

# **Petrographie Des Volcanites Et Plutonites De La Partie Sud Du Sillon Volcano-Sedimentaire De Toumodi-Fetekro (Cote D'ivoire)**

*Coulibaly Inza*  
*Kouamelan Alain Nicaise*  
*Djro Sagbrou Chérubin*  
*Coulibaly Yacouba*

LGSM, UFR des Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Université  
Félix Houphouët-Boigny de Cocody-Abidjan

Doi: 10.19044/esj.2017.v13n30p199 [URL:http://dx.doi.org/10.19044/esj.2017.v13n30p199](http://dx.doi.org/10.19044/esj.2017.v13n30p199)

---

## **Abstract**

The southern part of Toumodi-Fètékro greenstone belt is located in the Center - Southeast of Ivory Coast. Petrographic study of volcanic and plutonic rocks shows three units. The first unit is composed of basaltic to rhyolitic lavas which imply effusive character. Then we have volcano-sedimentary unit composed of pyroclastic formations (lapilli tuff, breccia, ash deposit and ignimbrites) and the pillow-lavas. Indeed, the presence of this last shows clearly that an explosive volcanism and a submarine effusive volcanism have occurred during during the setting of Toumodi-Fètékro belt. Plutonic unit is constituted of gabbroic to granitic rocks. Sericite, chlorite, epidote observed in these rocks are consistent with the impacts of greenschist facies metamorphism. The rocks of the southern part of the Toumodi-Fètékro greenstone belt are formed in a subduction context rather than in oceanic plateaus context because of the old inheritance, sometimes of Archean age, found somewhere in the Birimian domain. The lithologies of the southern part of Toumodi-Fètékro meet elsewhere in the other Birimian greenstone belts. Also, these lithologies are affected by a hydrothermal alteration due to the abundant veins of quartz, carbonates, sericite, chlorite, epidote, sulphides and oxides. However, volcanic show in some places amphibolite facies metamorphism.

---

**Keywords:** Birimian, Petrography, Volcanic, Plutonic, Subduction, Oceanic plateaus, Ivory Coast, Toumodi-Fètékro, West Africa

---

## Résumé

Le partie sud du sillon volcano-sédimentaire de Toumodi-Fètékro est située au Centre - Sud-Est de la Côte d'Ivoire. L'étude pétrographique des volcanites et plutonites nous a permis de mettre en évidence trois unités. La première unité se compose de laves basaltiques à rhyolitiques témoignant d'un volcanisme effusif. A cela s'ajoute une unité volcano-sédimentaire composée de pyroclastites (tuffs à lappilis, brèches, cinérites et ignimbrites) et de pillow-lavas. En effet, la présence de cette dernière unité témoigne qu'un volcanisme explosif ainsi qu'un volcanisme effusif sous-marin ont prévalu lors de la mise en place du sillon de Toumodi-Fètékro. L'unité plutonique est constituée de roches de compositions gabbroïque à granitique. Ces formations sont générées dans un contexte de subduction plutôt que dans un contexte de plateau océanique à cause de l'héritage ancien, parfois d'âge archéen, que l'on retrouve par endroits dans le domaine birimien. Les assemblages lithologiques du sud du sillon de Toumodi-Fètékro se rencontrent ailleurs dans les sillons birimiens. L'ensemble des formations est généralement schistosé et métamorphisé dans le faciès des schistes verts marqué par la présence de séricite, de chlorite, d'épidote. Ces lithologies ont été affectées par un hydrothermalisme avec les remplissages fissuraux de quartz, de carbonates, de séricite, de chlorite, d'épidote, de sulfures et d'oxydes. Toutefois, le métamorphisme atteint localement le faciès des amphibolites.

---

**Mots-clés:** Birimien, Pétrographie, Volcanites, Plutonites, Subduction, Plateaux océaniques, Côte d'Ivoire, Toumodi-Fètékro, Afrique de l'Ouest

## Introduction

De nombreuses études pétro-structurales, géochronologiques, géochimiques et géophysiques ont montré que le Paléoproterozoïque est une période charnière dans l'évolution de la croûte terrestre (Barbey et Raith, 1990 ; Lucas *et al.*, 1994 ; Hajnal *et al.*, 1995 ; Vidal *et al.*, 1996 ; Pons *et al.*, 1995 ; Vidal *et al.*, 1996 ; Mortaji *et al.*, 2000). Les caractères archaïques y sont bien marqués, mais de plus en plus d'études révéleraient l'existence d'autres caractères se rapprochant de ceux des chaînes modernes. Les terrains paléoproterozoïques (2,2-2,0 Ga en moyenne) de l'Afrique de l'ouest (Birimien) sont connus comme étant ceux qui dominent l'ensemble du Craton Ouest-Africain (Abouchami *et al.*, 1990 ; Boher *et al.*, 1992 ; Taylor *et al.*, 1992 ; Peucat *et al.*, 2005 ; Pawlig *et al.*, 2006). Dans la dorsale de Man, ils sont localisés dans une aire géographique dénommé le domaine Baoulé-Mossi (**Fig. 2**). Des travaux récents mettent en évidence, en plus, des caractères archaïques indéniables et des caractères transitionnels proches de

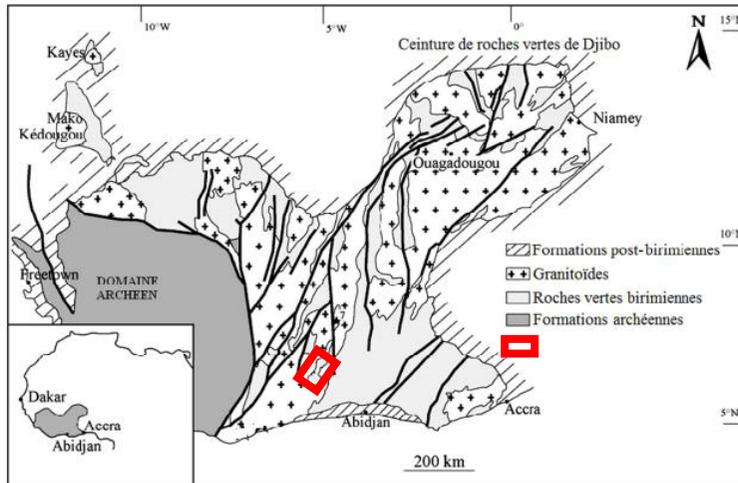
ceux observés dans les chaînes modernes (Sylvester et Attoh, 1992 ; Pons *et al.*, 1995 ; Vidal *et al.*, 1996 ; Kouamelan *et al.* 1997 ; Gasquet *et al.*, 2003 ; Peucat *et al.*, 2005 ; Baratoux *et al.*, 2011 ; Ganne *et al.*, 2012, 2014). Le domaine Baoulé-Mossi est constitué de sillons et de bassins intracratoniques plus ou moins étirés dans la direction NE-SW qui contiennent des roches plutono-volcaniques, volcanoclastiques et sédimentaires, métamorphisées globalement dans les conditions du faciès des schistes verts et intrudées par des massifs de granitoïdes. Les ceintures de roches vertes birimiennes sont connues comme étant porteuses d'abondantes minéralisations aurifères (Milési *et al.*, 1989) et la Côte d'Ivoire possède la plus grande part des formations birimiennes de l'Afrique de l'Ouest avec environ 35 % de ces formations. La partie sud du sillon volcanosédimentaire de Toumodi-Fètêkro regorge des gisements importants dont les gisements de Bonikro (Ouattara, 2015) et d'Agbahou (Houssou, 2013), ainsi que bon nombre de prospects prometteurs (Hiré, M'Bazo, Brahim, etc.).

