



Géochimie des éléments de terres rares dans les roches granitiques et pegmatitiques Kibariennes de Bukena (Sud-Est de la RDC) : implications magmatiques et environnementales

Mpiana Kasela Olivier^{1,2}, Sem-Sem L'adjus Christian¹, Kayembe Kitenge Sylva^{1,2}, Mutomb Kapend Jean-Pierre², Katubilwa Katele Christian², Kisenga Kimunye Joseph^{1,2}

Université de Lubumbashi¹ ; Commissariat Général à l'Energie Atomique²

Abstract: Rare earth elements (REEs) are strategic metals essential to modern technologies [10]. In the Democratic Republic of Congo (DRC), they are frequently associated with the granitic and pegmatitic systems of the Kibaran basement, but their geochemical behavior remains poorly documented [14]. This study presents the geochemistry of REEs in the granites, pegmatites, and aplites of the Bukena area (Haut-Lomami, Southeast DRC), based on 41 samples from boreholes and outcrops analyzed by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS). Total REE concentrations range from low to moderate ($\Sigma\text{REE} \approx 5$ to 60 ppm). These values indicate the absence of economic enrichment in REEs in the borehole facies [5], although further investigations on a larger grid are still needed to definitively assess the area's potential. However, the systematic enrichment in light rare earth elements (LREE) relative to heavy rare earth elements (HREE), associated with a clear negative europium anomaly (Eu/Eu^*), reflects a highly fractionated magmatic evolution typical of Kibaran tin-bearing leucogranites [6,12,14]. The pegmatitic units exhibit local variability reflecting late differentiation and redistribution by late- to post-magmatic fluids [1,10,11]. In the Bukena environmental context, rare earth elements primarily act as geochemical tracers rather than environmental contaminants. This study provides new constraints on the petrogenesis of Kibaran metalliferous pegmatites in southeastern DRC [6,14].

Keywords: Rare earth elements; Pegmatites; Kibaran; Bukena; Geochemistry; ICP-MS; Magmatic differentiation; Environment; DRC.

Résumé: Les éléments de terres rares (ETR) sont des métaux stratégiques essentiels aux technologies modernes [10]. En République Démocratique du Congo (RDC), ils sont fréquemment associés aux systèmes granitiques et pegmatitiques du socle kibarien, mais leur comportement géochimique reste encore peu documenté [14]. Cette étude présente la géochimie des ETR dans les granites, pegmatites et aplites du secteur de Bukena (Haut-Lomami, Sud-Est de la RDC), à partir de 41 échantillons issus de sondage et d'affleurements analysés par spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS). Les teneurs totales en ETR varient de faibles à modérées ($\Sigma\text{ETR} \approx 5$ à 60 ppm). Ces valeurs indiquent l'absence d'enrichissement économique en ETR dans les faciès sondés [5], bien que des investigations complémentaires sur un maillage plus étendu restent nécessaires pour évaluer définitivement le potentiel du secteur. Cependant, l'enrichissement systématique en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE), associé à une anomalie négative nette en europium (Eu/Eu^*), traduit une évolution magmatique hautement fractionnée typique des leucogranites stannifères kibariens [6,12,14]. Les unités pegmatitiques présentent des variabilités locales reflétant une différenciation tardive et une redistribution par fluides tardi- à post-magmatiques [1,10,11]. Dans le contexte environnemental de Bukena, les ETR jouent principalement le rôle de traceurs géochimiques plutôt que de contaminants environnementaux. Cette étude apporte de nouvelles contraintes sur la pétrogenèse des pegmatites métallifères kibariennes du Sud-Est de la RDC [6,14].

Mots-clés : Terres rares ; Pegmatites ; Kibarien ; Bukena ; Géochimie ; ICP-MS ; Différenciation magmatique ; Environnement ; RDC.

Digital Object Identifier (DOI): <https://doi.org/10.5281/zenodo.22068868>

1 Introduction

Les éléments de terres rares (ETR ou REE) jouent un rôle stratégique dans de nombreux secteurs industriels de haute technologie, tels que les énergies renouvelables, l'électronique, la métallurgie spécialisée et les technologies de défense [10]. Du point de vue géologique, les concentrations significatives en ETR sont principalement associées aux complexes carbonatitiques, aux roches alcalines, ainsi qu'aux systèmes granitiques, pegmatitiques et hydrothermaux développés notamment dans les ceintures orogéniques protérozoïques [5,10].

La ceinture kibarienne d'Afrique centrale (Kibara Belt – KIB) constitue l'un des districts métallogéniques de classe mondiale les plus remarquables du continent, caractérisé par des minéralisations en étain, niobium, tantale, lithium, béryllium et tungstène (Sn-Nb-Ta-Li-Be-W) et terres rares, souvent associées aux pegmatites et aux granites. En République Démocratique du Congo (RDC), et plus particulièrement dans la province du Haut-Lomami, si les minéralisations en Sn-Ta-Nb sont exploitées depuis plusieurs décennies, le comportement géochimique des ETR au sein de ces granitoïdes reste insuffisamment documenté [6].

Le secteur de Bukena, situé au Nord-Est de Malemba-Nkulu (7°04'20" S et 27°10'00" E), est connu pour ses indices et gisements détritiques en cassitérite et columbo-tantalite. Ces placers se sont développés aux dépens d'un socle granitique kibarien intrudé par un réseau complexe des pegmatites et d'aplites.

L'objectif de cette étude est de caractériser la distribution des ETR dans ces roches, d'en interpréter la signification pétrogénétique (taux de fractionnement, rôle des phases minérales accessoires) et d'évaluer leur comportement environnemental.

