Reprinted from Bulletin Volcanologique, Tome XXXIII - 2, 1969, p. 621-656

Les phonolites agpaïtiques et miaskitiques du Cantal septentrional (Auvergne, France)

J. VARET

Printed by
FRANCESCO GIANNINI & FIGLI
Napoli, Italy

Les phonolites agpaïtiques et miaskitiques du Cantal septentrional (Auvergne, France)

J. VARET *

Sommaire

L'étude de seize massifs phonolitiques dénombrés dans le nord du Cantal permet de mettre en évidence deux types de phonolites: agpaïtique et miaskitique.

Leurs caractéristiques minéralogiques et géochimiques sont discutées et il est envisagé l'évolution pétrogénétique des magmas peralcalins dont elles tirent origine.

La lignée des phonolites miaskitiques parait prolonger celle des téphrites (ordanchites) et de ces miaskites apparaissent les phonolites agpaïtiques qui constituent le terme hyperalcalin de la série.

En terme final, l'origine de ces diverses roches alcalines est abordée.

Abstract

The phonolitic units of Northern Cantal are studied in detail, in a mineralogical, petrological and geochemical point of view. This study distinguishes two essentially different types of phonolites: agpaitic and miaskitic phonolites.

The miaskitic phonolites have a normal trend of crystallisation and the following mineralogical association: anorthoclase, noseane (phenocrysts) and sodalite (microcrysts), salite, magnetite, kearsutite, sphene and zircon. In these rocks, the rate in alkalies does not exceed that in Aluminium.

The agpaitic phonolites have an inversed trend of crystallisation and the following mineralogical association: anorthose, black sodalites, analcime, aegyrine, mosandrite. Let us note the lack in noseane, iron oxydes, sphene and zircon. In these rocks, the rate in alkalies exceeds the rate in trivalent ions (Al + Fe + Ti).

After a detailed description of both these poles, a filiation is traced from

* Laboratoire de Pétrographie, Faculté des Sciences, Orsay - 91, France.

the tephrites to the miaskitic phonolites, with many transition-types. The agpaitic phonolites seem to derive from the miaskitic phonolites through a relative sodium enrichment; again with intermediates.

The miaskitic phonolites are considered as representing the liquid residual of fractional crystallisation of an alkali-olivine basalt. All intermediates are found in Cantal: alkali-olivine basalt, analcime basanite, tephrite, miaskitic phonolite.

The agpaitic phonolites are considered as deriving from the latter, through a process of gaseous transfer (Na associated with Cl and SO_4), as showed by the conditions of high (O_2, H_2O, Cl, SO_4) pressure.

Localisation des phonolites

Le massif volcanique du Cantal est le plus grand édifice volcanique de France. Il est constitué d'importantes émissions de brèches, d'ignimbrite (R. Brousse et C. Lefevre, 1966) et de lahars d'âge pliocène, recouvrant un volcanisme miocène (M. Boule, 1896-7); ces formations sont recoupées par de nombreaux dykes et sills de trachyandésites et de téphrites ordanchites). La phase terminale est constituée par des émissions basaltiques quaternaires et des extrusions différenciées phonolitiques et trachytiques.

L'alignement NW-SE (Fig. 1) des massifs phonolitiques a été constaté par M. Boule dès 1899. Plus tard, J. Jung et R. Brousse (1962) donnent une interprétation génétique à cette « bande » (R. Brousse, 1963) d'alignement volcano-tectonique et y appliquent la théorie de la rhegmatogenèse (Sonder, 1956).

On constate effectivement que la bande de dispersion des phonolites est perpendiculaire aux lignes de tectonique locale (Fig. 2). Il n'est pas inutile de remarquer que l'association de directions conjuguées tectono-volcaniques semble s'observer dans le monde entier et notamment en Indonésie (Van Bemmelen, 1960).

Les massifs sont concentrés en deux pôles sur cet axe, l'un se situe au centre du Cantal, l'autre au nord. Seul ce dernier groupement est pris en considération dans la présente étude.

Seize *massifs phonolitiques indépendants* y ont été dénombrés (la cartographie de cette région a été effectuée en détail: J. Varet, 1967. Feuilles géologiques de Riom-es-Montagnes et de Mauriac au 1/50.000, à paraître). Nous n'envisagerons ici que les aspects minéralogiques et pétrographiques de ces roches.

Les massifs pointent au travers du socle gneissique (d, e, f, g, l) ou des sédiments oligocènes (j, k) soit, le plus souvent encore aux

zones de contact entre les coulées de basalte et le substratum (a, b, c, h, i, m, n), voire au travers du basalte lui-même (o, p). Les contacts sont toujours nets. Aucune relation de variation n'apparait entre celle des phonolites et des terrains encaissants. Leur situation périphérique rend enfin toute datation relative délicate; il est toutefois

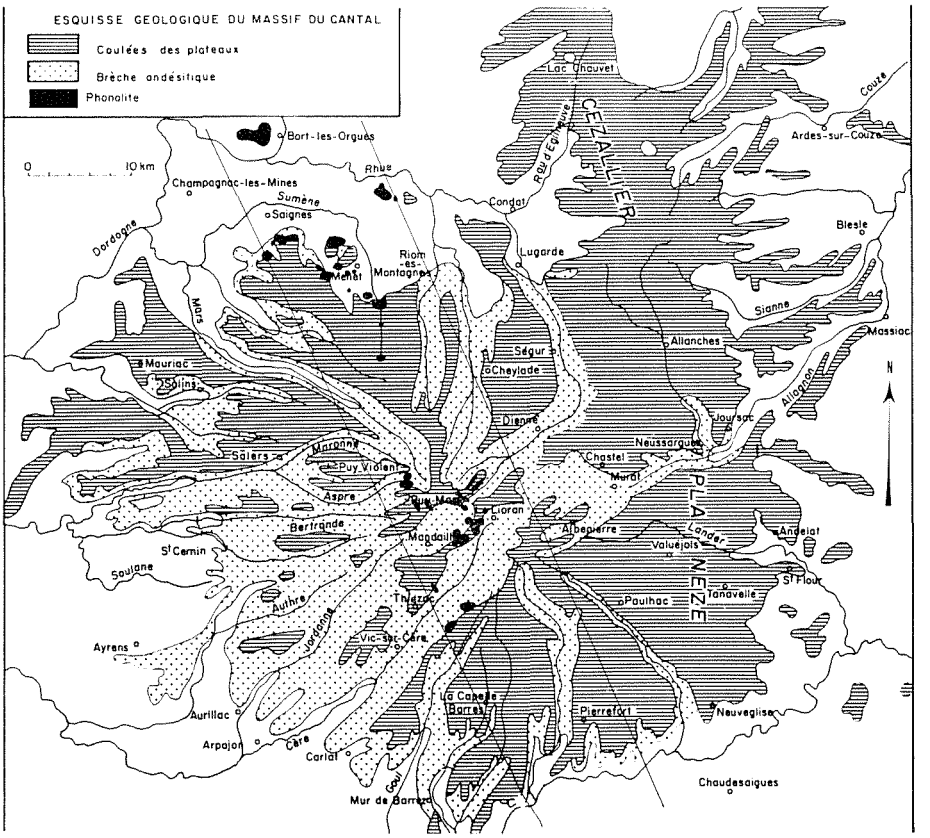


FIG. 1 - Alignement des massifs phonolitiques du Cantal. Pour le centre du massif, données de N. VATIN-PERIGNON (1966). Pour la région de Menet, données de J. VARET (1967).

possible d'en déceler deux générations: l'une est probablement pliocène et antérieure aux émissions basaltiques des plateaux alors que l'autre, postérieure à ces épanchements, date probablement du quaternaire ancien car elle reste antérieure aux glaciations.

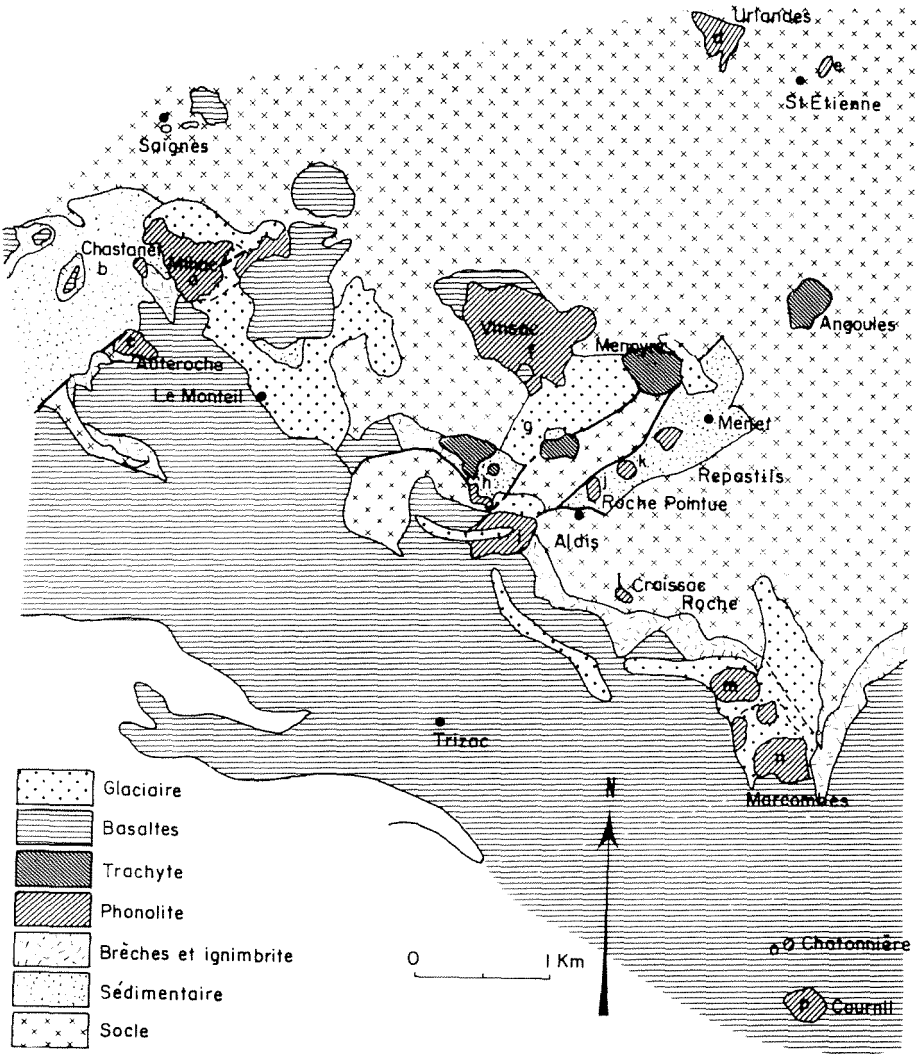


FIG. 2 - Carte géologique simplifiée des massifs phonolitiques du Cantal septentrional échelle 1/100.000. On dénombre les massifs phonolitiques suivants: La coulée de Ribes-Milhac (a), la lame de Chastanat (b), le dôme-lame d'Auteroche (c), le dôme d'Urlandes (d), le pointement de Saint-Etienne de Chomeil (e), le complexe de Vinsac (f), la phonolite de Fosse (g), la coulée de Brocq (h), le dôme d'Aldis (i), les petits massifs de Roche-pointue et de Repastils (j et k) situés près de Roudaliac, le pointement de Craissac (l), le dôme de Roche de Valette (m) la coulée de Marcombes (n), le pointement de Chatonnière (o), en fin le dôme de Cournil (p).

Caractères communs des phonolites

Au premier abord, les phonolites du secteur analysé ont des caractères d'identité commune:

— elles présentent le même débit en dalles, débit, toujours plus accentué en bordure des massifs.

— elles constituent des extrusions visqueuses: dômes, dômes coulées, coulées épaisses dont la taille est toutefois plus réduite dans le cas des roches agpaïtiques.

— elles ont le même éclat luisant et la même couleur gris-verdâtre.

— elles sont sujettes au même type d'altération, avec apparition de croûtes blanches.

— bien que de grains variables, ces roches sont toujours totalement cristallisées, et ne contiennent pas de verre.

Cependant, la nature pétrographique de chacun des massifs phonolitiques paraît suffisamment diversifiée pour qu'il soit possible d'en identifier, en lame mince au moins, la provenance.

C'est autour de deux pôles pétrographiques que nous rangerons ces multiples types:

— les phonolites miaskitiques (A. FERSMAN, 1929) ou préeutectiques (J. VARET, 1967).

— les phonolites agpaïtiques (V. M. GOLDSCHMIDT, 1930) ou apoeutectiques (J. I. GERASSIMOVSKY, 1956; R. BROUSSE, 1963).

— *Les phonolites miaskitiques* ont longtemps été, sous l'appellation de *phonolites*, les seules connues; puis elles ont été opposées aux phonolites qualifiées d'agpaïtique. Considérant que les deux types de phonolite sont aussi « normaux » l'un que l'autre et résultent de processus d'évolutions pétrogénétiques simplement différents du magma différencié sous-saturé, nous préferons opposer l'adjectif miakisique à celui d'agpaïtique.

