

Signatures pétrographiques et géochimiques des paragneiss des secteurs de Tabou et de Grand-Béréby (sud-ouest de la Côte d'Ivoire)

[Petrographical and geochemical signatures of paragneisses of Tabou and Grand-Béréby sectors (south-west of Ivory Coast)]

Kouadio Fossou Jean Luc Hervé, Djro Sagbrou Chérubin, Kouamelan Alain Nicaise, Allialy Marc Ephrem, and Koffi Yao Augustin

Laboratoire de Géologie du socle et de Métallogénie, UFR STRM, Université Félix Houphouët Boigny de Cocody Abidjan, 22 BP 582 Abidjan 22, Côte d'Ivoire

Copyright © 2016 ISSR Journals. This is an open access article distributed under the **Creative Commons Attribution License**, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

ABSTRACT: The petrographic and geochemical study of the geological formations of Tabou and Grand-Béréby area located in SASCA domain (south-west of the Ivory Coast) show a strong foliated paragneisses. These gneisses are characterized by an alternation of dark layers of garnet-biotite-sillimanite and millimeter-thick leucocratic quartz-feldspar-cordierite bands. The mineralogical assembly thus described indicates a high grade metamorphism (granulite-facies). The major and traces elements made it possible to force the paragneisses protoliths. Thus this study shows that paragneisses are composed by greywackes and derived from source areas of felsic to intermediate composition. Their chondrite normalized REE patterns show a moderate LREE enrichment ($La_N/Yb_N = 6,90-38,36$) and a flat heavy rare earth patterns (HREE) This spectrum is almost identical to those of the Post-Archean average Australian Shale and Early Proterozoic Greywackes. Geochemical data also suggest that paragneisses are set up in a tectonic environment of active continental margin and continental island arc.

KEYWORDS: paragneiss, granulite facies, greywackes, tectonic environment, Ivory Coast.

RÉSUMÉ: L'étude pétrographique et géochimique des formations des secteurs de Tabou et de Grand-Béréby situées dans le domaine SASCA (Sud-Ouest de la Côte D'Ivoire) a permis de mettre en évidence des paragneiss fortement foliés. Ces gneiss sont caractérisés par une alternance de bande sombre constituée de grenat-biotite-sillimanite et de bande claire constituée de quartz-feldspath-cordiérite. L'assemblage minéralogique ainsi décrite indique un métamorphisme de haut grade (faciès granulite). Les éléments majeurs et en traces ont permis de contraindre les protolithes des paragneiss. Ainsi cette étude a permis de montrer que les paragneiss sont composés de grauwackes et dérivent des roches plutoniques de composition felsiques et intermédiaires. Leur spectre de terres rares montre un enrichissement en terre rare légère ($La_N/Yb_N = 6,90-38,36$) et un spectre plat en terre rare lourde. Ce spectre est quasiment identique à ceux du « Post-Archean average Australian Shale » et aux Grauwackes du Protérozoïque Inférieur. Les données géochimiques suggèrent également que les paragneiss sont mis en place dans un environnement tectonique de type marge continentale active et / ou arcs insulaires continentaux.

MOTS-CLEFS: paragneiss, faciès granulite, grauwackes, environnement tectonique, Côte d'Ivoire.

1 INTRODUCTION

La Côte d'Ivoire est constituée de deux grands ensembles géologiques précambriens d'âges différents séparés par la faille duassandra. A l'ouest le domaine archéen de la dorsale de Man (Fig. 1) est caractérisé par la présence de roches formées

entre 3,05 et 2,70 Ga, qui comprennent des unités de haut grade métamorphique telles que des gneiss gris granulitiques datés à 3,05 Ga et des charnockites à 2,80 Ga. La fin de l'histoire archéenne se situe vers 2,7 Ga (Camil, 1981 [1], 1984 [2]; Kouamelan, 1996 [3]; Kouamelan et al., 1997 [4]). A l'est le domaine paléoprotérozoïque birimien ou domaine Baoulé-Mossi est constitué de croûte juvénile dont l'histoire principale se déroule entre 2.2 et 2.1 Ga (Abouchami et al., 1990 [5]; Boher et al., 1992 [6]; Kouamelan, 1996 [3]). Ce domaine est caractérisé par les formations volcanosédimentaires et des intrusions de granitoïdes. La présente étude est consacrée à des secteurs du domaine SASCA qui appartient au domaine Paléoprotérozoïque de la dorsale de Man. La zone SASCA du nom des fleuves Sassandra-Cavally qui la limite est située au sud ouest du domaine Kenema-Man et s'étend le long de la côte Atlantique (Fig. 2). Les travaux de Papon, (1973) [7] dans cette zone ont mis en évidence la coexistence des formations de haut grade métamorphique et de bas grade métamorphique. Dans le domaine SACCA, une relique de croûte archéenne a été mise en évidence (Kouamelan et al., 1997 [4], 2015 [8]). De plus, les isotopes du Nd indiquent une certaine participation de croûte archéenne dans le magmatisme birimien. Des travaux récents mettent de plus en plus en évidence un stade (ou épisode) de haut grade métamorphique dans le Birimien qui semble correspondre globalement à un environnement dominé par des conditions de bas grade métamorphique (Ganne et al., 2011 [9], Block et al., 2015 [10] et 2016 [11]). Les travaux dans les secteurs de Tabou et de Grand Béréby (Fig. 2) permettront de caractériser la pétrologie et la géochimie des paragneiss du domaine SASCA. Les résultats obtenus nous donneront l'occasion de mettre en exergue d'une part la source (protolithe) de ces métasédiments et d'autre part de mettre en évidence l'environnement tectonique qui a prévalu lors de la sédimentation de ces paragneiss.

2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La province birimienne d'Afrique de l'ouest définie par Junner, (1940) [12], correspond à un vaste ensemble granito-gneissique, au sein duquel alternent les sillons volcaniques et des bassins sédimentaires d'âges protérozoïque inférieur. Le caractère juvénile de ces différents termes paléo-protérozoïques a par ailleurs été argumenté par la géochimie isotopique du Nd : le cycle birimien correspond à un épisode majeur d'accrétion crustale par différenciation mantellique vers 2,3-2,2 Ma (Abouchami et al., 1990 [5]; Boher et al., 1992 [6]; Taylor et al., 1992 [13]; Pawlig et al., 2006 [14]). Sur le plan chronostratigraphique, la position des formations volcaniques a tour à tour été présentée à la base (Junner, 1940 [12]; Tagini, 1971) [15] ou au sommet (Arnould, 1961 [16]; Kesser, 1986 [17]; Milési et al., 1989 [18]) des formations sédimentaires. Cependant, les campagnes de cartographie et les datations effectuées en Côte d'Ivoire s'accordent à montrer le caractère polyphasé du cycle birimien (Siméon et al., 1992 [20]; Delor et al., 1992 [21]; Kouamelan, 1996 [3]). Ce domaine auquel appartient la zone Sasca (zone d'étude, Fig. 1) a été structuré par le mégacycle éburnéen. Les roches birimiennes couvrent les deux tiers de la Côte d'Ivoire et sont matérialisées par l'alternance de sillons volcanosédimentaires généralement orientés NE-SW et bordés ou renfermant des granitoïdes qui sont syntectoniques (orientés) ou post-tectoniques (équants), (Yacé, 1982 [22]). Dans le sud ouest du domaine Sasca, on distingue du point de vue pétrographique (Fig. 2) deux faciès intimement associés : gneiss clair plagioclassique massif biotite fine ; gneiss sombre plagioclassique à amphibole, diopside, hypersthène. On note également les leptynites et les gneiss granitiques Papon (1973), [7]. Des orthogneiss de composition tonalitiques ont été mise en évidence à Soubré et à Balmer (San Pedro), par Kouamelan et al., (1997 [4], 2015 [8]). Les métasédiments (micaschiste) sont également présents dans le domaine SASCA à Kounoukou (Papon, 1973 [7] ; Bard et Lemoine, 1976 [23]) et à San-Pédro (Kouamelan et al., 1997 [4]).

