



ESJ Natural/Life/Medical Sciences

## Pétrographie et géochimie des granitoïdes d'Issia (Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire)

*Brou Koffi Joseph*

*Kouamelan Alain Nicaise*

Géologie, Ressources Minérales et Energétiques,  
Université Félix Houphouët Boigny d'Abidjan-Cocody,  
Faculté des Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Côte d'Ivoire

*Kouassi Brice Roland*

Département de Géosciences, UFR Sciences Biologiques,  
Université Peleforon Gon Coulibaly de Korhogo, Côte d'Ivoire

*Coulibaly Yacouba*

Géologie, Ressources Minérales et Energétiques,  
Université Félix Houphouët Boigny d'Abidjan-Cocody,  
Faculté des Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Côte d'Ivoire

[Doi:10.19044/esj.2021.v17n17p287](https://doi.org/10.19044/esj.2021.v17n17p287)

Submitted: 26 February 2021

Accepted: 05 April 2021

Published: 31 May 2021

Copyright 2021 Author(s)

Under Creative Commons BY-NC-ND

4.0 OPEN ACCESS

*Cite As:*

Joseph B.K., Nicaise K.A., Roland K.B. & Yacouba C. (2021). *Pétrographie et géochimie des granitoïdes d'Issia (Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire)*. European Scientific Journal, ESJ, 17(17), 287. <https://doi.org/10.19044/esj.2021.v17n17p287>

### Résumé

Les granitoïdes de la partie Sud du batholite de Ferkessédougou s'étendent ou couvrent la région d'Issia où ils sont représentés par une série de roches allant des granites à deux micas à biotite dominante aux granites à deux micas à muscovite dominante. Cette étude rapporte de nouveaux résultats pétrographiques et géochimiques des granites de la région d'Issia. Sur le plan pétrographique, ils se répartissent en trois séries granitiques à savoir les granites G1, G2 et G3. Les granites G1 sont caractérisés par une abondance de la biotite par rapport à la muscovite et ont subi une migmatisation. Les granites G2 sont marqués par une abondance de minéraux de feldspaths potassiques présents sous forme de porphyres. Les granites G3 quant à eux se distinguent par une dominance de la muscovite, suivie de la tourmaline et sont pourvus de filons de pegmatites d'épaisseurs centimétriques à métriques. Sur le plan de la

chimie, les granites G1 sont faiblement peralumineux ( $1 < A/CNK < 1,16$ ), les granites G2 sont moyennement peralumineux ( $1,14 < A/CNK < 1,18$ ) et les G3 fortement peralumineux ( $A/CNK > 1,19$ ). Les caractères pétrographiques et géochimiques rattachent les granites G1 au type I et les granites G2 et G3 au type S.

---

**Mots clés :** Granitoïdes, Issia, Pétrographie, Minéralogie

---

## **Petrography and Geochemistry of Granitoids Issia Region, Centre-West, Côte d'Ivoire**

*Brou Koffi Joseph*

*Kouamelan Alain Nicaise*

Géologie, Ressources Minérales et Energétiques,  
Université Félix Houphouët Boigny d'Abidjan-Cocody,  
Faculté des Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Côte d'Ivoire

*Kouassi Brice Roland*

Département de Géosciences, UFR Sciences Biologiques,  
Université Peleforon Gon Coulibaly de Korhogo, Côte d'Ivoire

*Coulibaly Yacouba*

Géologie, Ressources Minérales et Energétiques,  
Université Félix Houphouët Boigny d'Abidjan-Cocody,  
Faculté des Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Côte d'Ivoire

---

### **Abstract**

The granitoids of the southern part of the Ferkessédougou batholith located in the Issia region are represented by a series of rocks ranging from two-mica granites predominantly biotite to two-mica granites predominantly muscovite. This study reports new petrographic and geochemical results from granites in the Issia area. Petrographically, they are distributed in three (3) granitic series, namely the G1, G2 and G3 granites. G1 granites are biotite-bearing and have undergone a migmatization. The G2 granites are marked by K-feldspar minerals as porphyries G3 granites are distinguishable by the abundance of muscovite and tourmaline and are associated with pegmatite veins of centimeter to metric thickness. Chemically, G1 granites are weakly peraluminous ( $1 < A / CNK < 1.16$ ), G2 granites are moderately peraluminous ( $1.14 < A / CNK < 1.18$ ) and G3 granites are strongly peraluminous ( $A / CNK > 1.19$ ). These petrographic and geochemical characteristics link the G1 granites to type I granites whereas G2 and G3 granites show similarities to type S.

---

**Keywords:** Granitoids, Issia, Petrography, Geochemistry

## Introduction

Devant la grande diversité des granites, plusieurs classifications fondées sur différents critères ont été proposées. Ces critères sont soit d'ordre géotectonique (Read, 1957 ; Loiselle & Wones, 1979), soit d'ordre pétrographique et géochimique. Chappell & White (1974) distinguent des granites I (d'origine ignée) et des granites S (d'origine sédimentaire). Didier & Lameyre (1969) proposent une classification qui tient compte de la nature des enclaves rencontrées dans les granites. Didier et al. (1982) définissent alors des granites C ou crustaux (incluant les leucogranites) et des granites M (Mixed ou Mantle). Lameyre (1966) désigne les leucogranites comme étant toutes roches granitiques hololeucocrates à feldspath potassique et albite ou oligoclase acide et contenant moins de 5 % de minéraux sombres.

Les derniers stades de l'évolution magmatique birimienne dans la partie sud du domaine Baoulé-Mossi dont appartient la zone d'étude sont caractérisés par la mise en place de granites à biotite-muscovite (Bt-Ms) de compositions plus péralumineuses et de syénite entre 2095-2075 Ma (Doumbia et al., 1998; Ouattara, 1998; Hirdes & Davis, 2002; Vidal et al., 2009; Petersson et al., 2016). En Côte d'Ivoire, plusieurs travaux signalent la présence d'intrusifs granitiques tardifs, péralumineux et de type S (Allou et al., 2004 ; Doumbia et al., 1997 ; Ouattara, 1998 ; Yobou, 1993). Les travaux d'Allou et al. (2004) et Allou (2005) situent les granites de la partie sud du batholite de Ferkessédougou localisés dans la région d'Issia (Fig. 1a) dans le groupe des granites péralumineux. La grande diversité des granitoïdes décrits dans la partie Centre et Nord du batholite de Ferkessédougou par les auteurs tels que Yobou (1993), Doumbia et al. (1997) et Ouattara (1998) soulève des interrogations sur la classification des granitoïdes de la région d'Issia proposée par Allou et al. (2004) et Allou (2005). L'objectif de cette étude est la caractérisation pétrographique et géochimique détaillée des granitoïdes de la partie Sud de ce batholite afin de mieux les caractériser.

