

# Caractéristiques pétrographiques et géochimiques du volcanisme cénozoïque du fossé de Téfidet (Aïr, Niger oriental)

Yacouba AHMED<sup>1\*</sup>, Amadou SOUMAILA<sup>1</sup>, Halitt NOUHOU<sup>1</sup> et Moussa HAROUNA<sup>1</sup>

## Résumé

Le fossé de Téfidet (Aïr, Niger) appartient au mégasystème de rifts créacés du Ténéré, d'orientation N130°E à N170°E, correspondant à la direction de l'axe tectonique du lac Tchad-Hoggar

La réactivation tectonique du fossé au Cénozoïque est couplée à un volcanisme fissural alcalin sodique qui s'est développé de l'Oligocène au Pléistocène (Ahmed et al., 2016).

Le cortège magmatique formé de néphélinites, basanites, phonolites, trachy-phonolites et trachytes quartzifères, est réparti en deux grands groupes d'âges (36-23Ma et 9-1,5Ma). L'analyse des caractéristiques pétrographiques et géochimiques suggère la provenance de ces volcanites, d'une source asthénosphérique de type lherzolite à grenat avec une participation du spinelle. La fusion partielle est couplée à une cristallisation fractionnée lors de la production de ces laves. La présence au Téfidet de laves cogenétiques sous-saturées (phonolites) et saturées à légèrement sursaturées en silice (trachytes quartzifères) suggère une contamination des magmas par le substratum continental sous-jacent.

Ces activités volcaniques cénozoïques se sont produites dans un double contexte : le soulèvement du bouclier touareg et le raccourcissement NW-SE lié à la collision entre l'Afrique et l'Europe (Ahmed et al., 2016).

**Mots-clés :** Téfidet, volcanisme fissural, cénozoïque, source asthénosphérique, contamination crustale.

## Abstract

The Téfidet trough (Aïr, Niger) belongs to the Ténéré megasystem set of Cretaceous rifts N130°E to N170°E oriented, corresponding to the direction of the Lake Chad-Hoggar tectonic axis.

The tectonic reactivation of the rift during Cenozoic is synchronous of a fissural alkaline volcanism which developed from Oligocene to Pliocene (Ahmed et al., 2016).

Volcanic suite consisting of nephelinites, basanites, phonolites, trachy-phonolites and quartz-trachytes, are distinguished in two major age groups (36-23Ma and 9-1,5Ma). Petrographic and geochemical features suggest a derivation from a garnet-lherzolite asthenospheric source, with a spinel influence.

Partial melting associated to fractional crystallization led to the production of these volcanic rocks. Coexistence of cogenetic silica under saturated (phonolites) and saturated to over saturated lavas (quartz-trachytes) highlights a crustal contamination of the magmas.

These Cenozoic volcanic activities took place in a dual context: the Tuareg Shield uplift and the NW-SE shortening linked to the African and European plates collision (Ahmed et al., 2016).

**Key words:** Téfidet, fissural volcanism, Cenozoic, asthenospheric source, crustal contamination

1 : Département de Géologie, Faculté des Sciences et Techniques, Université Abdou Moumouni. BP 10662, Niamey Niger

\* Corresponding author : ylibore@gmail.com  
Tél : +227 96 97 40 71/ 90 40 09 78

## I. INTRODUCTION

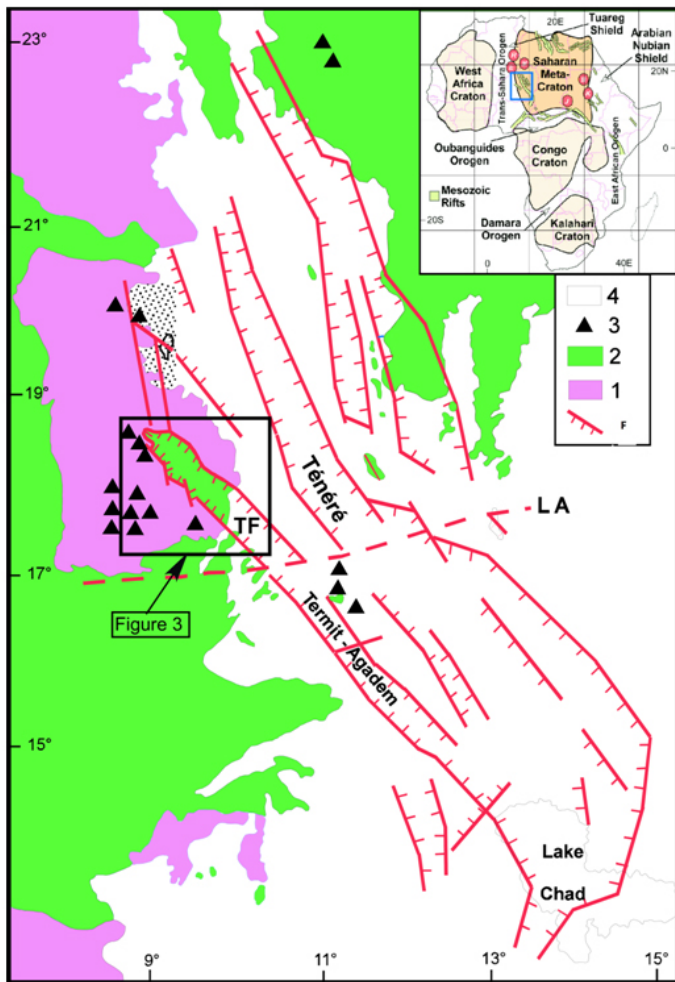
Des études géologiques et géophysiques (Faure, 1966; Louis, 1970; Kehrer et al., 1976), puis volcanologiques et structurales (Poulet et Durand, 1983 ; Bellion, 1987 ; Ahmed, 1989 ; Poulet et al., 1994, Ahmed et al., 2016), présentent le fossé de Téfidet comme la branche occidentale du système de rifts créacés ténérois d'orientation N130° à N170°. Ce système s'étend sur environ 1200 km, du Sud-algérien jusqu'au Lac Tchad (Ténéré, Bilma, Kafra, Téfidet-Témet et Termit-Agadem ; Bellion, 1987). Ce fossé d'orientation N130° à N140°, forme un rentrant d'environ 120 km au sein du massif de l'Aïr, avec comme limite le mégacisaillement lithosphérique de Raghane (Liégeois et al., 2005; Bouzid et al., 2015, Ahmed et al., 2016). Le long de ce mégacisaillement se sont mis en place les complexes anorogéniques paléozoïques de l'Aïr (Figure 1). De l'oligocène au Pliocène, un important volcanisme fissural a affecté la bordure occidentale dudit fossé (Ahmed, 1989; Poulet et al., 1994; Ahmed et al., 2016). Il existe très peu d'études pétrographiques et géochimiques sur ce volcanisme.

Le but de cette étude est de :

- présenter les caractéristiques pétrographiques des roches volcaniques du fossé de Téfidet et des zones bordières ;
- étudier les caractéristiques géochimiques ;
- caractériser la ou les source(s) magmatique(s).

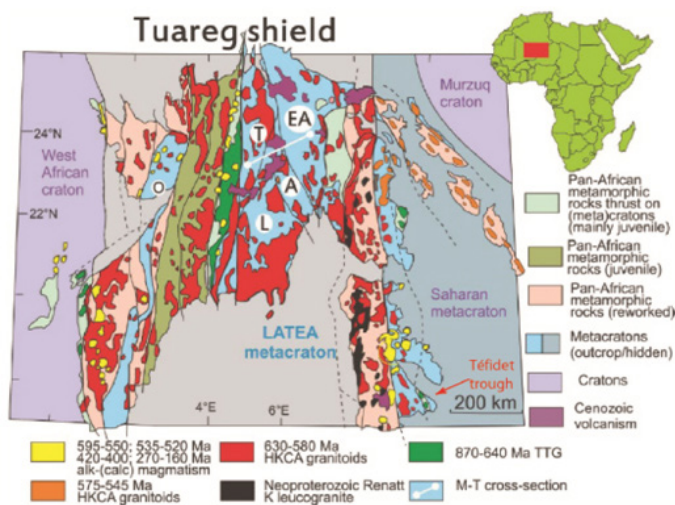
## II. CONTEXTE GEOLOGIQUE

Le fossé de Téfidet est un rift large d'environ 40 km et long de 120 km (Figure 1). Il est limité au Nord et au Sud par 2 décrochements dextres de direction N75° à N90°. A l'Est, le fossé est bordé par des failles normales N130° à N150° à pentes raides, dont les rejets peuvent dépasser 300m. A l'Ouest, le fossé est limité par des failles normales N110°, N130° à N150° avec des rejets de 200 à 300m. Les formations géologiques du fossé sont représentées par un socle précambrien, une couverture sédimentaire créacée et des édifices volcaniques tertiaires.



