bevcon) considérés comme de très peu postérieurs au volcanisme et que c'est dans cette même zone que sont situés les gîtes sulfurés stratiformes de cuivre et zinc.

Cette association (laves de la série calco-alkaline, rhyolites, granodiorites, minéralisation) est peut-être liée à des conditions physico-chimiques spécifiques lors de la formation des magmas : on peut envisager en se référant aux travaux de D.H. GREEN et A.E. RINGWOOD des pressions d'eau élevées.

b) Comparaison du chimisme des laves de Val d'Or et de Noranda

Le volcanisme archéen de Val d'Or présente des analogies nombreuses avec celui de Rouyn-Noranda étudié par W.R.A. BARAGAR (1968) et plus récemment par A. SPENCE DE ROSEN (travaux inédits et communications personnelles ; analyses de comparaison, annexe 1) ; en particulier :

- . dans ces deux régions les laves sont apparentées dans l'ensemble au type circum-océanique de F. CHAYES (1965) ;
- . dans ces deux régions on trouve l'association d'une série tholéitique et de laves high-alumina, ces dernières étant plus abondantes dans les laves les plus récentes ;
- . à Noranda comme à Val d'Or une lignée de différenciation sans enrichissement en fer est spatialement associée aux minéralisations (A. SPENCE DE ROSEN, communication personnelle) ;
- . nous pensons qu'il serait possible de mettre en évidence dans les laves de Noranda une tendance spilitique (fortes variations de Na/Ca, valeurs relativement élevées de Na dans certains échantillons, valeurs faibles de K) comparable à celle observée à Val d'Or : celle-ci n'apparaît pas (ou peu) dans les analyses de W.R.A. BARAGAR parce que ses prélèvements ont été effectués de façon systématique (cf. G.C. AMSTUTZ à propos de l'importance de l'échantillonnage pour la caractérisation du chimisme des spilites). Nous pouvons noter : les valeurs faibles des teneurs en K_2O , ce caractère est surtout frappant dans les termes acides (analyses inédites communiquées par le professeur A.M. GOODWIN et analyses des échantillons de A. SPENCE DE ROSEN, annexe 1) ; les teneurs en sodium légèrement supérieures à celles des basaltes sub-alcalins (2,5 à 3 % sur les coupes de DUPARQUET et AIGUEBELLE étudiées par W.R.A. BARAGAR) mais qui, pensons-nous, pourraient prendre des valeurs plus élevées dans un échantillonnage effectué selon les critères adoptés à Val d'Or.

c) Comparaison du chimisme des laves de Val d'Or et de Chibougamau

Les analyses et travaux inédits de B. GUNN ont conduit cet auteur à rattacher les laves basaltiques de Chibougamau à la série tholéitique. L'enquête bibliographique que nous avons menée sur les analyses de cette région fait ressortir de façon significative des précautions à prendre lors d'un essai d'identification des caractères magmatiques d'une région. En effet l'échantillonnage fait par B. GUNN n'était pas spécialement orienté vers une étude comparable à celle que nous avons entreprise et une partie importante des analyses n'a pas pu être utilisée dans notre projet. Nous avons fait trois groupes principaux :

- les laves basaltiques et dolérites
- les tufs
- les faciès divers (roches grenues, sédiments mélangés à des tuffs ...).

Seules les analyses du premier groupe, soit une trentaine sur un peu plus de 100, ont donné des résultats relativement homogènes confirmant le caractère tholéitique de ces laves avec une certaine richesse en sodium (tendance spilitique dans certains échantillons ?) et des teneurs en TiO_2 dans l'ensemble inférieures à 1,75 % (type circum-océanique). Cette interprétation n'a qu'une valeur indicative car, et c'est là un autre point important dans l'étude du chimisme des laves, les analyses sont souvent difficilement interprétables en l'absence de renseignements sur la texture et la composition minéralogique des roches étudiées : à titre d'exemple la composition d'un échantillon classé dans les metabasaltes et ayant 62,7 % de SiO_2 (n° 574 de B. GUNN) ne peut se comprendre que si l'on sait grâce à l'examen au microscope à quoi correspond cette forte teneur en SiO_2 (différencié granophyrique comparable à certains des termes intermédiaires entre basaltes et dacites observés à Val d'Or ? silicification secondaire ? ...).

Ce n'est qu'avec des sélections sévères dans le choix des échantillons et des études simultanées des compositions chimiques et minéralogiques que l'on peut proposer des interprétations sur les caractères magmatiques des metabasaltes ... Ces exigences sont malheureusement des facteurs rendant souvent difficile en pratique ce type d'étude.

III - VOLCANISME CAMBRO-ORDOVICIEN DES APPALACHES

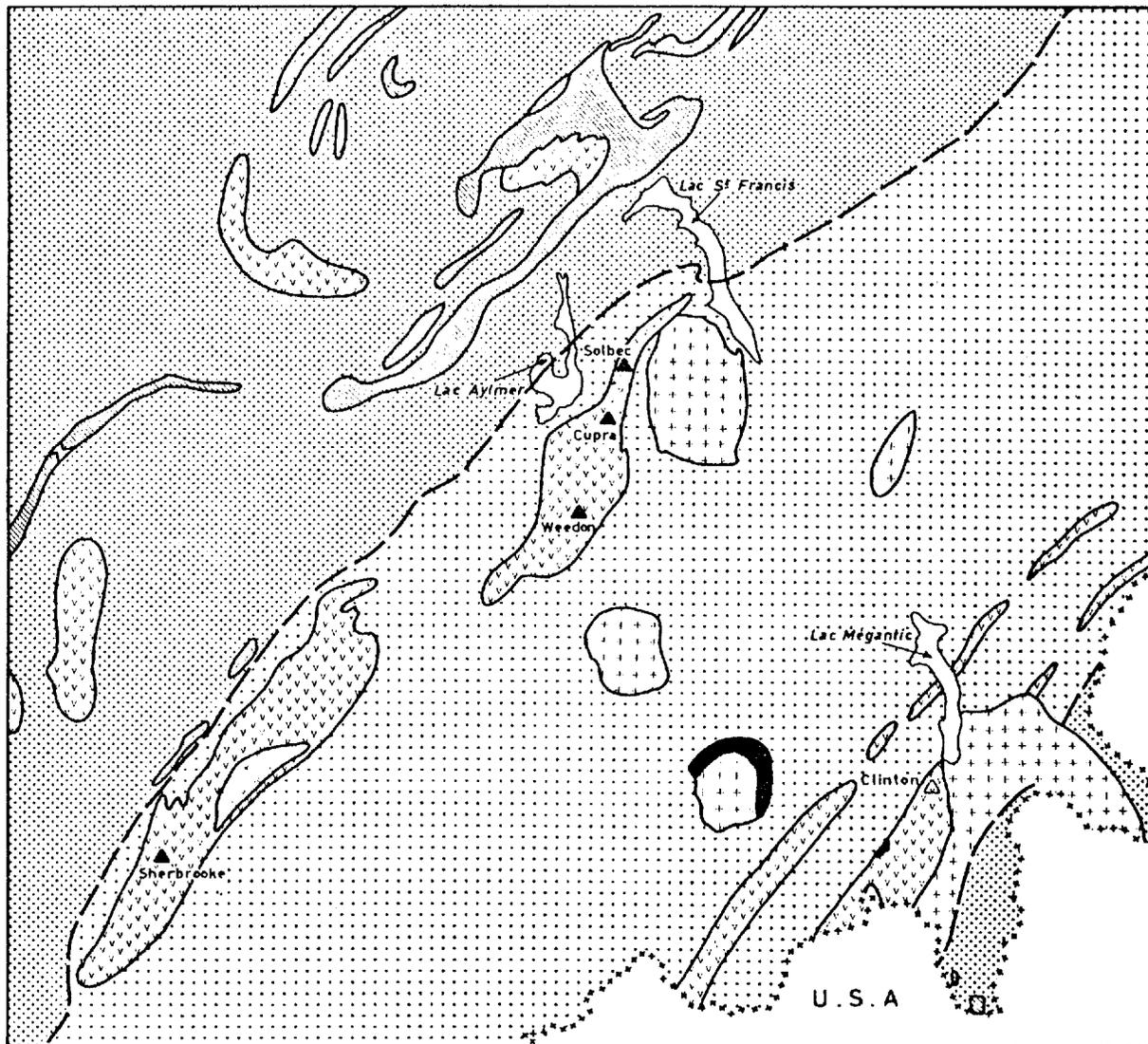
DE LA REGION DE WEEDON-THETFORD

La zone de Weedon-Thetford est située à une centaine de kilomètres au Sud de Québec, sur le flanc nord ouest des Appalaches (fig.1). Au volcanisme Cambro-Ordovicien de cette région sont liés une série d'amas sulfurés à cuivre et zinc : Weedon, Solbec, Cypra. Il a paru intéressant de procéder à l'étude pétrographique comparée :

- de la formation de Weedon dans laquelle apparaissent ces amas sulfurés ;
- de la formation de Saint-Daniel dans laquelle il y a de nombreux indices mais pas de gisement exploité de cuivre et de zinc.

Le prélèvement des échantillons dans les faciès souvent schistosés de cette région, s'est avéré une opération longue et le pourcentage d'échantillon non retenus pour analyse chimique est élevé (supérieure à 50 %). Les prélèvements ont été faits par C. ALSAC pour la formation de Weedon et R. LAMARCHE pour celle de Saint-Daniel. Une dizaine d'échantillons nous ont en outre été donnés par J. DUGAS (formations de Weedon et Frontenac).

Fig. 27--SCHEMA GEOLOGIQUE DES CANTONS DE L'EST



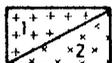
0 1 2 3 4 8 12 16 20 24
milles

LEGENDE

ROCHES IGNEES



Roches alcalines



1 Granite dévonien

2 Granite présilurien à albite

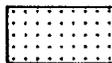


Serpentine



Roches volcaniques

ROCHES SEDIMENTAIRES



Siluro - Dévonien



Pré-Silurien

SIGNES CONVENTIONNELS



Principales mines



Zone de prospection

D'après la carte géologique B.970 éditée par le Ministère des richesses naturelles du Québec (1961)

A - GEOLOGIE GENERALE

1) Cadre géologique (fig. 27)

La région de Weedon-Thetford se rattache à la chaîne des Appalaches. Les différentes formations forment une série de bandes parallèles NE-SW affectées par une tectonique en écaille qui fait en particulier réapparaître la formation de Weedon (Cambro-Ordovicien) dans le Siluro-Dévonien.

La stratigraphie des différentes formations les unes par rapport aux autres pose encore de nombreux problèmes. Nous avons résumé sous forme de tableau (p. 58) la géologie de l'ensemble de la région (Thetford - Sheerbrooke - Megantic) ; les remarques suivantes doivent être faites :

- . La formation de Frontenac constituée de roches volcaniques basiques à acides est rapportée au Siluro-Dévonien par R.A. MARLEAU. On doit cependant noter qu'elle présente une grande ressemblance lithologique avec la formation d'Ascot et qu'on y a trouvé des gisements stratiformes (Clinton) liés au volcanisme.
- . La formation de Beauceville avait été d'abord située par G. DUQUETTE à la base du Cambro-Ordovicien, sous les schistes de Weedon. Les études structurales et stratigraphiques de R. LAMARCHE et P. SAINT-JULIEN ont conduit à attribuer un âge ordovicien moyen à la formation de Beauceville (faune et graptolites) et ont montré que la formation d'Ascot (comprenant le schiste de Weedon) est surmontée en discordance par celle de Beauceville. G. DUQUETTE (communication personnelle) est d'accord avec cette nouvelle interprétation.

LES FORMATIONS DE LA REGION DE SHEERBROOKE, THETFORD, MEGANTIC

(d'après les travaux de C. DEROZIER, G. DUQUETTE, R. LAMARCHE et P. ST-JULIEN)

OROGENESE ACADIENNE -

Diorite ou granite à pyroxène, granite à muscovite et biotite et petites intrusions gabbroïques. (Dévonien moyen ou supérieur).

SILURO-DEVONIEN -

(= groupe de Gaspé).
Formations de St-Francis
et
Formations du lac Aylmer

{ . Calcaire ± gréseux.
 . Schistes et grès.
 . Conglomérat de base.

et peut-être : Formation de Frontenac, formée de roches volcaniques, à l'Est du lac Mégantic.

OROGENESE TACONIQUE -

Métamorphisme des formations de Weedon et Ascot, de St-Victor et de Beauceville - Rétromorphose des granites à albite et des roches basiques et ultrabasiques. (Silurien inférieur et/ou Ordovicien supérieur).

ORDOVICIEN MOYEN -

Formations de Beauceville et Saint-Victor constituées de schistes, grès et tufs acides.

OROGENESE PRENORMANSKILL -

Granite à albite. (Ordovicien inférieur ?).

CAMBRO-ORDOVICIEN -

2 bandes principales de formations éruptives :

1) à l'Est : formations d'Ascot et Weedon constituées de roches volcaniques basiques à acides et formation syngénétique de dépôts stratiformes de cuivre et zinc liés aux rhyolites (Solbec, Cupra, Weedon, Sheerbrooke,..)

2) à l'Ouest: formation de St-Daniel : complexe ophiolitique ; phyllades à blocs, grès ± conglomératiques.

OROGENESE CALDWELL ? (Cambrien ?)

CAMBRIEN (?) -

Formation de Caldwell : métagrès verts, ardoise, quartzites clairs, grauwackes.

CAMBRIEN (?) -

Formation des schistes de Bennett : schistes chloriteux et sériciteux, phyllites, métaquartzites.

- . La formation de Weedon et celle d'Ascot ont été définies indépendamment lors des levés par G. DUQUETTE d'une part et R. LAMARCHE d'autre part. Il semble que ces deux formations sont stratigraphiquement équivalentes et qu'il serait possible de les désigner sous le seul nom de formation d'Ascot. Nous avons cru cependant préférable de nous conformer à l'usage en conservant ces deux termes.

Pour la formation de Weedon, sur laquelle a surtout porté notre échantillonnage, on doit retenir comme trait structural dominant la superposition de deux phases principales de déformations perpendiculaires l'une par rapport à l'autre. P. SAINT-JULIEN les a caractérisées :

- . La plus ancienne (taconique ?) est à l'origine des plis isoclinaux serrés d'orientation NE-SW, déversés vers le NW et dont les axes plongent généralement vers le SE.
- . La plus récente (acadienne ?) a donné les plis d'entraînement (dragfolds) plus ouverts, avec des plans axiaux orientés N 52° avec des pendages de 52° NW. Leurs axes sont NE et ont des pendages de 10 à 40° dans cette direction.

Notons en passant que ces structures commandent la géométrie de la minéralisation de la mine Cupra (F. GENTILE, communications personnelles et rapports inédits ; R. LAMARCHE, 1970).

Sous l'action du métamorphisme régional les roches volcaniques et volcano-sédimentaires de la formation de Weedon ont été recristallisées avec apparition de paragenèses minérales du faciès schistes-verts ; localement les associations observées appartiennent à la base de ce faciès (apparition de hornblende). Les études structurales effectuées par l'un de nous (R.L.) et les mesures d'âge absolu permettent de penser que ce métamorphisme s'est produit lors de l'orogénèse taconique (Ordovicien supérieur - Silurien inférieur), mais qu'une nouvelle génération de mica est apparue lors

de la phase acadienne (Dévonien moy. ou sup.). Au contact des granites dévoniens, liés à l'orogénèse acadienne, se développe un métamorphisme de contact ; tel est le cas à Weedon et probablement aussi à Stratford où G. DUQUETTE (thèse 1961) mentionne la présence de cordiérite et anthophyllite.

Les principales roches éruptives sont :

- . Des lamprophyres d'âge jurassique ou crétacé, en liaison avec les carbonates (pour mémoire).
- . Des granites ou diorites acadiens.
- . Des roches métavolcaniques du groupe de Frontenac (Cambro-Ordovicien ou Dévonien ?) affleurant dans la zone de Mégantic : quelques serpentines, basaltes ou ortho-amphibolites, trachytes ou rhyolites. Des gisements de cuivre sont situés au contact des roches volcaniques et des roches sédimentaires.
- . Des granites à albite initialement rattachés à l'orogénèse taconique, puis rapportés par R. LAMARCHE à la phase pré-normanskill lors de la mise en évidence de celle-ci. Ces granites représentent peut-être un équivalent profond des rhyolites de Weedon et Ascott.
- . Les formations volcaniques cambro-ordoviciennes : formations de Weedon, d'Ascot et de Saint-Daniel. C'est sur elles qu'a été effectué l'échantillonnage. Nous allons maintenant les examiner plus en détail.
- . Des massifs ultramafiques à mafiques qui sont étroitement associés aux roches volcaniques de Saint-Daniel avec lesquels ils constituent un complexe ophiolitique (R. LAMARCHE, 1971).

2) Roches volcaniques cambro-ordoviciennes

Elles peuvent être divisées en deux formations principales :

a) Formation de Weedon et d'Ascot

Elle constitue la bande la plus orientale. Comme nous l'avons vu lors de l'aperçu stratigraphique la distinction entre formation de Weedon et formation d'Ascot est géographique (fig. 27) et ne correspond vraisemblablement à aucune différence stratigraphique. On doit cependant noter que les laves de secteur d'Ascot-Sheerbrooke sont dans leur ensemble fortement altérées (carbonatation semblant postérieure au volcanisme et ne montrant pas de liaison directe avec la minéralisation) et de ce fait peu propices à une étude pétrochimique du magmatisme.

La formation de Weedon est uniquement constituée de roches volcaniques basaltiques à rhyolitiques. Les basaltes forment des pillows-lavas mais la déformation intense rend souvent difficile leur reconnaissance. Il ne semble pas y avoir de roches plutoniques représentant les équivalents profonds des roches effusives de la formation de Weedon. On peut cependant se demander (F. GENTILE, communication orale) si les granites à albite habituellement rattachés à la phase taconique ne doivent pas être considérés comme l'équivalent profond des rhyolites (1).

Les amas sulfurés formant des gîtes exploitables sont liés aux termes acides des formations de Weedon (Solbec, Cupra, Weedon) et d'Ascot (nombreuses mines abandonnées de la région de Sheerbrooke).

b) Formation de Saint-Daniel

Elle est essentiellement constituée de roches volcaniques basiques et neutres ; les rhyolites ne s'y rencontrent que rarement (F. GENTILE estime cependant qu'elles représentent environ 15 % du volume total des laves - communication orale). F. GENTILE signale en outre des niveaux de grauwackes interstratifiés dans cette formation ; des phyl-lades à blocs et grès conglomératiques surmontent les formations (P. SAINT-JULIEN, 1968 ; R. LAMARCHE, 1971 ; C. DEROZIER, 1971).