Notre étude se veut une contribution à l'amélioration des connaissances pétrographiques des formations birimiennes de la partie sud du sillon volcano-sédimentaire de Toumodi-Fètêkro.

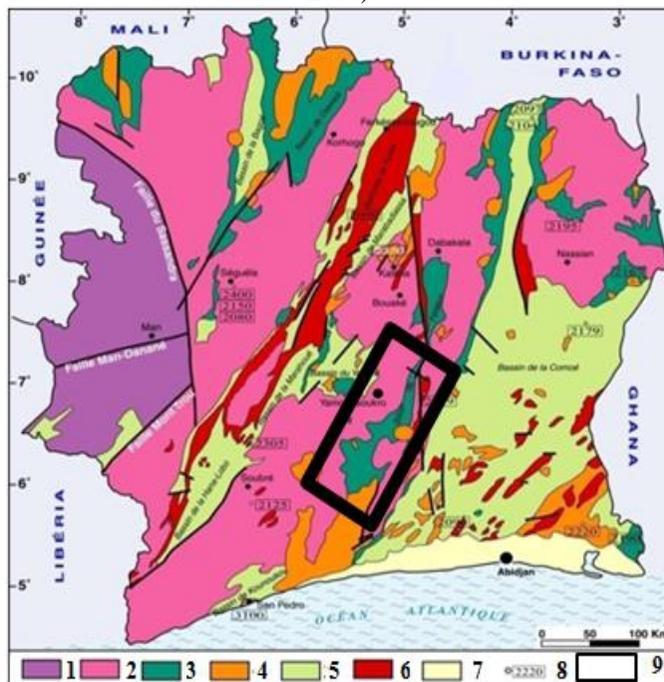
### Contexte géologique

La Côte d'Ivoire appartient au Craton Ouest-Africain et plus précisément à la dorsale de Man ou dorsale de Léo (**Fig. 1**). Elle est constituée d'un socle précambrien qui représente 97,5 % de sa superficie. Ce socle d'âge précambrien comporte un domaine archéen (Kenema-Man) à l'ouest (3600-2500 Ma) et un domaine paléoprotérozoïque (Birimien) également dénommé domaine Baoulé-Mossi à l'est (2500-1800 Ma), séparés par la faille du Sassandra (Bessoles, 1977 ; **Fig. 2**).

La partie sud du sillon volcano-sédimentaire de Toumodi-Fètêkro appartient au domaine Baoulé-Mossi (**Fig. 2 et 3**). Ce domaine renferme des formations d'âge birimien ; le Birimien étant constitué de formations juvéniles générées pendant un épisode majeur de création de croûte entre 2,2 et 2,1 Ga (Abouchami *et al.*, 1990 ; Boher *et al.*, 1992, Taylor *et al.*, 1988,1992 ; Pawlig *et al.*, 2006). Les roches birimiennes couvrent les deux tiers de la Côte d'Ivoire et sont matérialisées par l'alternance de sillons et bassins volcano-sédimentaires généralement orientés NS à NE et encaissés par des aires de granito-gneiss ; ces différents ensembles lithologiques sont intrudés par des granitoïdes de nature, de forme et de taille variées (Chermette, 1935 ; Yacé, 1982 ; Hirdes *et al.*, 1996; Doumbia *et al.*, 1998;

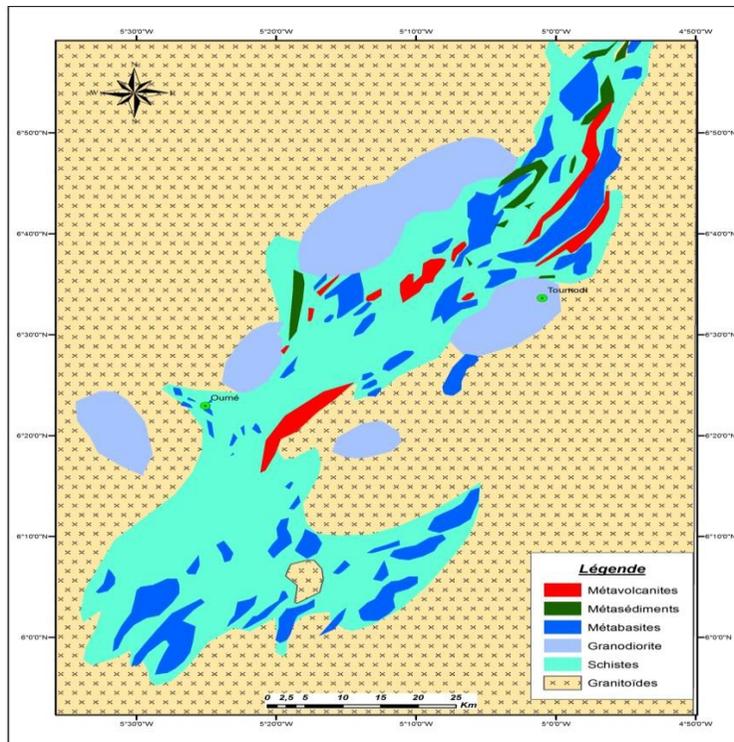


**Figure 1 :** Carte géologique simplifiée de la dorsale de Man-Leo (modifiée par Debat et al., 2003).



1-domaine archéen. 2-granitoïdes et granites rubanés gneiss et migmatites indifférenciés (âges supérieurs à 2,4 Ma). 3-volcanisme et volcano-sédiments indifférenciés. 4-granitoïdes calco-alkalins localisés dans les bassins sédimentaires. 5-bassins sédimentaires et volcano-sédimentaires. 6-batholite de Ferké : granitoïdes à deux micas associés ou non aux structures décrochant méridiennes. 7-formations post-birimiennes ; bassins sédimentaire côtier. 8-âges. 9-zone d'étude.

**Figure 2:** Schéma simplifié des ensembles géologiques en Côte d'Ivoire à l'échelle 1/1000000 d'après la carte géologique de Tagini (1972).



**Figure 3:** Carte géologique du sud du sillon volcano-sédimentaire de Toumodi-Fètékro (région de Toumodi-Divo) (Tagini, 1971 ; Yacé, 1976).

Gasquet *et al.*, 2003 ; Dioh *et al.*, 2006). Les roches du domaine birimien sont principalement des volcanites tholéiitiques et calco-alcalines (Kiston, 1918 ; Leube *et al.*, 1990 ; Pouclet *et al.*, 2006 ; Baratoux *et al.*, 2011), des granitoïdes calco-alcalins et d'autres avec une affinité de TTG (Leube *et al.*, 1990 ; Vidal and Alric, 1994 ; Gasquet *et al.*, 2003 ; Feybesse *et al.*, 2006 ; Lompo, 2009), des volcano-sédiments de type pyroclastique et des sédiments détritiques (Yacé, 1982 ; Vidal *et al.*, 1996 ; Doumbia *et al.*, 1998 ; Daouda, 1998 ; Houssou., 2013). La géologie du sillon de Toumodi-Fètékro, où se localise notre zone d'étude est connue grâce aux travaux de Yacé (1982), Lemoine (1985, 1988), Mortimer (1990, 1992, 2016), Leake (1992), Daouda (1998), Houssou (2013), Gnanzou (2014), Ouattara (2015), etc. Il est constitué de roches variées, peu ou moyennement métamorphisées (quartzites, micaschistes, para-amphibolites et schistes amphiboliques). On note également la présence de métapyroxénolites, de métagabbros, d'orthoschistes ou calcoschistes dérivant de laves andésitiques à basaltiques, de dolérites, de tufs, de métarhyolites, de métadacites et des conglomérats associés (Yacé, 1976). Le métamorphisme a atteint le faciès des schistes verts partout, sauf dans les volcanites où se manifeste également le faciès des amphibolites ; auquel s'ajoute le faciès à cornéennes (à amphiboles), induit

par le métamorphisme de contact lié à la mise en place des plutons de granitoïdes. On y rencontre également quelques massifs de granitoïdes de toute petite taille et de granitoïdes gneissifiés (Daouda, 1998). Ce sillon est bordé de granitoïdes gneissifiés correspondant au socle dans lequel des granodiorites, des diorites, des granites se retrouvent en intrusion (**Fig. 3**).