**Figure 1:** Carte structurale montrant le système de fossés ténéériens avec la répartition des édifices volcaniques cénozoïques: 1- Socle précambrien ; 2- Dépôts paléozoïques à mésozoïques ; 3- volcans cénozoïques ; 4- Sables quaternaires ; F- Faille normale ; LA- linéament guinéo-nubien ; TF- Fossé du Téfidet. (Ahmed et al., 2016 modifié).

Le socle du fossé de Téfidet, en continuité avec les formations cristallines et cristallophylliennes du Massif de l’Aïr, appartient au bouclier touareg (Hoggar, Iforas, Aïr). Il est structuré en trois terranes panafricains (Assodé, Barghot et Aouzegueur) juxtaposés et se chevauchant les uns sur les autres -Liégeois et al., 1994; Liégeois et al., 2003; 2005- (Figure2).

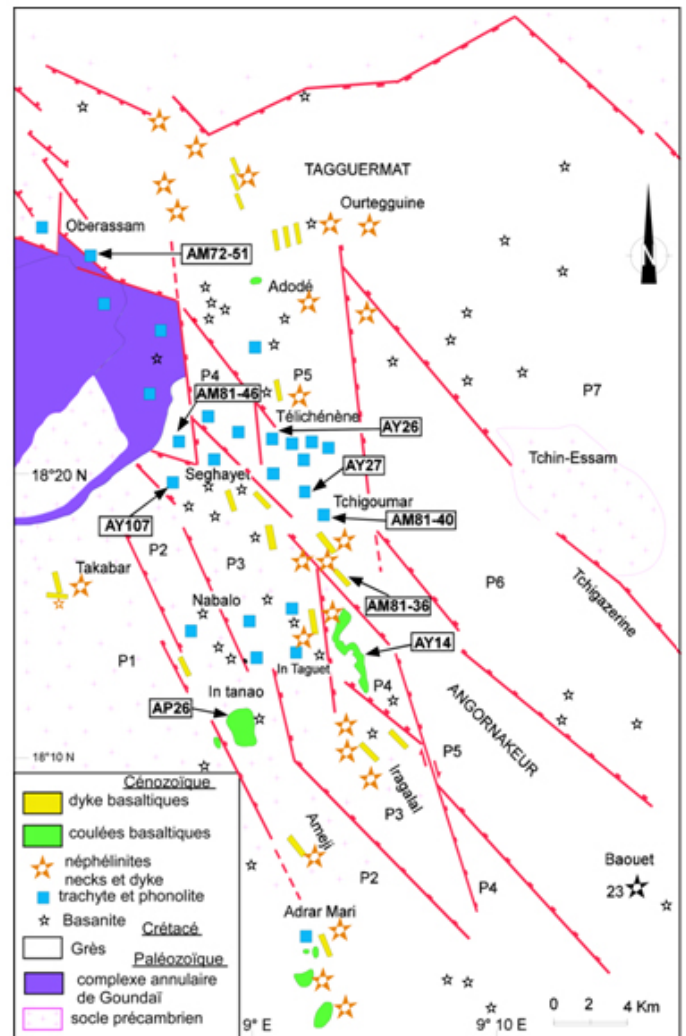


**Figure 2:** Localisation du Téfidet au sein du Bouclier Touareg (Bouزيد et al. 2015, Ahmed et al., 2016).

La couverture sédimentaire est essentiellement constituée de grès argileux du crétacé inférieur et de calcaires du Crétacé

supérieur. La puissance maximale des dépôts est d’environ 900m. On y distingue dans la partie la plus profonde du fossé, de la base vers le sommet : 600 m de sédiments fluvio-lacustres d’âge crétacé inférieur, 270 m de dépôts marins et lacustres du Crétacé supérieur et 30 m de sables éoliens quaternaires (Faure, 1966).

Le volcanisme fissural cénozoïque (Ahmed, 1989; Pouclet et al., 1994) consiste en des coulées et des dykes de néphélinites et de basanites à olivine, associés à des protrusions de trachytes quartzifères, trachy-phonolites et phonolites (Figure 3).



**Figure 3 :** Aire volcanique du Téfidet (Ahmed et al., 2016, modifié).

**III. MATERIELET METHODES**

Les analyses géochimiques des échantillons de volcanites ont été réalisées par la méthode ICP au CRPG de Nancy et de St Etienne (France); Les datations géochronologiques sont basées sur des mesures radiométriques K/Ar sur roche totale utilisant les constantes de Steiger & Jaeger (1977) et les minéraux ont été analysés à la Microsonde Electronique au BRGM/SG/ GN et CNRS à Orléans (France) et à l’Université de Bretagne Occidentale, URA 1278, 29275 of Brest (France). Les résultats analytiques sont consignés dans les tableaux 1 et 2.

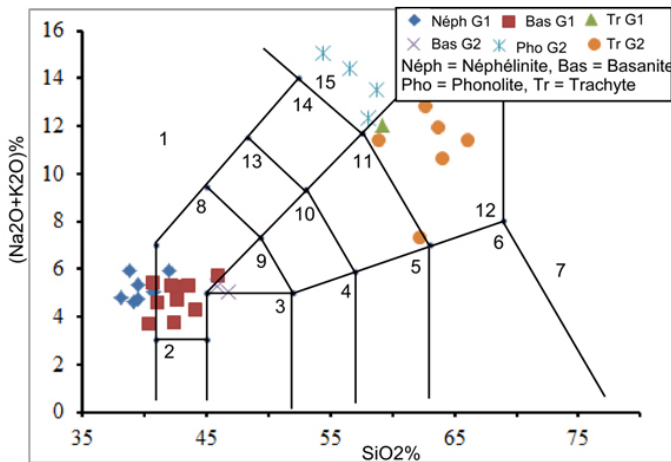
**IV. RESULTATS**

**IV.1. Caractéristiques pétrographiques**

Les phases d’activité volcanique se répartissent en deux groupes d’âge (Pouclet et Durand, 1983; Ahmed, 1989 ; Pouclet et al., 1994, Ahmed et al., 2016):



- un groupe Miocène Supérieur à Pléistocène (9 à 1,5 Ma) correspondant à de nombreux dykes et necks de néphélinites et basanites et quelques trachy-phonolites ;
- un groupe Oligo-Miocène (36 à 23 Ma) avec la mise en place de laves trachytiques et phonolitiques et quelques basanites (Figure 4).



**Figure 4:** Classification des roches dans le diagramme TAS (Le Maître et al., 1989).

1 = Foïdite, 2 = basalte picritique, 3 = basalte, 4 = basalte andésitique, 5 = andésite, 6 = dacite, 7 = rhyolite, 8 = téphrite (Ol < 10%) ou basanite (Ol > 10%), 9 = trachybasalte, 10 = trachy-andésite basaltique, 11 = trachy-andésite, 12 = trachyte (Q > 10%) ou trachy-dacite

(Q < 10%), 13 = phono-téphrite, 14 = téphri-phonolite, 15 = phonolite.

#### IV.1.1. Les Néphélinites

Ce sont des laves massives, sombres à reflet bleuté qui affleurent en coulées, necks et dykes (54% des dykes du Téfidet). La texture microlitique est généralement porphyrique avec 14 à 17% de phénocristaux d'olivine, clinopyroxène et de magnétite. La pâte grise à brunâtre contient les mêmes minéraux associés à la néphéline et rarement à la biotite. Les faciès cumulatifs sont plus fortement sous-saturés (Ne > 20%). Certaines de ces néphélinites sont proches des « camptonites », en raison de la présence de mégacristaux pluricentimétriques de kaersutite (amphibole alcaline), de biotite magnésienne et titanifère et d'oligoclase-Anorthose.

#### IV.1.2. Les basanites

L'abondance du feldspath dans la mésostase permet de scinder les basanites en deux sous faciès :

- les basanites néphéliniques pauvres en feldspaths parfois à faciès ankaratritique,
- et basanites feldspathiques à faciès subdoléritique.