(1) La détermination au microscope d'un granophyre (échantillon A 40) prélevé sur le côté nord ouest du lac Elgin (lot 18, à la limite des rangs IV 50 et V 50) dans une formation cartographiée par G. DUQUETTE (1961) en "roches pyroclastiques acides finement grenues" constitue un argument en faveur d'une parenté granite-rhyolite.

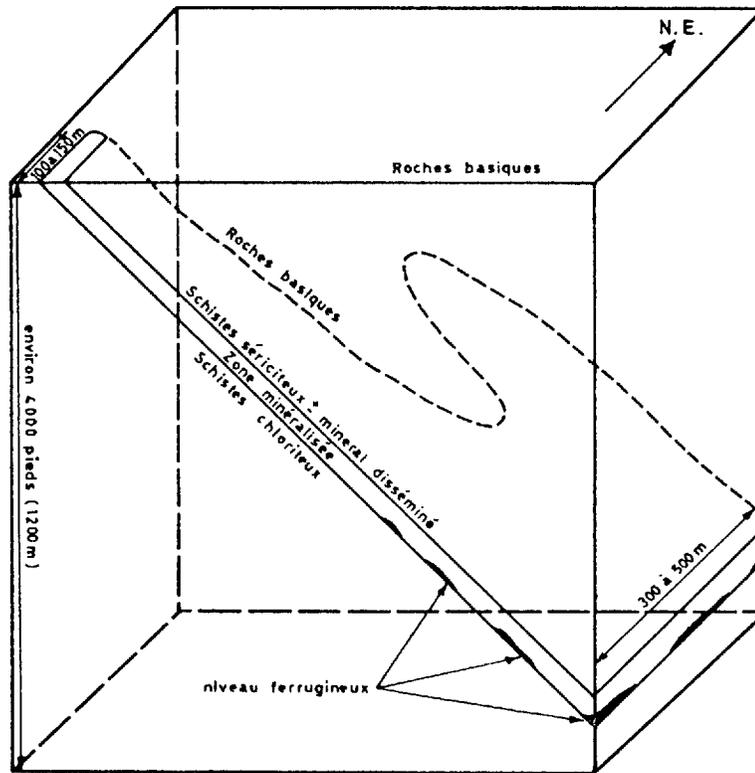


Fig.28-Bloc diagramme schématique de la mine Cupra-d'Estrie
(d'après les renseignements et documents fournis par la direction de la mine)

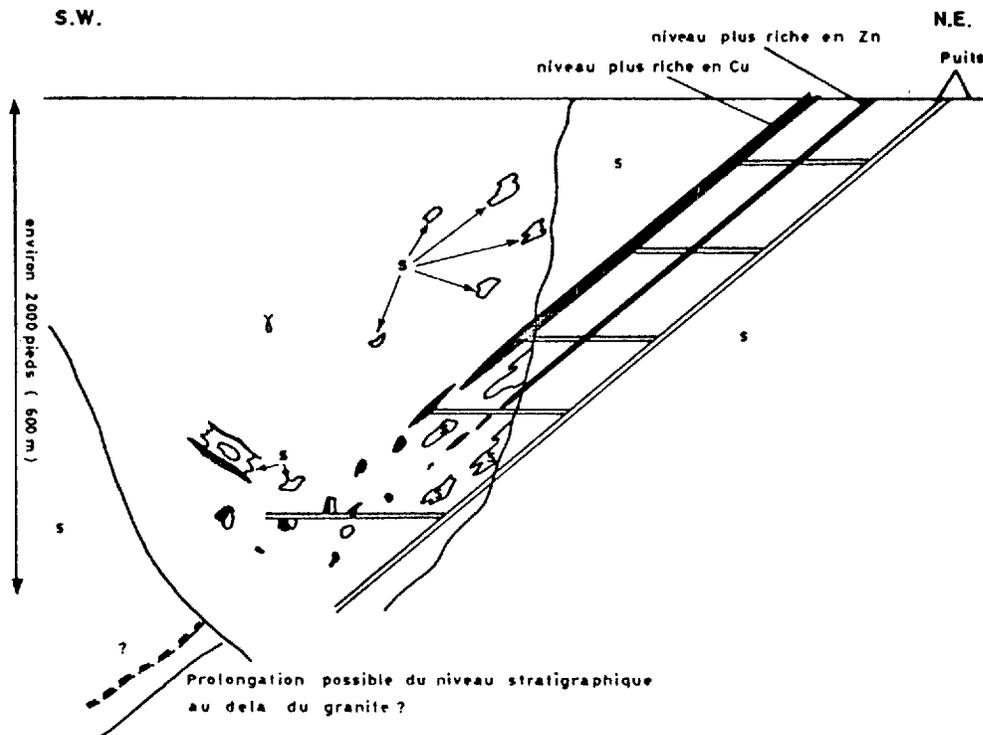


Fig.29-Schéma général de la mine Weedon montrant l'intrusion du granite (g) dans les schistes de Weedon (s) et le minéral (figuré en noir)
(d'après les renseignements et documents fournis par la direction de la mine)

De nombreuses roches grenues ultrabasiques et gabbroïques avec localement des différenciés granophyriques recoupent ou au contraire sont reprises dans les laves de Saint-Daniel. L'ensemble de ces formations volcaniques et plutoniques forme un complexe ophiolitique.

On ne connaît pas de gisement exploitable de cuivre en liaison avec la formation de Saint-Daniel (il existe cependant de nombreux indices). L'intérêt économique de celle-ci réside dans les énormes gisements d'amiante liés aux roches ultrabasiques (Thetford).

3) Amas sulfurés stratiformes associés au volcanisme

Les amas sulfurés stratiformes d'intérêt économique sont connus dans les formations d'Ascot, Weedon et Frontenac ; on n'a trouvé dans la formation de Saint-Daniel que des indices non exploitables. Nous rappellerons brièvement quelques unes des caractéristiques des minéralisations des formations de Weedon et Frontenac (celles d'Ascot, situées dans la région de Sheerbrooke n'ont pas été étudiées).

a) Gisements de la formation de Weedon

- Les sulfures sont exploités dans les trois mines de Solbec, Cupra-d'Estrrie et Weedon.

- La minéralisation est interstratifiée dans les formations volcanosédimentaires cambro-ordoviciennes recristallisées dans le faciès "schistes verts" (pouvant atteindre le sous-faciès quartz-albite-épidote-almandin). Les compositions des roches volcaniques s'étendent sur une large gamme de basicité (basaltique ou spilitique à rhyolitique ou kéraatophyrique), mais la minéralisation est plus particulièrement liée aux niveaux acides.

- L'alignement des niveaux minéralisés suggère que ceux-ci appartiennent à un même horizon stratigraphique (figure 27). Les mineurs ont mis en évidence à Solbec et Cupra-d'Estrrie un marqueur pour la recherche des minéralisations : ce sont des niveaux ferrugineux (magnétite,

hématite-jaspe) situés à la base des sulfures, quoique discontinus, ces bancs sont fréquents (figure 28). On doit cependant noter que d'une part la magnétite a été accidentellement trouvée dans la masse sulfurée et non à sa base, d'autre part et surtout que ces niveaux ferrugineux sont absents à Weedon.

- La disposition générale est la suivante :

- . schiste sériciteux au toit (\pm minéral disséminé),
- . minéral massif séparé du toit et du mur par des contacts extrêmement nets,
- . schistes chloriteux au mur.

Cette succession est parfois inversée, ce qui peut s'expliquer par les doubles plissements ayant affecté ces formations (cf. § III.A.1 ; et surtout F. GENTILE, rapports inédits et R. LAMARCHE, 1970).

- Il semble y avoir dans la mine Solbec une zonalité verticale de la minéralisation avec augmentation des teneurs en cuivre vers le mur et en zinc vers le toit (P. SAUVE et A. CARLIER, communications personnelles). Cette zonalité ne paraît cependant pas générale.

- La mine Weedon diffère des deux autres : les formations cambro-ordoviciennes minéralisées sont recoupées par un granite intrusif dévonien (figure 29) au contact duquel s'est développé un métamorphisme de contact (apparition d'autophyllite et biotite dans les roches encaissantes avec localement formation de traînées de grenat ; développement de veinules de pyrrhotite et de cubes de pyrite dans la chalcopyrite massive (1)).

Nous devons noter qu'une étude métallogénique faite par P. PICOT sur des échantillons de Cupra-d'Estrée a conduit à la mise en évidence d'une paragenèse à stannite et molybdénite qui pourrait traduire l'influence d'un granite et des exsolutions de mackinavite dans la chalcopyrite indiquant une température de dépôt de 250 à 300° (cf. annexe 6).

(1) (Ces phénomènes ont été montrés à l'un de nous (C.A.) lors d'une visite de la mine effectuée en 1970 sous la direction de M. CLOUTIER. Cf. rapport inédit BRGM n° 70 RME 030).

- En dehors des amas sulfurés à cuivre et zinc on connaît plusieurs indices de pyrite dont un, celui de Stratford, a été exploité jusqu'en 1916. Le mur du gisement est formé par une rhyolite porphyrique ; la minéralisation se trouve dans des roches vertes qui correspondraient (échantillons A 35 et A 36) à d'anciennes formations volcano-sédimentaires, en dehors du métamorphisme régional ces roches vertes paraissent avoir subi une recristallisation due au granite dévonien voisin (développement de biotite brune ; cordiérite et anthophyllite signalées par G. DUQUETTE, thèse 1961).

b) Minéralisations et indices du secteur de Clinton

- Les minéralisations de cette zone sont situées dans la formation de Frontenac rapportée par R.A. MARLEAU (1968) au Dévono-divantien et recoupée par un granite dévonien. Cette formation est formée :

- . à sa partie supérieure par des roches sédimentaires (grès et argilites métamorphisés au contact du granite avec formation de schistes à cordiérite) ;
- . à sa partie inférieure par des roches volcaniques rétro-morphosées par le métamorphisme régional et partiellement recristallisées sous l'action du métamorphisme de contact. Au cours d'une visite effectuée en compagnie de MM. P. SAUVE et J. BOISSONNAULT une série d'échantillons des carottes de sondage A16, D6 et F37 (Sullivan Company) ont été pris pour étude ; celle-ci a montré que le volcanisme du Frontenac est essentiellement constitué de laves basiques à intermédiaires rétro-morphosés et présentant une tendance spilitique nette (paragenèse à albite, chlorite avec albite limpide sans vestiges d'un ancien plagioclase plus basique). Nous n'avons pas observé de rhyolites mais cependant noté la présence de séricito-chlorito-schistes quartziques à pyrite ; ces roches dans lesquelles on reconnaît d'anciens quartz globuleux granulés par la cristallisation, correspondent à d'anciens niveaux volcano-sédimentaires rhyolitiques (chert-tuffites).

- La minéralisation est située le plus souvent au contact entre roches volcaniques et roches sédimentaires. Seul un indice (sondage O) se trouve en pleine roches volcaniques au cœur d'une structure anticlinale dans laquelle apparaissent d'ailleurs aussi des schistes à graphite.

- On retrouve comme guide de prospection la présence d'un niveau ferrugineux ; il est généralement situé au-dessus du minerai.

B - ETUDE PETROLOGIQUE

Le plan suivi pour cette étude est le même que celui adopté pour les laves de Val d'Or : description des principaux types de roches, caractérisation à l'aide de diagrammes des principales tendances chimiques des laves et enfin rattachement à une ou plusieurs lignées magmatiques.

1) Principaux types de roches volcaniques

Les roches volcaniques des formations de Weedon et de Saint-Daniel ont été métamorphosées et ont généralement subi des déformations importantes leur conférant une schistosité bien marquée. Malgré la déformation et la recristallisation, elles ont localement conservé leur architecture initiale : des pillows-lavas sont visibles sur le terrain, les textures volcaniques sont reconnaissables au microscope. Ce sont les échantillons de ce type qui se prêtent évidemment le mieux à une étude pétrographique ayant pour but de définir les caractères des formations volcaniques originelles. Les descriptions données plus bas concernent donc des noyaux de roches peu ou pas schistosés.

Bien que les volcanites des deux formations présentent beaucoup de ressemblances du point de vue pétrographique, nous pouvons noter deux différences :

- la première a un caractère général : elle concerne la nature des laves les plus acides qui sont dans la formation de Saint-Daniel des métadacites (ou quartz-kératophyres), dans celle de Weedon des métarhyolites (ou quartz-kératophyres et orthokératophyres très clairs) ;

- la seconde est beaucoup plus locale, porte sur les minéraux de rétrémorphose : dans la formation de Weedon ceux-ci appartiennent au faciès "schistes verts" avec exceptionnellement des reliques de hornblende brun-vert (A 17, A 39, A 91, A 93 dans le coin NE de la feuille Gould) pouvant correspondre à un début d'altération du pyroxène magmatique ; dans celle de Saint-Daniel où la rétrémorphose conduit aussi à des associations minérales de type "schistes-verts", le clinopyroxène est parfois remarquablement conservé dans des échantillons dont le plagioclase est remplacé par de la zoizite et de l'albite (D37, D38, D42, D44, prélevés en bordure de la route 1 à Black Lake).

Nous décrirons les principaux types de roches selon la même démarche que celle adoptée pour la région de Val d'Or et en les classant selon les groupes comparables.

a) Métarhyolites, quartz-kératophyres et orthokératophyres très clairs

Ce type de roche, très acide, n'a été rencontré que dans la formation de Weedon où il est souvent spatialement associé aux minéralisations.

Ce sont des roches porphyriques avec un fond en général finement recristallisé qui correspond soit à un ancien verre, soit à une ancienne mésostase vitreuse ou cryptocristalline. Dans A 6, A 19 et A 111 subsistent des reliques de sphérolites ; A 19 peut même être considéré comme un terme de passage aux granophyres. Dans certains échantillons l'aspect brisé des phénocristaux évoque des tufs (A 41, A 37).

La plupart des roches de ce groupe sont hololeucocrates ; seuls A 6 montre d'anciens phénocristaux de biotite d'ailleurs totalement transformés en chlorite, muscovite, minéraux opaques, leucoxène.

Les phénocristaux sont généralement du quartz et du feldspath (albite et plus rarement microcline), exceptionnellement (A 6) de la biotite rétro-morphosée ; la mésostase est essentiellement quartzo-feldspathique avec en proportion variable un peu de séricite, chlorite, biotite, carbonate, pyrite, zircon.

Les laves de ce groupe montrent de très fortes variations du rapport Na/K (cf. annexe 1 et figures 8, 10, 12). Des colorations des lames minces au cobalti-nitrite montrent que le feldspath potassique est essentiellement localisé dans la pâte (A 5) mais peut s'insinuer dans les cassures des phénocristaux d'albite (A 100) ; ceci suggère une formation (ou une remobilisation ?) tardive du feldspath potassique, interprétation qui est appuyée par l'examen de l'échantillon A 19 dont la lame mince colorée permet de voir une localisation exclusive du feldspath potassique dans des microfractures, le feldspath des phénocristaux et de la pâte étant de l'albite non colorée par le cobalti-nitrite. Cette interprétation est en accord avec les observations de E. SOLER (1969) sur les laves de la région de Huelva en Espagne, nous devons cependant noter que l'interprétation de certains échantillons est délicate : tel est le cas par exemple de A 37 dans lequel on distingue au microscope une pâte ayant largement pris la coloration jaune du cobalti-nitrite et des phénocristaux de microcline partiellement remplacé par du quartz ; le mode de formation de feldspath potassique dans une telle roche ne peut être extrapolé que par comparaison avec les échantillons dans lesquels on observe les relations albite/feldspath potassique.

Ces variations des proportions albite/orthose nous semblent au stade actuel de nos recherches très désordonnées, nous n'avons en particulier pas pu mettre en évidence l'existence d'une relation entre ce phénomène et la mise en place des minéralisations ; il faut toutefois remarquer que l'étude complète de ces passages entre orthokératophyres et quartz-kératophyres nécessiterait pour être concluante un échantillonnage spécial dans des secteurs dont les structures seraient bien connues (des mines ayant fait l'objet de levés détaillés pourraient être revues dans cette optique).

Les altérations (tardimagmatiques ou métamorphiques) les plus fréquemment observées sont :

- carbonatation avec en particulier développement de rhomboèdres bien formés (sidérite et calcite ?) : A7, A8. Ces échantillons montrent en outre des trainées de séricite ;

- silicification : A14 qui se trouve précisément à 200 m d'un ancien puits de prospection (pyrite).

b) Métadacites et quartz-kératophyres

Ces laves sont fréquentes aussi bien dans la formation de Weedon (A20, S1, S2 ...) que dans celle de Saint-Daniel (D13, D14, A44 ...).

L'albite en microlites abondants et non orientés est le constituant dominant de ces roches ; les minéraux colorés interstitiels sont la chlorite et parfois la biotite verte ; l'épidote est parfois présente ; la muscovite est accidentelle ainsi que la pyrite. On passe en continuité de termes avec très peu de quartz (A20, A22) à des termes franchement quartziques (S1, S2, A33, A34). Mais d'une manière générale ce minéral semble lié à la recristallisation (pas de phénocristaux résiduels nets).

Certains échantillons (A20, A34, S1, S2) contiennent du carbonate soit en plages de formes quelconques, soit en phénoblastes rhomboédriques.

Dans les faciès kératophyriques caractéristiques l'albite est limpide et présente une apparence primaire, dans les roches que nous classons dans les méta-andésites, par exemple A33 (roche très recristallisée et très altérée), le coeur des feldspaths est bourré de séricite ce qui évoque une ancienne zonation et conduit à interpréter les roches comme des dacites rétomorphosées et albitisées (?).

c) Méta-andésites et kératophyres

Ce type de roche est relativement rare dans notre échantillonnage mais nous savons que, vu les critères de choix des échantillons adoptés

pour ce dernier, celui-ci donne une image déformée des abondances réelles de différents types de laves et qu'en particulier celles qui sont riches en phénocristaux (ce qui souvent est le cas des andésites) ont été (en principe) éliminées. Nous devons noter que, comme nous l'avons vu pour les laves de Val d'Or, il semble y avoir continuité entre les andésites et les basaltes d'une part, les dacites d'autre part, et que la dénomination précise d'un échantillon est souvent difficile.

Ces laves ont été rencontrées dans la formation de Saint-Daniel (D28, D29 parmi les échantillons analysés) et dans celle de Weedon (A21, A22, A32 ... le dernier étant peut-être un ancien tuf).