La plus grande partie des phonolites étudiées (a, b, d, f, g, i, l, m, n, o, soit dix massifs) reste d'ailleurs de type miaskitique.

— *Les phonolites agpaïtiques* constituent six massifs dans la zone étudiée (c, e, h, j, k, p), soit environ la moitié du nombre des massifs miaskitiques. En proportion volumique, le rapport est plus faible encore, car les dimensions des massifs agpaïtiques sont généralement plus réduites que celles de leurs homologues hypoalcalins. Grossièrement, cette proportion avoisine 1/6.

Caractères spécifiques

STRUCTURE ET ORDRE DE CRISTALLISATION (Tableau 1).

Les deux types de phonolites présentent des ordres de cristallisation inversés (Fig. 3 et 4). Il est « normal » pour les phonolites miaskitiques: les mineraux ferromagnésiens précédant les tectosilicates. Il est « inversé » pour les phonolites agpaïtiques: à l'anorthose et à la sodalite précoces succèdent pyroxène et titano-zirconosilicate. Ce type de cristallisation s'explique, comme nous le verrons par la suite en se référant aux diagrammes expérimentaux proposés par O. K. BAILEY et C. E. TILLEY (1966).

MINÉRALOGIE DESCRIPTIVE.

Le minéral majeur (toujours plus de 68%) de ces roches est identique dans les deux types de phonolite il s'agit d'anorthose (Ab 55-70, Or 50-30, An 2-5).

Les anorthoses des agpaïtes sont cependant plus riches en albite que celles des miaskites (détermination selon les méthodes conjuguées de W. R. FOSTER (1955), P. M. ORVILLE (1963, 1967), I. E. S. CARMICHAEL et W. S. MACKENZIE (1964), in J. VARET (1967).

Notons le remplacement de l'association noséane-sodalite des phonolites miaskitiques par l'association sodalite-analcime dans les agpaïtes. La nuance est difficile à estimer au microscope. L'analyse diffractométrique permet de s'en assurer (Fig. 5). Cette différence va de pair avec une variation de la couleur des feldspathoïdes: ils sont *de couleur noire* [1] à l'oeil nu en lame mince dans les agpaïtes, et riches en fer, incolores ou légèrement ponctués de noir dans les miaskites (R. BBOUSSE, *et al.*, 1969).

Les pyroxènes dont l'évolution sera notifiée ailleurs (J. VARET 1969) ont aussi une composition différente selon les deux types de phonolite: augite ou salite dans les miaskites mais aegyrine dans les agpaïtes.

---

[1] Cette coloration rend les sodalites apparemment opaques, surtout en ce qui concerne les cristaux les plus petits. La confusion est aisée avec des magnétites. Un examen en lumière réfléchie permet de lever l'indétermination.

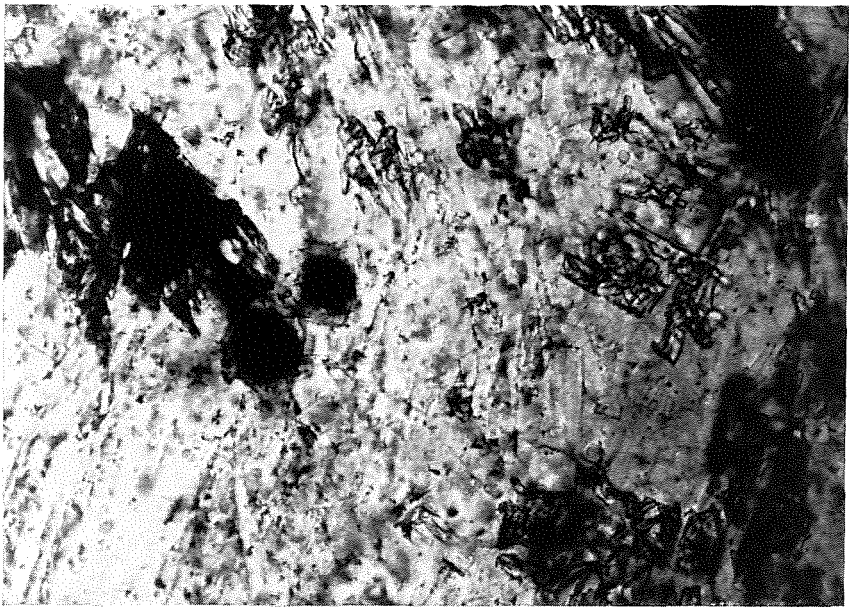


FIG. 3 - Microphotographie (× 300) de la phonolite agpaïtique de Roche Pointue (j). Entre les feldpaths (anorthoses) et les sodalites noires (s), on observe des cristallisations tardives d'aegyrine (a) et de mosandrite (m).

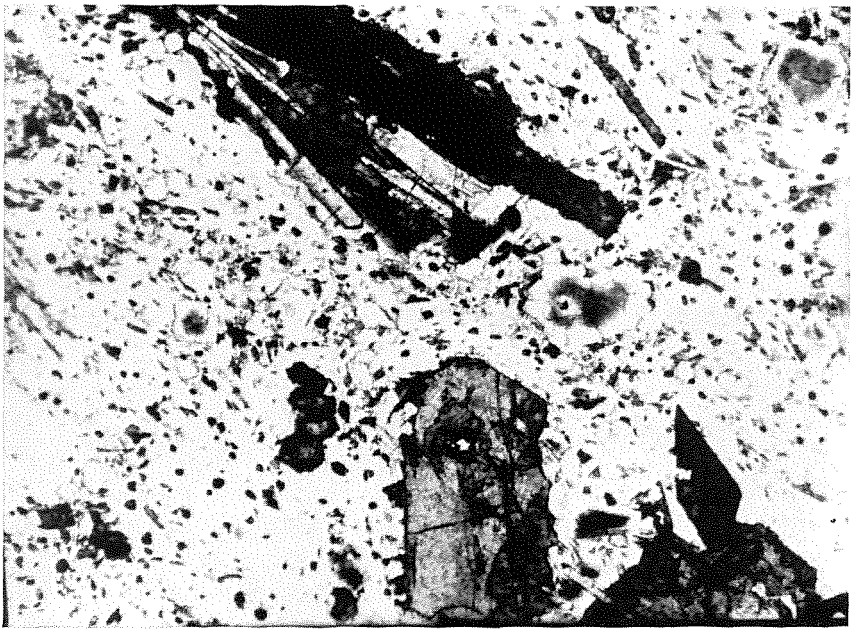
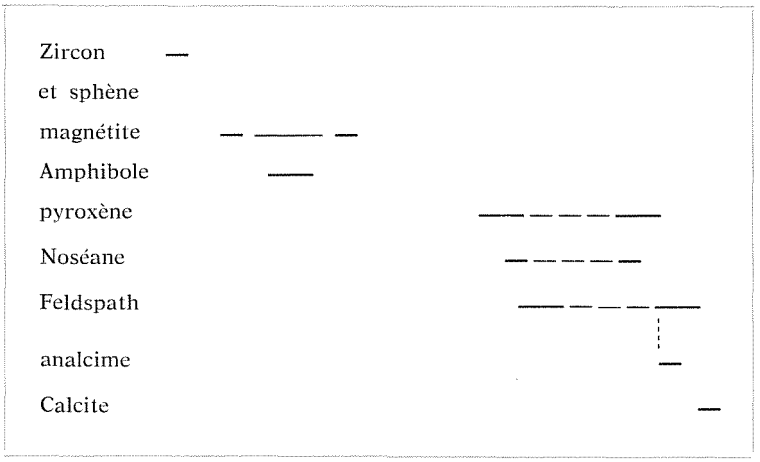


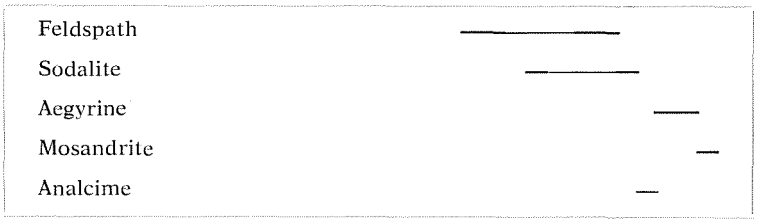
FIG. 4 - Microphotographie (× 80) de la phonolite miaskitique de Vinsac (f): le sphène (sp) et le zircon sont de cristallisation précoce, ainsi que l'apatite et les pyroxènes; ensuite cristallisent la noséane (n), la magnetite, et les feldspaths.

Notons également le remplacement dans les agpaïtes de l'association zircon-sphène par la *mosandrite* (Fig. 4), titanosilicate de zirconium, riche en terres rares. La présence de la mosandrite, incolore, de fort relief et de faible biréfringence, a été confirmée par analyse

TABLEAU 1 - Ordre de cristallisation des phonolites, miaskitiques et agpaïtiques



Miaskitique



Agpaïtique

diffractométique, après séparation gravitative (J. VARET, 1967). Le diagramme obtenu est conforme aux données de T. G. SAHAMA (1960) sur ce groupe de minéraux. Rappellons que ce minéral avait déjà été signalé en Auvergne (Velay) par A. LACROIX (1901).

Comme celles des feldspathoïdes, les conditions de stabilité du sphène, du zircon et de la mosandrite sont insuffisament connues pour que nous puissions conclure.

Insistons sur l'*absence de magnétite* dans les agpaïtiques, ainsi que de tout oxyde de fer. L'élément fer entre totalement dans le réseau des silicates. Les caractéristiques minéralogiques des deux types de phonolite sont consignées au tableau 5.

TABLEAU 2 - Phonolites miaskitiques hololeucocrates

Massif	(d) Urlandes	(m_2) Roche N	(i) Aldis	(b_1) Vinsac 1	(b_2) Vinsac 2	(g) Fosse	(o) Chatonniere
N. d'Anal	13	17	12	13	19	2	1
Mode (moyenne)							
Felds.	80,0	83,3	79,3	73,1	73,8	85,1	86,7
Felds.	7,1	8,4	12,8	14,3	14,9	13,1	5,9
Aug.	9,2	6,0	5,2	3,7	8,2	1,7	3,6
Amph.	0,3			2,6			
Mag.	2,9	1,8	2,2	5,0	1,8	0,2	3,4
Zr+Sph+ +Ap	0,5	0,5	0,5	1,3	1,3		0,4
Col	11,9	8,2	7,8	12,6	11,3	1,9	7,3
Sat	−8,1	−9,6	−13,9	−16,4	−16,7	−13,9	−6,4

COMPOSITION MODALE.

Les nombreuses analyses modales effectuées sur des échantillons provenant de chacun des massifs étudiés ont permis de déterminer l'homogénéité de ces massifs ou les conditions de leurs variations.

Les feldspathoïdes, l'analcime surtout, sont donnés avec une assez grande latitude en raison d'une part de la finesse de leur cristallisation, souvent inférieure à l'épaisseur de la lame mince et d'autre part de la grande différence d'indice entre ces minéraux et les feldspaths.

