

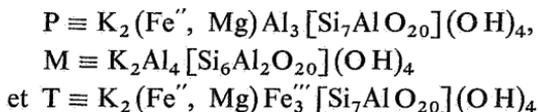
Contribution à l'étude des phengites,

par A. BEUGNIES, I. GODFRIAUX et F. ROBASZYNSKI,

Laboratoire de Géologie de la Faculté polytechnique de Mons.

RÉSUMÉ. — Ce travail représente la synthèse des propriétés connues des phengites. Il se base sur les données relatives à 80 échantillons différents de phengites dont une vingtaine sont étudiés pour la première fois. Chaque phengite est caractérisée par sa composition chimique, ses propriétés structurales (2M, 1M, 3T), la valeur de ses indices principaux de réfraction, sa biréfringence maximale Ng-Np, son angle d'axe 2V et, pour les échantillons spécialement étudiés par les auteurs, la biabsorbance $|\beta_g - \beta_p|$, les températures spécifiques d'analyse thermique différentielle et la susceptibilité magnétique.

Chaque phengite est représentée par un point dans un diagramme ternaire limité par les pôles

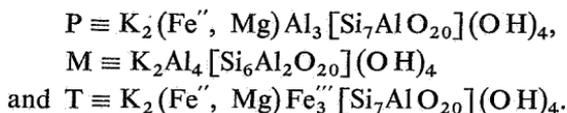


et sur lequel on a reporté les valeurs de Ng, de 2V et de $|\beta_g - \beta_p|$.

On obtient ainsi 3 diagrammes PMT qui permettent d'illustrer les relations existant entre la composition chimique d'une phengite et ses principales propriétés optiques. Par utilisation de ces diagrammes il est possible de préciser la composition chimique d'une phengite après avoir mesuré Ng, 2V et $|\beta_g - \beta_p|$.

ABSTRACT. — This work is a synthesis of properties of phengites known at the present time. It is based on published data about 60 samples and new data about 20 samples investigated by the authors. Every phengite is characterized by its chemical composition, structural properties (2M, 1M, 3T), principal refractive indices values, maximum birefringence Ng-Np, optic axial angle 2V and, for those samples specially studied by the authors, biabsorbance $|\beta_g - \beta_p|$ values, specific temperatures of differential thermal analysis and magnetic susceptibility.

Every phengite is plotted on a ternary diagram PMT limited by



Values of Ng, 2V and $|\beta_g - \beta_p|$ are also plotted on PMT triangles to illustrate correlations between the chemical composition of phengites and their optical properties. Using these diagrams, it is now possible to obtain some information on the chemical composition of a phengite from measurements of Ng, 2V and $|\beta_g - \beta_p|$.

INTRODUCTION.

En Thessalie septentrionale (Grèce) et plus particulièrement dans les Flambouron et le bas Olympe, affleurent largement des formations cristallophylliennes surmontées en concordance par une série mésozoïque et tertiaire plus ou moins complète et plus ou moins métamorphique.

Dans leur ensemble, toutes les roches qui constituent le soubassement d'une grande coulée sous-marine d'ophiolites (d'âge jurassique supérieur) témoignent de l'intervention d'un métamorphisme général suivi d'une action quartzo-feldspathisante.

Les paragenèses observées, épizonales ou mésozonales supérieures, sont fréquemment caractérisées par la présence d'un mica — de type muscovite — de teinte gris pâle ou vert pâle en plaque mince, un peu pléochroïque, à angle d'axe faible et dont la teneur en alumine est toujours moins élevée que celle d'une muscovite normale.

Les propriétés énoncées ci-dessus engagèrent l'un d'entre nous à désigner provisoirement ce mica sous le nom de « muscovite phengitique » (GODFRIAUX, I., 1967, p. 153).

L'étude pétrographique du matériel en provenance de Grèce avait encore permis de noter la diversité des muscovites phengitiques soulignée par le caractère variable de certaines grandeurs optiques, en particulier le pléochroïsme. Il apparaissait cependant possible de dégager une relation entre les propriétés des micas et le degré d'évolution métamorphique responsable des paragenèses minérales présentes dans les roches cristallophylliennes de Thessalie.

Malgré l'utilisation d'une méthode de mesure rapide et très précise de la biabsorbance, appliquée avec succès depuis quelques années au laboratoire de Géologie de la Faculté polytechnique de Mons (TOUBEAU, G., 1962), les recherches entreprises dans ce sens se sont heurtées en premier lieu à la difficulté née du caractère trop fragmentaire de nos connaissances concernant le domaine d'existence des micas en général et des micas phengitiques en particulier.

La présente étude a pour but précisément de combler cette lacune. Elle se fonde sur un grand nombre de données relatives à 80 échantillons différents. Notre contribution originale porte sur une vingtaine de micas blancs ou peu colorés provenant soit de Grèce (réunis par GODFRIAUX, I.), soit d'autres régions alpines [aimablement offerts par quelques collègues (1)].

(1) MM. R. MICHEL, A. MICHARD, P. VIALON et L. VAN DER PLAS. Que ces collègues et amis trouvent ici l'assurance de nos plus sincères remerciements.

Les mesures, analyses et propriétés des autres micas sont extraites de la littérature abondante consacrée principalement ou accessoirement aux phyllites micacées.

La somme des documents rassemblés pour la première fois dans une seule publication justifie, croyons-nous, la présente note et nous autorise à définir avec plus de précision les « muscovites phengitiques », préalable indispensable aux études pétrographiques que nous envisageons d'aborder ultérieurement.

HISTORIQUE.

Les muscovites phengitiques ou les phengites décrites par la plupart des auteurs possèdent un certain nombre de propriétés chimiques, structurales et optiques qui les distinguent à la fois des muscovites et des biotites.

Propriétés chimiques.

En 1891, C. SCHMIDT publie la première analyse chimique d'une phengite et propose la formule suivante : $H_4K_2(Fe, Mg)[Si_7Al_4O_{24}]$. Cette formule est admise ultérieurement par A. N. WINCHELL (1927 et 1949) pour désigner les phengites qu'il considère comme des cristaux mixtes de picrophengite $K_2MgAl_3[Si_7AlO_{20}](OH)_4$ et de ferriphengite $K_2Fe''Al_3[Si_7AlO_{20}](OH)_4$.

En 1960, K. KANEHIRA et S. BANNO utilisent, pour circonscrire le domaine des phengites, un diagramme quadripolaire ⁽¹⁾ limité par :

la muscovite	$K_2Al_4[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$;
la ferrimuscovite ...	$K_2Fe'''Al_3[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$;
la phengite	$K_2(Fe''Mg)Al_3[Si_7AlO_{20}](OH)_4$;
la ferriphengite ...	$K_2(Fe''MgFe''')Al_2[Si_7AlO_{20}](OH)_4$.

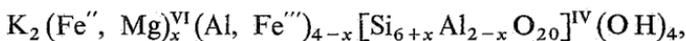
Un peu plus tard, W. G. ERNST (1964, p. 1659), dans un excellent travail consacré aux schistes à glaucophane de la presqu'île de Shikoku (Japon), désigne par ferrimuscovite, la phase de formule $K_2Fe'''_4[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4$ identique à la « Fe. muscovite » de H. S. YODER et H. P. EUGSTER.

⁽¹⁾ Un tel diagramme ne nous paraît pas théoriquement applicable puisque les coordonnées de référence sont soumises à une relation de dépendance rarement satisfaite. En outre K. KANEHIRA et S. BANNO créent une légère confusion (qu'ils justifient toutefois) en désignant par le terme ferriphengite une phase minérale différente de celle proposée par A. N. WINCHELL auparavant (1947).

Quoiqu'il en soit, les minéralogistes s'accordent à l'heure actuelle pour définir sous le nom de phengite, un mica presque incolore qui diffère chimiquement de la muscovite par :

- une proportion moins élevée d'atomes Al tétraédriques substitués aux atomes Si (le rapport $\frac{\text{Si}}{\text{Al}}$ est de $\frac{3}{1}$ dans la muscovite, il peut atteindre $\frac{7}{1}$ dans la phengite);
- une proportion plus élevée d'atomes Fe^{'''}, Fe^{''} et Mg substitués aux atomes Al octaédriques.

Ces caractères sont symbolisés dans la formule chimique suivante (extraite de W. A. DEER, R. A. HOWIE et J. ZUSSMANN, 1962, t. III, p. 216) :



avec $0 < x < 1$.

Propriétés structurales.

Les phengites sont des silicates en feuillets appartenant au groupe de la muscovite $\text{K}_2\text{Al}_4^{\text{VI}}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}]^{\text{IV}}(\text{OH})_4$.

Elles contiennent des atomes Al en site tétraédrique et des atomes Al en site octaédrique dans les doubles couches de tétraèdres $[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$. Les atomes K se situent entre les doubles couches.

Après les études fondamentales de Ch. MAUGUIN et L. PAULING en 1927 et 1930 sur la structure en feuillets des muscovites, M. W. JACKSON et J. WEST (1933) définissent deux types polymorphiques (2 M et 3 T). S. B. HENDRICKS et M. E. JEFFERSON (1939) par la méthode de WEISSENBERG constatent que tous les micas ne possèdent pas le même nombre de feuillets dans leur maille-unité; à côté des structures à 2 feuillets, il en existe d'autres où l'on compte 1, 3, 6,... 24 feuillets par maille-unité. Le polymorphisme des micas est alors expliqué par la disposition mutuelle des feuillets à l'intérieur de la maille obéissant elle-même à une symétrie monoclinique.

En 1953 et 1956, J. V. SMITH et H. S. YODER reprennent les travaux de S. B. HENDRICKS et M. E. JEFFERSON et donnent une explication théorique satisfaisante du polymorphisme des micas. Ils montrent l'existence de six façons simples et fondamentalement différentes de superposition des feuillets micacés pour aboutir à la symétrie monoclinique, orthorhombique ou rhomboédrique de la maille unité. Entre-temps, J. M. AXELROD et F. S. GRIMALDI (1949) obser-

vant une muscovite à faible angle des axes ($2V \simeq 0^\circ$) et à structure 3 T, tentent de généraliser la relation entre le type structural et l'angle $2V$.

E. W. HENRICH et A. A. LEVINSON (1955) après avoir étudié le polymorphisme des muscovites et des séricites riches en silice et pauvres en alumine concluent qu'un angle $2V$ modéré à fort (jusqu'à 45°) doit être mis en relation avec une structure 2 M tandis qu'un angle $2V$ faible (proche de 0°) résulte soit d'une structure 3 T (phengite ou alurgite), soit d'une structure 1 M (séricite ou mariposite).

En 1955 également, H. S. YODER et H. P. EUGSTER réalisent la synthèse de tous les types polymorphiques naturels des micas (1 M, 1 Md, 2 M et 3 T), ce dernier type n'ayant pu être fabriqué que dans un seul échantillon et en mélange avec un type 2 M.

Remarquant en outre que les transformations $1\text{ Md} \rightarrow 1\text{ M} \rightarrow 2\text{ M}$ se déclenchent toujours par une augmentation de la température et de la pression, H. S. YODER et H. P. EUGSTER pensent qu'une telle séquence peut s'effectuer naturellement au cours d'un métamorphisme progressif.

Récemment M^{lle} B. VELDE (1965) réussit la synthèse des micas phengitiques et glauconieux; après contrôle diffractométrique des produits finaux, cet auteur remarque que la céladonite $\text{K}(\text{MgFe}'')$ $[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ présente souvent une structure 1 M tandis que les phengites sont caractérisées par une structure 2 M, rarement une structure 3 T et parfois une structure 1 M d'ailleurs instable.

Propriétés optiques.

La réfringence et la biréfringence des phengites sont tout à fait comparables à celles des muscovites, seuls l'angle $2V$ et le pléochroïsme (très faible) permettent parfois de distinguer au microscope ces deux minéraux très voisins.

C'est l'angle des axes $2V$ qui a surtout retenu jusqu'ici l'attention des observateurs. Pour H. PH. ROOTHAAN (1919) l'angle $2V$ des phengites est toujours inférieur à 45° mais rarement voisin de 0° . W. K. NABHOLZ (1945) classe les phengites en deux groupes : le premier où les valeurs de $2V$ sont comprises entre 0° et 12° , le second où $2V$ est compris entre 30° et 40° , mais W. K. NABHOLZ n'observe jamais de phengite possédant un angle d'axe compris entre 15° et 25° . Les travaux de R. O. MULLER (1958) confirment les résultats de H. PH. ROOTHAAN puisque sur 600 mesures de l'angle $2V$ de diverses phengites, 40 seulement sont voisines de 0° , alors que la grande majorité se localise entre 32° et 40° .

TABLEAU I. — Nature et provenance des micas étudiés.

