GUIDE D'EXCURSION

IGCP 638

1er Colloque du Programme International de Géosciences (PICG638) au Sénégal

Dakar, 5-10 Décembre 2016

Présenté par : Moussa DABO (FST/UCAD)
Tahar AIFA (UNIV. RENNES1)
David BARATOUX (IRD/IFAN)
Lenka BARATOUX (IRD/IFAN)
Famara DIATTA (FST/UCAD)
Matar NDIAYE (IST/UCAD)
Marieke VAN LICHTERVELDE (IRD/IFAN)

Département de Géologie
UCAD

Association **V**ision **G**éologie
(**AVG**)

www.igcp638.univ-rennes1.fr

LISTE DES TABLEAUX ET FIGURES 2

I- OBJECTIF ET PROGRAMME DE L'EXCURSION 3

1.1- Objectifs général ----------3

1.2- Programme ----------3

II- PRESENTATION DE LA REGION DE KEDOUGOU ---------- 4

2.1- Contexte géologique des formations birimiennes de la région de Kédougou ---------- 5

2.1.1- Le socle ---------- 6

2.1.2- La couverture sédimentaire protérozoïque supérieur à paléozoïque ----------7

2.1.3- Le bassin côtier sénégalo-mauritanien---------- 8

2.1.4- Les zones mobiles du Craton Ouest africain ----------8

2.1.5- Les zones mobiles du Sénégal ----------8

III- LES FORMATIONS BIRIMIENNES DU CRATON OUEST AFRICAIN ----------9

3.1- LES FORMATIONS BIRIMIENNES DE LA BOUTONNIÈRE DE KÉDOUGOU-KÉNIÉBA (BKK) : LITHOLOGIE, GÉOCHIMIE ET GÉOCHRONOLOGIE -------10

3.1.1- Le Supergroupe de Mako ----------12

3.1.2- Le Supergroupe de Dialé-Daléma ----------19

3.2- Manifestations post-magmatiques ---------- 24

3.2- Volcanisme post-birimien de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba ----------25

IV- TECTONIQUE ÉBURNEENNE ----------25

4.1- Tectonique éburnéenne du Craton Ouest africain (COA) ----------25

4.2- Tectonique éburnéenne de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba ----------26

V- LES MINERALISATIONS ----------27

5.1- Minéralisations aurifères du Craton Ouest africain ----------27

5.2- Les minéralisations aurifères de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba---------- 29

5.3- Autres minéralisations dans la BKK ----------31

VI- LES MODÉLES GÉODYNAMIQUES DE LA BOUTONNIÈRE DE KÉDOUGOU-KÉNIÉBA ---------- 34

VII- QUELQUES IMAGES SUR LES AFFLEUREMENTS A VISITER DURANT L'EXCURSION ----------36

REFERENCES ----------40

LISTE DES TABLEAUX ET FIGURES

Tableaux

Tableau 1: Récapitulatif des quelques âges obtenus sur les formations birimiennes de la BKK et leurs intrusions plutoniques.

Tableau 2: Indices de minéralisations dans les formations birimiennes de Kédougou (Supergroupes de Dialé-Daléma et Mako).