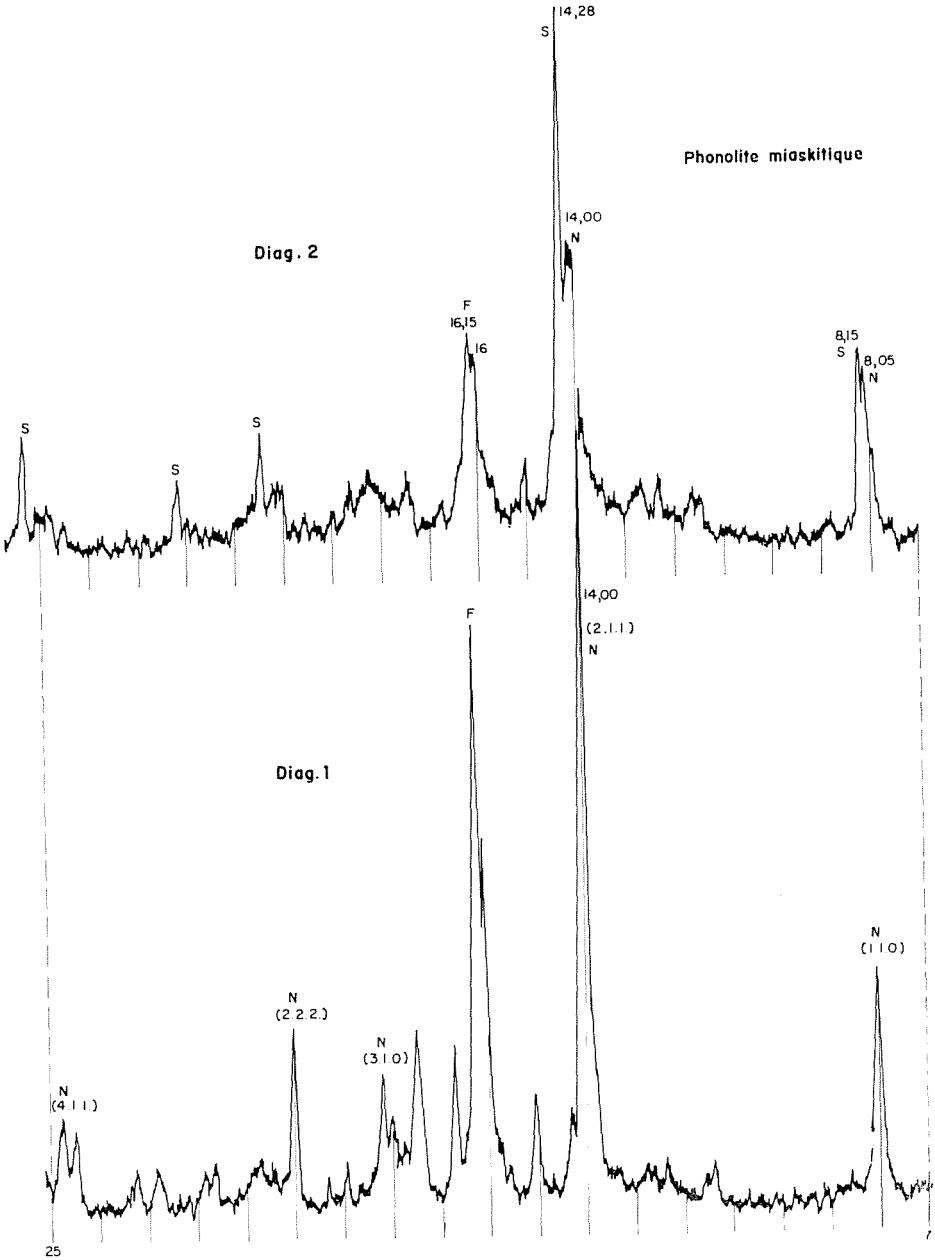
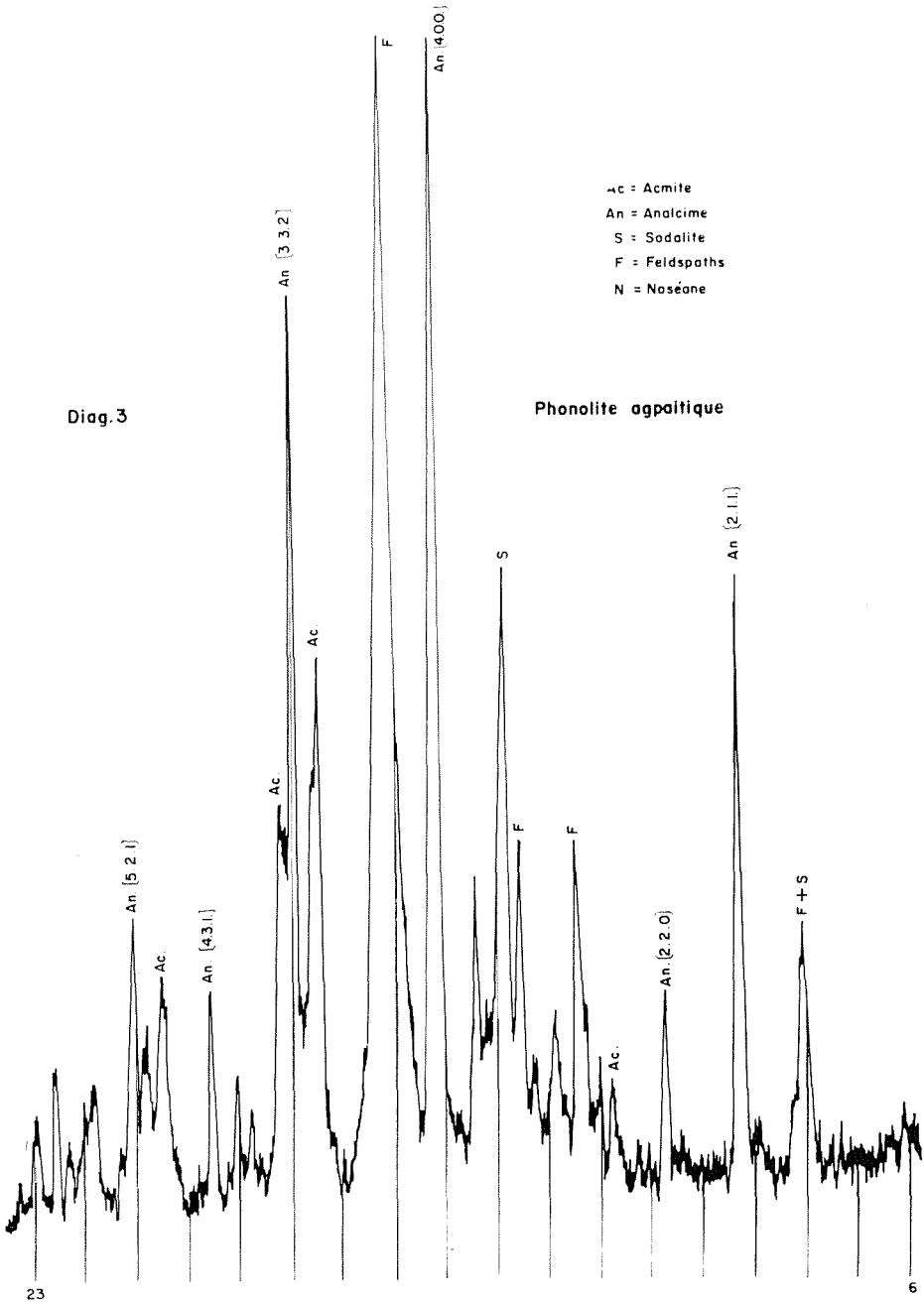


FIG. 5 - Radiodiffractogramme (CoKα, $7^{\circ} < \theta < 25^{\circ}$) des phonolites, diagramme 1 et 2: pho agpaïtique, globale (Repatils, k). On constate la présence d'analcime et de sodalite da



nolite miaskitique (Aldis, i), phénocristaux (2) roche globale (1), diagramme 3: phonolite
ns les agpaïtes, de sodalite (microcristaux) et de noséane (phénocristaux) dans les miaskites.

Les massifs de phonolite agpaïtique ont peut-être en raison de leurs faibles dimensions et de leur mode de mise en place, une grande homogénéité pétrographique, de sorte que le domaine de variation de l'analyse modale est très restreint au sein d'un massif. (cf. carte Fig. 2).

TABLEAU 3 - Phonolites miaskitiques leucocrates.

Massif	(a_1) Milhac Fort	(a_2) Milhac Coulée	(m_3) Post Intr. Roche	(n) Marcombes	(b) Chastanat
N. d'Anal	8	11	1	17	4
Mode (moyenne)					
Felds.	69,1	68,7	73,8	68,1	72,3
Felds.	13,1	12,5	5,7	9,4	12,5
Aug.	11,9	13,6	18,5	16,0	11,5
Amp.	0,1			0,2	0,6
Mag.	5,6	5,0	1,3	4,7	2,9
Zr+Sph+ +Ap.	0,3	0,2	0,5	1,5	0,2
Col	17,8	18,8	20,5	21,0	15,2
Sat	−15,9	−15,4	−7,1	−12,1	−14,8

La première colonne de chaque tableau donne le nombre d'analyses effectuées sur le massif, la dernière ses indices pétrographiques (J. JUNG et R. BROUSSE, 1961) de coloration [COL = 100 − (F+f)] et de saturation ($SAT = \frac{-f}{f+F}$).

En effet, nous constatons que les dômes de faibles dimensions possèdent un domaine de variation pétrographique réduit alors que les ensembles de grande étendue varient en composition. Avec le massif de Vinsac, ce fait peut être bien mis en évidence. Ce complexe est formé d'une coulée de base, en phonolite à amphibole, de grande étendue (2.000 m.) mais de faible épaisseur (2-10 m.), coulée qui est recouverte par un dôme-coulée puissant (100-400 m.) de phonolite massive à pyroxène (Fig. 6). La composition modale de la lave for-

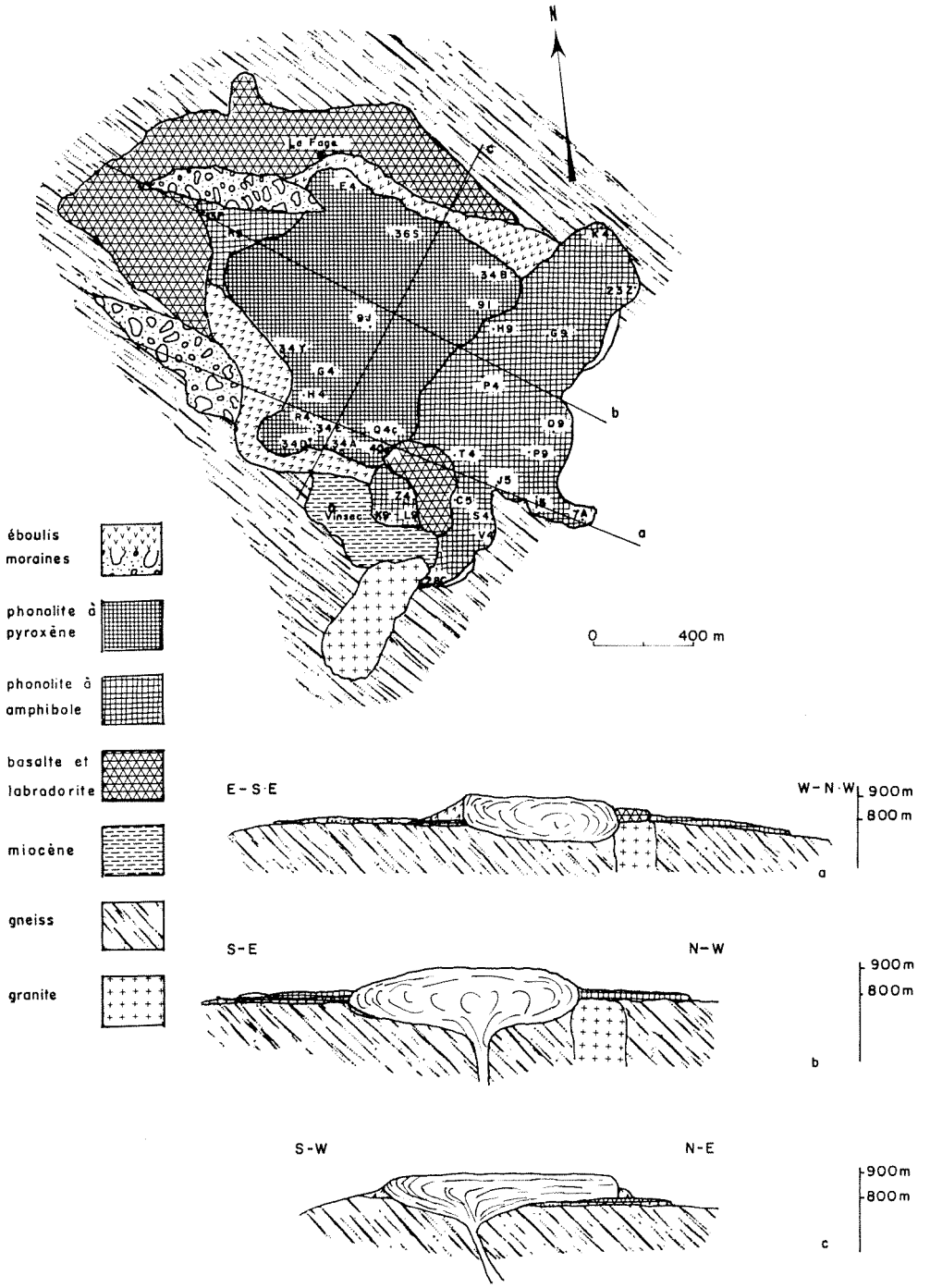


FIG. 6 - Le massif de Vinsac. Une coulée de phonolite à amphibole recouvre le basalte miocène. Elle est traversée et recouverte par le dôme de phonolite à pyroxène.

mant la première émission est beaucoup plus hétérogéne que celle du dôme (Fig. 7).

Si l'analyse modale permet d'effectuer des études de détails, elle permet également de différencier deux pôles parmi les phonolites miaskitiques elles-mêmes (tableau 3 et 4): l'un est clair (hololeucocrate $15 > COL > 0$) alors que l'autre, plus sombre (quoique leucocrate $25 > COL > 15$) fait transition avec les téphrites (ordanchites).

L'analyse modale permet également de distinguer les phonolites agpaïtiques des phonolites miaskitiques (Fig. 9).

En définitive, on trouvera dans le tableau 5 la composition modale: moyenne des trois types de phonolites reconnues.

TABLEAU 4 - Mode moyen des phonolites agpaïtiques.

	c	e	j	k		p
	Auteroche	St. Etienne	Roche Pointue	Repastils		Cournil
N. d'analyses effectuées	8	2	2	1		3
Mode						
Felds.	80,4	86,1	80,9	?	. . . . .	82,2
Felds.	7,5	7,5	8,3	?	. . . . .	9,7
Aeg.	9,5	6,4	9,3	10,6	. . . . .	5,9
Mosandrite	2,6		1,5	?		0,2
					magnétite	2,0
Col	12,1	6,4	10,2	19,6		8,1
Sat	−8,5	−7,9	−9,3	−?		−10,6

CHIMISME (tableaux 6, 7, 8, 9).

a) - *L'agpaïcité*: B. I. ZLOBLIN (1959). Exprimée par le rapport $Agp = Na/Al - K$ varie de 0,92 á 1,31 dans toutes les phonolites étudiées.