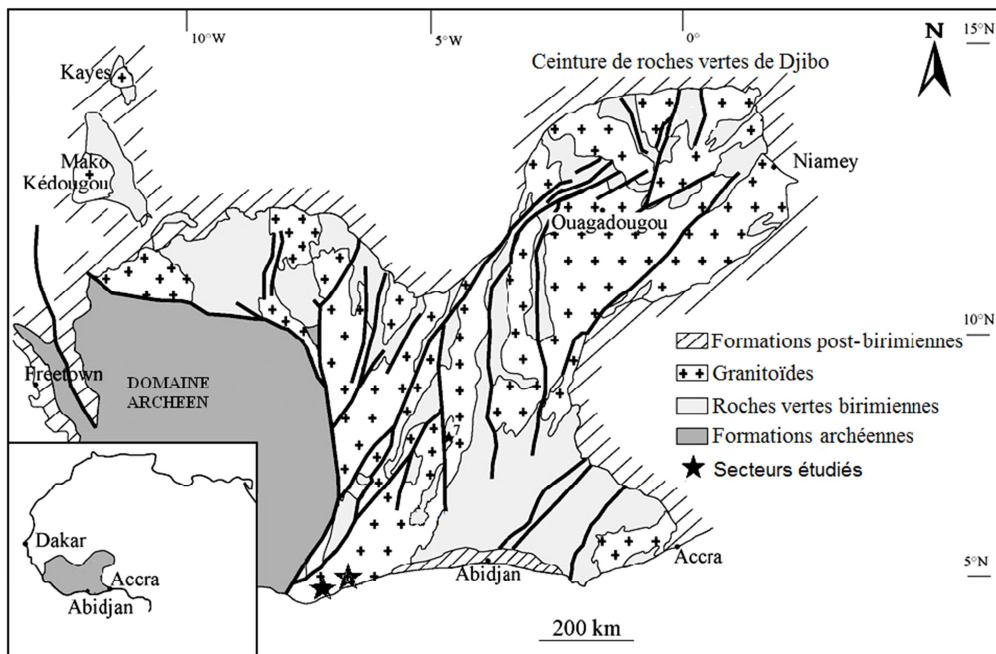


Figure 1 : Carte géologique simplifiée de la dorsale de Man (modifiée par Debat et al., 2003 [19]) et situation géographique de la zone d'étude.

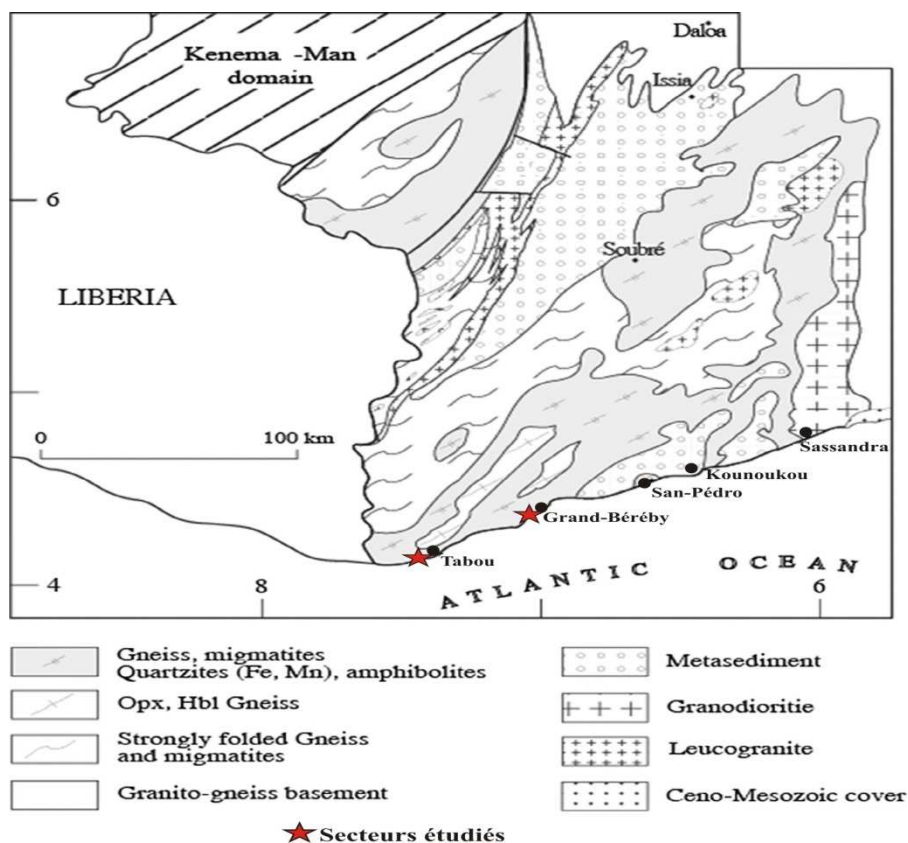


Figure 2 : Carte géologique simplifiée du sud-ouest de la Côte d'Ivoire (domaine SASCA), (Extraite de Kouamelan et al., 1997 [4])

3 MATÉRIEL ET MÉTHODES

Au total 9 échantillons de paragneiss ont été récoltés sur la zone d'étude. Seuls les paragneiss ayant des leucosomes très minces et un aspect relativement homogène ont été choisis pour cette étude. Des lames minces ont été confectionnées et les déterminations pétrographiques ont été réalisées à Abidjan (Université Félix Houphouët Boigny de Cocody) et à Toulouse (Géosciences Environnement Toulouse, Université de Toulouse). Des analyses géochimiques sur roche totale ont été effectuées au laboratoire d'analyse de minéraux de Bureau Veritas à Vancouver au Canada par fluorescence X (XRF) pour les éléments majeurs et au spectromètre de masse à plasma à couplage inductif (ICP MS) pour les éléments en traces.

4 RÉSULTATS

4.1 DONNÉES PÉTROGRAPHIQUES

Les paragneiss se localisent principalement le long de la côte atlantique. Ils ont été identifiés dans plusieurs secteurs de la zone d'étude notamment dans les secteurs de Tabou et de Grand Béreby (Fig. 2). Ces gneiss sont caractérisés par des rubanements bien développés et rarement fruste (Fig. 3A). On observe en affleurement une alternance de bandes millimétriques à centimétriques grises foncées et grises pâles avec des linéations d'étirement minérale. La proportion des bandes semble être relativement égale. Les bandes grises foncées sont principalement composées de sillimanite, biotite, et de grenats, tandis que les bandes pâles sont essentiellement composées de quartz et feldspaths. La magnétite a été identifiée grâce au stylo magnétique.

