

LES GABBROS ET LES SYÉNITES DU COMPLEXE DE BROME

GUY VALIQUETTE ET GINETTE ARCHAMBAULT

*Département de Génie géologique,
École Polytechnique de Montréal.*

RÉSUMÉ

Le complexe de Brome est le résultat de l'intrusion, au Crétacé inférieur, de roches alcalines dans les formations sédimentaires d'âge Cambrien et Ordovicien.

Les gabbros sont les premières roches mises en place; ils forment un demi-cirque, ouvert sur le nord-est, caractérisé par une structure interne concentrique. Les venues subséquentes sont des monzodiorites et un cortège de syénites alcalines intrusives à l'intérieur et à l'extérieur du cirque de gabbro. Les roches disposées à l'extérieur du cirque de gabbro sont généralement quartzifères alors que les roches placées à l'intérieur sont en majeure partie sous-saturées en silice à divers degrés.

La minéralogie et la chimie des gabbros met en évidence des irrégularités de composition qui suggèrent une influence locale marquée des venues syénitiques sur la minéralogie de ces roches. Les monzodiorites à néphéline et les monzodiorites à biotite ont des compositions intermédiaires entre celle du gabbro et celle de la syénite et certains caractères de l'environnement et de la minéralogie suggèrent que la contamination a pu jouer un rôle important dans la formation de ces roches.

Les données de la tectonique et de la pétrographie ont révélé un ordre d'intrusion des syénites quartzifères aux syénites à néphéline, cependant les processus de sous-saturation les plus invoqués ne semblent pas s'appliquer à l'évolution des syénites du complexe de Brome.

ABSTRACT

The Brome Complex consists of alkaline igneous rocks emplaced during lower Cretaceous times within sedimentary rocks of Cambrian and Ordovician age.

The gabbros are the first rocks intruded; they form a half-circular structure opening towards the North East and characterized by a concentric internal structure. Subsequent intrusions comprise monzodiorites and a suite of alkaline syenites emplaced both within and outside the gabbro cirque. The rocks emplaced outside the gabbro cirque are generally quartz-bearing whereas rocks emplaced within the gabbro cirque are largely undersaturated to a varying degree with respect to silica.

The mineralogy and the chemistry of the gabbros outline some irregularities in composition, and these are ascribed to the local influence of syenitic magma. The nepheline monzodiorite and the biotite monzodiorite rocks have compositions intermediate between the gabbro and the syenite and have field relationship as well as mineralogical features that point out the importance of contamination in the formation of these rocks.

Field and petrographic data have shown that the intrusion proceeded from quartz-bearing syenites to nepheline-bearing syenites; however the more commonly advocated undersaturation processes do not seem to explain adequately the evolution of the syenites in the Brome Complex.

INTRODUCTION

Le complexe de Brome se situe en bordure de l'autoroute des Cantons de l'Est, à environ 45 milles à l'est de Montréal (Fig. 1). Il constitue la plus étendue d'une série d'intrusifs de roches alcalines que Adams (1903) a nommées les "Collines Montréaléennes".

Dresser (1912*b*) a fait une étude préliminaire des roches de Brome qu'il divise en trois groupes, les esssexites, les nordmarkite, et les tinguaïtes. Graham (1946) a présenté un résumé de la géologie de Brome basé sur les travaux de Dresser. En 1950, Tiphane (travail non publié) a révisé la cartographie de Brome et fut le premier à reconnaître l'unité "diorite à biotite". Pouliot (1962) a fourni une étude exhaustive des feldspaths et Philpotts *et al.* (1967) ont étudié des xénolithes dans les gabbros. Les déterminations d'âge résultent des travaux de Fairbairn *et al.* (1963) et La-rochelle (1962, 1968).

Le complexe de Brome fut mis en carte à nouveau, de façon détaillée, pour le compte du Ministère des Richesses Naturelles au cours de l'été 1967. Il a fait l'objet d'un rapport géologique (Valiquette 1968) et d'une

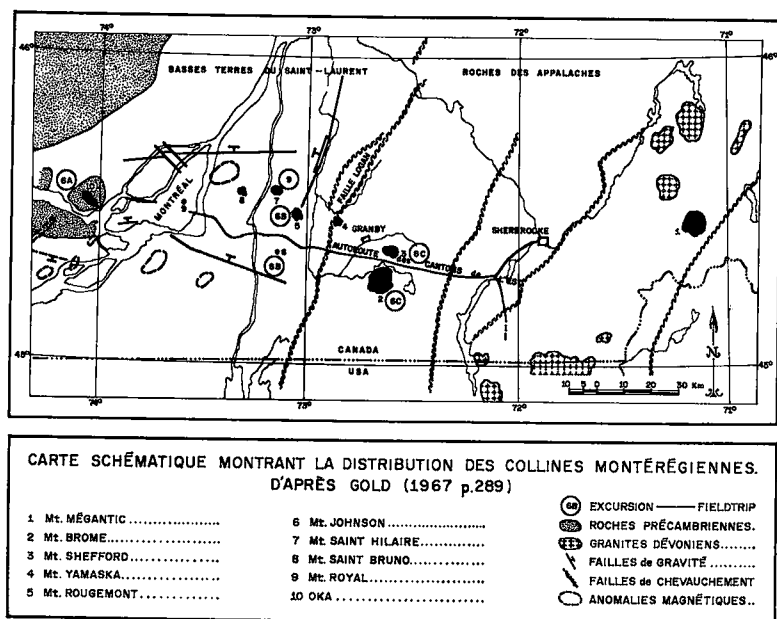


Fig. 1. Carte schématique montrant la distribution des collines montréaléennes, d'après Gold (1967).

publication sur la géologie générale de Brome (Valiquette & Archambault 1968) ¹.

Le présent travail se propose d'apporter les renseignements qui découlent des analyses chimiques et pétrographiques des gabbros et des syénites de Brome.

LA DISTRIBUTION DES UNITÉS LITHOLOGIQUES

Le complexe de Brome comprend plusieurs unités lithologiques (Fig. 2). De ces unités, les unes sont contiguës et offrent des contacts nettement définis, mais d'autres sont isolées et le moment de leur venue dans le complexe ne saurait être précisé sans certaines extrapolations d'ordre pétrochimique.

Les premiers magmas qui se sont mis en place à travers les formations sédimentaires cambriennes et ordoviciennes ont une composition gabbroïque. La masse de gabbro couvre 36 pour cent du complexe igné et a la forme d'un cirque ouvert sur le nord-est caractérisé par un pendage concentrique de 45° en moyenne.

Au sud, la largeur horizontale du gabbro atteint 11,000 pieds. Le contact extérieur avec les roches sédimentaires semble subvertical et donne lieu à des brèches de rhéomorphisme ou à un métamorphisme thermal dont l'intensité atteint le faciès de la sanidine. À l'ouest, du côté de la colline de Gale, la masse de gabbro se rétrécit et disparaît, mais on en retrouve quelques enclaves dans les syénites. À l'est, le gabbro est brusquement recoupé par les syénites, mais un îlot de porphyre plagioclasiatique apparenté au gabbro (Tableau 1, no 4), pris en enclave dans des microsyénites, porte le prolongement du cirque jusqu'au nord de la colline de "Pine".

La distribution des roches autour du cirque de gabbro met aussi en évidence le fait que toutes les roches situées à l'extérieur du gabbro sont quartzifères, alors que les roches situées à l'intérieur sont surtout sous-saturées en silice à divers degrés.

Roches sursaturées en silice à l'extérieur du cirque de gabbro

La plupart des roches situées à l'extérieur du cirque de gabbro sont saturées ou sursaturées en silice. De ces roches, la monzodiorite de la colline de Gale est la plus ancienne ; elle est recoupée par une syénite alca-

¹ Dans cet article, la partie intitulée : « Quelques aspects de la pétrogénèse », couvrant les pages 1272-1276, a subi des modifications importantes qui ne purent être soumises à l'approbation des auteurs. Cependant, ces derniers possèdent quelques tirés à part de l'article intégral.