Les basanites néphéliniques : elles affleurent surtout en dykes, mais aussi en coulées et necks. Leur texture est microlitique porphyrique avec 16 à 25 % de phénocristaux d'olivine, diopside/salite et titano-magnétite. La mésostase est riche en magnétite, associée à l'olivine, à la salite, aux microlites de plagioclases (5 à 10%), à la néphéline (2-3%) et à la biotite. Ces basanites ont une teneur en néphéline normative comparable à celle des néphélinites (10 à 15%).

Les basanites feldspathiques se présentent sous forme de dykes. La texture subdoléritique à doléritique montre des phénocristaux de labrador (17-22%), de titano-magnétite

(4-6%), olivine (5-11%), salite (4-10%). Dans la pâte, on retrouve les mêmes minéraux accompagnés de feldspaths et alcalins d'une biotite rare squelettique. Leur teneur en néphéline normative varie de 4,79 à 6,70%.

#### IV.1.3. Les trachy-phonolites

Elles forment la majorité des laves différenciées du Téfidet et affleurent en dômes, aiguilles et rarement en dykes. Ce sont des roches massives porphyriques de teinte verdâtre avec de grands cristaux d'anorthose craquelée (20%) associée à l'augite aegyrinique (2 à 6%) l'amphibole (1- 2,5%), la titano-magnétite (2%), la biotite (2%) et la néphéline. Spène et apatite sont les minéraux accessoires.

#### IV.1.4. Les phonolites

Ces roches verdâtres à texture tinguaitique feuilletée affleurent en dômes et dômes-coulées. La néphéline est présente en phénocristaux précoces (2-4 %) dans les faciès appaîtiques et microcristalline dans les faciès plus fins. Elles ont la même minéralogie que les trachy-phonolites.

#### IV.1.5. Les trachytes quartzifères

Ce sont des roches decouleur blanc laiteux et de faible dureté. Elles affleurent en protrusions prismées, en lames et « ring dykes ». Elles sont relativement pauvres en minéraux ferromagnésiens tels que les oxydes, l'acmite et la biotite. La texture fluidale souvent porphyrique (anorthose, sanidine, aegyrine, biotite) peut être aphirique. La mésostase contient en plus de la tridymite, de l'ilménite, et du spène.

#### IV.2. Evolution minéralogique

La minéralogie des néphélinites se résume à des phénocristaux d'olivine Fo 88-66 (14 à 17 %), de titano-salite Wo 52-46 / Fs9-14 et de titano-magnétite Mt 88-66/ Herc 11-27 Usp66-54 Mt34-46, noyés dans une pâte brune formée de salite, olivine et néphéline. Le faciès enrichi de type « camptonite » contient des mégacristaux centrimétriques de kaersutite, de phlogopite, d'oligoclase et d'anorthose.

Des basanites aux trachytes et phonolites, l'évolution minéralogique est typique des séries alcalines. L'olivine passe à Fo 84-75 dans les basanites avec de rares zonations (Fo 91-75) dans les cristaux à cœur xénolithique. Le pyroxène est de type diopside-augite titanifère Wo 46-35 / Fs12-6 dans les laves basiques et augite aegyrinique-aegyrine dans les trachytes et phonolites. Les feldspaths couvrent deux champs distincts : labrador-andésine An 60-35 dans les termes basiques et sanidine-anorthose Or 77-20 dans les termes différenciés. L'oxyde est une titano-magnétite Mt 86-85/Herc 12-15 (Carmichael, 1968) dans les basanites à Mt 99/Herc 1 dans les trachytes et phonolites. L'amphibole et le mica respectivement de type kaersutite (Leake, 1978) et phlogopite sont présents dans les trachytes et trachy-phonolites.

Les enclaves remontées par les laves basiques sont de type lherzolite à spinelle (olivine Fo 94-90, diopside Wo46 Fs9, enstatite En 91-90 et chromhercynite Chr 20-49/Herc 77-37).

#### IV.3. Caractéristiques géochimiques

Les roches volcaniques du fossé de Téfidet peuvent être divisées en deux groupes d'âges : un groupe 1 de 9 à 1,5 Ma (tableau 1) et un groupe 2 de 36 à 23 Ma (tableau 2).

### IV.3.1. Eléments majeurs

Le groupe 1 comporte essentiellement des néphélinites, des basanites et un trachyte (échantillon AY 16). Les valeurs du paramètre mg# ( $mg\# = MgO / (MgO + FeO)$ ) comprises entre 0,40 et 0,56 pour les néphélinites et les basanites, et 0,18 pour le trachyte, montrent que ces roches sont beaucoup plus différenciées que des magmas parentaux. Malgré cet état de fait, les teneurs en  $SiO_2$  des néphélinites aux basanites (38,09 à 45,96%) soulignent une forte sous saturation (tableau 1). Le trachyte se distingue par une saturation limite en silice ( $SiO_2$  59,14%) et sa faible teneur en  $TiO_2$  (0,37%) relativement aux termes basiques ( $TiO_2$  2,22 à 4,51%). On note une faible dispersion des teneurs en  $Al_2O_3$  (10,84 à 13,76%), FeO (9,77 à 12,58), MgO (7,28 à 12,81) dans les néphélinites et basanites. La teneur en  $Al_2O_3$  est forte dans le trachyte (19,32%), à l'opposé des autres éléments (MgO = 0,45% et FeO = 2,1%). La faible teneur en CaO (2,01%) associée à une teneur élevée en  $Al_2O_3$ , traduit l'abondance du feldspath potassique dans le trachyte. Le phénomène d'altération ne semble pas avoir affecté beaucoup ces roches. Effet, malgré leurs fortes valeurs en Perte au Feu (PF = 3,68 à 6,40%), les néphélinites (échantillons AY55, AY79 et AY78) et la basanite (échantillon AY58), ne sont pas les moins riches en alcalins ( $Na_2O + K_2O = 3,75$  à 5,91%). De plus, le trachyte (échantillon AY16) contient 12,05% d'alcalins malgré les 3,93% de perte au feu. Ce phénomène traduit en partie, la présence de minéraux hydratés tels que les amphiboles et les biotites. Les néphélinites semblent être plus riches en apatite ( $P_2O_5 = 1,08$  à 1,91%) que les basanites ( $P_2O_5 = 0,7$  à 1,20%) et le trachyte ( $P_2O_5 = 0,1\%$ ). Les teneurs en éléments traces compatibles des termes basiques (Ni = 124 à 434 ppm et Cr = 178 à 566 ppm) et du trachyte (Ni = 38 ppm et Cr = 38 ppm), corroborent le caractère différencié de ces roches.

Le groupe 2 est constitué de basanites, de phonolites et de trachytes (tableau 2). Les teneurs en  $SiO_2$  qui passent de 45,82% à 66,08% des basanites aux trachytes, suggèrent une lignée évolutive des termes basiques aux termes acides. Le paramètre mg# évolue dans le même sens. Les basanites sont plus riches en  $TiO_2$  (2,68 et 3,17 %) que les phonolites et les trachytes (0,32 à 0,54%). Les concentrations en  $Al_2O_3$  augmentent des basanites jusqu'aux trachytes et phonolites (12,05 à 21,88%). Par contre le CaO montre une tendance inverse : 9,48 et 10,27% pour les basanites, 0,9 à 8,74% pour les phonolites et 0,33 à 1,99% pour les trachytes. Les teneurs en FeO et MgO évoluent dans le même sens. Le comportement des alcalins ( $Na_2O + K_2O$ ) est plus ambigu : les teneurs augmentent des basanites (5,03-5,29%) aux phonolites (12,33 à 15,05%); et diminuent dans les trachytes (7,28 à 12,82%). Deux aspects peuvent expliquer ce fait : (1) l'existence de deux lignées magmatiques, l'une sous-saturée en silice et l'autre saturée, (2) le phénomène d'altération ayant beaucoup plus affecté les trachytes que les phonolites et basanites. En effet, dans les trachytes, des Pertes au Feu de 1,21 à 6,21% peuvent expliquer une mobilisation plus ou moins importante des alcalins contrairement aux basanites et phonolites (PF = 0,81 à 2,97%). Le trachyte ayant la plus forte valeur de PF (6,21%) est également la plus pauvre en  $Na_2O$  (1,94%). Les valeurs faibles en  $P_2O_5$  dans les basanites à nulles dans les trachytes et phonolites traduisent l'absence d'apatite dans ces roches. Le Ni (94 et 215 ppm) et le Cr (184 et 297 ppm) montrent le caractère peu évolué des basanites par rapport aux phonolites et trachytes (Ni et Cr inférieures à 11 ppm).