N°	Nature du mica	Provenance	Référence bibliographique	N 1
G. 2	Muscovite sodique dans un mica-schiste à glaucophane et riébeckite.	Thessalie (Grèce). Zone pélagonienne, à l'Est du village de Kastania.	GODFRIAUX, I., 1967, p. 170	Kone F 18
G. 3	Muscovite phengitique dans un mica-schiste à 2 micas.	Idem, route de Skotina à Morna.	IDEM, p. 162.	Kaso A 26
G. 5	Phengite dans un micaschiste albitique.	Idem, route de Kosani à Verria.	Idem, p. 162.	Kone E _{2b}
G. 6	Phengite dans un gneiss albitique.	Idem, route de Kastania à Lefkopetra.	IDEM, p. 169.	Kone E _{10₂}
G. 8	Phengite dans un cipolin (Trias?)	Idem, Mikri Pourbia.	IDEM, p. 155.	Kone C _{7_{2b}}
G. 12	Phengite dans un gneiss à microline.	Idem, Vermion.		Kone E ₅
G. 15	Phengite dans un gneiss albitique à 2 micas.	Idem, Kastania.		Kone E ₁
G. 23	Muscovite.			
G. 26	Muscovite phengitique dans un mica-schiste quartzitique.	Alpes, ensemble de Sampeyre.	VIALON, P., 1966, pp. 60-61.	1033

G. 27	Phengite dans un gneiss albitique.	Alpes, vallée du Ribordone.	MICHEL, R., 1953, p. 172.	136
G. 28	Muscovite phengitique dans un gneiss albitique.	Alpes, vallée d'Avérole.	MICHEL, R., 1953, p. 72.	43
G. 29	Interstratifié de phengite et de chlorite dans un micaschiste argenté.	Alpes, Montoso.	VIALON, P., 1966, p. 95.	P.V.Lu
G. 30	Muscovite phengitique dans un micaschiste d'âge permo-triassique.	Alpes, massif de Dora-Maira.	MICHARD, A.	14561
G. 31	Phengite dans un gneiss.	Suisse, Alpes, massif d'Adula.	V. DER PLAS, L., 1959, p. 484.	L.P. 923
G. 32	Phengite verte dans un marbre.	Idem, Ebene Runse, Heinisch Stafel.	IDEM, pp. 477 et 515.	S. 99
G. 32b	Phengite rouge dans un marbre.	Idem, analyse chimique, p. 475.	IDEM.	Idem
G. 33	Ferriphengite verte dans un micaschiste à albite.	Idem.	IDEM.	L.P. 36
G. 33b	Idem.	Idem.	IDEM.	Idem
G. 34	Muscovite.	Blue Mountain, Ontario.	HURLBUT, C. S. Jr., 1956, p. 892.	
G. 36	Muscovite phengitique légèrement ferrifère dans un schiste quartzitique détritique.	Alpes, San Damiano, Néopermien de Sampeyre.	CAILLERE, S. et MICHARD, A., 1962, p. 567.	S. 12

N 1 = Numéro de l'échantillon dans l'étude originale.

TABLEAU I (suite).

N ^o	Nature du mica	Provenance	Référence bibliographique	N 1
G. 37	Idem, dans un quartzite micacé.	Idem.	IDEM.	S. 59
G. 38	Phengite dans un gneiss albitique.	Alpes, vallée du Ribordone.	MICHEL, R., 1953, p. 172.	22
G. 40	Séricite dans un gneiss.	Albbruck-Dogern.	JAKOB, J., FRIEDLAENDER, C. et BRANDENBERGER, E., 1933, p. 74.	MAG-186
G. 43	Muscovite ferrifère dans un schiste à glaucophane (phengite et para- gonite d'après B. VELDE).	Ile de Groix (unité δ_1 de COGNE, J., 1960, p. 113).	VELDE, B., 1965, p. 250.	2
G. 44	Idem.	Idem.	IDEM.	3
G. 45	Idem.	Idem.	IDEM.	4
G. 46	Phengite dans un schiste.	Pointe de Surville (Bretagne) (unité δ_2 de COGNE, J.).	IDEM.	6
G. 47	Idem.	Idem.	IDEM.	7
G. 48	Idem.	Idem.	IDEM.	9
G. 49	Idem.	Idem.	IDEM.	10

G. 50	Phengite dans un schiste à glaucophane.	Baie de Locmaria.	IDEM.	Br Is
G. 51	Phengite dans un micaschiste albitique.	Hohen Tauern.	PRESINGER, A., 1956, p. 221.	
G. 52	Ferriphengite dans un schiste à aegyrine-jadéite.	Imori, Péninsule Kii, Higashibuta, Japon.	KANEHIRA, K. et BANNO, S., 1960, p. 654.	
G. 54	Mica blanc dans un metabasalte.	District de Kotu-Bizan, Japon.	ERNST, W. G., 1964, p. 163.	E ₄ M _s
G. 55	Ferriphengite dans un schiste siliceux.	idem.	MIYASHIRO, A., 1962, p. 234.	Tb1, n° 2
G. 56	Phengite légèrement ferrifère dans un schiste pélitique.	Idem.	ERNST, W. G., 1964, p. 1631.	E ₁₁ M _s
G. 57	Phengite dans un schiste à chlorite et glaucophane.	Idem.	IDEM, 1963, p. 1357.	8
G. 58	Phengite légèrement ferrifère dans un metabasalte.	Idem.	IWASAKI, M., 1963, pp. 1-90.	Tb23, n° 1
G. 60	Muscovite dans un filon d'une granodiorite.	Sultan basin, Snohomish County, Washington.	AXELROD, J. M. et GRIMALDI, F. S., 1949, p. 559.	
G. 65	Ferrimuscovite dans une arkose métamorphique.	Grandfather mountain, Caroline du Nord.	FOSTER, M. D., BRYANT, B. HATAWAY, J., 1960, p. 839.	

N 1 = Numéro de l'échantillon dans l'étude originale.

TABLEAU I (suite).

N°	Nature du mica	Provenance	Référence bibliographique	N 1
G. 70	Phengite.	Alpes, Vals.	NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. et WINTERHALTER, R. V., 1930.	
G. 74	Phengite dans un schiste à glaucophane.	District de Kotu, Japon.	ERNST, W. G., 1963, p. 1357.	4
G. 75	Phengite dans un schiste à glaucophane.	Péninsule de Tiburon, Californie.	IDEM.	6
G. 76	Phengite dans un schiste à glaucophane et piémontite.	District de Kotu, Japon.	IWASAKI, M., 1960, p. 556.	Tb3, n° 1
G. 78	Phengite dans un schiste à glaucophane et actinote.	Péninsule de Tiburon, Californie.	ERNST, W. G., 1963, p. 1357.	9
G. 79	Phengite dans un schiste à glaucophane et sadéite.	Glaucophane ridge, Californie.	IDEM.	10
G. 80	Phangite dans une éclogite à glaucophane.	Tâschtal.	BEARTH, P., 1959, p. 267.	BW 38
G. 81	Muscovite.	Dakota du Sud.	VOLK, G. W., 1939, p. 255.	1 M
G. 82	Idem.	Haywood, Caroline du Nord.	IDEM.	2 M

G. 83	Idem.	Phenocite Mine, Villa Rio, Bresil.	IDEM.	3 M
G. 84	Idem.	Branchville, Connecticut.	IDEM.	4 M
G. 85	Idem.	Hokomo, Colorado.	IDEM.	5 M
G. 86	Idem.	Brésil.	IDEM.	6 M
G. 87	Idem.	Big Ridge, mica mine, Hay- wood.	IDEM.	7 M
G. 88	Idem.	Mitchell County, Caroline du Nord.	IDEM.	8 M
G. 89	Idem.	Indes.	IDEM.	9 M
G. 90	Idem.	Crafton, New Hampshire.	IDEM.	10 M
G. 91	Idem.	Delaware County, Pennsylva- nie.	IDEM.	11 M
G. 92	Idem.	Mounville, New Jersey.	IDEM.	12 M
G. 93	Muscovite.	Duburn, Maine.	IDEM.	13 M

N 1 = Numéro de l'échantillon dans l'étude originale.

TABLEAU I (suite).

N°	Nature du mica	Provenance	Référence bibliographique	N 1
G. 94	Idem.	Haddam Neck, Connecticut.	VOLK, G. W., 1939, p. 255.	15 M
G. 95	Idem.	Australie centrale.	IDEM.	16 M
G. 96	Idem.	Bambe, Norvège.	IDEM.	17 M
G. 97	Idem.	Burke Falls, Ontario.	IDEM.	18 M
G. 98	Idem.	Dobrova, Corinthia.	IDEM.	19 M
G. 99	Idem.	Easton, Pennsylvanie.	IDEM.	21 M
G. 100	Idem.	Mitchell County, Caroline du Nord.	IDEM.	23 M
G. 101	Idem.	Keystone, Dakota du Sud.	IDEM.	24 M
G. 102	Idem.	Branchville, Connecticut.	IDEM.	25 M
G. 103	Muscovite jaune dans une pegmatite.	Otyimbojo (SW africain).	JAKOB, J., 1925, p. 443.	10

G. 104	Muscovite verdâtre dans une pegmatite.	SW africain.	IDEM.	12
G. 105	Muscovite vert pomme dans une pegmatite.	Val Melera, Moroblia-Tessin.	IDEM.	13
G. 106	Muscovite vert foncé dans une pegmatite.	Tessin.	IDEM.	14
G. 107	Muscovite brunâtre.	Val Somvix.	IDEM.	17
G. 108	Muscovite vert pâle dans une pegmatite.	Rossa, Val Calanca, Tessin.	IDEM.	18
G. 109	Muscovite jaune dans une pegmatite.	Val del Moleno.	IDEM.	11
G. 118	Muscovite riche en fer et en magnésium.	Oyahana (Japon).	MIYASHIRO, A., 1962, p. 234.	Tb2, n° 1
G. 119	Muscovite dans un schiste à grenat.	Bizan (Japon).	IWASAKI, M., 1963, p. 78.	Tb23, n° 3
G. 121	Muscovite dans un schiste à glaucophane.	Bizan (Japon).	IDEM.	Tb 23, n° 2
G. 122	Phengite dans un gneiss à chlorite et biotite.	Anlaufal, Autriche.	VELDE, B., 1967, p. 359.	An 33 th
G. 123	Phengite dans un gneiss à biotite.	Anlaufal, Autriche.	IDEM.	An 34 th

N 1 = Numéro de l'échantillon dans l'étude originale.

TABLEAU II. — Analyses chimiques pondérales.

N°	Pf.	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe O	Ti O ₂	Ca O	Mg O	Mn O	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Remarques
G. 2	5,86	46,34	36,16	1,75	0,54	0,32	0,55	0,79	0,00	3,36	3,85	99,52	+0,07 de P ₂ O ₅
G. 3	4,65	47,06	29,33	4,40	1,32	0,98	0,54	2,27	0,06	0,36	8,85	99,82	
G. 5	4,79	52,78	22,36	5,30	1,56	0,37	0,00	3,29	0,00	0,32	9,16	99,93	+0,02 de P ₂ O ₅
G. 6	3,76	52,93	24,39	3,40	2,48	0,68	3,08	2,38	0,08	0,49	7,20	100,87	
G. 8	6,22	45,66	27,13	1,42	2,03	0,54	0,00	3,15	0,00	0,50	5,63	92,28	
G. 12	4,45	51,27	26,01	2,87	2,22	0,40	1,31	1,65	0,00	0,88	8,28	99,34	+0,04 de P ₂ O ₅
G. 15	4,47	50,25	25,34	4,61	1,47	0,40	0,0	3,71	0,00	0,47	9,56	100,28	+0,03 de P ₂ O ₅
G. 23	7,29	45,02	33,70	1,52	1,13	0,54	0,00	0,69	0,00	0,65	9,27	99,81	
G. 26	4,45	50,02	26,89	5,06	0,72	0,26	0,00	2,13	0,00	0,20	11,16	100,89	+0,02 de P ₂ O ₅
G. 27	4,42	50,83	27,68	1,91	3,73	0,25	0,00	1,81	0,00	0,00	9,78	100,41	+0,03 de P ₂ O ₅
G. 28	7,62	46,36	30,11	1,86	2,59	0,24	0,00	2,36	0,00	0,21	6,63	97,98	

G. 29	5,65	52,90	27,05	0,90*	—	0,10	0,35	6,45	n.d.	0,70	5,90	100,45	*Fer total
G. 30	4,46	47,22	29,82	4,88	1,06	0,44	0,06	2,09	0,00	0,13	10,53	99,69	+0,03 de P ₂ O ₅
G. 31	4,10	50,96	27,36	3,35	2,77	0,37	1,12	0,36	0,00	0,27	10,09	100,75	+0,07 de P ₂ O ₅
G. 32	4,21	52,18	20,66	7,02	0,34	0,82	0,00	4,54	0,00	0,20	10,76	100,73	+0,10 de P ₂ O ₅
-G. 32b	2,74	50,50	20,57	6,95	—	0,76	0,26	5,68	0,82	tr.	10,95	99,23	+0,03 de P ₂ O ₅
G. 33	4,25	48,98	24,57	4,06	2,11	0,82	0,00	3,71	0,00	0,27	10,44	99,21	+0,03 de P ₂ O ₅
G. 33b	4,25	49,26	24,37	4,84	2,09	0,82	0,00	3,22	0,00	0,26	10,92	100,03	+0,07 de P ₂ O ₅
G. 34	4,67	45,87	38,69	—	—	—	—	0,10	—	0,64	10,08	100,05	+0,45 de P ₂ O ₅
G. 36	4,40	48,55	27,60	5,20	0,55	0,45	0,25	2,55	0,00	0,30	10,00	99,85	+0,63 de P ₂ O ₅
G. 37	4,70	49,40	26,50	5,60	0,55	0,65	0,30	2,60	0,00	0,20	9,70	100,21	+0,04 de P ₂ O ₅
G. 38	6,05	49,57	30,69	0,12	2,09	0,00	0,30	2,19	0,06	0,00	9,04	100,11	
G. 40	3,58	50,05	30,11	1,47	0,43	0,14	0,00	2,49	0,01	1,97	9,80	100,05	
G. 43	4,96	47,02	24,10	3,96	0,95	0,08	0,27	6,35	0,63	1,22	10,20	99,66	+0,30 de P ₂ O ₅
G. 44	4,61	48,30	29,60	3,82	0,77	0,08	0,06	2,82	0,03	1,01	9,63	100,73	

TABLEAU II (suite).