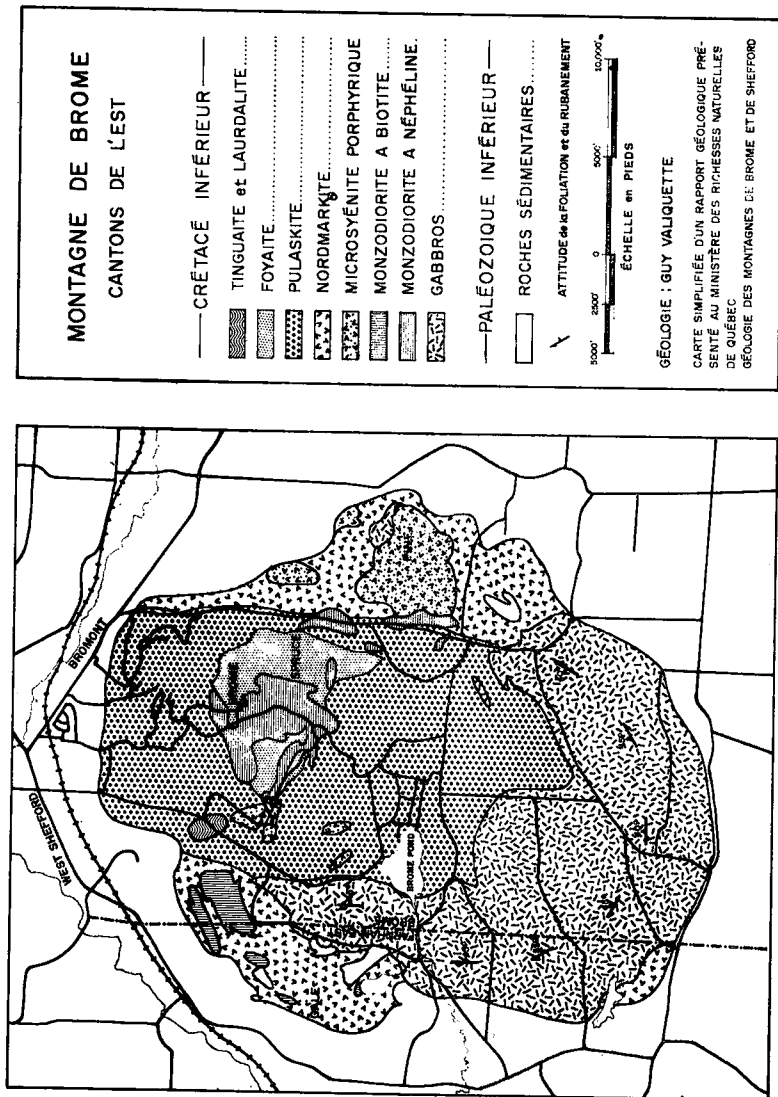


Fig. 2. La montagne de Brome et ses unités lithologiques.

TABLEAU 1. ANALYSES CHIMIQUES ET NORMES DES ROCHES DE LA MONTAGNE DE BROME.

<i>Ech.</i>	1*	2**	3	4	5	6	7
SiO ₂	34.32	42.61	49.03	46.82	39.74	58.10	65.12
Al ₂ O ₃	14.63	16.15	20.48	18.73	13.86	17.10	16.43
TiO ₂	6.58	4.06	2.64	3.45	4.19	1.48	0.48
CaO	14.44	14.26	7.45	7.24	13.40	3.42	0.94
MgO	7.68	5.26	2.24	3.40	6.07	1.77	0.36
FeO	10.45	7.56	5.47	8.51	8.49	3.40	1.92
Fe ₂ O ₃	7.13	3.72	2.49	2.30	4.84	2.14	0.96
Na ₂ O	1.40	3.02	5.04	3.39	3.50	7.04	6.43
K ₂ O	0.08	0.33	2.05	1.94	1.55	3.22	5.46
MnO	0.20	0.15	0.22	0.20	0.27	0.23	0.28
P ₂ O ₅	2.57	1.99	0.93	1.46	1.34	0.43	0.14
BaO			0.05	0.09	0.05	0.30	0.08
SrO			0.31	0.27	0.24	0.23	0.01
V ₂ O ₅				0.02	0.04		
H ₂ O (+)	0.55	0.65	0.79	1.40	1.51	0.41	0.40
H ₂ O (—)	0.05	0.04	0.01	0.05	0.01	0.03	0.02
Total	100.07	99.85	99.20	99.27	99.10	99.90	99.03
Q	0.00						4.34
Or	0.47	2.01	12.11	11.46	9.16	19.03	32.26
Ab	7.81	18.84	34.0	28.69	1.07	53.48	54.11
An	33.40	29.51	27.20	27.27	17.53	7.19	
Ne	2.19	3.64	4.68		15.47	3.30	
Ac							0.26
Ns							
Cor				1.06			
Wo							
Di	14.98	17.48	2.31		25.27	4.44	0.96
Hd	1.92	5.16	1.46		7.54	2.16	2.39
Hyp				6.57			0.45
En				6.52			1.29
Ol							
Fo	8.54	3.52	3.16	1.33	2.38	1.65	
Fa	1.38	1.31	2.52	1.45	0.90	1.01	
Mt	10.34	5.39	3.61	3.33	7.02	3.10	1.22
Il	12.50	7.73	5.01	6.55	7.96	2.81	0.91
Hm							
Ap	5.95	4.71	2.15	3.46	3.10	1.0	0.32
H ₂ O	0.60	0.69	0.80	1.45	1.52	0.44	0.42
Total	100.07	99.98	99.03	99.15	98.92	99.60	98.95

* Analyste P. Hébert, Laboratoire de Géochimie analytique de l'École Polytechnique.

** Analyste B. Gunn, Laboratoire de Géochimie, Université de Montréal.

Analyste Z. Katzendorfer du Ministère des Richesses Naturelles.

TABLEAU I (suite). ANALYSES CHIMIQUES ET NORMES DES ROCHES DE LA MONTAGNE DE BROME.

<i>Ech.</i>	8	9	10*	11*	12	13	14
SiO ₂	64.62	63.30	62.08	55.18	60.20	53.80	55.05
Al ₂ O ₃	17.58	18.07	17.76	16.50	19.64	20.64	20.55
TiO ₂	0.27	0.58	0.79	1.86	0.49	0.36	0.25
CaO	1.07	0.82	3.35	5.04	1.50	1.52	1.26
MgO	0.33	0.43	0.88	2.01	0.28	0.43	0.22
FeO	0.86	0.99	2.27	4.15	0.84	0.29	0.61
Fe ₂ O ₃	0.50	1.12	0.77	2.44	1.55	2.86	2.68
Na ₂ O	6.40	7.58	6.94	6.95	8.03	10.96	11.80
K ₂ O	6.32	5.84	4.50	4.72	5.98	5.44	5.28
MnO	0.09	0.13	0.14	0.23	0.14	0.35	0.39
P ₂ O ₅	0.14	0.10	0.20	0.40	0.05	0.07	0.03
BaO	0.05	0.02			0.06	0.01	0.01
SrO					0.03	0.02	0.01
V ₂ O ₃							
H ₂ O (+)	0.20	0.46	0.49	0.51	0.78	2.12	1.08
H ₂ O (—)	0.02	0.02	0.11	0.10	0.02	0.12	0.01
Total	98.46	99.46	100.34	100.14	99.59	98.99	99.23
Q	1.22						
Or	37.35	34.51	26.59	27.89	35.34	32.15	31.20
Ab	54.16	51.77	54.02	31.39	42.99	17.41	20.38
An	0.58		3.97				
Ne		4.69	2.59	14.73	13.40	31.67	30.30
Ac		3.24		0.19	0.19	8.27	7.75
Ns		0.01				1.74	3.43
Cor							
Wo				0.90	2.24	1.23	0.65
Di	1.67	1.51	4.72	10.80	1.50	2.31	1.18
Hd	1.57	1.35	4.74	5.67		1.11	2.69
Hyp	0.05						
En	0.05						
Of							
Ol		0.26					
Fo							
Fa		0.30					
Mt	0.72		1.12	3.44	1.74		
Il	0.51	1.10	1.50	3.55	0.93	0.68	0.47
Hm					0.28		
Ap	0.32	0.23	0.47	0.95	0.12	0.16	0.07
H ₂ O	0.22	0.48	0.60	0.61	0.80	2.24	1.09
Total	98.42	99.45	100.34	100.13	99.54	98.98	99.22

* Analyste : B. Gunn, Laboratoire de Géochimie, Université de Montréal.
 Analyste : Z. Katzenborfer du Ministère des Richesses Naturelles.