Les phonolites miaskitiques sont toutefois moins riches en alcalins qu'en aluminium ($Na + K < Al$), aussi leur coefficient d'agpaïcité est-il inférieur ou égal à 1 (tableau 5).

Leur indice d'alcalinité $R = K + Na/K + Na + Ca$ compris entre 80 et 90, permet de distinguer, parallélement au mode, les phonolites alcalines ($R > 85$) des phonolites hypoalcalines ($R < 85$), plus proches des tephrites (ordanchites).

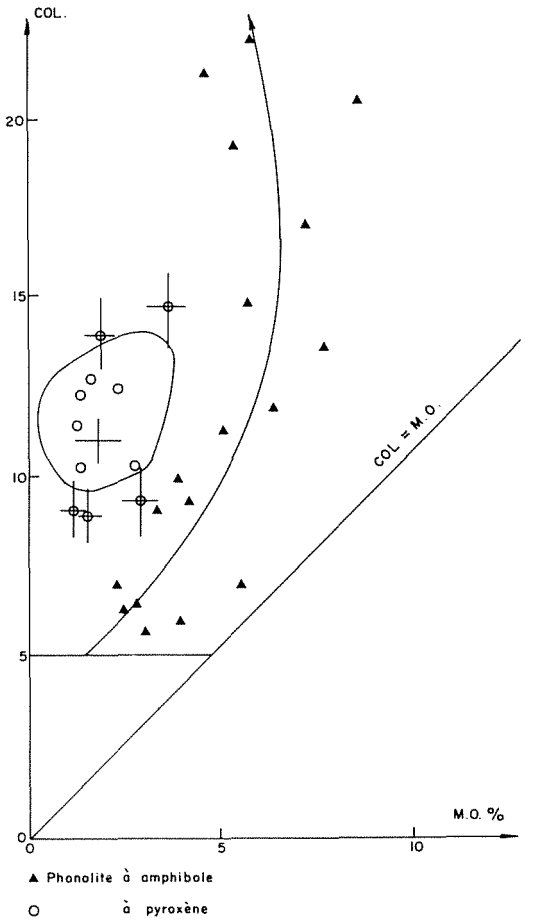


FIG. 7 - Grande dispersion des indices pétrographiques de la phonolite à amphibole. Faible variation de la phonolite à pyroxène (données du mode).

Pour une même teneur en silicium, les agpaïtes sont à la fois plus riches en alcalins, et particulièrement en sodium, et moins riches en aluminium que les miaskites. L'indice d'alcalinité est le même pour ces roches que pour les miaskites ($80 < R < 92$). Les phonolites agpaïtiques ne sont donc *pas plus alcalines* que les phono-

lites miaskitiques. D'un type à l'autre c'est la relation entre la somme des alcalins (K + Na) qui varie par rapport à Al alors qu'il existe un rapport constant des alcalins vis à vis de Ca.

La norme fait apparaître, en outre, de l'aegyrine, du métasilicate de sodium ($Na_2 SiO_3$), et, notons le, aucun oxyde de fer n'est calculable. Enfin, non seulement le coefficient d'agpaïcité est toujours *supérieur à 1,20,* mais encore le rapport des alcalins à la somme des

TABLEAU 5 - Composition modale moyenne des différents types de phonolite du Cantal Septentrional.

Nom	Agpaïtique	Miaskitique hololeucocrate	Miaskitique leucocrate
Nb. de massifs	5	6	5
Felds	82,4	80,2	69,9
felds	7,8	10,9	10,2
Pyrox	8,4	5,5	15,0
Amph.		0,4	0,1
Mag.		2,4	4,2
Mosan	1,4		
Sph+ +Zi+Ap		0,6	0,6
Col	9,8	12,0	12,7
Sat	−8,4	−8,9	−19,9

cations trivalents, $Agp' = Na + K/Al + Fe''' + Ti$ (tableau 9) est également supérieur à 1.

Cette agpaïcité est tout à fait comparable à celle de la moyenne de leurs équivalents grenus, c'est à dire des syénites néphéliniques agpaïtiques: les coefficients d'agpaïcité *Agp* sont identiques, et la moyenne *Agp* = 1,30 calculée par GERASSIMOSVSKY (1956) est située dans la « fourchette » du Cantal (k) - (p) [2].

[2] (R) Repastils *Agp* = 1,31.
(p) Cournil *Agp* = 1,20.

De même, aussi bien la teneur en métasilicate de sodium que la teneur en aegyrine des pyroxènes normatifs, sont conformes à la moyenne.

Dans ce qui suit, nous essaierons de situer les localisations minéralogiques de l'excès en sodium qu'ont les agpaïtes. Les feldspaths de nos roches n'ont pu être chimiquement analysés mais il est connu que l'excès d'alcalins sur les cations trivalents est un phénomène extrêmement rare. La possibilité d'un tel phénomène, discutée par

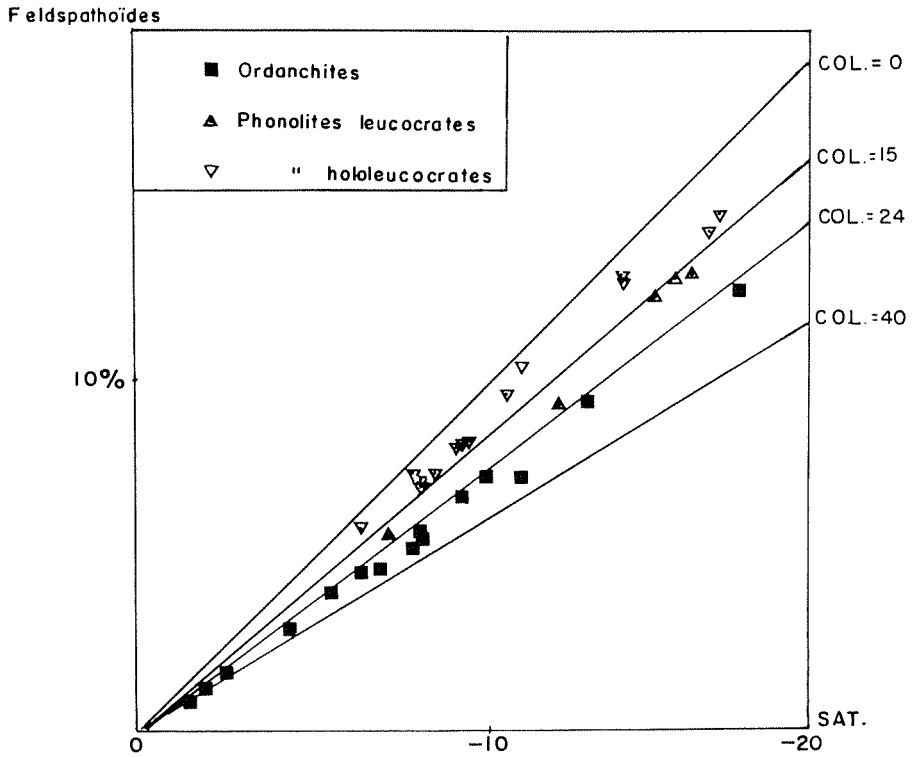


FIG. 8 - Différents types de phonolites, et transition avec les Ordanchites distinguées au moyen de l'analyse modale. La pente de la droite passant par l'origine est fonction inverse de l'indice de coloration.

bien des auteurs (FAUST, 1936; J. NOLAN, 1966), est le fait exceptionnel des « orthoses ferrifères » (A. LACROIX, 1913) qui présentent un excès d'alcalins à la fois sur l'aluminium et sur la somme des ions trivalents. La mosandrite, en raison de son infime volume, n'a pu jouer qu'un rôle accessoire. Par contre, les pyroxènes acceptent un

excès d'alcalins sur l'aluminium, et, par suite, la présence d'aegyrine dans les agpaïtes est en relation avec l'hyperalcalinité. Ces minéraux ne font toutefois pas apparaître un excès d'alcalins sur les ions trivalents (Fe'''+Al).

En définitive, ce sont les feldspathoïdes qui, totalement ou en

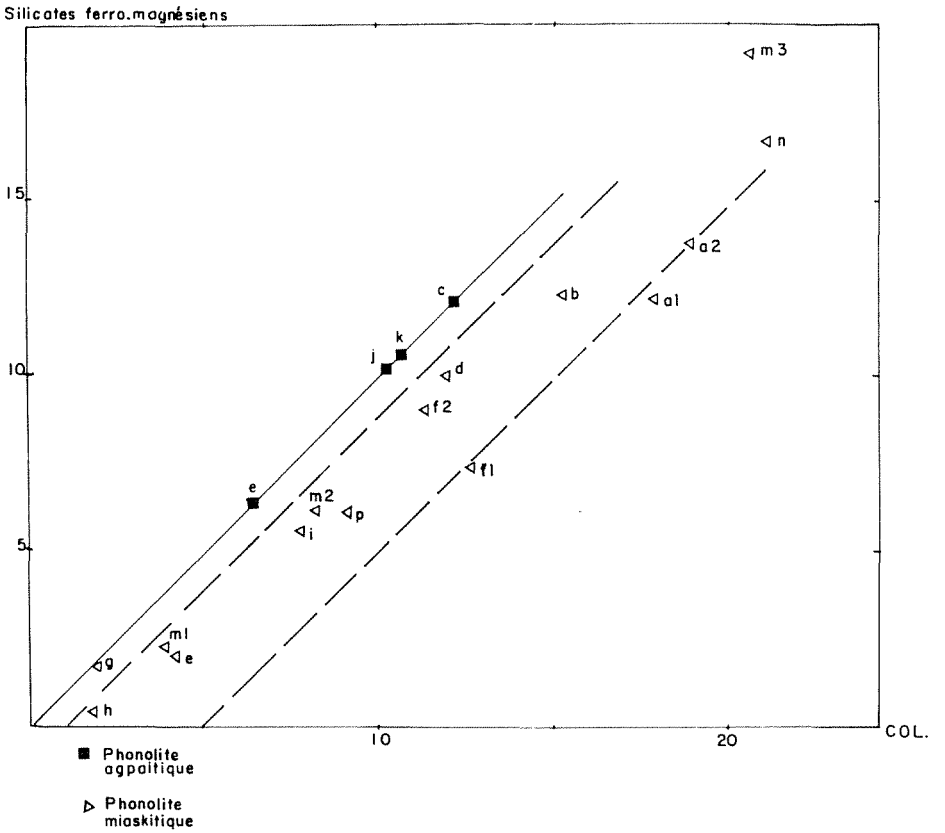


FIG. 9 - Distinction entre agpaïtes et miaskites au moyen des minéraux colorés (analyse modale, tableaux 2, 3 et 4). Les phonolites agpaïtiques se répartissent le long d'une droite de pente 1, tandis que les phonolites miaskitiques sont réparties en une bande parallèle à cette droite (abcisse à l'origine) −4 à −1 (1 à 4% de magnétite dans ces roches).

partie, absorbent le désequilibre. Leur analyse chimique permet effectivement d'assurer que Na+K>Al+Fe. L'excedent d'alcalins est très fort dans les sodalites et les noséanes analysées (J. VARET, 1967) (le coefficient d'agpaïcité de ces minéraux atteint *1,6* dans la sodalite

TABLEAU 6 - Analyses chimiques et pourcentages cationiques des phonolites miaskitiques. Analyste R. DURET (1966), sauf (f), analyse de F. RAOULT (1966), citée in R. BROUSSE (1961).

Poids des oxydes	a	d	f	i	m (1)	m (2)	m (3)
SiO_2	56,84	57,86	54,30	59,08	58,12	59,82	58,10
Al_2O_3	15,38	17,67	21,91	17,01	18,50	18,09	18,49
Fe_2O_3	4,74	4,69	2,64	3,04	4,24	4,17	3,97
FeO	0,57	0,18	0,97	0,14	0,03	0,09	0,00
MnO	0,07	0,07	0,19	0,08	0,08	0,07	0,04
MgO	0,02	0,00	0,47	0,00	0,36	0,00	0,00
CaO	4,98	3,46	3,46	4,15	2,25	2,59	4,82
Na_2O	6,00	6,84	8,13	5,72	7,81	7,63	8,44
K_2O	4,88	5,75	5,65	6,31	6,00	5,78	3,13
P_2O_5	1,00	0,04	0,20	0,00	0,28	0,17	0,17
TiO_2	0,39	0,28	0,28	0,03	0,07	0,05	0,00
H_2O^+	2,20	1,52	0,09	1,25	1,51	1,24	1,68
H_2O^-	1,22	1,20	1,00	1,68	0,41	0,51	0,65
Cl	0,31	—	0,39	0,13	—	—	—
SO_3	1,12	—	0,69	1,15	—	—	—
$Cl=^3O^-$	0,07	—	0,09	0,03	—	—	—
Total	99,65	99,66	100,28	99,74	99,66	100,21	99,49

Nombre de cations %							
Si	54,99	54,05	49,02	56,19	53,25	54,65	53,55
Al	17,50	19,42	23,27	19,03	19,94	19,44	20,05
Fe'''	3,44	3,28	1,79	2,17	2,91	2,86	2,75
Fe''	0,46	0,14	0,73	0,11	0,02	0,07	0,00
Mn	0,06	0,06	0,15	0,06	0,06	0,05	0,03
Mg	0,03	0,14	0,64	0,00	0,50	0,00	0,00
Ca	5,16	3,46	3,35	4,23	2,21	2,54	4,76
Na	11,23	12,36	14,21	10,53	13,85	13,49	15,06
K	6,03	6,86	6,51	7,66	7,02	6,74	3,68
P	0,28	0,03	0,21	0,00	0,19	0,12	0,12
Ti	0,82	0,20	0,14	0,02	0,05	0,04	0,00
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

TABLEAU 7 - Indices pétrochimiques (J. JUNG et R. BROUSSE, 1962) et norme des phonolites miaskitiques.