Tableau 1: Résultats analytiques des néphélinites, basanites et trachytes de 9 à 1,5 Ma.

	Néphélinites								Basanites								trachy	
	AY - 61	AY - 60	AY - 59	AP - 26	AY - 55	AY - 79	AY - 78	AK - 2	AP - 18	AM - 2.2	AY - 44	AY - 48	AP - 42	AM - 37	AP - 21	AP - 24		AY - 58
SiO <sub>2</sub>	38,78	38,09	39,17	39,50	39,43	40,71	41,96	42,60	40,73	41,06	42,60	40,35	43,55	42,24	44,11	45,91	42,43	59,14
TiO <sub>2</sub>	3,33	4,51	3,83	2,70	3,72	3,72	3,95	2,53	3,93	2,98	2,22	2,40	2,48	3,50	3,13	2,95	2,58	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,48	10,94	12,05	11,03	11,73	12,13	12,58	12,88	12,09	11,53	12,50	11,13	10,71	12,33	11,82	13,76	11,53	19,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,84	1,85	1,89	1,50	1,58	1,59	1,56	1,58	1,78	1,63	1,58	1,64	1,51	1,60	1,53	1,47	1,53	0,31
FeO	12,28	12,31	12,58	10,01	10,50	10,62	10,38	10,52	11,89	10,87	10,50	10,90	10,09	10,65	10,19	9,77	10,22	2,1
MnO	0,20	0,19	0,20	0,22	0,15	0,17	0,16	0,20	0,20	0,22	0,20	0,20	0,20	0,19	0,19	0,17	0,17	0,13
MgO	10,01	11,26	9,41	12,22	8,85	7,28	7,91	10,27	10,25	10,82	10,35	11,92	12,81	10,07	10,83	7,93	10,74	0,45
CaO	11,75	11,55	11,88	12,66	9,55	10,85	8,78	10,52	9,67	11,99	11,78	12,80	9,52	9,88	10,83	8,88	11,14	2,01
Na <sub>2</sub> O	4,10	3,75	3,75	3,48	2,59	2,66	2,91	3,55	3,11	3,08	3,37	2,97	3,70	3,36	3,21	3,71	2,50	5,16
K <sub>2</sub> O	1,83	1,04	0,86	1,28	2,72	2,37	3,00	1,64	2,30	1,50	1,33	0,70	1,57	1,94	1,07	1,98	1,25	6,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,91	1,12	1,39	1,35	1,18	1,36	1,08	0,82	0,95	1,04	0,96	0,93	1,20	1,08	0,70	1,17	0,86	0,1
P.F.	0,67	2,15	1,50	1,76	6,40	4,74	5,13	1,58	1,25	2,19	1,67	2,31	0,80	1,55	0,88	0,33	3,63	3,93
<b>Total</b>	<b>98,18</b>	<b>98,76</b>	<b>98,51</b>	<b>97,71</b>	<b>98,40</b>	<b>98,20</b>	<b>99,40</b>	<b>98,69</b>	<b>98,15</b>	<b>98,91</b>	<b>99,06</b>	<b>98,25</b>	<b>98,14</b>	<b>98,39</b>	<b>98,49</b>	<b>98,03</b>	<b>98,58</b>	<b>99,91</b>
mg#	0,45	0,48	0,43	0,55	0,46	0,41	0,43	0,49	0,46	0,50	0,50	0,52	0,56	0,49	0,52	0,45	0,51	0,18
Ba	1074	1253	1097	741	1490	1761	2081	518	581	532	755	632	562	650	450	576	467	1263
Co	41	43	28	88	42	29	40	113	87	99	43	53	100	44	105	87	46	38
Cr	235	286	178	414	254	202	208	261	292	294	383	472	566	300	438	246	443	38
Cu	90	91	78	36	77	66	82	39	126	39	98	89	30	82	66	24	85	10
Nb	132	93	116	90	106	105	101	71	66	83	73	84	84	90	54	68	74	166
Ni	199	245	124	259	218	168	197	208	339	208	220	243	434	192	288	140	277	38
Rb	33	19	48	31	58	44	61	40	33	32	25	31	30	49	22	31	30	267
Sr	1622	997	1157	1237	1247	1517	1246	872	1099	998	1033	1051	1079	1237	753	1031	913	280
Th	9	8	11		6	5	7	7				8	9			5	8	38
V	231	296	290	245	246	249	234	227	278	252	242	248	179	266	283	218	250	31
Y	36,47	41,18	42,46	36,11	27,13	31,49	31,54	32,03	30,59	33,80	24,96	25,58	31,31	33,49	29,57	29,87	27,35	21
Zr	379	389	421	250	387	422	407	295	281	288	210	217	323	384	259	284	257	927
La	109	95	104	87	60	74	68	56	51	58	55	55	61	62	44	57	56	105
Ce	207	182	196	156	131	155	134	112	103	117	108	108	117	120	90	120	120	144
Nd	86	79	85	67	62	65	57	53	52	57	46	49	58	61	44	60	54	27
Sm	17,11	16,94	17,54	12,83	12,35	13,91	12,60	10,53	10,87	11,61	9,48	10,15	11,95	12,72	9,42	11,87	10,72	4,82
Eu	4,86	4,99	5,04	3,90	3,35	4,08	3,81	3,23	3,45	3,66	2,54	2,71	3,75	4,03	3,00	3,71	2,84	1,54
Gd	13,33	13,34	13,62	10,18	10,26	11,07	10,39	8,60	8,78	9,60	8,03	8,54	9,54	10,22	7,92	9,14	9,01	2,91
Dy	7,77	8,33	8,66	7,00	6,77	6,61	6,59	6,42	6,07	6,86	5,60	6,01	6,35	6,97	5,80	6,12	6,31	2,49
Er	2,99	3,21	3,46	2,75	2,71	2,59	2,55	2,53	2,40	2,64	2,42	2,47	2,34	2,48	2,36	2,32	2,69	1,5
Yb	1,88	2,12	2,31	2,15	1,53	1,62	1,64	1,79	1,74	1,93	1,69	1,59	1,59	1,66	1,74	1,65	1,74	2,01
Lu	0,33	0,41	0,48	0,30	0,25	0,36	0,32	0,26	0,26	0,28	0,34	0,29	0,25	0,23	0,27	0,28	0,35	0,29

Tableau 2: Résultats analytiques des basanites, phonolites et trachytes de 36 à 23 Ma.