Ce sont des roches à pâte microlitique dans laquelle flottent des phénocristaux subautomorphes d'albite présentant un aspect légèrement terreux en lumière naturelle et renfermant quelques inclusions de chlorite, carbonate et actinote ; dans certains échantillons on observe en outre des fantômes de ferromagnésiens (pyroxène ?) remplacés par un agrégat de chlorite, amphibole, quartz et épidote. La mésostase est essentiellement constituée d'albite avec plus ou moins de quartz, épidote, chlorite, actinote, leucoxène et parfois biotite (recristallisation dans la base du faciès "schistes-verts" et parfois reliques de hornblende (A29)). La pyrite se rencontre accidentellement (A22, A32).

d) Métabasaltes, métadolérites et spilites

Ces roches sont les plus largement représentées dans les formations de Saint-Daniel et de Weedon. Elles forment souvent des coulées en pillows-lavas.

Les métabasaltes et spilites ont généralement un fond à texture microlitique non orienté sur lequel se détachent quelques phénocristaux ; la tendance porphyrique n'est néanmoins pas très marquée. Ces laves sont associées à des dolérites (A39 et en moins net A17 pour la formation de Weedon ; D37, D38, D42, D44 dans celle de Saint-Daniel).

Ces roches sont recristallisées dans le faciès "schistes-verts". Les minéraux les plus courants sont : l'albite (avec souvent séricite et épidote indiquant une rétromorphose ainsi que chlorite, biotite, amphibole enclavée lors de la recristallisation), les minéraux colorés sont

surtout l'épidote ; la biotite (A38) et la hornblende de recristallisation (A15, A94) sont rares. Parmi les minéraux accessoires on peut mentionner le quartz généralement présent en petite quantité dans le fond, les minéraux opaques (titanomagnétite ?) et le leucoxène relativement abondant, de façon plus accidentelle les sulfures (essentiellement pyrite) et le carbonate. Dans la formation de Saint-Daniel on doit noter la persistance de clinopyroxène non altéré dans les métadolérites.

Le calcul de la norme CIPW conduit à distinguer des roches à olivine normative et des roches quartzifères. Nous retrouvons les mêmes difficultés que dans la région de Val d'Or (cf. §. II.B.1.f) quant à l'interprétation de cette différence qui peut être due à plusieurs causes :

- présence de basaltes alcalins à olivine normative, associés à des basaltes subalcalins. Les basaltes du premier groupe sont difficiles à caractériser de façon certaine dans une série spilitique dont les teneurs en sodium ont été faussées ; il semble qu'on puisse retenir comme autre caractère des basaltes alcalins, des teneurs relativement élevées en titane ($TiO_2 \sim 2\%$). A39 et A98 paraissent par contre trop peu titanifères pour être retenus, D40 et D41 qui sont plus riches en titane ont des teneurs en fer qui les apparentent plutôt à la série tholéitique ;

- formation d'olivine normative lors du calcul CIPW à cause du caractère sodique de la lave qui entraîne la mobilisation d'un nombre plus grand de molécules SiO_2 dans la constitution d'albite normative : des laves spilitiques tels que D38, D42, A16, A17, A38, A93 contiennent de l'olivine normative ;

- déficit apparent en silice résultant de la présence de carbonate : tel est le cas si CO_2 n'est pas pris en compte lors du calcul, démarche qui a par ailleurs l'avantage de donner des plagioclases normatifs de basicité proche de celle des basaltes.

La distinction entre roches basaltiques à olivine normative et quartz normatif est donc d'interprétation très délicate. Plus significative semble la subdivision que l'on pourrait établir d'après les teneurs en TiO_2 ; toutes les roches basaltiques échantillonnées dans la formation de Weedon ont des teneurs en TiO_2 inférieures à 1,75 % ce qui correspond au groupe des basaltes circum-océaniques de F. CHAYES, sauf A15 et A94

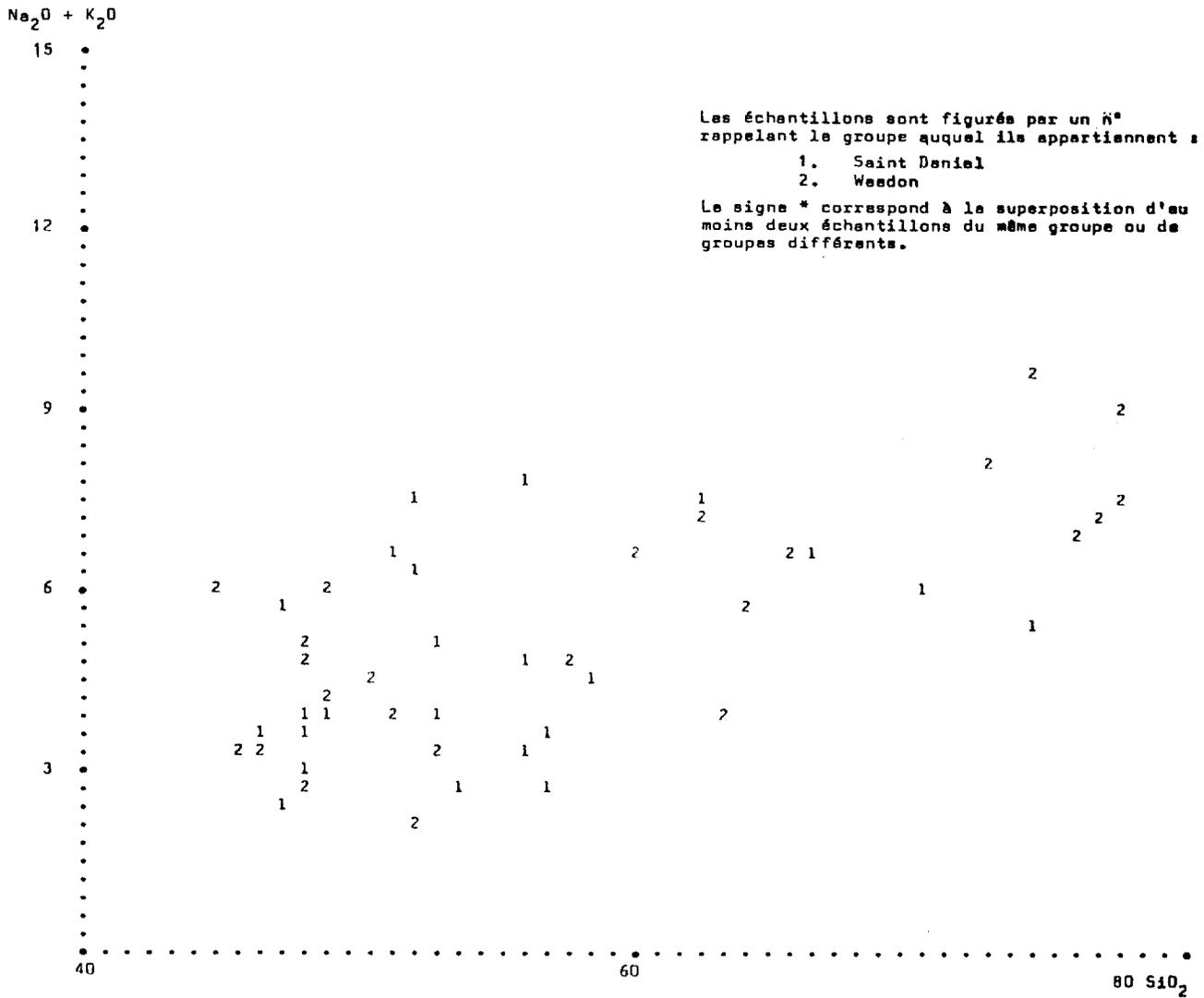


FIGURE 30.

dans lesquels TiO_2 est voisin de 2,50 % ce qui les situe dans les basaltes intra-océaniques ; nous avons mentionné en introduction des difficultés rencontrées dans la généralisation de cette division mais il est intéressant de remarquer que conformément aux observations faites par M. FONTEILLES pour la série de la Brévenne, ces deux basaltes montrent une tendance tholéitique (enrichissement en fer) nette (diagramme AFM, fig.32).

Bien que nous ayons cherché à ne conserver que des roches fraîches et non altérées certains échantillons montrent des transformations secondaires. Il n'est pas possible actuellement de préciser si ces altérations correspondent à une phase hydrothermale tardimagmatique ou sont liées à la recristallisation métamorphique ; on peut distinguer plusieurs types d'altération :

- légère silicification probable (A94) : tardimagmatique ?

- développement de plages à carbonate et veinules d'épidote (A16) ou filonnets d'épidote seulement (A39, A17). Ces remises en mouvement du calcium sont peut-être liées à des phénomènes de spilitisation secondaire ;

- enrichissement en MgO : cette modification du chimisme a été observée dans plusieurs échantillons de la formation de Saint-Daniel (D15, D16, D22, D24, B26). Elle se marque par une teinte plus claire de la roche due à la présence de trémolite au lieu d'actinote qui sur le terrain conduit souvent à une surestimation de l'acidité de la lave.

2) Principales tendances chimiques du volcanisme

Comme pour les formations de Val d'Or nous avons essayé de voir si, en dehors de leur caractère spilitique, les laves des cantons de l'Est pouvaient être rattachées aux lignées magmatiques cénotypiques.

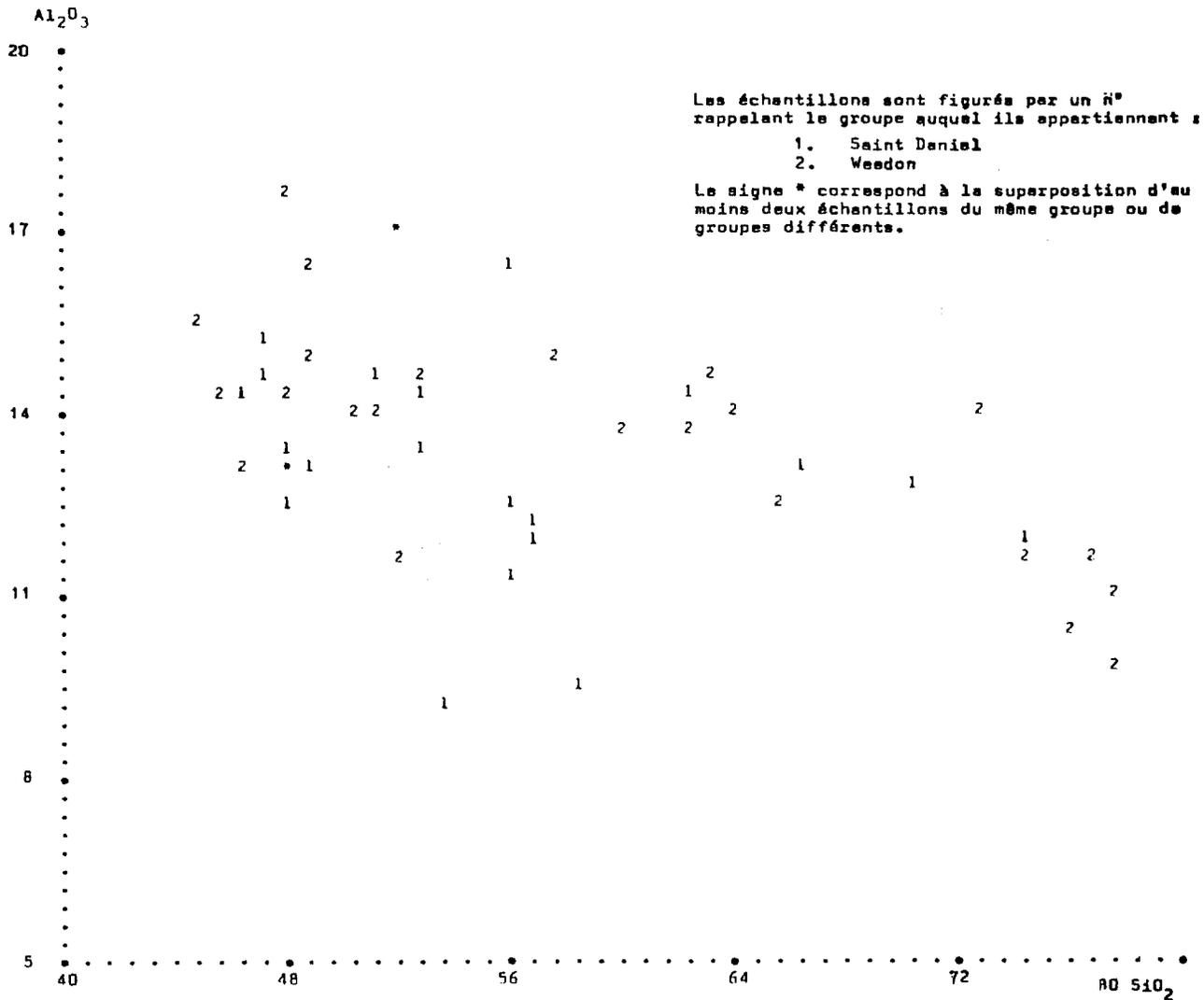


FIGURE 31.

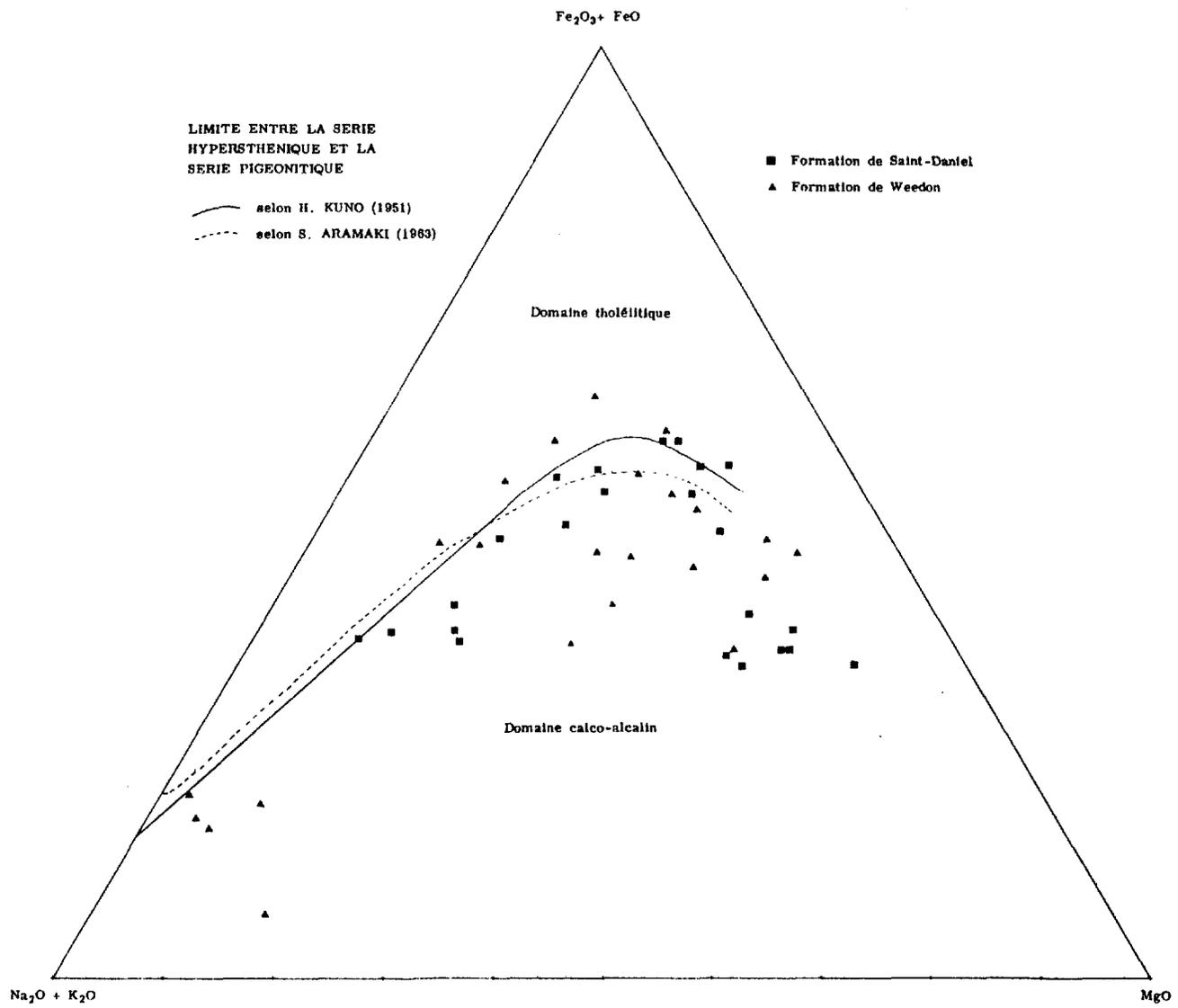
a) Problèmes posés par un rattachement aux magmas alcalins et subalcalins

Le diagramme $(Na_2O + K_2O)/SiO_2$ (figure 30) fait apparaître une grande partie des points figuratifs dans le domaine des roches alcalines ; ce résultat ne peut cependant pas être considéré comme indiquant une appartenance certaine à la série alcaline car nous avons vu que les teneurs en soude sont anormalement élevées (figure 10) : la valeur de la somme $(Na_2O + K_2O)$ est faussée par le caractère spilitique des laves. Comme nous l'avons vu à propos des metabasaltes (§ III.B.1.d) le caractère alcalin d'une partie du volcanisme est possible mais difficile à mettre en évidence de façon certaine. Cependant les laves des formations de Weedon et des cantons de l'Est semblent dans l'ensemble se rattacher aux séries subalcalines (basaltes à quartz normatif et teneur en TiO_2 relativement faible, absence de trachyte et au contraire présence d'andésites, ...).

On doit noter que d'après notre échantillonnage il n'y a pas de différence nette sur le diagramme $(Na_2O + K_2O)/SiO_2$ entre la formation de Weedon et celle de Saint-Daniel.

b) Appartenance partielle à la série high-alumina

Sur le diagramme Al_2O_3/SiO_2 (figure 31) les points représentatifs des laves des formations de Weedon et de Saint-Daniel sont très mélangés. On peut cependant noter que dans l'ensemble les laves de la première formation ont des teneurs relativement élevées en Al_2O_3 et assez régulièrement réparties le long d'une courbe qui a une forme comparable à celle donnée par M. FONTEILLES (1967) pour les laves hypersthéniques du Japon ; cependant quelques échantillons de cette formation contiennent peu d'alumine : ce sont surtout des cumulats ferromagnésiens (A91, A98), mais il semble qu'une amorce de différenciation tholéiitique se marque aussi par l'apparition de termes (surtout des dolérites ?) pauvres en Al_2O_3 : ce sont ici les échantillons A15 et A94 qui par ailleurs ont des teneurs en TiO_2 supérieures à 1,75. Les laves de Saint-Daniel ont des teneurs en alumine nettement plus dispersées et en moyenne plus faibles.