Figures

Figure 1: Carte de localisation des sites à visiter durant l'excursion dans le Sénégal.
Figure 2: Carte géologique de l'Afrique de l'Ouest (d'après, modifiée).
Figure 3: Répartition des grandes séries du Birimien et des Mauritanides (d'après Bassot (1966), modifiée).
Figure 4: Carte géologique de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (d'après Pons et al., 1992, modifiée).
Figure 5. Carte géologique du secteur de Mako (Dabo et al., 2016)**.**
Figure 6: Modèle lithologique du Supergroupe de Mako (Dia et al., 1997)
Figure 7: Schéma lithostratigraphique du Supergroupe de Mako (Ngom et al., 2011)
Figure 8: Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba et récapitulation de quelques âges géochronologiques obtenus sur les différentes formations (d'après Pons et al., 1992, modifiée).
Figure 9: Modèle lithostructural du Supergroupe de Dialé-Daléma (Milési et al., 1989).
Figure 10: Schéma lithostratigraphique du Supergroupe de DIalé-Daléma (Ngom et al., 2011)
Figure 11: Esquisse géologique du Sénégal Oriental avec les principaux indices minéralisés (d'après Bassot (1966) et Bassot et Caen-Vachette (1984), modifiée).
Figure 12: Géologie du district ferrifère de la Falémé (d'après Witschard, 1966 ; Sustrac, 1984 ; Schwartz et Melcher, 2004, modifiée).
Figure 13: (a) Granodiorite à enclaves basiques avec des fentes de tension en échelon. (b) Métabasalte en pillow-lavas affecté par une shear zone. (c) Granite rose de Niéméniké. (d) Granodiorite de la bananeraie avec des plis ptygmatiques et des enclaves basiques.
Figure 14: (a) Tufs rhyolitiques déformés dans la shear zone de Mako. (b) Métabasalte à pillow-lavas déformés. (c) Colline de roches ultrabasiques. (c) Matagabbro à texture en spinifex.
Figure 15: Tufs andésitiques de la shear zone de Bafoundou. (b) Métabasaltes à pistules de "quartz".
Figure 16: (a) Marbres à assises silico-graphiteuses de Bandafassi montrant des cristaux de scapolites (1), des plis disharmoniques (2) et des sills de dolérite du Primaire. (b) Contact entre les formations du Néoprotérozoïque et du Birimien marqué par des chevauchements et le conglomérat de base.
Figure 17: (a) Phacochères à l'entrée du parc National Niokolo-Koba sur la route de Kédougou. (b)Chutes d'eau de la cascade de Dindéfelo à 30 Km à l'Ouest de Kédougou. (c) Convoi du Département de géologie pour une mission de terrain à Kédougou.

I- OBJECTIF ET PROGRAMME DE L'EXCURSION

1.1- Objectif général

L'excursion se déroule du **7 au 10 Décembre 2016** dans la région de Kédougou, qui constitue la seule province birimienne du Sénégal.

L'objectif est de permettre aux participants en compagnie de spécialistes, de :

- découvrir une grande variété de faciès géologiques du Birimien,

- d'étudier quelques affleurements clés pour la compréhension de la lithologie et de la géodynamique en relation avec les minéralisations des formations birimiennes

- de visiter (peu probable) les chutes de Dindéfelo.

NB : La visite du parc National Niokolo-Koba est annulée compte tenu de l'état des pistes et de la couverture végétale au mois de Décembre. Toutefois ceux qui désirent visiter les animaux tropicaux, le parc de Hann à Dakar présente en cave presque toutes les espèces du Sénégal.

1.2- Programme

7 Décembre 2016

6h00 : Départ de Dakar
12h00 : Arrivée à Kaolack (Pause déjeuner de 30 mn)
19h30 : Arrivée à Mako (Campement)

8 Décembre 2016

7h: Départ de Mako

Station 1 : *Basaltes en pillow-lavas de Badian (7-8h30)*
Station 2 : *UB Manssarintana, gabbros, andésites, dolérites, tufs andésitiques, tufs rhyolitiques, (8h30- 11h30)*
Station 3 : *Carrière de basaltes de Mako (12h-13h)*
- Pause déjeuner (13-14h30)
Station 4 *: Granodiorite, gabbro et shear zone de Andar (14h30-16h)*
Station 5 : *Granodiorite bananeraie, granite et rhyolite de Niéméniké (16h-17h)*
Station 6 : *Mine de Torogold (17h-18h)*

9 Décembre 2016

Départ 6h30 arrivée 7h30

Station 7 : *Contact Birimien Néoprotérozoïque à Landiéné (7h30-10h)*
Station 8 : *Bandafassi- Calcaires à assises siliceux, et sills de dolérite du Paléozoïque dont le métamorphisme thermique occasionne la formation de scapolite sur le calcaire. Déformation : plissement disharmonique (10h-11h)*
Station 9 : *Calcaire conglomératique d'Ibel, filons de dolérite et de lamprophyre du paléozoïque Déformation : Plissement dysharmonique, déformation des filons, cisaillement (11h-13h)*
- Pause déjeuner (13-14h30)
Station 10 : *(Peu probable) Visite des chutes de Dindéfelo (14h30-17h) ou visite de Kédougou*

17h: Retour à Mako

10 Décembre 2016

6h30: Petit déjeuner et Retour sur Dakar
12h30: Déjeuner à Kougueul
20h30: Arrivée à Dakar

II- PRESENTATION DE LA REGION DE KEDOUGOU

La région de Kédougou se trouve au Sud-Est du Sénégal à environ 800 km de la région de Dakar (Figure 1). L'itinéraire à suivre durant l'excursion est indiqué dans le programme et sur la figure 1.