Du point de vue microscopique il présente une texture grano-nématoblastique à lépidoblastique avec pour association minéralogique suivante :

- **quartz** : abondant, de taille variable allant du micro-grain au grain grossier, avec une extinction roulante remarquable. Il peut même se trouver sous forme de lits exclusivement constitués de quartz. Il peut contenir, en inclusion, des cristaux de biotite ou de sillimanite et peut lui même être inclus dans les phénoblastes de plagioclase ou grenat en particulier.
- **biotite** : en paillettes subautomorphes à automorphes, beaucoup moins abondante que le quartz. Outre la biotite en inclusion dans le quartz, nous trouvons également des cristaux millimétriques de biotite dans la matrice. Ce minéral est orienté dans la foliation et appartient donc à la paragenèse primaire. En plus de la biotite primaire nous trouvons de la biotite secondaire, se développant autour du grenat et à l'intérieur du grenat (Fig. 3B).
- **sillimanite** : moins abondante que la biotite, prismatique avec des sections transversales rectangulaires. Généralement dans les zones lépidoblastiques (couloir de cisaillement), la sillimanite se présente en fines baguettes, en inclusion dans le grenat, mais le plus souvent elle se présente sous forme de grandes baguettes (Fig. 3C), à sections basales losangiques à un clivage typique. On la retrouve parfois en petites aiguilles prismatiques ou plutôt en amas très fibreux (Fig. 3E).
- **plagioclase** : il est généralement plus abondant que le feldspath potassique. Il se présente selon deux habitus : en phénoblastes plus ou moins séricitisés, étirés dans la foliation ou dans les associations microcristallines. Il peut présenter les deux systèmes de macles albite et péricline. Les plagioclases peuvent contenir de petits cristaux de biotite et de sillimanite en inclusion.
- **grenat** : cristaux de grandes tailles craquelés. Il est présent sauf dans les faciès très leucocrates. Les grenats se retrouvent sous plusieurs formes. Dans certaines lames, ils sont porphyroblastiques et ont la texture poeciloblastique avec des inclusions ovales de quartz, de sillimanite et de biotite. Ils ont conservés leurs formes arrondis et semblent être syntectoniques (Ransay et Huber, 1984 [24]). Ailleurs on les retrouve de façon beaucoup plus allongés et semblent avoir subis une déformation plus importante avec les inclusions de sillimanites. Dans ce cas, ceux-ci ont une orientation selon la foliation (Fig. 3E). Les différents minéraux en inclusion dans le grenat ne se trouvent jamais tous ensemble côte à côte, mais peuvent coexister deux par deux (Bt+Sil ; Bt+Qtz ; Sil+Qtz et Sil+Bt par exemple, Fig. 3B).
- **feldspath potassique** : il s'agit de rare microcline perthitique présentant un moirage très fin. Il est moins abondant voire rare. Ce minéral se présente sous deux habitus distinct : en amande, orientés dans la foliation, le plus souvent perthitique et plus ou moins damouritisés ; en petits grains associés à du quartz, du plagioclase et des myrmékites pour former les textures en mortier autour des phénoblastes (Fig. 3D).
- **cordiérite** : elle est presque absente de l'assemblage minéralogique exceptée dans les leucosomes ou quelque rare pages se font remarqué avec des macles en biseau et une extinction roulante (Fig. 3F).
- **les minéraux accessoires** se composent d'épidote, d'apatite et de minéraux opaques (oxyde ferrotitané et sulfures).

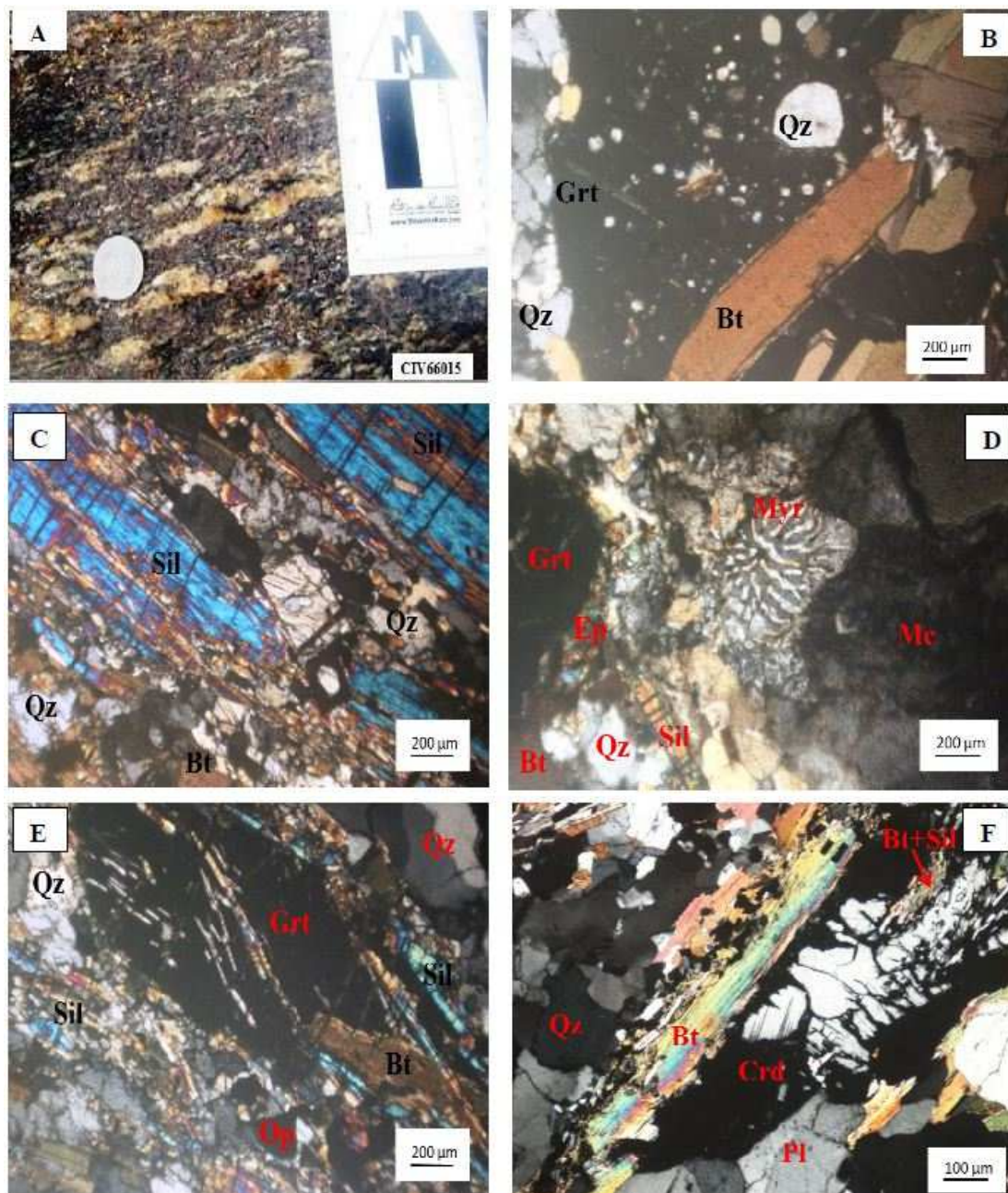


Figure 3 : Aspects macroscopiques et microscopiques des paragneiss étudiés.