## Cadre géologique

En Côte-d'Ivoire, sur la base de critères pétrographiques, géochimiques et géochronologiques, Lemoine (1988), Yobou (1993) et Doumbia (1997) distinguent principalement (1) les granites à affinité calco-alcaline qui montrent un caractère de type TTG archéens et sont datés autour de 2123 Ma et (2) les granites tardifs métalumineux à péralumineux datés à environ 2097 Ma. Ce sont de larges batholites de leucogranites (type Ferkessédougou par exemple) accompagnés de petits massifs subcirculaires de trondhémities, granites à pyroxène et granites alcalins (syénites et monzosyénites). Les travaux de Feybesse et al. (1989) en Guinée montrent

également que les granites alcalins se mettent en place à la fin du Paléoproterozoïque. Les données géochronologiques sur l'ensemble du craton ouest-africain de Hottin & Ouédraogo (1975), Caen-Vachette (1986), Tempier (1987), Lemoine (1988), Boher et al. (1992), Kouamelan (1996), Doumbia (1997) indiquent que la mise en place des granitoïdes birimiens est étalée au cours du Paléoproterozoïque.

Les leucogranites d'Issia constituent la partie sud du batholite de Ferkessédougou (Fig. 1a) et font partie des granites syntectoniques à muscovite dominante. Ces granites à deux micas ont un allongement parallèle aux directions tectoniques et à la schistosité des métasédiments encaissants (Arnould, 1961). Le caractère syntectonique est marqué par une linéation et/ou une foliation soulignée par les micas. Selon Ouattara (1998), le batholite de Ferkessédougou s'est mis en place à la suite de l'ouverture de bassins en transtension et jusqu'à la fermeture de ces derniers en transpression grâce à un grand nombre de fractures délimitant de petits blocs fonctionnant à la manière de cauldron-subsidence. De cette façon l'intrusion du batholite se produit alors sous la forme de nombreux petits plutons contigus. Ce granite verrait son origine dans la fusion de matériel crustal incorporant du matériel sédimentaire avec un complément thermique lié au fonctionnement des décrochements. Cependant, la différence importante avec le secteur de SASCA qui a contribué à envisager ce modèle est que le matériel du granite de Ferké est juvénile (Yobou, 1993; Doumbia, 1997) alors que le domaine SASCA incorpore du matériel archéen.

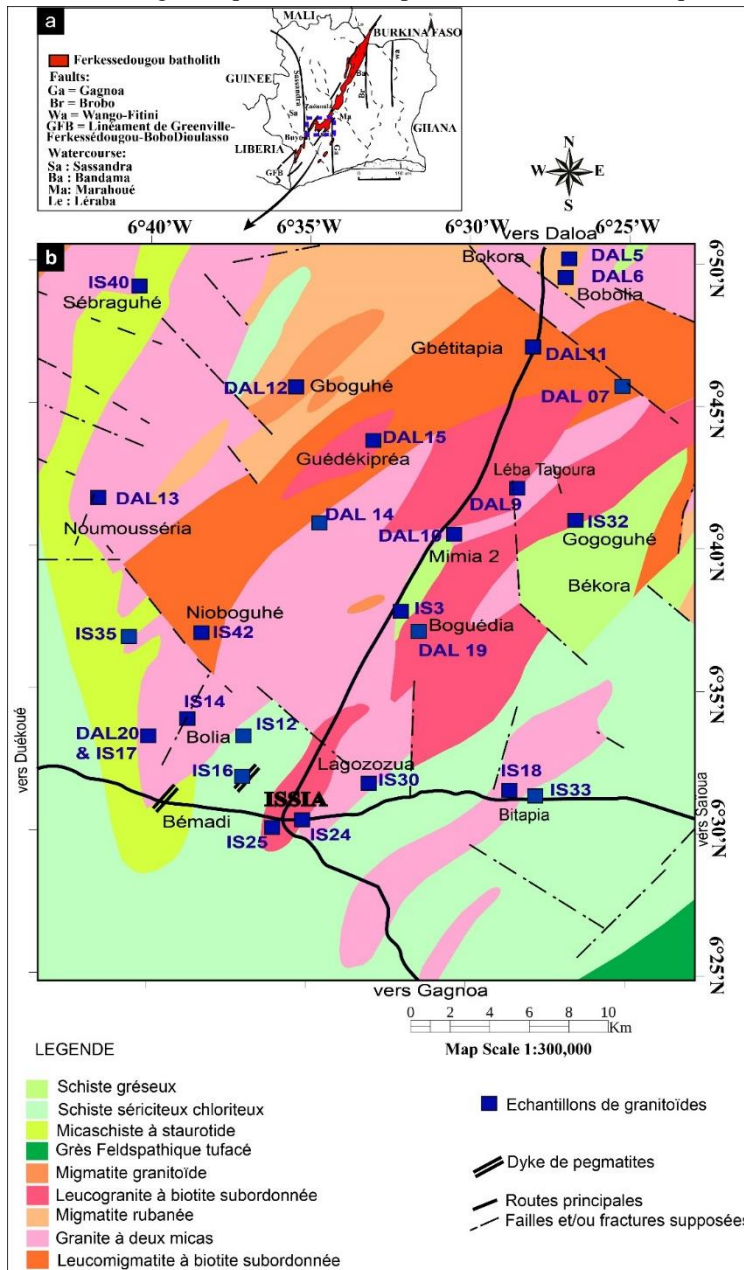
### **Méthodes analytiques**

Dix-huit (18) échantillons de roches (Fig. 1b) ont été sélectionnés lors des différentes campagnes de terrain du projet T2GEM (Technologies Géophysiques et Géochimiques pour l'Exploration Minière) débuté en Mars 2016. Les lames minces de ses roches ont été réalisées et étudiées dans un premier temps au Laboratoire de Géologie du socle et de Métallogénie (LGSM) en Côte d'Ivoire et dans un second temps ont été polies et étudiées au Laboratoire de Géosciences Environnement Toulouse (GET) en France. Cette étude pétrographique s'est faite grâce au microscope métallographique de type Olympus BX60 équipé de 4 objectifs de grossissement,  $\times 5$ ,  $\times 20$ ,  $\times 50$ ,  $\times 100$  muni d'un dispositif de capture d'image relié à un ordinateur. Les poudres obtenues des échantillons ont été analysées à Bureau Veritas Commodities Canada Ltd pour les éléments majeurs et en traces. Les éléments majeurs ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  et  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) utilisés ont été déterminés par la spectroscopie de fluorescence aux rayons X (XRF).

La composition modale des roches qui permet au géologue de proposer une classification de ces dernières (Jung & Brousse, 1959 ; Streckeisen, 1973)

a été possible grâce à l'utilisation des techniques telles que : (1) l'analyse chimique, qui est une méthode indirecte puisqu'à partir des pourcentages d'oxydes des éléments majeurs on recalcule la norme en s'appuyant sur les formules chimiques des minéraux (Cross et al. 1902 ; Lacroix, 1933 ; Bayly, 1976) et (2) le compteur de points où on détermine les uns après les autres les minéraux défilant sous l'objectif du microscope (Jung & brousse, 1959).