A l'Est, nous avons les granitoïdes du Kan (complexe trondhjémitique), qui se mettent en place dans un couloir de cisaillement (Daouda, 1998) et la granodiorite de Toumodi. A l'Ouest du sillon, nous avons les granitoïdes de la région de Yamoussoukro. Ces granitoïdes sont de nature variée et hétérogène (granites à biotite, granodiorites, monzogranites, granites aplitiques,...) (Tagini, 1972).

### **Matériel et Méthodes**

L'acquisition des données dans la zone d'étude a consisté essentiellement en une étude pétrographique.

La phase de terrain a permis l'identification macroscopique des roches et de recueillir les paramètres principaux des lithologies à savoir la couleur, la texture, la composition minéralogique, les altérations, la déformation, la présence de sulfure de la zone. La phase de laboratoire a servi à préciser la pétrographie. Ainsi, quarante-trois lames minces ont été confectionnées. L'étude pétrographique des lames minces s'est déroulée au Laboratoire de Géologie du Socle et de Métallogénie (LGSM) de l'Université Félix HOUPHOUËT-BOIGNY de Cocody à l'aide du microscope de type OPTIKA.

### **Données pétrographiques**

L'étude pétrographique des volcanites et plutonites de la partie sud du sillon volcanosédimentaire de Toumodi-Fètékro a mis en évidence la présence de roches magmatiques volcaniques, volcano-sédimentaires et plutoniques. On les rencontre sous forme de formations d'aspects massifs, schistosées et/ou cisillées.

### **Roches magmatiques volcaniques**

#### **• Basaltes**

Les basaltes sont généralement déformés (**Fig. 4A**). Du fait de la déformation, leurs minéraux et leurs textures originels ont été généralement profondément modifiés, faisant place à des minéraux secondaires (chlorite, quartz, séricite, carbonates) et souvent à des structures de roches métamorphiques (**Fig. 4C**). Au microscope, les basaltes présentent une texture microlitique, souvent porphyrique (**Fig. 4B**) à granoblastique (**Fig. 4D**). Les phénocristaux observés sont généralement le pyroxène (le plus souvent l'augite) et l'actinote. À cela s'ajoute des cristaux de hornblende

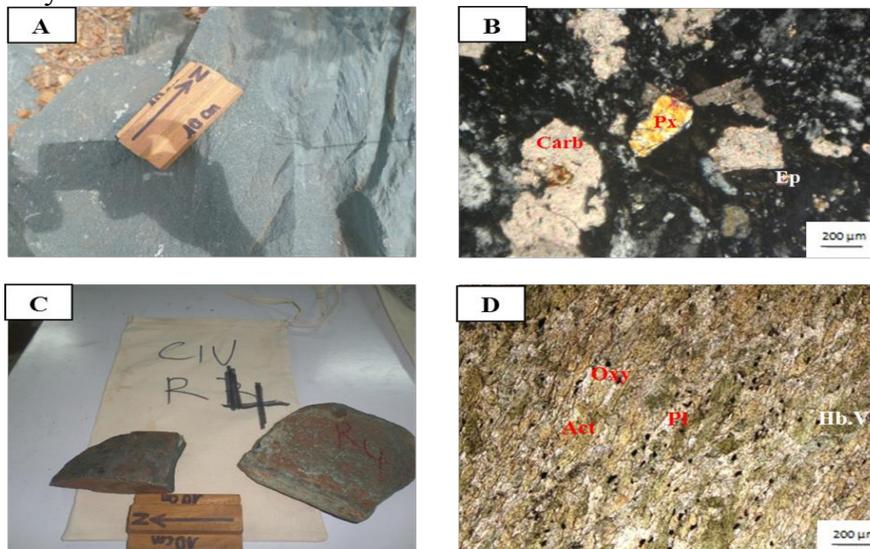
verte, de plagioclase, de chlorite, de carbonates et d'épidote. La mésostase est dévitrifiée et partiellement recristallisée en minéraux de carbonates, chlorite, épidote et séricite. On observe aussi des veinules de carbonates associées le plus souvent à de l'épidote, de la chlorite, des oxydes et sulfures.

- **Dacites**

Ces roches sont de couleurs grises ou verdâtres, quelquefois fracturées (**Fig. 5A**). Au microscope, elles montrent des textures microlitiques porphyriques à phénocristaux de plagioclase, de quartz, et d'albite (**Fig. 5B**). Les phénocristaux de plagioclase sont le plus souvent altérés en carbonates (calcite ± dolomie), épidotes et séricites. La mésostase est essentiellement constituée de minéraux de carbonates-séricites-épidotes.

- **Rhyodacites**

Les rhyodacites sont de couleurs grises, très légèrement verdâtres et le plus souvent affectées par une schistosité de fracture (**Fig. 5C**). Au microscope, on observe une texture microlitique porphyrique à phénocristaux de carbonate et de quartz (**Fig. 5D**). La mésostase est constituée de cristaux de quartz, de carbonate et de séricite. Certaines sections montrent des veinules quartzo-feldspathiques associées à la séricite, aux oxydes ferrotitanés et aux sulfures.



**Figure 1:** Aspects macroscopiques et microscopiques des basaltes de la partie sud du sillon volcano-sédimentaire de Toumodi-Fètékro.

A-B : Basalte ; C-D: basalte amphibolitique.

Carb : Carbonate ; Px : Pyroxène ; Ep : Epidote ; Act: Actinote ; Pl: Plagioclase ; Hb.V: Hornblende verte ; Oxy : Oxyde.