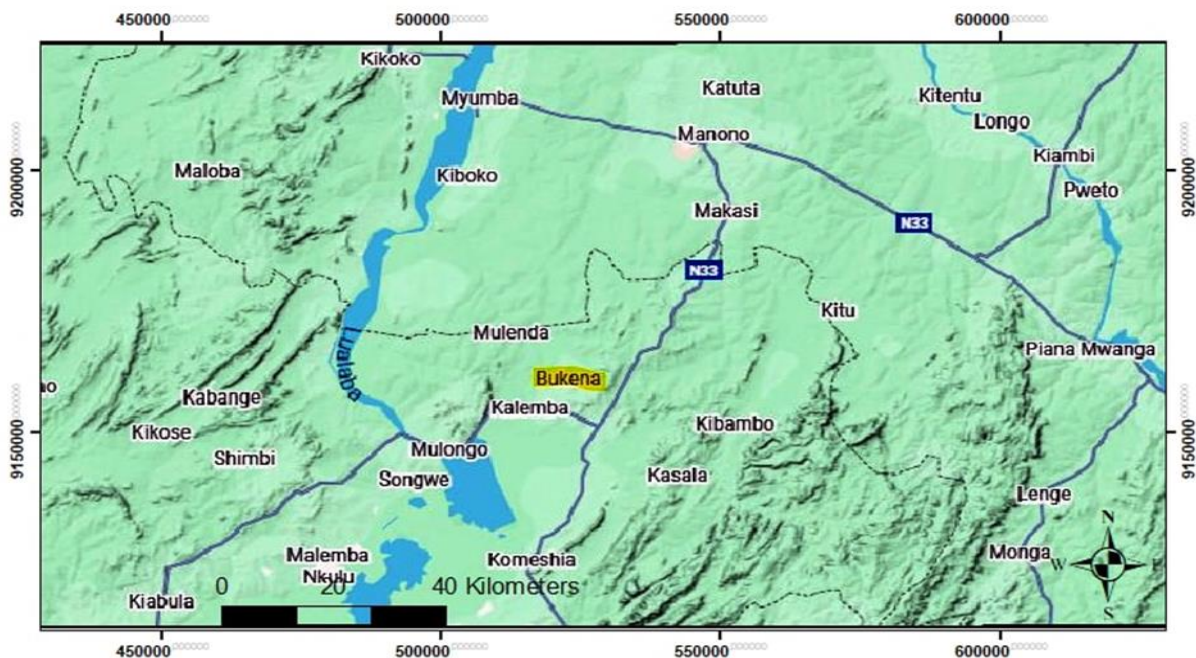


Figure 1. Carte de localisation de Bukena.

2 Contexte géologique

Le secteur d'étude appartient à la chaîne Kibarienne (Kibara Belt s.s.), une ceinture orogénique d'âge mésoprotérozoïque (environ 1400 à 900 Ma) s'étendant de l'Ituri jusqu'au Lualaba [14]. Elle est constituée de séries métasédimentaires (Mitwaba, Tembo et Lubudi) affectées par des intrusions granitiques (dont les âges vont de 950 Ma à 1300 – 1350 Ma), pegmatitiques et basiques. La direction générale du plissement Kibarien est NE-SW dans cette région [3,13,14].

La lithostratigraphie du Kibarien comprend traditionnellement trois ensembles majeurs [9,13] :

Le Kibarien inférieur (appelé aussi série de Mitwaba) : d'une épaisseur de 1200 à 5100m, composé de phyllades, quartzophyllades, micaschistes, quartzites, amphibolites, chrysolites, conglomérats, etc ;

Le Kibarien moyen (série de Tembo) : d'une épaisseur de 1000 à 2600m, constitué de phyllades, quartzophyllades, quartzite, conglomérats, etc ;

Le Kibarien supérieur (ou série de Lubudi) : caractérisé par des schistes, phyllades et quartzophyllades, et roches calco-silicatées.

L'activité magmatique kibarienne culmine vers 1,0 Ga par la mise en place de granites S-type/A-type fortement différenciés et stannifères (appelés localement « Granites G4 » ou granites à deux micas), auxquels sont génétiquement associées les pegmatites à columbo-tantalite, cassitérite et lithinifères [6,14].

A Bukena, la géologie locale est dominée par des granites, granites pegmatitiques, pegmatites et aplites, affleurant ou sous-jacents aux formations superficielles détritiques stannifères. Deux types principaux de granites (à un mica et à deux micas) et deux types de pegmatites (orthose-riche et microcline-riche) ont été distingués, reflétant une différenciation magmatique avancée.

Bukena est un gisement détritique relativement petit de cassitérite et columbotantalite. La cassitérite fine est accompagnée de columbotantalite. On note également quelques indices de lithium.