NOMENCLATURE ET LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

Échantillons

- 1 — (15-V-8) Gabbro folié à olivine.
- 2 — (8-V-13) Gabbro porteur de grands cristaux poecilitiques d'amphibole.
- 3 — (8-V-30) Gabbro à grain fin recoupé par les nordmarkites à proximité du prolongement nord de la colline de « Gale ».
- 4 — (23-V-18) Porphyre feldspathique relié aux gabbros, en enclave dans la microsyénite porphyrique, au nord de la colline de « Pine ».
- 5 — (36-P-24) Monzodiorite à néphéline provenant du sommet de la colline de Brome.
- 6 — (1-V-2) Monzodiorite à biotite de la colline de « Gale ».
- 7 — (21-V-19) Microsyénite porphyrique provenant de l'escarpement au sommet de la colline de « Pine ».
- 8 — (3-F-1) Nordmarkite de couleur verte recueillie en bordure de la route qui longe le versant est de la colline de « Gale ».
- 9 — (44-V-9) Pulaskite provenant du flanc ouest de la colline de Brome.
- 10 — (16-P-1) Pulaskite située le long de la route au nord du « Brome Pond ».
- 11 — (24-V-25) Plagifoyaite située à l'est de la route, à 7,000 pieds au nord de Iron Hill.
- 12 — (36-P-27) Foyaite prélevée sur la colline de Brome, le long des courbes prononcées de la rue Argenteuil.
- 13 — (6-V-3) Laurdalite à grain grossier qui affleure en bordure de la route au nord-ouest de la colline de Brome.
- 14 — (37-P-12) Tinguaitite formant une zone de bordure autour des venues de laurdalite (6-V-3).

line porteuse de quartz (Nordmarkite). Du côté est du complexe de Brome, la colline de Pine consiste en une microsyénite porphyrique quartzifère recoupée par des dykes de nordmarkite à grain grossier.

Cette microsyénite porphyrique fait intrusion dans la monzodiorite à biotite dont nous avons quelques affleurements au nord de la colline de Pine. Cette roche aphanitique semble former la mésostase d'un labyrinthe de brèches sur le flanc ouest de la colline de Pine. Nous reconnaissons également ces brèches à matrice quartzifère, sous forme d'enclaves, dans des syénites sous-saturées en silice, les pulaskites, à l'intérieur du cirque de gabbro.

Roches sous-saturées en silice à l'intérieur du cirque de gabbro

La majeure partie des roches qui affleurent à l'intérieur du cirque de gabbro sont sous-saturées en silice. La roche la plus ancienne est très hétérogène, elle passe d'une diorite à une monzodiorite à néphéline et occupe

les sommets des collines de Brome et de Spruce. Cette roche dont la richesse en amphibole est très variable forme des enclaves dans une syénite (foyaite) contenant jusqu'à 40 pour cent de néphéline et une quantité accessoire de sodalite. Localement, cette foyaite passe graduellement, en bordure des monzodiorites, à des syénites calco-alkalines ou plagiofayaites.

La pulaskite, une syénite sous-saturée qui contient moins de 5 pour cent de néphéline représente 34.5 pour cent du complexe igné. Le passage de la pulaskite à la foyaite est nettement graduel, il fut tracé à la limite 5 pour cent de néphéline dans les échantillons. Le contact entre la pulaskite et la nordmarkite ne fut observé nulle part.

Sur le flanc ouest de la colline de Brome, un petit massif de tinguaite recoupe la pulaskite. Le centre de ce massif a des grains grossiers et fut nommé laurdalite. Cette tinguaite recoupe les syénites à néphéline et, sur la colline de Gale, les syénites quartzifères. Elle forme aussi un essaim de dykes dans les microsyénites quartzifères prises en enclave dans la pulaskite.

L'ordre d'intrusion allant des gabbros, les roches les plus anciennes, aux tinguaïtes, les roches les plus jeunes, semble donc être le suivant :

plus jeunes	Gabbros	
	Monzodiorite à néphéline	Monzodiorite à biotite
		Microsyénite porphyrique
	Pulaskite	Nordmarkite
	Foyaite	
	↓ Tinguaite.	

LES GABBROS

Les gabbros de Brome ont plusieurs faciès parmi lesquels il convient de distinguer : le gabbro folié ou rubané, le ferrigabbro et le gabbro à amphiboles poecilitiques.

Le gabbro folié ou rubané

Cette roche constitue la plus grande partie de la masse de gabbro alors que les autres types ne représentent que des faciès restreints dans le cirque de gabbro. Ce gabbro folié est une roche brun rouille marquée d'une orientation préférentielle planaire des feldspaths ou localement rubanée (Fig. 3) dont les couches varient généralement de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur. Cependant, exceptionnellement, certains bancs de ferri-gabbros et d'anorthosite atteignent deux pieds d'épaisseur.

La foliation est localement camouflée sous un écran de cristaux poecilitiques d'amphiboles atteignant plusieurs pouces de longueur. Par contre,

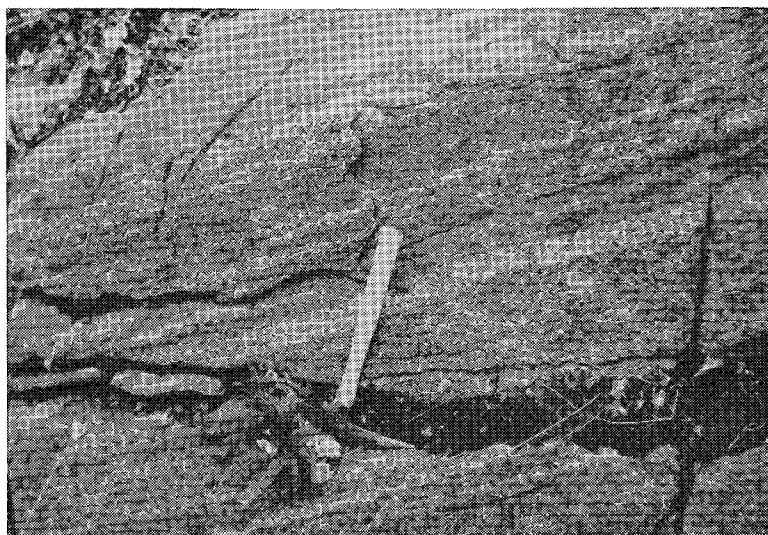


FIG. 3. Gabbro rubané au sud du Brome Pond.

l'altération prononcée de ces roches trahit, dans les "oikocrysts" d'amphibole, une orientation préférentielle des "chadacrysts" de plagioclase.

La minéralogie du gabbro folié est généralement simple, elle comprend le plagioclase, le clinopyroxène, l'olivine, l'amphibole brune et des quantités accessoires de magnétite, ilménite, apatite, sphène, biotite, chlorite, et zircon. L'analyse modale du gabbro folié présentée au tableau 1 comprend 18,327 points comptés sur 28 échantillons différents.

Les gabbros de Brome ont été nommés "Esséxites" par Dresser et la plupart des géologues qui ont étudié ces roches. Si nous considérons l'analyse chimique No 1 (Tableau 1) représentative du gabbro folié, nous constatons la présence de néphéline et d'olivine normative. Cependant, le feldspath potassique et la néphéline sont généralement absents des analyses modales et l'olivine est présente en plusieurs endroits en quantité supérieure à 5 pour cent. Nous croyons donc préférable de nommer cette roche gabbro alcalin, ou gabbro alcalin à olivine selon Macdonald & Katsura (1964).

Le *plagioclase*, le minéral prépondérant dans ces gabbros, se présente en lattes parallèles à (010) dont la longueur varie entre 1 et 4 mm. Les grains sont généralement subautomorphes et ont un zonage marginal. Ces plagioclases peuvent être considérés comme des minéraux d'accumulation, mais certains échantillons ont des plagioclases aux contours dentelés et irréguliers ; ils furent plus ou moins résorbés au cours de la cristallisation et dans certains cas au moment de la croissance du pyroxène. On remarque,

en effet, des inclusions de plagioclase en continuité optique dans le pyroxène.

La calcicité du plagioclase se situe entre l'andésine calcique et la bytownite, elle fut déterminée sur la platine universelle par les courbes de migration ou par le paramètre

$$\Gamma = 20(131) + 20(220) - 2 \times 20(\bar{1}\bar{3}1) \text{ CuK}\alpha \text{ (Smith \& Gay 1958)}$$

sur une courbe préparée d'après les données de Pouliot (1962) pour les plagioclases calciques des Collines Montérégiennes. Cette méthode nous donne donc, pour la plupart des échantillons, la composition globale du plagioclase et non pas seulement la calcicité du minéral d'accumulation. La justesse des mesures est de $\pm 3\%$ d'An.

La distribution de la calcicité du plagioclase dans le massif de gabbro (Fig. 4) ne révèle pas une variation graduelle de la composition, mais montre une certaine tendance à trouver des compositions calciques au centre et sodiques en bordure, à proximité du contact avec les roches sédimentaires et les syénites. Ce zonage de la composition des plagioclases est grosso modo conforme à la direction de la foliation.