A : Paragneiss montrant un rubanement net des minéraux. **B :** Texture poeciloblastique du grenat avec inclusions ovales de quartz et de biotite. **C :** Sillimanite orientée dans la foliation. **D :** Relation myrmékites-microcline perthitique. **E :** Grenat allongé avec inclusion de sillimanite et de biotite. **F :** Relation cordiérite-biotite-sillimanite.

Qz : quartz ; Grt : grenat ; Bt : biotite ; Sil : sillimanite ; Crd : cordiérite ; Myr : myrmékite ; Mc : microcline ; Pl : plagioclase ; Ep : épidote ; Op : opaques.

4.2 DONNÉES GÉOCHIMIQUES

La composition en éléments majeurs et en traces des paragneiss étudiés est consignée dans le tableau 1. Dans le tableau 1 figure également les compositions de PAAS : Post-Archean average Australian Shale et EP GREY : Average Chemical Composition of Early Protérozoïque Grauwackes. De nombreuses études dans le monde et particulièrement dans le craton ouest-africain ont montré que la mobilité des éléments majeurs et en traces est en général assez limitée dans les orthogneiss

et paragneiss archéens et paléoprotérozoïques, permettant ainsi leur utilisation pour la mise en évidence de leurs caractères pétro-géochimiques (Martin, 1987 [27], 1994 [28]; Otamedi et Patiño Douce, 2001 [29], Augustsson and Bahlburg, 2003 [30]; Abu El-Enen, 2008 [31], 2011 [32]; Moyen et al., 2012 [33]; Peucat et al. 2005 [34]; Doumbia et al., 1998 [35]; Gasquet et al., 2003 [36]; Silva et al., 2014 [37]; Kouamelan et al., 2015 [8]).

Tableau 1 : Composition en éléments majeurs (%) et en traces (ppm) des paragneiss du domaine SASCA. Les deux dernières colonnes sont les éléments en traces du PASS et EP GREY.

	TG1	TG2	TG3	TG4	TG5	TG6	TG7	TG8	TG9	PAAS	EP GREY
SiO ₂	63,99	64,71	64,05	71,7	68,67	61,48	72,9	68,48	60,13		
Al ₂ O ₃	15,4	15,72	15,32	13,59	15,07	19,11	12,04	14,63	18,24		
Fe ₂ O ₃	7,68	7,93	7,74	3,77	6,08	9,16	5,23	5,37	10,04		
FeO	6,91	7,14	6,96	3,39	5,47	8,24	4,71	1,87	1,70		
CaO	2,56	1,87	2,73	2,34	1,94	1,24	2,06	2,00	3,18		
MgO	3,75	2,52	2,35	2,02	1,89	2,5	1,33	3,22	2,74		
Na ₂ O	3,04	3,21	3,55	3,86	2,94	2,13	3,26	2,47	2,41		
K ₂ O	1,89	2,34	1,73	1,89	1,56	2,17	1,43	0,03	0,07		
MnO	0,1	0,1	0,07	0,02	0,06	0,03	0,05	0,59	1,00		
TiO ₂	0,75	0,86	0,83	0,44	0,39	0,93	0,58	0,09	0,09		
P ₂ O ₅	0,18	0,06	0,12	0,02	0,02	0,05	0,09	0,017	0,021		
Cr ₂ O ₃	0,033	0,033	0,025	0,019	0,022	0,024	0,018	<LD	<LD		
LOI	0,23	0,25	0,96	0,43	0,67	0,56	0,36	1,19	1,16		
TOTAL	99,66	99,66	99,53	100,15	99,35	99,41	99,39	99,93	100,75		
Ba	377	484	600	406	365	359	292	598,9	538,1		
Be	<LD	<LD	2	<LD	1	2	<LD	1,167	3,465		
Co	22,3	20,9	20,1	14,5	13,5	24,3	14,7	17,94	32,78		
Cs	2,2	1,1	1,7	1,1	0,9	1	1,1	1,051	1,449		
Ga	18	17,9	19,7	16,8	20,7	31	13	21,35	30,87		
Hf	5,4	6,9	4,5	3,9	8,8	5,1	6,7	4,702	6,534		
Nb	10,5	7,6	6,9	3,5	3,2	12,6	6,1	5,454	9,791		
Rb	108,2	86,7	85,9	74,9	52,4	123,5	76,1	98,13	128,4		
Sn	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	3	1	2,127	3,322		
Sr	240,5	320,5	431,4	523,4	285,7	178,3	330,6	377,7	299,9		
Ta	0,8	0,5	0,6	0,2	0,1	0,6	0,5	0,384	0,452		
Th	13,8	5,4	5,1	2,1	4	12,8	7,9	12,17	14,37	14,6	8.00
U	2,8	0,7	1,2	<LD	0,4	1,5	2,2	1,262	1,584	–	–
V	84	114	112	57	98	141	85	86,85	156,6	–	–
W	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	< L.D.	< L.D.	–	–
Zr	203,8	279,4	178,9	157,9	308,1	183,3	264,8	179,6	250,6	210	156
Y	23,2	20,2	20,6	1,7	14,9	18,1	18,4	9,383	20,65	–	–
La	50,3	31,2	25,3	12,2	36,5	34	29,4	31,62	44,92	38	32
Ce	110,8	60,8	48,5	19,9	59,5	69,2	56,4	62,76	92,82	80	68
Pr	14,25	7,28	5,98	1,99	5,73	8,5	6,73	7,267	11	8,9	–
Nd	59	28	23	7,2	18,2	32,6	25,1	27,2	42,28	32	29
Sm	11,75	5,1	4,52	0,87	2,36	6,44	4,76	4,988	8,088	5,6	5,6
Eu	1,94	1,33	1,41	0,7	1,19	1,16	1,18	1,218	1,459	1,1	1,2
Gd	10,24	4,3	4,22	0,61	2,01	6,01	3,8	3,45	6,151	4,7	4,54
Tb	1,22	0,62	0,65	0,07	0,35	0,86	0,58	0,425	0,81	0,77	0,66
Dy	5,53	3,58	3,93	0,32	2,15	3,84	3,06	2,071	4,209	4,4	–
Ho	0,83	0,81	0,83	0,05	0,56	0,76	0,7	0,339	0,746	1	–
Er	1,87	2,39	2,44	0,21	1,79	1,77	1,92	0,841	1,999	2,9	–
Tm	0,29	0,33	0,36	0,02	0,31	0,22	0,29	0,102	0,273	0,4	–
Yb	1,83	2,38	2,42	0,21	2,08	1,33	1,95	0,636	1,753	2,8	1,8

Lu	0,24	0,38	0,38	0,04	0,35	0,19	0,29	0,103	0,286	0,43	0,29
Mo	0,2	0,2	0,6	0,2	0,1	0,3	0,2	< L.D.	0,46	–	–
Cu	43,3	7,7	47	79,9	14,3	6,9	86,6	66,3	91,89	–	–
Pb	2,7	2,2	3,5	2,2	2,4	3,2	4,5	17,1606	15,5713	–	–
Zn	52	45	45	43	32	70	40	68,48	124,8	–	–
Ni	78,2	51,5	54,3	43,1	36,5	76,8	41	47,46	107,1	–	–
Tl	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,5	0,3	<LD	<LD	–	–
Eu/Eu*	0,55	0,88	1,00	2,97	1,69	0,58	0,86	0,91	0,64	0,64	0,71
Ce/Ce*	0,97	0,95	0,93	0,95	0,97	0,96	0,94	0,97	0,98	1,02	1,05
La/Yb	18,15	8,66	6,90	38,36	11,59	16,88	9,96	32,83	16,92	9,16	12
La/Sm	2,61	3,73	3,41	8,55	9,43	3,22	3,76	3,86	3,39	4,14	3,48
Gd/Yb	4,49	1,45	1,40	2,33	0,78	3,63	1,56	4,36	2,82	1,36	2,04