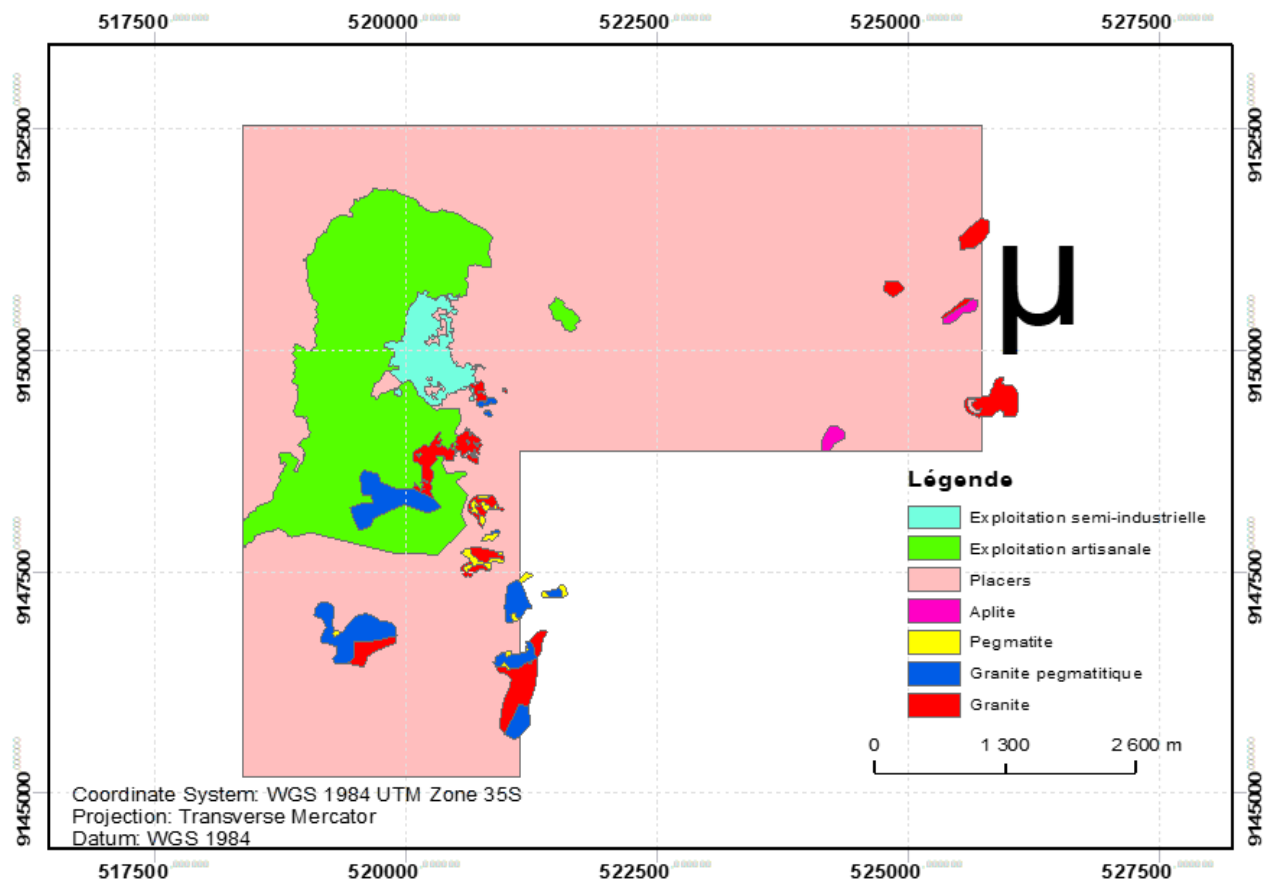


Figure 2. Carte géologique de Bukena.

3 Matériels et Méthodes

Un ensemble de 41 échantillons représentatifs a été sélectionné. Trente-neuf échantillons proviennent de sondage carotté jusqu'à une profondeur de 49m et deux d'affleurements de surface. Les lithologies échantillonnées regroupent le granite, granite pegmatitique, pegmatite et aplite. Le détail loggé des prélèvements est consigné dans le Tableau 1.

Table 1. Formations géologiques observées dans la zone d'étude.

N°	FROM (m)	TO (m)	LONGUEUR (m)	OBSERVATIONS
1.	0,73	1,87	1,14	Granite de teinte grisâtre.
2.	1,87	2,30	0,43	Pegmatite de teinte grisâtre.
3.	2,30	3,83	1,53	Granite pegmatitique grisâtre.
4.	3,83	4,85	1,02	Pegmatite de teinte grisâtre.
5.	4,85	5,85	1,00	Granite grisâtre à rosâtre.
6.	5,85	6,85	1,00	Granite grisâtre à rosâtre.
7.	6,85	7,82	0,97	Granite grisâtre à rosâtre.
8.	7,82	9,19	1,37	Pegmatite de teinte grisâtre à rosâtre.
9.	9,19	10,25	1,06	Granite grisâtre à rosâtre.
10.	10,25	11,40	1,15	Granite grisâtre à rosâtre.
11.	11,40	11,60	0,20	Pegmatite de teinte grisâtre.
12.	11,60	12,23	0,63	Granite pegmatitique grisâtre.
13.	12,23	12,81	0,58	Pegmatite blanchâtre à rosâtre.
14.	12,81	14,73	1,92	Granite grisâtre à rosâtre, tacheté de noir.
15.	14,73	15,23	0,50	Pegmatite grisâtre à rosâtre.
16.	15,23	16,88	1,65	Granite grisâtre à rosâtre, tacheté de noir.
17.	16,88	18,48	1,60	Granite grisâtre.
18.	18,48	20,18	1,70	Granite grisâtre.
19.	20,18	21,33	1,15	Granite grisâtre.
20.	21,33	22,17	0,84	Granite grisâtre.

21.	22,17	23,27	1,10	Granite grisâtre.
22.	23,27	24,62	1,35	Granite pegmatitique grisâtre à rosâtre.
23.	24,62	25,98	1,36	Pegmatite grisâtre à rosâtre.
24.	25,98	26,92	0,94	Pegmatite grisâtre à rosâtre.
25.	26,92	27,89	0,97	Granite grisâtre.
26.	27,89	28,96	1,07	Granite grisâtre à rosâtre, tacheté de noir.
27.	28,96	30,42	1,46	Granite grisâtre à rosâtre, tacheté de noir.
28.	30,42	31,85	1,43	Granite grisâtre à rosâtre, tacheté de noir.
29.	31,85	33,35	1,50	Granite grisâtre à rosâtre, tacheté de noir.
30.	33,35	34,73	1,38	Granite grisâtre.
31.	34,73	35,98	1,25	Aplite grisâtre.
32.	35,98	36,85	0,87	Pegmatite grisâtre.
33.	36,85	38,12	1,27	Granite grisâtre.
34.	38,12	39,79	1,67	Granite grisâtre à rosâtre.
35.	39,79	41,41	1,62	Granite grisâtre à rosâtre.
36.	41,41	43,21	1,80	Granite grisâtre.
37.	43,21	43,78	0,57	Pegmatite grisâtre à rosâtre.
38.	43,78	45,16	1,38	Granite grisâtre à rosâtre avec des nuances verdâtres assez prononcées.
39.	45,16	46,53	1,37	Pegmatite rosâtre à verdâtre.
40.	46,53	47,75	1,22	Granite grisâtre à rosâtre avec des nuances verdâtres assez prononcées.
41.	47,75	49,10	1,35	Granite pegmatitique grisâtre à verdâtre.