À proximité des syénites, au sud du "Brome Pond", les macles du plagioclase ne forment plus que des îlots, elles disparaissent dans des plages antiperthitiques. Ces plages augmentent graduellement vers le contact avec l'intrusif syénitique. Les reliques de plagioclases maclés dans les antiperthites ont une composition d'andésine calcique. Considérant que l'orthose normative du gabbro folié (Tableau 1, No 1) titre 0.5 pour cent, la présence d'une quantité appréciable d'orthose dans cette roche peut être attribuable soit à la différenciation, soit au métasomatisme provenant du magma syénitique avoisinant, ou à un concours des deux processus.

Le pyroxène, le deuxième minéral en importance, apparaît en cristaux xénomorphes de 1 à 3 mm de diamètre en moyenne, entourés d'un mince liséré de kaersutite ou tachetés par la même amphibole. Certaines surfaces et certains clivages du pyroxène offrent une exsudation de fines aiguilles opaques de magnétite et d'ilménite. Ce pyroxène a généralement un très faible pléochroïsme et sa composition moyenne est $\text{Wo}_{40} \text{En}_{39} \text{Fs}_{21}$ (Valiquette & Archambault 1968). Par ailleurs, le pyroxène rencontré dans certains bancs de pyroxénites et dans les gabbros contaminés par des roches dolomitiques a un fort pléochroïsme brun rosâtre et contient une quantité importante de TiO_2 et Al_2O_3 (Tableau 2).

L'olivine figure dans un grand nombre d'échantillons, mais en faible quantité. Ce minéral est généralement idiomorphe, légèrement altéré en iddingsite, et marqué de poussières opaques le long de ses craquelures. Les déterminations faites à la microsonde électronique et par diffraction X selon

TABLEAU 2. ANALYSE À LA MICROSONDE ÉLECTRONIQUE DE PYROXÈNES PLÉOCHROÏQUES
BRUN ROSÉ

Échantillons :	6V-11	V-16
SiO ₂	45.23	45.39
Al ₂ O ₃	12.87	9.29
TiO ₂	3.14	4.29
Fe _(total)	6.59	9.80
CaO	22.30	20.02
MgO	9.42	10.80
MnO	—	0.20
K ₂ O	traces	0.16
Na ₂ O	traces	0.64
Total	99.55	100.59
Cations calculés sur une formule de 6 oxygènes.		
Si	1.68	1.70
Al	0.32	0.30
Al	0.24	0.11
Ti	0.09	0.12
Fe _t	0.21	0.31
Mg	0.52	0.60
Mn	—	0.01
Ca	0.89	0.80
Na	—	0.05
K	—	0.01

Analystes : (6V-11) R. Coy-Yll, École Polytechnique.

(V-16) G. Archambault, École Polytechnique.

Échantillons : 6V-11 : Pyroxène brun rosé dans un gabbro contaminé par les dolomies.

V-16 : Pyroxène brun rosé dans la monzodiorite à néphéline.

la méthode de Jambor & Smith (1964) indiquent une composition variant de Fo₆₆ à Fo₇₈. De plus, les travaux à la microsonde ne relèvent que des traces de calcium.

La distribution de la composition de l'olivine dans la masse de gabbro (Fig. 4) ne montre pas de variations importantes. De plus, la distribution de la composition de l'olivine en fonction de la composition du plagioclase dans les gabbros de Brome (Fig. 5), offre une distribution complètement étrangère à celle que l'on trouve dans les complexes stratiformes, par exemple le Skaergaard. En effet, alors que dans le Skaergaard la composition de l'olivine varie parallèlement à la composition du plagioclase, dans les gabbros de Brome la composition du plagioclase varie de l'andésine à la bytownite alors que la composition de l'olivine ne varie que très peu et sans rapport avec la composition du plagioclase. Cependant, cette distribution serait peut-être plus significative s'il était possible de limiter l'analyse du plagioclase à sa composante cumulative. Au centre du massif de gabbro,

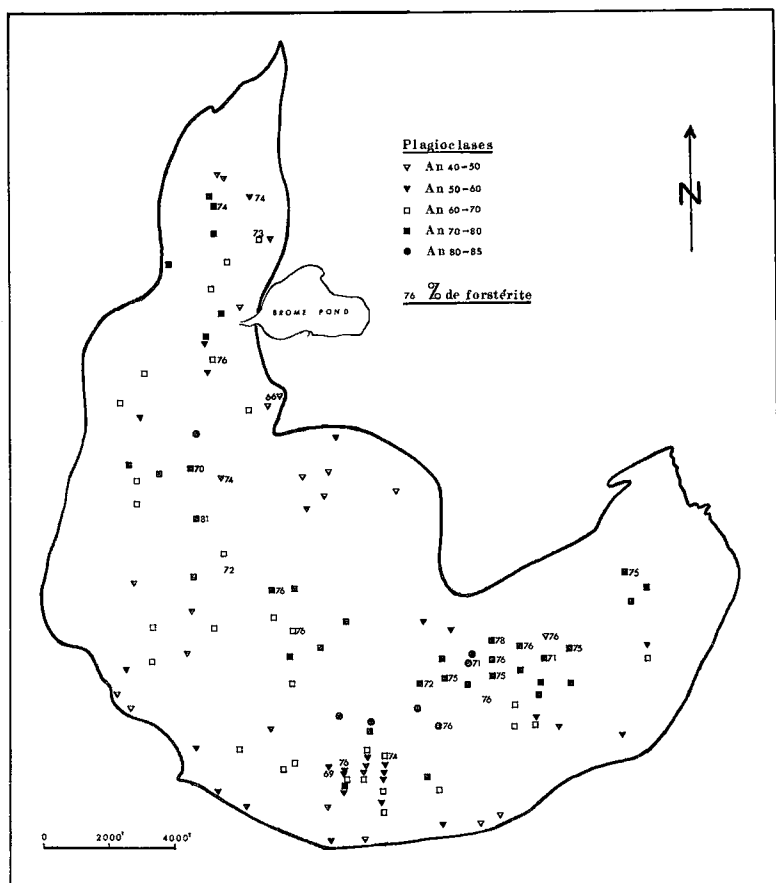


FIG. 4. Distribution de la composition des plagioclases et des olivines dans le massif de gabbro.

les compositions de l'olivine et du plagioclase coïncident grosso modo avec celles qu'on peut escompter dans un complexe stratiforme, mais les plus grands écarts de composition entre ces deux minéraux sont manifestes surtout vers la base et vers le sommet des formations, à proximité de contacts avec les roches sédimentaires et les syénites intrusives.

Certaines observations suggèrent que les gabbros furent localement contaminés par les roches environnantes. Ainsi, au sud du Brome Pond, les gabbros foliés au contact des syénites contiennent de 8 à 10 pour cent d'olivine de composition Fo_{66} et un plagioclase antiperthitique. De plus, à l'est de la colline de Gale, le gabbro anorthositique pris en enclave dans

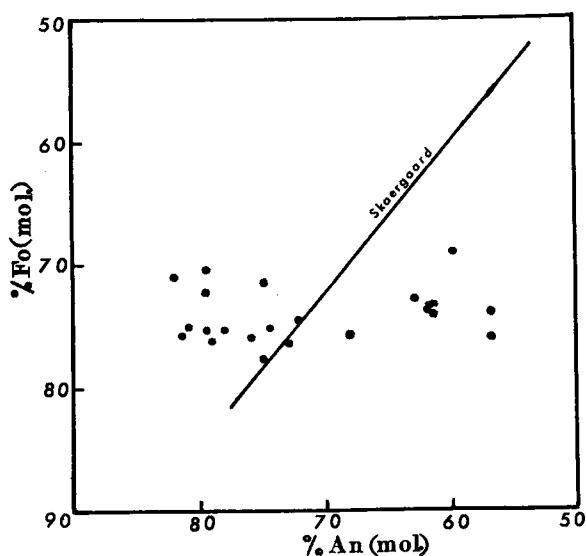


FIG. 5. Distribution de la composition de l'olivine en fonction de la composition du plagioclase dans les gabbros. La même distribution pour les roches du Skaergaard se situe sur une droite.

les nordmarkites contiennent de l'olivine Fo_{70} et des plages d'orthose dont l'importance augmente à proximité de la syénite. Nous avons mentionné précédemment que la teneur élevée en K_2O du gabbro en bordure des syénites nous suggérerait une différenciation ou encore un apport des syénites. La composition magnésienne (Fo_{66} , Fo_{70}) de l'olivine accompagnant l'andésine calcique et une quantité importante de feldspath potassique nous semble favoriser l'hypothèse d'un métasomatisme des alcalis au détriment d'une hypothèse de simple différenciation.