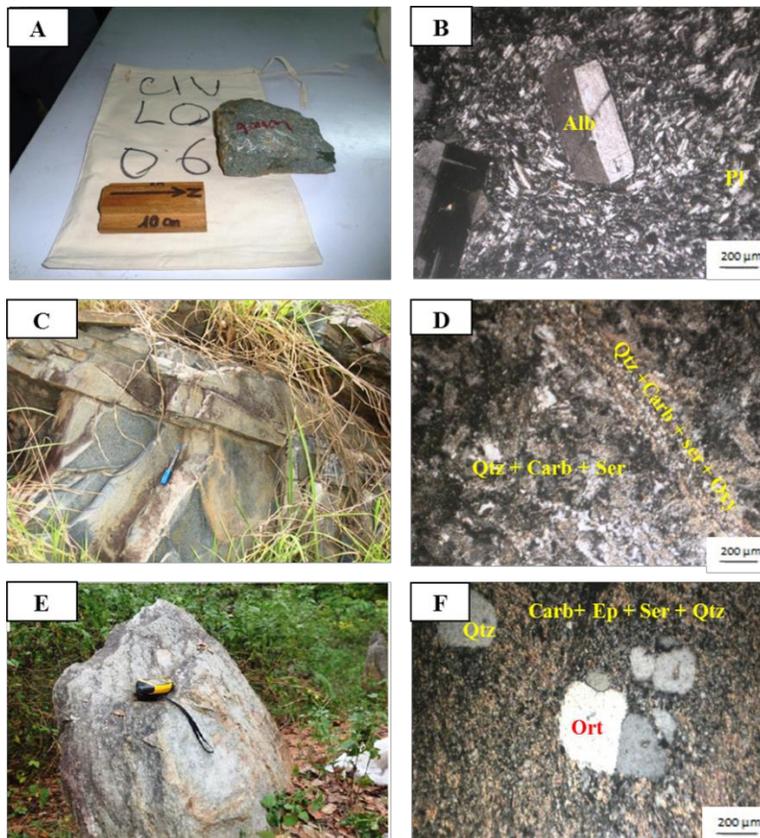
- **Rhyolites**

Ces roches sont de couleur beige ou grise (**Fig. 5E**). Elles sont soit subcirculaires circonscrites, en intrusion dans les roches vertes, soit en bandes étroites à la périphérie des roches vertes, soit en blocs disséminés

dans les schistes. Les minéraux sont souvent invisibles à l'œil nu. Cependant, les phénocristaux de quartz disséminés dans la matrice ainsi que des cristaux de feldspaths sont identifiables. Les rhyolites sont généralement affectées par une schistosité. Au microscope, la mésostase est vitreuse, fine et constituée de minéraux de carbonates, épidote, séricite (**Fig. 5F**). Le quartz et l'orthose, se présentent sous forme de phénocristaux. Certaines sections présentent des amygdales remplies de calcites, de cristaux quartzo-feldspathique souvent associé à la séricite et à la biotite. On observe aussi des veinules quartzo-feldspathiques souvent déformées. Il faut noter aussi la présence de sulfures de tailles variables, automorphes à xénomorphes et d'oxydes.

### Roches volcano-sédimentaires

Ces formations sont formées de pyroclastites (mafiques et felsiques) et de pillow-lavas.



**Figure 5:** Aspects macroscopiques et microscopiques des laves acides de la partie sud du sillon volcano-sédimentaire de Toumodi-Fêtêkro.

A-B : Dacite ; C-D: Rhyodacite ; E-F : Rhyolite.

Alb : Albite ; Qtz : Quartz ; Ser : Séricite; Ort : Orthose.

## **Pyroclastites**

### • **Pyroclastites mafiques**

Les pyroclastites sont gris verdâtres et présentent différentes textures et structures. Ces roches sont souvent en bancs finement stratifiés. Les faciès avec des minéraux sombres (amphiboles et pyroxènes) de taille millimétrique à centimétrique sont les plus nombreux ; ils se présentent par endroits sous forme de brèches (**Fig. 6B**) et de tuffs à lapillis (**Fig. 6A**). Dans les faciès fins, les cinérites, on peut observer des stratifications souvent entrecroisées et des granoclassements (**Fig. 6C**). Les tufs basiques représentent plus de 60% des lithologies rencontrées. Ils arment la plupart des collines et se présentent souvent sous forme de blocs et dômes. Au microscope, Les pyroclastites montrent de façon générale une texture microlitique porphyrique (**Fig. 6D**). Le pyroxène, très abondant, se présente en phénocristaux ainsi que l'amphibole. La chlorite, l'épidote, la séricite et les carbonates se présentent également souvent en phénocristaux. La mésostase se compose de baguettes de plagioclases plus ou moins transformées en carbonates associée à des minéraux de chlorites, d'épidotes et de séricites. De rares sulfures ainsi que des oxydes et hydroxydes de fer sont observables.

### • **Pyroclastites acides**

Les pyroclastites felsiques proviennent des affleurements d'ignimbrites (**Fig. 6E**). Elles sont de couleurs vert-pâles à gris-clair. Les affleurements d'ignimbrites s'étendent généralement sur plus de 100 mètres dans la direction NE-SW. Au microscope, on observe une texture microlitique porphyrique à phénocristaux de plagioclase généralement déstabilisé en carbonate et également de phénocristaux quartz (**Fig. 6F**). La mésostase contient du verre et des minéraux de carbonates, de séricite et de quartz. On note également la présence de veinule quartzo-feldspathiques souvent déformées. A cela s'ajoute des oxydes ferrotitanés (magnétite et/ou hématite).

## **Pillow-lavas**

Ces roches présentent un débit en coussin (**Fig. 7A**). Les coussins ont un diamètre moyen de 50 cm. Des vacuoles observées dans ces roches sont parfois remplies par du quartz ou de la calcite. Les faciès clairs contiennent des phénocristaux de quartz limpide et transparent tandis que les faciès sombres présentent des phénocristaux de pyroxènes et /ou d'amphiboles. Ces derniers semblent tufacées. Au microscope, ces roches présentent une texture microlitique porphyrique avec des phénocristaux de pyroxène (le plus souvent l'augite) et de quartz (**Fig. 7B**). A cela s'ajoute des cristaux de chlorite, d'épidote et de feldspaths. La mésostase est composée

essentiellement de minéraux de carbonates, associés à la chlorite et l'épidote. On observe également des veinules de chlorite-carbonate-épidote-quartz.

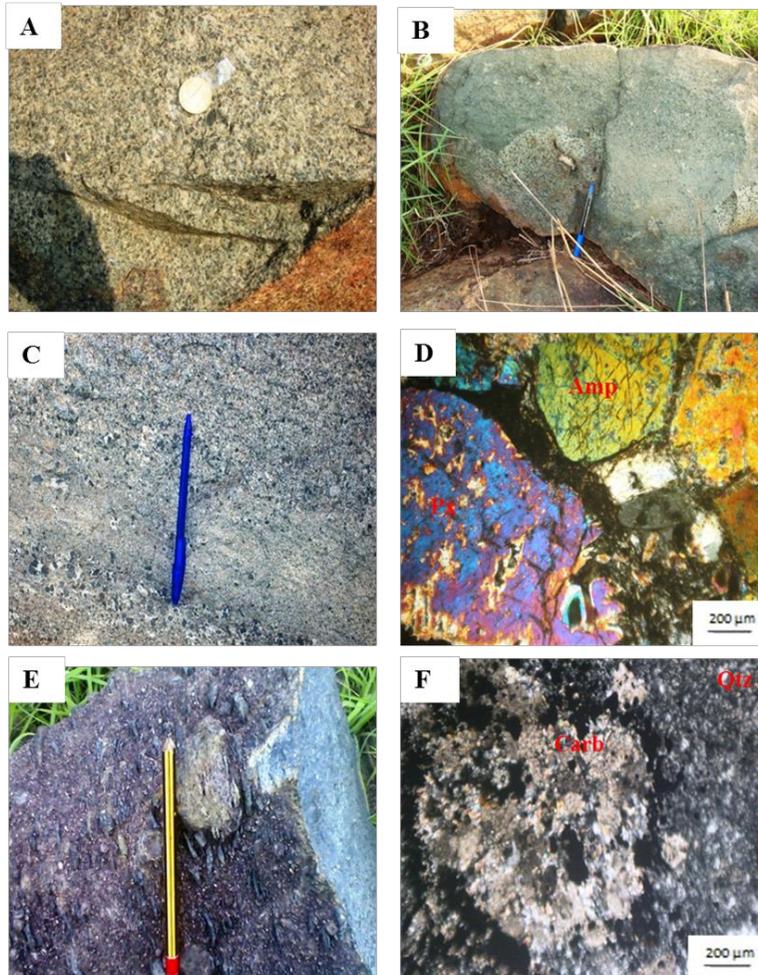
○ Roches magmatiques plutoniques

• Gabbros

Les gabbros sont mélanocrates et en contact franc avec les pyroclastites. Ces roches semblent être intrusives dans les pyroclastites, qui sont souvent métamorphisés et déformés à l'approche des gabbros. Macroscopiquement, on observe des cristaux de plagioclases et les ferromagnésiens (**Fig. 7C**). Au microscope, les gabbros présentent une texture grenue porphyroïde à phénocristaux de pyroxène (le plus souvent l'augite), ainsi que des cristaux de plagioclases (**Fig. 7D**). On observe également des carbonates, de la chlorite, de l'amphibole ainsi que de rares sulfures et oxydes.