LIMITE ENTRE LA SERIE
HYPERSTHENIQUE ET LA
SERIE PIGEONITIQUE

— selon H. KUNO (1951)
- - - selon S. ARAMAKI (1963)

■ Formation de Saint-Daniel
▲ Formation de Weedon

Domaine tholéitique

Domaine calco-alcalin

Diagramme A. F. M.

VOLCANISME PALÉOZOÏQUE DE WEEDON-THETFORD

Figure 32

c) Essai de mise en évidence de deux tendances de différenciation : tholéiitique et calco-alcaline

Sur le diagramme AFM (figure 32) les formations de Weedon et Saint-Daniel montrent une assez forte dispersion des faciès basiques et neutres, avec une tendance nette à un enrichissement en fer dans les premiers stades de la différenciation ; ce caractère typiquement tholéiitique, apparaît aussi particulièrement bien sur le diagramme $(Fe_2O_3 + FeO)/MgO$ (figure 33).

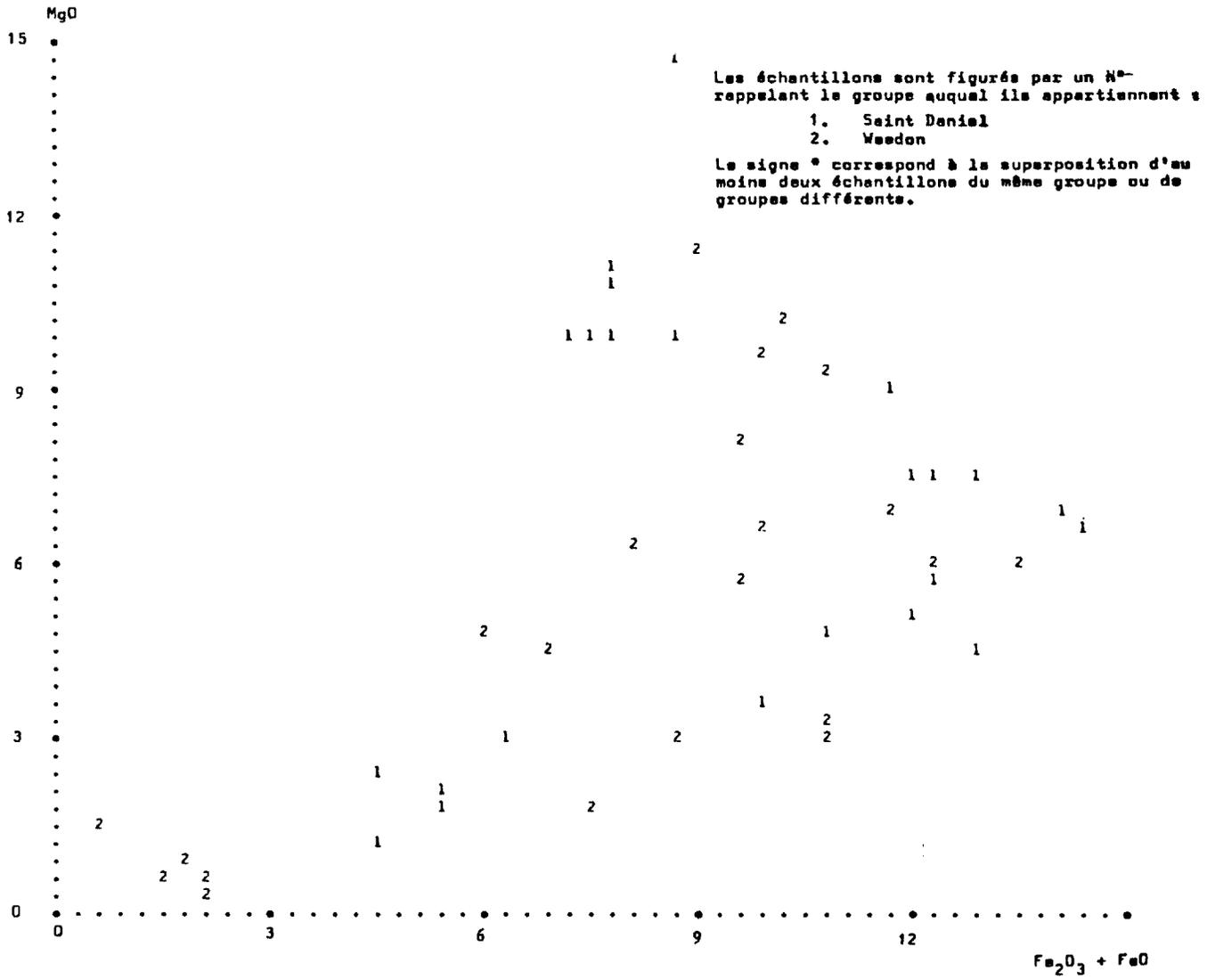
La formation de Weedon se distingue cependant de celle de Saint-Daniel par les particularités suivantes :

- d'une part la présence de laves acides complètement séparées sur le diagramme AFM des autres roches ;

- d'autre part une répartition irrégulière sur ce même diagramme des points correspondants aux laves basiques et intermédiaires. Ceci suggère que le volcanisme de Saint-Daniel a une différenciation tholéiitique (avec éventuellement quelques basaltes alcalins) alors que celui de Weedon serait constitué par deux lignées, l'une tholéiitique, l'autre calco-alcaline s.s. (avec aussi des termes alcalins). Il faut cependant remarquer que cette interprétation est très hypothétique et que seul le caractère tholéiitique a pu être identifié de façon absolument certaine.

d) Remarque sur les teneurs en titane

La plupart des laves basiques des formations de Weedon et Saint-Daniel ont des teneurs en TiO_2 inférieures à 1,75 ce qui les apparentent au groupe circum-océanique de F. CHAYES (1965). Les échantillons ayant des teneurs en TiO_2 supérieures à 1,75 sont parmi ceux qui sur les diagrammes AFM et $(Fe_2O_3 + FeO)/MgO$ (figures 32 et 33) ont le caractère tholéiitique le mieux marqué : A15, A17, A94 pour la formation de Weedon et D40, D41 pour celle de Saint-Daniel.



3) Conclusion sur les caractères magmatiques des formations volcaniques de Weedon et de Saint-Daniel.

L'étude pétrochimique des métavolcanites des formations de Weedon et de Saint-Daniel montre une tendance spilitique assez bien marquée dans les laves basiques et de très fortes variations du rapport Na/K dans les termes acides (faciès kératephyriques et ortho-kératephyriques). La richesse en sodium qui est du point de vue géochimique un des traits le plus marquant du caractère spilitique apparaît de façon très irrégulière et nous n'avons pas noté de liaison spatiale avec la présence de minéralisation. Il semble d'ailleurs peu utile, au moins à l'échelle à laquelle nous avons travaillé de chercher un tel lien car les teneurs en sodium et les valeurs du rapport Ca/Na (et peut-être aussi Na/K pour les laves acides) sont très largement déterminées par les modes d'échantillonnage (G.C. AMSTUTZ, 1968).

Ce caractère spilitique rend difficile la caractérisation d'éventuels basaltes alcalins : leur présence ne peut être définitivement exclue mais il semble le plus souvent que la présence d'olivine normative est liée à des modifications chimiques secondaires (albitisation).

Dans la formation de Saint-Daniel les diagrammes pétrochimiques montrent nettement que les laves, le caractère spilitique étant considéré comme secondaire, appartiennent à la série tholéitique avec des compositions basaltiques à dacitiques. Les teneurs en titane dans les termes basiques sont le plus souvent inférieures à 1,75 % (type circum-océanique), elles sont plus élevées dans les termes pour lesquels le rapport $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / \text{MgO}$ est le plus élevé.

Dans la formation de Weedon, formation où sont précisément localisés les amas sulfurés stratiformes, les diagrammes indiquent assez nettement l'existence d'une lignée tholéitique et de façon assez floue la présence de laves basiques à intermédiaire non enrichies en fer que nous avons rattachées à la série calco-alcaline s.s. Une autre particularité plus mar-

quante de la formation de Weedon est l'existence de métarhyolites, quartz-kératophyres et orthokératophyres hololeucocrates, étroitement associés aux minéralisations ; il ne semble pas qu'il y ait entre ces laves très acides et les termes dacitiques continuité de composition. Cette lacune est comparable à celle que nous avons observée à Val d'Or, nous ne pensons pas qu'elle soit due à l'échantillonnage mais supposons plutôt qu'elle traduit pour les deux régions une origine différente entre les magmas dacitiques et rhyolitiques : le processus de différenciation par cristallisation fractionnée aurait été prédominant dans la genèse des premiers, la fusion sialique aurait joué un rôle non négligeable dans la formation des seconds.

IV - UTILISATION DES CARACTERES MAGMATIQUES
POUR LA PROSPECTION DES FORMATIONS VOLCANIQUES

Nous rappellerons d'abord les résultats que nous avons obtenus sur les deux secteurs étudiés avec en particulier la mise en évidence de différences du chimisme entre les laves associées à des gîtes sulfurés stratiformes et celles dans lesquelles on ne connaît pas de minéralisations de ce type, puis nous ferons le point sur les difficultés qui peuvent être rencontrées dans l'application pratique de cette méthode.

A - RAPPEL DES RESULTATS OBTENUS

Les résultats sont de qualité assez différente selon que l'on a affaire à la région de Val d'Or ou à celle des cantons de l'Est. La plus grande netteté des conclusions obtenues à Val d'Or reflète peut-être pour une part la réalité géologique (séries magmatiques bien tranchées) mais il nous semble que d'autres facteurs ont pu intervenir : d'une part le fait que l'échantillonnage dont nous disposions était nettement plus abondant et en grande partie effectué par un géologue (M. LATULIPPE) connaissant de longue date la géologie de ce secteur, d'autre part le fait que les roches n'ont subi dans cette zone que des déformations faibles (alors que la schistosité est souvent très forte dans les cantons de l'Est).

1) Région de Val d'Or

Nous avons pu montrer que si l'on considère la spilitisation comme un phénomène secondaire les formations volcaniques minéralisées de cette région sont caractérisées par l'association de laves tholéitiques et calco-alkalines, les volcanites stériles ne comprenant que des volcanites de la série tholéitique. A part cette différence dans l'appartenance magmatique des laves, les zones minéralisées présentent d'autres caractères distinctifs :

- d'un point de vue géochimique l'étude géochimique en roche des éléments en trace apporte des renseignements complétant l'étude des majeurs. Autour des amas sulfurés les halos de dispersion sont considérés en général comme très réduits, par contre une voie de recherche serait d'essayer de retrouver avec les traces certaines particularités du chimisme initial des laves et peut-être des altérations régionales peu visibles par étude des majeurs.
- Du point de vue pétrologique on note la présence de termes rhyolitiques, alors que dans les zones non minéralisées les laves les plus acides sont dacitiques. Les laves rhyolitiques affleurent peu et auraient pu passer inaperçues lors d'une prospection de reconnaissance. La caractérisation du caractère magmatique des laves qui peut se faire à partir de termes de compositions variées, aurait donc été une méthode d'investigation intéressante pour cette région.
- D'un point de vue stratigraphique, les formations minéralisées appartiennent à la partie supérieure du groupe de Malartic ; ce guide cartographique est le résultat des levés géologiques ; on peut donc considérer que dans une région en cours de prospec-

tion l'échantillonnage pour étude chimique, l'aurait précédé. Il faut toutefois nuancer cette appréciation, en effet la connaissance géologique préalable de la région est un guide précieux pour le choix des zones de prélèvement des échantillons et permet d'avoir des résultats pétrochimiques plus significatifs et plus facilement interprétables.

- . D'un point de vue géologique nous avons noté que les gisements sont situés à proximité de massifs grano-dioritiques considérés comme pénécontemporains ou peu tardifs par rapport au volcanisme (Stock de East Sullivan et de Bevcon). Nous retrouvons ici encore un résultat des levés géologiques qui peut lors d'une prospection être utilisé comme guide.

En résumé donc, l'étude chimique des formations volcaniques a permis pour la région de Val d'Or d'établir une distinction entre les zones minéralisées et celles dans lesquelles on ne connaît pas de gisement. Celle-ci apparaît comme un des guides pouvant intervenir lors d'une phase de reconnaissance, mais qui au fur et à mesure des recherches peut être précisé, lui-même précisé grâce aux enseignements tirés des levés.

2) Région de Weedon-Thetford

L'étude du chimisme a permis de distinguer les zones stériles caractérisées par des laves rattachées à la série tholéitique des secteurs minéralisés dans lesquels semblent être associées des laves tholéitiques et calco-alcalines. Cette différence est cependant assez peu nette et on doit noter que la présence de termes rhyolitiques relativement étendus à proximité des gisements paraît pour cette région un guide plus intéressant. Il convient d'ailleurs de préciser à ce sujet que la détermination des métarhyolites ne peut être faite uniquement à l'oeil et qu'un examen systématique des lames minces est nécessaire pour les distinguer des métadacites.

B - POSSIBILITES PRATIQUES D'UTILISATION DE L'ETUDE DES CARACTERES
MAGMATIQUES DES FORMATIONS VOLCANIQUES

L'un de nous (C. ALSAC, 1971) a par ailleurs fait le point sur l'intérêt que peut présenter pour la prospection l'étude chimique des volcanites et les difficultés qui peuvent se présenter au cours de ce type de recherche. Voici les principaux points qui se dégagent de l'étude des métavolcanites du Québec :

1) Difficultés théoriques concernant la notion de série magmatique

Les séries magmatiques fondamentales sont mal définies, en effet cette notion a un contenu génétique variable selon les auteurs (importance relative des divers processus magmatique). Le choix des paramètres chimiques et caractères minéralogiques à prendre en compte pour définir l'appartenance magmatique d'une lave, implique lui aussi des hypothèses génétiques, par exemple : doit-on attacher davantage d'importance à la teneur en Al_2O_3 ou au rapport $(Fe_2O_3 + FeO)/(MgO)$? les teneurs en TiO_2 ou K_2O peuvent-elles permettre d'établir des distinctions valables entre les basaltes tholéitiques océaniques, circum-océaniques et continentaux,...

2) Nature du lien entre volcanisme et minéralisation

L'hypothèse de M. FONTEILLES repose sur un fait d'observation objectif : la superposition au Japon des gîtes d'origine volcanique et du magmatisme calco-alcalin. Les relations génétiques entre volcanisme et minéralisation sont souvent hypothétiques ce qui rend difficiles les comparaisons entre les gisements. Ces considérations génétiques conduisent à poser la question suivante : quel rôle privilégié peut jouer la lignée magmatique calco-alcaline dans la formation des minéralisations liées au volcanisme syn- et tardi-orogénique ? Il paraît intéressant, au moins à titre d'hypothèse de travail de relier d'une part la forte pression d'eau qui d'après les travaux expérimentaux (T.H. GREEN, et A.E. RINGWOOD, 1968 ; E.F. OSBORN, 1968) et les observations sur la présence de minéraux hydro-

xylés (H. KUNO, 1968) aurait un rôle primordial dans la formation de la série calco-alcaline et d'autre part les actions hydrothermales ayant pu favoriser les concentrations de métaux. En effet, plus la pression d'eau dans un magma est élevée, plus la quantité d'eau soluble dans le magma est grande et donc, plus les phénomènes hydrothermaux peuvent être intenses. L'origine de cette eau pose un autre problème, qu'il est intéressant de lier avec la localisation du volcanisme calco-alcalin s.s. dans les zones orogéniques : il peut s'agir d'eau prise dans la croûte océanique supérieure lors de l'enfoncement en profondeur de celle-ci le long de la zone de Benioff, mais il est aussi possible que dans certains cas elle ait été absorbée par le magma lors de sa montée à travers des sédiments humides.

3) Problèmes pratiques d'échantillonnage

Le nombre d'analyses nécessaires dépend évidemment de l'étendue de la région étudiée. A titre indicatif on peut se fixer comme minimum une trentaine mais ce nombre est souvent insuffisant (les travaux de W.R.A. BARAGAR portent sur 200 à 300 analyses par secteur). Pour être interprétable du point de vue magmatique ces échantillons doivent répondre à des spécifications très strictes : laves aphanitiques ou vitreuses, non altérées, peu ou pas porphyriques, ... Ces conditions sont souvent très difficiles à respecter surtout lorsqu'on opère dans des formations ayant subi un métamorphisme régional ; le pourcentage d'échantillons non utilisables devient en particulier très élevé dans le cas des séries volcano-sédimentaires dans lesquelles les roches à grain fin ne sont en général identifiables qu'au microscope ; ce pourcentage dépend évidemment des terrains (texture initiale plus ou moins bien conservée, remobilisations locales, abondance ou rareté des faciès volcano-sédimentaires ou tuffacés ...) mais aussi pour une large part de la connaissance préalable des faciès régionaux possédés par le géologue collecteur. A titre indicatif on peut indiquer que la proportion d'échantillons sélectionnés après examen en lame mince atteint 2/3 dans les cas les plus favorables (échantillonnage effectué par des géologues ayant effectué des levés détaillés dans la région comme cela était le cas pour deux de nous, M.L. et R.L., à Val d'Or et à Thetford) à moins de 1/5 (échantillonnages effectués dans le cadre des travaux du BRGM sur des régions de Côte-d'Ivoire et Haute-Volta géologiquement peu connues et présentant de nombreux mélanges volcano-sédimentaires).

Les séries magmatiques sont caractérisées par l'évolution de différents paramètres chimiques (et lorsque cela est possible de certaines associations minéralogiques) au cours de la différenciation. Les échantillons doivent donc être pris dans une gamme de basicité-acidité aussi large que possible avec de préférence un maximum de spécimens dans les termes andésitiques et dacitiques (ou leurs équivalents albitophyriques c'est-à-dire, des kératophyres et certains quartz-kératophyres) qui correspondent sur la plupart des diagrammes à une zone dans laquelle les séries tholéiitiques et calco-alcalines sont le mieux séparées. Cette condition permet rarement d'utiliser une maille systématique, mais conduit à rechercher spécialement les divers types de laves en utilisant au maximum les levés géologiques dont on dispose ; on doit noter que très souvent les basaltes à grain fin et dolérites sont abondants et bien conservés, alors que les andésites, dacites et rhyolites sont surtout représentées par des roches impropres à une étude pétrochimique du magmatisme (faciès porphyriques et tuffacés, mélanges volcano-sédimentaires) et de surcroît fréquemment altérées.