Les autres minéraux sont la kaersutite ne formant qu'un mince liséré autour des clinopyroxènes et de l'olivine, les minéraux opaques qui n'ont pas fait l'objet d'une étude systématique, mais qui consistent en grains de magnétite et d'ilménite et en une intercroissance de magnétite et d'ilménite, et la biotite présente surtout à proximité des roches sédimentaires et des syénites intrusives.

Le ferrigabbro

Le ferrigabbro, ou gabbro riche en magnétite et ilménite forme des affleurements isolés dans le gabbro à olivine ou encore des bandes mafiques au sein des gabbros rubanés. Il s'agit en général d'une roche foncée com-

posée d'une proportion de magnétite et d'ilménite en intercroissance qui atteint environ 20 pour cent (Tableau 3). Ces oxydes forment presque la mésostase entre les cristaux automorphes à subautomorphes de clinopyroxène, d'olivine (Fe_{75}), et les quelques cristaux xénomorphes de plagioclase. Les pyroxènes sont généralement titanifères et composent localement jusqu'à 90 pour cent de la roche.

TABLEAU 3. ANALYSES MODALES DES GABBROS.

	Gabbro Folié	Ferrigabbros	Gabbro à Amphiboles
Plagioclases	59.4	32.4	60.1
Olivines	3.9	3.7	0
Pyroxènes	19.7	39.7	3.6
Amphiboles	3.4	2.9	26.3
Biotites	0.4	0	0.4
Magnetite + Ilménite	12.3	20.4	6.9
Apatite	0.9	0.9	2.7
Points comptés	18,327	2,460	1,958

Le gabbro à amphibole poecilitique

Ce gabbro est caractérisé par la présence de grands cristaux poecilitiques d'amphibole (kaersutite) qui atteignent plusieurs pouces de longueur alors que la même amphibole dans le gabbro folié ne forme qu'un mince liséré autour des cristaux de pyroxène. La composition modale de cette roche est inscrite au tableau 3, bien que ces mesures ne donnent qu'un ordre de grandeur en raison de l'hétérogénéité de la texture.

L'amphibole brune, une kaersutite dont l'analyse (8V-13) apparaît au tableau 4, se présente de deux façons : d'abord sous forme de grands cristaux poecilitiques enveloppant de nombreux cristaux, en particulier des cristaux de pyroxènes subautomorphes qui ne sont pas en continuité optique. Cette amphibole est surtout le résultat d'une cristallisation magmatique tardive. L'amphibole se présente aussi sous forme de taches à l'intérieur des pyroxènes ou le long de baies de résorption autour des mêmes cristaux, occurrence qui suggère un remplacement du pyroxène.

TABLEAU 4. ANALYSES À LA MICROSONDE ÉLECTRONIQUE DES KAERSUTITES.

Échantillons :	8V-13	36P-24
SiO ₂	42.14	41.95
Al ₂ O ₃	8.35	13.68
TiO ₂	6.40	5.46
Fe _(total)	9.09	9.67
MgO	13.83	13.82
MnO	—	0.20
CaO	12.53	11.96
Na ₂ O	2.81	2.10
K ₂ O	1.04	1.75
Total	96.19	100.59
Cathions calculés sur une formule de 24 (O, OH).		
Si	6.58	6.25
Al	1.42	1.75
Al	0.12	0.65
Ti	0.75	0.61
Fe _t	1.19	1.21
Mg	3.22	3.07
Mn	—	0.03
Ca	2.10	1.91
Na	0.85	0.51
K	0.21	0.40

Analyste : G. Archambault, École Polytechnique.

Échantillons : 8V-13 Kaersutite du gabbro à cristaux d'amphibole poecilitique.

36P-24 Kaersutite de la monzodiorite à néphéline du centre du complexe.

L'enrichissement de la roche en amphibole s'accompagne de la disparition de l'olivine. Les plagioclases montrent un zonage prononcé aux contours irréguliers. Les minéraux opaques sont constitués de grains de magnétite et d'ilménite en intercroissance enveloppés de biotite.

LES MONZODIORITES

Le complexe de Brome expose deux types de monzodiorites, la monzodiorite à biotite et la monzodiorite à néphéline. La monzodiorite à biotite occupe la colline de Gale, dans le prolongement du croissant ouest du cirque de gabbro, alors que la monzodiorite à néphéline forme le cœur du complexe de Brome, au centre du massif de syénite à néphéline. Ces roches furent décrites ailleurs (Valiquette 1968 et Valiquette & Archambault 1968), mais certains liens de parenté entre elles et le gabbro doivent être soulignés.

La monzodiorite à biotite

La monzodiorite à biotite comporte de grands feuillets de biotite atteignant un pouce de diamètre. Ces feuillets ont une texture caractéristique en forme de pattes d'oiseaux. Cette monzodiorite reçoit des dykes et des veinules de nordmarkite et contient des plages sporadiques de gabbro anorthositique sur le flanc nord-est de la colline de Gale.

Il semble exister, entre la monzodiorite à biotite et le gabbro, une parenté pétrochimique attribuable à la contamination du gabbro par des apports de magma syénitique. D'abord, la composition de cette monzodiorite à biotite de Gale (Tableau 1, No 6) projetée sur le diagramme FMA (Fig. 6) est la seule avec celle de la plagifoyaite (No 11) à se situer à peu près à mi-chemin entre le champ des gabbros et celui des syénites. Cette particularité pourrait caractériser une phase de différenciation intermédiaire entre le gabbro et la syénite. Cependant, il importe de souligner qu'au sud du complexe de Brome, dans la brèche de rhéomorphisme de la

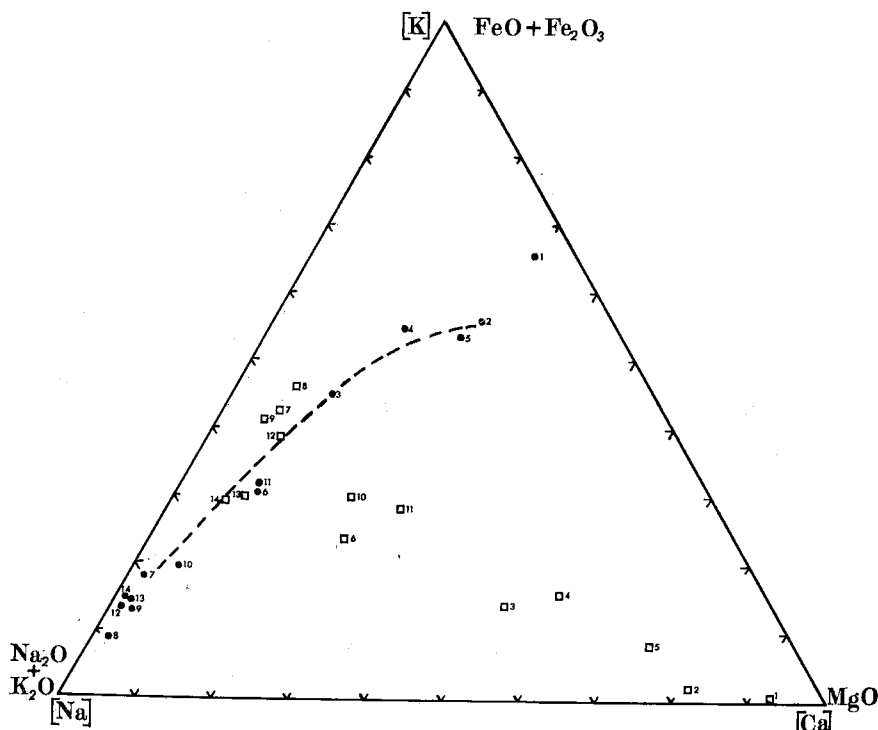


FIG. 6. Distribution des principaux types de roches dans un diagramme FMA (points) et K-Na-Ca (carrés). Les chiffres correspondent aux analyses chimiques (Tableau 1).

zone de contact, des blocs arrondis de monzodiorite ont la même composition minéralogique, montrent la même texture en pattes d'oiseaux et passent graduellement à la composition du gabbro. Ces observations suggèrent fortement que la monzodiorite, au moins à cet endroit, est le produit de la contamination du gabbro par le matériel sédimentaire remobilisé.