N°	Pf.	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe O	Ti O ₂	Ca O	Mg O	Mn O	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Remarques
G. 45	4,82	46,10	39,75	0,46	1,12	0,14	0,21	0,15	—	7,00	1,10	100,85	
G. 46	4,72	48,13	27,59	3,80	1,50	0,50	—	3,76	—	0,84	9,07	99,41	+0,30 de P ₂ O ₅
G. 47	5,39	47,42	28,06	4,45	1,36	0,73	—	2,85	0,03	0,74	8,76	99,79	+0,23 de P ₂ O ₅
G. 48	5,60	46,25	27,10	4,42	1,49	1,01	0,02	3,35	—	0,75	10,23	100,22	+0,26 de P ₂ O ₅
G. 49	2,53	49,51	29,02	4,30	1,38	—	—	3,27	0,02	0,69	10,03	100,67	
G. 50	4,74	49,70	27,90	3,80	0,91	0,25	—	2,88	0,06	0,97	9,65	100,87	
G. 51	4,44	49,61	23,41	0,64	0,72	0,70	n.d.	3,04	n.d.	n.d.	11,51	94,07	
G. 52	5,16	48,70	21,08	9,10	1,96	0,58	<0,10	2,87	0,33	0,37	9,85	100,10	
G. 54	4,54	51,43	22,90	3,82	2,60	1,11	1,61	2,75	0,05	1,01	8,02	99,84	L'éch. contient 2,9 % de quartz, 2,8 % d'épidote, 1,1 % d'amph. sodique.
G. 55	4,81	49,43	22,60	7,43	0,82	0,71	0,04	3,52	0,15	0,41	10,53	100,45	+0,03 de P ₂ O ₅

G. 56	5,06	50,48	25,92	1,14	3,47	0,31	0,53	2,66	0,07	0,59	9,04	99,85	+ 0,02 de P_2O_5 0,58 % de graphite en inclusions
G. 57	4,95	50,18	24,67	3,63	3,04	0,47	0,45	3,27	0,07	0,67	8,26	99,66	+ 0,06 de P_2O_5 4,1 % de Q et 4,3 % de chlorite
G. 58	4,42	49,92	24,38	3,30	2,01	1,70	0,10	3,64	0,05	0,59	9,87	99,98	
G. 60	4,48	46,77	34,75	0,71	0,77	0,21	0,13	0,92	0,00	0,47	10,61	99,88	+ 0,16 de F
G. 65	4,00	47,28	24,46	8,02	2,52	0,30	0,14	1,86	0,08	0,11	10,60	99,37	+ 0,14 de F
G. 70	3,88	50,64	25,25	2,97	1,01	0,72	0,00	4,15	0,02	1,41	9,80	99,85	
G. 74	5,48	51,08	20,40	4,07	2,75	0,76	3,08	4,05	0,06	1,16	7,08	100,16	+ 0,07 de constituants mineurs 3,2 % d'épidote
G. 75	4,74	50,60	25,19	2,06	0,76	0,51	0,07	5,54	tr.	0,93	9,36	99,74	+ 0,008 de Ba O + 0,06 de F
G. 76	5,03	48,30	25,36	4,42	0,20	0,20	0,10	3,96	0,38	0,50	9,26	97,86	+ 1,89 de Ba O + 0,02 de constituants mineurs
G. 78	4,38	50,45	25,77	0,99	1,60	0,12	0,29	5,02	0,05	0,56	10,11	99,37	+ 0,01 de $Li O_2$ + 0,32 de Ba O
G. 79	4,77	46,50	29,82	1,50	1,86	0,18	0,23	3,97	0,02	0,37	9,15	98,43	+ 0,22 de $Li O_2$ + 0,25 de Cr_2O_3 + 1,64 de Ba O

TABLEAU II (suite).

N°	Pf.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe O	Ti O ₂	Ca O	Mg O	Mn O	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Remarques
G. 80	4,67	45,25	31,54	1,28	1,21	0,36	0,98	3,48	n.d.	1,61	9,89	100,27	
G. 81	6,08	44,25	34,67	0,00	1,47	tr.	0,23	1,07	n.d.	0,54	10,74	99,05	
G. 82	5,53	44,80	34,50	0,64	0,65	0,73	0,00	2,40	n.d.	1,47	9,48	100,20	
G. 83	5,81	45,07	33,95	0,00	3,68	0,25	0,17	0,51	n.d.	1,26	9,98	100,68	
G. 84	6,88	42,96	34,24	0,00	3,39	0,09	0,09	0,63	n.d.	1,09	9,97	99,34	
G. 85	6,20	44,78	33,80	1,80	0,75	0,30	0,34	1,10	n.d.	1,58	9,29	99,94	
G. 86	6,61	43,97	35,58	0,45	0,96	0,35	0,00	1,82	n.d.	1,39	9,57	100,70	
G. 87	7,82	42,60	33,60	0,70	1,46	0,89	0,80	1,57	n.d.	1,59	9,28	100,31	
G. 88	9,73	42,90	33,21	0,00	1,45	0,58	0,00	1,37	n.d.	1,70	9,65	100,59	
G. 89	6,70	42,35	36,50	0,37	1,40	0,58	0,50	1,60	n.d.	1,30	9,70	101,00	
G. 90	5,10	44,25	36,98	0,01	1,40	0,22	0,31	1,50	n.d.	1,53	9,30	100,60	

G. 91	5,30	44,15	35,35	2,15	0,86	0,44	0,28	0,89	n.d.	1,01	10,20	100,63	
G. 92	6,74	43,50	35,41	0,84	0,89	0,00	0,31	0,80	n.d.	1,28	10,04	99,81	
G. 93	5,20	44,75	36,51	0,00	1,41	0,00	0,00	0,41	n.d.	0,82	10,30	99,40	
G. 94	5,92	44,65	36,63	0,00	0,85	0,00	0,20	0,61	n.d.	0,90	10,30	100,06	
G. 95	5,48	43,43	33,92	0,00	4,47	tr.	0,00	0,75	n.d.	0,54	10,90	99,49	
G. 96	5,56	44,68	34,98	0,00	1,04	0,39	0,00	0,60	n.d.	1,40	10,35	99,00	
G. 97	7,74	43,37	33,19	1,95	1,00	0,33	0,00	1,36	n.d.	1,03	10,17	100,14	
G. 98	6,02	44,77	33,26	1,82	1,34	0,18	0,26	1,21	n.d.	0,78	10,58	100,22	
G. 99	4,77	45,45	34,41	0,12	0,40	0,31	0,17	3,11	n.d.	1,40	10,44	100,58	
G. 100	6,27	45,10	33,22	2,75	1,21	0,25	0,00	0,94	n.d.	1,15	9,98	100,87	
G. 101	8,86	44,09	33,01	2,00	0,66	0,01	0,00	1,00	n.d.	0,95	10,30	100,97	
G. 102	7,53	44,15	34,96	0,00	1,32	0,11	0,14	1,00	n.d.	1,21	9,81	100,23	
G. 103	4,61	44,85	36,95	1,54	1,36	0,00	0,00	0,00	0,00	1,78	9,13	99,69	+0,57 de F
G. 104	3,80	45,09	34,32	3,31	1,43	0,20	0,00	0,06	0,07	3,77	8,10	100,15	

TABLEAU II (suite).

N°	Pf.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe O	Ti O ₂	Ca O	Mg O	Mn O	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Remarques
G. 105	5,56	45,16	33,69	4,44	0,50	0,25	0,00	0,08	0,00	1,04	9,37	100,09	
G. 106	3,20	45,26	32,77	3,85	0,65	1,20	0,00	0,74	0,04	1,93	10,42	100,05	
G. 107	3,34	46,16	35,63	1,60	1,63	0,24	0,00	0,51	0,00	1,14	9,74	99,99	
G. 108	3,90	50,79	26,53	2,94	1,34	1,10	0,00	2,80	0,05	1,01	9,71	100,17	
G. 109	3,74	45,56	35,78	1,92	0,51	0,47	0,00	0,94	0,11	1,07	10,03	100,13	
G. 118	4,71	48,91	26,30	5,61	0,89	0,36	—	3,22	0,18	0,58	9,31	100,07	
G. 119	4,81	49,23	22,60	7,43	0,82	0,71	0,04	3,52	0,15	0,41	10,53	100,25	+0,03 de P ₂ O ₅
G. 121	5,03	48,30	25,36	4,42	0,20	0,20	0,10	3,96	0,38	0,50	9,26	97,72	+0,02 de P ₂ O ₅ +0,13 de Ni O ₂ +1,89 de Ba O
G. 122	4,50	47,96	28,99	1,52	2,26	0,60	0,11	1,89	0,08	0,39	10,89	99,71	+0,45 de P ₂ P ₅
G. 123	4,54	46,99	28,66	1,44	2,29	2,30	tr.	1,43	0,10	0,48	11,06	99,92	+0,63 de P ₂ O ₅

Le pléochroïsme, signalé par plusieurs auteurs est généralement exprimé par une formule d'absorption de la forme $X < Y = Z$ complétée par les teintes principales : $X =$ incolore; $Y = Z =$ gris clair à vert clair.

En 1965, I. GODFRIAUX mesure la biabsorbance d'une phengite par la méthode dite « de l'analyseur tournant » (cf. § pléochroïsme), et obtient la valeur de $2,3 \text{ mm}^{-1}$ en lumière monochromatique jaune (550 m μ).

PROVENANCES ET PRÉPARATIONS DES ÉCHANTILLONS.

D'origines géographiques diverses (cf. tableau I), les phengites étudiées ont cristallisé dans les roches métamorphiques à l'exception des échantillons G. 54 et G. 55 (basaltes), G. 60 (filon) et G. 109 (muscovites colorées dans des pegmatites).

Les échantillons G. 2, G. 5, G. 8, G. 12 et G. 15 proviennent de Grèce, G. 26, G. 27, G. 28, G. 29, G. 30, G. 31, G. 32, G. 32a, G. 33 et G. 33a des Alpes françaises, italiennes et suisses. L'échantillon G. 23 est une muscovite typique de référence, probablement de Madagascar. Ce sont les seuls micas qui ont été étudiés par nos soins.

Avant d'être examinées, les lamelles de phengites sont extraites de la roche qui les contient par broyage et tamisage, suivis d'une série de séparations sélectives par passages successifs au séparateur magnétique Frantz Isodynamic. Lorsque les lamelles sont suffisamment grandes, l'extraction est effectuée par piquage manuel sur la roche broyée. Un lavage à l'eau distillée ou à l'HCl dilué débarrasse les paillettes triées des grains de la gangue qui pourraient y adhérer.

Chaque échantillon est réparti en quatre lots dont l'un est placé en réserve et classé. Les trois autres sont destinés respectivement à l'analyse chimique, à l'analyse structurale par rayons X et aux diverses observations microscopiques ou autres (analyse thermique différentielle, magnétisme, etc.).

COMPOSITION CHIMIQUE.

Les résultats de l'analyse chimique exprimés en pourcentages pondéraux des oxydes composants sont réunis dans le tableau II.

Ces derniers sont convertis en proportions ioniques des éléments métalliques correspondants sur la base de $\Sigma O = 22$. Les calculs sont conduits selon l'exemple appliqué ci-dessous (tableau IV) à l'échantillon G. 119 et les résultats sont groupés dans le tableau III (partie gauche).

TABLEAU III. — Analyse

N°	IV		VI						VIII et XII			H ₂ O
	Si	Al	Al	Ti	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Na	K	Ca	
G. 2	6,12	1,88	3,73	0,03	0,15	0,05	0,00	0,15	0,85	0,63	0,07	2,57
G. 3	6,34	1,66	2,98	0,09	0,43	0,14	0,01	0,45	0,08	1,52	0,07	2,08
G. 5	7,09	0,91	2,62	0,03	0,53	0,16	0,00	0,66	0,08	1,56	0,00	2,14
G. 6	6,94	1,06	2,70	0,06	0,33	0,26	0,01	0,46	0,11	1,19	0,43	1,63
G. 8	6,89	1,11	3,69	0,05	0,16	0,25	0,00	0,71	0,14	1,07	0,00	3,12
G. 12	6,87	1,13	2,97	0,04	0,27	0,25	0,00	0,33	0,22	1,41	0,18	1,98
G. 15	6,74	1,26	2,72	0,04	0,46	0,16	0,00	0,74	0,11	1,62	0,00	1,99
G. 23	6,18	1,82	3,62	0,05	0,15	0,12	0,00	0,14	0,16	1,61	0,00	3,33
G. 26	6,69	1,31	2,91	0,02	0,37	0,20	0,00	0,42	0,04	1,89	0,00	1,98
G. 27	6,79	1,21	3,14	0,02	0,18	0,41	0,00	0,36	0,00	1,66	0,00	1,96
G. 28	6,44	1,56	3,36	0,03	0,18	0,29	0,00	0,49	0,05	1,16	0,00	3,53
G. 29	6,92	1,08	3,08	0,01	0,00	0,00	0,00	1,26	0,17	0,97	0,04	2,46
G. 30	6,33	1,67	3,02	0,04	0,50	0,11	0,00	0,41	0,03	1,80	0,01	1,98
G. 31	6,79	1,21	3,08	0,03	0,32	0,30	0,00	0,07	0,06	1,71	0,16	1,81
G. 32	7,01	0,99	2,26	0,08	0,69	0,03	0,00	0,91	0,04	1,83	0,00	1,87
G. 32b	6,84	1,16	2,11	0,07	0,70	0,00	0,00	1,15	0,00	1,88	0,04	1,23
G. 33	6,69	1,31	2,62	0,08	0,40	0,23	0,00	0,75	0,06	1,82	0,00	1,93
G. 33b	6,70	1,30	2,58	0,08	0,48	0,23	0,00	0,65	0,06	1,89	0,00	1,92

chimiques reconstituées.