• Dolérites

Les dolérites sont mélanocrates et également en contact franc avec les pyroclastites (**Fig. 7E**). Au microscope, elles sont reconnaissables par les baguettes de plagioclase enchevêtrées, et sont riches en phénocristaux de pyroxènes partiellement altérés (**Fig. 7F**). La carbonatation est faible tandis que la chloritisation semble plus accentuée. On observe quelques rares cristaux d'actinotes, de sulfures, d'oxydes ainsi que des veinules de carbonates.



**Figure 6:** Aspects macroscopiques et microscopiques des pyroclastites de la partie sud du sillon volcano-sédimentaire de Toumodi-Fètékro.

A-D: *Pyroclastite mafique (Tuff à lapilli)*; B: *Pyroclastite mafique (Brèche)*; C: *Pyroclastite mafique (Cinérite)*; E-F: *Pyroclastite felsique (Ignimbrite)*.

Amp : Amphibole.



**Figure 7:** Aspects macroscopiques et microscopiques des pillow-lavas, des gabbros et des dolérites de la partie sud du sillon volcano-sédimentaire de Toumodi-Fêtékro.

A-B: Pillow-lavas; C-D: Gabbros; E-F: Dolérites.

Aug : Augite ; Chl : Chlorite.

- Diorites/microdiorites

Ces roches se présentent souvent en enclaves dans les granitoïdes (**Fig. 8A**). Au microscope, ces roches montrent une texture grenue à microgrenue porphyrique (**Fig. 8B**) et sont riches en hornblende verte, feldspaths et biotites, généralement altérés en chlorite, épidote, carbonate et séricite. La roche est recoupée par des veinules de carbonates associées à des cristaux de chlorite-épidote-sulfure-oxyde.

- **Granodiorites**

Les granodiorites sont mésocrates, à texture grenue (**Fig. 8C**). Elles renferment généralement d'abondants des cristaux de feldspaths (plagioclase et/ou microcline) (**Fig. 8D**). A cela s'ajoute des cristaux de quartz, d'hornblende verte, de biotite, de chlorite, de séricite, d'épidote, d'albite et de sphène. Elles comportent également des oxydes ferrotitanés (magnétite et/ou de l'hématite).

- **Granites**

Les granites sont grenues (**Fig. 8E**), leucocrates et composés de cristaux de quartz et de feldspaths. Au microscope, ces roches sont riches plagioclase, quartz et microcline ; elles contiennent accessoirement de la muscovite, la chlorite, la séricite, l'épidote, d'oxydes et des sulfures (**Fig. 8F**).

### **Altération hydrothermale**

#### **Altérations pervasive et filonienne**

L'étude pétrographique a montré que les roches de la partie sud du sillon volcano-sédimentaire de Toumodi-Fètékro ont subi des processus d'altération. Ces altérations, qui proviennent de la pseudomorphose des minéraux primaires, ont généralement affectées toutes les roches. Ainsi, l'**altération pervasive** se manifeste de différentes façons :

- la **carbonatation** est l'altération la plus dominante. Elle s'observe de façon générale dans toutes les lithologies, et surtout dans les lithologies mafiques et intermédiaires.

- la **chloritisation** est moins importante que la carbonatation. Elle se développe au dépend de la hornblende verte et dans un degré moindre au niveau de la biotite.

- la **silicification** est visible généralement dans toutes les roches. Elle consiste à une venue tardive de silice qui a imprégné les roches dans toute leur entièreseté.

- la **propylitisation** affecte le plus souvent les lithologies basiques et intermédiaires. On observe une déstabilisation des cristaux de feldspath, avec développement d'épidote.

- La **séricitisation** est portée par les cristaux de feldspath.

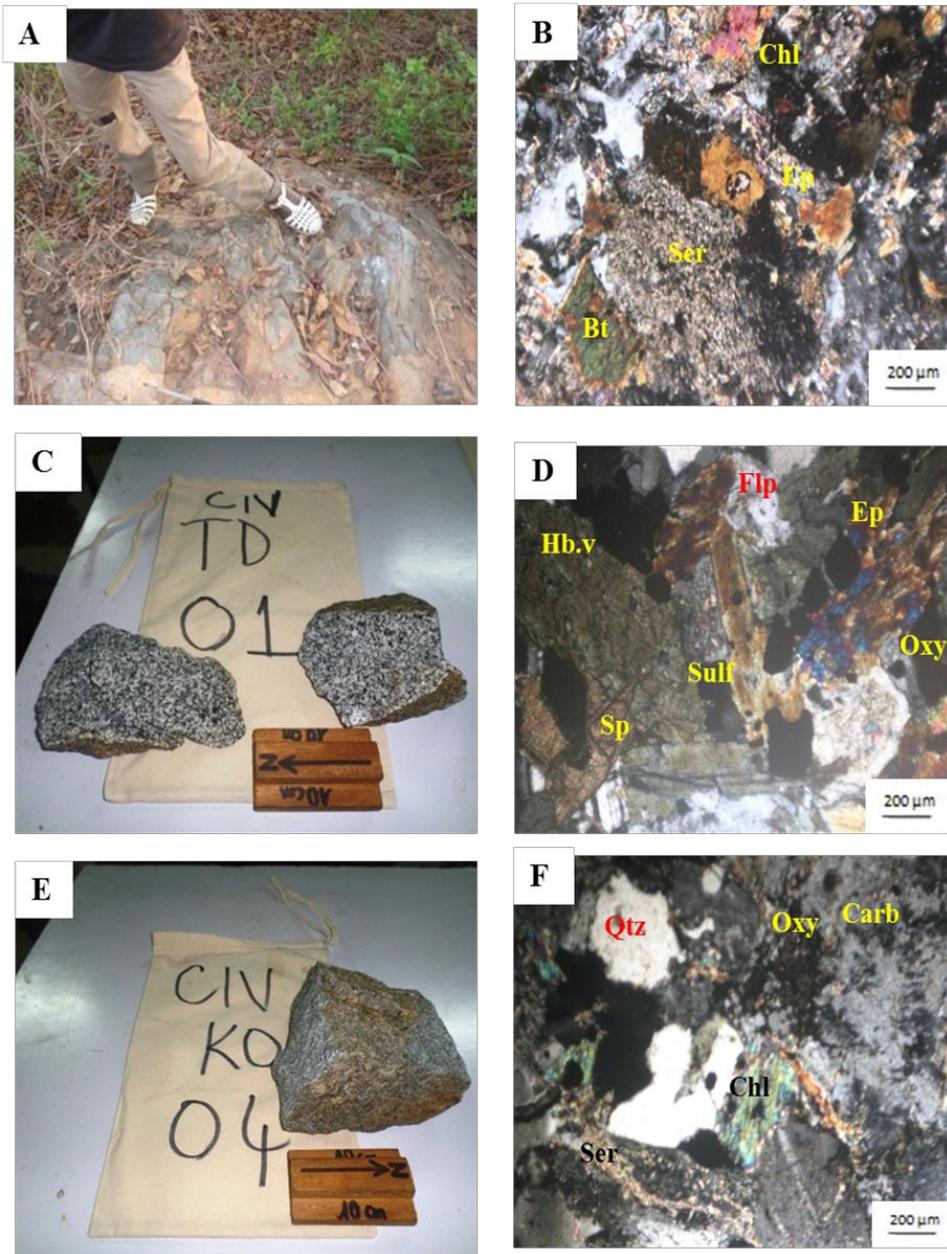
- l'**oxydation** et la **sulfudation** sont visibles le plus souvent dans les roches mafiques et intermédiaires. En effet, les minéraux ferromagnésiens de ces roches ont souvent complètement disparu et se sont transformés en oxydes, hydroxydes de fer et en sulfures.