Une autre raison rendant souhaitable un échantillonnage par un géologue connaissant déjà la géologie de la région étudiée, voire même d'un échantillonnage en plusieurs phases, est la présence simultanée dans une même région de plusieurs séries magmatiques : les laves calco-alcalines ne sont pas directement reconnaissables mais une fois leur présence décelée il semble que leur zone d'apparition ou tout au moins les limites pour un nouvel échantillonnage puissent être estimées grâce à certaines associations pétrographiques (apparition préférentielle, d'un type particulier de rhyolite, présence de batholites granodioritiques).

Il est important de bien préciser que les échantillonnages envisagés ici permettent de montrer certaines tendances magmatiques mais ne sont absolument pas représentatifs du chimisme de l'ensemble des laves d'une région qui, lui, doit être abordé par des prélèvements systématiques (voir en particulier W.R.A. BARAGAR). Les résultats obtenus dans les deux cas sont sensiblement différents, en particulier en ce qui concerne les spilites.

4) Nécessité d'un tri préalable des échantillons d'après lame mince

L'étude en lame mince des laves non transformées peut permettre dans les cas les plus favorables de déterminer directement leur série magmatique. Même dans le cas de roches spilitiques ou métamorphisées elle apporte souvent des renseignements utiles et devrait être faite systématiquement : les faciès volcano-sédimentaires peuvent, au moins pour les roches peu déformées, être éliminés. Ce même examen peut aussi permettre d'évaluer l'importance des remobilisations secondaires (filonnets, veinules, remplissages de vacuoles) à l'échelle de l'échantillon et de préciser pour les roches pas trop déformées, la texture initiale.

5) Interprétation des diagrammes pétrochimiques

Les points figuratifs des roches sur les diagrammes sont souvent très dispersés, soit parce que l'échantillonnage n'a pas été assez rigoureux (faciès porphyriques, tuffacés, altérés, ...), soit à cause de modifications secondaires dont l'influence peut être évaluée et donc corrigée (cf. M. FONTEILLES, 1968 pour la spilitisation), soit enfin parce que tous les intermédiaires semblent exister entre les types magmatiques de référence. La lecture des diagrammes est donc en général délicate et nécessite souvent un retour à la lame mince pour l'explication de telle ou telle anomalie (par exemple, teneur élevée en Al_2O_3 correspondant à une accumulation de phénocristaux de feldspaths et non à une véritable tendance alumineuse du magma). Notons enfin que cette dispersion des points peut rendre très difficile la mise en évidence de la coexistence dans une même région de plusieurs séries magmatiques.

On doit souvent procéder par analogie avec des analyses de référence portant sur des roches bien étudiées. L'absence (réelle ou due à des lacunes des fichiers utilisés) de roche de même composition et le caractère imprécis des courbes de référence rend parfois les interprétations problématiques.

6) Sélection de secteurs prioritaires pour la prospection

L'étude des caractères magmatiques n'est qu'un moyen parmi d'autres (géochimie, géologie, structurale, stratigraphie ...) mis en oeuvre

pour la prospection géologique des formations volcaniques. Elle peut apporter un certain nombre de présomptions qui devront être confrontées aux résultats obtenus par les autres procédés. Il semble d'après l'exemple du volcanisme archéen de Val d'Or et à moindre titre de Weedon-Thetford que les différenciés extrêmes de la série tholéitique soient des laves à composition dacitique donc nettement moins acides que les rhyolites associées au volcanisme calco-alcalin. Il pourrait y avoir là un autre guide possible mais l'extension des massifs rhyolitiques peut être très limitée ce qui rend leur recherche problématique au moins au début de la prospection d'un secteur peu connu, alors que l'échantillonnage pour étude du magmatisme apparaît comme plus général. Très schématiquement on peut distinguer les cas suivants :

- . Région avec zonalité régulière des séries magmatiques.
Ce type se rencontre dans certaines zones volcaniques récentes (bordure ouest du Pacifique) mais semble extrêmement rare dans les ceintures volcaniques anciennes où la disposition régulière, si elle a existé, a de fortes chances d'avoir été masquée par les plissements. C'est le cas le plus favorable pour appliquer la méthode de M. FONTEILLES (1967) : les secteurs à volcanisme calco-alcalin s.s. doivent être prospectés en priorité.
- . Régions montrant une répartition spatiale et temporelle désordonnée des laves des diverses séries : si l'échantillonnage est très lâche il peut être intéressant de resserrer la maille au moins dans certains secteurs, mais le plus souvent la recherche devra s'appuyer sur d'autres guides (anomalies géophysiques ou géochimiques, massifs importants de rhyolites, présence d'intrusions).
- . Régions ne comportant que des laves tholéitiques et éventuellement alcalines, sans laves calco-alcalines.
Conformément l'hypothèse de M. FONTEILLES, les différenciés acides de la série tholéitique paraissent le plus souvent défavorables à la formation de minéralisations. Un des aspects les plus intéressants à l'étude pétrochimique serait donc de permettre de séparer, parmi les laves neutres et acides (généralement con-

sidérées *a priori* comme favorables), d'une part celles de la série tholéiitique, d'autre part celles de la série calco-alkaline. Une réserve importante doit toutefois être formulée quant à la possibilité de minéralisations dans des formations volcaniques sans termes calco-alkalins : en effet les épanchements basiques et ultrabasiques ophiolitiques correspondent, semble-t-il, à des magmas tholéiitiques et alcalins ; ils peuvent recéler d'importants gisements (exemple : Chypre). Ce cas sort du cadre du volcanisme syn- ou tardi-orogénique qui a été pris comme référence par M. FONTEILLES mais est mentionné ici en raison de la grande difficulté qu'il y a le plus souvent à définir dans des formations anciennes, la position des roches volcaniques par rapport aux mouvements orogéniques.

C O N C L U S I O N

•••••

L'étude pétrologique et chimique des volcanites de Val d'Or et Weedon-Thetford a permis de connaître les associations volcaniques présentes dans ces régions et les séries magmatiques auxquelles se rattachent les laves. Dans ces deux zones, mais avec plus de netteté pour Val d'Or, nous avons mis en évidence une tendance spilitique nette et avons reconnu parmi les laves à la fois des termes de la série tholéiitique et des termes de la série calco-alkaline s.s., nous avons envisagé aussi l'existence de quelques basaltes alcalins mais leur présence n'a pas pu être démontrée avec certitude.

Les amas sulfurés stratiformes à cuivre sont spatialement associés à des volcanites comprenant à la fois des laves calco-alkalines s.s. et des laves tholéiitiques ; les zones où ne sont pas connues des minéralisations ne comportent que des laves tholéiitiques (les laves alcalines n'étant pas retenues). Cette observation est en accord avec l'hypothèse formulée par M. FONTEILLES (1967, 1968). L'utilisation de ce type d'étude dans des secteurs en cours de prospection peut être envisagée, mais l'expérience prouve que des difficultés peuvent être rencontrées à tous les stades de l'échantillonnage à l'interprétation des diagrammes ; il nous semble que nous avons là surtout une méthode d'appoint qui peut à la fois compléter les études géologiques et être elle-même rendue plus efficace par les informations provenant de ces dernières.

B I B L I O G R A P H I E

•••••

- ALSAC C. (1971) - Essai d'appréciation sur l'utilisation des caractères magmatiques comme guide de prospection des formations volcaniques.
Bull. BRGM (2), II, 6 (sous-presse).
- AMSTUTZ G.C. (1968) - Spilites and spilitic rocks. Extr. de : "Basalts, the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition", HESS H. edit., vol. 2, p. 737-753.
- AMSTUTZ G.C. (1968) - Les laves spilitiques et leurs gîtes minéraux.
Geol. Rundschau, 57, 3, p. 936-954.
- ANHAEUSSER C.R. ; MASON R., VILJOEN M.J. , VILJOEN R.P. (1969) - A reappraisal of some aspects of precambrien shield geology.
Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 80, n°11, p. 2175-2200.
- BARAGAR W.R.A. (1965) - Geochemistry of the Yellowknife volcanic rocks.
Can. Journ. Earth Sci., vol. 3, p. 9-30.
- BARAGAR W.R.A. (1968) - Major element geochemistry of the Noranda volcanic belt, Quebec-Ontario.
Can. Journ. Earth Sci., 5, p. 773-790.
- BARAGAR W.R.A. (1969) - The geochemistry of Coppermine river basalts.
Geol. Surv. Canada, pap. 69-44.

- BARAGAR W.R.A. ; GOODWIN A.M. (1969) - Andesites and archæan volcanism of the Canadian shield.
Proceeding of the andesite conference, state of Oregon.
Dept. Geol. mineral. indust. Bull. 65, p. 121-141.
- BEBIEN J. (1970) - Etude pétrographique et géochimique des formations volcaniques de l'extrémité sud ouest du faisceau synclinal du Morvan (Massif central français).
Thèse 3ème cycle, Nancy.
- BERNARD A. ; SOLER E. (1971) - Sur la localisation géotectonique des amas pyriteux du type Rio-Tinto.
C.R. Acad. Sci., Sér. D, Fr., t. 273, p. 1087-1090.
- BROUSSE R. (1968) - Précis de géologie, tome 1. Pétrologie..
DUNOD édit., Paris.
- BURRI C. (1964) - Petrochemical calculations based on equivalents (method of Paul NIGGLI). Translated from German.
Israël program for scientific translations.
Jerusalem, 1964.
- CANN J.R. (1969) - Spillites form Carlsberg Ridge, Indian Ocean.
J. Petrology, G.B., vol. 10, pt. 1, p. 1-19.
- CHAYES F. (1965) - Titania and alumina content of oceanic and circum-oceanic basalt.
Mineral. Mag. G.B., 34, n° 268, p. 126-131.
- DE LA ROCHE H. (1966) - Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches : modèles chimiques statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique.
C.R. Acad. Sci., Fr., Sér. D, t. 262, pp. 1665-1668.
- DE ROSEN-SPENCE A. (1969) - Genèse des roches à cordiérite - anthophyllite des gisements cupro-zincifère de la région de Rouyn-Noranda, Québec. Canada.
Canad. J. Earth Sci., vol. 6, n° 6, p. 1339-1345.

- DEROSIER C. (1971) - Etude géologique des brèches de la région de Thetford Mine. Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI.
- DUGAS J. ; LATULIPPE M. (1961) - Zone minière Noranda - Senneterre - Carte géologique. Ministère des Richesses naturelles du Québec, n° 1388.
- DUMORT J.C. (1967) - Caractères chimiques de trois volcanismes du Cameroun. Bull. BRGM., n°3, p. 21-75.
- DUPUY C. (1970) - Contribution à l'étude des fractionnements géochimiques des alcalins, des alcalino-terreux et du gallium au cours des processus magmatiques. Exemple : les roches intrusives et effusives de Toscane et du Latium septentrional (Italie).
Thèse, Fac. Sci. Montpellier, France, 339 p.
- DUQUETTE G. (1960) - Rapport préliminaire sur la région de Gould, districts électoraux de Wolfe et de Campton.
Minist. Rich. Nat. Québec, R.P. n° 432 et carte géol. n° 1344.
- DUQUETTE G. (1960) - Rapport préliminaire sur la région de Weedon, districts électoraux de Wolfe et de Campton.
Minist. Rich. Nat. Québec. R.P. n° 416 et carte géol. n° 1315.
- DUQUETTE G. (1961) - Rapport préliminaire sur la région du lac Aylmer, comtés de Wolfe et Frontenac.
Minist. Rich. Nat. Québec, R.P. n° 457 et carte géol. n° 457.
- ESKOLA P. ; VUORISTO U. et RANKAMA K. (1935) - An experimental illustration of the spilite reaction.
C.R. Soc. Geol. Finlande, n° 9, p. 2.

- FONTEILLES M. (1967) - Appréciation de l'intérêt métallogénique du volcanisme de Madagascar à partir de ses caractères pétrologiques. Bull. BRGM. n° 1, p. 121-154.
- FONTEILLES M. (1968) - Contribution à l'analyse du processus de spilitisation. Etude comparée des séries volcaniques paléozoïques de la Bruche (Vosges) et de la Brevenne (Massif central français).
Bull. BRGM., sect. II, n° 3, p. 1-54.
- GASS. I.G. (1958) - Ultrabasic pillow lavas from Cyprus.
Geol. Mag., 95 (5), 436-438.
- GLIKSON A.Y. (1969) - Geosynclinal evolution and geochemical affinities of the early Precambrian series.
Tectonophysics, 9, p. 397-433.
- GREEN D.H. ; RINGWOOD A.E. (1967) - The genesis of basaltic magmas.
Contr. Mineral. and Petrol., 15, p. 103-190.
- GREEN TR. H. ; RINGWOOD A.E. (1968) - Genesis of calc-alkaline igneous rock suite.
Contr. Mineral. Petrol., 18, p. 105-162.
- GUNNING H.C. ; AMBROSE J.W. (1940) - Malartic area, Quebec.
Geol. Surv. Can., Mem. 222.
- HATHERTON T. ; DICKINSON W.R. (1969) - The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles and other islands areas.
J. Geophys. Res., USA, vol. 74, n° 22, pp. 5301-5309.
- IRVINE T.N. ; BARAGAR W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.
Canad. J. Earth Sci. vol. 8, n° 5, pp. 523-548.

- JAKES P. ; GILL J. (1970) - Rare earth elements and the island arc tholeiitic series.
Earth Planet. Sci. Letters, Nederl., vol. 9, n° 1,
p. 17-18.
- JUNG J. ; BROUSSE R. (1958) - Précisions nouvelles sur la constitution et sur l'origine des associations volcaniques.
Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., t. 81, p. 133-141.
- KUNO H. (1959) - Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas.
Bull. Volcanol., ser. 2, 20, p. 37-76.
- KUNO H. (1960) - High-alumina basalt.
Journ. Petrol. G.B., 1, p. 121-145.
- KUNO H. (1968) - Differentiation of basalt magmas.
Extr. de : "Basalts, the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition" ; HESS H. edit., vol. 2,
p. 623-688.
- LACROIX A. (1933) - Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine.
Bull. Serv. Géol. Indochine, vol. 20, fasc. 3.
- LAMARCHE R. (1970) - Effects on refolding on strata-bound sulphide deposits in the Eastern townships of Quebec.
GAC-MAC Annual meeting, Winnipeg.
- LAMARCHE R. (1971) - Ophiolites of Southern Quebec.
in press in : Publications of Earth Physics Branch. Dept. of Energy, Mines and Ressources, Ottawa.
- LATULIPPE M. (1966) - The relation of mineralization to precambrian stratigraphy in the Mattagami lake and Val d'Or districts of Quebec.
Geol. Assoc. Canad., Spec. Pap. n° 3, p. 21-42.

- LATULIPPE M. (1963) - The Val d'Or - Malartic gold area.
Canad. Min. Journ. vol. 84, n° 4, p. 72-76.
- LOWDON J.A. ; STOCKWELL C.H. ; TIPPER H.W. ; WANLESS R.K. (1963) - Age determinations and geological studies.
Geol. Surv. Can., pap. 62-17.
- MARINELLI G. ; MITTEMPERGHER M. (1966) - On the genesis of some magmas of Typical Mediterranean (Potassic) Suite.
Bull. Volcanol., t. 29, p. 113-140.
- MARLEAU R.A. (1968) - Région de Woburn - Mégantic Est - Armstrong, comtés de Frontenac et de Beauce.
Minist. Rich. Nat., Rapp. géol. n° 131.
- NAKAMURA Y. ; KUSHIRO I. (1970) - Compositional relations of coexisting orthopyroxene, pigeonite and augite in a tholeiitic andesite from Hakone volcano.
Contr. Mineral. Petrogr., vol. 26, n° 4, p. 265-275.
- NOE-NYGAARD A. (1967) - Variation in titania and alumina content through three kilometers thick basaltic-lava pile in the Faroes.
Medd. Dansk. Geol. Forening, 17, 1, p. 125-128.
- OSBORN E.F. (1968) - Experimental aspects of calc-alkaline differentiation.
Oregon. Dept., Geol. Miner. Indust., Bull. n° 65, p. 33-42.
- RINGWOOD A.E. ; GREEN D.H. (1966) - An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications.
Tectonophysics, 3 (5), p. 383-427.
- RIORDON P.H. (1954) - Rapport préliminaire sur la région de Thetford-Beack lake.
Minist. Rech. Nat. Québec, R.P. n° 295.
- RITTMANN A. (1963) - Les volcans et leur activité (trad. par H. TAZIEFF).
MASSON, édit. Paris.

- ROCCI G. ; JUTEAU T. (1968) - Spilites-kératophyres et ophiolites. Influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatisme initial.
Geol. en Minjbouw, vol. 4, (5), p. 390-339.
- SAINT-JULIEN P. (1967) - Tectonics of part of the Appalachian region of southeastern Quebec (Southwest of the Chaudiere River)
In : Appalachian tectonics, edit. by CLARK T.H., p. 41-47.
- SAINT-JULIEN P. (1968) - Les argiles à blocs du Sud Ouest des Appalaches du Québec.
Naturaliste Canad., v. 95, n° 6, p. 1345-1346.
- SEARLE D.L. ; VOKES F.M. (1969) - Layered ultrabasic lavas from Cyprus.
Geol. Mag., vol. 106, n° 6, p. 515-530.
- SNAVELY P.D. ; MAC LEOD N.S. ; WAGNER H.C. (1968) - Tholeiitic and alcalic basalts of the Eocene Siletz River volcanics, Oregon Coast Range.
Amer. J. Sci., 266, p. 454-481.
- SOLER E. (1969) - L'association spilites-kératophyres de la province de Huelva (Espagne).
Thèse 3ème cycle, Paris.
- SUGIMURA A. (1960) - Zonal arrangement of some geophysical and petrological features in Japan and its environs.
J. Fac. Sci. Univ. Tokyo., Sect. 2, 12, part. 2,
p. 133-153.
- STOCKWELL C.H. (1965) - Géologie et ressources minérales du Canada.
Comm. Géol. Canada, série géol. écon. n° 1.
- STRECKEISEN A.L. (1967) - Classification and nomenclature of igneous rocks.
N. Jb. Mineral. Abh., Bd. 107, H.2, p. 144-214.
- TILLEY C.E. (1960) - Some aspects of magmatic evolution.
Quart. J. Geol. Soc. London, 106, n° 421, p. 37-61.

TREUIL M. ; VARET J. ; BILLHOT M. ; BARBERI F. (1971) - Distribution of nickel, copper and zinc in the volcanic series of Erta'Ale, Ethiopia.
Contr. Mineral. Petrol., vol. 30, p. 84-94.