La monzodiorite à néphéline

La monzodiorite à néphéline est une unité lithologique très hétérogène comprenant entre autres des diorites mafiques reprises et enveloppées par des roches plus felsiques de composition monzodioritique porteuses de néphéline et de sodalite. Certains affleurements, au sommet de la colline de Brome, exposent des cristaux de kaersutite de 2 pouces de longueur, des phénocristaux de pyroxènes titanifères et des yeux d'olivine Fo_{84} atteignant un pouce de diamètre. Un échantillon de monzodiorite mélanocrate correspondant à l'analyse No 5 (Tableau 1) contient 64 pour cent d'amphiboles, environ 20 pour cent de feldspaths constitués d'inclusions de plagioclases zonés (andésine calcique à oligoclase calcique) baignées dans des plages de feldspath potassique, des traces de néphéline et de sodalite, environ 8 pour cent de sphène, un pyroxène titanifère, et des quantités accessoires d'apatite et d'oxydes.

Les amphiboles sont constituées d'un cœur de kaersutite enveloppé d'un anneau de ferrohastingsite de largeur variable. Dans les phases monzodioritiques riches en feldspath potassique, en néphéline et en sodalite, la kaersutite s'estompe graduellement au profit de la ferrohastingsite.

Il existe une similitude pétrochimique évidente entre les monzodiorites à néphéline et les gabbros. Cette similitude se situe au niveau de la composition chimique et de la composition des minéraux tels que l'olivine, le pyroxène, et l'amphibole.

La composition chimique de cette monzodiorite (No 5) projetée sur le diagramme FMA et K-Na-Ca (Fig. 6) prend place dans le champ des gabbros en raison de la quantité d'amphibole comprise dans l'échantillon analysé. De plus, les phénocristaux d'olivine reconnus dans des phases dioritiques de la monzodiorite sont plus magnésiens (Fo_{84}) que la plupart des cristaux d'olivine analysés dans le gabbro. Ensuite, les cristaux de pyroxène pléochroïque brun rosé ont une composition chimique semblable dans la monzodiorite à néphéline du centre du complexe et dans le gabbro contaminé par des dolomies (Tableau 2). Les pyroxènes du ferrigabbro ont des propriétés optiques identiques à celles des roches précitées et sont donc susceptibles de jouir de la même composition. De plus, les kaersutites qui forment le cœur des cristaux d'amphibole de la monzodiorite à néphéline ont

également une composition semblable à celle des kaersutites du gabbro à amphibole poecilitique (Tableau 2).

L'évolution pétrochimique entre les gabbros et les monzodiorites à néphéline semble donc avoir suivi des voies sensiblement différentes de celles qu'aurait empruntées une différenciation magmatique normale. Une étude exhaustive de la pétrochimie de ces roches devra considérer l'influence des phénomènes de contamination et d'assimilation.

LES SYÉNITES ALCALINES

Les syénites se divisent en syénites sursaturées en silice et en syénites à néphéline. Les syénites sursaturées sont de deux types : les nordmarkites, des syénites quartzifères composées d'environ 90 pour cent de microperthite ou cryptoperthite, mais dépourvues de cristaux de plagioclase individualisés, et la microsyénite quartzifère porteuse de phénocristaux partiellement résorbés de plagioclase. Cette microsyénite représente un gel prématuré du magma trachytique qui, en cristallisation équilibrée, aurait évolué vers une nordmarkite par résorption complète du plagioclase (Tuttle & Bowen 1958 ; Carmichael, 1955). Les syénites quartzifères sont vertes en cassure fraîche et ont une teinte rose ou chamois d'altération. Les pyroxènes des nordmarkites sont des augites localement enveloppées d'un liséré vert d'augite aegirinique indiquant une voie évolutive vers des résidus ékéritiques.

Les syénites à néphéline sont les pulaskites, les foyaïtes, et les tinguaïtes. Les pulaskites diffèrent des nordmarkites par la présence de néphéline, une quantité de sphène et de biotite, et une couleur bleuâtre d'altération. Ces roches furent décrites ailleurs (Valiquette 1968), mais il importe de rappeler que les foyaïtes sont des syénites contenant entre 5 et 40 pour cent de néphéline généralement dépourvues de cristaux individualisés de plagioclase. Cependant, en bordure des monzodiorites, cette syénite passe à une plagiofoaïte où les feldspaths sont des perthites enveloppant des plages localement maclées de plagioclase. Les plages de plagioclase manifestent un certain zonage : elles tendent à être plus calciques (oligoclase) au centre des perthites, et albitiques sur les bords. En plus d'une augmentation de la déficience en silice, les foyaïtes enregistrent une déficience en alumine relativement aux alcalis, déficience qui se manifeste par un anneau d'augite aegirinique autour des clinopyroxènes. Cette déficience en alumine s'accroît davantage dans les tinguaïtes où les bâtonnets de pyroxène sont de l'augite aegirinique. Ces syénites montrent donc une évolution vers des résidus agpaïtiques.

La composition des feldspaths des nordmarkites et des pulaskites ne diffère pas appréciablement comme l'indiquent les analyses chimiques rapportées par G. Pouliot (1962) (Tableau 5).

TABLEAU 5. ANALYSES CHIMIQUES PARTIELLES DES FELDSPATHS DES SYÉNITES (G. Pouliot 1962).

	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	Composition calculée		
				Or.	Ab.	An.
Pulaskite Br. 8	5.14	7.30	0.42	33.4	64.1	2.5
Pulaskite Br. 12	6.84	6.77	0.31	41.5	57.2	1.3
Nordmarkite Br. 3	6.81	6.77	0.09	42.5	57.0	0.5

D'autres feldspaths alcalins séparés d'une vingtaine d'échantillons de syénite furent homogénéisés par une fusion et une recristallisation sous des conditions de 800°C et 1 kb de P_{H₂O} pendant deux heures. Cette méthode

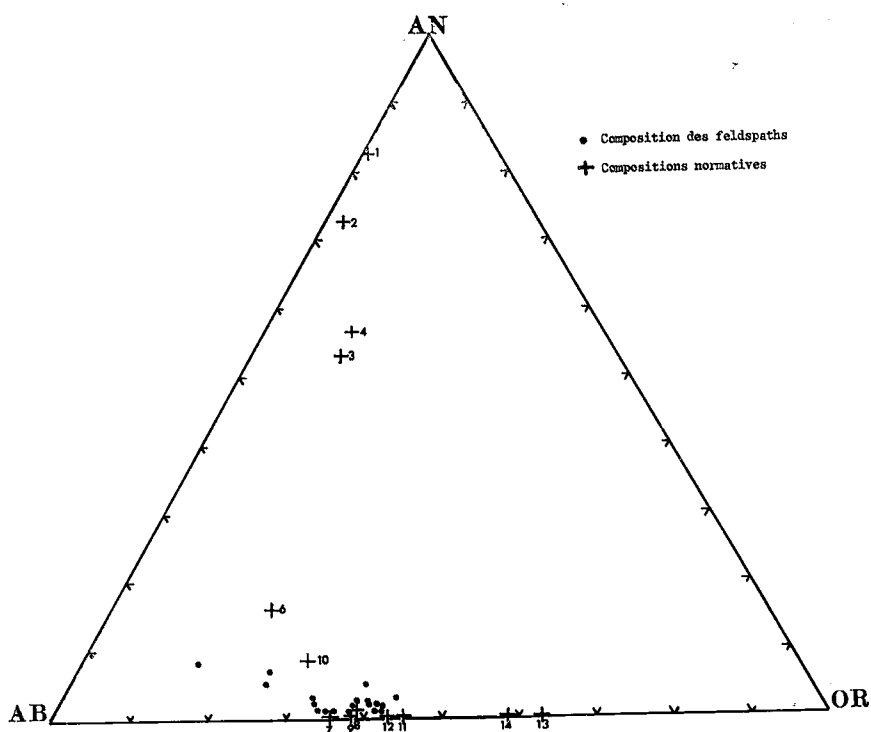


FIG. 7. Distribution dans un diagramme AN-AB-OR de la composition normative des syénites et de la composition chimique des feldspaths alcalins. Les chiffres correspondent aux analyses chimiques (Tableau 1).

fut mise au point par G. Pouliot. La proportion de l'anorthite fut déterminée par la mesure de l'indice de réfraction du verre (Schairer *et al.* 1956), et la composition de l'orthose fut analysée au diffractomètre par la mesure de $\Delta 2\theta$ (201 feldspath-101 KBrO_3) (Orville 1958 ; 1963).

Les compositions de ces feldspaths projetées sur un diagramme AN-AB-OR (Fig. 6) se situent, sauf trois exceptions, à l'intérieur du champ de compositions délimité par les analyses chimiques (Tableau 5) et à proximité du point minimum sur la ligne AB-OR.