Les carottes ont été sciées longitudinalement. Une moitié a été conservée en lithothèque comme témoin, et l'autre a subi un concassage, un broyage et une pulvérisation dans un broyeur à anneaux d'agate. Les fractions d'environ 100g de poudre fine (< 75 µm) ont été envoyées au laboratoire pour mise en solution par attaque quadri-acide (HF-HNO₃-HClO₄-HCl) et analyse des 14 terres rares (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) ainsi que de l'yttrium par ICP-MS. Les données géochimiques ont été normalisées par rapport aux valeurs des chondrites C1. Les concentrations sont exprimées en ppm.

NB : Pour les échantillons d'affleurements, on procédait directement au broyage, concassage et pulvérisation, sans passer par le sciage.

La spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS) est une technique d'analyse élémentaire de pointe permettant la détection et la quantification de presque tous les éléments du tableau périodique, même à l'état de traces (ppb ou ppt). Son principe repose sur la transformation de l'échantillon en ions avant leur tri par masse. C'est une technique qui a une sensibilité exceptionnelle (limites de détection extrêmement basses), une rapidité (analyse multi-élémentaire quasi simultanée) et une polyvalence (analyse isotopique possible).

Bien que très puissante, l'ICP-MS nécessite une préparation minutieuse de l'échantillon (minéralisation acide) et une gestion rigoureuse des interfaces polyatomiques pour garantir la justesse des résultats.

Pour l'interprétation pétrogénétique, les données ont été normalisées par rapport aux valeurs des chondrites C1. Les paramètres géochimiques clés ont été calculés selon les formules standard :

- Anomalie en Europium (Eu/Eu*) :

$$Eu/Eu^* = \frac{Eu_N}{\sqrt{Sm_N + Gd_N}}$$

Où Eu_N, Sm_N et Gd_N représentent les concentrations normalisées aux chondrites C1. Une valeur < 1 indique une anomalie négative.

- Rapport de fractionnement LREE/HREE [(La/Yb)_N] :

$$(La/Yb)_N = \frac{La \text{ échantillon} / La \text{ chondrite}}{Yb \text{ échantillon} / Yb \text{ chondrite}}$$

Avec La chondrite = 0,31 ppm et Yb chondrite = 0,209 ppm [2].

4 Résultats et discussions

4.1 Distribution et teneurs en ETR

Les teneurs élémentaires obtenues (Tableau 2) mettent en évidence des concentrations totales en ETR (ΣETR) faibles à modérées, s'échelonnant globalement entre 5 ppm et 60 ppm. Les terres rares montrent une forte variabilité selon les faciès lithologiques répertoriés dans le carottage (Tableau 1) : Les granites et aplites présentent des teneurs totales faibles à modérées (ΣETR généralement entre 5 et 30 ppm), tandis que certaines pegmatites atteignent des valeurs plus élevées pouvant dépasser 40 à 60 ppm.

Les terres rares légères (LREE : La, Ce, Nd, Sm) représentent systématiquement plus de 75% du total des ETR. Comme l'illustrent les valeurs brutes du Tableau 2, le cérium (Ce ≤ 29,2 ppm) et lanthane (La ≤ 10,5 ppm) constituent les éléments prédominants de cet assemblage.

Bien qu'aucun des 41 échantillons analysés ne franchisse les seuils d'exploitabilité pour les ETR (ΣETR > 1000 ppm) [5], cette observation doit être interprétée au regard de la couverture spatiale et de la profondeur explorée (sondage jusqu'à 49 m). Si ces formations ne constituent pas une cible prioritaire pour les ETR à l'échelle de cette zone d'étude, des contrôles structuraux ou des apophyses pegmatitiques plus différenciées dans le district pourraient présenter des comportements locaux distincts.

Table 1. Les résultats d'analyse chimique en ppm.

	Ce	Dy	Er	Eu	Gd	Ho	La	Lu	Nd	Sm	Tb	Tm	Y	Yb
1	22,9	3,09	1,34	0,26	2,93	0,54	9,86	0,19	8,96	2,69	0,58	0,2	17	1,46
2	2,4	0,32	0,17	0,03	0,28	0,08	1,24	0,05	0,63	0,16	0,08	0,05	2,6	0,41
3	10,6	1,49	0,65	0,11	1,49	0,27	4,5	0,14	4,34	1,39	0,31	0,11	8,7	0,98
4	2,8	0,46	0,24	0,03	0,34	0,09	1,24	0,08	0,87	0,31	0,08	0,06	3,3	0,46
5	14,9	2,14	0,96	0,16	2,16	0,38	6,94	0,11	6,38	2,13	0,41	0,15	12,2	1,06
6	16,4	2,3	1,05	0,2	2,31	0,42	6,94	0,13	6,77	2,24	0,51	0,18	12,2	1,2
7	17,8	2,42	0,99	0,2	2,43	0,42	7,49	0,14	7,51	2,48	0,49	0,15	12,8	1,16
8	3,6	0,48	0,27	0,03	0,38	0,09	1,77	0,06	0,96	0,29	0,09	0,05	3,4	0,48
9	17,7	2,24	0,98	0,16	2,38	0,4	7,41	0,13	6,91	2,43	0,46	0,14	12,5	1,08
10	17,6	2,26	1,08	0,17	2,28	0,39	7,39	0,12	7,26	2,38	0,45	0,15	12,5	1,02
11	4,6	0,6	0,23	0,06	0,55	0,1	1,99	0,05	1,82	0,56	0,1	0,05	3,7	0,38
12	13	1,64	0,77	0,13	1,87	0,32	5,25	0,1	5,45	1,8	0,37	0,13	9,9	0,96
13	5	0,57	0,28	0,04	0,59	0,1	2,04	0,06	2,04	0,62	0,1	0,05	3,4	0,41
14	16	1,79	0,8	0,17	1,94	0,31	6,43	0,11	6,42	2,25	0,37	0,12	9,9	0,94
15	1,6	0,09	0,05	0,03	0,09	0,02	0,96	0,05	0,4	0,1	0,01	0,02	1,1	0,29
16	16,2	2,11	0,93	0,16	2,24	0,39	6,73	0,12	6,68	2,26	0,44	0,14	11,9	1