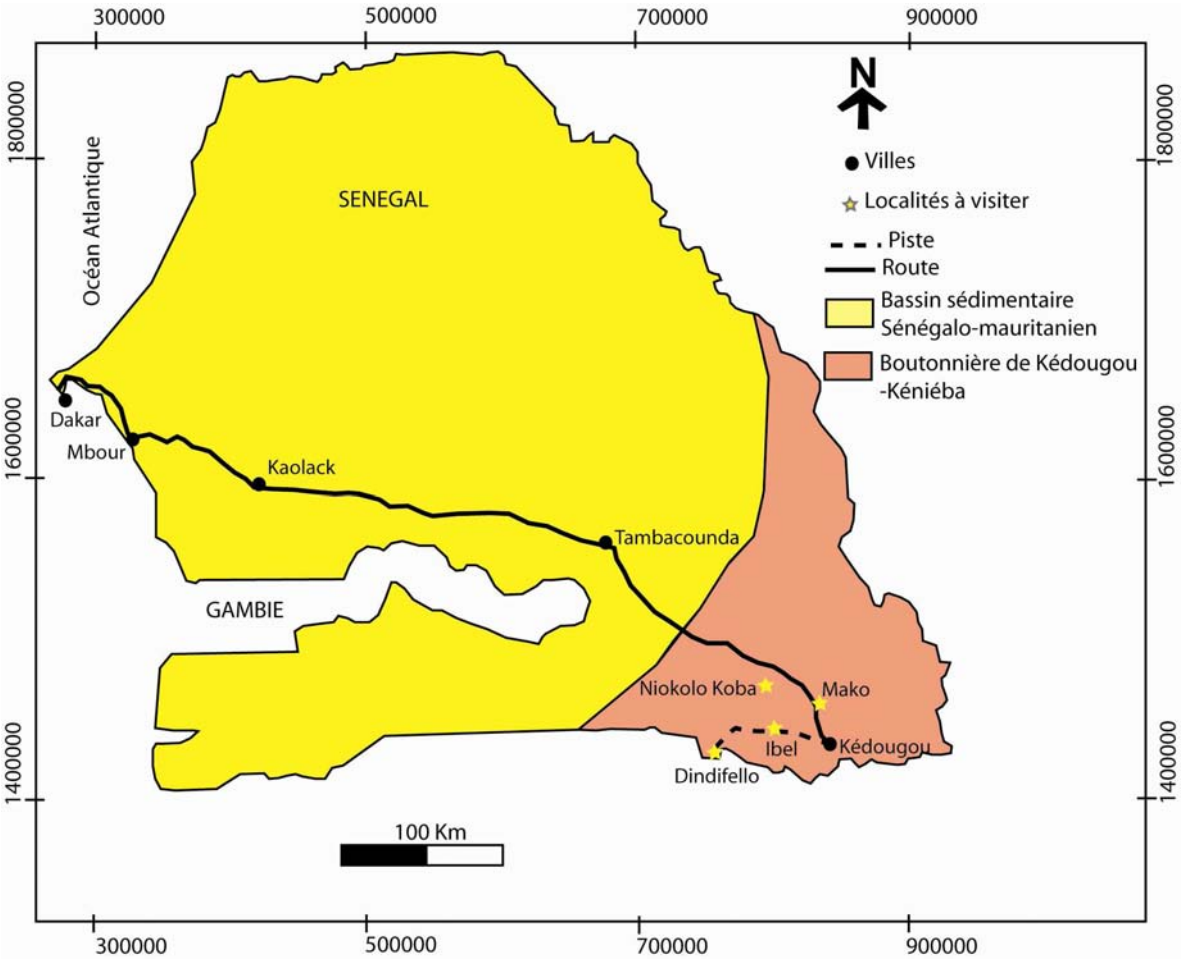

Figure 1 : Carte de localisation des sites à visiter durant l'excursion dans le Sénégal.