	(a)	(d)	(f)	(i)	(m_1)	(m_2)	(m_3)
$S = \frac{K}{K+Na} 100$	34,9	35,6	31,4	42,1	33,6	33,3	19,6
$R = \frac{K+Na}{K+Na+Ca} 100$	76,9	88,5	86,2	81,1	90,4	88,8	79,7
$Agp = \frac{Na}{Al-K}$	0,98	0,98	0,85	0,93	1,07	1,06	0,92

norme	(a)	(d)	(f)	(i)	(m_1)	(m_2)	(m_3)	
Or	28,9	34,0	33,4	37,4	34,5	35,6	18,4	Or
Ab	41,5	38,6	25,0	41,3	38,2	35,1	61,3	Ab
An	0,2	0,5	6,6	2,0	—	—	3,3	An
Ne	4,9	10,4	23,7	3,8	11,9	14,2	5,4	Ne
Ae	—	—	—	—	3,7	4,2	—	Ae
Di	0,1	0,5	1,2	—	—	0,9	—	Di
Wo	7,5	6,5	3,7	7,8	5,2	3,9	8,4	Wo
Ilm	0,7	0,3	—	0,1	0,2	—	—	Ilm
Mag	0,7	—	2,5	0,4	—	—	—	Mag
Hem	4,3	6,3	0,9	2,8	2,9	2,7	4,0	Hem
Ap	2,35	0,1	—	—	0,3	—	—	Ap
Sph	—	0,2	—	—	0,6	0,2	0,4	Sph

de Cournil, tableau 10). *L'entrée des anions Cl et SO_4 exige en effet cet excès d'alcalins sur les ions trivalents.*

b) - *Les alcalins.*

Il est utile de connaître le rôle de chacun des ions alcalins, Na et K, dans les phonolites. La variation relative de ces cations peut être mise en évidence au moyen de l'indice sodipotassique K/K+Na

TABLEAU 8 - Analyses chimiques des phonolites agpaïtiques

Poides des Oxydes	(c)	(j)	(k)	(p)	moyenne des agpaïtes (1)
SiO_2	59,41	59,24	56,34	59,14	51,25
Al_2O_3	16,09	17,54	17,76	17,99	18,86
Fe_2O_3	3,12	3,16	3,58	3,54	4,78
FeO	0,05	0,22	0,06	0,13	2,17
MnO	0,09	0,08	0,18	0,07	0,35
MgO	0,02	0,00	0,40	0,00	0,65
CaO	4,77	2,51	2,39	2,07	2,04
Na_2O	7,81	8,25	9,88	8,19	11,34
K_2O	5,47	5,84	4,97	6,25	4,15
P_2O_5	0,07	0,01	0,04	0,12	0,34
TiO_2	0,06	0,00	0,06	0,33	1,17
H_2O+	0,64	1,46	3,19	0,86	1,75
H_2O-	0,38	0,50	0,46	0,22	
Cl	0,41	0,34	0,24		0,65
SO_3	1,46	1,22	0,99	—	—
$Cl=O^-$	0,09	0,08	0,05	—	—
Total	99,49	100,29	100,49	98,91	100,57
Nombre de cations pour cent					
Si	54,83	54,54	51,80	54,00	46,30
Al	17,55	19,00	19,21	19,33	20,04
Fe'''	2,17	2,18	2,47	2,41	3,24
Fe''	0,04	0,17	0,47	0,09	1,63
Mn	0,07	0,06	0,14	0,05	0,27
Mg	0,03	0,00	0,55	0,00	0,88
Ca	4,74	2,47	2,31	2,03	1,97
Na	14,01	14,70	17,58	14,48	19,83
K	6,47	6,81	5,83	7,29	4,79
P	0,05	0,01	0,03	0,09	0,26
Ti	0,04	0,00	0,04	0,23	0,79
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

(1) In V. I. GERASSIMOVSKY (1956) (total incluant CO_2 = 0,26, ZrO_2 = 0,81).

TABLEAU 9 - Indices pétrographiques et norme des phonolites agpaïtiques

	(c)	(j)	(k)	(p)	moyennes des agpaïtes
$S = \frac{K}{K+Na} \times 100$	31,6	31,8	24,9	33,4	19,4
$R = \frac{K+Na}{K+Na+Ca} \times 100$	81,2	89,7	91,0	91,5	92,6
$Agp = \frac{Na}{(Al-K)}$	1,26	1,21	1,31	1,20	1,30
$\frac{(K+Na)}{(Al+Fe+Ti)}$	1,038	1,018	1,071	1,001	1,06

La norme	Auteroche (c)	Roche Pointue (j)	Repastils (k)	Cournil (p)	m
Or	32,4	34,6	29,4	37,0	24,5
Ab	36,5	34,6	29,3	32,2	15,1
Ne	8,5	12,4	18,5	13,7	31,8
Ns	*0,8*	*0,4*	*1,9*	ε	*1,5*
Ae	*9,0*	*9,2*	*10,3*	*10,3*	*13,8*
Di	0,1		1,0		3,7
Wo	9,7	5,6	4,6	3,4	3,4
Ilm	0,1		0,1	0,3	2,0
Ap	0,2		0,2	0,6	0,8
Sph				0,4	

(J. JUNG et R. BROUSSE, 1962) que nous avons mis en corrélation avec le coefficient d'agpaïcité en Figure 10a. Ces deux paramètres varient de façon inverse. C'est dire que, parmi les alcalins, l'*ion sodium est essentiellement à l'origine de l'augmentation de l'agpaïcité.* Ce résultat est conforme aux données plus générales, qui montrent l'importance prépondérante du sodium dans les associations péralcalines (D. K. BAILEY et J. F. SCHAIRER, 1966).

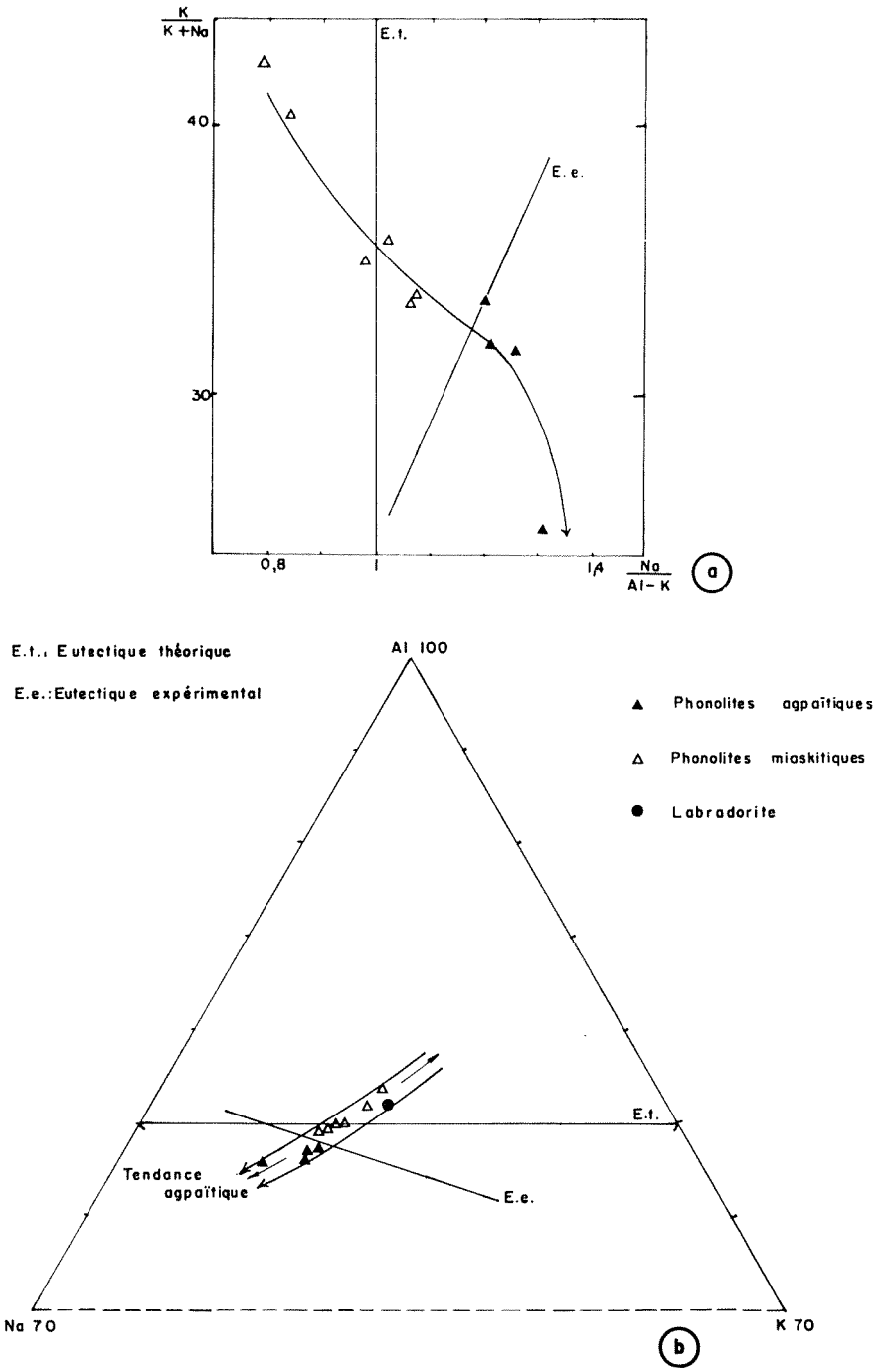


FIG. 10 - Relation entre indice sodipotassique et coefficient d'agpaïcité. (a) = Diagramme de corrélation entre agpaïcité et indice sodi-potassique. La relation est linéaire et inverse, pour les phonolites du secteur étudié. La limite observée de l'eutectique ne correspond pas à la limite théorique (Na+k=Al). (b) = Place des phonolites dans le diagramme triangulaire Al–Na–K.

La Figure 10b montre ce phénomène avec plus de clarté encore; alors que baissent les teneurs en aluminium et potassium, il y a une augmentation de la teneur relative en sodium.

c) - *Relation entre agpaïcité et alcalinité.*

Bien des auteurs ont pris en considération agpaïcité et alcalinité, mais la corrélation étroite entre ces deux facteurs n'a pas été pleinement discutée.

TABLEAU 10 - Sodalite de la phonolite de COURNIL (p). Analyse chimique et formule structurale calculée sur la base de 21 (O) associés á 6 SiO_2, 3 Al_2O_3. Analyse R. DURET (1966), citée in J. VARET (1967), et R. BROUSSE *et al.*, (1969).

SiO_2	35,84	Si	6,71	
Al_2O_3	22,67	Al	4,99	12,00
Fe_2O_3	2,10	Fe'' '	0,30	
FeO	0,00	Mg	0,04	
MnO	0,00	Ca	0,94	8,67
MgO	0,14	Na	7,44	
CaO	4,79	K	0,25	
Na_2O	20,88	Cl	1,99	
K_2O	1,06	SO	0,26	
TiO_2	0,00	OH	1,04	
P_2O_5	0,00			
Cl	6,42			$Agp = \frac{Na}{Al-K} = 1,6$
SO_3	2,35			
H_2O^+	2,01			
H_2O^-	0,85			
Total	99,11			

Les données de la Figure 11 où ces deux facteurs sont portés en ordonnées, signalent deux groupes d'alignement. Un premier groupe, qui va des ordanchites aux phonolites du Cantal central montre une augmentation lente du coefficient d'agpaïcité pour une augmentation importante de l'indice R. Le deuxième groupe, celui des phonolites

agpaïtiques se caractérise par une augmentation prononcée de l'agpaïcité, à indice R à peu près constant. Le point de jonction entre ces deux lignées (Fig. 11, point J) correspond à R = 88, Agp. = 0,7).

Ainsi sont mis en valeur deux types de différenciation; l'un alcalin l'autre agpaïtique, aboutissant à priori à deux eutectiques distincts; nous en discuterons par la suite. Signalons encore que les trachytes (R. BROUSSE et J. VARET, 1966) de notre région se placent dans la région agpaïtique, à proximité des phonolites de ce type.