$m+p+t=1$			$m+p+f=1$			Propriétés optiques et diffractométriques						
m	p	t	m	p	f	Ng	Nm	Np	B	β	2 V	Rx
0,88	0,07	0,05	—	—	—	1,598	1,596	1,559	0,039	3,3	38	2 M
0,66	0,11	0,23	—	—	—	1,602	1,596	1,560	0,042	5,1	30	2 M+1 M
0,00	0,87	0,13	—	—	—	1,602	1,596	1,561	0,041	3,3	28	2 M+1 M
0,06	0,82	0,12	—	—	—	1,608	1,603	1,575	0,033	5,8	24	2 M+1 M
0,11	0,89	0,00	—	—	—	1,599	1,593	1,571	0,028	3,3	0	2 M+1 M
0,13	0,82	0,05	—	—	—	1,596	1,594	1,562	0,034	5,4	30	2 M+1 M
0,26	0,56	0,18	—	—	—	1,607	1,601	1,575	0,032	1,0	34	2 M
0,82	0,11	0,07	—	—	—	1,597	<1,596	1,558	0,039	0,0	46	2 M
0,31	0,56	0,13	—	—	—	1,593	—	1,550	0,043	6,1	4	2 M+1 M
0,21	0,77	0,02	—	—	—	1,596	—	1,559	0,037	5,4	0	3 T
0,56	0,37	0,07	—	—	—	1,586	1,584	1,559	0,027	4,0	16	2 M
0,08	0,90	0,02	—	—	—	1,603	1,601	1,576	0,027	0,0	12	?
0,67	0,11	0,22	—	—	—	1,610	1,609	1,570	0,04	2,6	30	2 M+1 M
0,21	0,75	0,04	—	—	—	1,604	—	1,569	0,035	5,8	10 à 37	2 M
0,00	0,75	0,25	—	—	—	1,609	1,607	1,580	0,029	6,3	30	2 M+1 M
0,16	0,49	0,35	—	—	—	1,619	1,617	1,569	0,050	15,5	32	2 M+1 M
0,31	0,46	0,23	—	—	—	1,602	1,598	1,564	0,038	9,5	29	2 M
0,30	0,46	0,24	—	—	—	1,606	1,602	1,568	0,038	12,5	31	2 M

TABLEAU III

N ^o	IV		VI						VIII et XII			H ₂ O
	Si	Al	Al	Ti	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Na	K	Ca	
G. 34	6,03	1,97	4,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,17	1,69	0,00	2,04
G. 36	6,54	1,46	2,91	0,04	0,51	0,05	0,00	0,50	0,06	1,71	0,03	1,97
G. 37	6,63	1,37	2,80	0,06	0,56	0,05	0,00	0,52	0,04	1,66	0,04	2,10
G. 38	6,62	1,38	3,44	0,00	0,02	0,23	0,01	0,43	0,00	1,53	0,04	2,69
G. 40	6,59	1,41	3,25	0,01	0,14	0,03	0,00	0,48	0,48	1,63	0,00	1,56
G. 43	6,47	1,53	2,37	0,00	0,39	0,10	0,06	1,31	0,31	1,78	0,04	2,27
G. 44	6,44	1,56	3,08	0,00	0,36	0,08	0,00	0,56	0,25	1,63	0,00	2,04
G. 45	5,90	2,10	4,12	0,00	0,03	0,11	0,00	0,02	1,73	0,16	0,02	2,05
G. 46	6,52	1,48	2,91	0,00	0,37	0,16	0,00	0,76	0,21	1,56	0,00	2,13
G. 47	6,44	1,56	2,92	0,07	0,44	0,14	0,00	0,57	0,19	1,51	0,00	2,43
G. 48	6,36	1,64	2,73	0,10	0,44	0,16	0,00	0,68	0,20	1,78	0,00	2,57
G. 49	6,48	1,52	2,95	0,00	0,40	0,14	0,00	0,63	0,17	1,66	0,00	1,1
G. 50	6,62	1,38	2,98	0,02	0,36	0,09	0,00	0,57	0,23	1,63	0,80	2,1
G. 51	7,05	0,95	2,96	0,07	0,07	0,08	0,00	0,63	0,00	2,08	0,00	2,1
G. 52	6,77	1,23	2,21	0,05	0,93	0,23	0,03	0,59	0,08	1,730	0,01	2,26
G. 54	6,92	1,08	2,55	0,11	0,38	0,29	0,00	0,54	0,25	1,37	0,22	2,03
G. 55	6,74	1,26	2,36	0,07	0,75	0,09	0,01	0,72	0,10	1,83	0,00	2,18
G. 56	6,85	1,15	2,98	0,03	0,11	0,39	0,00	0,52	0,14	1,56	0,07	2,29

(suite).

$m+p+t=1$			$m+p+f=1$			Propriétés optiques et diffractométriques						
m	p	t	m	p	f	Ng	Nm	Np	B	β	2 V	Rx
1,00	0,00	0,00	—	—	—	1,599	1,593	1,559	0,040	—	45	2 M
0,46	0,36	0,18	—	—	—	1,592	—	1,550	0,042	—	20 à 40	2 M
0,37	0,44	0,19	—	—	—	1,590	—	1,550	0,040	—	0	3 T?
0,38	0,62	0,00	—	—	—	1,590	—	1,550	0,040	—	3 à 20	3 T?
0,41	0,55	0,05	—	—	—	1,578	—	1,560	0,018	—	0 à 18	3 T?
0,53	0,08	0,39	—	—	—	1,602	1,598	1,562	0,040	—	36	2 M
0,56	0,29	0,15	—	—	—	1,608	1,606	1,566	0,042	—	36	2 M
1,00	—	—	—	—	—	1,602	1,599	1,577	0,025	—	40	2 M
0,48	0,33	0,19	—	—	—	1,605	1,599	1,559	0,046	—	38	2 M
0,56	0,23	0,21	—	—	—	1,603	1,600	1,567	0,036	—	36	2 M
0,60	0,28	0,167	—	—	—	1,608	1,603	1,567	0,041	—	37	2 M
0,52	0,31	0,17	—	—	—	1,603	1,601	1,559	0,044	—	37	2 M
0,38	0,49	0,13	—	—	—	1,603	—	1,574	0,029	—	38	2 M
0,00	0,98	0,02	—	—	—	1,605	1,603	1,564	0,041	—	28	—
0,23	0,43	0,34	—	—	—	1,626	1,624	1,583	0,043	—	34	—
0,08	0,74	0,18	—	—	—	1,610	1,606	1,569	0,041	—	30	2 M
0,26	0,44	0,30	—	—	—	1,618	1,613	1,575	0,043	—	33	2 M
0,15	0,79	0,06	—	—	—	1,601	1,596	1,562	0,039	—	30	2 M

TABLEAU III

N°	IV		VI						VIII et XII			H ₂ O
	Si	Al	Al	Ti	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Na	K	Ca	
G. 57	6,79	1,21	2,72	0,04	0,35	0,34	0,00	0,66	0,16	1,41	0,06	2,23
G. 58	6,73	1,27	2,60	0,17	0,32	0,22	0,00	0,73	0,14	1,70	0,00	1,98
G. 60	6,22	1,78	3,46	0,02	0,08	0,08	0,00	0,18	0,12	1,80	0,02	2,01
G. 65	6,48	1,52	2,43	0,00	0,82	0,28	0,00	0,38	0,02	1,84	0,20	1,83
G. 70	6,76	1,24	2,72	0,07	0,29	0,11	0,00	0,82	0,35	1,65	0,00	1,72
G. 74	6,96	1,04	2,23	0,10	0,40	0,32	0,00	0,82	0,30	1,22	0,45	2,48
G. 75	6,77	1,23	2,73	0,04	0,19	0,08	0,00	1,11	0,24	1,60	0,00	2,11
G. 76	6,69	1,31	2,78	0,02	0,44	0,01	0,04	0,82	0,13	1,62	0,00	2,31
G. 78	6,83	1,17	2,63	0,01	0,09	0,01	0,00	1,06	0,14	1,74	0,04	1,97
G. 79	6,34	1,66	3,12	0,01	0,14	0,21	0,00	0,81	0,08	1,58	0,03	2,17
G. 80	6,10	1,90	3,10	0,03	0,12	0,13	0,00	0,70	0,42	1,70	0,13	2,10
G. 81	6,08	1,92	3,68	0,00	0,00	0,16	0,00	0,21	0,13	1,88	0,03	2,78
G. 82	6,01	1,99	3,46	0,07	0,06	0,07	0,00	0,04	0,37	1,61	0,00	2,47
G. 83	6,12	1,88	3,53	0,02	0,00	0,41	0,00	0,09	0,32	1,72	0,02	2,62
G. 84	6,00	2,00	3,61	0,01	0,00	0,39	0,00	0,12	0,21	1,77	0,01	3,20
G. 85	6,10	1,90	3,51	0,02	0,17	0,08	0,00	0,22	0,40	1,60	0,05	2,81
G. 86	5,95	2,05	3,76	0,03	0,05	0,10	0,00	0,36	0,36	1,64	0,00	2,98
G. 87	5,92	2,08	3,41	0,09	0,06	0,16	0,00	0,32	0,41	1,65	0,11	3,62

(suite).

$m+p+t=1$			$m+p+f=1$			Propriétés optiques et diffractométriques						
m	p	t	m	p	f	Ng	Nm	Np	B	β	2 V	Rx
0,21	0,62	0,17	—	—	—	1,610	1,607	1,571	0,039	—	28	2 M
0,27	0,50	0,23	—	—	—	—	1,608	—	—	—	38	2 M
0,78	0,11	0,11	—	—	—	1,590	1,589	1,555	0,035	—	15	3 T
0,52	0,12	0,36	—	—	—	1,623	1,619	1,580	0,043	—	35	2 M
0,24	0,59	0,17	—	—	—	1,600	—	—	—	—	3 à 30	—
0,04	0,69	0,31	—	—	—	1,611	1,609	1,573	0,038	—	31	2 M
0,23	0,60	0,17	—	—	—	1,601	1,599	1,564	0,037	—	31	2 M
0,31	0,51	0,18	—	—	—	1,608	—	—	—	—	36	2 M
0,17	0,68	0,15	—	—	—	1,601	1,600	1,563	0,038	—	33	2 M
0,66	0,18	0,18	—	—	—	1,594	1,590	1,563	0,031	—	33	2 M
—	—	—	0,70	0,10	0,20	—	1,594	—	0,038	—	40	2 M
0,92	0,00	0,08	—	—	—	1,594	1,589	1,560	0,034	—	44	—
—	—	—	0,86	0,01	0,13	1,603	1,599	1,567	0,036	—	38	—
0,88	0,00	0,12	—	—	—	1,598	1,594	1,563	0,035	—	39	—
—	—	—	0,90	0,00	0,10	1,601	1,595	1,565	0,036	—	42,5	—
—	—	—	0,80	0,10	0,10	1,606	1,601	1,559	0,047	—	40	—
—	—	—	0,90	0,00	0,10	1,603	1,598	1,554	0,049	—	41	—
—	—	—	0,85	0,00	0,15	1,604	1,599	1,562	0,042	—	37	—

TABLEAU III

N°	IV		VI						VIII et XII			H ₂ O
	Si	Al	Al	Ti	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Na	K	Ca	
G. 88	6,04	1,96	3,53	0,06	0,00	0,17	0,00	0,29	0,45	1,72	0,00	4,56
G. 89	5,75	2,25	3,59	0,06	0,03	0,16	0,00	0,32	0,32	1,68	0,07	3,04
G. 90	5,89	2,11	3,68	0,02	0,00	0,15	0,00	0,30	0,40	1,58	0,04	2,26
G. 91	6,03	1,97	3,70	0,04	0,21	0,10	0,00	0,18	0,26	1,78	0,04	2,41
G. 92	5,97	2,03	3,68	0,00	0,08	0,10	0,00	0,16	0,34	1,76	0,04	3,08
G. 93	6,03	1,97	3,82	0,00	0,00	0,16	0,00	0,08	0,21	1,78	0,00	2,34
G. 94	6,02	1,98	3,82	0,00	0,00	0,10	0,80	0,12	0,23	1,78	0,03	2,34
G. 95	6,01	1,99	3,53	0,00	0,00	0,51	0,00	0,16	0,14	1,92	0,00	2,52
G. 96	6,09	1,91	3,70	0,04	0,00	0,12	0,00	0,12	0,37	1,80	0,00	2,53
G. 97	6,03	1,97	3,46	0,03	0,20	0,11	0,00	0,28	0,27	1,80	0,00	3,58
G. 98	6,11	1,89	3,45	0,01	0,18	0,15	0,00	0,25	0,20	1,84	0,03	2,74
G. 99	6,05	1,95	3,45	0,03	0,00	0,04	0,00	0,62	0,36	1,77	0,02	2,11
G. 100	6,12	1,88	3,42	0,02	0,27	0,14	0,00	0,19	0,30	0,72	0,00	2,83
G. 101	6,12	1,88	3,52	0,00	0,21	0,07	0,00	0,21	0,25	1,83	0,00	4,10
G. 102	6,07	1,93	3,72	0,00	0,00	0,15	0,00	0,20	0,32	1,73	0,02	3,44
G. 103	5,97	2,03	3,76	0,00	0,14	0,14	0,00	0,00	0,44	1,55	0,00	2,04
G. 104	6,02	1,98	3,40	0,02	0,32	0,16	0,00	0,01	0,92	1,37	0,00	2,34
G. 105	6,11	1,89	3,47	0,02	0,44	0,05	0,00	0,01	0,13	1,61	0,00	2,51

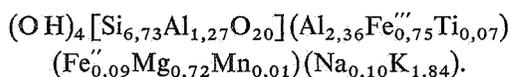
uite).