**Fig. 1.** Situation du batholite de Ferkessedougou dans la Côte d'Ivoire (a) et répartition de ses faciès granitiques (modifier après Ahimon 1990) ainsi que



## Résultats

### Pétrographie et minéralogie

Les caractères pétrographiques des différents faciès granitiques de la région d'Issia sont résumés dans le tableau 1. Les variations importantes de textures et de compositions pétrographiques qui apparaissent entre les différentes unités permettent de distinguer trois grandes séries granitiques :

#### Granites G1

Les granites G1 représentés par les massifs de Bobolia (DAL05, Fig. 2a), Léba Tagoura (DAL09, Fig. 2a), Gbétitapéa (DAL11), Boguhé I (DAL12), Noumousséria (DAL13) et Guédékipréa (DAL15, Fig. 2c) sont des granites à deux micas marqués par la dominance de la biotite. Les minéraux principaux se composent de quartz, de feldspath potassique (microcline), de plagioclase xénomorphe à subautomorphe, de biotite, de muscovite et de rares tourmalines. Les minéraux accessoires sont le zircon, la chlorite, l'apatite, la monazite, la titanite, l'épidote, l'ilménite, la titanomagnétite et du rutile. Dans le massif de Bobolia (DAL05), on trouve des enclaves de granodiorite (DAL06) surmicacées. L'enclave granodioritique a pour composition principale la biotite, le quartz, amphibole (hornblende), plagioclase, pyroxène et en accessoire les minéraux tels que le zircon, l'épidote, la titanite et la monazite.

#### Granites G2

Les granites G2 représentés par les massifs de Sébraguhé (IS40), de Mimia (DAL10) et du leucogranite de Bitapia (IS18) présentent une minéralogie comparativement plus importante que les granites G1. Le massif de Bitapia diffère des deux autres par la couleur argentée de leur muscovite et la présence importante de tourmaline mais également de la croissance de la muscovite sur la biotite (pseudomorphose de la biotite par la muscovite). Le massif de Mimia quant à lui est marqué par la présence de mégacristsaux de feldspath potassique (microcline, Fig. 2d-e-f) orientés dans le sens d'allongement du massif et des structures tectoniques de la région (NNE-SSW) et une dominance de la biotite sur la muscovite. C'est également le cas du granite de Sébraguhé qui contient en plus une enclave mafique. Ces granites G2 contiennent comme minéraux majeurs le quartz, le feldspath potassique généralement subautomorphe, le plagioclase subautomorphe, la muscovite et des quantités variables de biotite. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, l'allanite, la monazite, la chlorite, l'ilménite, le rutile.

#### Granites G3

Les massifs granitiques G3 (IS03, IS14, IS24, IS25, IS30, IS32, IS42 et DAL20) se présentent sous forme de dômes granitiques (Fig. 2g) ou de

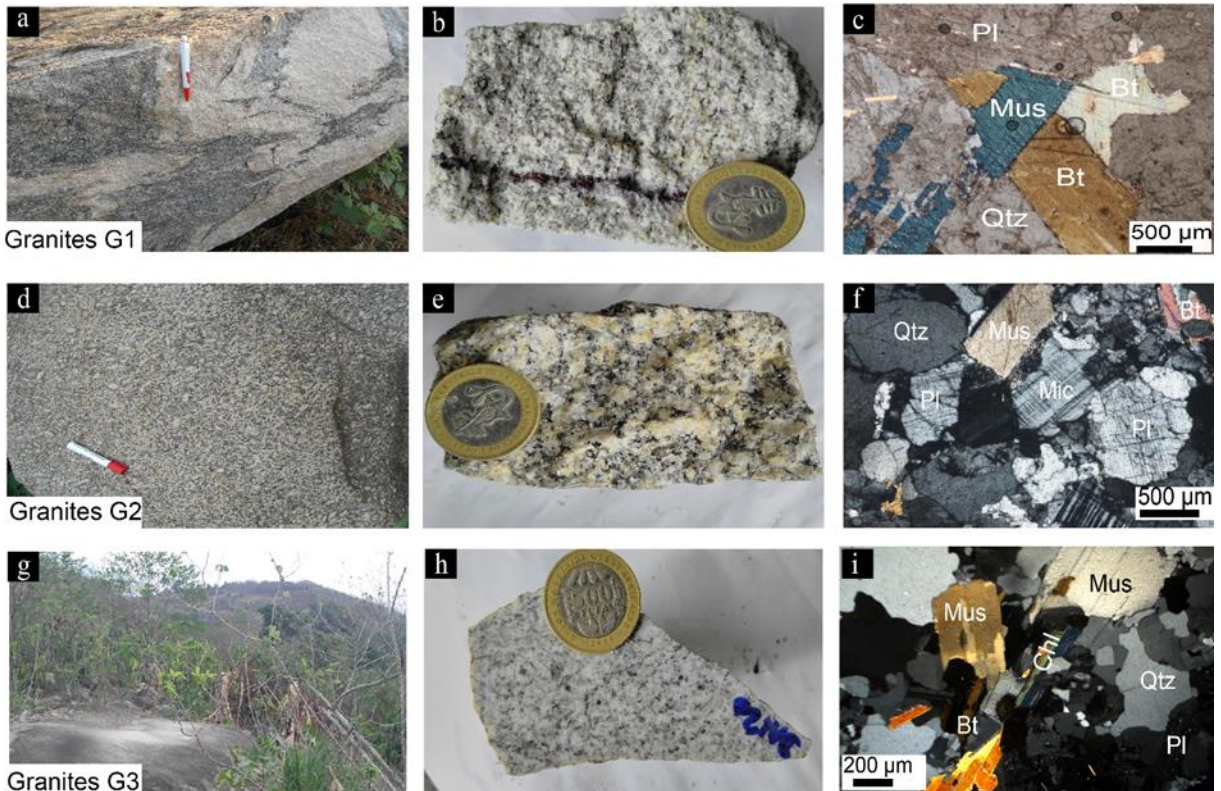
dalles. Ils sont localisés pour la plupart au centre-ville d'Issia. Certains se trouvent à quelques kilomètres du centre-ville et les autres à proximité des placers à métaux rares. Il s'agit de leucogranites présentant des mégacristaux de feldspaths potassiques présents sur l'ensemble des surfaces des massifs mais également des mégacristaux de muscovite, de quartz et de tourmaline (Fig. 2h-i). Ces mégacristaux de feldspath potassique sont des microclines. Ils sont présents dans une matrice grenue à feldspath potassique – plagioclase de forme subautomorphe à automorphe, à bandes de croissance-muscovite en proportion supérieure à la biotite qu'on observe généralement comme des restites dans les clivages de la muscovite, de la microcline apparaissant sous forme de cristaux xénomorphes et du quartz. Ils contiennent par ailleurs comme minéraux accessoires du zircon, de l'apatite, de la monazite, de la chlorite, de l'oxyde de Nb-Ta, du rutile, du grenat et de l'ilménite riche en Nb et Ta. Ils contiennent des quantités variables de tourmalines automorphes surtout dans les faciès granitiques situés dans le centre-ville d'Issia et à proximité des placers de colombotantalite dont le granite type Issia (IS24, IS25) est le meilleur représentant. Dans ces granites, la teneur en tourmaline atteint 3 à 5 % de la roche. Il s'agit donc de granite à deux micas ((muscovite *s.l.* ≥ biotite *s.l.*). Ces granites sont en majorités pourvus de filons de pegmatites de taille variable (centimétrique à métrique) à muscovite, quartz, feldspath, tourmaline et accessoirement de biotite, grenat, béryl et apatite. Dans ces granites, on trouve des enclaves surmicacées et des granites équi-granulaires à grain fin à moyen de même composition.