	Basanites		Phonolites				Trachytes					
	AY - 17	AY - 83	AM43	AM63	AY24	AY25	AM67	AM29	AY19	AY26	AY27	AY28
SiO <sub>2</sub>	45,82	46,71	56,56	58,7	54,34	58,08	62,25	62,67	66,08	64,08	58,97	63,74
TiO <sub>2</sub>	3,17	2,68	0,34	0,28	0,41	0,54	0,39	0,36	0,46	0,48	0,42	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,05	13,61	21,75	20,56	21,88	20,16	19,7	18,27	16,43	17,9	19,13	18,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,45	1,47	0,28	0,29	0,32	0,34	0,46	0,28	0,34	0,26	0,36	0,28
FeO	9,64	9,81	1,85	1,94	2,15	2,27	3,1	1,89	2,22	1,7	2,41	1,89
MnO	0,16	0,15	0,19	0,17	0,24	0,18	0,03	0,21	0,07	0,01	0,16	0,01
MgO	7,86	8,83	0,22	0,03	0,5	0,7	0,14	0,03	0,51	0,58	0,57	0,45
CaO	10,27	9,48	8,74	0,9	1,34	2,68	0,33	0,71	0,94	1,23	1,99	0,95
Na <sub>2</sub> O	3,45	3,47	9,07	8,09	9,43	6,88	1,94	7,38	6,27	5,59	6,09	6,33
K <sub>2</sub> O	1,84	1,56	5,31	5,43	5,62	5,45	5,34	5,44	5,12	5,02	5,31	5,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,81	0,83	0,04	0,07	0	0	0,11	0,84	0	0	0	0
P.F.	1,15	0,81	2,97	2,64	2,61	2,8	6,21	1,21	1,56	2,96	3,76	1,34
Total	97,67	99,41	99,32	99,1	98,84	100	100	98,49	100	99,81	99,17	99,69
mg#	0,45	0,47	0,11	0,02	0,19	0,24	0,04	0,02	0,19	0,25	0,19	0,19
Ba	468	548	114	54	173	487	149	45	29,2	581	217	128
Co	35,00	26,00	10	10	0	0	39	10	0	0	0	0
Cr	184,00	297,00	10	10	0	0	10	10	0	0	0	0
Cu	65,00	83,00	10	10	0	0	10	10	0	0	0	0
Nb	78,00	61,00	381	159	195	178	344	260	78	150	227	201
Ni	95,00	214,00	10	10	0	0	15	10	95	0	0	0
Rb	39,00	35,00	460	222	235	222	191	296	39	158	300	188
Sr	846	915	138	67	201	516	214	44	846	152	111	33,6
Th	4,62	5,00	96	34	31,1	27,8	35,9	44,1	27,77	24,7	44	29,9
V	225,00	193,00	50	30	0	0	27	64	0	0	0	0
Y	30,86	27,11	23,54	18,34	25	27,6	60,7	35,28	65,7	33,5	32,8	42,2
Zr	254	244	1391	1133	1218	995	1447	829	254	520	834	627
La	46,99	52,30	89,18	107	127	110	154	153	153	103	140	164
Ce	94,28	99,00	107	125	169	163	258	212	297	174	190	266
Nd	38,90	40,35	22,79	21,28	50,42	55,28	82,13	45,09	130	68,7	61,5	99,27
Sm	9,13	9,23	3,55	2,98	4,91	6,26	13,82	6,88	20,8	9,29	6,23	13,98
Eu	3,30	2,74	0,9	0,59	1,16	1,62	2,86	1,13	4,13	2,19	1,27	2,58
Gd	7,12	8,04	3,14	2,64	5,72	6,48	9,76	4,84	18,9	8,63	6,7	12,74
Dy	5,09	5,39	2,98	2,23	3,33	3,92	9,9	4,69	15,8	4,8	3,87	8,08
Er	2,05	2,29	1,84	1,53	0	0	4,93	2,81	0	0	0	0
Yb	1,59	1,60	2,71	2,11	1,65	1,58	5,45	3,55	5	1,15	1,82	2,86
Lu	0,25	0,29	0,45	0,38	0	0	0,78	0,54	0	0		

Les diagrammes de variations de certains oxydes (oxydes vs mg#) et d'éléments en trace (Ba, Cr et Ni vs mg#) sont données par la figure 5. Les deux groupes de roches montrent une tendance évolutive caractérisée par une augmentation des teneurs en SiO<sub>2</sub> (Figure 5A), en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Figure 5C), K<sub>2</sub>O (Figure 5G) et Na<sub>2</sub>O (Figure 5F) avec un Daly Gap typique des magmas alcalins. Le sodium montre une plus grande dispersion liée au phénomène d'altération. Les échantillons de trachytes quartziques (AY19, AY26 et AY28) s'écartent légèrement de la tendance générale, indiquant ainsi la lignée sursaturée en silice (Figure 5A). Les corrélations positives entre Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Figure 5C.), K<sub>2</sub>O (Figure 5G.) et Na<sub>2</sub>O (Figure 5F) confirment l'abondance du feldspath alcalin dans les phonolites.

Les corrélations négatives dans les variations de TiO<sub>2</sub> (Figure 5B), de FeO (Figure 5D) et du V (Figure 5L) traduisent la formation par cristallisation fractionnée de la titanomagnétite et accessoirement de l'ilménite. Celles de CaO (Figure 5E) et de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Figure 5H) suggèrent la formation par fractionnement de l'apatite. Le plagioclase a joué un rôle mineur dans l'évolution de ces lignées, ceci étant souligné par les comportements divergents de CaO et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. La forte dispersion des teneurs en Ba s'explique d'une part par sa plus ou moins forte mobilité dans les termes différenciés (Figure 5I), et d'autre part par une contamination crustale de certaines roches. En effet, certaines néphélines (AY55, AY78, AY79) sont enrichies en éléments incompatibles,



notamment en Ba. Cette contamination se traduirait par la présence de mégacristaux pluricentimétriques de kaersutite et de phlogopite. La formation par cristallisation fractionnée de l'olivine et du pyroxène est indiquée par les corrélations négatives Ni et Cr vs mg# (Figures 5K et 5J).

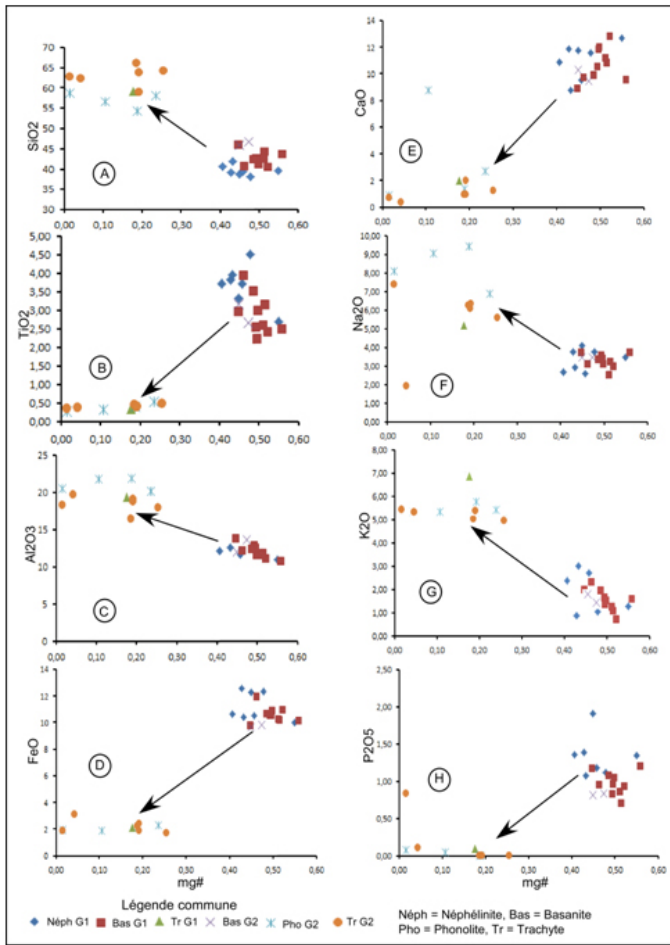


Figure 5: Diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction du paramètre mg#.

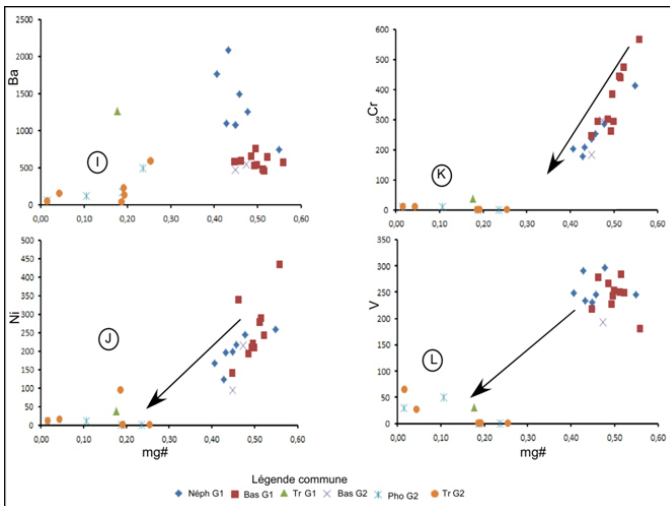


Figure 5bis : Diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction du paramètre mg#.

IV.3.2. Terres Rares normalisées à la chondrite C1

Les spectres de Terres Rares normalisées à la chondrite C1 (Taylor et McLennan, 1985), font ressortir deux types de profils (Figure 6A et B).

Le premier type de spectre caractérise les néphélinites et les basanites des deux groupes (Figure 6A). Ils sont très enrichis

en Terres Rares légères avec un rapport LaN/YbN qui varie de 17,22 à 39,22. Ces caractères indiquent la provenance d'une source mantellique enrichie en Terres Rares légères, avec présence possible de grenat dans le résidu de la fusion partielle. Cela se traduit par une forte déplétion en Terres Rares lourdes (LaN/YbN variant 4,67 à 6,83). L'anomalie en Eu ( $Eu^* = 2EuN / (SmN + GdN)$ ), faible (0,87 à 1,21) dans les néphélinites et les basanites traduit le rôle mineur de la cristallisation fractionnée du plagioclase. Une légère anomalie positive en Gd (Terres Rares moyennes) indique la présence plus ou moins remarquable de l'amphibole dans les néphélinites et basanites.