PAAS : Post-Archean average Shale (Nance & Taylor, 1976 [25]); EP GREY: Average chemical composition of Early Proterozoic Greywackes (Condie, 1993 [26])

Les échantillons de paragneiss des secteurs étudiés présentent un intervalle de composition en SiO_2 compris entre 60,13 et 72,9% et en Al_2O_3 entre 12,04 et 19,11%. Comme le montre le diagramme discriminant $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ en fonction de MgO/CaO de Wenner (1987), [38], toutes les roches analysées ont des rapports $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ faible et des rapports MgO/CaO variables et tombent toutes dans le champ des roches d'origine sédimentaires (Fig. 4). Dans le diagramme de classification $\log \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ en fonction de $\log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de Herron (1988) [39], les paragneiss sont principalement dans le champ des compositions de grauwackes (Fig. 5a). Des résultats conformes sont obtenus en utilisant le diagramme de Moine et la Roche (1968), [40] (Fig. 5b). Les teneurs faibles en Calcium et magnésium sont indicatrices d'une absence de carbonate dans les précurseurs des métasédiments. Le rapport de discrimination empirique $100\text{TiO}_2/\text{Zr}$ (wt %/ppm) basé sur des métaux de transition (Ti) et HFSE (Zr), qui sont considérés comme ayant un comportement immobile lors du métamorphisme, est inférieur à 0,4 pour la majorité des paragneiss du domaine SASCA. Cela suggère que les paragneiss sont composés de matériel psammitique d'origine clastique (Abu EL-Enen, 2011 [32]).

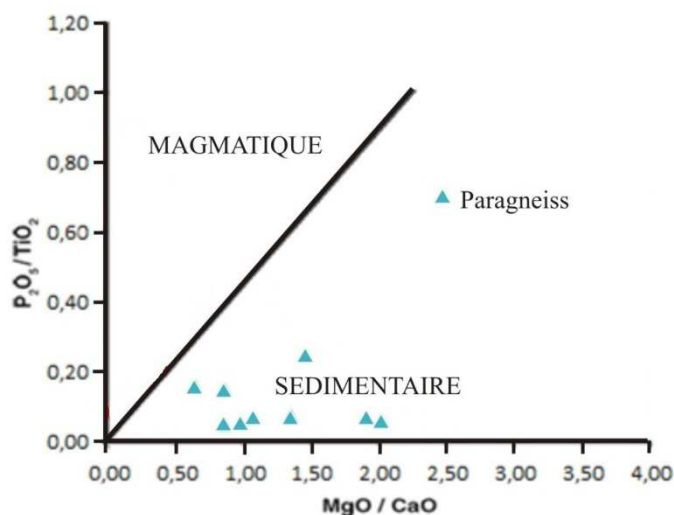


Figure 4 : Diagramme MgO/CaO en fonction $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ de Wenner (1987), [38] appliqué au paragneiss du domaine SASCA.

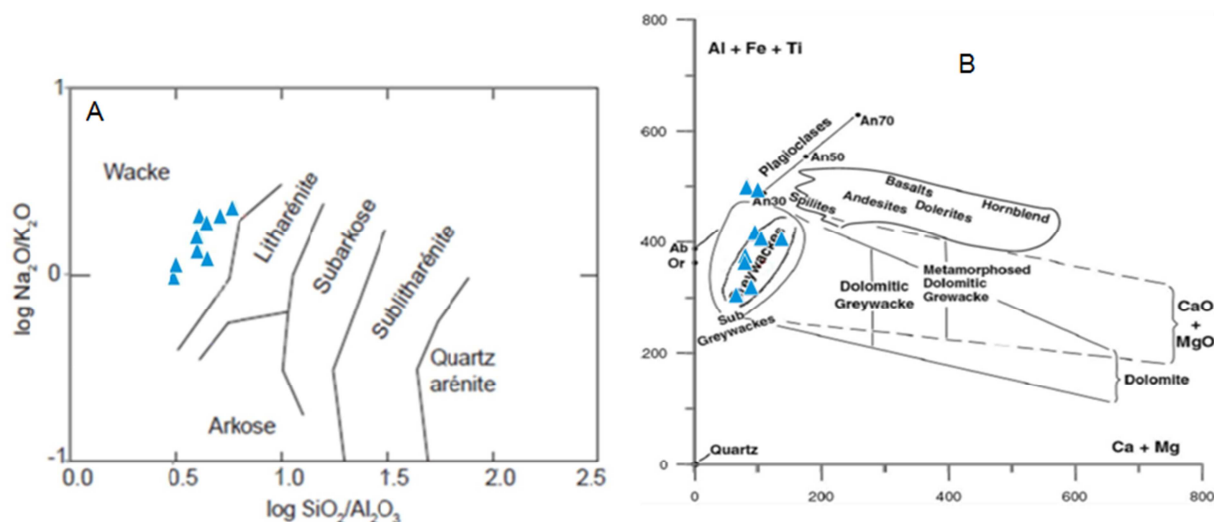


Figure 5. : A) Diagramme de Herron, (1988), [39] et B) Diagramme de Moine et La Roche (1968), [40] appliqués aux paragneiss du domaine SASCA.

Les spectres de terres rares (Fig. 6) de quatre échantillons représentatifs des paragneiss du domaine SASCA ont été comparés au PAAS : Post-Archean average Australian Shale de Nance et Taylor (1976) [25], ainsi qu'au EP GREY : Average Chemical Composition of Early Protérozoïque Greywackes de Condie (1993) [26]. Ces échantillons montrent un fractionnement LREE / HREE modéré de $(La/Yb)_N=6,90-16,92$, un spectre plat des terres rares lourde HREE, $(Gd/Yb)_N=1,40-2,82$ et des anomalies négatives en europium a amplitude faible. Les caractéristiques de ces paragneiss sont similaires à ceux du PAAS et à l'EP GREY, fournissant ainsi des preuves supplémentaires quant à la composition pélicitique et semipélicitique des paragneiss du domaine SASCA. De plus les valeurs des rapports Eu/Eu^* et Gd_N/Yb_N sont dans l'intervalle des valeurs $(Eu/Eu^* > 0,7 ; Gd_N/Yb_N > 1,0)$ trouvé dans des métasédiments archéens par McLennan et Taylor (1991), [41] et McLennan et al., (1995), [42] (Fig. 7).