17	17,4	2,23	1,02	0,17	2,37	0,4	7,14	0,14	7,09	2,54	0,46	0,14	12	1,03
18	15,2	2,12	0,92	0,18	2,04	0,38	6,37	0,13	6,22	1,98	0,39	0,16	11,6	1,07
19	17,9	2,37	1,1	0,19	2,49	0,43	6,9	0,13	6,93	2,54	0,48	0,19	13,4	1,32
20	15,6	2,15	1,14	0,18	2,44	0,42	5,75	0,13	6,48	2,34	0,44	0,17	13	1,16
21	13,4	1,72	0,83	0,15	1,86	0,34	5,49	0,12	5,47	1,91	0,36	0,14	10,2	1,02
22	19,4	2,28	1,06	0,18	2,48	0,42	7,58	0,14	8,66	2,45	0,47	0,17	13,5	1,06
23	4,2	0,42	0,21	0,03	0,47	0,08	1,59	0,05	1,69	0,41	0,07	0,03	2,8	0,35
24	5,6	0,31	0,15	0,03	0,37	0,06	1,92	0,05	1,9	0,5	0,06	0,04	2,7	0,35
25	10,3	1,58	0,72	0,13	1,63	0,29	3,56	0,11	4,51	1,62	0,31	0,13	9,4	0,86
26	18,8	2,49	1,22	0,19	2,76	0,47	7,52	0,16	7,92	2,72	0,5	0,19	14,3	1,19
27	12	1,99	0,88	0,2	1,98	0,37	4,15	0,11	5,85	1,88	0,39	0,15	11,4	0,92
28	10,8	1,66	0,75	0,14	1,66	0,29	4,03	0,12	4,72	1,58	0,31	0,14	9,7	0,92
29	29,2	2,27	0,98	0,18	2,33	0,39	10,5	0,12	10,9	2,63	0,43	0,15	12,2	1,03
30	6,2	1,16	0,53	0,09	1,02	0,22	2,2	0,08	2,38	1,02	0,21	0,09	6,8	0,71
31	7,5	1,08	0,49	0,11	1,16	0,18	2,6	0,09	3,11	1,13	0,21	0,09	6,8	0,64
32	7,1	1,03	0,48	0,08	1	0,17	2,65	0,1	3,02	0,76	0,19	0,09	5,8	0,73
33	14,5	1,85	0,91	0,17	1,8	0,33	5,59	0,13	5,92	1,8	0,37	0,14	10,6	1,15
34	15,8	2,13	0,95	0,18	2,31	0,39	6,18	0,13	6,66	2,3	0,43	0,16	12	1,12
35	8,7	1,92	0,87	0,14	1,6	0,33	3,59	0,14	4,01	1,28	0,34	0,12	10,4	0,92
36	12,2	2,49	0,95	0,15	2,2	0,43	5,17	0,14	5,6	1,9	0,44	0,16	11,9	0,99
37	3,7	0,71	0,35	0,06	0,63	0,13	1,57	0,06	1,51	0,52	0,14	0,05	4,6	0,39
38	17,4	2,32	0,95	0,17	2,02	0,43	7,01	0,16	6,58	1,69	0,39	0,16	12,2	1,13
39	12,1	1,42	0,67	0,13	1,3	0,24	4,86	0,12	4,43	1,12	0,23	0,11	8,7	0,74
40	13,9	3,03	1,37	0,17	2,86	0,53	5,4	0,18	6,13	2,04	0,54	0,2	15,6	1,31
41	13,8	2,8	1,17	0,18	2,6	0,45	4,61	0,14	7,1	2,32	0,5	0,18	14,6	1,06

4.2 Profils normalisés aux chondrites et spectres d'ETR

Les spectres d'ETR normalisés aux chondrites C1 (Figure 3) affichent une topographie très homogène sur l'ensemble des faciès lithologiques étudiés, comme le montre le profil moyen illustré par la Figure 3 ainsi que les spectres individuels par lithologie présentés à la Figure 4.

Cette signature géochimique est caractérisée par :

- **Un enrichissement significatif en LREE** avec pente raide et négative, matérialisé par des rapports $(La/Yb)_N$ élevés compris entre 3,85 et 15,22 (moyenne = 8,64). Ce fort fractionnement est classique dans les granitoïdes crustaux S-type fortement évolués [4,12] ;
- **Une anomalie négative intense en europium**, visible sous la forme d'un creux très prononcé sur les Figures 3 et 4, avec des valeurs de Eu/Eu^* compris entre 0,11 et 0,38 (moyenne = 0,21) ;

- Un profil de HREE relativement plat à faiblement redressé, caractérisé par des rapports $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ proches de l'unité (1,10 à 2,45).