**Tableau 1** : Caractères pétrographiques des principaux faciès granitiques de la région d'Issia

	Granites G1	Granites G2	Granites G3
Biotite	(10 à 15 %), automorphe, brun rouge, ± chloritisée	(8 à 12 %), automorphe, rouge et riche en inclusion de Zr, chloritisée	(5 à 10 %), xénomorphe, rouge vif, + chloritisation poussée et/ou remplacée par la muscovite
Muscovite	(5 à 10 %), en remplacement de la biotite, teinte brun-orangée à violacée	(8 à 15 %), teinte orange-violacée, contient des restites de biotite	(10 à 20 %), 2 générations : Ms I et Ms II, teinte brun-jaunâtre, brun-orangée à brun-violacée, contient des restites de biotite
Plagioclase	(15 à 30 %), xénomorphe à automorphe, parfois séricitisé	(20 à 35 %), automorphe, moyenne à grande taille	(25 à 40 %), automorphe, très souvent séricitisé, associé aux microcristaux de quartz dans la matrice
Feldspath-K	(15 à 20 %), il s'agit du microcline	(15 à 30 %), xénomorphe, perthitique, en grandes plages très souvent sales	(15 à 25 %), xénomorphe, perthitique
Quartz	(20 à 30 %), xénomorphe, souvent interstitiel	(20 à 27 %), xénomorphe	(20 à 30 %), xénomorphe, extinction roulante, en grandes plages continues, parfois interstitiel
Tourmaline	o	sauf IS18 contient de la tourmaline	xxx (très abondant, ≈ 5 % dans la roche)
Amphibole	o	o	o
Zircon	xxx	xxx	xx
Apatite	xx	xxx	xxx
Ilménite	xx	x	xx
Monazite	o	x	x
Chlorite	x	x	xx
Rutile	xx	x	x
Titanite	x	o	o
Magnétite	x	o	o
Colombite-Tantalite	o	o	x (associé à l'altération de la biotite)
Pegmatite	o	o	xxx (de taille centimétrique à métrique)

(o : absent, x : rare, xx : présent, xxx: abondant)





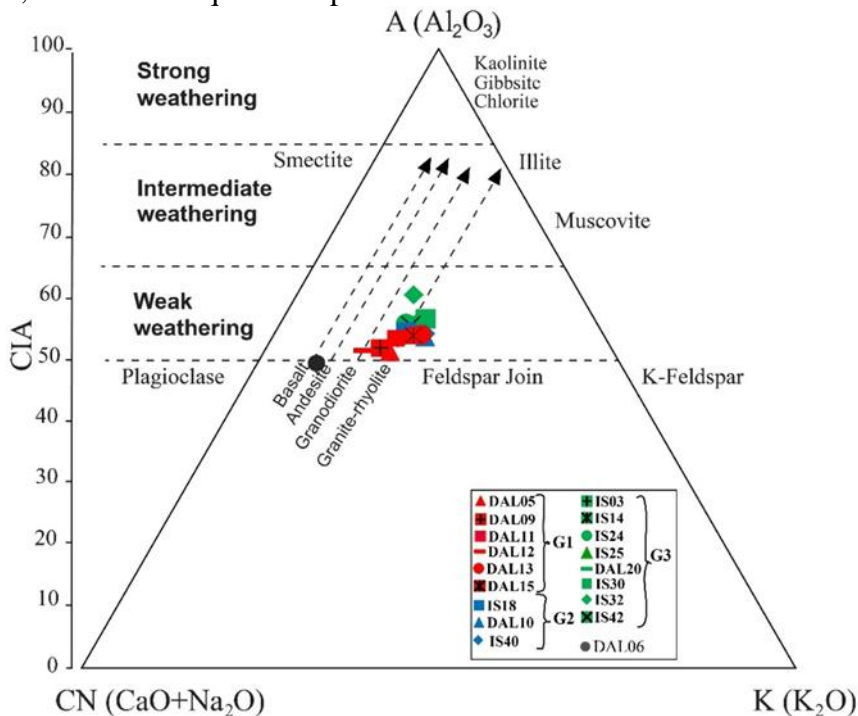
**Fig. 2 :** Aspects macroscopiques et microscopiques des granites de la région d'Issia. (a-b) Respectivement affleurement de granite migmatitique (DAL5) et échantillon de granite à deux micas à dominance biotite (DAL9) ; (c) Microphotographie du granite DAL15 ; (d-e) Macrophotographies montrant les porphyres de feldspaths potassiques du granite DAL10 ; (f) Microphotographie du granite DAL10 ; (g-h) Respectivement affleurement et échantillon de granite à deux micas à dominance muscovite ; (i) Microphotographie d'un granite à deux micas à dominance muscovite (DAL20). Abréviations : Bt : biotite, Chl : chlorite, Mic : microcline, Mus : muscovite, Pl : plagioclase, Qtz : quartz.

## Géochimie

L'objectif in fine de la géochimie était de caractériser les processus pétrogénétiques. Pour ce faire, des précautions ont été prises afin d'éviter l'influence des effets géochimiques des altérations à travers l'utilisation de l'indice de Nesbitt et Young (1984).

Les principaux caractères géochimiques sont reportés dans les tableaux 2 et 3. Toute étude géochimique visant à reconstituer des processus pétrogénétiques requiert au préalable, une évaluation des effets géochimiques des altérations. Cette précaution est indispensable pour éliminer de la discussion pétrogénétique certains échantillons d'apparence fraîche sur le terrain mais néanmoins altérés. Ainsi, le degré d'altération des roches étudiées est évalué à partir de l'indice chimique d'altération (CIA) de Nesbitt & Young (1984) basé sur les proportions molaires suivantes :  $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 +$

$CaO^* + Na_2O + K_2O$ ] \* 100 ( $CaO^*$  correspond à la concentration en  $CaO$  incorporé dans la fraction silicatée de la roche). Ainsi donc, les roches ayant des valeurs de CIA > 92, sont fortement altérées à cause de la transformation des feldspaths en minéraux argileux (Potter et al., 2005). Les roches dont les valeurs de CIA sont comprises entre 60 et 80 présentent une altération atmosphérique et CIA < 60 montre qu'il n'y a pas ou peu d'altération (Fedó et al., 1995). L'intensité d'altération peut également être évaluée en reportant les données dans le diagramme ternaire A-CN-K de Nesbitt & Young (1982, 1984) avec  $A=Al_2O_3$ ,  $CN=CaO^*+Na_2O$  et  $K=K_2O$  (Fig. 3). Ce système permet ainsi d'évaluer la composition des roches d'origine et examiner leur tendance en matière d'altération. L'ensemble des granitoïdes étudiés présentent des valeurs de CIA en général inférieures à 60 à l'exception de IS32 qui a une valeur de CIA égale à 63, ce qui voudrait dire que ce granite a subi une faible altération atmosphérique. Ainsi ploté dans le diagramme A-CN-K, nos échantillons montrent qu'il s'agit de granodiorite et de granite quasiment pas altérés, sauf DAL06 qui correspondrait à un basalte.