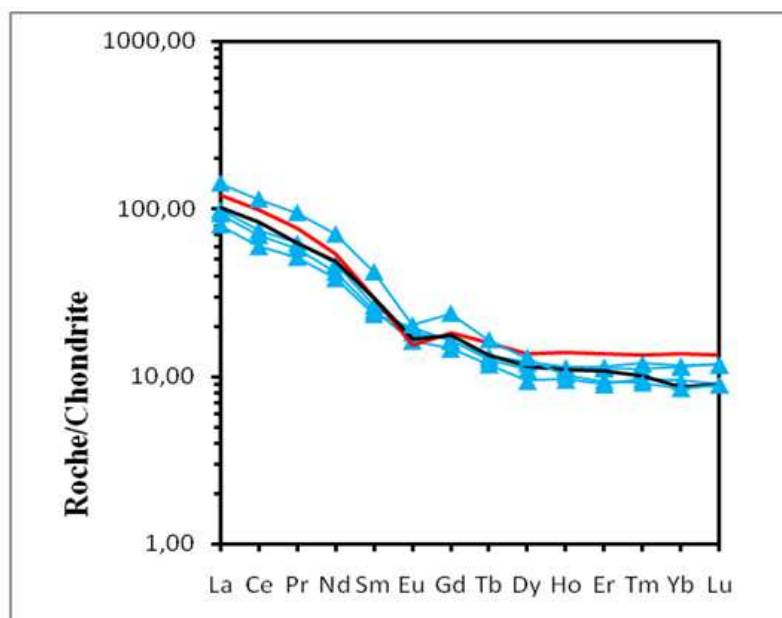


Figure 6 : Spectre des terres rares normalisé a la chondrite appliqué aux paragneiss du domaine SASCA, aux PAAS et aux EP GREY.

Triangle bleu représente les paragneiss. Ligne rouge représente EP GREY et noir le PAAS.

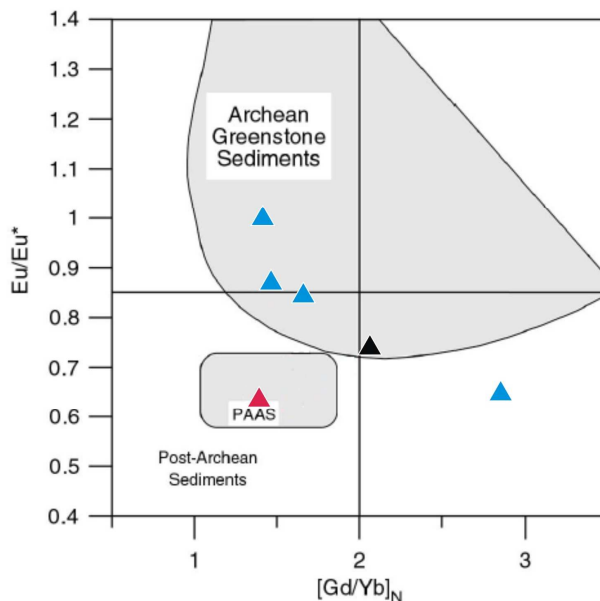


Figure 7 : Diagramme Eu/Eu^* versus $(Gd/Yb)_N$ de McLennan & Taylor, (1991), [41], modifié par McLennan et al., (1995), [42] appliqué aux paragneiss du domaine SASCA.

Triangle bleu représente les paragneiss, le rouge le PAAS et le noir l'EP GREY.

Pour connaître la provenance (source) des paragneiss du domaine SASCA, ils ont été reportés dans le diagramme $MgO-K_2O-Na_2O$ de De la Roche (1965), [43], (Fig. 8a) et le diagramme discriminant de Roser et Korsch (1988), [44], (Fig. 8b). La majorité des données des métasédiments tombent dans un champ qui indique principalement une source de roche intermédiaire (granodiorite), mais n'exclut pas un mélange avec les sources felsique (granite) et mafique (diorite). Les paragneiss étudiés ont été mis en place dans un environnement de marge continentale active et des arcs insulaires continentaux comme le montre le diagramme de Roser et Korsch (1986), [45] (Fig. 9a) et le diagramme ternaire $CaO-Na_2O-K_2O$ (Fig. 9b).

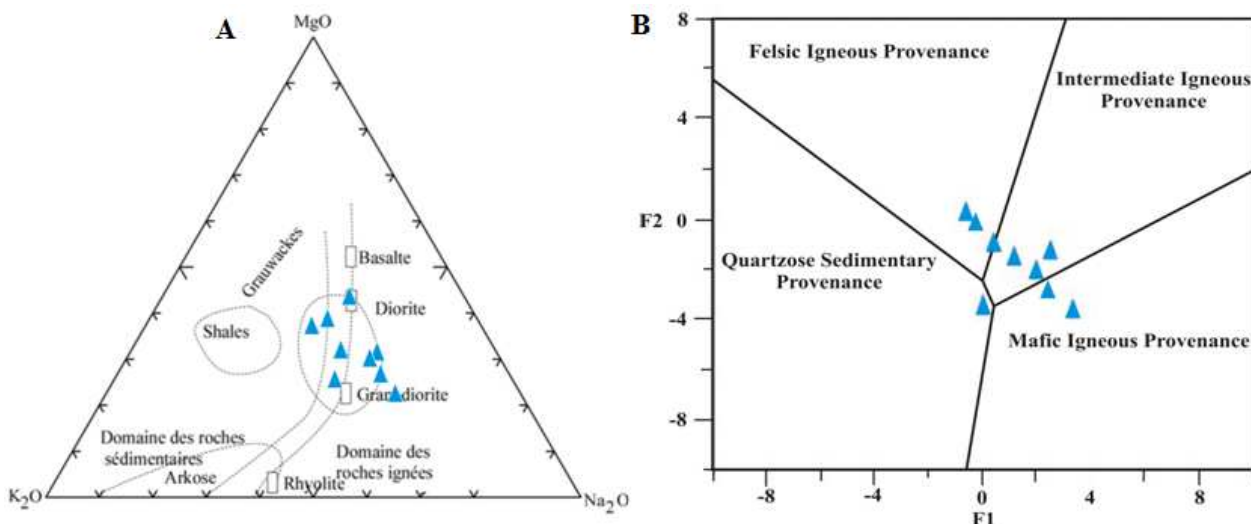


Figure 8 : A) Diagramme $MgO-K_2O-Na_2O$ De la Roche (1965), [43] et B) Diagramme discriminant de Roser & Korsch (1988), [44] indiquant une source ignée des paragneiss du domaine SASCA.

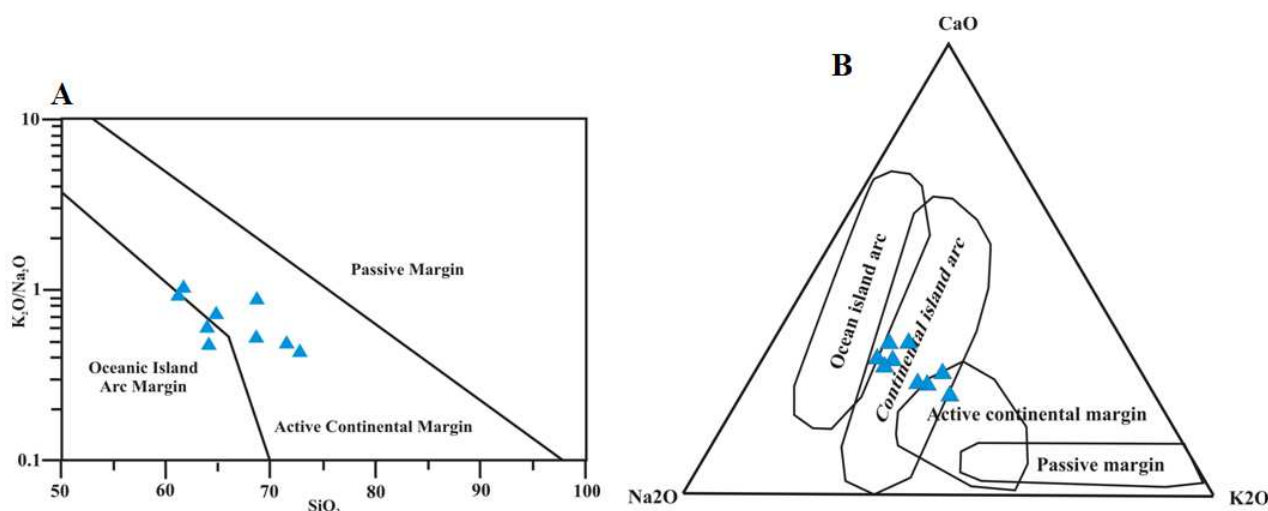


Figure 9: A) Diagramme de Roser & Korsch (1986), [45] et B) Diagramme ternaire CaO-Na₂O-K₂O appliqués aux paragneiss du domaine SASCA.