TURNER J.F. ; VERHOOGEN J. (1960) - Igneous and metamorphic petrology.
Ser. Earth. Sci., Soc. Edi., New-York, 1960.

VELDE D. (1967) - Sur le caractère alcalin des basaltes tertiaires et quaternaires de France.
C.R. Ac. Sci., Sér. D, Paris, t. 264, p. 1141-1144.

VALLANCE T.G. (1960) - Concerning spilite.
Linnaean Soc. N.S. Wales Proc., 85, pt. 1, p. 8-52.

YODER H.S., TILLEY C.E. (1962) - Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems.
Journ. Petrol., vol. 3, n° 3, p. 342-532.

COMITE FRANCO-QUEBECOIS DE COOPERATION
GEOLOGIQUE ET MINIERE

CARACTERISATION PETROLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE
DES FORMATIONS PALEOVOLCANIQUES MINERALISEES
D'APRES L'EXEMPLE
DES REGIONS DE VAL D'OR ET WEEDON-THEFTORD (CANADA)

A N N E X E 1

ANALYSES CHIMIQUES DES ELEMENTS MAJEURS

NOTES

•••••

1) Les échantillons sont numérotés de la façon suivante :

collecteur C. ALSAC	A. 001 et n° à la suite
collecteur J. DUGAS	S. 001 "
collecteur M. LATULIPPE	L. 001 "
collecteur R. LAMARCHE	D. 001 "

2) Les analyses de la région de Val d'Or sont classées en groupes correspondants aux différentes formations distinguées sur le terrain ; à titre d'essai, le groupe de Malartic a été subdivisé en supérieur et inférieur.

3) La provenance des échantillons est indiquée sur les cartes d'échantillonnage.

4) Dans les analyses partielles le fer a été dosé sous forme de Fe_2O_3 .

5) La description des échantillons est donnée dans le rapport, elle est rappelée dans les tableaux par les notations suivantes :

a) Noms de roches :

ANB	méta-andésito-basalte
AND	méta-andésite
AMP	ortho-amphibolite
BSD	méta-basalte doléritique
BSL	méta-basalte
BSS	basalte sombre (picritique)
DAC	méta-dacite
DOL	méta-dolérite

EP épidotite
GAB méta-gabbro
GNP méta-granophyre
KR kératophyre
MDP méta-microdiorite porphyrique ("porphyre")
MDQ méta-microdiorite quartzique
OKR ortho-kératophyre
QKR quartz-kératophyre
QKRG quartz-kératophyre granophyrique à amphibole
QKRL quartz-kératophyre hololeucocrate
QZ quartzite (  chloritoïde)
RHY méta-rhyolite
SPL spilite.

b) Commentaires divers :

(ALT) altéré
(+Mg) enrichissement en magnésium
(+Si) silice secondaire (quelque soit son origine)
(+SPL) tendance spilitique (albite limpide, minéraux calciques
tendant à s'individualiser hors du
feldspath)
(SPH) sphérolitique
(VC) volcanoclastique.

REGION DE VAL D'OR (1)

FORMATION	PORPHYRES			BLAKE RIVER			MALARTIC SUPERIEUR				
N°	A153	A156	A70	L72	L70	L71	L4	L19	A147	A225	A169
Nature	MDQ	MDQ	MDP	AND	BSL	AMP	QKRL	QKRL	QKRL	KR (+Si)	QKRL (VC ?)
SiO ₂	68,30	62,50	57,80	52,40	47,20	46,80	74,80	73,50	72,10	72,00	71,00
Al ₂ O ₃	17,25	15,70	15,30	16,80	17,50	18,25	10,80	13,45	12,40	13,60	14,00
Fe ₂ O ₃	0,40	0,90	1,60	1,75	2,65	2,75	0,40	0,40	2,20	0,60	1,10
FeO	2,05	2,95	4,00	7,80	8,60	6,35	3,15	2,15	2,65	3,00	1,15
TiO ₂	0,28	0,38	0,62	0,57	0,70	0,25	0,40	0,60	0,56	1,10	0,80
MnO	0,02	0,06	0,09	0,14	0,21	0,18	0,02	0,03	0,11	0,03	0,03
CaO	3,35	4,95	6,50	5,10	5,70	5,80	0,55	1,40	2,10	0,80	1,90
MgO	0,70	3,20	5,00	6,70	9,15	10,70	2,65	0,50	0,60	0,75	0,30
Na ₂ O	3,90	4,75	6,00	4,85	3,00	3,10	3,05	4,30	4,70	5,35	5,80
K ₂ O	1,45	0,75	0,80	1,90	0,12	0,50	0,70	1,55	0,85	0,85	1,20
P ₂ O ₅	0,07	0,13	0,24	0,10	0,12	0,06	0,30	0,15	0,09	0,27	0,20
H ₂ O	0,20	0,30	0,20	0,10	0,10	0,10	0,20	0,10	0,15	0,35	0,30
H ₂ O ⁺	1,45	2,00	0,35	1,35	3,90	4,70	1,80	1,00	0,10	1,25	0,75
CO ₂	< 0,04	1,80	1,20	n.d.	0,70	n.d.	0,30	1,00	< 0,04	0,15	0,85
S	< 0,01	< 0,01	0,31	n.d.	0,01	n.d.	< 0,01	0,03	1,05	< 0,01	0,05

REGION DE VAL D'OR (2)

FORMATION	MALARTIC SUPERIEUR										
	A151	A171	L21	A229	A146	A167	A177	L29	A180	A138	A234
N°											
Nature	QKRG	QKRL	QKRG	QZ	RHY? (ALT)	QKRL	QKRG	RHY? (VC, ALT)	QKRG	RHY? (ALT)	QKRG
SiO ₂	70,90	70,60	70,50	70,00	70,00	69,90	69,90	68,10	67,50	67,00	65,50
Al ₂ O ₃	11,30	15,30	11,35	15,20	13,00	14,80	11,75	14,70	13,40	14,70	12,00
Fe ₂ O ₃	2,40	0,80	1,40	0,65	3,55	0,25	0,90	1,25	0,90	3,00	2,35
FeO	5,05	1,00	6,80	7,05	2,50	1,95	4,40	3,15	5,10	2,00	6,75
TiO ₂	0,41	0,64	0,75	1,08	0,54	0,84	0,44	1,10	0,77	0,54	0,83
MnO	0,12	0,03	0,17	0,16	0,31	0,03	0,05	0,04	0,07	0,07	0,11
CaO	3,10	1,40	2,40	0,90	4,90	2,40	2,05	1,55	0,50	5,35	2,10
MgO	0,80	0,15	0,95	1,85	1,00	0,20	1,75	1,60	3,75	1,30	2,70
Na ₂ O	4,80	7,50	4,10	0,15	0,25	7,00	4,90	4,40	3,30	2,10	4,40
K ₂ O	0,25	0,90	0,20	0,25	2,20	0,80	0,15	1,70	0,50	1,95	< 0,05
P ₂ O ₅	0,06	0,15	0,15	0,21	0,08	0,20	0,07	0,38	0,29	0,30	0,23
H ₂ O ⁻	0,10	0,30	Ind.	0,25	0,20	0,35	0,30	Ind.	0,35	0,25	0,35
H ₂ O ⁺	0,40	0,30	1,00	2,25	1,70	0,50	1,70	2,05	2,90	0,95	1,75
CO ₂	< 0,04	0,59	0,13	0,07	< 0,04	0,66	1,10	0,77	< 0,04	< 0,04	0,88
S	0,10	0,08	0,01	< 0,01	0,06	0,06	< 1,01	0,02	0,03	< 0,01	0,03

REGION DE VAL D'OR (3)

FORMATION	MALARTIC SUPERIEUR											
	N°	A168	L28	A220	L105	A152	L26	L106	L7	L31	L18	L15
Nature	RHY? (VC)	GNP	AND	DAC	ANB? (ALT)	DAC	AND	AND	AND	AND	AND	SPL (+Si)
SiO ₂	64,70	64,00	63,90	63,70	60,25	58,20	57,90	57,20	56,80	56,50	56,40	
Al ₂ O ₃	14,60	11,55	15,95	11,15	18,90	14,75	15,90	17,40	16,05	16,40	16,80	
Fe ₂ O ₃	1,85	2,45	1,90	3,60	2,05	9,25	1,55	2,15	1,60	7,75	1,95	
FeO	4,40	7,30	2,50	8,45	3,60	n.d.	5,50	6,25	5,40	n.d.	6,55	
TiO ₂	1,25	0,90	0,46	1,22	1,00	n.d.	0,97	1,15	0,80	n.d.	1,22	
MnO	0,06	0,10	0,10	0,19	0,06	n.d.	0,17	0,25	0,17	n.d.	0,14	
CaO	2,85	2,40	5,65	4,41	3,20	2,60	3,25	3,65	5,10	5,15	3,15	
MgO	2,20	2,75	1,60	1,20	2,40	5,30	4,75	3,70	3,65	4,30	4,30	
Na ₂ O	4,50	4,65	5,90	3,85	0,80	n.d.	4,70	3,05	5,00	n.d.	4,35	
K ₂ O	0,75	< 0,06	0,30	0,35	3,50	n.d.	0,30	1,50	0,35	n.d.	0,55	
P ₂ O ₅	0,25	0,20	0,10	0,42	0,20	n.d.	0,26	0,15	0,23	n.d.	0,19	
H ₂ O ⁻	0,35	0,06	0,30	0,14	0,20	n.d.	0,25	0,20	néant	n.d.	néant	
H ₂ O ⁺	2,20	2,15	0,20	0,60	3,55	n.d.	3,20	3,15	3,05	n.d.	3,55	
CO ₂	0,04	1,70	1,02	0,30	0,07	n.d.	0,70	n.d.	1,95	n.d.	0,13	
S	< 0,01	0,03	< 0,03	0,12	0,03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	

REGION DE VAL D'OR (4)

FORMATION	MALARTIC SUPERIEUR										
	N°	A186	A185	A143	L20	L10	L109	L14	L9A	A142	L27
Nature	BSL (+Si)	EPI	AND	SPL	AND	AND	AND	DOL	BSL (+Si)	AND	AND (+ MgO ?)
SiO ₂	55,65	54,70	54,50	54,40	54,20	53,40	52,60	52,50	51,60	51,20	50,25
Al ₂ O ₃	12,90	14,40	18,00	17,80	13,10	18,30	17,30	14,00	14,70	18,80	17,60
Fe ₂ O ₃	2,20	4,65	1,45	0,70	12,60	3,60	9,00	2,90	1,80	2,35	3,10
FeO	10,95	5,55	7,65	6,05	n.d.	3,05	n.d.	12,20	10,90	6,40	7,20
TiO ₂	0,75	0,70	0,83	0,60	n.d.	0,72	n.d.	0,70	0,83	1,50	0,70
MnO	0,23	0,20	0,13	0,14	n.d.	0,13	n.d.	0,25	0,16	0,07	0,20
CaO	4,85	14,55	6,70	4,60	8,20	7,65	n.d.	6,65	8,00	4,60	7,15
MgO	5,85	2,95	4,20	5,15	6,30	6,10	7,65	5,70	6,40	4,30	7,90
Na ₂ O	2,55	0,60	3,65	4,60	n.d.	3,10	6,10	2,05	2,20	4,65	1,00
K ₂ O	0,30	< 0,05	0,35	0,20	n.d.	1,05	n.d.	0,10	0,20	0,95	0,20
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,15	0,03	n.d.	0,20	n.d.	0,10	0,09	0,40	0,07
H ₂ O ⁻	0,35	0,25	0,20	néant	n.d.	0,15	n.d.	0,14	0,25	0,10	0,50
H ₂ O ⁺	3,20	0,95	1,20	4,10	n.d.	2,15	n.d.	3,30	1,30	2,30	4,95
CO ₂	< 0,04	< 0,04	< 0,04	2,15	n.d.	0,55	n.d.	n.d.	< 0,04	1,55	n.d.
S	0,05	< 0,01	1,28	n.d.	n.d.	0,03	n.d.	< 0,04	1,83	0,03	< 0,01

REGION DE VAL D'OR (5)

FORMATION	MALARTIC SUPERIEUR											
	N°	A157	A194	L12	A144	L13	L1	A140	A198	L16	A239	A197
Nature	AND	BSL	BSL	BSL	BSL	BSL	BSL	BSL	BSL	BSL	BSL	BSL
SiO ₂	50,30	50,25	50,10	50,00	49,80	49,20	48,80	47,90	47,90	47,80	47,80	46,50
Al ₂ O ₃	17,00	16,10	16,45	14,40	14,90	15,20	18,45	17,80	17,75	18,10	18,10	18,00
Fe ₂ O ₃	3,05	1,75	8,90	2,45	1,55	2,70	2,30	1,35	9,60	1,75	1,75	1,35
FeO	9,35	9,70	n.d.	11,60	8,00	11,20	6,15	8,85	n.d.	7,30	7,30	10,15
TiO ₂	1,02	0,52	n.d.	0,87	0,70	0,85	0,44	0,58	n.d.	0,40	0,40	0,65
MnO	0,22	0,20	n.d.	0,19	0,15	0,20	0,13	0,16	n.d.	0,18	0,18	0,19
CaO	8,70	6,90	9,20	8,60	7,95	9,05	10,10	6,85	8,25	8,40	8,40	5,40
MgO	4,05	7,95	7,90	5,70	11,20	4,25	8,60	9,55	10,20	9,45	9,45	9,80
Na ₂ O	3,55	2,10	n.d.	2,55	1,10	3,90	1,95	2,40	n.d.	2,40	2,40	2,45
K ₂ O	0,50	0,15	n.d.	0,30	0,45	0,40	0,15	0,15	n.d.	0,15	0,15	0,25
P ₂ O ₅	0,07	0,06	n.d.	0,10	0,10	0,10	0,05	0,06	n.d.	0,05	0,05	0,08
H ₂ O ⁻	0,20	0,30	n.d.	0,40	0,15	0,25	0,25	0,30	n.d.	0,35	0,35	0,30
H ₂ O ⁺	1,40	3,80	n.d.	1,40	3,90	1,10	2,45	4,00	n.d.	2,85	2,85	4,30
CO ₂	< 0,04	< 0,04	n.d.	< 0,04	n.d.	0,70	< 0,04	< 0,04	n.d.	< 0,04	< 0,04	< 0,03
S	0,70	< 0,01	n.d.	1,70	n.d.	0,02	0,03	< 0,01	n.d.	< 0,01	< 0,01	< 0,01

REGION DE VAL D'OR (6)

FORMATION	M S	MALARTIC INFERIEUR									
N°	A221	L83	L91	L85	L84	A161	L64	L59	A160	L38	A73A
Nature	AND? (VC ?)	QKRG	QKRG	QKRG	QKRG	MDQ	BSL (+Si)	BSL	BSL (SPH)	AND (+Si)	BSL
SiO ₂	45,00	71,20	70,00	68,50	68,50	60,45	57,30	56,10	55,00	55,90	55,80
Al ₂ O ₃	16,40	6,60	11,20	11,80	11,45	11,75	11,60	12,95	13,00	16,45	17,70
Fe ₂ O ₃	3,35	5,35	1,50	2,75	7,90	3,75	11,95	3,90	3,55	2,70	1,30
FeO	8,90	3,90	5,85	5,10	n.d.	10,55	-	8,25	11,85	6,25	5,20
TiO ₂	0,83	0,61	0,57	0,65	n.d.	1,03	n.d.	0,70	1,76	1,05	1,15
MnO	0,21	0,05	0,07	0,06	n.d.	0,22	n.d.	0,05	0,26	0,12	0,13
CaO	8,85	2,80	2,90	2,30	2,60	4,90	11,90	10,60	6,45	6,35	4,50
MgO	7,70	2,05	1,75	1,70	1,70	1,50	3,55	4,55	2,00	3,75	5,45
Na ₂ O	1,00	4,80	5,20	5,65	n.d.	3,25	n.d.	1,25	2,65	3,15	5,35
K ₂ O	0,65	0,13	0,30	0,15	n.d.	0,40	n.d.	< 0,06	0,25	0,15	0,15
P ₂ O ₅	0,12	0,16	0,13	0,14	n.d.	0,35	n.d.	0,10	0,50	0,23	0,28
H ₂ O ⁻	0,35	0,10	0,20	0,10	n.d.	0,40	n.d.	0,30	0,40	0,10	0,20
H ₂ O ⁺	3,90	1,25	0,55	0,80	n.d.	1,60	n.d.	1,80	2,70	3,15	2,40
CO ₂	2,63	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	< 0,04	n.d.	n.d.	0,15	n.d.	0,80
S	0,10	n.d.	0,06	n.d.	n.d.	0,06	n.d.	< 0,01	< 0,01	n.d.	n.d.

REGION DE VAL D'OR (7).