$m+p+t=1$			$m+p+f=1$			Propriétés optiques et diffractométriques						
m	p	t	m	p	f	Ng	Nm	Np	B	β	2 V	Rx
—	—	—	0,85	0,04	0,11	1,598	1,594	1,556	0,042	—	39	—
—	—	—	0,90	0,00	0,10	1,595	1,590	1,546	0,049	—	39,8	—
—	—	—	0,92	0,00	0,08	1,598	1,592	1,551	0,047	—	41,8	—
—	—	—	0,90	0,03	0,07	1,611	1,606	1,559	0,052	—	37,5	—
—	—	—	0,92	0,00	0,08	1,602	1,597	1,557	0,045	—	43	—
—	—	—	0,93	0,03	0,04	1,591	1,585	1,557	0,034	—	45	—
—	—	—	0,94	0,02	0,04	1,593	1,588	1,559	0,034	—	45	—
—	—	—	0,87	0,01	0,12	1,602	1,597	1,562	0,040	—	41	—
0,91	0,03	0,06	—	—	—	1,598	1,594	1,574	0,024	—	44,3	—
—	—	—	0,84	0,03	0,13	1,610	1,604	1,567	0,043	—	41	—
—	—	—	0,78	0,11	0,11	1,609	1,604	1,571	0,038	—	43	—
—	—	—	0,82	0,05	0,13	1,594	1,590	1,551	0,043	—	38	—
—	—	—	0,76	0,12	0,12	1,611	1,605	1,565	0,046	—	37,5	—
0,88	0,00	0,12	—	—	—	1,611	1,605	1,567	0,044	—	38	—
0,93	0,00	0,07	—	—	—	1,597	1,591	1,560	0,037	—	43	—
—	—	—	0,94	0,00	0,06	1,590	1,584	1,553	0,037	—	46,2	—
—	—	—	0,83	0,02	0,15	1,598	1,593	1,560	0,038	—	41,44	—
—	—	—	0,11	0,79	0,10	1,599	1,594	1,557	0,042	—	40,30	—

N°	IV		VI						VIII et XII			H ₂ O
	Si	Al	Al	Ti	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mn	Mg	Na	K	Ca	
G. 106	6,05	1,95	3,20	0,12	0,38	0,07	0,00	0,15	0,50	1,76	0,00	1,43
G. 107	6,09	1,91	3,61	0,02	0,15	0,18	0,00	0,10	0,28	1,63	0,00	1,46
G. 108	6,74	1,26	2,88	0,10	0,28	0,14	0,00	0,55	0,25	1,64	0,00	1,72
G. 109	6,02	1,98	3,57	0,04	0,19	0,05	0,01	0,18	0,27	1,68	0,00	1,64
G. 118	6,67	1,33	2,89	0,03	0,57	0,10	0,02	0,36	0,15	1,62	0,00	2,13
G. 119	6,73	1,27	2,36	0,07	0,75	0,09	0,01	0,72	0,10	1,84	0,00	2,19
G. 121	6,67	1,33	2,77	0,02	0,45	0,02	0,04	0,82	0,13	1,62	0,00	2,31
G. 122	6,52	1,48	3,16	0,06	0,16	0,26	—	0,38	0,10	1,88	0,02	2,04
G. 123	6,40	1,60	3,02	0,24	0,14	0,26	0,02	0,30	0,12	1,92	—	2,06

Pour établir la formule structurale, les conventions ci-après ont été adoptées : $Si + Al^{IV} = 8$; $Al^{VI} = Al - Al^{IV}$ (soit $Al^{IV} = 8 - 6.73 = 1.27$ et $Al^{VI} = 3.63 - 1.27 = 2.36$ dans l'exemple traité).

On obtient ainsi la formule structurale suivante :



Pour satisfaire à la formule de la phengite proposée par W. A. DEER, R. A. HOWIE et J. ZUSSMANN, les conditions suivantes doivent encore être vérifiées :

$(Al^{VI} + Fe''' + Ti) + (Fe'' + Mg + Mn) = 4$ et $Na + K + Ca = 2$
(soit pour l'échantillon G. 119 : $\Sigma Al^{VI} + \Sigma Fe'' = 4$ et $\Sigma Na = 1.92$).

Généralement ces deux conditions ne sont pas remplies; nous avons donc renoncé à définir chimiquement les phengites par la formule de W. A. DEER, R. A. HOWIE et J. ZUSSMANN.

suite).

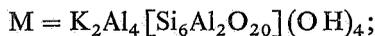
$m+p+t=1$			$m+p+f=1$			Propriétés optiques et diffractométriques						
m	p	t	m	p	f	Ng	Nm	Np	B	β	2 V	Rx
—	—	—	0,05	0,76	0,19	1,598	1,594	1,557	0,041	—	36,10	—
—	—	—	0,83	0,09	0,08	1,603	1,597	1,556	0,047	—	42	—
0,26	0,61	0,13	—	—	—	1,602	1,599	1,556	0,046	—	29,20	—
—	—	—	0,88	0,02	0,10	1,599	1,592	1,544	0,055	—	41,24	—
0,33	0,52	0,15	—	—	—	1,608	1,606	—	—	—	34,5	—
—	—	—	0,04	0,73	0,23	—	1,610	—	—	—	33	—
0,33	0,48	0,19	—	—	—	—	1,607	—	—	—	37	—
0,48	0,41	0,11	—	—	—	1,604	1,599	1,561	0,043	—	34	—
0,60	0,21	0,19	—	—	—	1,600	1,595	1,567	0,033	—	35	—

Pour pallier cet inconvénient, nous avons adopté un mode de représentation graphique à l'intérieur d'un domaine multipolaire. Après de nombreux essais, un double domaine ternaire défini par 4 pôles a été choisi :

— un pôle F ou muscovite ferrifère (Fe. muscovite) définie par H. S. YODER et H. P. EUGSTER (1955)



— un pôle M ou muscovite de formule classique



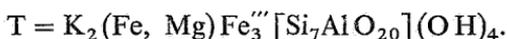
— un pôle P ou phengite théorique telle qu'elle est définie par A. N. WINCHELL (1949)



TABLEAU IV. — Établissement de la formule structurale.

Éch. G. 119	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Ti O ₂	Fe O	Mg O	Mn O	Ca O	Na ₂ O	K ₂ O	
% pondéraux	49,23	22,60	7,43	0,71	0,82	3,52	0,15	0,04	0,41	10,53	96,58
Poids moléculaires	60	102	160	80	72	40	71	56	62	94	—
Proportions moléculaires	8,34	2,22	0,46	0,09	0,11	0,88	0,02	0	0,07	1,12	—
Proportions ioniques	8,34	4,44	0,92	0,09	0,11	0,88	0,02	0	0,14	2,24	—
Proportions en ions oxygène	16,68	6,66	1,38	0,18	0,11	0,88	0,02	0	0,07	1,12	27,10
Proportions réduites d'ions métalliques	6,73	3,63	0,75	0,07	0,09	0,72	0,01	0	0,10	1,84	22

— un pôle T ou phengite ferrifère que nous définissons par la formule



Chaque phengite est représentée par un point à l'intérieur de l'un des domaines (PMF) ou (PMT) à l'exclusion de l'autre. Les coordonnées P, M, F ou P, M, T sont calculées à partir des données de la composition chimique structurale (tableau III) de façon à épuiser tous les atomes Al disponibles. Pour chacun des domaines envisagés les relations suivantes ont été établies :

$$(PMF). \quad P = 2 - (Al^{IV}); \quad M = 1/4(Al^{VI} - 3P); \quad F + M + P = 1;$$

$$(PMT). \quad M = (Al^{IV} - 1); \quad P = 1/3(Al^{VI} - 4M); \quad T + M + P = 1.$$

Dans l'exemple (G. 119) les valeurs obtenues sont :

$$(PMF). \quad P = 0,73; \quad M = 0,04; \quad F = 0,23;$$

$$(PMT). \quad P = 0,36; \quad M = 0,27; \quad T = 0,37.$$

Le domaine (PMF) ou (PMT) choisi doit avant tout assurer la meilleure approximation en ce qui concerne la saturation des N ions octaédriques résiduels

$$N = (Fe''' + Ti) + (Fe'' + Mg + Mn).$$

Les conditions de saturation à satisfaire sont les suivantes :

$$N(PMF) = (Fe''' + Ti) + (Fe'' + Mg + Mn) = 4F + P;$$

$$N(PMT) = (Fe''' + Ti) + (Fe'' + Mg + Mn) = 4T + P.$$

Dans l'exemple G. 119 où $N = 1,64$ on a :

$$N(PMF) = 4F + P = 1,65;$$

$$N(PMT) = 4T + P = 1,84.$$

En comparant chacune des valeurs à celle calculée pour N, on se rend compte que la phengite G. 119 est représentée avec une meilleure approximation dans le domaine (PMF).

Le choix est encore imposé par l'existence d'une coordonnée négative dans l'un ou l'autre des systèmes de représentation.

Par exemple, la phengite G. 32 b a pour coordonnées

$$(PMF) : P = 0,82; \quad M = -0,36; \quad F = 0,54;$$

$$(PMT) : P = 0,52; \quad M = 0,18; \quad T = 0,30.$$

En pareil cas, le domaine (PMT) s'impose.

Par contre, le choix d'un système de coordonnées reste arbitraire lorsque la condition de saturation est satisfaite à égalité dans l'un ou l'autre système. Par exemple, pour la phengite G. 15 où $N = 1,40$, la condition de saturation donne :

$$N(\text{PMF}) = 4F + P = 1,30;$$

$$N(\text{PMT}) = 4T + P = 1,28.$$

Nous avons alors convenu d'adopter le domaine (PMT) comme système coordonné.

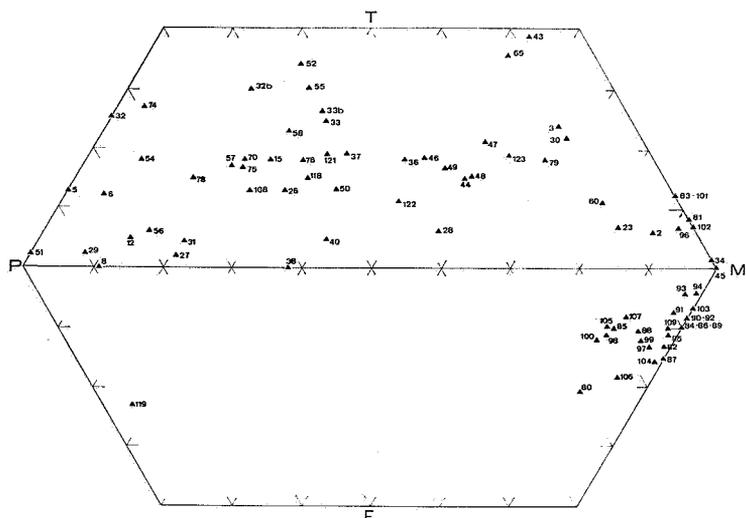


FIG. 1. — Répartition des échantillons étudiés dans les deux domaines (PMT) et (PMF).

En conclusion, les divers échantillons étudiés se répartissent comme suit (fig. 1) :

obligatoirement dans le domaine (PMF), 80, 82, 84 à 95, 97 à 100, 103 à 107, 109 et 119;

obligatoirement dans le domaine (PMT), 5, 6, 29, 30, 32, 32 b, 43, 44, 49, 52, 54, 74, 78 et 79;

arbitrairement dans le domaine (PMT), 2, 3, 8, 12, 15, 23, 26, 27, 28, 31, 33, 33 b, 34, 36, 37, 38, 40, 45, 46, 47, 48, 50, 51, 55, 56, 57, 58, 60, 65, 70, 75, 76, 81, 83, 96, 101, 102, 108, 118, 121, 122 et 123.

PROPRIÉTÉS STRUCTURALES.**Méthodes et appareillage.**

Les propriétés structurales sont mises en évidence par diffractométrie X. L'appareil utilisé est un Siemens Kristalloflex 4 (tube générateur : 25 KV, 16 mA; goniomètre : fente d'entrée de 1,2 mm, fente de sortie de 0,3 mm, vitesse de rotation de $0^{\circ}52 \theta/\text{mn}$; enregistrement : sensibilité de 10^4 c/mn à fond d'échelle et 2 % d'erreur statistique; anticathode de Cobalt, filtre Fe).

Chaque échantillon purifié est broyé puis tamisé à 50 μ . Quelques gouttes de silicate de soude (à 100 g/l) sont ajoutées afin de réduire les orientations préférentielles des phyllites micacées. Après séchage à 40° et un ultime mais léger broyage, la poudre est disposée dans la cavité d'une plaque porte-échantillon. On presse enfin à l'aide d'une lame de verre pour obtenir une surface plane.

La distinction entre les différents micas d'abord puis entre les différents types structuraux de la muscovite ensuite s'établit par l'observation de la position angulaire et de l'intensité des raies dans un domaine situé entre 4,70 Å et 2.10 Å (H. S. YODER et H. P. EUGSTER, 1955; E. W. HEINRICH et A. A. LEVINSON, 1955; J. M. AXELROD et F. S. GRIMALDI, 1949).

Résultats.

Trois types polymorphiques ont pu être distingués, soit purs, soit en mélange :

le type 2 M (fig. 2 et 3) caractérisé par la présence de raies nombreuses et notamment celles à 4,30-4,11-3,73-3,48-3,19-2,98-2,78 et 2,14 Å;

le type 1 M présentant des raies caractéristiques à 3,66-3,07 et 2,68 Å qui permettent de le distinguer du type 2 M (fig. 2 et 3);

le type 3 T ne montrant que peu de raies dont les seules bien évidentes et assez larges se situent à 3,11-2,88 et 2,49 Å (fig. 3).

La majorité des phengites étudiées présentent une structure fondamentale 2 M assez souvent associée à une structure 1 M en faible proportion. Un seul échantillon (G. 27) montre une structure 3 T.