5 DISCUSSION

5.1 CARACTERE PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE DES PARAGNEISS

Les paragneiss des secteurs (Tabou et Grand Béréby) étudiés dans le domaine SASCA sont fortement rubannés et caractérisés par la présence de grenats ; de sillimanites et de cordiérites. Cet assemblage minéralogique est caractéristique d'un métamorphisme de haut grade à faciès granulite (Silva et al., 2014 [37] ; Block et al., 2015 [10], 2016 [11]). Contrairement aux micaschistes de Kounoukou qui appartiennent à un métamorphisme de bas grade, avec un faciès schiste vert à amphibolite (Papon, 1973 [7] ; Bard et Lemoine 1976 [23]) et aux métasédiments d'Agbahou dans le sillon de Fettékro (Houssou, 2013 [46]). Ces paragneiss sont formés de grauwacke et se sont mis en place dans un environnement de marge continentale active et d'arcs insulaire continentaux, tout comme les métasédiments d'Agbahou dans le sillon de Fettékro (Houssou, 2013 [46]) et les paragneiss de la Granja au nord est du Brésil (Silva et al., 2014 [37]).

5.2 CARACTERE ARCHAÏQUE DES PARAGNEISS BIRRIMIENS

Les paragneiss du domaine SASCA (sud-ouest de la Côte d'Ivoire) qui font l'objet de cette étude ont un faciès granulitique eu égard à leurs caractéristiques pétrographiques avec la présence de grenats et de sillimanites qui appartiennent généralement au domaine de haut grade de métamorphisme (Camil, 1981 [1] ; 1984, Silva et al., 2014 [37] ; Block, 2015 [10], 2016 [11]) . De plus les spectres de terres rares des paragneiss sont similaires aux EP GREY : Average Chemical Composition of Early Protérozoïque Greywackes de Condie (1993), [26] et ont en plus des valeurs des rapports Eu/Eu^* et Gd_N/Yb_N situées dans l'intervalle des valeurs ($Eu/Eu^* > 0,7$; $Gd_N/Yb_N > 1,0$) trouvé dans des métasédiments archéens par McLennan et Taylor (1991), [41] et McLennan et al., (1995), [42]. L'existence de reliques archéennes (3,2 Ga) dans le domaine SASCA (Kouamelan, 1996 [3] ; Kouamelan et al., 1997 [4] et 2015 [8]) est en accord avec ce résultat. Nos résultats montrent bien que les paragneiss des secteurs étudiés proviendraient de la désagrégation des orthogneiss du domaine SASCA qui sont exposés et adjacents aux paragneiss.

6 CONCLUSION

La caractérisation des formations des secteurs de Tabou et de Grand-Béréby (Domaine SASCA, Dorsale de Man) a permis de mettre en évidence des gneiss paradérivés (paragneiss) contenant du grenat, de la sillimanite et de la cordiérite dans leur minéralogie. Les données géochimiques suggèrent que les paragneiss seraient composés de grauwackes et pourraient avoir résulté de l'érosion des orthogneiss du domaine SASCA. La mise en place des paragneiss se serait produite dans un environnement tectonique de marge continentale active et / ou d'arcs insulaire continental. Ces paragneiss sont pour certains des métasédiments archéens. Ce résultat indiquerait l'incorporation de croûte archéenne dans les magmas des

protolithes des orthogneiss du domaine SASCA précurseurs des paragneiss, en accord avec l'existence de reliques préalablement datés à 3,2 Ga.

REMERCIEMENT

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'un projet de thèse ayant bénéficié du soutien financier de l'UFR des sciences de la terre et des ressources minières, du GET (Géosciences Environnement Toulouse), de WAXI (West Africa Exploration Initiative) et de T2GEM.

REFERENCES

- [1] Camil J., (1981): Un exemple de métamorphisme prograde de la base du faciès des amphibolites au faciès des granulites dans la région de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire). C. R. Acad. Sci. Paris.
- [2] Camil J., (1984) : Pétrographie, Chronologie des ensembles granulitiques Archéens et formations associées de la région de Man (Côte d'Ivoire). Implication pour l'histoire géologique du Craton Ouest-Africain. PhD thesis, Abidjan, 306 p.
- [3] Kouamelan A. N., (1996) : Géochronologie et géochimie des formations archéennes et protérozoïques de la dorsale de Man en Côte d'Ivoire, implication pour la transition Archéen-Protérozoïque. Mém. Géosciences Rennes, 73, 289 p.
- [4] Kouamelan A. N., Peucat, J.-J., Delor, C., (1997) : Reliques archéennes (3.15 Ga) au sein du magmatisme birimien (2.1 Ga) de Côte d'Ivoire, craton ouest-africain. C. R. l'Académie Sci. Paris 324, 719–727.
- [5] Abouchami W., Boher M., Michard A. and Albarede F., (1990): A major 2,1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: An early stage of crustal accretion. J. Geophys. Res., 95(11): 17605-17629.
- [6] Boher M., Abouchami W., Michard A., Albarède F. and Arndt N. T., (1992): Crustal growth in West Africa at 2,1 Ga. J. Geophys. Res., 97 (B1): 345-369.
- [7] Papon, A., (1973): Géologie et minéralisations du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire. Mémoire du BRGM, vol. 80, 284 p.
- [8] Kouamelan A.N., Djro, S.C., Allialy, M.E., Paquette, J.L, Peucat, J.-J., (2015) : The oldest rock of Ivory Coast. Journal of African Earth Sciences 103 (2015) 65-70.
- [9] Ganne J., DE Andrade V., Weinberg R., Vidal O., Dubacq B., Kagambega N., Naba S., Baratoux L., Jessell M., and Allibon J., (2011): Modern-style plate subduction preserved in the palaeoproterozoic west african craton. Nature geoscience, 5(1): 60–65.
- [10] Block S., Ganne J., Baratoux L., Zeh A., Parra-Avila L. A., Jessell M. W., Aillères L., Siebenaller L., (2015) : Petrological and geochronological constraints on lower crust exhumation during Paleoproterozoic (Eburnean) orogeny, NW Ghana, West African Craton. Journal of Metamorphic Geology, 33-5, 463-494.
- [11] Block S, Jessell, M.W., Aillères, L., Baratoux, L., Bruguier, O., Zeh, A., Bosch, D., Caby, R., Mensah, E. (2016): Lower crust exhumation during Paleoproterozoic (Eburnean) orogeny, NW Ghana, West African Craton: Interplay of coeval contractional deformation and extensional gravitational collapse. Precambrian Research 274, 82-109.
- [12] Junner N.R., (1840): Geology of the Gold Coast and western Togoland. Bull. Gold Coast Geol. Surv.No.11.
- [13] Taylor P.N., Moor bath, S., Leube, A., Hirdes, W., (1992): Early Proterozoic crustal evolution in the Birimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geochemistry. Precamb. Res. 56, 97–111.
- [14] Pawlig S., Gueye, M., Klischies, R., Schwarz, S., Wemmer, K., Siegesmund, S., (2006) : Geochemical and Sr–Nd isotopic data on the Birimian of the Kedougou-Kenieba Inlier (Eastern Senegal): implications on the Palaeoproterozoic evolution of the West African Craton. S. Afr. J. Geol. 109, 411–427.
- [15] TAGINI B., (1971): Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de géotectonique régionale. Thèse Univ. Lausanne. Bull. SODEMI, Abidjan, 5: 302 p.
- [16] Arnould M., (1961): Monographie des massifs de migmatites et de granites Précambrien du nord est de la Côte d'Ivoire et de la Haute Volta méridionale, Mem. BRGM ,3, 174 p.
- [17] Kesser G.O., (1986): Les formations birimiennes en Afrique de l'Ouest. The Birimian system in Ghana, Publ. CIEEG, 1986/10, p. 7-29.
- [18] Milesi J. P., Feybesse J. L., Ledru P., Dommanget A., Ouédraogo M.F., Marcoux E., Prost A. E., Vinchon C., Sylvain J. P., Johan V., Tegye M., Calvez J. Y. and Lagny P., (1989): Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leurs relations avec l'évolution lithostructurale au Protérozoïque inférieur. Chron. Rech. Min. France, 497: 3-98.
- [19] Debat P., Nikiema S., Mercier A., Lompo M., Beziat D., Bourges F., Roddaz M., Salvi S., Tollon F., Wenmenga U., (2003): A new metamorphic constraint for the Eburnean orogeny from Paleoproterozoic formations of the Man shield (Aribinda and Tampelga countries, Burkina Faso). Precambrian Research 123 (1):47-65.