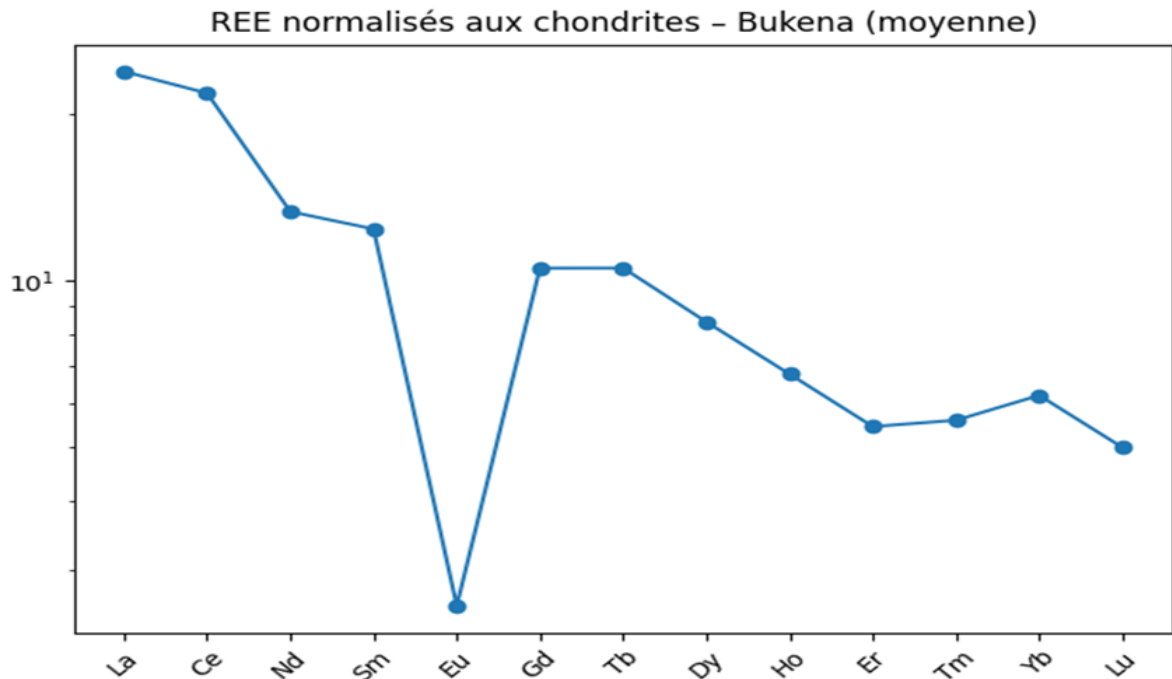


Figure 3. Diagramme des terres rares normalisées aux chondrites [2].

Spectres des Terres Rares normalisés aux Chondrites par Lithologie

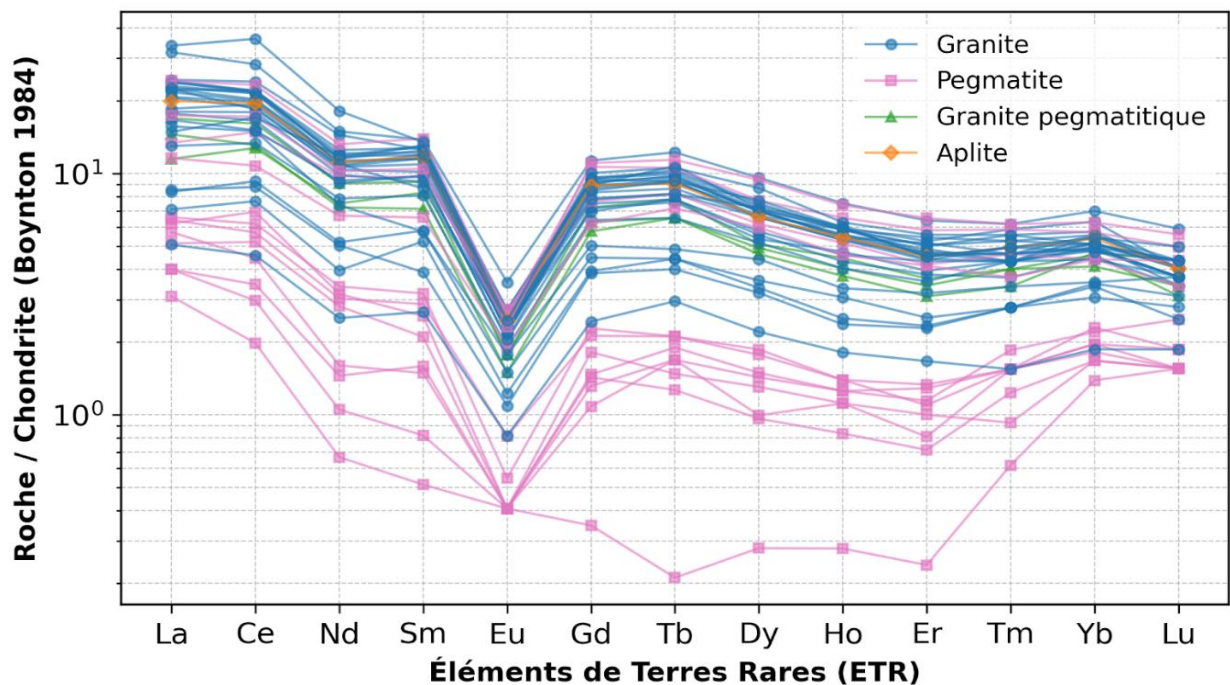


Figure 4. Spectres des concentrations en ETR normalisées aux chondrites C1 pour les faciès granitiques, pegmatitiques et aplitiques du secteur de Bukena.