Dans les données structurales publiées par d'autres observateurs, il est possible que seul le type fondamental 2M ait été reconnu, le type accessoire 1M étant susceptible d'avoir échappé à l'identi-

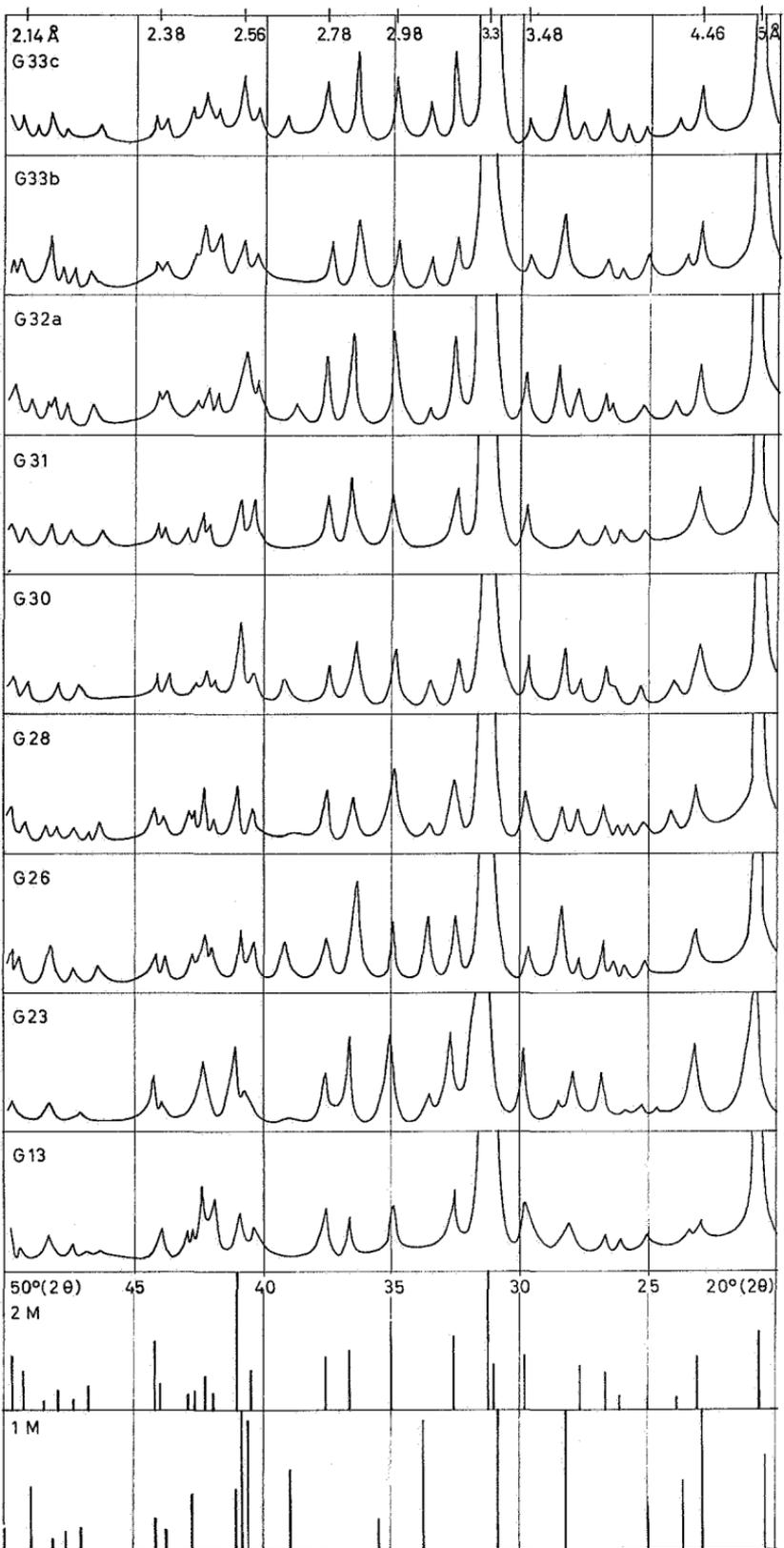


FIG. 2. — Diagrammes de diffraction X.

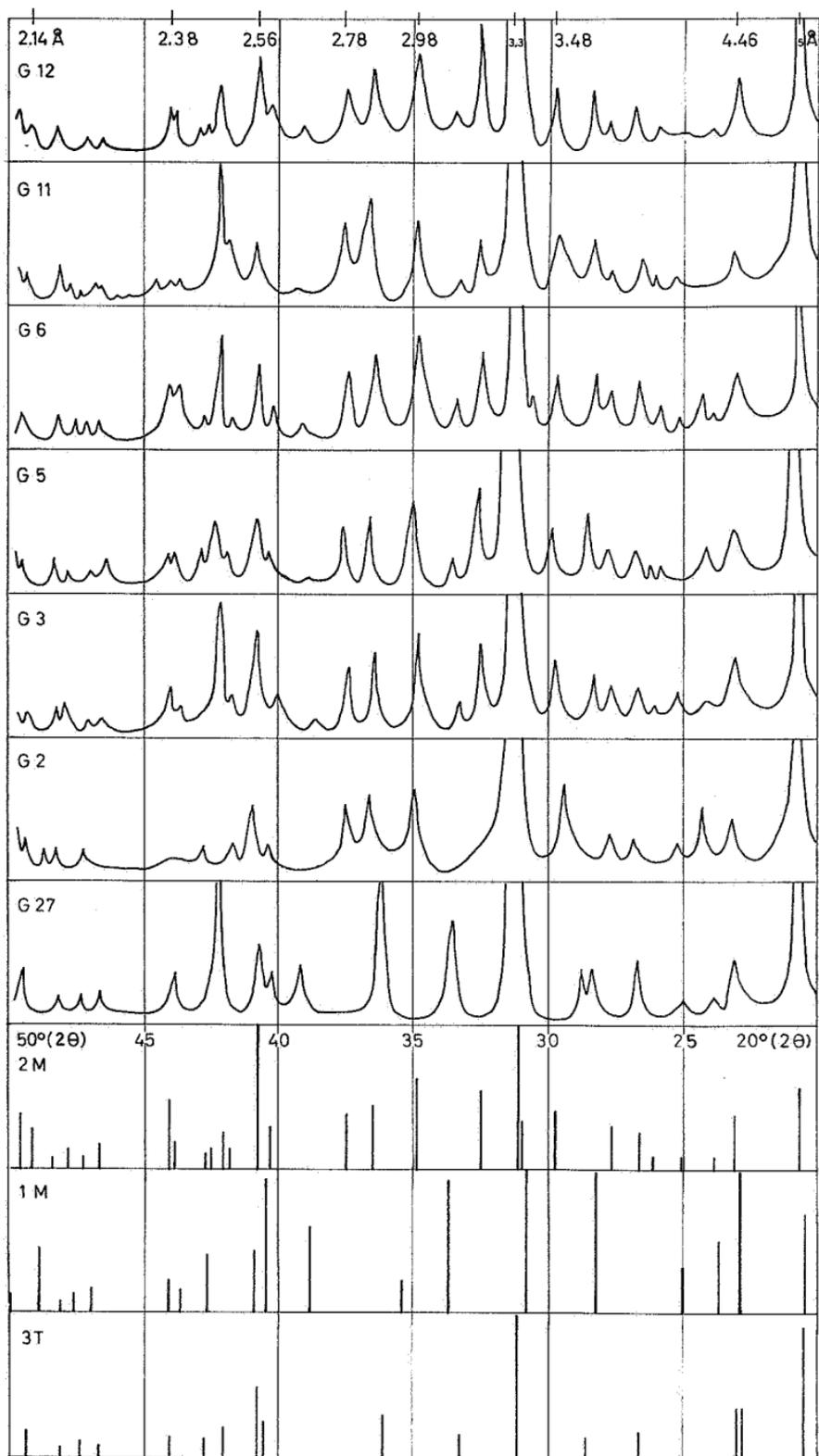


FIG. 3. — Diagrammes de diffraction X.

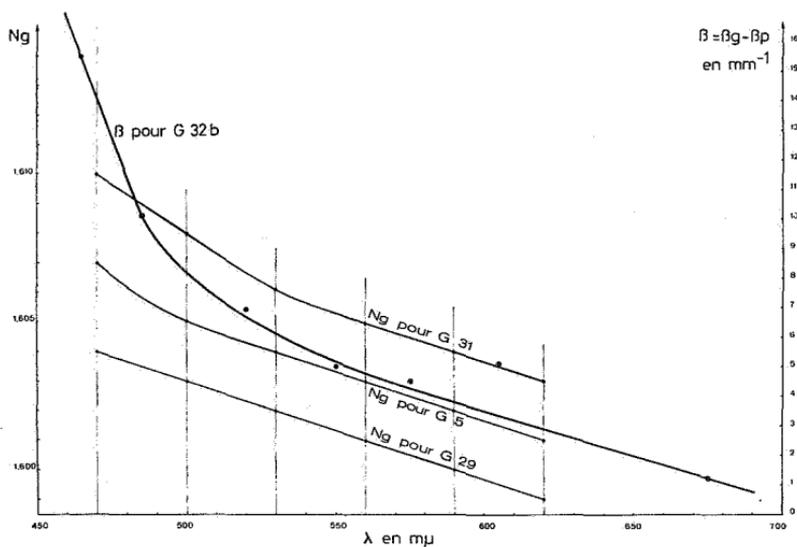


FIG. 4. — Courbes $N_g = f(\lambda)$ et $(\beta_g - \beta_p) = f(\lambda)$ pour quelques phengites.

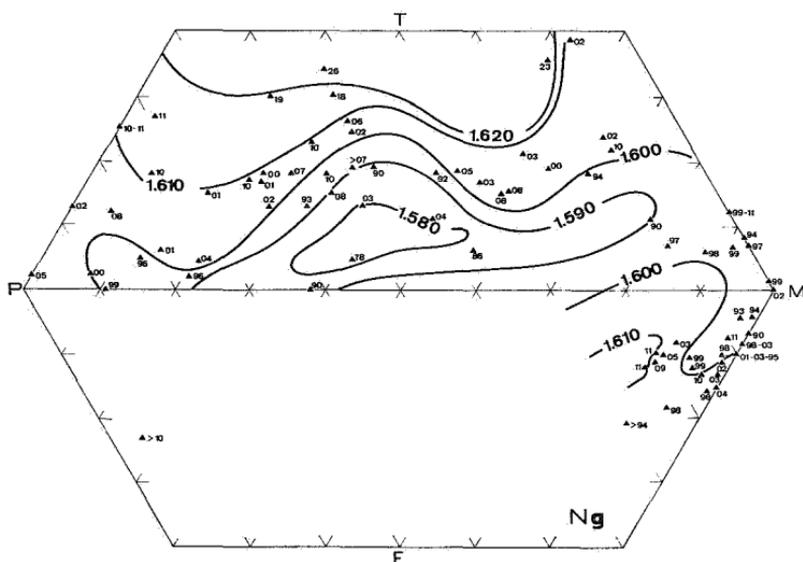


FIG. 5. — Variations de l'indice N_g en fonction de la composition chimique.

fication. Quoiqu'il en soit, nous avons groupé ci-dessous les caractères structuraux des diverses phengites en indiquant entre parenthèses le type structural accessoire.

Structure 3T + (1M) : G.27

Structure 3T ou 3T + (1M) :

G.37 - G.38 - G.60.

Structure 2M :

G.2 - G.15 - G.28 - G.23.

Structure 2M + (1M) :

G.3 - G.5 - G.6 - G.12 - G.26 - G.30 - G.32 - G.32b - G.33b.

Structure 2M ou 2M + (1M) :

G.8 - G.31 - G.33 - G.36 - G.43 à G.54 à G.58 - G.65 - G.74 - G.75 - G.76 - G.78 - G.79 - G.60.

Structure non précisée :

G.23 - G.29 - G.40 - G.51 - G.52 - G.70 - G.81 - G.83 à G.109 - G.118 - G.119 - G.121 - G.122 - G.123.

Sur les 41 phengites dont la structure est connue, 37 (soit 90 %) sont caractérisées par une structure 2M fondamentale associée ou non à une structure 1M accessoire et 10 % seulement réalisent une structure fondamentale 3T associée ou non à une structure 1M accessoire.

PROPRIÉTÉS OPTIQUES.

LA RÉFRINGENCE.

Méthode.

L'indice de réfraction principal N_g est mesuré sur les lamelles de clivage réduites en poudre et immergées dans des liqueurs d'indice. Par variation de la longueur d'onde de la radiation transmise à l'aide d'un monochromateur interférentiel, la précision des mesures atteint $\pm 0,0005$. La valeur indiquée pour N_g correspond à la radiation de 589 μ . La méthode employée offre encore l'avantage de préciser le caractère dispersif du minéral étudié. A titre d'exemple, nous avons reproduit (fig. 4) la courbe $N_g = f(\lambda)$ pour 3 phengites (G. 5, G. 29 et G. 31).

Résultats.

Selon la composition chimique, l'indice N_g des phengites varie de 1.578 à 1.626 (fig. 5). A quelques exceptions près (50, 76, 118,

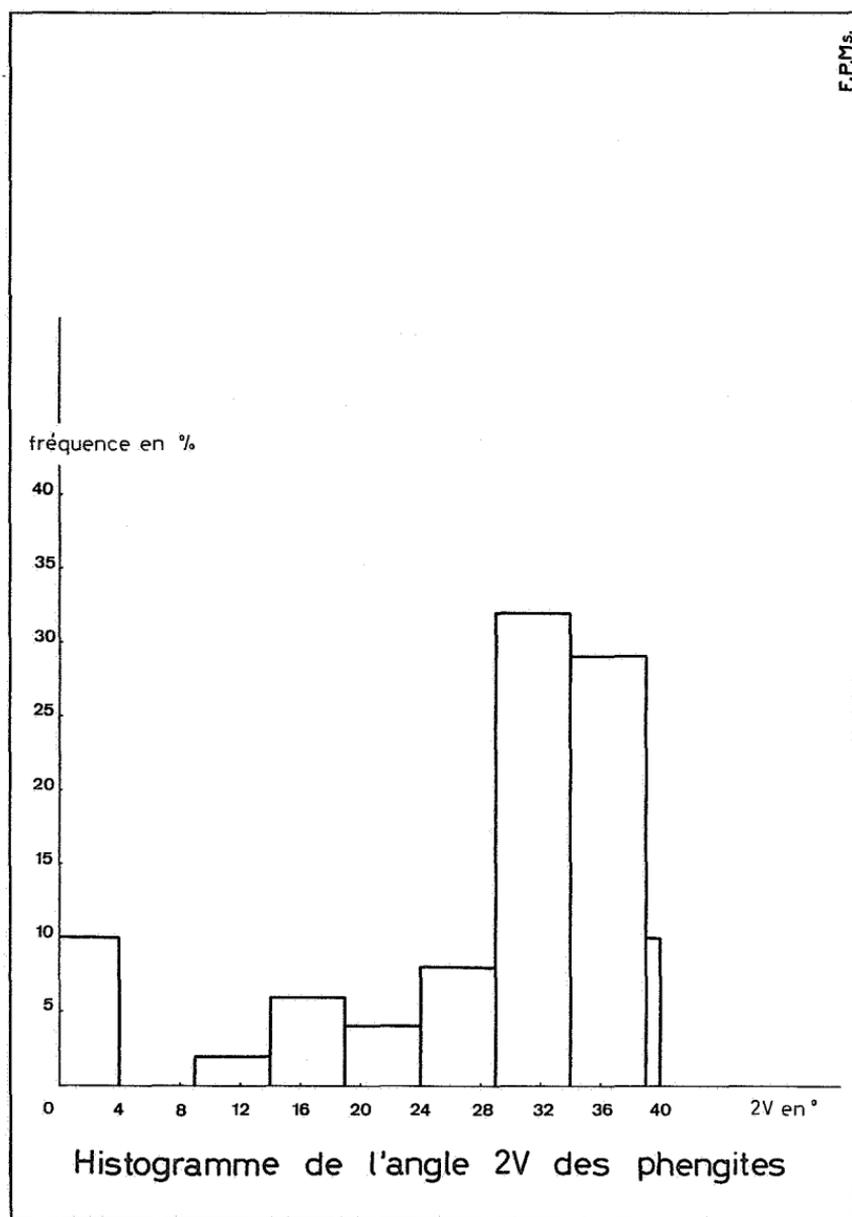


FIG. 6.