FORMATION	MALARTIC INFERIEUR										
	N°	L43	L75	A76	L96	L89	L63	L55	L79	L36	L52
Nature	ANB	SPL	DOL	BSL	BSL (SPH)	BSL	BSL (±SPL)	AMP	BSD	BSL	BSL (±SPL)
SiO ₂	53,50	53,10	52,60	52,60	52,40	52,10	51,60	51,60	51,60	51,60	51,60
Al ₂ O ₃	16,50	13,60	13,90	12,90	12,45	13,55	17,30	17,15	15,65	16,00	15,00
Fe ₂ O ₃	2,40	4,40	0,60	2,85	14,35	3,35	0,65	2,95	9,25	2,50	1,75
FeO	7,80	9,10	11,30	11,10	n.d.	9,55	9,55	7,05	n.d.	8,30	8,85
TiO ₂	0,85	1,42	0,70	0,67	n.d.	0,65	0,55	0,57	n.d.	0,65	0,50
MnO	0,15	0,20	0,23	0,24	n.d.	0,03	0,03	0,23	n.d.	0,02	0,02
CaO	7,60	7,20	7,75	8,35	9,60	8,45	9,95	9,36	9,80	7,50	9,35
MgO	5,65	5,00	6,75	5,45	5,30	6,30	7,65	7,10	8,00	7,85	7,45
Na ₂ O	2,25	3,05	3,35	3,00	n.d.	1,45	1,80	1,70	n.d.	1,75	2,55
K ₂ O	0,30	0,25	0,18	0,08	n.d.	< 0,06	0,15	0,35	n.d.	0,15	< 0,06
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,21	0,10	n.d.	0,12	0,10	0,06	n.d.	0,15	0,06
H ₂ O ⁻	0,20	0,20	0,20	0,20	n.d.	0,30	0,10	0,10	n.d.	0,25	0,30
H ₂ O ⁺	2,85	2,05	2,10	2,00	n.d.	2,70	0,55	1,65	n.d.	3,30	2,50
CO ₂	0,45	n.d.	0,40	n.d.	n.d.	1,25	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
S	< 0,01	0,03	0,03	0,10	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01

REGION DE VAL D'OR (8)

FORMATION	MALARTIC INFERIEUR										
N°	L33	L51	L37	L60	L119	L76	L48	L53	L102	A77	L35
Nature	ANB	BSL	ANB (ALT)	BSL	BSD	BSL (±SPL)	BSL	BSL	SPL	BSL	BSL
SiO ₂	51,60	51,20	51,30	50,90	50,75	50,60	50,20	49,80	49,80	49,70	49,00
Al ₂ O ₃	15,40	15,05	16,65	13,90	12,55	13,75	16,25	17,15	14,05	15,55	12,15
Fe ₂ O ₃	1,35	1,10	7,80	15,25	3,60	4,05	1,00	1,30	5,05	2,80	1,80
FeO	8,55	10,65	-	-	6,25	8,35	8,10	9,30	10,70	9,60	8,45
TiO ₂	0,60	0,60	n.d.	n.d.	0,85	0,80	0,60	0,65	1,42	0,75	1,27
MnO	0,20	0,20	n.d.	n.d.	0,04	0,22	0,15	0,05	0,21	0,22	0,24
CaO	7,65	8,60	9,80	8,35	13,05	6,85	8,00	11,20	4,80	8,80	9,15
MgO	7,95	6,70	7,30	5,05	9,75	8,20	9,60	7,75	5,25	6,80	10,15
Na ₂ O	2,65	3,70	n.d.	n.d.	2,00	3,25	1,85	1,55	3,90	4,40	1,95
K ₂ O	0,07	0,15	n.d.	n.d.	0,30	0,20	0,12	0,15	0,10	0,10	< 0,05
P ₂ O ₅	0,07	0,10	n.d.	n.d.	0,45	0,09	-	0,10	0,18	0,04	0,80
H ₂ O ⁻	0,35	0,02	n.d.	n.d.	0,30	0,20	0,30	0,20	0,20	0,15	0,10
H ₂ O ⁺	3,20	1,70	n.d.	n.d.	0,85	3,25	2,75	1,20	3,90	1,45	3,40
CO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,07	n.d.	1,20	n.d.	n.d.	n.d.	2,00
S	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,04	< 0,01	0,03	n.d.	0,01	n.d.

REGION DE VAL D'OR (9)

FORMATION	MALARTIC INFERIEUR										
	L66	L74	L32	L99	L81	L22	L58	L80	L77	L69B	L97
N°	BSL	BSL	BSL	SPL	BSL	AND	BSL	BSL	AMP	BSS	BSL (ALT)
SiO ₂	48,90	48,90	48,80	48,50	48,50	48,30	48,20	47,20	43,90	43,50	39,30
Al ₂ O ₃	15,30	13,30	14,60	14,35	12,90	17,75	16,05	13,25	15,45	9,00	17,60
Fe ₂ O ₃	10,55	4,70	3,05	5,70	4,35	10,20	1,75	4,05	3,60	2,45	5,00
FeO	n.d.	10,15	11,10	10,10	11,05	n.d.	10,15	11,05	11,95	14,45	14,00
TiO ₂	n.d.	1,32	1,30	0,62	1,65	n.d.	0,90	1,57	1,22	0,55	1,02
MnO	n.d.	0,21	0,26	0,30	0,21	n.d.	0,03	0,20	0,26	0,41	0,35
CaO	9,20	8,60	8,25	4,70	9,40	9,60	7,85	7,50	10,30	10,05	4,35
MgO	9,85	6,80	6,35	7,20	6,40	4,50	8,10	7,50	7,50	13,75	7,90
Na ₂ O	n.d.	1,80	1,85	4,05	1,70	n.d.	3,45	3,75	2,35	0,25	2,85
K ₂ O	n.d.	0,13	0,09	0,10	0,15	n.d.	0,15	0,15	0,20	0,10	0,07
P ₂ O ₅	n.d.	0,14	0,12	0,09	0,14	n.d.	0,15	0,17	0,11	0,15	0,11
H ₂ O ⁻	n.d.	0,05	0,15	0,40	0,20	n.d.	0,20	0,10	0,15	0,15	0,45
H ₂ O ⁺	n.d.	3,75	3,40	3,75	3,15	n.d.	3,45	0,10	2,40	4,75	6,15
CO ₂	n.d.	n.d.	1,00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,75	n.d.	n.d.	n.d.
S	n.d.	0,03	n.d.	0,25	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	0,04	n.d.	n.d.

REGION DE VAL D'OR (10)

FORMATION	KINOJEVIS											
	A206	A211	A212	A203	L25	L40	A208	L45	A75	L42	A209	A213
N°	QKRG	RHY? (ALT, VC)	ANB	BSL (± SPL)	KR	AND	AND?	BSL	BSS	BSS	GAB	BSL
SiO ₂	66,00	62,90	58,20	58,20	57,60	53,50	52,70	50,60	50,40	48,75	47,80	46,60
Al ₂ O ₃	15,60	14,35	15,35	15,80	15,05	15,70	15,65	12,75	11,95	13,10	15,00	15,25
Fe ₂ O ₃	0,70	0,80	1,30	0,95	1,50	2,25	3,00	3,20	2,90	3,35	3,25	4,05
FeO	3,50	2,10	5,15	6,95	6,35	6,30	9,95	10,75	13,45	14,30	11,30	12,30
TiO ₂	0,79	0,46	0,68	0,74	1,30	1,02	1,36	1,72	1,95	2,05	1,33	1,61
MnO	0,05	0,07	0,08	0,14	0,13	0,14	0,21	0,25	0,28	0,25	0,20	0,21
CaO	2,50	6,40	4,35	4,35	6,25	6,80	7,70	9,50	8,70	7,85	8,55	7,40
MgO	1,80	1,10	4,50	5,05	4,40	5,75	3,70	5,00	5,55	5,30	6,25	5,45
Na ₂ O	4,55	2,85	4,60	4,00	4,55	3,90	1,85	2,65	2,75	2,60	2,40	2,15
K ₂ O	1,10	2,25	0,65	0,35	0,06	0,45	0,40	0,25	0,30	0,40	0,25	0,15
P ₂ O ₅	0,26	0,14	0,24	0,16	0,16	0,14	0,11	0,15	0,21	0,20	0,14	0,14
H ₂ O ⁻	0,15	0,35	0,35	0,20	Ind.	Ind.	0,45	0,05	0,15	0,25	Ind.	0,45
H ₂ O ⁺	1,60	1,25	2,15	2,60	2,00	2,55	1,65	1,75	0,95	1,85	2,85	3,85
CO ₂	1,54	4,85	2,55	< 0,01	0,65	1,30	0,88	1,00	0,80	n.d.	0,15	0,29
S	0,05	< 0,01	< 0,01	< 0,01	n.d.	n.d.	0,30	n.d.	0,17	n.d.	< 0,01	0,15

REGION DE WEEDON - THETFORD (1)

FORMATION	SAINT-DANIEL										
	D14	A44	D13	D29	D24	D26	D15	D28	D22	D16	A47
N°	QKR (+Si)	QKR	QKR	KR	BSL (+Mg)	KR (VC)	KR (+Mg)	KR	BSL	BSL (+Mg)	BSL
SiO ₂	74,10	70,00	66,70	62,70	58,40	56,90	56,60	56,25	56,10	55,80	53,50
Al ₂ O ₃	11,90	12,75	13,00	14,40	9,45	12,20	11,80	16,35	12,50	11,30	9,10
Fe ₂ O ₃	1,55	1,05	1,50	1,30	1,25	1,60	1,95	1,05	0,60	1,90	1,40
FeO	2,90	4,40	2,90	4,10	5,90	6,10	5,55	5,30	7,20	5,95	7,40
TiO ₂	0,29	0,30	0,30	0,22	0,22	0,27	0,25	0,27	0,32	0,25	0,20
MnO	0,05	0,07	0,11	0,07	0,10	0,07	0,09	0,12	0,09	0,10	0,16
CaO	0,40	6,60	3,30	3,30	7,45	2,65	6,45	4,20	4,00	6,10	7,00
MgO	2,35	2,25	1,15	1,80	9,85	10,70	9,80	3,05	9,95	11,00	14,80
Na ₂ O	5,20	5,55	6,40	7,30	4,20	3,05	2,00	7,60	4,75	2,60	2,60
K ₂ O	0,35	0,40	0,12	0,08	0,20	0,45	0,80	0,07	0,10	0,85	0,06
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,10	0,02	0,06	0,04	0,05	0,06	0,06	0,03	0,09
H ₂ O ⁻	Ind.	0,15	Ind.	0,05	0,05	0,10	Ind.	Ind.	0,10	0,10	0,25
H ₂ O ⁺	1,30	1,90	1,40	1,35	1,80	4,25	3,45	2,10	3,40	2,85	3,15
CO ₂	0,15	Ind.	2,30	2,55	1,25	1,06	0,75	3,35	0,50	0,80	0,35
S	0,01	n.d.	0,07	1,06	0,01	0,02	0,06	0,54	0,01	0,01	n.d.

REGION DE WEEDON - THETFORD (2)

FORMATION	SAINT-DANIEL										
N°	D1	D36	D9	D8	D32	D44	D40	D41	D38	D42	D37
Nature	BSL	SPL	SPL	SPL	SPL	DOL	BSL	BSL	DOL?	DOL	DOL
SiO ₂	52,60	52,50	52,00	51,80	51,25	49,10	48,20	47,90	47,65	47,20	46,60
Al ₂ O ₃	13,45	14,20	17,05	17,00	14,70	13,25	12,60	13,00	13,55	14,55	14,35
Fe ₂ O ₃	3,40	4,25	3,98	2,45	5,45	2,75	2,85	3,30	3,70	2,30	3,45
FeO	5,40	7,90	6,85	7,35	7,45	9,50	11,65	10,80	9,15	9,60	8,25
TiO ₂	0,28	1,45	0,50	0,43	1,25	1,30	1,95	1,97	1,25	1,05	1,35
MnO	0,12	0,12	0,13	0,10	0,17	0,20	0,21	0,21	0,18	0,16	0,18
CaO	6,80	3,40	4,60	3,75	3,70	9,40	7,85	7,90	10,40	11,75	8,20
MgO	9,90	5,00	4,95	3,55	4,55	7,60	6,75	6,90	7,45	7,40	9,00
Na ₂ O	3,50	5,10	6,10	7,30	6,50	3,70	3,65	3,35	2,75	2,05	3,45
K ₂ O	0,37	< 0,05	0,32	0,14	0,08	0,05	0,25	0,13	0,40	0,30	0,25
P ₂ O ₅	0,05	0,10	0,03	0,03	0,10	0,09	0,25	0,12	0,09	0,07	0,10
H ₂ O ⁻	0,04	Ind.	0,06	0,02	Ind.	0,05	Ind.	Ind.	Ind.	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	3,15	3,75	3,15	3,30	2,75	3,05	3,50	3,70	2,80	2,95	4,30
CO ₂	0,77	2,40	0,25	2,50	1,60	0,07	0,33	0,30	0,15	0,26	0,07
S	n.d.	0,25	0,06	n.d.	0,24	0,24	0,01	0,09	0,09	0,07	0,03

REGION DE WEEDON - THETFORD (3)

FORMATION	SAINT-DANIEL	WEEDON - ASCOT									
	D35	A37	A111	A19	A6	A5	A109	S2	S1	S3	A20
N°	SPL	RHY (VC2)	RHY	GNP	QKRL	OKR	OKR	QKR (ALT)	QKR	QKR	QKR
SiO ₂	46,95	77,50	79,80	75,90	76,90	74,40	72,55	65,30	63,90	63,00	62,10
Al ₂ O ₃	15,10	11,05	9,80	10,50	11,65	11,60	14,10	12,50	13,90	14,50	13,80
Fe ₂ O ₃	4,10	0,55	0,60	0,45	0,40	0,30	1,80	2,90	0,70	2,40	2,80
FeO	8,35	1,00	1,50	0,15	1,45	1,80	néant	4,60	5,30	4,45	5,95
TiO ₂	1,35	0,14	0,15	0,12	0,12	0,13	0,18	0,68	0,61	0,48	0,73
MnO	0,25	0,01	0,08	0,02	0,04	0,03	0,09	0,16	0,21	0,10	0,18
CaO	4,60	0,25	0,15	1,40	0,45	0,45	0,85	2,80	0,70	3,75	1,40
MgO	5,75	0,60	0,30	1,40	0,95	0,55	0,50	1,90	4,90	4,55	2,95
Na ₂ O	5,60	1,85	3,05	2,40	6,15	1,45	5,10	6,60	5,30	3,55	6,90
K ₂ O	0,06	5,65	4,00	4,40	0,95	8,15	3,05	0,07	0,55	0,20	0,25
P ₂ O ₅	0,09	0,05	< 0,05	0,03	0,05	0,04	0,03	0,13	0,15	0,07	0,15
H ₂ O ⁻	0,05	0,05	0,10	0,15	0,04	0,10	0,20	0,10	0,20	0,10	0,05
H ₂ O ⁺	4,20	0,75	0,30	0,60	0,80	0,85	0,95	1,00	2,35	2,55	1,85
CO ₂	3,15	néant	0,04	1,80	néant	néant	< 0,04	1,65	0,60	0,30	1,25
S	0,05	n.d.	0,20	0,20	n.d.	< 0,01	< 0,01	0,01	0,05	n.d.	0,03

REGION DE WEEDON - THETFORD (4)

FORMATION	WEEDON - ASCOT												
	N°	A21	A91	S4	A17	A38	A16	A15	A93	A39	A98	A94	A9
Nature	AND	BSL	BSL (BSD?)	BSD	BSL (± SPL)	SPL	BSL (± SPL)	BSL (± SPL)	BSL (± SPL)	DOL	BSL	BSL	BSL (VC?)
SiO ₂	53,10	52,20	51,20	50,60	49,00	48,60	48,20	47,85	47,80	46,15	45,50	45,00	
Al ₂ O ₃	14,65	11,50	14,05	13,95	14,85	16,45	13,20	17,70	14,30	13,10	14,30	15,60	
Fe ₂ O ₃	3,60	2,00	3,30	3,75	2,75	1,50	8,55	1,90	2,75	3,00	5,45	6,50	
FeO	6,45	7,80	8,35	8,55	6,95	6,60	7,10	7,00	7,95	7,15	7,95	3,25	
TiO ₂	0,61	0,41	1,40	1,70	1,60	0,57	2,40	0,74	0,90	1,42	2,50	1,40	
MnO	0,13	0,19	0,23	0,13	0,15	0,17	0,22	0,17	0,20	0,20	0,23	0,22	
CaO	6,50	9,60	7,45	7,70	7,90	5,95	8,50	2,30	9,90	9,80	9,60	8,50	
MgO	6,70	9,70	6,85	6,00	8,00	6,25	4,55	11,25	9,45	10,25	6,05	5,70	
Na ₂ O	3,00	1,95	3,80	4,35	4,15	5,80	4,35	5,10	2,55	3,05	3,20	5,65	
K ₂ O	< 0,05	0,06	0,15	0,10	0,15	0,07	0,50	0,07	< 0,05	0,15	0,15	0,25	
P ₂ O ₅	0,08	0,12	0,22	0,32	0,33	0,08	0,38	0,10	0,09	0,34	0,43	0,30	
H ₂ O ⁻	0,10	0,15	0,20	0,15	0,15	0,15	0,20	0,25	0,20	0,50	0,25	0,15	
H ₂ O ⁺	3,55	2,80	2,70	2,05	3,10	3,55	2,05	4,70	2,85	3,20	2,90	2,90	
CO ₂	1,55	0,95	n.d.	0,20	0,50	3,95	n.d.	0,40	1,30	2,00	0,90	5,00	
S	n.d.	< 0,01	n.d.	n.d.	< 0,01	< 0,01	0,07	n.d.	n.d.	n.d.	0,12	n.d.	

ANALYSES DE COMPARAISON (1)					
Numéro	1	2	3	4	5
SiO ₂	43,00	42,11	42,4	44,75	51,81
Al ₂ O ₃	4,64	6,59	-	12,52	14,50
Fe ₂ O ₃	2,42	3,62	-	6,53	7,56
FeO	6,47	5,38	7,7	3,72	4,31
TiO ₂	0,18	0,23	-	0,49	0,57
MnO	0,15	0,16	-	0,40	0,46
CaO	3,99	3,39	-	10,77	12,47
MgO	33,45	30,00	49,9	6,37	7,38
Na ₂ O	0,25	0,25	-	0,67	0,78
K ₂ O	0,05	0,17	-	0,13	0,15
P ₂ O ₅	-	0,05	-	-	-
H ₂ O ⁺	3,83	6,05	-	10,34	-
H ₂ O ⁻	1,22	1,89	-	3,29	-
Cr ₂ O ₃	0,51	0,28	-	-	-
NiO	-	0,12	-	-	-

Extrait de :

GASS I.G. (1958) - Ultrabasic pillow-lavas from Cyprus.
Géol. Mag., vol. XCV, n°3, p. 241-251.

1. - Pillow-lava ultrabasique vitrophyrique.
2. - Intrusif holocristallin.
3. - Phénocristaux d'olivine du même affleurement que (1).
4. - Composition calculée de la mésostase des pillow-lavas ultrabasiques (1).
(Pourcentages en poids pris pour le calcul : olivine 62,3 - chromite 1,0 - mésostase 36,7).
5. - Composition anhydre calculée de la mésostase pillow-lavas ultrabasiques (1) (mêmes données que pour 4).

ANALYSES DE COMPARAISON (2)				
Numéro	4112	16792	21883	4165
SiO ₂	61,20	63,62	67,40	63,75
Al ₂ O ₃	13,10	11,84	10,11	11,72
Fe ₂ O ₃	3,90	4,44	5,45	3,93
FeO	6,45	6,45	3,86	6,65
TiO ₂	1,13	1,32	0,77	1,10
MnO	0,15	0,17	0,14	0,17
CaO	5,95	4,46	3,86	4,17
MgO	1,90	0,72	0,91	0,72
Na ₂ O	2,65	2,76	2,43	2,93
K ₂ O	2,00	2,83	2,51	3,38
P ₂ O ₅	0,19	0,40	0,23	0,42
H ₂ O	0,53	0,28	0,72	0,27
H ₂ O ⁺	0,96	0,91	1,53	0,45

Extrait de :

GUNN B.M. (1966) - Modal and element variation in Antarctic Tholeiites.
Geoch. Cosmoch. Acta, vol. 30, n° 9, p. 881-920.