4.3 Signification magmatique et fractionnement des ETR

La distribution des ETR reflète l'action combinée de la cristallisation fractionnée magmatique et de la surimposition de processus hydrothermaux tardifs :

- Contrôle par les phases minérales accessoires : L'enrichissement préférentiel en LREE par rapport aux HREE s'explique par la précipitation précoce de la monazite et/ou de l'allanite. La monazite, en particulier possède un coefficient de partage très élevé pour les LREE (La-Sm) et les séquestre préférentiellement, tandis que le zircon piège les HREE et l'yttrium dans les cumulats granitiques précoces.
- Impact du fractionnement des feldspaths : L'anomalie négative marquée en europium (Eu/Eu^* environ 0,21, Figure 3 et 4) constituent le marqueur pétrogénétique majeur de Bukena. Ce déficit en europium résulte du fractionnement massif des plagioclases et des feldspaths potassiques lors de la cristallisation du magma granitique résiduel, l'ion Eu^{2+} se substituant au Ca^{2+} et au K^+ dans les structures feldspathiques, le liquide silicaté résiduel se trouve fortement appauvri en europium [12,15].
- Origine comagmatique : Dans le diagramme bivarié Eu/Eu^* en fonction du rapport de fractionnement $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (Figure 5), l'ensemble des granites, pegmatites et aplites s'aligne le long d'une même tendance d'évolution géochimique continue. Cette continuité confirme une origine comagmatique directe, où les pegmatites et aplites représentent les liquides ultimes et hautement différenciés issus des leucogranites stannifères kibariens (Granites G4) [6,14].

Le degré de différenciation magmatique poussé est confirmé par le fort fractionnement des LREE/HREE, avec des ratios $(\text{La}/\text{Yb})_N$ nettement supérieurs à 1, ainsi que par une anomalie négative en europium particulièrement marquée (Eu/Eu^*

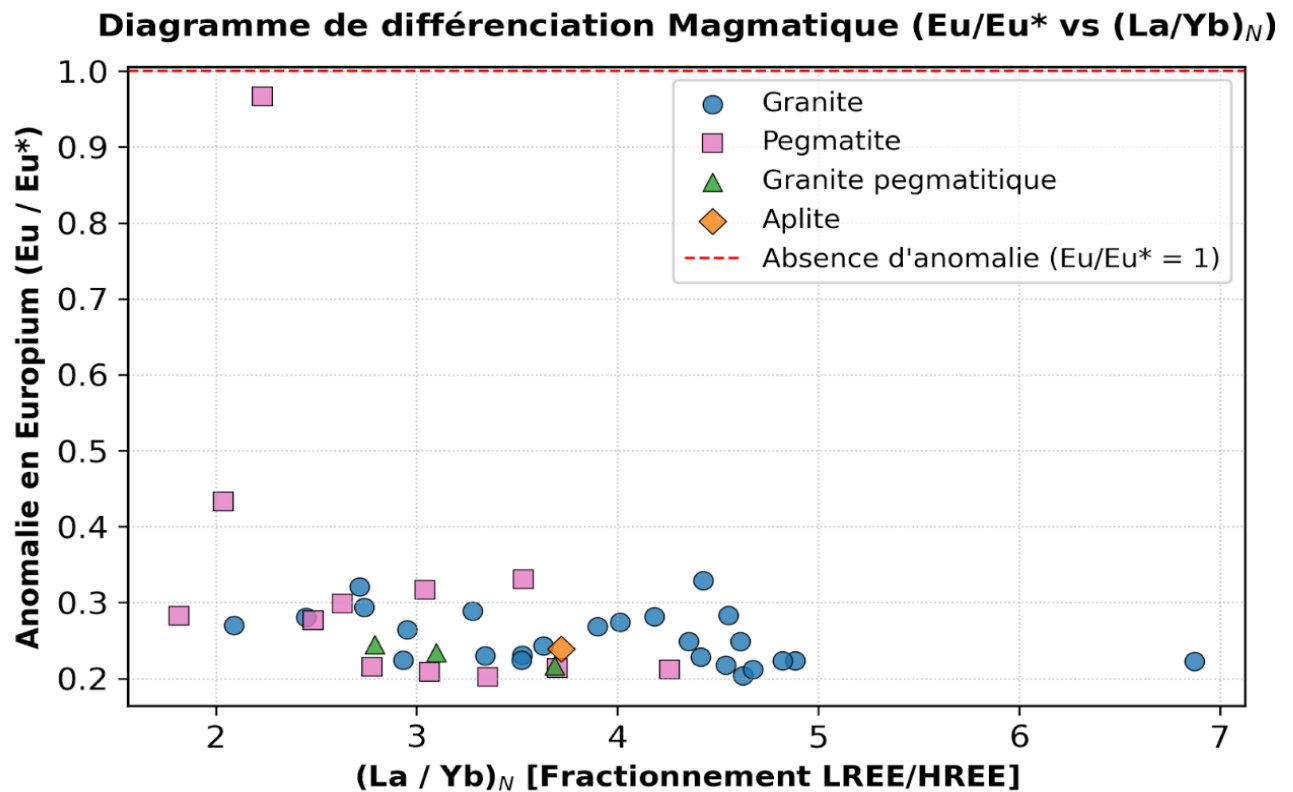


Figure 5. Diagramme bivarié montrant les relations de différenciation magmatique et l'impact du fractionnement minéral (anomalie en europium Eu/Eu^* vs rapport de fractionnement $(\text{La}/\text{Yb})_N$).

4.4 Rôle des fluides hydrothermaux tardif- à post-magmatiques

Alors que les faciès granitiques conservent des spectres très réguliers guidés par le piégeage précoce des LREE dans la monazite/allanite et des HREE dans le zircon, les unités pegmatitiques et aplitiques se distinguent par une plus grande dispersion des teneurs (ΣETR atteignant localement 60 ppm, Tableau 2) et de petites inflexions dans les HREE (Figure 4), qui traduisent la surimposition de processus hydrothermaux tardi- à post-magmatique.

Ce comportement témoigne du rôle joué par l'accumulation de fluides magmatiques tardifs riches en volatiles (F^- , Cl^- , CO_2 , B). Ces fluides hydrothermaux favorisent la complexation, le transfert sélectif et la remise en solution ponctuelle des terres rares (particulièrement les HREE) [10] lors des derniers stades de cristallisation pegmatitiques

[4,11]. La circulation de ces fluides tardifs remobilise localement les terres rares et réhomogénéisent certaines fractions, expliquant les légères inflexions observées sur les spectres des pegmatites.