Le deuxième type de spectres relatif aux phonolites et trachytes des deux groupes (Figure 6B) a une allure en « cloche ». Les roches sont enrichies en Terres légères et déprimées en Terres Rares moyennes. Les rapports LaN/YbN et LaN/GdN varient respectivement de 19,09 à 60,52 et de 10 à 30,09 fois la chondrite. Les spectres de trachytes et phonolites du groupe 2 montrent une légère anomalie négative en Eu (0,58 à 0,77) signifiant que ces roches ont subi un fractionnement du plagioclase (Figure 6 B) et une anomalie positive en Gd typique de la présence de l'amphibole. Au contraire, pour le trachyte du groupe 1, seule une anomalie positive en Eu (Figure 6A), indiquant la présence du plagioclase, est observable.

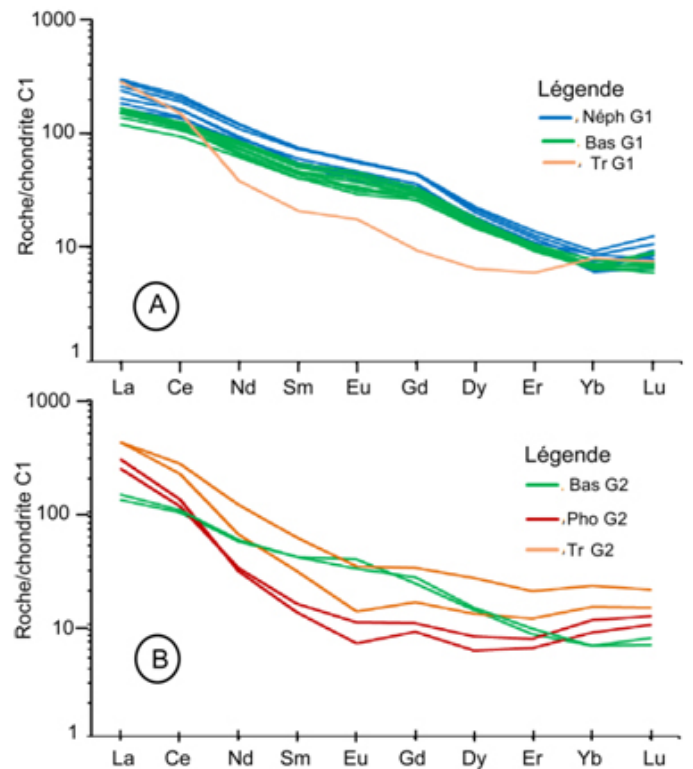


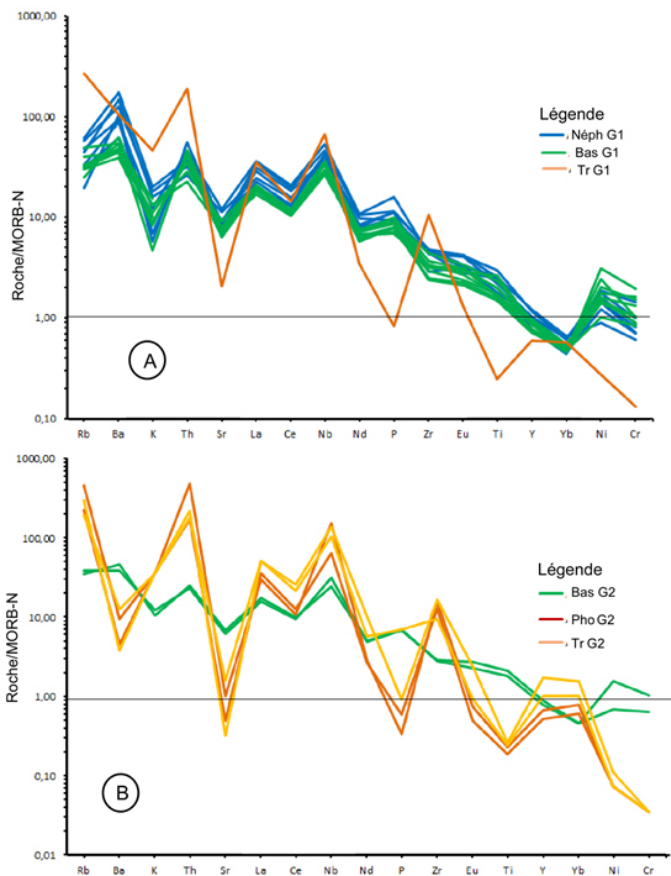
Figure 6: Spectres des Terres Rares normalisées par rapport à la chondrite C1: A) roches du premier groupe d'âges 9 à 1,5 Ma; B) roches du deuxième groupe d'âge 36 à 23 Ma.

IV.3.3. Arachnogrammes normalisés au MORB-N

Les arachnogrammes normalisés au MORB-N (Sun et MacDonough, 1989) montrent un comportement identique des basanites et néphélinites des deux groupes (Figure 7) : fort enrichissement en éléments lithophiles, HSFE et Terres Rares légères (5 à plus de 100 fois le MORB-N). Les comportements identiques des termes basiques et des roches différenciées mettent en évidence les caractéristiques typiques de la source : enrichissement en Ba, Th, La, Nb et

appauvrissement en K, Sr, Ce, Nd. L'anomalie positive du Nb est typique des sources asthénosphériques (Ahmed, 1989). La cristallisation fractionnée de certains minéraux comme l'apatite, les fitano-magnétite-ilménite et les olivines-pyroxènes se traduit par les anomalies contradictoires entre les termes basiques et les roches évoluées respectivement en P, Ti, Ni-Cr. Les anomalies positives en Zr indiquées par les spectres des roches évoluées (trachytes et phonolites) peuvent être liées à la présence de fluides riches en Zr (Vard and Williams-Jones, 1993). Ceci pourrait expliquer la présence de kaersutite et de phlogopite dans les trachytes, comme dans certaines néphélinites.

L'anomalie négative en Yb indique la présence de grenat dans le résidu de fusion partielle, ce explique que le trachyte a la même teneur en Yb que les roches basiques.



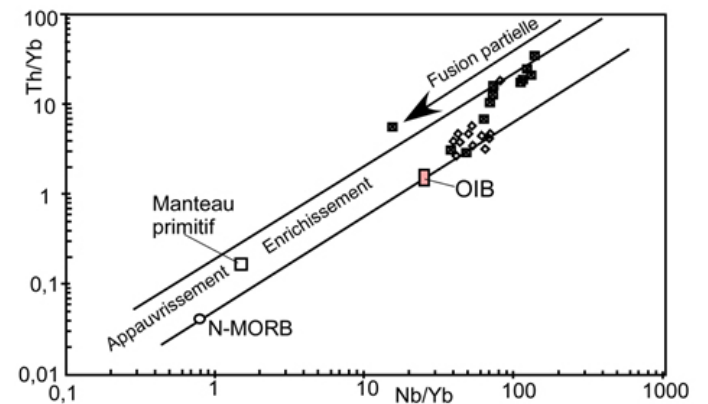
**Figure 7:** arachnogrammes des roches normalisées par rapport au MORB-N: A) roches du premier groupe d'âges 9 à 1,5Ma; B) roches du deuxième groupe d'âge 36 à 23 Ma.