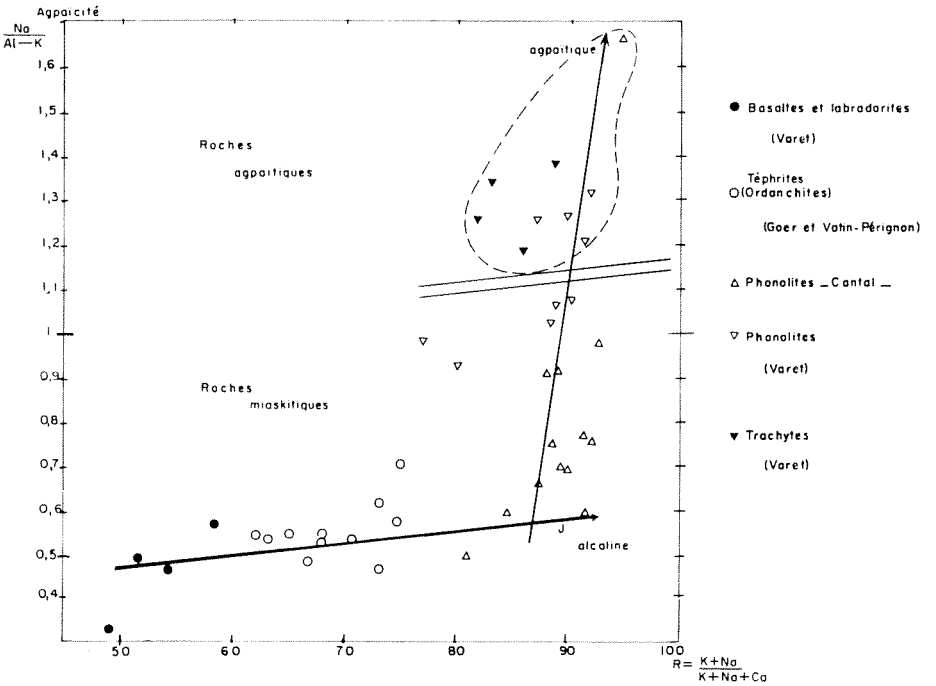


FIG. 11 - Relation entre alcalinité et agpaïcité. La relation n'est pas linéaire, mais comporte deux parties:
— une première partie (jusqu'à R = 85; Agp. = 0,6), qui montre une faible augmentation de l'agpaïcité, l'alcalinité croissant beaucoup.
— une deujième partie (à partir de R = 88; Agp. = 0,65), qui montre une augmentation brutale de l'agpaïcité, l'alcalinité variant peu.
Les deux courbes se joignent au point J.

d) - *Relation entre agpaïcité et teneurs en Uranium et Thorium.*

Comme l'ont signalé bien des auteurs (R. BROUSSE, 1963), la cristallisation des phonolites agpaïtiques est accompagnée d'un enri-

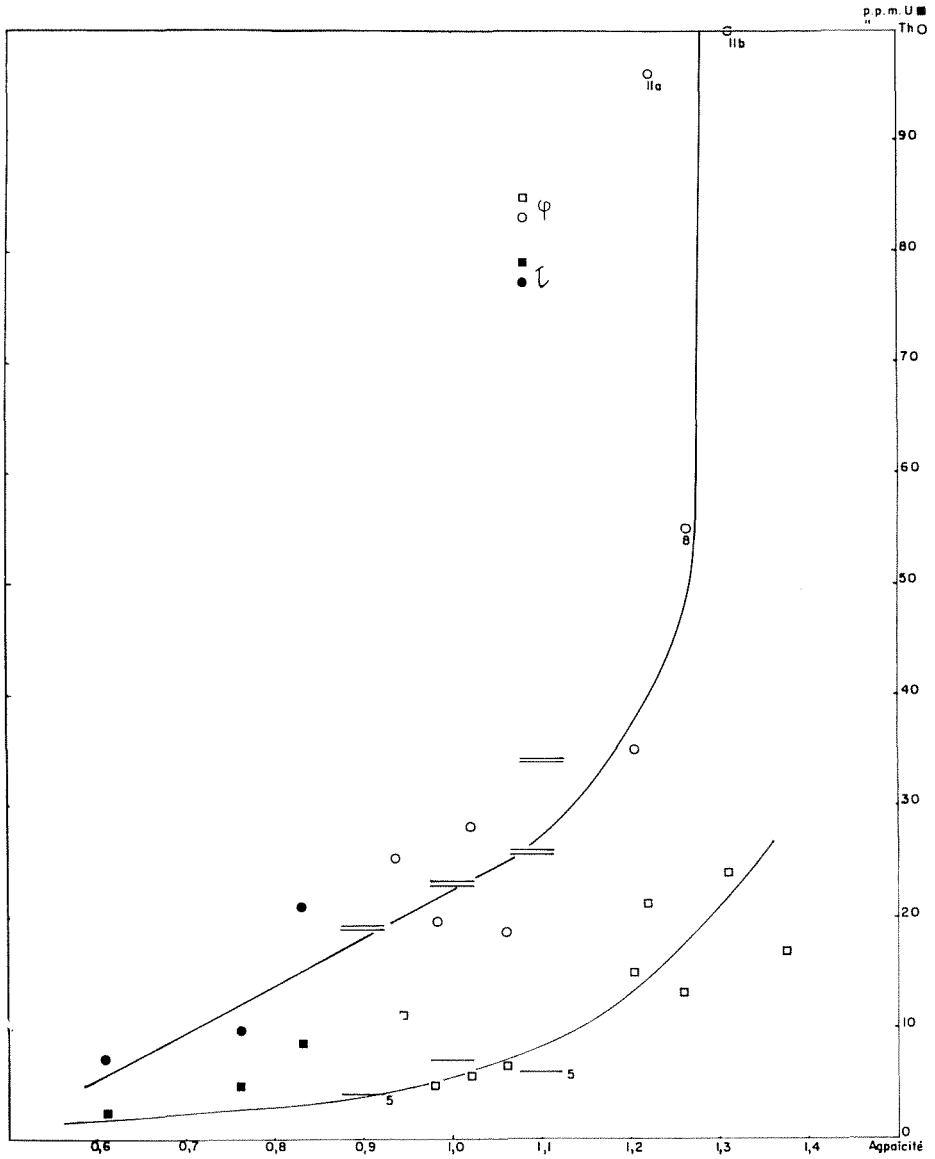


FIG. 12 - Diagramme de corrélation entre la teneur en Uranium et Thorium (p.p.m.) et le coefficient d'agpaïcité. La teneur en eléments radioactifs est directement en relation avec ce coefficient. Jusqu'à la valeur (Na) = 1,1 les éléments U et Th augmentent modérement, mais au delà la croissance est accélérée. Ceci est surtout très net pour le Thorium. Teneur en U et Th (p.p.m.) obtenues par gammamétrie, coefficient d'agpaïcité calculé à partie de l'analyse chimique (tableaux VII, et IX).

TABLEAU 11 - Teneurs moyennes en U et Th des phonolites agpaïtiques et miaskitiques.

	U. ppm.	moyenne	Th. ppm.	moyenne
Phonolites miaskitiques	4-12	6,5	24-100	22
Trachytes et Phonolites agpaïtiques	13-24	16	10-26	50

TABLEAU 12 - Teneur en K (%) , U (ppm) et Th (ppm) de la plupart des trachytes phonolites et roches associées, du Cantal Septentrionnal. Les résultats sont donnés en gramme 10^{-6} d'élément par gramme de Roche. Résultat obtenus par gammamétrie. L'incertitude des mesures est de ± 20% au maximum.

A = Phonolite miaskitique
B = phonolite agpaïtique
C = trachyte
D = enclave homœogène.

	Origine		K%	Uppm	Th (ppm)
A	(a)	Milhac	4,3	5,5	19,6
B	(b)	Auteroche	4,9	13,2	55,0
A	(d)	Urlande	4,8	5,6	28,0
A	(f_2)	Vinsac dôme	4,9	6,0	34,2
A	(f_1)	Vinsac coulée	4,0	3,9	18,9
D	(h)	Sy. Né-Brocq	5,0	14,4	10,0
C	(h)	Piperno Brocq	4,8	8,9	21,2
C	(h)	Brocq	4,3	16,1	31,0
A	(g)	Fosse	5,1	6,6	23,0
C		Ht Allies	4,9	14,4	10,0
D		Bojite Menoyre	2,3	4,8	9,2
D		Plumasite	5,0	2,3	7,5
D		Anortoclasite	5,1	11,7	30,1
C		Augoules	4,5	9,4	24,8
A	(i)	Aldis	5,0	11,3	26,7
B	(j)	Roche Pointue	4,0	20,7	96,3
B	(k)	Repastils	3,9	24,0	100,0
A	(l)	Craissac	4,1	4,0	32,2
A	(m)	Roche	4,0	6,6	18,4
B	(p)	Cournil	4,7	14,7	35,3

chissement en éléments radioactifs. Ce phénomène avait aussi été remarqué pour les agpaïtes grenues par GOLDSMIDT (1930).

A la suite d'études au scintillomètre de terrain (J. VARET 1967), leurs teneurs en Uranium et Thorium ont été mesurées en laboratoire ([3]). Les résultats obtenus montrent en enrichissement en Uranium très important dans les trachytes et les phonolites agpaïtiques : jusqu'á 24 ppm d'Uranium et 100 ppm de Thorium dans le phonolite de Repatils, (tableau 10, Fig. 12).

Les courbes représentatives comportent un point de rupture, aussi bien pour l'Uranium que pour le Thorium, aux alentours de Na/Al − K = 1,1 c'est à dire, comme nous l'avons déja signalé, à la *limite entre les deux grands types de phonolites* ([4]).

Ajoutons que les trachytes présentent, à agpaïcité égale, une plus faible teneur en éléments radioactifs, (surtout en Thorium). Enfin, si l'on prend en considération les Figures 11 et 12, on constate que l'alcalinité est plus faible pour les trachytes que pour les phonolites. C'est en fait, *la combinaison des deux facteurs: alcalinité et agpaïcité qui conditionne la teneur de la roche en éléments radioactifs,* mais le dernier facteur reste prédominant.

Les autres éléments mineurs ont été analysés par Y. VOYARZUM et seront très prochainement publiés (R. BROUSSE *et al.*, à paraître). L'abondance exceptionnelle de certains éléments comme le Germanium sera montrée. Quant à la présence de S et Cl, éléments cantonnés dans les feldspathoîdes (Sodalite et Noséane) elle semble de grande importance géochimique. Elle va de pair avec l'absence généralisée de néphéline dans les roches étudiées, ainsi qu'avec la grande agpaïcité de ces roches.

Pétrologie des phonolites

Nous montrerons que les deux types de phonolites définis tendent vers deux eutectiques expérimentaux différents et qu'ils se rattachent à des lignées de différenctiation régionale.

([3]) Résultats obtenus en gammamétrie par J. L. CHEMINEE que nous tenons á remercier.

([4]) Il faut noter que les segrégations trachytiques, plumasite et bojite de type hyperalumineux (R. BROUSSE et J. VARET 1966) sont pauvres en U (2 á 5 ppm) et Th (7 á 9 ppm). Ce qui signale la place tardive de l'enrichissement pneumatolytique. La syénite nephélinique, présente en enclaves dans le piperno de Brocq (J. VARET, 1967) présente un cas particulier en ce que sa teneur en Uranium est supérieure á sa teneur en Thorium.

1) - Les deux systèmes d'eutectique [5].

a) - *Eutectique miaskitique.*

Les phonolites miaskitiques s'approchent de l'eutectique « phonolitique » de Bowen (1937) et Schairer (1950). Il sagit de la cristalli-

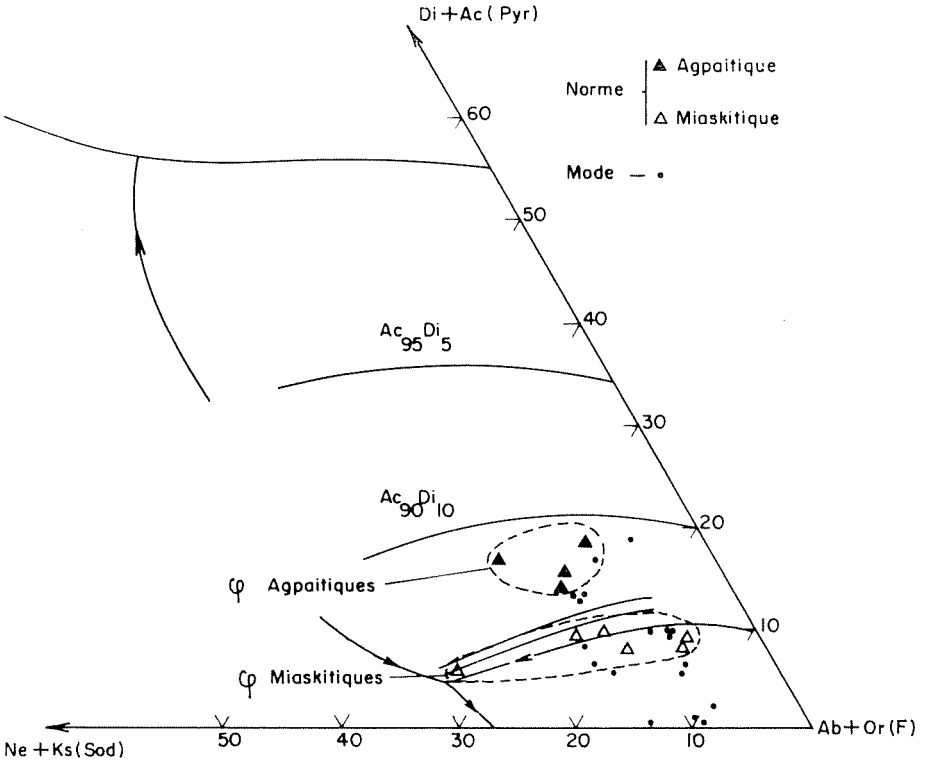


Fig. 13 - Place des phonolites du Cantal dans le diagramme (Di±Ac), (Ab+Or), (Ne+ +K_s), en relation avec les données expérimentales (systéme $NaAlSiO_4$, Na $AlSi_3O_8$, $NaFeSi_2O_6$ et $CaMgSi_2O_6$). On constate que les phonolites miaskitiques sont situées à proximité de l'eutectique (R), alors que les phonolites agpaïtiques sont déplacées vers l'eutectique (P).