- l'**albitisation** est visible dans un degré très moindre, et observable dans les granodiorites et dacites.

L'*altération filonienne* se résume aux veines et veinules quartzo-feldspathiques. Elles présentent des épaisseurs et des longueurs variables allant du millimètre en passant par le centimètre jusqu'au mètre. Ces veines s'observent dans toutes les formations. Elles sont le plus souvent associées à des cristaux de sulfures, de séricites, de chlorites, d'épidotes, d'oxydes et d'hydroxydes de fer.

L'*altération météorique* (superficielle) est très forte dans cette zone à climat tropical humide. Elle est d'intensité variable et affecte de façon générale toutes les formations. Elle est fortement prononcée dans les talwegs, moyennement sur les flancs de colline et faiblement sur les sommets.

L'observation des minéraux symptomatiques de basse pression et de faible température tels que l'épidote, la chlorite, la séricite montrent que le métamorphisme qui a prévalu au sein du sillon volcano-sédimentaire de Toumodi-Fètékro est de faciès schiste vert. Toutefois, la présence de hornblende bien développée dans les basaltes amphibolitiques suggère à l'échelle locale un métamorphisme de faciès amphibolite.



**Figure 8:** Aspects macroscopiques et microscopiques des diorites/microdiorites, granodiorites et granites de la partie sud du sillon volcano-sédimentaire de Toumodi-Fètékro.

A-B: Diorite/microdiorite ; C-D: Granodiorite ; E-F : Granite.

Bt : Biotite ; Sp : Sphène ; Flp : Feldspath ; Sulf : Sulfure.

## Discussion

La lithologie de la partie sud du sillon volcano-sédimentaire de Toumodi-Fètêkro est constituée de roches volcaniques (andésite basaltique et basalte), et de roches pyroclastiques (tufs à lapilli, brèches, cinérites, ignimbrites, et pillow-lavas). Toutefois, il faut noter la présence de métasédiments observés sur le terrain. Une série de granitoïdes intrude cet ensemble. Nous notons également la présence de dolérite, de gabbro, de diorite, de dacite, de rhyodacite et de dacite. Les basaltes et la plupart des roches effusives se seraient formés entre 2,2 et 2,15 Ga (Birimien inférieur) (Kouamelan, 1996 ; Hirdes et Davis, 1998 ; Castaing *et al.*, 2003) et les volcanoclastites et sédiments, généralement entre 2,15 et 1,9 Ga (Birimien supérieur), plus ou moins contemporains des granitoïdes qui les recoupent (Hirdes *et al.*, 1996 ; Bossière *et al.*, 1996 ; Doumbia *et al.*, 1998 ; Gasquet *et al.*, 2003). Les roches étudiées indiquent que la lithostratigraphie du sud du sillon de Toumodi-Fètêkro est similaire à celle de la plupart des sillons du domaine Baoulé-Mossi (Arnould, 1961 ; Tagini, 1971 ; Pouclet *et al.*, 1996 ; Vidal *et al.*, 1996 ; Baratoux *et al.*, 2011). Les formations les plus basiques de ces sillons ont un caractère bimodal : tholéitique et calco-alcalin, et se sont mis en place, pour certains auteurs en contexte de subduction (Sylvester et Attoh, 1992; Ama Salah *et al.*, 1996; Pouclet *et al.*, 1996; Vidal *et al.*, 1996; Béziat *et al.*, 2000 ; Baratoux *et al.*, 2011), et pour d'autres en contexte de plateau océanique (Abouchami *et al.*, 1990, Boher *et al.*, 1992 ; Pawlig *et al.*, 2006). Les travaux effectués par Houssou (2013) et Ouattara (2015) sur les gisements d'or respectifs d'Agbahou et de Bonikro dans le sud du sillon volcano-sédimentaire privilégient un contexte de subduction. De ce fait, nous pouvons dire que nos échantillons de roches présentent ces mêmes caractéristiques. Les données isotopiques permettent de favoriser également un contexte de subduction avec des arcs insulaires qui impliqueraient le protocontinent archéen (Kouamelan, 1996 ; Gasquet *et al.*, 2003 ; Peucat *et al.*, 2005 ; Kouamelan *et al.*, 2015 ; Eglinger *et al.* ; 2017). En effet, un héritage archéen est bien présent, par endroits, dans les formations juvéniles birimiennes, ce qui n'aurait pas été le cas dans un contexte de plateau océanique.

Les roches de la partie sud du sillon de Toumodi-Fètêkro ont été métamorphosées sous des conditions de faciès schistes verts et localement de faciès amphibolites. Ces conditions métamorphiques sont similaires avec celles observées par certains auteurs sur des sillons birimiens Ouest-Africains (Hirst, 1942 ; Leube *et al.*, 1990 ; Hirdes *et al.*, 1992 ; Taylor *et al.*, 1992 ; Sylla et Ngom, 1997 ; Bourges *et al.*, 1998 ; Houssou, 2013).

L'ensemble de ces formations a été affecté par une intense altération hydrothermale (pervasives et fissurale). Ces altérations, qui se manifestent par la pseudomorphose des minéraux primaires, ont généralement affectées

toutes les lithologies. Ces minéraux s'altèrent généralement en carbonates, chlorite, séricite, épidote et albite. On observe également une silicification, une oxydation ainsi qu'une sulfuration. Ces types d'altérations s'apparentent à celles des gisements d'Agbahou (Houssou, 2013), de Bonikro (Ouattara, 2015) et aux prospects de la région de Dabakala (Gnanzou, 2014).

## **Conclusion**

Les résultats de cette étude pétrographique révèlent que la zone d'étude est constituée de roches volcaniques de compositions basaltiques à rhyolitiques, massives, schistosées ou cisillées dont le métamorphisme atteint souvent le faciès des amphibolites. À cela s'ajoute les roches magmatiques volcano-sédimentaires comme les pyroclastites (les tuffs à lapillis, les brèches, les cinérites et les ignimbrites) et les pillow-lavas. Les roches plutoniques sont constituées de gabbros, de dolérites, de diorites, de granodiorites et de granites. Le sud du sillon volcano-sédimentaire de Toumodi-Fètêkro a été affecté par deux types de volcanismes dont l'un explosif et l'autre effusif. Les volcanites et les plutonites du sud du sillon de Toumodi-Fètêkro se mettent en place dans un contexte de subduction plutôt que dans un contexte de plateau océanique. L'ensemble de ces roches a subi des processus d'altérations hydrothermales (pervasives et filoniennes). Les altérations pervasives observées sont la chloritisation, la carbonatation, la silicification, propylitisation, la séricitisation, la sulfuration, l'oxydation et à un degré moindre l'albitisation. L'altération filonienne se résume aux veines et veinules quartzo-feldspathiques, le plus souvent associées à des cristaux de sulfures, de chlorites, d'épidotes, d'oxydes et d'hydroxydes de fer. Les assemblages lithologiques du sud du sillon de Toumodi-Fètêkro se rencontrent ailleurs dans le domaine Baoulé-Mossi, comme dans le sillon de Boroum au Burkina Faso.