4.5 Implication environnementale

A Bukena, les ETR contenus dans la matrice rocheuse saine sont principalement piégés au sein de phases silicatées et phosphatées très stables (zircon, monazite). Compte tenu de leurs faibles concentrations absolues ($\Sigma\text{ETR} \leq 60$ ppm, Tableau 2), de leur faible mobilité d'altération et de leur toxicité intrinsèque limitée, ces éléments ne présentent aucun risque d'écotoxicité pour les sols ou les réseaux hydrographiques locaux. Ils agissent donc comme de simples traceurs géochimiques passifs.

Toutefois, dans l'éventualité d'une exploitation minière accrue avec trituration mécanique et lavage des minerais, un suivi périodique des effluents et sédiments reste préconisé pour surveiller la qualité des eaux de surface en conjonction avec les métaux lourds associés.

5 Conclusion

L'étude géochimique des ETR dans les granites, pegmatites et aplites de Bukena montre que :

1. Les teneurs globales en terres rares sont faibles à modérées ($\Sigma\text{ETR} \pm 5$ à 60 ppm) Ces données écartent ces faciès comme cible prioritaire pour les ETR, bien qu'une évaluation définitive à l'échelle du district nécessite des travaux complémentaires sur un maillage plus étendu.
2. Le profil géochimique est caractérisé par un enrichissement fort en LREE et une anomalie négative marquée en europium, traduisant une évolution magmatique hautement différenciée contrôlée par le fractionnement des feldspaths et des minéraux accessoires [2,12].
3. La continuité des signatures entre granites, aplites et pegmatites atteste d'une origine comagmatique au sein des leucogranites stannifères kibariens (G4), avec une redistribution locale secondaire guidée par des fluides hydrothermaux tardi-magmatiques riches en volatiles.
4. Sur le plan environnemental, les ETR demeurent stables et inoffensifs dans la matrice rocheuse et jouent exclusivement le rôle de traceurs géochimiques. Néanmoins, leur présence conjointement avec des métaux potentiellement toxiques atteste la nécessité d'une surveillance environnementale du secteur.

REFERENCES

- [1] Bea, F., Montero, P., & Molina, J. F. (1999). Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila batholith: A model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. The Journal of Geology, 107(4), 399–419. <https://doi.org/10.1086/314356>.
- [2] Boynton, W.V., (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, pp. 63-114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- [3] Cahen, L., Snelling, N. J., Delhal, J., & Vail, J. R. (1984). The Geochronology and Evolution of Africa. Clarendon Press. ISBN: 978-0198575443.
- [4] Cerny, P., Ercit, T.S., (2005). The classification of granitic pegmatites revisited. The Canadian Mineralogist 43(6), 2005-2026. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2005>
- [5] Dewaele, S., Henjes-Kunst, S., Melcher, F., Sitnikova, M., Burgess, R., Gerdes, A., Fernandez-Alonso, M., De Clercq, F., Muchez, P., & Lehmann, B. (2011). Late Neoproterozoic overprinting of the cassiterite and columbite-tantalite bearing pegmatites of the Gatumba area, Rwanda (Central Africa). Journal of African Earth Sciences, 61(1), 10–26. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2011.04.004>
- [6] Dewaeles, S., De Clercq, F., Hulsbosch, N., Boyce, A., De Grave, J., Muchez, P. (2015). Genesis of the Sn-Nb-Ta pegmatite deposit at Gatumba, Rwanda. Journal of African Earth Sciences, 101, 203-219. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.09.013>
- [7] Henderson, P. (Ed.). (1984). Rare Earth Element Geochemistry (Developments in Geochemistry, Vol. 2). Elsevier. ISBN : 978-0-444-42148-7
- [8] Kampunzu, A.B., Cailteux, J.L.H., (1999). Tectonic Evolution of the Lufilian Arc (Central Africa Copper Belt) during Neoproterozoic Pan African Orogenesis. Gondwana Research, 2(3), 401- 421. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70279-3](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70279-3)
- [9] Lepersonne, J. (1974). Notice explicative de la carte géologique du Zaïre au 1 : 2 000 000. République du Zaïre, Département des Mines, Direction de la Géologie, Kinshasa & Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, 67 p.

- [10] Lepersonne, J., 1977. Le socle Kibarien du Katanga et ses minéralisations. Annales de la Société Géologique de Belgique 100, 5-34.
- [11] Linnen, R.L., Van Lichtervelde, M., Cerny, P., (2012). Granitic pegmatites as sources of strategic metals. Elements 8(4), 275-280. <https://doi.org/10.2113/gselements.8.4.275>
- [12] London, D. (2008). Pegmatites (The Canadian Mineralogist Special Publication 10). Mineralogical Association of Canada. **ISBN : 978-0-921294-47-4.**
- [13] R. E. Harmer & P. A. M. Nex. (2016). Rare earth deposits in Africa. Episodes 39(4), 381-406. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2016/v39i2/95784>
- [14] Rumvegeri, B.T. (1984). Etude lithostratigraphique et structurale du Kibarien au Kivu (Zaïre). Thèse de Doctorat, Université de Lubumbashi, 215 p. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- [15] Rumvegeri, B.T. (1984). Etude lithostratigraphique et structurale du Kibarien au Kivu (Zaïre). Thèse de Doctorat, Université de Lubumbashi, 215 p.
- [16] Tack, L., Wingate, M.T.D., De Waele, B., Meert, J., Belousova, E., Griffin, B., Tahon, A., Fernandez-Alonso, M., Baudet, D. (2010). The Kibaran event in Central Africa: Discovery of a Proterozoic intraplate magmatic province in a non-collisional setting. Precambrian Research 180(1-2), 63-84. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.022>
- [17] Taylor, S.R., McLennan, S.M., (1985). The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312p. **ISBN-13 : 978-0-632-01148-3**