**Fig. 3.** Diagrammes A-CN-K et CIA de Fedó et al., (1995) appliqués aux granitoïdes de la région d'Issia

Les analyses chimiques des granitoïdes de la région d'Issia (tableaux 2 et 3) montrent une importante variation, entre les faciès granitiques G1 généralement localisés au nord de la zone d'étude, de G2 situés dans la zone intermédiaire et G3 localisés en bordure des placers alluvionnaires, avec

toutefois une continuité de composition. Les granites G1 sont nettement plus siliceux ( $\text{SiO}_2 = 71,6$  à  $74,8\%$ ), moins alumineux ( $\text{Al}_2\text{O}_5 = 13,7$  à  $14,9\%$ ), moins potassiques ( $\text{K}_2\text{O} = 4,63$  à  $5,13\%$ ) et moins ferromagnésiens ( $\text{FeOt} + \text{MgO} = 1,21$  à  $2,35\%$ ). Les granites G2 apparaissent moins siliceux que les granites G1 ( $\text{SiO}_2 = 71,2$  à  $71,9\%$ ) ; mais plus alumineux ( $\text{Al}_2\text{O}_5 = 14,8$  à  $15,1\%$ ) ; plus potassiques ( $\text{K}_2\text{O} = 4,67$  à  $5,51\%$ ) et moyennement ferromagnésiens ( $\text{FeOt} + \text{MgO} = 2,11$  à  $2,34\%$ ). Les granites G3 avec  $\text{SiO}_2 = 71,5$  à  $73,3\%$  ;  $\text{Al}_2\text{O}_5 = 14,4$  à  $15,4\%$  ;  $\text{K}_2\text{O} = 3,67$  à  $4,88\%$  ; ( $\text{FeOt} + \text{MgO} = 1,89$  à  $2,62\%$ ) sont en moyenne moins siliceux que les G1 mais plus que les G2, plus alumineux que les G1 mais moins que les G2, moins potassiques que les G1 et G2 mais plus ferromagnésiens que ces derniers. Ces granitoïdes présentent dans l'ensemble une grande richesse en alumine par rapport aux calciums et alcalins : le rapport molaire  $[\text{Al}_2\text{O}_5 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$  ou encore (A/ CNK) est supérieur à l'unité (A/CNK =  $1,04$  à  $1,51$  ; Fig. 4a). Ces granitoïdes sont donc chimiquement de type peralumineux, selon la classification de Clarke (1981) à l'exception de la granodiorite DAL06 (en enclave dans DAL05) qui montre un caractère métalumineux (A/ CNK =  $0,97$ ). Cependant, les granites G1 affichent une faible peraluminosité (A/ CNK =  $1,04$  à  $1,16$ ) par rapport aux G2 (A/ CNK =  $1,16$  à  $1,18$ ) et G3 (A/ CNK =  $1,19$  à  $1,51$ ). Cette nature fortement alumineuse des granites G3 se traduit sur le plan pétrographique par l'expression de la muscovite et la tourmaline.

Ces échantillons ainsi reportés dans le diagramme de Chappell (1999) qui a la capacité de discriminer les granites de type I et S sur la base des rapports  $\text{P}_2\text{O}_5$  en fonction de  $\text{SiO}_2$  (Fig. 4b), se répartissent en deux groupes. Nous avons les granites de type I caractérisés par les granites G1 et les granites de type S représentés par les séries granitiques G3 et G2. Ce diagramme permet ainsi d'observer une nette divergence entre les massifs granitiques situés en général dans la partie sud de la zone d'étude (G3 + G2), en bordure des métasédiments et ceux situés dans la partie nord où aucun placer de columbotantalite n'a encore été trouvé jusqu'à ce jour. Les granites G2 et G3 montrent des concentrations en  $\text{P}_2\text{O}_5$  plus élevées ( $\text{P}_2\text{O}_5 > 0,2\%$ ) et des teneurs en  $\text{SiO}_2$  faibles par rapport aux granites G1 ( $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,07$  à  $0,16\%$ ).

Projetés dans le diagramme Q ( $\text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}/3)$  vs P ( $\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ ) de Debon & Le Fort (1983, Fig. 5), ces granitoïdes montrent un passage continu depuis les faciès granodioritiques jusqu'aux faciès granitiques en passant par les faciès adamellites (monzogranites). On passe ainsi des granitoïdes à dominance biotitique à des granites avec une dominance de la muscovite sur la biotite et qui correspondent aux termes les plus différenciés des granitoïdes de la région.

La projection des différents granitoïdes de la région d'Issia dans les diagrammes de type Harker (Fig. 6) montre une répartition linéaire selon une droite de corrélation négative entre  $\text{SiO}_2$  et la majorité des autres éléments

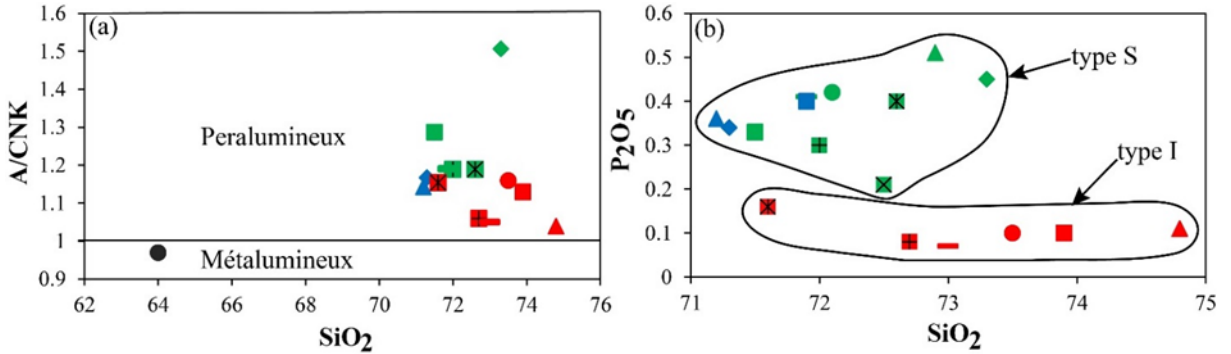
(Al<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, K<sub>2</sub>O et TiO<sub>2</sub>), sauf pour CaO et Na<sub>2</sub>O où cette corrélation est plutôt faiblement positive. Cependant, nous pouvons constater que ces deux (2) éléments (CaO et Na<sub>2</sub>O) forment une corrélation négative avec SiO<sub>2</sub> au niveau des granites G3. Ces bonnes tendances évolutives observées sont compatibles avec le fractionnement de minéraux ferromagnésiens (biotite, tourmaline, ilménite essentiellement) pour les oxydes tels Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, MnO et TiO<sub>2</sub> au cours de la différenciation, mais peuvent aussi correspondre à des phénomènes d'altération pour les oxydes alcalins