**V. DISCUSSION ET CONCLUSIONS**

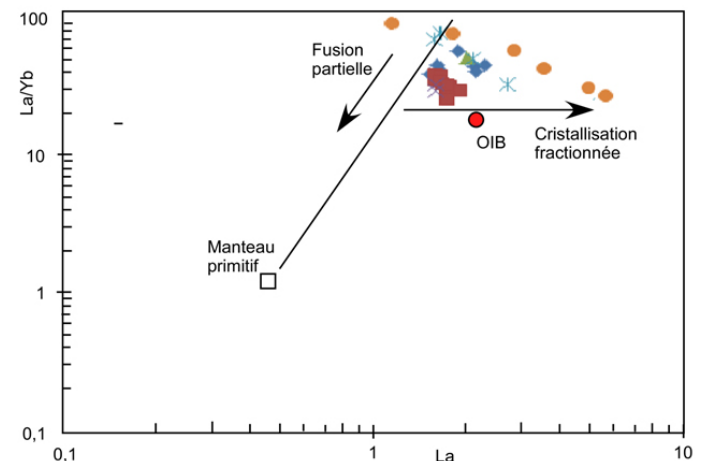
**V.1. Discussion**

La présence de séries sous-saturées et saturées en SiO<sub>2</sub> a été débattue. Selon Wilson (1989), les syénites alcalines quartzifères peuvent résulter d'un magma mafique sous-saturé par cristallisation fractionnée. Par contre Henderson (1983) estime que ces roches pourraient être obtenues suite à l'interaction entre un matériel crustal riche en silice et un magma syénitique sous-saturé. Folang et al. (1993), traitant de la coexistence de laves sous-saturées et de laves saturées, ont démontré l'effet d'une contamination de magma sous-saturé par des sédiments continentaux siliceux préexistants. Ceci permet d'expliquer pourquoi les laves sous-saturées sont restreintes au domaine océanique alors que la coexistence de laves saturées et sous-saturées n'est observable qu'en domaine

continental. Une telle hypothèse a été adoptée par Mogahed (2016) pour expliquer la présence de laves sous-saturées et de laves saturées co-génétiques dans le complexe annulaire d'AburKhruq en Egypte. L'existence de contamination des magmas de la chaîne de volcans du Cameroun par du matériel crustal a été aussi démontrée par Fitton and Dunlop (1985) et Fitton (1987). Nonobstant le fait que trachytes et phonolites peuvent être associés indépendamment de l'assimilation de roches crustales (Marshall and Sparks, 1984 ; Wolff et al., 2000), dans le cas du fossé de Téfidet, cette coexistence semble résulter d'une contamination crustale du magma alcalin. En effet, dans le diagramme Mg#-SiO<sub>2</sub> (Figure 5A), les trachytes quartzifères s'écartent de la tendance globale de la cristallisation fractionnée. Ahmed et al. (2016) ont montré le synchronisme entre les épisodes volcaniques du Téfidet et la tectonique d'ouverture du rift. Les liquides alcalins qui se sont injectés dans les fractures et les failles affectant le socle granito-gneissique et les épais dépôts gréseux du fossé pourraient y avoir subi une contamination. Sur le diagramme Nb/Yb-Th/Yb (Figure 8) testant la contamination crustale dans les rifts est-africains (Pouclot et al., 2016), les laves des deux groupes d'âges du Téfidet, semblent résulter d'une même source mantellique, relativement plus enrichie que la source des OIB. Tous les échantillons se placent dans la gamme évolutive du manteau. Cependant les roches différenciées montrent des valeurs du rapport Th/Yb plus élevées dans les échantillons de phonolites (AM63, AM43) et de trachytes (AY16, AY26). Ces valeurs se placent sur la limite supérieure de la gamme évolutive du manteau ou au dessus de celle-ci. Ceci suggère une contribution (même faible) de la croûte continentale.



**Figure 8:** Th/Yb vs Nb/Yb pour tester la contamination crustale OIB, N-MORB et Manteau primitif (Sunet Mc Donough, 1989). Faible contamination crustale pour les trachytes du groupe 2, le groupe 1 ne montre pas de contamination crustale.



**Figure 9:** Diagramme La-La/Yb situant les laves de Téfidet par rapport au manteau primitif et aux OIB.

Par ailleurs, le digramme La-La/Yb (Figure 9) confirme bien l'idée de la source mantellique unique pour les laves cénozoïques du Téfidet, avec un taux de fusion partielle plus faible pour les néphélinites que pour les basanites.

Comparativement au modèle de fusion à l'équilibre du diagramme La/Sm –Sm/Yb (Pouclet et al., 2016), il ressort que la source des laves de Téfidet est proche de la lherzolite à grenat avec une participation du spinelle (Figure 10). La participation de la lherzolite à spinelle est corroborée par certaines observations pétrographiques. En effet, les enclaves remontées par les laves basiques sont de type lherzolite à spinelle (olivine Fo 94-90, diopside Wo46 Fs9, enstatite En 91-90 et chromhercynite Chr 20-49/Herc 77-37, Ahmed, 1989). Le taux de fusion partielle est estimé à 3 - 8% pour les néphélinites et 8 - 10% pour les basanites.

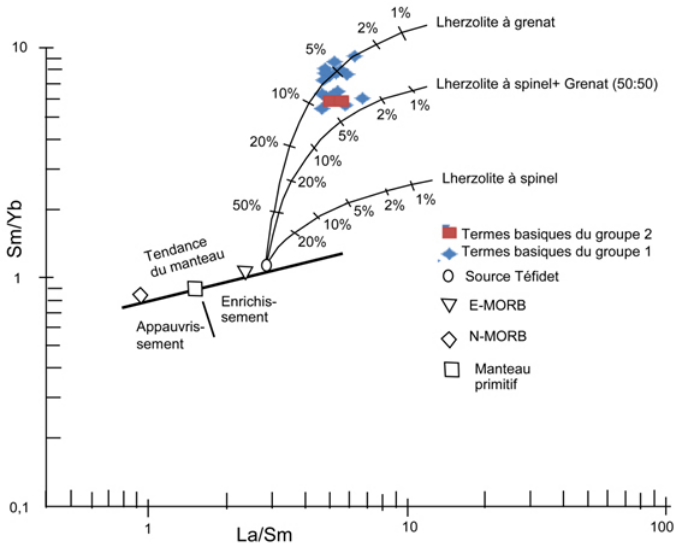


Figure 10: Diagramme Sm/Yb-La/Sm (Pouclet et al., 2016) indiquant la source des laves de Téfidet, et le taux de fusion partielle.

Le diagramme Y-Cr (Pearce, 1980) confirme les processus de fusion partielle et de cristallisation fractionnée dans la genèse de ces roches (Figure 11). Les taux de fusion partielle obtenus (5 à 12%) sont comparables à ceux indiqués plus haut.

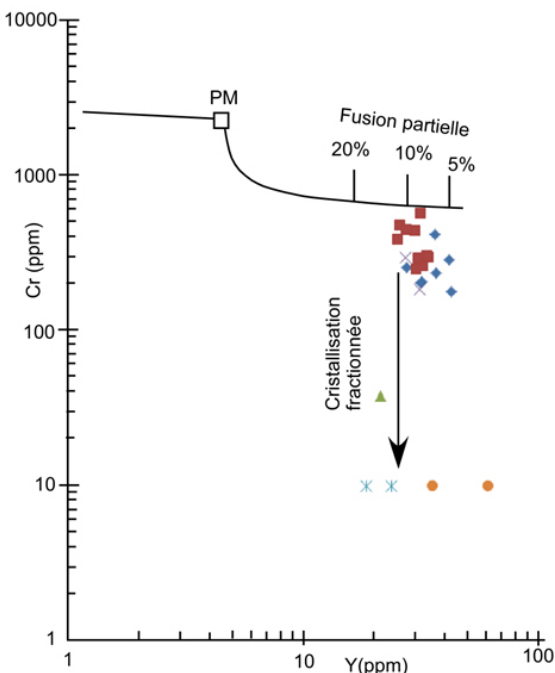


Figure 11: Diagramme Y-Cr (Pearce, 1980) montrant le taux de fusion partielle des laves basiques du fossé de Téfidet. Ce taux de fusion partielle varie de 5 à 12%.

Dans le diagramme de discrimination MnO-TiO2-P2O5 (Mullen, 1983), toutes les laves basiques se placent dans le domaine des OIB (Figure 12), ce qui confirme leur appartenance à une série alcaline résultant de la fusion partielle de l'asthénosphère. Le magma alcalin produit s'injecte alors dans les failles normales bordières du fossé de Téfidet (Ahmed et al., 2016). Selon ces auteurs, les deux groupes d'âges des laves de Téfidet (36 à 23 Ma et 9 à 1,5Ma) témoignent d'au moins deux phases d'extension du rift synchrones d'un volcanisme fissural de type alcalin.