Les compositions normatives AN-AB-OR des syénites projetées sur le même diagramme (Fig. 7) montrent une distribution de points dans le même secteur en raison du fort pourcentage de feldspath alcalin (plus de 90 pour cent) qui constitue ces syénites. La tinguaitite et la laurdalite (Fig. 7, points 13 et 14) ont une composition normative plus riche en orthose parce que le calcul de la norme attribue à l'orthose la quantité de potassium contenu dans la néphéline. Les échantillons qui ont une proportion d'anorthite supérieure à 3 pour cent ont révélé à l'analyse pétrographique de petits cristaux individualisés de plagioclase.

Les analyses chimiques des différents types de syénite projetées sur le diagramme triangulaire SiO_2 -Ne-Ks (Fig. 8) montrent une distribution

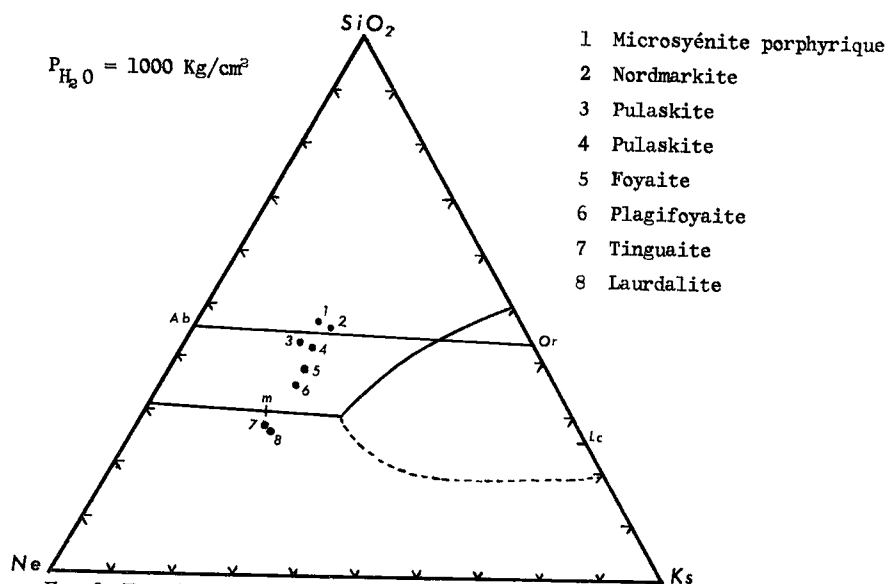


FIG. 8. Distribution des syénites de la montagne de Brome dans un diagramme SiO_2 -Ne-Ks construit pour des conditions de $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ de 1000 kg/cm^2 (Hamilton & MacKenzie 1965). Les chiffres inscrits sur le diagramme correspondent aux numéros d'analyse suivants 1 : 7, 2 : 8, 3 : 10, 4 : 9, 5 : 12, 6 : 11, 7 : 14, 8 : 13.

des points dans la vallée thermique. La position de ces points suit vers le bas l'ordre d'intrusion des différentes phases magmatiques notées sur le terrain et les roches considérées dans les levés géologiques comme correspondant aux derniers liquides de cristallisation, les tinguaites, arrivent à proximité du point minimum du système.

Cependant, les nordmarkites se situent du côté sursaturé en SiO_2 de la barrière thermique des feldspaths et une différenciation normale ne peut expliquer une évolution de ces magmas vers des résidus sous-saturés.

Considérant la distribution des syénites quartzifères à l'extérieur du cirque de gabbro et des syénites sous-saturées à l'intérieur, on est tenté d'utiliser le passage du magma syénitique à travers le gabbro alcalin à olivine comme un processus valable de sous-saturation. Cependant, la découverte de quelques affleurements sporadiques de syénite quartzifère à l'intérieur du cirque, à proximité de syénites sous-saturées en silice, suscite des interrogations sur la validité de cette hypothèse.

Parmi d'autres processus de sous-saturation, celui suggéré par Bailey & Schairer (1966) mérite une vérification. Il allègue que la présence de Fe_2O_3 dans le feldspath appelle dans la structure de ce minéral une quantité de silice supérieure à la normale, suffisante pour sous-saturer le magma. Nous avons donc fait l'analyse du fer des feldspaths par fluorescence X dans 15 échantillons de nordmarkite et de pulaskite de la montagne de Brome. Ces analyses, rapportées au tableau 6, sont basées sur un échantillon standard de la nordmarkite de Shefford qui titre 0.6 pour cent de Fe_2O_3 .

TABLEAU 6. QUANTITÉ DE Fe_2O_3 DANS LES FELDSPATHS DES SYÉNITES DE BROME.

Échantillons No	Nordmarkite % Fe_2O_3 ¹	Pulaskite % Fe_2O_3 ¹
44V-9a		0.24
44V-9b		0.30
18F-3a		0.245
3F-1	0.395	
16P-10		0.26
31V-11		0.30
16P-6		0.29
45V-1	0.37	
44V-13		0.26
24V-18		0.245
24P-1		0.245
16P-1		0.24
46V-9		0.25
45V-1b	0.35	
32V-15		0.30
Moyenne	0.37	0.26

¹ Le fer est calculé comme Fe_2O_3 .

Ces résultats sont donc à l'inverse de ce qu'on devrait observer si ce processus de sous-saturation avait opéré pour la pulaskite. Cependant, au cours de la séparation des feldspaths de la pulaskite avec un séparateur isodynamique Frantz, nous avons noté qu'une faible proportion des feldspaths avait une susceptibilité magnétique supérieure à la moyenne et révélait, à l'analyse, un pourcentage en Fe_2O_3 légèrement supérieur (44V-9b) vs (44V-9a). Les données du tableau 6 ne tiennent pas compte de ces variations. Ces variations de la susceptibilité magnétique du feldspath n'existent pas dans les échantillons de nordmarkite que nous avons étudiés.

SOMMAIRE ET CONCLUSIONS

Le complexe de Brome, pour autant que nous considérons la masse de gabbro, est un intrusif stratiforme nettement discordant dans les roches sédimentaires ordoviciennes et cambriennes (Valiquette & Archambault 1968). Cette masse intrusive aux parois subverticales et dentelées d'apophyses a acquis, lors de la cristallisation, une structure interne qui prend aujourd'hui la forme d'une foliation et d'une stratification rythmique à pendage concentrique. Cette structure témoigne d'une déposition sélective des cristaux par gravité.

La mise en place s'est opérée selon au moins deux modes différents reflétés par deux types de texture. Une texture aphanitique, résultat d'un refroidissement rapide, caractérise des microgabbros et des porphyres plagioclasiques, des micronordmarkites et des brèches à matrice microcristalline. L'autre texture, à grains grossiers, est le produit d'un plutonisme de chambre à refroidissement lent affecté de courants internes responsables de la structure stratiforme du gabbro. Ce plutonisme est achevé dans des conditions de stabilité tectonique propres à favoriser l'imprégnation de la structure primaire par de grands oikocrysts de kaersutite.

Des analyses chimiques (Tableau 1) caractéristiques des principaux types de roches révèlent que l'évolution de la cristallisation a suivi une voie parallèle à celle de la plupart des complexes alcalins. En effet, la composition des roches représentée sur un diagramme FMA (Fig. 6) ne montre aucun enrichissement en fer, mais plutôt une évolution vers les phases riches en alcalis.

L'analyse du gabbro folié (Fig. 6, No 1) se situe en dehors de la courbe d'évolution du magma indiquant le caractère cumulatif de ses composants. L'analyse No 3 représente un gabbro anorthositique pris en enclave dans les nordmarkites. Ce gabbro apparaît riche en alcalis, mais cette composition semble due au métasomatisme des alcalis en provenance de la syénite plutôt qu'à une différenciation normale. Cette interprétation est

suggérée par la présence d'olivine magnésienne (Fo_{70}), la recristallisation des plagioclases, et un envahissement du gabbro par le feldspath potassique à proximité de la syénite. Le gabbro rubané, au sud du "Brome Pond", a des caractéristiques qui conduisent aux mêmes conclusions discutées précédemment.