- [20] Siméon Y., Delor, C., Vidal, M., Chiron, J.C. & Zeade J. (1992): Mise en évidence d'un épisode tectonique tardi-éburnéen en Côte d'Ivoire. 13e RST, Toulouse, Abstr., Publ. Soc. Géol. Fr., p.142.
- [21] Delor, C., Simeon, Y. and Vidal, M. (1992): Peri-plutonic gravity driven deformations and transcurrent tectonic between 2.2 and 2.1 by: a case from the birimian cycle in Ivory Coast 8° EUG, Strasbourg, France, 102 p.
- [22] Yace I. (1982): Etude géologique du volcanisme Eburnéen dans les parties centrale et méridionale de la chaîne précambrienne de Fettekro. Ministère des mines, République de la Côte d'Ivoire, 156 p.
- [23] Bard J. P. et Lemoine S., (1976) : Phases tectoniques superposées dans les métasédiments précambriens du domaine côtier occidental de la Côte d'Ivoire. *Precambrian Research*, 3: 209-229.
- [24] Ransay J. G. et Huber M. I., (1984): *The techniques of modern Structural Geology: Strain Analyses* (Paper back). Academic Press, 307 p.
- [25] Nance W. B. and Taylor S. R., (1976): Rare-Earth Element Patterns and Crustal Evolution, *Australian Post-Archean Sedimentary-Rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40: 1539–1551.
- [26] Condie K. C., (1993): Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples, 293: 513-518. and shales. *Chemical Geology*, 104: 1–37.
- [27] Martin H., (1987): Petrogenesis of Archean Trondhjemites, Tonalites, and Granodiorites from Eastern Finland: major and trace elements geochemistry. *Journal of Petrology* 28, 921–953.
- [28] Martin H., (1994): The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. In: Condie K.C. (editor), *Archean crustal evolution. Developments in Precambrian Geology* 11, 205–260.
- [29] Otamendi, J.E. & Patiño Douce, A.E. (2001): Partial melting of aluminous metagreywackes in the Northern Sierra de Comechingones, Central Argentina. *Journal of Petrology*, 42: 1751–1772.
- [30] AUGUSTSSON, C., BAHLBURG, H. (2003): Active or passive continental margin? Geochemical and Nd isotope constraints of metasediments in the backstop of a pre-Andean accretionary wedge in southernmost Chile (46°30'–48°30'S). In: *Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record* (McCann, T. & Saintot, A.; Eds.), Geological Society, London, Special Publications, 208: 253–268.
- [31] Abu El-Enen, M.M. (2008): Geochemistry and metamorphism of the Pan-African back-arc Malhaq volcano-sedimentary Neoproterozoic association, W. Kid area, SE Sinai, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 51: 189–206.
- [32] Abu El-Enen, M.M. (2011): Geochemistry, provenance, and metamorphic evolution of Gabal Samra Neoproterozoic metapelites, Sinai, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 59: 269–282.
- [33] Moyen J. F. and Martin H., (2012): Forty years of TTG research. *Lithos* 148, 312-336.
- [34] Peucat J.J., Capdevila, R., Drareni, A., Mahdjoub, Y., Kahoui, M., (2005): The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology. *Precamb. Res.* 136, 309–352.
- [35] Doumbia S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Peucat, J.P., Vidal, M., Delor, C., (1998) : Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Palaeoproterozoic) granitoids in Central Côte-d'Ivoire, West-Africa: geochemistry and geochronology. *Precamb. Res.* 87, 33–63.
- [36] Gasquet D., Barbey, P., Adou, M., Paquette, J.L., (2003) : Structure, Sr–Nd isotope geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the granitoids of Dabakala area (Côte d'Ivoire): evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Palaeoproterozoic of West Africa? *Precamb. Res.* 127, 329–354.
- [37] Silva A. J. F., Azevedo M. R., Aguad Valle B., Nogueira Neto J. A, Santos T. J. S, Silva F. D. O., (2014): Petrographical and geochemical signatures of the Granja paragneisses (Médio Coreau Domain, NW Ceará, Brasil), *Estudios Geológicos* Juliodiciembre 2014,70 (2), e014 ; ISSN-L:0367-0449 doi.
- [38] Werner C. D., (1987): Saxonian granulites: a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high-metamorphic complexes. *Gerlands Beitrage zur Geophysik*, 96: 271–290.
- [39] Herron M. M., (1988): Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sed. Petrol.* 58: 820-829.
- [40] Moine B. and LA Roche, H., (1968): Nouvelle approche du problème d'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 267: 2084–2087.
- [41] McLennan S. M. and Taylor S. R., (1991): Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *J. Geol.* 99, 1–21.
- [42] McLennan S. M.; Hemming S. R.; Taylor S. R. and Eriksson K. A., (1995): Early Proterozoic crustal evolution: Geochemical and Nd-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 1153–1177.
- [43] DE LA Roche H., (1968): Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 267: 39–42.

- [44] Roser B. P. and Korsch R. J., (1988): Provenance Signatures of Sandstone-Mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67: 119–139.
- [45] Roser B. P. and Korsch R.J., (1986): Discrimination of tectonic setting of sandstonemudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94: 635–650.
- [46] Houssou N. N., (2013): Etude pétrologique, structurale et métallogénique du gisement aurifère d'Agbahou, Divo, Côte d'Ivoire. Thèse de doctorat. Université Félix Houphouët-Boigny. 176 P.