121, 122), les variétés les moins réfringentes sont également riches en composants P et M et pauvres en phengite ferrifère (T). Par augmentation de la teneur en T, l'indice Ng croît et peut dépasser 1,620 lorsque la teneur en T atteint 30 %.

La réfringence des phengites de type 3T est relativement faible ($1.590 < Ng < 1.596$).

Les phengites de type 2M montrent une réfringence variable.

LA BIRÉFRINGENCE MAXIMALE.

La biréfringence maximale Ng-Np est mesurée sur sections minces après orientation correcte à la platine de Federov. La plupart des valeurs mesurées (tableau III) se maintiennent entre 0,030 et 0,050, mais il n'est guère possible de les mettre en relation avec la composition chimique ou la structure.

L'ANGLE DES AXES 2V.

L'angle des axes 2V est mesuré sur sections minces à la platine de Federov. La valeur indiquée dans le tableau III est la moyenne arithmétique d'une dizaine de mesures dont la répartition statistique a été contrôlée par observation conoscopique des lamelles de clivage réduites en poudre et immergées dans une liqueur d'indice. Les phengites 3T possèdent un angle 2V petit (de 0° à 15°). Les phengites 2M se classent parmi celles dont l'angle 2V est variable (de 0° à 40°).

L'histogramme (fig. 6) de l'angle 2V des phengites à moins de 90 % de muscovite (M) montre que la majorité des espèces (68 %) ont un angle 2V compris entre 25° et 39° avec une fréquence maximum (32 %) pour des valeurs comprises entre 30° et 34°; les espèces dont l'angle est compris entre 5° et 14° sont extrêmement rares (2 %), conclusion qui rejoint celle de R. O. MULLER (1958).

Les micas dont l'angle 2V dépasse 40° sont tous situés à proximité immédiate du pôle M (fig. 7); ils contiennent plus de 90 % de muscovite dans le diagramme (PMT) et plus de 80 % dans le diagramme (PMF). Lorsque la composition tend vers une muscovite pure, l'angle 2V augmente et atteint 45°. Vers le pôle phengitique (P) l'angle 2V reste inférieur à 30°.

À l'intérieur du domaine PMT, l'angle des axes varie dans le même sens que l'indice principal Ng (fig. 7); les valeurs minimales se rencontrent chez les phengites peu ferrifères possédant une composition chimique moyenne entre une phengite théorique (P) et une

muscovite (M); par augmentation du composant (T) et à quelques exceptions près, l'angle $2V$ augmente pour atteindre 35° lorsque la teneur en composant (T) dépasse 30 %. Toutefois, vers le pôle (M),

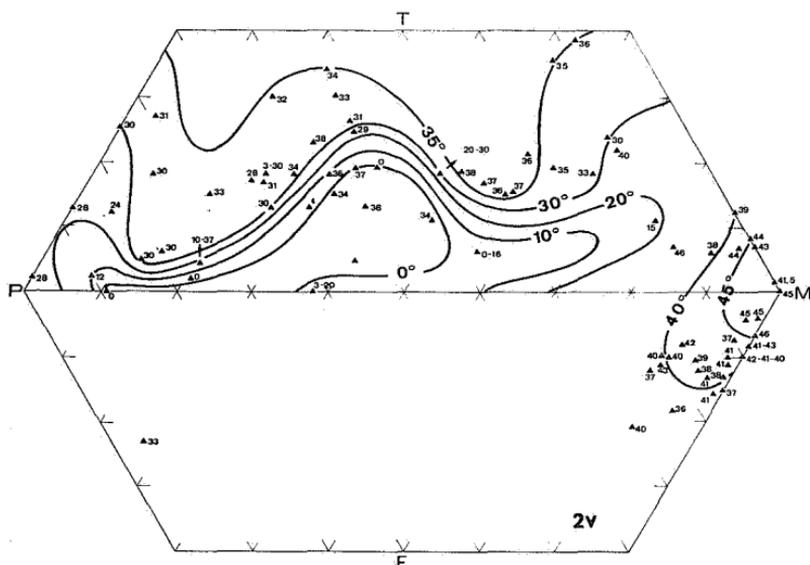


FIG. 7. — Variations de l'angle $2V$ en fonction de la composition chimique.

l'angle $2V$ augmente rapidement pour atteindre 45° avec une muscovite pure. Entre les valeurs de 10° et 30° , le resserrement des isogrades de $2V$ résulte de la faible fréquence des phengites dont l'angle des axes est compris entre ces valeurs.

LE PLÉOCHROÏSME.

Méthode de mesure de la biabsorbance.

Une vibration lumineuse polarisée dans une direction donnée et dont l'amplitude à l'incidence normale d'un milieu pléochroïque est mesurée par a_0 , émerge du milieu d'épaisseur s avec une amplitude plus petite exprimée par la relation :

$$a = a_0 e^{-\beta s}$$

où β désigne le coefficient d'absorption caractéristique du milieu, variable avec la polarisation et la période de l'onde lumineuse trans-

mise. Pour une longueur d'onde donnée, un minéral biaxe et pléochroïque est caractérisé par trois coefficients d'absorption principaux :

$$\beta_g, \beta_m \text{ et } \beta_p.$$

Une lame pléochroïque à faces parallèles examinée en orthoscopie possède deux coefficients d'absorption β_1 et β_2 qui permettent de définir la biabsorbance de la lame par la différence en valeur absolue

$$b = |\beta_1 - \beta_2|.$$

Pour une lame parallèle à la section principale (β_g, β_p), la biabsorbance maximale $\mathcal{B} = |\beta_g - \beta_p|$ est mesurée par la méthode de l'analyseur tournant (G. TOUBEAU, 1962) dont on augmente encore la précision en utilisant une lame de Nakamura. Cette amélioration est rendue nécessaire par le très faible pléochroïsme des phengites. La méthode appliquée nécessite, outre le microscope :

- un éclairage monochromatique (filtres ou sources);
- un compensateur à retard variable (biseau de quartz; compensateur de Berek ou d'Ehringhaus);
- un oculaire de Wright complété par son analyseur tournant;
- une lame de Nakamura à insérer dans la gaine de l'oculaire de Wright.

Le mode opératoire est le suivant :

1. On remplace l'oculaire ordinaire du microscope par l'oculaire de Wright.
2. On escamote l'analyseur du microscope, puis on coiffe l'oculaire de Wright de son analyseur tournant dont on repère la position croisée sur celle du polariseur.
3. On choisit dans la plaque mince, la plage de phengite dont l'orientation optique correspond, avec la meilleure approximation, à la section principale (N_g, N_p); une telle section montre entre nicols croisés un retard maximum.
4. La section est amenée dans une position diagonale à 45° d'une position d'extinction de façon à croiser ses lignes neutres avec celles du compensateur utilisé.
5. En manœuvrant le compensateur, on annule le retard lorsque l'éclairement du champ est minimum. A cause du caractère biabsor-

bant de la section, on n'obtient pas une extinction parfaite mais une frange plus ou moins sombre.

6. A ce stade, il faut travailler en lumière monochromatique par interposition de filtres adéquats. On tourne l'analyseur dans le sens qui amène l'extinction complète de la frange. Cette position est repérée d'une façon plus précise lorsqu'on insère une lame de Nakamura qui substitue l'extinction à l'égalité d'éclairement minimum des deux moitiés du champ. L'angle θ de rotation de l'analyseur mesuré à $0,5^\circ$ près dans le cas des phengites, est lié à la biabsorbance par la relation

$$\mathcal{B} = \frac{1}{s} \ln \operatorname{tg} (45^\circ + \theta),$$

où \ln désigne le logarithme népérien et s l'épaisseur de la lame. La biabsorbance \mathcal{B} est donnée en mm^{-1} lorsque s est exprimé en mm.

Résultat des mesures.

Toutes les phengites sont très faiblement pléochroïques dans les tons gris à vert pâle avec des nuances jaunâtres pour certaines. Leur biabsorbance maximale inférieure à 16 mm^{-1} , est toujours plus élevée dans la partie violette du spectre visible. A titre d'exemple,

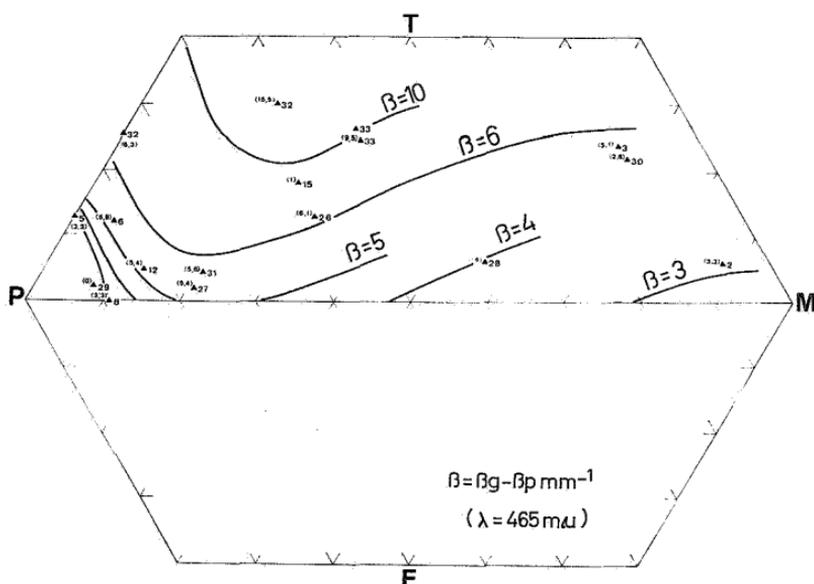


FIG. 8. — Variations de la biabsorbance en fonction de la composition chimique.

nous avons reproduit (fig. 4) la courbe $\mathcal{B} = f(\lambda)$ pour la plus pléochroïque des phengites étudiées (G. 32b) dont les teintes principales sous l'épaisseur de 0,03 mm sont :

X(Np) = incolore;

Z(Ng) = Y(Nm) = jaune clair.

Sous plus forte épaisseur, la teinte jaune clair passe au rouge clair, conséquence de l'absorption plus importante des radiations violettes polarisées suivant Y ou Z.

Pour toutes les autres phengites, les mesures de biabsorbance se sont limitées à la radiation de 465 μ . Les résultats obtenus (tableau III) transposés dans le domaine (PMT) (fig. 8) montrent que la biabsorbance est une fonction croissante de la teneur en phengite ferrifère (T), qui s'annule à proximité des pôles muscovite (M) et phengite (P). Les seules exceptions sont enregistrées chez les phengites où la structure 1M n'a pas été décelée.

LA SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE MASSIQUE.

Méthode.

La susceptibilité magnétique massique K est mesurée par séparation sélective à l'analyseur magnétique Frantz Isodynamic. Chaque échantillon est préalablement broyé puis tamisé de manière à obtenir une poudre équigranulaire fine (175 à 100 μ).

Le poids de chaque échantillon analysé est de 1 g environ. On détermine par pesée, pour chacune des valeurs croissantes du courant magnétisant i , la fraction paramagnétique p séparée. La valeur I de i qui correspond au maximum de la fonction $p = f(i)$ fixe la valeur du courant magnétisant spécifique lié à la susceptibilité magnétique massique K par la formule

$$K = f \frac{\sin \theta}{I^2},$$

où θ représente l'angle d'inclinaison frontale du séparateur et f la constante expérimentale. Celle-ci, mesurée avec les sels classiques de la firme Merck (sel de Mohr : $k = 32,610^{-6}$ u.c.g.s.; sulfate de Ni : $k = 1,610^{-6}$ u.c.g.s.; sulfate ferreux : $k = 41,10^{-6}$ u.c.g.s.), vaut $f = 5,5304 \cdot 10^{-7} \text{ cm}^4 \text{ sec}^{-2}$.

L'ampèremètre utilisé permet la mesure du courant avec une précision de $\pm 0,005$ amp. Pour la plupart des échantillons, nous avons adopté un angle θ de 20° . Seules les variétés les moins paramagnétiques ont exigé un angle θ plus faible (5 à 10°).

Résultats.

Les résultats obtenus (tableau V) ne montrent pas de relation simple entre la composition chimique et la susceptibilité magnétique. On peut noter toutefois que les phengites situées à proximité du pôle (P) (G. 8) ou du pôle (M) (G. 2 et G. 23) dans le domaine (PMT) se caractérisent par une susceptibilité magnétique très faible tandis que les variétés à forte teneur en composant (T) (G. 33, G. 32 et G. 32b) ont une susceptibilité magnétique comparable à celle d'une biotite ($K = 11,9 \cdot 10^{-6}$ pour une biotite associée à la phengite G. 15).

TABLEAU V. — Valeurs de la susceptibilité magnétique massique de quelques échantillons.

Éch.	G. 8	G. 2	G. 28	G. 23	G. 6	G. 3	G. 15
Fe ^{'''} +Ti	0,21	0,18	0,21	0,20	0,39	0,52	0,50
T	0	5	7	7	12	23	18
K $\times 10^6$	0,8	1,9	3,8	4,8	6,8	6,95	7,6

Éch.	G. 27	G. 26	G. 31	G. 30	G. 33	G. 32	G. 32b
Fe ^{'''} +Ti	0,20	0,51	0,35	0,54	0,48	0,76	0,78
T	2	13	4	22	23	25	30
K $\times 10^6$	7,9	8,2	9,6	9,65	10,4	10,5	13,2

K : susceptibilité magnétique massique en u.c.g.s.;
 T : teneur en % du composant (T);
 Fe^{'''}+Ti : proportions ioniques sur la base $\Sigma O = 22$.