4112. - Pegmatoïde des formations à hypersthène du sill du socle ("basement sill"), Solitary rocks.

16792. - Granophyre du dyke du Mt Harmsworth.

21883. - Pegmatoïde du sill Escalade.

4165. - Pegmatoïde des formations pigeonitiques du sill de New-Mountain.

ANALYSES DE COMPARAISON - REGION DE ROUYN-NORANDA

(Echantillons prélevés par Mme A. SPENCE)

N° Eléments	NM5	NM6	NM7	NM8	NM9	NM10	NM11	NM12	NM14	NM15	NM17
SiO ₂	56,80	56,80	54,60	56,30	59,90	58,00	57,20	55,80	58,20	54,20	71,30
Al ₂ O ₃	14,20	14,30	15,30	14,25	13,80	14,50	14,40	14,50	14,20	16,60	11,05
Fe ₂ O ₃	1,95	2,10	1,75	4,10	2,10	2,00	0,95	1,30	1,80	1,15	0,95
FeO	8,30	8,20	10,25	7,85	8,40	9,65	9,95	10,10	8,20	9,60	4,80
TiO ₂	1,32	1,13	1,44	1,37	1,30	1,32	1,45	1,41	1,11	1,38	0,30
MnO	0,12	0,16	0,21	0,22	0,14	0,18	0,18	0,17	0,13	0,14	0,08
CaO	2,65	6,40	3,45	4,50	4,90	3,60	3,40	3,95	5,40	4,10	1,30
MgO	5,30	3,75	4,15	3,95	2,50	3,05	4,30	4,30	4,50	3,95	3,10
Na ₂ O	5,40	4,55	4,10	4,70	5,40	4,75	4,80	4,75	4,50	5,85	1,15
K ₂ O	0,10	0,20	0,45	0,15	0,25	0,20	0,45	1,30	0,80	0,85	2,80
P ₂ O ₅	0,20	0,17	0,27	0,29	0,27	0,24	0,25	0,24	0,19	0,23	0,06
H ₂ O	0,15	0,15	0,25	0,15	0,15	0,20	0,20	0,20	0,15	0,15	0,30
H ₂ O ⁺	3,15	2,25	3,25	1,80	0,60	1,90	2,25	2,20	1,05	1,15	2,30
S	0,01	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	< 0,01	0,06	0,02	< 0,01
CO ₂	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	0,25	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03

Localisation : affleurements immédiatement au Sud du lac Duprat, à l'Ouest des mines Waite.

Roches : "andésites Rusty Ridge" : NM5-6-7-8-9-10-11-12-14-15 représentant des coulées successives (NM5 étant à la base).

"rhyolite amulet inférieure" : NM17, immédiatement au-dessus de NM15.

COMITE FRANCO-QUEBECOIS DE COOPERATION
GEOLOGIQUE ET MINIERE

CARACTERISATION PETROLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE
DES FORMATIONS PALEOVOLCANIQUES MINERALISEES
D'APRES L'EXEMPLE
DES REGIONS DE VAL D'OR ET WEEDON-THETFORD (CANADA)

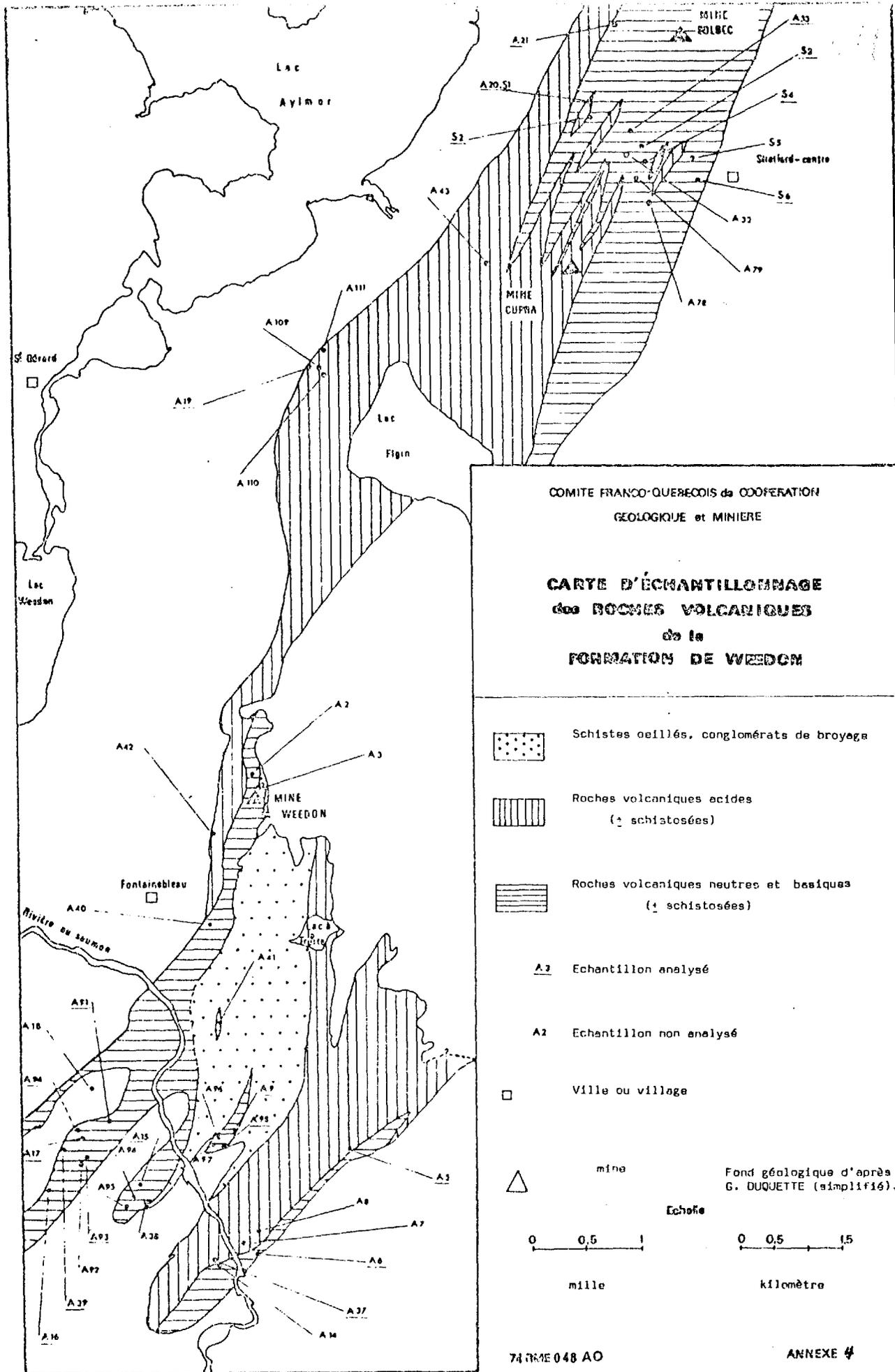
A N N E X E 2

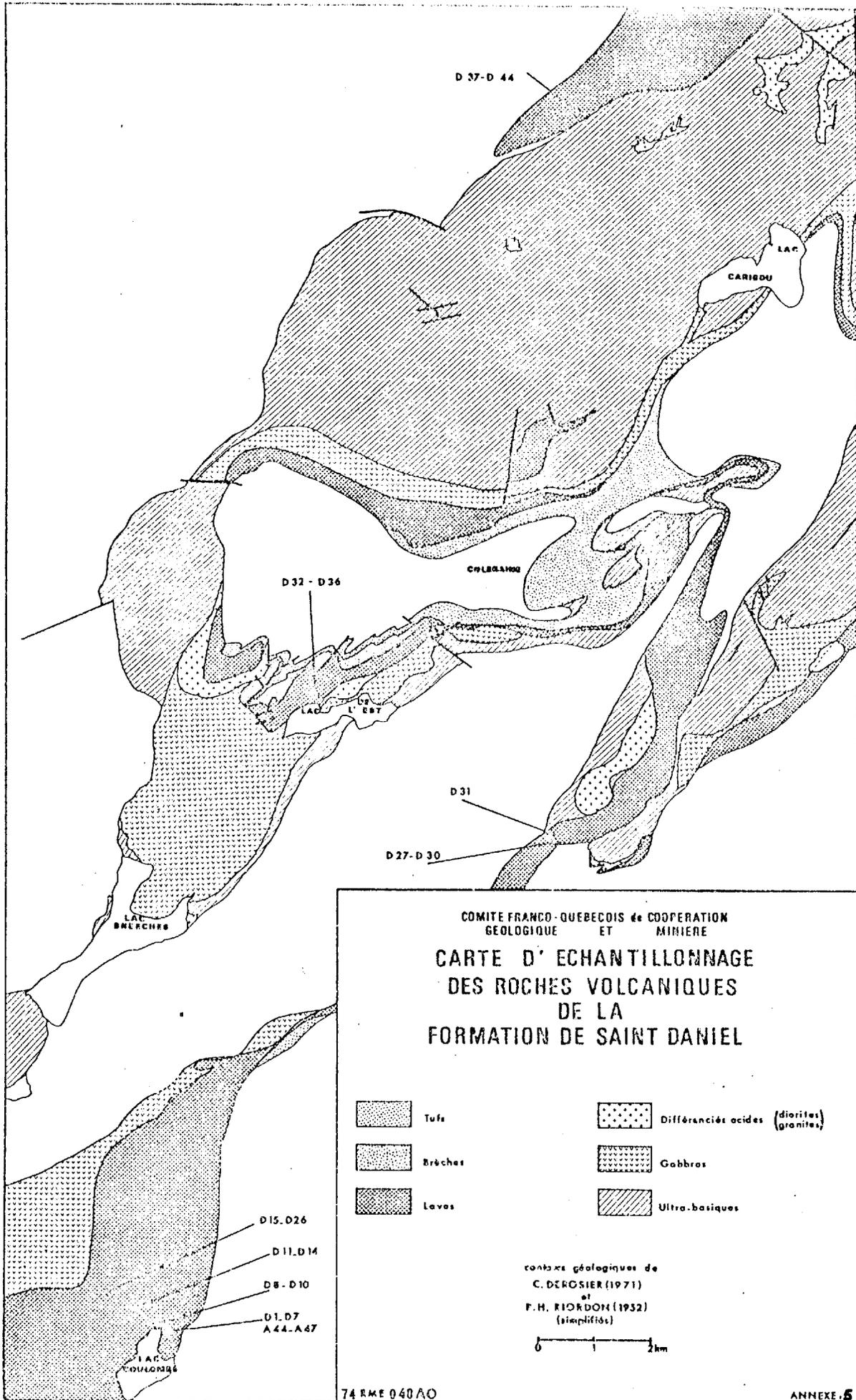
ANALYSES CHIMIQUES DES ELEMENTS EN TRACES

OBSERVATIONS

.....

- 1) Les analyses de traces ont été faites au laboratoire de spectrométrie d'émission du BRGM par quantométrie. Les résultats sont exprimés en gramme/tonne. Les limites de dosabilité pour une prise normale de 200 milligrammes sont les suivantes : Be (3), B (20), Sc (2), V (10), Cr (5), Mn (10), Co (5), Ni (5), Cu (3), Zn (20), Ga (2), Ge (6), Sr (5), Y (10), Mo (7), Ag (1), Cd (6), Sn (2), Ba (5), Yb (2), Pb (6), Bi (3).
- 2) Les échantillons analysés proviennent de la région de Val d'Or et appartiennent au groupe de Malartic. Ceux provenant de la partie supérieure de cette formation sont signalés par la mention "MS" sur la ligne "Formation", ceux de la partie inférieure par "MI".
- 3) La nature pétrographique des roches est notée par les mêmes abréviations que celles utilisées dans l'annexe 1.





D 37-D 44

LAC CARIBOU

D 32 - D 36

COLEMAN

LAC DE L'EST

D 31

D 27-D 30

LAC BRECHES

COMITE FRANCO-QUEBECOIS de COOPERATION
GEOLOGIQUE ET MINIERE

**CARTE D' ECHANTILLONNAGE
DES ROCHES VOLCANIQUES
DE LA
FORMATION DE SAINT DANIEL**

- | | | | |
|---|---------|---|--|
|  | Tufs |  | Différenciés acides (diorites, granites) |
|  | Brèches |  | Gabbros |
|  | Laves |  | Ultra-basiques |

D 15-D 26

D 11-D 14

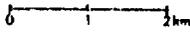
D 8-D 10

D 1-D 7

A 44-A 47

LAC LONGUE

contour géologiques de
C. DEROSIER (1971)
et
F. H. RIORDON (1952)
(simplifiés)



COMITE FRANCO-QUEBECOIS DE COOPERATION
GEOLOGIQUE ET MINIERE

CARACTERISATION PETROLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE
DES FORMATIONS PALEOVOLCANIQUES MINERALISEES
D'APRES L'EXEMPLE
DES REGIONS DE VAL D'OR ET WEEDON-THETFORD (CANADA)

A N N E X E 6

ETUDE DE QUELQUES ECHANTILLONS MINERALISES
DES MINES CUPRA-D'ESTRIE, WEEDON
ET DE LA ZONE DE CLINTON

par

P. PICOT

ETUDE DE QUELQUES ECHANTILLONS MINERALISES
DES MINES CUPRA-D'ESTRIE, WEEDON
ET DE LA ZONE DE CLINTON

par

P. PICOT

I - MINE CUPRA-D'ESTRIE

Section 197.09: A 127 (19ème niveau, zone riche en bornite)

Minéralisation massive formée surtout de chalcopryrite, blende, pyrite, bornite, galène (par ordre d'abondance décroissante). La pyrite est en voie de remplacement par la chalcopryrite suivant un fin réseau de fissures. Fréquemment incluses dans la bornite, on trouve de petites plages orangées analogues au point de vue aspect à la reniérite et qui sont en fait une variété de stannite jaune découverte déjà en France à Chizeuil (Saône-et-Loire). Cette stannite présentait également un peu d'arsenic. L'analyse avait donné à l'époque :

Cu : 42,60
Fe : 13,60
Sn : 7,20
As : 3,70
Sb : 1,75
S : 31,50

Associée à cette stannite, parfois indépendante dans la bornite, on trouve aussi un peu de mawsonite vivement biréfléctente Cu_7, Fe_2, Sn, S_{10} . Ce minéral avait aussi été trouvé à Chizeuil. Localement, la bornite se transforme en un mélange de covelline et d'idaïte. Ce dernier minéral correspond à un premier épisode de désagrégation de la bornite.

Quelques belles plages de cuivre gris sont à signaler. Le cuivre gris est de la tennantite, ce qui confirme la présence d'un peu d'arsenic dans la stannite jaune.

De plus, dans les sulfures de cuivre, dans la blende et parfois dans la gangue, on trouve de minuscules paillettes de molybdénite, assez fréquentes. Avec la galène, on note l'existence d'un minéral argentifère très mal poli, ne se corrodant pas à la lumière et qui paraît être de la mackinstreyite (sulfure d'argent et de cuivre différent de la jalpaïte).

Section 19710 : A 128 (18ème niveau)

Echantillon communiqué par M. Guy GENOIS et ayant titré à l'analyse 36,64 onces d'or/tonne et 82,78 onces d'argent/tonne.

L'échantillon est un véritable concentré de tellurures : on note en particulier l'abondance de : altaïte, tétradymite (ces deux espèces formant des enchevêtrements myrméktyques), tellure natif.

La hessite est aussi très fréquente. Petzite et nagyagite sont un peu plus rares. Quelques rares plages de sylvanite, bien maclées. Peut-être un peu de coloradoïte.

Section 19706 : A 126 (19ème niveau, disséminé du toit)

L'échantillon est analogue à A 127 : on retrouve pyrite, bornite, chalcoppyrite, blende, cuivre gris, galène. Encore quelques micropaillettes de molybdénite dans la blende et la chalcoppyrite. Toujours quelques traces

de stannite jaune et de mawsonite dans la bornite. Le cuivre gris est là encore une tennantite.

Section 19707 : A 123 (19ème niveau)

Association pyrite-chalcopryrite. La pyrite est subautomorphe, la chalcopryrite xénomorphe. La blende est fréquemment associée à la chalcopryrite. Quelques traces de cuivre gris. Rares traces de galène. Localement, la chalcopryrite peut présenter quelques exsolutions de mackinavite ; ces exsolutions ne se rencontrent que lorsque la chalcopryrite est en inclusions dans la pyrite. (Cubanite et mackinavite indiquent une température de dépôt de 250 - 300°).

L'ordre de dépôt est normal : pyrite, chalcopryrite et blende et galène. Rares inclusions de bornite dans la pyrite.

Section 19708 : A 124 (19ème niveau)

On a toujours pyrite, chalcopryrite et blende. Rares inclusions de galène dans la pyrite. La gangue paraît riche en sphène. Ces deux derniers échantillons ont le faciès classique des amas pyriteux.

II - MINE WEEDON

Section 19711 : A 105

Prélevé dans une lentille du toit au contact avec le granite.

Minéralisation presque uniquement pyriteuse, avec chalcopryrite assez rare et blende encore plus rare.

La chalcopryrite présente parfois, au contact de la gangue, d'assez jolies exsolutions de mackinavite.

(Lors de la visite de la mine nous avons en outre noté la présence de pyrrhotite dans cette lentille .. CA).

III - ZONE DE PROSPECTION DE CLINTON

Section 19712 : Sondage D7, 106 pieds

Association chalcopryrite massive avec pyrite incluse en cristaux arrondis à subautomorphes, blende, galène. Dans la chalcopryrite, on note de rares inclusions de pyrrhotine, le plus souvent transformée en un mélange de pyrite, marcassite et magnétite, par oxydation ascendante. Quelques jolies plages indépendantes de magnétite sont incluses dans la chalcopryrite. Elles paraissent s'intercaler au point de vue dépôt, entre pyrite et chalcopryrite. Ceci supposerait donc des variations du pH au cours de la minéralisation.

Section 19713 : Sondage 06, 161 pieds

Association pyrite, et chalcopryrite, cuivre gris, blende, galène. La pyrite est en cristaux automorphes cimentés par la chalcopryrite. La galène est souvent en inclusions dans la pyrite. Blende et cuivre gris sont associés à la chalcopryrite et cimentent, elles aussi, la pyrite.

De la bornite se présente parfois en inclusions dans la pyrite. La chalcopryrite, lorsqu'elle est incluse dans la pyrite, peut éventuellement présenter de rares exsolutions de mackinavite.