Le climat est de type soudano-sahélien avec une saison pluvieuse qui dure 5 à 6 mois et qui s'étend de mai à octobre et une saison sèche durant le reste de l'année. L'amplitude thermique est assez importante avec des températures oscillant entre 25°C et 35°C en saison humide et pouvant atteindre 40°C en saison sèche. Au mois de **Décembre** les températures tournent autour **26-27°C**.

La région de Kédougou présente une morphologie accidentée. La région est couverte d'importantes cuirasses latéritiques et est traversée par la rivière Gambie. Elle est parcourue d'un réseau dense de cours d'eau temporaires qui lui confère un relief particulier, morcelé en

plateaux par des thalwegs abrupts, rendant parfois malaisé tout accès et difficile l'ouverture de voies de communication.

Le Parc National du Niokolo-Koba (PNNK) espace protégé et classé patrimoine de l'humanité par l'UNESCO, renferme un grand nombre d'espèces sauvages avec notamment des lions, des panthères, des hyènes, des buffles noirs, des hippopotames dans le fleuve Gambie, des Lycaons mais aussi de nombreuses antilopes (Elan de Derby, Cobes de Buffon, etc.). La Réserve Nationale Communautaire de Dindéfelo présente des conditions encourageant pour la conservation d'espèces des deux règnes. Elle renferme par ailleurs la Cascade qui attire de nombreux visiteurs.

La végétation est celle de la savane dominée par des arbres et des arbustes surplombant un tapis de grandes herbes.

Les principales ethnies sont le Mandingue, le Malinké et le Peulh. Leurs activités économiques tournent surtout autour de l'orpaillage, de l'élevage et l'agriculture pluviale à base de maïs, de mil et de coton. L'orpaillage reste la principale activité en saison sèche.

2.1- Contexte géologique des formations birimiennes de la région de Kédougou

L'Afrique de l'Ouest est constituée d'un socle granitisé et métamorphisé, stabilisé définitivement vers 1700 Ma (Rocci, 1965): le Craton Ouest africain (COA). Celui-ci est surmonté d'une couverture sédimentaire horizontale, d'âge précambrien supérieur à carbonifère et s'entoure de zones mobiles liées aux orogenèses panafricaines à l'Est, panafricaine et hercynienne à l'Ouest. Des bassins sédimentaires d'âge mésozoïque à cénozoïque sont discordants sur les zones mobiles et sur le craton (Figure 1).