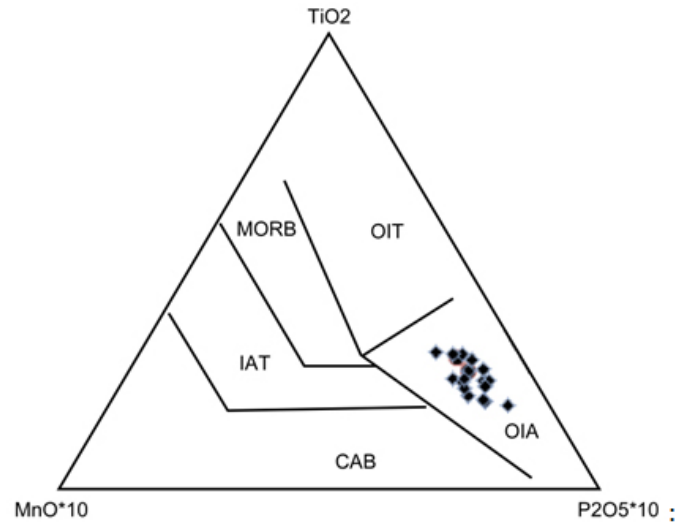


Figure 12: Diagramme MnO-TiO2-P2O5 (Mullen, 1983) de discrimination géodynamique des basanites et néphélinites du fossé de Téfidet; OIT = Tholéiite d'îles Océanique; MORB = MidOceanRidge Basalte, IAT = Tholéiite d'Arc Océanique; CAB = Basalte calco-alcalin, OIA = Basalte alcalin des îles océaniques.

V.2. Conclusion

Les laves alcalines cénozoïques du fossé de Téfidet sont représentées par des basanites, néphélinites, phonolites et trachytes plus ou moins quartzifères. Elles se répartissent en deux groupes d'âges (36 à 23 Ma et 9 à 1,5Ma). L'analyse géochimique met en évidence l'importance de la cristallisation fractionnée illustrée par la variation des éléments majeurs. Les spectres des Terres Rares normalisées à la chondrite C1 montrent un important enrichissement en Terres Rares Légères (plus de 100 fois). Les termes basiques présentent une faible anomalie positive en Europium traduisant ainsi la présence de plagioclase. Les profils en « cloche » des termes différenciés illustrent le fractionnement cristallin du plagioclase et de l'amphibole. Les archnogrammes normalisés au MORB-N indiquent un enrichissement en Ba, Th, La, Nb et un appauvrissement en K, Sr, Ce, Nd. Les anomalies négatives P, Ti, Ni-Cr traduisant la cristallisation fractionnée de l'apatite, la titano-magnétite, l'ilménite, l'olivine et du pyroxène. La source de type OIB de ces laves, est une lherzolite à grenat avec une influence du spinelle. Le taux de fusion partielle varie de 3 à 8% pour les néphélinites, 8 à 12% pour les basanites. Une contamination crustale des laves a pu conduire à une association de laves sous-saturées et de laves légèrement sursaturées en silice.

Références bibliographiques

AHMED Y. L. (1989). - Pétrologie et Relations structurales des volcanites du Niger Oriental (Fossé du Téfidet, Aïr). *PhD Thèse Université d'Orléans*, 154 p.



- AHMED Y.L, KONATÉ M. & HAROUNAM. (2016)-Tectono-magmatic reactivation of Téfidet Cretaceous trough during Cenozoic (Aïr, Niger). *Bull. Soc. géol. France*, 2016, t. 187, no 2, pp. 3-10.
- BELLION Y. (1987).— Histoire géodynamique post-paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudeni, Iullemeden, Tchad). Thèse Univ. Avignon, 296p.
- BOUZID A., BAYOU B., LIEGEOIS J.-P., BOUROUIS S., BOUGHICHE S., BENDEKKEN A., ABTOU A. BOUKLOUF W. & OUBADIA. (2015).— Lithospheric structure of Atakometacratonic volcanic swell (Hoggar, Tuareg shield, southern Algeria): Electrical constraints from magnetotelluric data. In: G.R. FOULGER (Durham Univ), Ed., Don L. Anderson honor volume. — Geological Society of America and the American geophysical Union. [www.MantlePlumes.org](http://www.MantlePlumes.org).
- FITTON, J.G., (1987) - The Cameroon Line, West Africa: a Comparison between Oceanic and Continental Alkaline Volcanism. Geological Society, London, pp. 273-291. Special Publications 30.
- FITTON J.G., Dunlop, H.M., (1985) - The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 72, pp. 23-38.
- FOLAND, K.A., LANDOLLI, J.D., HENDERSON, C.M.B., CHEN, J., (1993)- Formation of cogenetic quartz and nephelinesyenites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, pp. 697-704.
- FAURE H. (1966). — Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. — Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 47, 1-629.
- HENDERSON, C., (1983) -Feldspathoid Stabilities and Phase Inversions. Review, Feldspars and Feldspathoids. Springer, pp. 471-499.
- KEHRER P., HOLLINGER J., MERKT J. & TESSENHOFN F. (1975). — Rapport de mission, feuille de Barghot, NE-32-X, Aïr. — BGR. RFA, 3 tomes, 1 carte géol. au 1/200 000e.
- LIÉGEOIS J.-P., BLACK R., NAVEZ J. & LATOUCHE L. (1994). — Early and late Pan-African orogenies in the Aïr assemblage of terranes (Tuareg shield, Niger). — *Precambrian Research*, 67, pp.59-88.
- LIÉGEOIS J.-P. (2003). — The Hoggar swell and volcanism, Tuareg shield, Central Sahara: Intraplate reactivation of Precambrian structures as a result of Alpine convergence. [www.MantlePlumes.org](http://www.MantlePlumes.org)
- LIÉGEOIS J.-P., LATOUCHE L., BOUGHRARA M., NAVEZ J. & GUIRAUD M. (2003). — The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behavior of an old passive margin during the pan-African orogeny. — *Journal of African Earth Sciences*, 37, pp.161-190.
- LIÉGEOIS J.-P., BENHALLOU A., AZZOUNI-SEKKAL A., YAHIAOUI R. & BONIN B. (2005). — The Hoggar swell and volcanism: Reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. In: G.R. FOULGER, J.H. NATLAND and D.L. ANDERSON, Eds, Plates, plumes, and paradigms. — Geological Society of America Special Paper, pp. 379-400.
- LIÉGEOIS J.-P., ABDELSALAM M.G., ENNIH N. & OUABADI A. (2013) - Metacraton: Nature, genesis and behavior. — *Gondwana Research*, 23, pp. 220-237.
- LOUIS P. (1970). - Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du Lac Tchad. PhD Thèse Université Paris, Mém. Orstom N°42.
- MARSHALL, L. and SPARKS, R., (1984)- Origin of some mixed-magma and net-veined ring intrusions. *J. Geol. Soc.* 141, pp. 171-182.
- MOGADEH M., (2016) - Petrogenesis of cogenetic silica-oversaturated and -undersaturated syenites of Abu Khruq ring complex, South Eastern Desert, Egypt *Journal of African Earth Sciences* 124, pp. 44-62.
- MULLEN, E.D., (1983) - MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>- A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 62, pp.53-62.
- PEARCE J.A, (1980)-Geochemical evidence for genesis and eruptive setting of lavas from Thethyanophiolites. In: Panaiotou, A. (Ed.), Ophiolites. Proceedings International Ophiolites Symposium, Chypre pp. 261-272.
- POUCLET A. & DURAND A. (1983). — Structures cassantes cénozoïques d'après les phénomènes volcaniques et néotectoniques au NW du Lac Tchad. — *Annales de la Société géologique du Nord*, III, pp. 143-155.
- POUCLET A., AHMED Y., BAUBRON J.-C., BELLON H. & MOREL A. (1994). — Age et mise en place du volcanisme cénozoïque du graben de Téfidet (système de rift). — *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 318, II, pp. 683-690.
- POUCLET A., BELLON H., and BRAM K., (2016) - The Cenozoic volcanism in the Kivu rift: Assessment of the tectonic setting, geochemistry, and geochronology of the volcanic activity in the South-Kivu and Virunga regions. *Journal of African Earth Sciences* 121. pp. 219-246.
- STEIGER R.H. & JAEGER E., (1977) — Subcommission on geochronology convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology.— *Earth and Planetary Science Letters*, 36, pp. 359-362.
- SUN, S.S. and McDONOUGH, W.F., (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*: Geological Society of London, vol. 42, pp. 313-345. Special Publication.
- TAYLOR and Mc LENNAN, (1985)- The continental crust: its composition and evolution, Blackwell, Oxford, 312p.
- VARD, E., WILLIAMS- JONES, A.E., (1993)- A fluid inclusion study of vug minerals in dawsonite-altered phonolite sills, Montreal, Quebec: implications for HFSE mobility. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113, pp. 410-423.
- WILSON, M., (1989)-Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach, 466 pp. Unwin Hyman, London.
- WOLFF, J., GRANDY, J., LARSON, P., (2000) - Interaction of mantle-derived magma with island crust? Trace element and oxygen isotope data from the Diego Hernandez Formation, Las Canadas, Tenerife. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103, pp. 343-366