**Tableau 2** : Composition chimique des granitoïdes de la région d'Issia

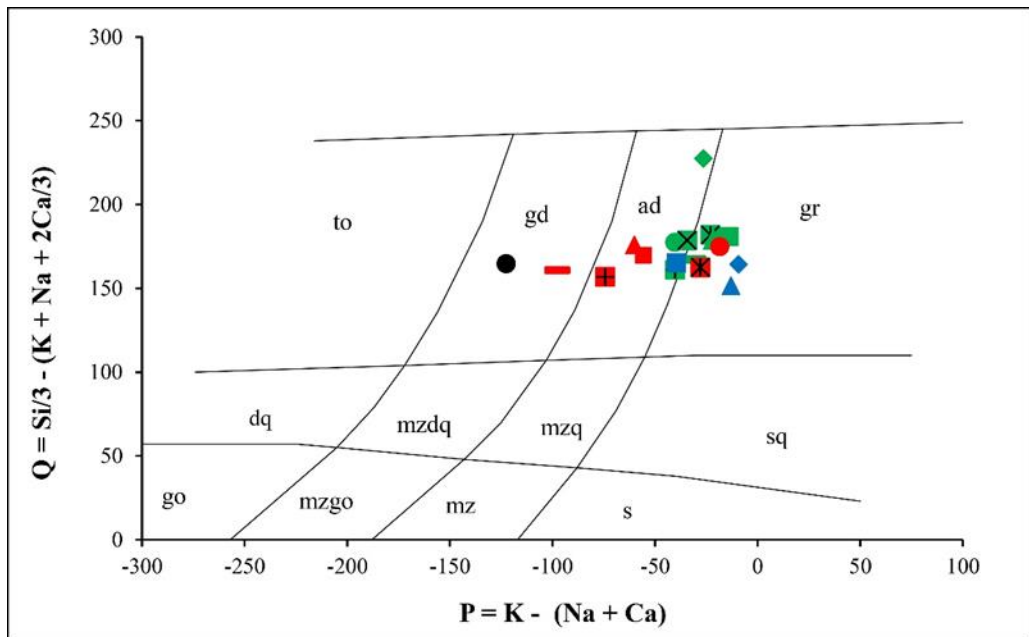
Echantillon	LLD	Granites G1					Granodiorite	Granites G2			
		DAL5	DAL9	DAL11	DAL12	DAL13		DAL15	DAL6	IS18	DAL10
wt%											
SiO <sub>2</sub>	0.01	74.8	72.7	73.9	73	73.5	71.6	64	71.9	71.2	71.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	13.7	14.9	14.8	14.6	14.6	14.8	14.6	15.1	15	14.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	1.38	1.64	1.06	1.75	1.47	2.07	5.24	1.8	1.82	1.98
CaO	0.01	0.81	1.19	0.68	1.26	0.59	0.71	4.47	0.7	0.59	0.73
MgO	0.01	0.13	0.37	0.15	0.39	0.21	0.28	4.61	0.36	0.29	0.36
Na <sub>2</sub> O	0.01	4.26	4.42	4.27	4.71	3.62	3.74	2.79	3.91	3.7	3.39
K <sub>2</sub> O	0.01	4.33	4.22	4.44	3.63	5.13	4.97	2.22	4.67	5.51	5.33
MnO	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.09	0.03	0.02	0.03
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.06	0.19	0.08	0.22	0.12	0.15	0.48	0.23	0.19	0.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.11	0.08	0.1	0.07	0.1	0.16	0.4	0.4	0.36	0.34
LOI	0.01	-0.1	0.13	0.33	0.02	0.31	0.63	0.59	0.59	0.66	0.55
Total		99.5	99.86	99.84	99.68	99.67	99.14	99.49	99.69	99.34	99.02
A/CNK		1.04	1.06	1.13	1.05	1.16	1.15	0.97	1.18	1.14	1.17
FeO <sub>T</sub> +MgO		1.51	2.01	1.21	2.14	1.68	2.35	9.85	2.16	2.11	2.34
CIA		51	52	54	51	54	54	51	56	55	56

**Tableau 3** : (Suite tableau 1)

Echantillon	LLD	Granites G3							
		IS3	IS14	IS24	IS25	DAL20	IS30	IS32	IS42
wt%									
SiO <sub>2</sub>	0.01	72	72.6	72.1	72.9	71.9	71.5	73.3	72.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	15.4	14.4	15.1	14.5	15	14.8	14.7	14.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	1.6	1.94	1.97	1.68	1.72	2.34	1.95	2.06
CaO	0.01	0.66	0.71	0.61	0.61	0.63	0.42	0.51	0.51
MgO	0.01	0.31	0.34	0.33	0.21	0.34	0.28	0.3	0.26
Na <sub>2</sub> O	0.01	4.01	3.45	3.79	3.54	3.78	3.36	2.95	3.76
K <sub>2</sub> O	0.01	4.76	4.76	4.37	4.88	4.81	4.81	3.67	4.53
MnO	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.16	0.15	0.14	0.07	0.17	0.12	0.15	0.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.3	0.4	0.42	0.51	0.41	0.33	0.45	0.21
LOI	0.01	0.61	0.58	0.86	0.5	0.7	0.86	1.17	0.72
SUM		99.83	99.35	99.71	99.43	99.48	98.86	99.17	99.49
A/CNK		1.19	1.19	1.25	1.19	1.19	1.29	1.51	1.23
FeO <sub>T</sub> +MgO		1.91	2.28	2.3	1.89	2.06	2.62	2.25	2.32
CIA		56	56	58	57	56	58	63	56



**Fig. 4.** (a) Granites d'Issia dans le diagramme A/CNK vs SiO<sub>2</sub> ; (b) Diagramme P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> vs SiO<sub>2</sub> de Chappell (1999) discriminant les granites de type S et I. La légende est la même que celle de la figure 3



**Fig. 5.** Diagramme Q en fonction de P de Debon et Le Fort (1983) appliqué aux granites de la région d'Issia. (to) tonalite, (gd) granodiorite, (ad) adamellite, (gr) granite, (dq) diorite quartzique, (mzdq) monzodiorite quartzique, (mzq) monzonite-quartzique, (sq) syénite-quartzique, (go) gabbro (diorite anorthosite), (mzgo) monzogabbro, (mz) monzonite et (s) syénite. (Même légende que sur Fig. 3)