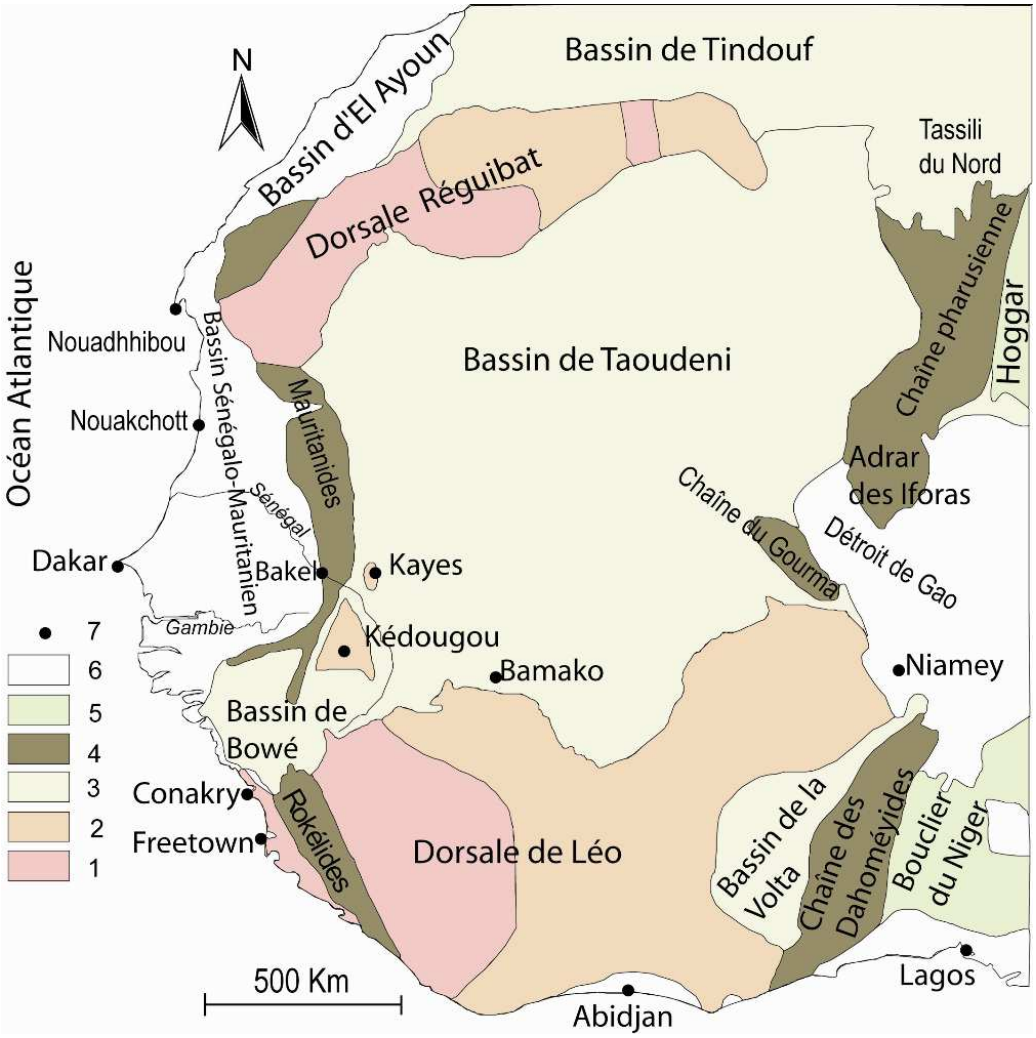

Figure 2 : Carte géologique de l'Afrique de l'Ouest (d'après Trompette 1973, modifiée). 1 : Archéen ; 2 : Birimien ; 3 : Bassins paléozoïques englobant localement le Précambrien supérieur ; 4 : Zones mobiles ; 5 : Terrains post-néoprotérozoïques ; 6 : Terrains post-paléozoïques ; 7 : villes.

2.1.1- Le socle

Le socle du COA affleure dans les dorsales Réguibat et de Léo, respectivement au Nord et au Sud, ainsi que dans les boutonnières de Kédougou-Kéniéba et de Kayes au centre. Chaque dorsale est constituée de formations d'âge paléoprotérozoïque (birimien) à l'Est et archéen à l'Ouest, séparées en général par des contacts tectoniques majeurs. Les boutonnières, sont constituées uniquement de formations d'âge paléoprotérozoïque.

Les formations archéennes sont affectées par l'orogenèse léonienne, datée entre 2.9 et 2.7 Ga (Barrère, 1967 ; Vachette et al., 1973 ; Beckinsale et al., 1980), puis par l'orogenèse libérienne datée entre 2.7 et 2.5 Ga (Barrère, 1967 ; Vachette et al., 1973 ; Camil et al., 1984). Les formations birimiennes ou paléoprotérozoïques sont affectées par l'orogenèse éburnéenne intervenant entre 2.3 et 2.0 Ga (Bassot et al., 1963, 1983 ; Feybesse et al., 1989 ; Liégeois et al., 1991).

2.1.2- La couverture sédimentaire protérozoïque supérieur à paléozoïque

La couverture sédimentaire protérozoïque supérieur à paléozoïque du COA est formée essentiellement par les bassins de Tindouf au Nord, de Taoudéni au Centre et de Bové au Sud. Son épaisseur totale ne dépasse pas 6000 m. Ces formations sédimentaires ont été bien caractérisées à plusieurs endroits de la région Ouest africaine (Villeneuve, 2006). Dans l'Adrar en Mauritanie, Trompette (1973) a établi une séquence lithostratigraphique de référence avec quatre Supergroupes séparés par des discordances.

Au Sénégal oriental, la couverture sédimentaire protérozoïque supérieur à paléozoïque est constituée par des sédiments non plissés du bassin de Madina Kouta (Sud de Kédougou). Les travaux de Bassot (1966), Villeneuve (1984), Culver (1991, 1994) et Culver et Hunt (1991) subdivisent ces formations sédimentaires en deux Supergroupes séparés par la tillite éocambrienne datée en Mauritanie entre 630 et 610 Ma (Le Métour et al., 2004).