---

[5] Les diagrammes expérimentaux utilisés ici, comportent de la néphéline. Rappellons que ce minéral n'existe pas dans les phonolites du Cantal, le système est donc vraisemblablement différent et une synthèse sous pression de Cl ou SO_2 donnerait certainement des résultas plus satisfaisants. Ces diagrammes, bien que très approchés sont utilisés ici á titre de comparaison. Ds. Disilicate de Sodium.

sation résiduelle d'un mélange néphélinoanorthosique de composition:

Si = 52,2
Al = 23,9
K = 6,7
Na = 17,2

Les diagrammes obtenus par ces auteurs ne permettant pas d'expliciter la cristallisation des éléments sombres : pyroxène et magnétite, c'est au diagramme expérimental (A. D. EDGAR, 1964); (Di —Né —Ab —H_2O) que nous nous référerons. Le diagramme obtenu (1000 kg/cm^2 de pression) (Fig. 13) présente un eutectique R de composition = Di 5 — Né 29 — Ab 66 moins riche en diopside (16%) et néphéline qu'à sec (J. F. SCHAIRER et H. S. YODER, 1960).

Les miaskites sont inscrites dans le système Di —Ne —Ab —Or, auquel il faudrait ajouter magnétite et sphène. Dans ce système, les phonolites miaskitiques du Cantal avoisinnent l'eutectique expérimental obtenu pour un pyroxène diopsidique. La composition du pyroxène de ces roches est effectivement diopsidique (J. VARET, 1969).

b) - *Eutectique agpaïtique.*

Les phonolites agpaïtiques s'incrivent dans un tout autre système: celui des magmas hyperalcalins qui se comportent de façon particulière en raison de la fusion incongruente de l'acmite (K. YAGI, 1966).

Les diagrammes de D. K. BAILEY et J. F. SCHAIRER (1966) signalent un eutectique (A) dans le système (Ab —Ac —Ne —Di) qui rend tout à fait compte de la pétrologie de nos roches. Leur course de cristallisation ne permettrait pas la naissance d'hématite, ce qui est conforme à nos faits.

Si nous faisons, maintenant, abstraction de la présence de disilicate dans la norme des agpaïtes, il nous suffira de constater que la composition de l'eutectique (P) dans le système (Ne, Ab, Ac) (Y. NOLAN, 1966) est = Ab — 15, Ne — 30, Ac — 55. L'eutectique (P) est donc nettement enrichi en pyroxène par rapport à l'eutectique (R) (A. D. EDGAR, 1964). Il y a d'ailleurs bien déplacement de l'eutectique de P en R lorsque la composition du pyroxène varie du pôle acmite au pôle diopside (Fig. 13).

De même, le déplacement de l'eutectique vers un enrichissement

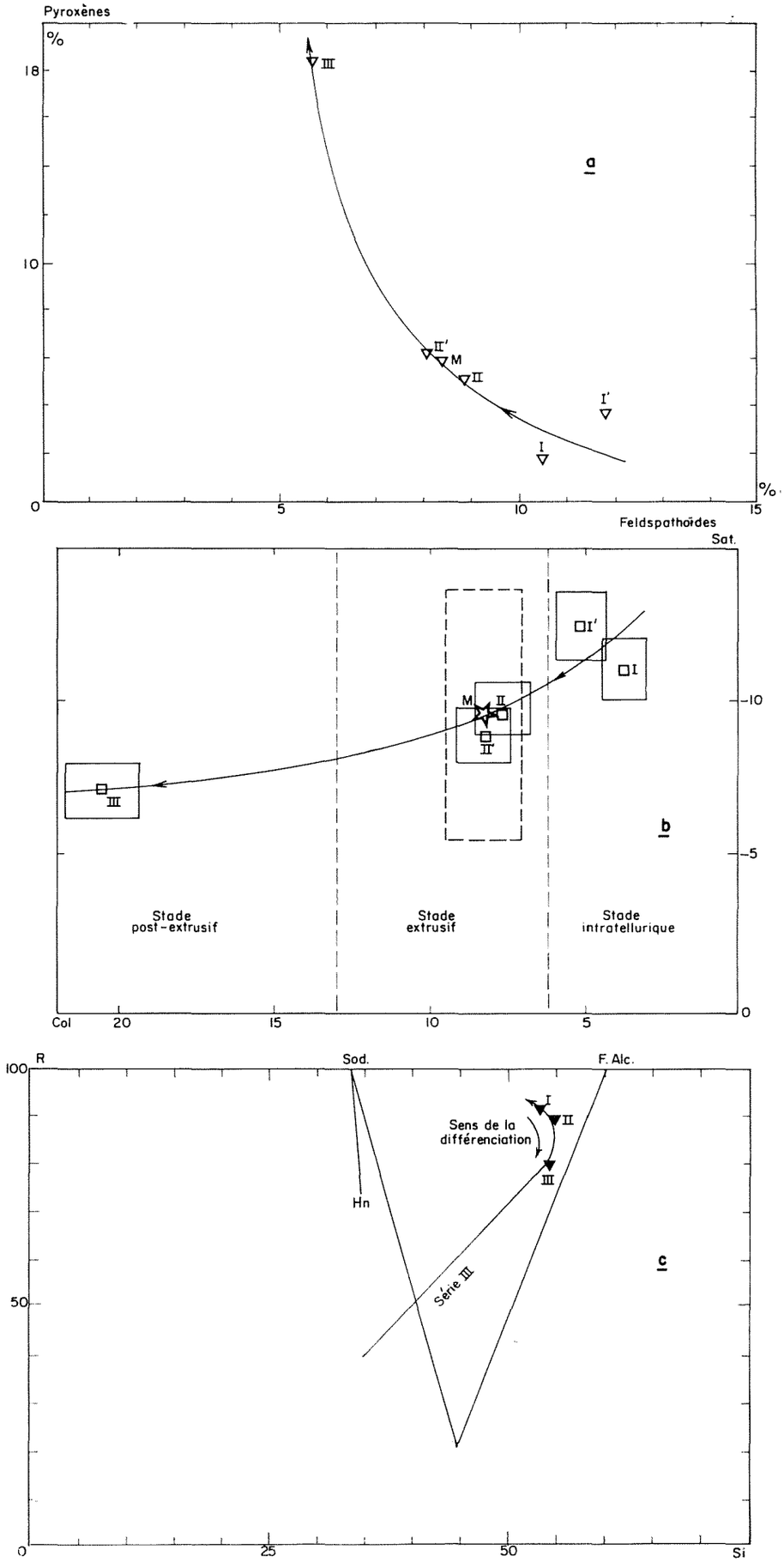


FIG. 14 - Evolution du magma de Roche, mis en évidence en trois stades:
— le stade intratellurique, connu au moyen des enclaves homœogènes de syénites à sodalite (I),
— le stade extrusif, connu au moyen de la phonolite formant le massif de Roche de Valette (II),
— le stade post-extrusif, donné par une lave tardive, recoupant en filonnets le dôme de Roche (J. VARET, 1967) (III).
On constate ici un passage local des phonolites aux Ordanchites.
(a et b) = mode; (c) = chimisme.

pyroxénique s'observe lorsqu'augmente la pression d'eau (A. D. EDGAR, 1964).

L'augmentation de la pression de gaz a donc pour double effet de modifier la composition des pyroxènes formés qui tendent vers un pôle acmitique (K. YAGI, 1966) et de déplacer la composition de l'eutectique. Les agpaïtes du Cantal possèdent effectivement un pyroxène de composition acmitique, et la teneur du pyroxène en acmite augmente avec l'agpaïcité de la roche (J. VARET, 1969).

Notons que les roches agpaïtiques cantaliennes sont systématiquement plus riches en pyroxène que ne le présagent les données expérimentales simplifiées (Fig. 13). Le déplacement observé est sans doute en relation avec la présence de la *mosandrite*, ou encore avec la teneur de ces roches en métasilicate normatif.

2) - RELATIONS PÉTROGÉNÉTIQUES ET LIGNÉES DE DIFFÉRENCIATION.

Les phonolites miaskitiques présentent des caractères minéralogiques et chimiques qui permettent de les rapprocher des téphrites (ordanchites) du Cantal (A. LACROIX, 1901 ; A. GOER et N. VATIN-PERIGNON, 1966). Elles représentent le terme alcalin de la différenciation de ces roches comme nous l'avons vu (Fig. 11). Nous avons même observé (Fig. 14) un passage local de ce type lors de l'étude du massif de Roche (J. VARET, 1967).

Sur les diagrammes de différenciation proposés par R. BROUSSE (1961) les phonolites représentent une zone privilégiée, de retour de la courbe R/Si (Fig. 15).

Nos analyses permettent de préciser cette zone pour l'association cantalienne: à partir d'une certaine alcalinité correspondant à la coupure entre phonolites subalcalines et alcalines (R = 80), la teneur de la roche en silicium diminue en tendant vers le point R (N. L. BOWEN et J. F. SCHAIRER, 1935) de composition Si = 52,5. C'est alors que se différencient, à alcalinité égale, deux types de phonolites: les phonolites miaskitiques alcalines et les phonolites agpaïtiques.

Le passage des miaskites aux agpaïtes est progressif (Fig. 10, 11), et se fait par enrichissement en sodium et appauvrissement en aluminium. Il peut s'expliquer en réponse à des variations de pression partielle d'oxygène et de gaz divers lors de la cristallisation du magma. L'enrichissement en Na et Cl peut encore être accentué par le processus de transfert gazeux (T. G. SAHAMA, 1962).

La différenciation vers des trachytes neutres voire même saturés se pose à cause de l'association de ces diverses formes peralcalines, observées dans le Cantal et le Mont-Dore (R. BROUSSE et J. VARET, 1966) comme dans les zones océaniques (citées in D. K. BAILEY et J. F. SCHAIRER, 1966).

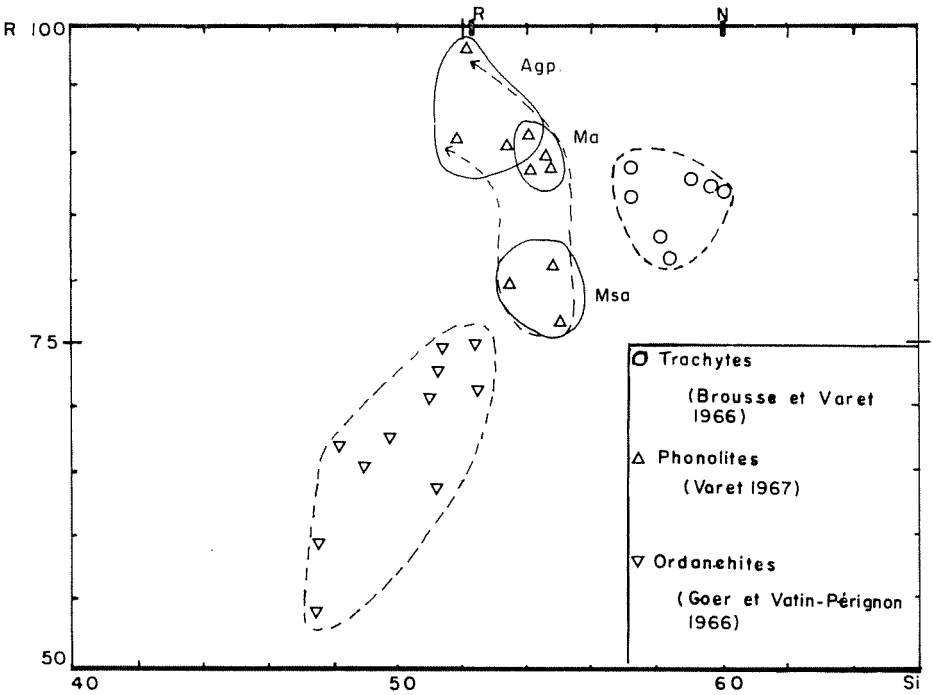


FIG. 15 - Diagramme R (= K + Na/K + Na + Ca) /Si des roches différenciées du Cantal septentrional (phonolites et roches avoisinnantes). Chacun des types pétrographiques constitue une unité bien déterminée et individualisée.