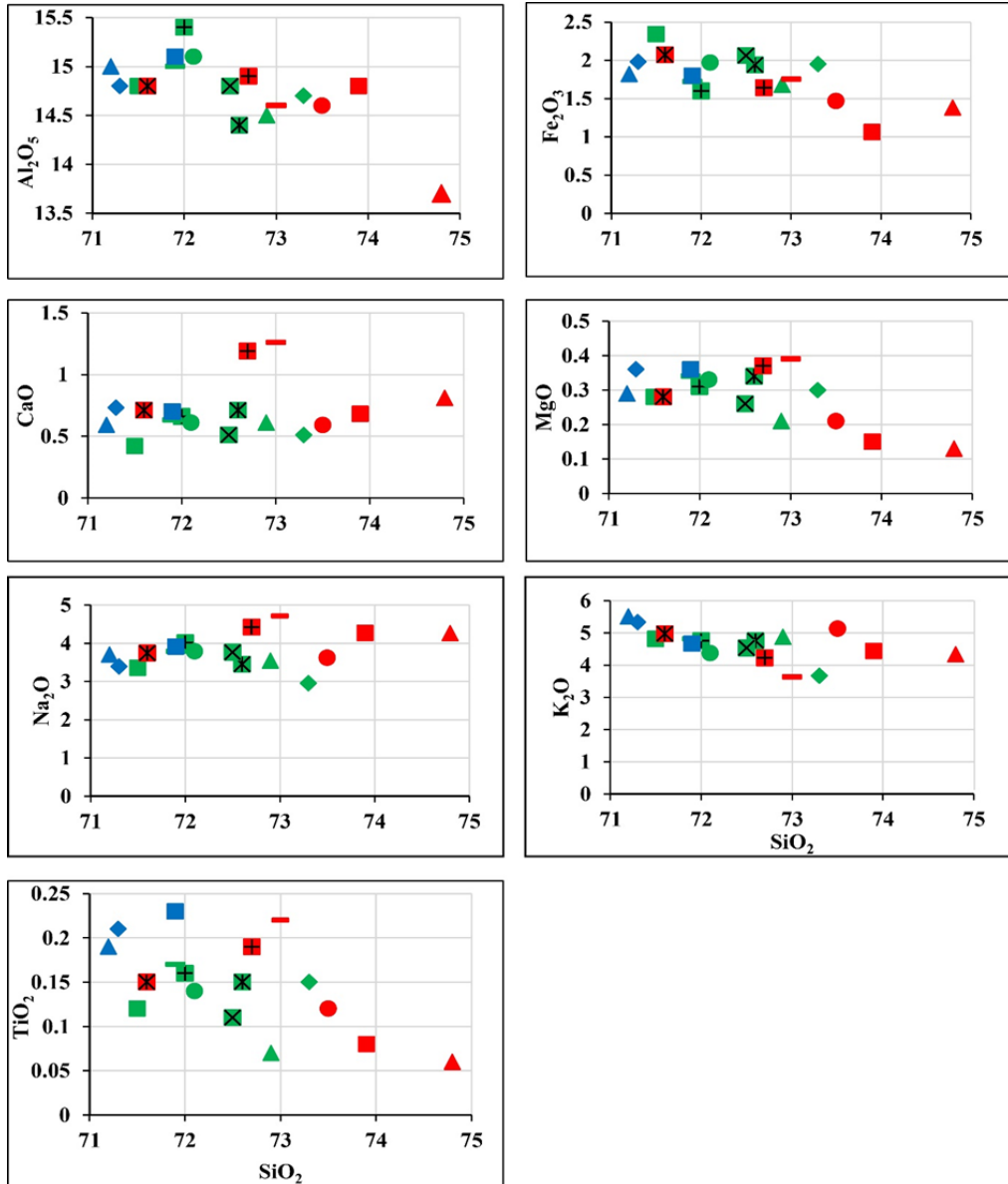


Fig. 6. Granites dans les diagrammes Oxydes vs SiO<sub>2</sub> de type Harker.  
 (Même légende que sur Fig. 3)

## Discussion

Les granitoïdes de la partie sud du batholite de Ferké se composent de granites à deux micas à biotite dominante, à caractère parfois migmatitique et de granites à deux micas à muscovite dominante. Les minéraux qui caractérisent ces granites sont : quartz, feldspaths potassiques, plagioclase, muscovite, biotite et des minéraux opaques tels que l'ilménite et le rutile. Les granites G1 sont caractérisés par une abondance de la biotite par rapport à la

muscovite et sont marqués par leur caractère migmatitique ; les granites G2 présentent une abondance de minéraux de feldspaths potassiques enfin, les granites G3 montrent une abondance de la muscovite par rapport à la biotite et des teneurs importantes en tourmaline (2 à 5 % du poids de la roche). Ces granites G3 sont également caractérisés par leur richesse en filons de pegmatites d'épaisseurs variables. Le caractère migmatitique des granites G1 suggère une origine par anatexie crustale. L'observation sur le terrain du caractère migmatitique marqué par le rubanement magmatique produit par la ségrégation entre le néosome granitique et le paléosome granodioritique appuie cette interprétation (Dago et al., 2019). Les caractéristiques géochimiques des granites G1 [faiblement peralumineux ( $A/CNK = 1,04$  à  $1,16$ ) et de type I] reflètent donc la nature des sources crustales (granitique et granodioritique) impliquées.

Les compositions pétrographiques, minéralogiques et chimiques ainsi que la présence de xénolites ont également été observés par les travaux de Dago (2019). Cela permet d'évoquer l'intervention dans la genèse des granites G2 de divers processus pétrologiques à savoir la fusion partielle de matériaux crustaux, la contamination crustale et la cristallisation fractionnée.

Les leucogranites G3 d'Issia se distinguent nettement sur le plan pétrographique des leucogranites d'origine purement crustale par leur abondance en certains minéraux tels que la muscovite, la tourmaline et le grenat mais également par la présence de filons de pegmatites. Leur forte peraluminosité ( $A/CNK = 1,19$  à  $1,51$ ) ainsi que leur forte teneur en  $P_2O_5$  ( $> 0,21$  %) permettent de suggérer pour ces granites une origine métasédimentaire. Cette origine métasédimentaire des granites d'Issia a été proposée par Allou et al. (2004), Allou (2005) et Ouattara (1998). Les faibles teneurs en  $SiO_2$  des granites G3 issus de la fusion partielle de métasédiments par rapport aux granites G1 d'origine crustale sont en accord avec les données de Harrison & Watson (1984), montrant la faible solubilité de P dans les roches très felsiques et non fortement peralumineuses. Ainsi, les granitoïdes les plus riches en  $P_2O_5$  sont les granites de type S, mais ne sont pas les plus enrichis en  $SiO_2$ . Selon Chappell (1999), ceci est dû à l'abondance croissante de corindon dans les roches les plus felsiques, de sorte qu'à l'extrême, environ 4% de corindon dilue les autres composants, et par conséquent, la roche est fractionnée à une teneur plus faible en  $SiO_2$ .

## Conclusion

Les caractères pétrographiques et géochimiques des différentes séries granitiques étudiées, ont permis de rattacher les granites de la série (G1) au type I et ceux de séries (G2) et (G3) au type S. Ainsi, les granites de la série (G1), sont faiblement peralumineux, ceux de la série (G2), moyennement

peralumineux tandis que les granites de la série (G3), sont fortement peralumineux.

Le caractère tardif de mise en place des granites G3 par rapport aux granites G1 et G2 est marqué par leur enrichissement en muscovite, tourmaline et en filons de pegmatites ainsi que les fortes teneurs en  $P_2O_5$ .

### Remerciements

Ce travail fait partie d'une étude de doctorat financée par le projet T2GEM (Technologies Géophysiques et Géochimiques pour l'Exploration Minière). Les auteurs remercient Marieke Van Lichtervelde et David Baratoux de Géosciences Environnement Toulouse en France (Université de Toulouse 3) pour leur soutien dans la réalisation de ce travail.