## **Remerciement**

Ce travail a bénéficié du soutien financier du Programme d'Appui Stratégique à la Recherche Scientifique (PASRES) dans le cadre des travaux de thèse de Coulibaly Inza. Les auteurs remercient les reviewers pour leurs commentaires constructifs qui ont permis d'améliorer le manuscrit. Ils remercient également l'équipe éditoriale.

## **References:**

1. Abouchami W. (1990). Un événement volcanique majeur vers 2,1 Ga en Afrique de l'Ouest: Un stade précoce d'accrétion crustale. Doctorat d'Université, Nancy I.

2. Abouchami W., Boher M., Michard A., Albarede F. (1990). A Major 2,1Ga Event of Mafic Magmatism in West Africa: An Early Stage of Crustal Accretion. *J. Geophys. Res.*, 95 : 17605-17629.
3. Ama-Salah I., Liégeois J.P., Pouclet A. (1996). Evolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba) : géologie, géochronologie et géochimie. *Journal of African Earth Sciences*, 22,235-254.
4. Arnould M. (1961). Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du nord-est de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale. *Bulletin*, 1, 174 p., Abidjan, Côte d'Ivoire.
5. Baratoux L., Metelka V., Naba S., Jessell M.W., Gregoire M., Ganne J. (2011). Juvenile
6. Paleoproterozoic crust evolution during the Eburnean orogeny (~2.2-2.0 Ga), western Burkina Faso. *Precambrian Res.* 191, 18-45.
7. Barbey P., Raith M. (1990). The granulite belt of Lapland. In: Vielzeuf, D., Vidal, P., (Ed.), *Granulite and crustal evolution*, Kluwer Academic, pp. 111-132.
8. Bessoles B. (1977). Géologie de l'Afrique. Vol 1 : le Craton Ouest Africain. *Bur.Rech. Géol. Min. Mem.* 88. 402 p.
9. Beziat D., Bourges F., Debat P., Lompo M., Martin F., Tollon F. (2000). A Paleo-proterozoic ultramafic-mafic assemblage and associated volcanic rocks of the Boromo greenstone belt: fractionates originating from island-arc volcanic activity in the West African craton. *Precambrian Research* 101, Issue 1, p. 25-47.
10. Boher M., Abouchami W., Michard A., Albarède F., Arndt N. (1992). Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal Geophysical Research* . 97, 345-369.
11. Bossière G., Bonkougou I., Peucat J.-J., Pupin J-P. (1996). Origin and age of Paleoproterozoic conglomerates and sandstones of the Tarkwaian Group in Burkina Faso, West Africa. *Precambrian Research* 80, 153–172.
12. Bourges F., Debat P., Tollon F., Munoz M., Ingles J. (1998). The geology of the Taparko gold deposit, Birimiangreenstone belt, Burkina Faso, West Africa. *Mineralium Deposita* 33, 591–605.
13. Castaing C., Billa M., Milési J.P., Thiéblemont D., Le Mentour J., Egal E., Donzeau M., Guerrot C., Cocherie A., Chèvremont P., Tegye M., Itard Y., Zida B., Ouedraogo I., Kote S., Kabore B.E., Ouedraogo C., Ki J.C., Zunino C. (2003). Notice explicative de la carte géologique et minière du Burkina Faso à 1/1 000 000. BRGM BUMIGEB, p. 147.

14. Chermette A. (1935). Les filons de quartz aurifère de Hiré (Côte d'Ivoire). Rapport n°200, Gouv. gén. de l'A.O.F., Insp. gén. des P.T., Serv. des Mines, Dakar, septembre 1935.
15. Dioh E., Béziat D., Debat P., Grégoire M., Ngom P.M. (2006). Diversity of the Palaeoproterozoic granitoids of the Kédougou inlier (eastern Sénégal): petrographical and geochemical constraints. *J. Afr. EarthSci.* 44, 351–371.
16. Daouda Y. B. (1998). Lithostratigraphie et Pétrologie des formations birimiennes de Toumodi-Fettekro: Implication pour l'évolution crustale du Paléoprotérozoïque du Craton ouest-Africain. Thèse, Université d'Orléans 191 p.
17. 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 Tampilga countries, Burkina Faso). *Precambrian Research* 123 (1), p. 47-65.
18. Doumbia S., Pouclet A., Kouamelan A., Peucat J. J., Vidal M. (1998). Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Research* 87, 33-63.
19. Eglinger A., Thébaud N., Zeh, A., Davis J., Miller J., Parra-Avila L.A., Loucks R., McCuaig C., Belousova E. (2017). New insights into the crustal growth of the Paleoproterozoic margin of the Archean Kéména-Man domain, West African craton (Guinea): Implications for gold mineral system. *Precambrian Research* 292, 258–289.
20. Feybesse J.L., Billa, M., Guerrot C., Duguey E., Lescuyer J.L., Jean-Pierre Milesi J.P., Bouchot V. (2006). The paleoproterozoic Ghanaian province: geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling. *Precambrian Res.* 149, 149–196.
21. Ganne J., De Andrade V., Weinberg R.F., Vidal O., Dubacq B., Kagambega N., Naba S., Baratoux L., Jessell M., Allibon J. (2012). Modern-style plate subduction preserved in the Palaeoproterozoic West African Craton. *Nat. Geosci.* 5, 60-65.
22. Ganne J., Gerbault M., Block S. (2014). Thermo-mechanical modeling of lower crust exhumation–constraints from the metamorphic record of the Palaeoproterozoic Eburnean orogeny, West African Craton. *Precambrian Res.* 243, 88–109.
23. Gasquet D., Barbey P., Adou M., Paquette J.L. (2003). Structure, Sr-Ndisotope geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d'Ivoire): evidence for a 2.3 Ga