L'ANALYSE THERMIQUE DIFFÉRENTIELLE.

Méthode et appareillage.

L'analyse thermique différentielle des divers échantillons de phengite a été effectuée dans les conditions suivantes :

- appareil Linseis assurant une loi de chauffe linéaire de 10°/mn;
- tête de nickel avec couples Pt- (Pt, Rh);
- témoin constitué d'alumine calcinée à 1.200 °C;
- échantillon de 600 mg mélangé à 20 % d'Al₂O₃;
- enregistreur réglé sur les sensibilités de 0,4 mV/cm pour *t* et 0,004 à 0,008 mV/cm pour Δt .

Résultats.

Les résultats obtenus (tableau VI) montrent que les réactions sont toutes endothermiques; la première, se situant vers 900 °C, correspond à la perte des (OH) de constitution; la deuxième, vers 1.050 °C, est probablement due à un changement d'état du fer. La muscovite G. 23 montre une première réaction endothermique vers 220 °C relative à une perte d'eau intersticielle.

TABLEAU VI. — Valeurs des températures de réactions thermiques de quelques échantillons.

N° éch.	T-	i	T-	i	T-	i
G. 23	220°	vs	650°	vs	1.150°	s
G. 2	—	—	840°	s	1.060°	vs
G. 3	—	—	890°	s	1.060°	vs
G. 26	—	—	920°	s	1.040°	vs
G. 27	—	—	900°	s	1.060°	s
G. 30	—	—	920°	s	1.080°	s
G. 31	—	—	890°	s	1.060°	vs
G. 33	—	—	920°	s	1.050°	vs

LÉGENDES :

- T-: température de réaction endothermique;
- i : intensité de la réaction;
- s : small;
- vs : very small.

TABLEAU VII. — Propriétés spécifiques des muscovites, biotites et phengites.

Propriétés	Phengites	Muscovites	Biotites
Structure	Raie (060) à 1,50 Å 2 M : raie (004) intense	Raie (060) à 1,50 Å 2 M : raie (004) intense	Raie (060) à 1,53 Å 2 M : raie (004) faible
Formule chimique	$K_2(Fe''Mg)_x(AlFe''')_{4-x}^{VI}$ [Si _{6+x} Al _{2-x} O ₂₀](OH) ₄	$K_2Al_4^{VI}$ [Si ₆ Al ₂ O ₂₀](OH) ₄	$K_2(Fe''Mg)_{6-2x}(Fe'''AlTi)_{2x}^{VI}$ [Si _{6-x} Al _{2+x} O ₂₀](OH) _{4-2x}
Réfringence	1,578 < Ng < 1,626	1,593 < Ng < 1,111	1,605 < Ng < 1,730
Biréfringence	0,030 < Ng-Np < 0,050	0,036 < Ng-Np < 0,049	0,040 < Ng-Np < 0,080
Angles des axes	0° < 2V < 40°	30° < 2V < 47°	0° < 2V < 25°
Biabsorbance (λ=465 mμ) en mm ⁻¹ ...	0 < β _g -β _p < 16	0 < β _g -β _p < 3,5	18,6 < β _g -β _p < 58
Susceptibilité magnétique massique en c.g.s.	K < 14.10 ⁻⁶	K < 5.10 ⁻⁶	K < 11.10 ⁻⁶
Analyse thermique différentielle	T ₁ (890 à 920°) T ₂ (1.050 à 1.100°)	Pas de réaction ou 2 réactions faibles : T ₁ (600 à 800°) T ₂ vers 1.100°	Pas de réaction ou réaction très faible T ⁻ vers 1.150°

CONCLUSIONS.

Les propriétés permettant de définir les phengites sont rappelées ci-contre (tableau VII). Elles sont comparées à celles des biotites et des muscovites d'après les données de W. A. DEER, R. A. HOWIE et J. ZUSSMANN (1962) et les valeurs de susceptibilité magnétique et de biabsorbance mesurées au Laboratoire de Géologie de la Faculté polytechnique de Mons.

Il paraît maintenant possible et relativement aisé de distinguer optiquement une phengite d'une muscovite ou d'une biotite par la mesure de l'angle $2V$, de N_g et de la biabsorbance maximale $|\beta_g - \beta_p|$.

La superposition des diagrammes ternaires établis à partir de telles mesures permet de préciser le point représentatif d'une phengite ou son aire d'existence limitée par l'intersection des isogrades de chacune des valeurs mesurées.

Il est exclu de préciser davantage la composition chimique d'une phengite en n'utilisant que les propriétés optiques, dont aucune ne montre de relation évidente avec la teneur en un élément particulier comme Mg, Ti ou Na.

Néanmoins, nous pouvons aborder à présent l'étude de l'évolution chimique des phengites dans une série métamorphique en procédant à la mesure de quelques propriétés optiques simples comme l'angle des axes $2V$, l'indice N_g et la biabsorbance maximale $|\beta_g - \beta_p|$.

BIBLIOGRAPHIE.

Les références précédées de * traitent particulièrement des rayons X.

- *AXELROD, J. M. and GRIMALDI, F. S., 1949, Muscovite with small optic axial angle. (*Am. Min.*, 34, pp. 559-572.)
- BEARTH, P., 1959, Uber Eklogite, glaukophanschiefer und metamorphe Pillow-laven. (*Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 39, pp. 267-286.)
- * BROWN, G., 1961, The X ray identification and crystal structures of clay minerals. (*Min. Soc. London*, 41, Queen's gate, SW. 7.)
- *CAILLÈRE, S. et MICHARD, A., 1962, Étude de quelques muscovites phengitiques provenant des Alpes cottiennes sud-orientales. (87^e Congrès des Soc. savantes, 1962, pp. 567-571.)
- COGNÉ, J., 1960, Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. (*Mém. Expl. Carte géol. dét. de la France*, 1960.)
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. and ZUSSMAN, J., 1962, Rock-forming Minerals. Vol. 3 : Sheet silicates. Longmans Edit., London.

- ERNST, G. W., 1963, Significance of phengite micas from low grade schists. (*Am. Min.*, 48, pp. 1357-1373.)
- 1964, Petrochemical study of coexisting minerals from low grade schists, Eastern Shikoku, Japan. (*Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, pp. 1631-1668.)
- FOSTER, M. D., 1956, Correlation of dioctahedral potassium micas on the basis of their charge relations. (*U. S. Geol. Surv.*, Bull. 1036-D, pp. 57-67.)
- FOSTER, M. D., BRYANT, B. and HATHAWAY, J., 1960, Iron-rich muscovite mica from the Grandfather Mountain area, N. Carolina. (*Am. Min.*, 45, pp. 839-851.)
- GANSSER, A., 1937, Der Nordrand der Tambodecke. (*Schweiz Min. Petr. Mitt.*, 17, pp. 291-522.)
- GODFRIAUX, I., 1964, Sur le métamorphisme de la zone pélagonienne orientale (région de l'Olympe, Grèce). (*Bull. Soc. géol. de France*, 7, VI, pp. 146-162.)
- 1967, Étude géologique de la région de l'Olympe (Grèce). (*Ann. Soc. géol. Pays helléniques*, t. XVII.)
- *HEINRICH, E. W. and LEVINSON, A. A., 1955, Studies in the mica group, polymorphism among the high-silica sericites. (*Am. Min.*, 40, pp. 983-995.)
- *HENDRICKS, S. B. and JEFFERSON, M. E., 1939, Polymorphism of the micas with optical measurements. (*Am. Min.*, 24, pp. 729-771.)
- HENRICKS, S. B. and ROSS, C. S., 1941, Chemical composition and genesis of glauconite and dolomite. (*Ibid.*, 12, pp. 683-708.)
- HURLBUT, C. S., 1956, Muscovite from Methuen Township Ontario. (*Ibid.*, 41, pp. 892-898.)
- IWASAKI, M., 1960, Colorless glaucophane and associated minerals in quartzose schists from eastern Shikoku, Japan. (*Journ. Geol. Soc. Japan*, 66, pp. 556-574.)
- 1963, Metamorphic rocks of the Kotu-Bizan area, eastern Shikoku. (*J. Fac. Sci. University of Tokyo*, Sec. II, 15, pp. 1-90.)
- *JACKSON, M. W. and WEST, J., 1933, The crystal structure of Muscovite. (*Zeit. Krist.*, 85, pp. 160-164)
- JAKOB, J., 1925, Beiträge zur chemischen konstitution der glimmer. II. Mitteilung : Die muskovite der pegmatite. (*Ibid.*, 62, pp. 443-453.)
- JAKOB, J., FRIEDLAENDER, C. und BRANDENBERGER, E., 1933, Über Neubildung von Sericit. (*Min. Petr. Mitt.*, 13, p. 74.)
- KANEHIRA, K. and BANNO, S., 1960, Ferriphengite and aegirin jadeite in a crystalline schist of the Imori district, Kü Peninsula. (*Journ. Geol. Soc. Japan*, 66, pp. 654-659.)
- LAMBERT, R. S. T., 1959, The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire. (*Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 63, pp. 553-588.)
- MACHATSCHKI, F., 1953, Spezielle mineralogie auf geochemischer grundlage. Wien, Springer, 378 p.
- *MAUGUINCH, 1926, *Bull. Soc. Fr. Min.*, pp. 285-332.

- MICHEL, R., 1953, Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sezia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). (*Sci. de la Terre*, Nancy, vol. 1, 290 p.)
- MIYASHIRO, A., 1962, Notes on rock-forming minerals (22). Common occurrence of muscovite rich in iron and magnesium in glaucophanitic terrains. (*Journ. Geol. Soc.*, Japan, 68, pp. 234 et 235.)
- MIYASHIRO, A. and BANNO, S., 1958, Nature of glaucophanitic metamorphism. (*Am. Journ. Sci.*, 256, pp. 97-100.)
- MULLER, R. O., 1958, Petrographische untersuchungen in der nördlichen Adula. (*Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 38, pp. 403-473, 1 carte.)
- NABHOLZ, W. K., 1945, Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valserund Safiental. (*Eclogae Geol. Helv.*, 58, pp. 1-119.)
- *NAGELSCHMIDT, G., 1937, X ray investigations of clays. Part III : Differentiation of micas by X ray powder photographs. (*Zeit. Krist.*, 97, pp. 514-521.)
- NIGGLI, P., DE QUIEVRAIN, F. und WINTERHALTER, R. V., 1930, Chemismus schweizerischer gesteine. (*Beitr. Geol. Karte, Schweiz. Geotech.*, Ser. 14.)
- PAGLIANI, G., 1937, Sur una mica della miniera di talco delle Fontane (Valle della Germanasca). (*Atti. Soc. Ital. Sci., Nat. Mas. Civ. Milano*, 76, pp. 13-16.)
- *PAULING, L., 1930, *Proceedings National Acad. Sc. Washington*, 16, pp. 123-129.
- PIRANI, R., 1963, Sul fillosilicato dei livelli eruttivi di Monte Bonifato di Alcamo e di Monte Barbaro di Segesta e sulla validità di uso della nomenclatura binomica : glauconite celadonite. (*Miner. Petr. Acta*, 9, pp. 31-78.)
- PLAS, L. VAN DER, 1959, Petrology of the northern Adula region, Switzerland. (*Leidse geol. Mededelingen*, 24, pp. 603-703.)
- RADOSLOVICH, E. W., 1960, The structure of muscovite $KAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$. (*Acta Cryst.*, 13, pp. 919-932.)
- ROOTHAAN, H. P., 1919, Petrographische Untersuchungen in den Bergen der Umgebung von Vals. (*Jahresber. Naturf. Ges. Granbunden*, N. F., 59, pp. 69-151.)
- SCHALLER, W. T., 1950, An interpretation of the composition of high silica sericites. (*Mineral. Mag.*, 29, pp. 407-415.)
- SCHMIDT, C., 1891, Beitrage zur kenntnis der im Gebiet von Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz in 1 : 10.000 auftretenden Gesteine. (*Anhang, Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 25, pp. 1-77.)
- *SMITH, J. V. and YODER, H. S., 1953, Theoretical and X ray study of the mica polymorphs. (*Bull. geol. Soc. Am.*, 64, p. 1475.)
- 1956, Experimental and theoretical of the micas polymorphs. (*Mineral. Mag.*, 31, pp. 209-235.)
- TOUBEAU, G., 1962, Nouvelles méthodes optiques de mesure de la biabsorbance dans les milieux cristallins transparents. (*Bull. Acad. roy. de Belgique, Cl. Sci.*, 58, pp. 99-126.)
- VELDE, B., 1965, Phengite micas : Synthesis, Stability and natural occurrence. (*Amer. Journ. Sci.*, 263, pp. 886-913.)
- 1967, Si^{+4} content of natural phengites. (*Contr. Mineral. and Petrol.*, 14, pp. 250-258.)

- VELDE, B., 1967a, Quelques observations sur la teneur en aluminium des biotites, phengites et chlorites dans les schistes cristallins. (*Bull. Soc. fr. Min.*, XC, pp. 356-363.)
- VIALON, P., 1966, Étude géologique du massif cristallin Dora Maira. (*Travaux du laboratoire de Géol. de la Fac. Sc. Grenoble*, 4.)
- VOLK, G. W., 1939, Optical and chemical studies of muscovite. (*Am. Min.*, 24, pp. 255-266.)
- WINCHELL, A. N., 1927, Further studies in the mica group. (*Ibid.*, 12, pp. 267-279.)
- 1949, What is a mineral? (*Ibid.*, 34, pp. 220-225.)
- WINCHELL, A. N. and WINCHELL, H., 1951, Elements of optical mineralogy. Part 2 : Description of Minerals. New-York, Wiley; London, Chapman et Hall, 4^e édit., 551 p.
- WISE, W. S. and EUGSTER, H. P., 1964, Celadonite : Synthesis thermal stability and occurrence. (*Am. Min.*, 49, pp. 1031-1083.)
- *YODER, H. S. and EUGSTER, H. P., 1955, Synthetic and natural muscovites. (*Geochim. Cosmochim. Acta*, 8, pp. 225-280.)
-
-