Dans le diagramme FMA, la monzodiorite à néphéline (Fig. 6, No 5) occupe le champ des gabbros en raison de la richesse en kaersutite de l'échantillon analysé, mais aussi à cause de la similitude minéralogique de cette roche avec le gabbro. On note, en effet, dans certaines phases de monzodiorite des phénocristaux d'olivine magnésienne (Fo_{84}) qui se situent mal dans l'optique d'une phase de différenciation normale du gabbro. D'autres minéraux comme la kaersutite et le clinopyroxène alumineux et titanifère ont des compositions semblables à celles trouvées dans certaines phases du gabbro à amphibole poecilitique ou du gabbro modifié par une contamination évidente. Cette monzodiorite dont la masse principale se situe au cœur du cirque de gabbro, baigne dans les syénites alcalines, pulaskites et foyaïtes. Un faciès intermédiaire occupe le contact entre les syénites et la monzodiorite; ce faciès, la plagiofayaïte, contient des cristaux individualisés de plagioclase. Sur le diagramme FMA et K-Na-Ca, cette plagiofayaïte (No 11) se situe à mi-chemin entre le champ des syénites alcalines et le champ des gabbros ou des phases mafiques de la monzodiorite. Les phénocristaux automorphes de kaersutite, qui accompagnent les phénocristaux d'olivine magnésienne dans certaines phases de la monzodiorite, deviennent xénomorphes et enveloppés d'un anneau de ferro-hastingsite de plus en plus large à mesure que la roche contient plus de feldspath potassique et de néphéline.

La monzodiorite à biotite de la colline de Gale se situe dans le prolongement du croissant ouest du cirque de gabbro et offre une composition minéralogique et une texture semblables à celles des gabbros pris en enclave dans la brèche de rhéomorphisme, au sud du complexe. Dans le diagramme FMA, cette unité lithologique (No 6) arrive à mi-chemin entre le champ des gabbros et celui des syénites. Cette monzodiorite est localement recoupée par un réseau de veines de nordmarkite et contient quelques plages de microgabbro anorthositique.

Ces observations sur les monzodiorites à néphéline et à biotite suggèrent que la composition de ces roches fut grandement influencée par le voisinage des syénites. De plus, certaines caractéristiques, comme la présence d'olivine magnésienne Fo_{84} dans la monzodiorite à néphéline et l'existence d'une phase monzodioritique locale entre les syénites et le gabbro ou entre les roches sédimentaires remobilisées et le gabbro, indiquent que ces monzodiorites sont, au moins en partie, le produit d'une contamination du gabbro

par les syénites et non pas exclusivement une phase dans l'évolution de la différenciation magmatique.

La présence de syénites sursaturées en silice avec des syénites sous-saturées, dans le même environnement, soulève des problèmes dans l'explication de l'évolution du magma. Les observations, sur le terrain, ont montré que les phases évoluées des syénites sous-saturées, les tinguaites, se sont mises en place après la cristallisation des nordmarkites. La fig. 8 situe les nordmarkites et les pulaskites, à proximité, mais de part et d'autre de la barrière thermique des feldspaths de sorte que pour faire évoluer les nordmarkites vers des syénites à néphéline, à travers la barrière thermique, il faut faire appel à un processus particulier de sous-saturation du magma. En effet, les voies de différenciation normale orienteraient le magma nordmarkitique vers des résidus riches en silice.

La sursaturation en silice du magma syénitique peut-elle être le résultat d'une contamination par les enclaves sédimentaires ? Il est vrai que la nordmarkite à grains grossiers située en dehors du cirque de gabbro contient de nombreuses enclaves sédimentaires susceptibles d'enrichir le magma en silice. Cependant, la micronordmarkite de la colline de Pine est apparemment dépourvue d'enclaves et nettement sursaturée en silice dans le mode et dans la norme (Tableau 1, No 7), ce qui vient suggérer l'existence d'un magma sursaturé en silice.

La littérature géologique contient quelques hypothèses concernant des processus de sous-saturation, mais les voies les plus vérifiables furent explorées sans succès. Ainsi, des analyses de Fe_2O_3 dans les feldspaths ont infirmé la validité du processus suggéré par Bailey & Schairer (1966). De plus, les minéraux autres que les feldspaths, dans les pulaskites et les nordmarkites, représentent moins de 10 pour cent des constituants et montrent à l'analyse pétrographique des différences trop mineures pour leur attribuer la responsabilité de la sous-saturation.

Considérant la distribution des nordmarkites, hors du cirque de gabbro, et des syénites sous-saturées, à l'intérieur, ainsi que l'influence locale évidente des syénites sur le gabbro, malgré certaines réserves formulées précédemment, il semble important d'investiguer sérieusement l'hypothèse d'une sous-saturation du magma syénitique au moment de son intrusion à travers la masse de gabbro alcalin à olivine.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient G. Pouliot pour son assistance dans les travaux de terrain et de laboratoire et pour ses critiques constructives lors de la

préparation du manuscrit. Nous sommes également reconnaissants à L. Gélinas d'avoir mis à notre disposition des programmes préparés pour le calcul de la norme CIPW et le tracé de différents diagrammes et à R. Coy-Yll pour son assistance lors des travaux à la microsonde.

Nous avons bénéficié d'une assistance financière du Ministère des Richesses Naturelles du Québec pour effectuer la mise en carte et de subventions du Conseil National de Recherches (A-3562) pour poursuivre nos recherches en laboratoire.

REFERENCES

- ADAMS, F.D. (1903) : The Monteregian Hills, a Canadian petrographical province. *J. Geol.* **11**, 239-282.
and the petrogenesis of alkaline rocks. *J. Petrol.*, **7**, 114-170.
- BAILEY, D.K. & SCHAIRER, J.F. (1966) : The system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ at 1 atm., CARMICHAEL, L.S.E. (1965) : Trachytes and their feldspar phenocrysts. *Mineral. Mag. Tilley Volume*, **34**, 107-125.
- DRESSER, J.A. (1912b) : Rapport sur la géologie de la montagne de Brome, Québec. *Comm. Geol. Canada, Rap. Ann.* 1904, partie g (1912b). Publié en anglais également, *Ann. Rept.* 1904, **16**, Pt. g (1916).
- FAIRBAIRN, H.W. et al. (1963) : Initial ratio of strontium 87 to strontium 86, whole-rock age and discordant biotite in the Monteregian igneous province, Québec. *J. geophys. Res.*, **68**, 6515.
- GRAHAM, R.P.D. (1946) : Les Collines Montérégiennes dans : *La Géologie de Québec*, Vol. 2. Géologie descriptive par J.A. Dresser et T.C. Denis, *Ministère des Mines, Qué.*, R.G. **20**, 541-574.
- GOLD, D.P. (1967) : Alkaline ultrabasic rocks in the Montréal Area, Qué. In *ultramafic related rocks*, par P.J. Wyllie, John Wiley, pp. 288-302.
- HAMILTON, D.L. & MACKENZIE, W.S. (1965) : Phase equilibrium studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{KAlSi}_3\text{O}_8-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *Mineral. Mag. Tilley Volume*, **34**, 214-231.
- JAMBOR, J.L. & SMITH, C.H. (1964) : Olivine composition determination with small-diameter X-ray powder cameras. *Mineral. Mag.*, **33**, 730-741.
- LAROCHELLE, A. (1962) : Paleomagnetism of the Monteregian Hills, S.E. Qué. *Bull. géol. Surv. Can.*, **79**.
— (1968) : Paleomagnetism of the Monteregian Hills : New results. *J. geophys. Res.*, **73**, 3239-3246.
- MACDONALD, G.A. & KATSURA, T. (1964) : Chemical composition of Hawaii Lavas. *J. Petrol.*, **5**, 82-133.
- ORVILLE, P.M. (1958) : Feldspar investigations ; *Carnegie Inst. Washington. Year Book* **57**, 206-209.
— (1963) : Alkali ion exchange between vapor and feldspar Phases. *Amer. J. Sci.*, **261**, 201-237.
- PHILLIPOTS, A.R. (1967) : Kalsilite, diopside and melilite in a sedimentary xenolith from Brome Mountain, Québec. *Nature*, **214**, 1322-1323.
- POULIOT, G. (1962) : The thermal history of the Monteregian intrusives based on a study of the feldspars. *Thèse de doctorat à McGill University*.
- SCHAIRER, J.F. et al. (1956) : Refractive indices of plagioclase glasses. *Carnegie Inst. Washington Year Book* **55**, 195-197.
- SMITH, J.V. & GAY, P. (1958) : The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars (2). *Mineral. Mag.*, **31**, 744-762.

- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. (1958) : Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . *Geol. Soc. Am. Mem.*, **74**.
- VALIQUETTE, G. (1968) : Géologie des Montagnes de Brome et de Shefford. *Min. Rich. nat., Qué.* (sous presse).
- VALIQUETTE, G. & ARCHAMBAULT, G. (1968) : Géologie de la Montagne de Brome. *Naturaliste Can.*, **95**, 1257-1276.