### References:

1. Ahimon, O. (1990). Notice explicative de la carte géologique de la Côte d'Ivoire au 1:200000, feuille Daloa: Mém. Dir. Géol, Abidjan, Côte d'Ivoire, n°1, 28 p.
2. Allou, A. B. (2005). Facteurs, paramètres, dynamique de distribution et genèse des dépôts de columbo-tantalite d'Issia centre-ouest de la côte d'ivoire. 369p.
3. Allou, A. B., Lu, H. Z., Guha, J., Naho, J., Carignan, J., Pothin, K., & Yobou, R. (2004). Une corrélation génétique entre les roches granitiques et les dépôts éluvionnaires, colluvionnaires et alluvionnaires de Columbo-tantalite d'Issia, Centre-Ouest, Côte d'Ivoire: EMG J., Spec. Exploration and Mining Geology, Vol. 14, Nos. 1-4, p. 61- 77, 2005.
4. Arnould, M. (1961). Etude géologiques des migmatites et granites précambriens du Nord de la Côte-d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale. *Mémoire BRGM*, France, 174 p.
5. Bayly, B. (1976). Introduction à la pétrologie. Ed. Masson, Paris, 280 p.
6. Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarède, F., & Arndt, N. T. (1992). Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *J. Geophys. Res.*, 97, n° B1 : 345-369.
7. Caen-Vachette, M. (1986). Apport de la géochronologie isotopique à la connaissance du Protérozoïque Inférieur de l'Afrique de l'Ouest. *Publication CIFEG 1986/10*. Les formations birimiennes en Afrique de l'Ouest : 17-23.
8. Chappell, B.W. (1999). Aluminum saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, 46, 535-551.



9. Chappell, B.W., & White, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geol.* 8, 173–174.
10. Clarke, D. B. (1981). The mineralogy of peraluminous granites a review. *Canad. Mineral.* 19, 3-17.
11. Cross, W., Iddings, J.P., Pirsson, L.V., & Washington, H.S. (1902). A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. *J. Geol.*, 10 p. 555-690.
12. Dago Aristide, G. B. (2020). Les granitoïdes Birimiens de la région de Daloa (Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire) : Genèse et implication dans l'évolution thermique du Craton Ouest africain. Thèse, 257p.
13. Dago Aristide, G.B., Yacouba Coulibaly & Zié Ouattara (2019). Typologie pétrographique et géochimique des granitoïdes de la région de Daloa au Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire. *Afrique SCIENCE* 15(3) 208 – 221. ISSN 1813-548X
14. Debon, F., & Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations - *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences*, 73, pp.135-149.
15. Didier, J., Duthou, J.L., Lameyre, J. (1982). Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volc. Geotherm. Res.* 14, 125–132.
16. Didier, J., & Lameyre, J. (1969). Les granites du Massif Central Français. Etude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contrib. Mineral. Petrol* 24, 219–238.
17. Doumbia, S. (1997). Géochimie, géochronologie et géologie structurale des formations birimiennes de la région de Katiola-Marabadiassa (Centre-Nord de la Côte d'Ivoire. Évolution magmatique et contexte géodynamique du Paléoprotérozoïque. *Mém. BRGM* n°276, 253 p.
18. Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Peucat, J. J., Vidal, M., & Delor, C. (1998). Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in central Côte d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Res.* 87, 33–63.
19. Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1995). “Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance” *Geology* 23, pp. 921– 924.
20. Feybesse, J. L., Milési, J. P., Johan, V., Dommangeat, A., Calvez, J. Y., Boher, M., & Abouchami, W. (1989). La limite Archéen-Protérozoïque inférieur d'Afrique de l'Ouest: une zone de chevauchement majeure antérieure à l'accident de Sassandra;

- l'exemple des régions d'Odienné et de Touba (Côte-d'Ivoire). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II : 1847-1853.
21. Harrison, T. M., & Watson, E. B. (1984). The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1468–1477
  22. Hirdes, W., Davis, D. W. (2002). U-Pb geochronology of Paleoproterozoic rocks in the southern part of the Kedougou-Kéniéba Inlier, Senegal, West Africa: evidence for diachronous accretionary development of the Eburnean Province. *Precambrian Res.* 118, 83–99.
  23. Hottin, G., Ouédraogo, O. F. (1975). Notice explicative de la carte géologique de la République de Haute Volta à 1/1000000. *Géol. des Mines*, Ouagadougou.
  24. Jung, J. & Brousse, R. (1959). Classification modale des roches éruptives utilisant les données fournies par le compteur d points. Ed. Masson, Paris, 610 p.
  25. Kouamelan, A. N. (1996). Géochronologie et géochimie des formations Archéennes et Protérozoïques de la dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la transition Archéen-Protérozoïque, *Mémoires de Géosciences Rennes*, 73, 289 p.
  26. Lacroix, A. (1933). Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. *Bull. Serv. Géol. Indochine*, 20, fasc. 3.
  27. Lameyre, J. (1966). Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français: *Annales de la Faculté des Sciences, Université de Clermont-Ferrand, France*, v. 29, 264 p.
  28. Lemoine, S. (1988). Evolution géologique de la région de Dabakala (NE de la Côte-d'Ivoire) au Protérozoïque. Possibilités d'extension au reste de la Côte-d'Ivoire et au Burkina Faso: 237 similitudes et différences; les linéaments de Greenville-Ferkessédougou et Grand CessNiakaramandougou. *Thèse ès Sciences, Univ. Cl.-Ferrand*, 388 p.
  29. Loiselle, M. C. & Wones, D. R. (1979). Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Bulletin, Abstr. Prog.*, 11: 7, 468.
  30. Nesbitt, H. W. & Young, G. M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites: *Nature*, v. 299, p. 715–717.
  31. Nesbitt, H. W. & Young, G. M. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations: *Geochemical and Cosmochemica Acta*, v. 48, p. 1523–1534.
  32. Ouattara, G. (1998). “Structure du batholite de Ferkessédougou (secteur de Zuénoula, Côte d’Ivoire): implications sur l’interprétation

- de la géodynamique du paléoproterozoïque d’Afrique de l’ouest a 2.1 Ga”, tectonique, Thèse Univ. Orléans, 344 p.
33. Petersson, A., Scherstén, A., Kemp, A. I. S., Kristinsdóttir, B., Kalvig, P., Anum, S. (2016). Zircon U-Pb-Hf evidence for subduction related crustal growth and reworking of Archaean crust within the Palaeoproterozoic Birimian terrane, West African Craton, SE Ghana. *Precambrian Res.* 275, 286–309.
  34. Potter, P. E., Maynard, J. B., Depetris, P. (2005). *Mud and Mudstones Introduction and Overview*. Springer Science and Business Media, New York, p. 296.
  35. Read, H. H. (1957). *The granite Controversy*.
  36. Streckeisen, A. (1973). International Union of Geological Sciences subcommission on the systematics of igneous rocks, classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geotimes*, 18, 10 p. 26-30.
  37. Tempier, P. (1987). Les granites de "type Bondoukou", leur signification et leur répartition dans l'Ouest African. *2ème Coll. Géol. Afr., 112è Congrès Nat. Soc. savantes, Lyon, Section des Sciences* : 317-328.
  38. Vidal, M., Gumiaux, C., Cagnard, F., Pouclet, A., Ouattara, G., Pichon, M. (2009). Evolution of a Paleoproterozoic “weak type” orogeny in the West African Craton (Ivory Coast). *Tectonophysics* 477, 145–159.
  39. Yobou, R. (1993). *Pétrologie des granitoïdes du protérozoïque du centre-nord de la Côte d’Ivoire (Ferkessédougou-Marabadiassa): Évolution magmatique et contexte géodynamique*. Thèse de doctorat 3ème cycle, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, Paris.