- crustal growth event in the Palaeoproterozoic of West Africa? *Precambrian Res.* 127, 329–354.
24. Gnanzou A. (2014). Etude des séries volcano-sédimentaires de la région de Dabakala (Nord-Est de la Côte d'Ivoire): genèse et évolution magmatique. Contribution à la connaissance de la minéralisation aurifère de Bobosso dans la série de la Haute-Comoé. Thèse de doctorat, Univ. Paris-Sud Orsay, France et Univ. Félix HOUPHOUËT-BOIGNY, 303p.
  25. Hajnal Z., Lucas S. B., White D. J., Lewry J., Bezdan S., Stauer M. R., Thomas M. D. (1995). Seismic reaction images of strike-slip faults and linked to detachments in the Trans-Hudson Orogen. *Tectonophysics* 15, 427-439.
  27. Hirdes W., Davis D.W., Eisenlohr N.N. (1992). Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating. *Precambrian Res.*, 56 : 89-96.
  28. Hirdes W., Davis D. W., Ludtke G., Konan G. (1996). Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanics belts in northeastern Côte d'Ivoire (West-Africa): consequences for the 'Birimian Controversy'. 247-311.
  29. Hirdes W., Davis D.W. (1998). First U-Pb zircon age of extrusive volcanism in the Birimian Super group of Ghana/West Africa. *Journal of African Earth Sciences* 27,291–294.
  30. Hirst T. (1942). The geology of the Konongo gold belt and surrounding country. *Gold Coast Geol.Surv. Bull.* 14.
  31. Houssou N.N. (2013). Etude pétrologique, structurale et métallogénique du gisement aurifère d'Agbahou, Divo, Côte d'Ivoire. Doctorat, Univ. Félix HOUPHOUËT -BOIGNY, 177p.
  33. Kitson A.E. (1918). Ann. Report. Gold Coast Geological Survey for 1916/17, Accra. (nonpubl.), Accra.
  34. 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. *Mémoire Géosciences Rennes n° 73*, 293 p.
  35. Kouamelan A. N., Delor C., Peucat J. J. (1997). Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the Early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise-West African Craton). *Precambrian Research*, 86, 177-199.
  36. 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, 65–70.

37. Leake M. H. (1992). The petrogenesis and structural history of the northern sector of the Fettekro Greenstone belt, Dabakala region, NE Côte d'Ivoire. Ph. D. Thesis, Uni. Portsmouth, U.K., 315 p.
38. Lemoine S. (1985). Mise en évidence d'une tectonique tangentielle éburnéenne dans la synforme birimienne de Fettekro (Côte d'Ivoire), implications possibles pour l'orogénèse éburnéenne. Comptes Rendus Académie des Sciences (Paris), 301 (3), 195-200.
39. Lemoine S. (1988). Evolution géologique de la région de Dabakala (NE de la Côte d'Ivoire) au Protérozoïque inférieur. Thèse de Doctorates. Sci. Uni. Clermont-Ferrand, 388 p.
40. Leube A., Hirdes W., Mauer R., Kesse G.O. (1990). The early Proterozoic Birimian supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Research* 46, pp. 139-165.
41. Lompo M. (2009). Geodynamic evolution of the 2.25 - 2.0 Ga Paleoproterozoic magmatic rocks in the Man-Leo Shield of the West African Craton. A model of subsidence of an oceanic plateau. In : Reddy S. M., Mazumder R., Evans D. A. D., Collins, A. S.(Eds), *Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution*. Geological Society, London, 323, 231-254.
42. Lucas S.B., White D., Hajnal Z., Lewry J., Green A., Clowes R., Zwanzig H., Ashton K., Schledewitz D., Stauffer M., Norman A., Williams P.F., Spence G.(1994). Three-dimensional collisional structure of the Trans-Hudson Orogen, Canada. *Tectonophysics* 232, 161-178.
43. Milési 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., Lagny Ph. (1989). Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leur évolution lithostructurale au Protérozoïque inférieur. *Chron. Rech. Min., Fr.*, 497 : 3-98.
44. Mortaji A., Ikenne M., Gasquet G., Barbey P., Stussi J.M. (2000). Les granitoïdes paléoprotérozoïques des boutonnières du Bas Drâa et de la Tagragra d' Akka (Anti-atlas occidental, Maroc): un élément du puzzle géodynamique du craton ouest-africain. *J. Afr. Earth Sci* 31, 523-538.
45. Mortimer J. (1990). Evolution of the early Proterozoic Toumodi Volcanic Group and associated rocks, Ivory Coast. Ph D. Thesis CNAA. Portsmouth Plytech. Portsmouth. 244 p.
46. Mortimer J. (1992). Lithostratigraphic of the early Proterozoic Toumodi Volcanic group in Central Côte d'Ivoire: implication for Birimian stratigraphy models. *J. Afr. Earth Sci.* 14, 81-91.

47. Mortimer J. (2016). Paleoproterozoic geology of the Toumodi area, Ivory Coast, 1:100,000. *Journal of Maps*, DOI: <http://dx.doi.org/10.1080/17445647.2016.1227732>
48. Ouattara Z. (2015). Caractères lithostratigraphique, structural, géochimique et métallogénique du gisement d'or de Bonikro, sillon birimien de Fettekro, centre-sud de la Côte d'Ivoire. Doctorat, Univ. FELIX HOUPHOUET-BOIGNY, 256 p.
49. 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.
50. 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. *Precambr. Res.* 136, 309–352.
51. Pons J., Barbey P., Dupuis D., Léger J.M. (1995). Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of the 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimien of southwestern Niger. *Precambrian. Research* 70, 281-305.
52. Pouclet A., Vidal M., Delor C., Simeon I., Alric G. (1996). Le volcanisme birimien du nord-est de la Côte d'Ivoire, mise en évidence de deux phases volcano-tectoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoproterozoïque. *Bulletin Société Géologique de France*, 3 (167), 307-319.
53. Pouclet A., Doumbia S., Vidal M. (2006). Geodynamic setting of the Birimian volcanism in central Ivory Coast (western Africa) and its place in the Palaeoproterozoic evolution of the Man Shield. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 177, 105e121
54. Sylla M., Ngom P. M. (1997). Le gisement d'or de Sabodala (Sénégal Oriental): une
55. Minéralisation filonienne d'origine hydrothermale remobilisée par une tectonique cisailante.
56. *J.of Afr. Earth Sces*, 25, No. 2, pp. 183-192.
57. Sylvester P.J., Attah K. (1992). Lithostratigraphy and composition of 2.1 Ga greenstone belts of the West African craton and their bearing on crustal evolution and Archean–Proterozoic boundary. *J. Geol.* 100, 377–393.
58. Tagini B. (1971). Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Thèse de l'Université de Lausanne et publication SODEMI, 302 p.
59. Tagini B. (1972). Carte géologique de la Côte d'Ivoire à l'échelle 1/2 000 000. SODEMI-ORSTOM-Université d'Abidjan.

60. Taylor P.N., Moorbath S., Leube A., Hirdes W. (1988). Geochronology and crustal evolution of Early Proterozoic granite-greenstone terrains in Ghana/ West Africa (abs.), in International conference on the geology of Ghana with special emphasis on gold: Accra, Geol. Surv.Ghana 75<sup>th</sup> Anniv. Pub., 43-45.
61. Taylor P.N., Moorbath S., Leube A., Hirdes W. (1992). Early Proterozoic crustal evolution in the Birimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geochemistry. *Precambrian Res.*, 56 : 97-111.
62. Vidal M., Alric G. (1994). The Palaeoproterozoic (Birimian) of Haute-Comoe in the West African craton, Ivory Coast: a transtensional back-arc basin. *Precambrian Res.* 65, 207–229.
63. Vidal M., Delor C., Pouclet A., Simezon Y., Airic G. (1996). Evolution géodynamique de l’Afrique de l’Ouest entre 2.2 et 2 Ga : style « Archéen » des ceintures vertes des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte d’Ivoire. *Société Géologique de France*, t. 167, n°3, 307-319.
64. Yacé I. (1976). Le volcanisme Eburnéen dans les parties centrale et méridionale de la chaîne Précambrienne de Fettekro en Côte d’Ivoire. Thèse de Doctorat d’Etat. Univ Abidjan. 373 p.
65. Yacé I. (1982). Etude du volcanisme Eburnéen dans les parties centrale et méridionale de la chaîne Précambrienne de Fettekro. Direction de la Géologie. Abidjan. 156 p.