Msa = Miaskitique subalcaline
Ma = Miaskitique alcaline
Agp = Agpaïtique

3) - L'ORIGINE DES DEUX MAGMAS PHONOLITIQUES.

Il semble que le magma peralcalin puisse être obtenu par simple différenciation (cristallisation fractionnée) à partir de basaltes alcalins initiaux, ce qui est le cas de bien des basaltes du secteur étudié.

Cette association est observée dans nombre d'îles de l'Atlantique

(Saint-Hélène, Tristan de Cunha, Gouth) et du Pacifique (Samoa et Marquises, en particulier). Le faible volume relatif des produits de différenciation observés dans le secteur étudié permet de se rallier à cette observation.

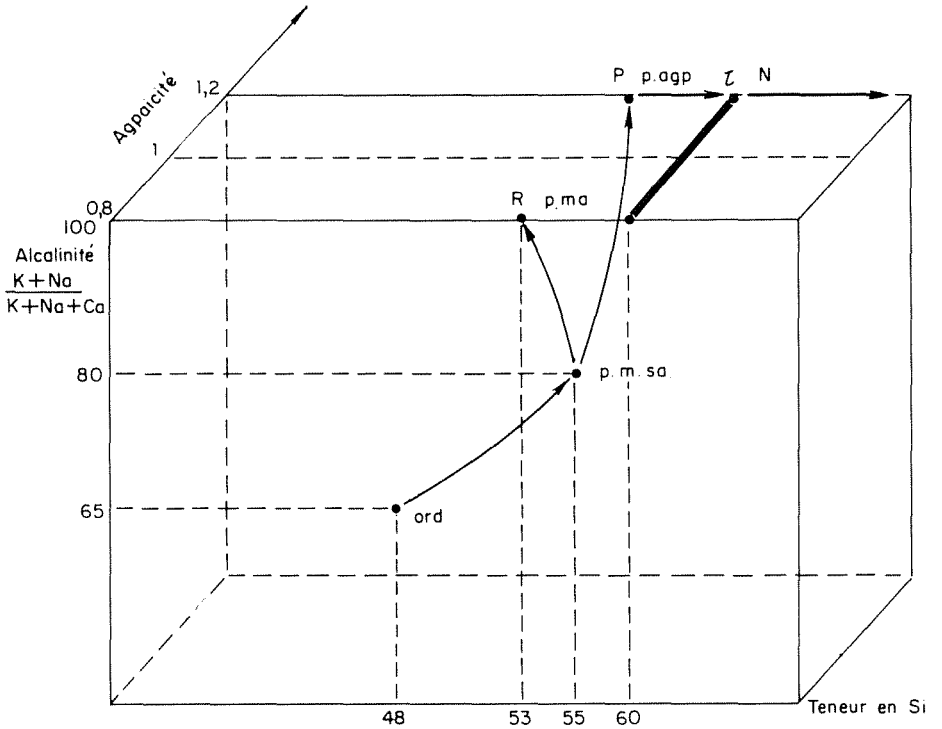


FIG. 16 - Diagramme schématique R/Si/Agp. de relations pétrogénétiques entre ordanchites (ord.) phonolites miaskitiques (p. m.) subalcalines et alcalines, phonolites agpaïtiques (p. agp.), trachytes (t.) et pantellerites (pan) place des eutectiques (R), (P) et (N).

On observe en effet dans le Cantal, une suite continue des basaltes aux phonolites miaskitiques, par l'intermédiaire des ordanchites (Fig. 17).

De plus, les caractéristiques chimiques des laves hawaïennes (MACDONALD G. A. et KATSURA T., 1964) sont bien celles que nous recontrons ici; excédent de sodium par rapport au potassium, sous-saturation en alumine.

Ajoutons encore que l'augmentation de la teneur en uranium et

surtout en thorium, dans ces roches alcalines, n'est nullement une preuve d'assimilation. En effet, les différenciés océaniques présentent également une augmentation de la teneur en éléments radioactifs (A. E. G. ENGEL, *et al.*, 1965).

Pour bien des auteurs cependant, la tendance peralcaline serait réduite dans les zones continentales à cause de la contamination des roches alumineuses encaissantes.

Il se peut que les phonolites miaskitiques, qui sont également les plus riches en potassium, puissent être considérées comme des produits d'assimilation d'un mélange partiellement fondu du substratum sialique.

En effet, certains caractères les rapprochent du magma méditer-

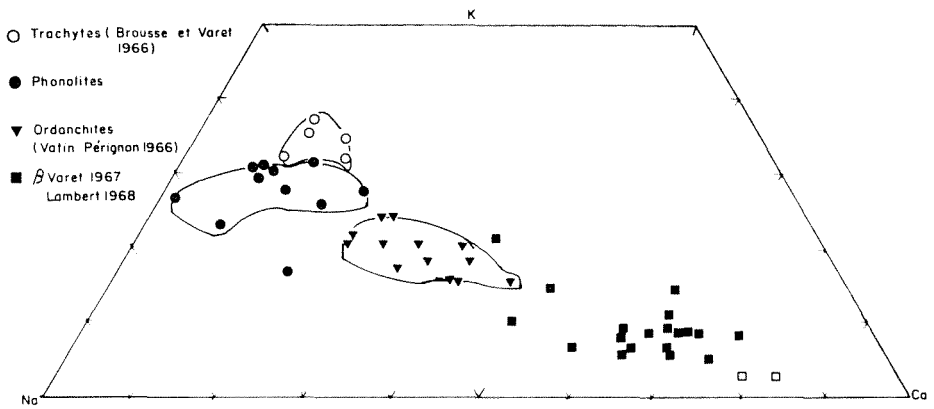


FIG. 17 - Place des roches volcaniques du Cantal septentrional sur le diagramme K, Na, Ca. On observe le passage continu des basaltes aux ordanchites puis aux phonolites et trachytes.

ranéen (G. MARINELLI et M. MITTEMPERGHER, 1966): l'importance du potassium par rapport au sodium et la saturation en alumine.

Cependant nous avons vu (Fig. 12, tableau 10) que l'enrichissement en uranium et thorium était beaucoup plus fort dans les phonolites agpaïtiques que dans les phonolites miaskitiques. Ces éléments étant également considérés comme des signes d'assimilation, on conçoit mal qu'à alcalinité égale (cf. Fig. 11), les phonolites miaskitiques résultant d'une assimilation en soient moins pourvues que des phonolites agpaïtiques plus directement « différenciées ».

Au total nous pouvons reconstituer la filiation génétique de ces roches en différentes étapes:

Différenciation des basaltes alcalins aux téphrites (ordanchites) puis aux phonolites miaskitiques par cristallisation fractionnée. A la cristallisation et à la séparation des éléments fémiques succède celle des plagioclases. On passe ainsi à une roche plus claire (phonolite miaskitique) à partir de basaltes sous-saturés.

Différenciation des phonolites miaskitiques aux phonolites agpaïtiques par le jeu de la pression d'oxygène et du transfert gazeux. En effet, il est difficile d'admettre que la cristallisation fractionnée puisse apporter un tel enrichissement en sodium. Cet enrichissement est plutôt dû aux éléments volatils tels que SO_4, Cl.....

Relation de parenté entre phonolites agpaïtiques et trachytes pantelleritiques.

En conclusion, à l'ancienne subdivision pétrographique: tephrites (ordanchites), trachytes, phonolites, il nous paraît nécessaire d'ajouter une nouvelle subdivision des phonolites en *phonolites miaskitiques* avec magnétites, pyroxènes précoces, sphène et zircon, et en *phonolites agpaïtiques*, à pyroxènes tardifs et zirconosilicates complexes, riches en éléments radio-actifs.

Bibliographie

BAILEY, D. K. et SCHAIRER, J. F., 1966, *The system $Na_2O-Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2$ at I atm. and the petrogenesis of alkaline rocks.* Journ. Petr. Vol. 7, p. 114-70.

BOULE, M., 1896-1897, *Le Cantal Miocène.* B.S.C.G.F., n. 54, t. VIII.

BROUSSE, R., 1963, *La phonolite de Compains et les phonolites néogènes de France.* C. R. Cong. Soc. Sav. 89.

BROUSSE, R. et VARET J., 1966, *Les trachytes du Cantal septentrional et du Mont-Dore, leurs enclaves.* Bull. Soc. Géol. Fr., t. VIII, p. 246-62.

BROUSSE, R. *et al.*, 1969, *Iron in the minerals of the sodalite group.* Contr. Mineral. Petrol., Vol. 22, p. 169-184.

CARMICHAEL I. E. S., et MACKENZIE W. S., 1964, *The lattice parameter of high temperature triclinic feldspaths.* Miner. Mag., Vol. 33, p. 949-62.

CHAYES, F., 1960, *Occurence of normative sodium metasilicate in Washington's tables.* Bull. Géol. Soc. Amer., Vol. 71, p. 503-4.

EDGAR, A. D., 1964, *Phase equilibrium relations in the system Diopside-Nepheline-Albite-H_2O, at 1000 kg/cm² water pressure.* Amer. Miner., Vol. 49, p. 573-85.

ENGEL, A. E. G. et ENGEL, C. G., 1960, *Progressive metamorphism and granitisation of the major paragneiss.* Bull. Géol. Soc. Amer., Vol. 71, p. 1.

FERSMAN, A., 1929, *Geochemische Migration der Elemente und denen wissenschaftliche und wirtschaftliche Beduntung.* Abh. prakt. geol. Berglehre, t. 18, p. 1-17.

FOSTER, W. R., 1955, *Simple method for the determination of the plagioclase feldspars.* Amer. Miner., t. 40, p. 178-85.

GERASSIMOSVKY, V. I., 1956, *Geochimica,* t. 5, p. 61, (trad. B. R. G. M. 2019).

GOLDSCHMIDT, V. M., 1930, *Elemente und Minerale pegmatitischen gesteine.* Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, p. 370-378.

JUNG, J. et BROUSSE, R., 1962, *Les provinces volcanoques néogènes et quaternaires de la France.* B. S. C. G. F., n. 267 LVIII.

LACROIX, A., 1901, *Mineralogie de la France.* 4 t., Paris, Blanchard.

————, 1922, *Mineralogie de Madagascar.* Paris.

MACDONALD, G. A. et KATSURA, T., 1964, *Chemical composition of Hawaïan lavas.* Journ. of Petrology, Vol. V, n. 1.

MARINELLI, G. et M. MITTEMPERGHER, 1966, *On the genesis of some magmas of typical Mediterranean (potassic) suite.* Bull. Volc. t. XXIX, p. 113-140.

NOLAN, J., 1966, *Melting relations in the system Na Al Si_3O–Na Al SiO_4 Na Fe Si_2O_6–Ca Mg Si_2O_6–H_2O, and their bearing on the genesis of alkaline undersaturated rocks.* Q. J. Geol. Soc. Lond., Vol. 122, p. 119-57.

ORVILLE, P. M., 1963, *Alkali ion exchange bet-ween vapour and feldspar phase.* Amer. Journ. Sc., t. 261, p. 201-237.

————, 1967, Amer. Miner., Vol. 52, p. 55-86.

SAHAMA, T. G., 1960, Amer. Miner. t. 45, p. 221.

————, 1962, *Petrology of Mt. Nyiragongo a Rewiew.* Centre Nat. Volc. Bruxelles, n. 20, 28 p.

SCHAIRER, J. F., 1950, *The alkali feldspar join on the system Na Al SiO_4–KAl SiO_4.* J. Geol., t. 58, p. 512-518.

SONDER, R. A., 1956, *Mechamik der Erde.* Stuttgart, 1 Vol.

SORENSEN, H., 1960, *On the agpaïtic rocks.* International geological congress. Rep. of the XXI session Norden part 3, p. 319-327.

VAN BEMMELEN, 1960, *Geology of Indonesia.*

VARET, J., 1967, *Les trachytes et les phonolites du Cantal septentrional.* Thèse de 3 ème cycle-Orsay, 346 p.

————, 1969, *Les pyroxènes des phonolites du Cantal (Auvergne, France).* N. Jb. Miner. Mh., H. 4, p. 174-184.

VATIN-PERIGNON, N. et GOER DE HERVE, A. (de), 1966, *Les Ordanchites et roches affines du massif du Cantal.* Bull. Soc. Géol. de France (7) VIII, p. 298-307.

VATIN-PERIGNON, N., 1966, *Petrographie et Mineralogie des roches volcaniques et description géologique de la partie centrale du Massif du Cantal.* Thèse Fac. Sc. de Grenoble 359 p.

YAGI, K., 1966, *The system Acmite-Diopside and its bearing on the stability relations of natural pyroxenes of the Acmite-Hedenbergite-Diopside series.* Amer Miner. Vol. 51, p. 976-1000.

ZLOBLIN, B. I., 1959, *Paragenesis of dark colored minerals of the alkaline rocks in connection with the new term for the agpaïtic coefficient.* Geochemica, t. 5, p. 400-422.

Manuscript received Jan. 1969