Le Supergroupe de Ségou-Madina Kouta, épais d'environ 1000 m avec des sédiments d'âge néoprotérozoïque, postérieur à 1020 Ma (Bassot et al., 1963), comprend les groupes de Ségou et de Madina Kouta.

Le groupe de Ségou discordant sur le socle, comprend de bas en haut : (1) la formation de Pélel constituée de conglomérats et siltites calcaires à intercalations gréseuses ; (2) la formation de Dindéfelo formée de grès à lits silteux.

Le groupe de Madina Kouta, transgressif sur celui de Ségou et localement sur le socle, comprend les formations de Fongolembi (siltites, grès et carbonates), puis de Kanta (grès essentiellement) et de Dira (siltites, grès et carbonates fortement altérés).

Le Supergroupe de Mali comprend des formations d'âge éocambrien et paléozoïque inférieur qui reposent en discordance de ravinement sur la formation de Pélel par l'intermédiaire de la tillite. Il comprend les formations de Hassanah Diallo et de Nandoumari.

La formation de Hassanah Diallo repose en discordance de ravinement sur celle de Pélel. Elle est formée par un conglomérat de base intercalé de lits pélitiques et de bancs de grès (membre de Pélel). Celui-ci est surmonté par des siltites à intercalations de grès et des grès feldspathique à stromatolithes (membre de Diagoma).

La formation de Nandoumari comprend des quartzarénites (membre de Tanagué) surmontées de dolomie parfois calcaire à stromatolithes et contenant des gastéropodes et échinodermes du Cambrien inférieur à moyen (membre de Bowal). Des siltites et silexites renfermant de nombreux microfossiles (foraminifères agglutinés) d'âge cambrien inférieur à moyen (membre de Fougon), constituent le toit de cette formation. Des sills et filons de dolérite se sont mis en place ultérieurement entre le Carbonifère et le Jurassique.

La couverture sédimentaire protérozoïque supérieur à paléozoïque est en partie recouverte en discordance par les formations sédimentaires d'âge secondaire–tertiaire du bassin sénégalo-mauritanien.

2.1.3- Le bassin côtier sénégalo-mauritanien

Le bassin du Sénégal est constitué de terrains mésozoïques et cénozoïques tabulaires discordants sur les formations géologiques les plus anciennes (Spengler et al., 1966). Très minces à l'Est, mais s'épaississant vers la côte atlantique pour atteindre plus de 10000 m, ces terrains sont recouverts en grande partie par un faciès d'altération du Cénozoïque (Tessier et al., 1975). Les affleurements les plus anciens appartiennent au Sénonien et au Paléogène.

2.1.4- Les zones mobiles du Craton Ouest africain

C'est un ensemble de chaînes orogéniques panafricaine et hercynienne ceinturant le COA vers lequel elles sont déversées. Les chaînes liées à l'orogenèse panafricaine sont (Figures 1, 2): l'Anti-Atlas au Nord (Leblanc, 1976 ; Leblanc et Lancelot, 1980), les chaînes pharusienne (Caby, 1970 ; Bertrand et Caby, 1977), de l'Adrar des Iforas (Caby, 1978), du Gourma et des Dahoméyides (Affaton, 1975 ; Trompette, 1979) à l'Est et les chaînes des Bassarides et des Rokélides au Sud Ouest (Villeneuve, 1984). La chaîne liée à l'orogenèse hercynienne est celle des Mauritanides qui forme sur la bordure occidentale du craton une bande sigmoïde, grossièrement allongée N-S depuis le Sud du Maroc jusqu'en Guinée Bissao, sur une largeur d'environ 1500 km (Sougy, 1962 ; Le Page, 1983 ; Dia 1984 ; Villeneuve et al., 2006).

2.1.5- Les zones mobiles du Sénégal

Elles correspondent à une bande de roches métamorphiques et sédimentaires allongées SW-NE à NS séparant les formations tertiaire et secondaire du bassin sénégalo-mauritanien aux formations paléoprotérozoïques (birimiennes) de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Figure 2). Bassot (1963) y distingue d'Est en Ouest quatre séries: Falémé, Bakel, Bassaris, Youkounkou et Koulountou (Figure 3). Les séries de la Falémé et de Youkounkoun sont contemporaines au Supergroupe de Mali, mais déposées dans un milieu orogéniquement actif ou parautochtone.

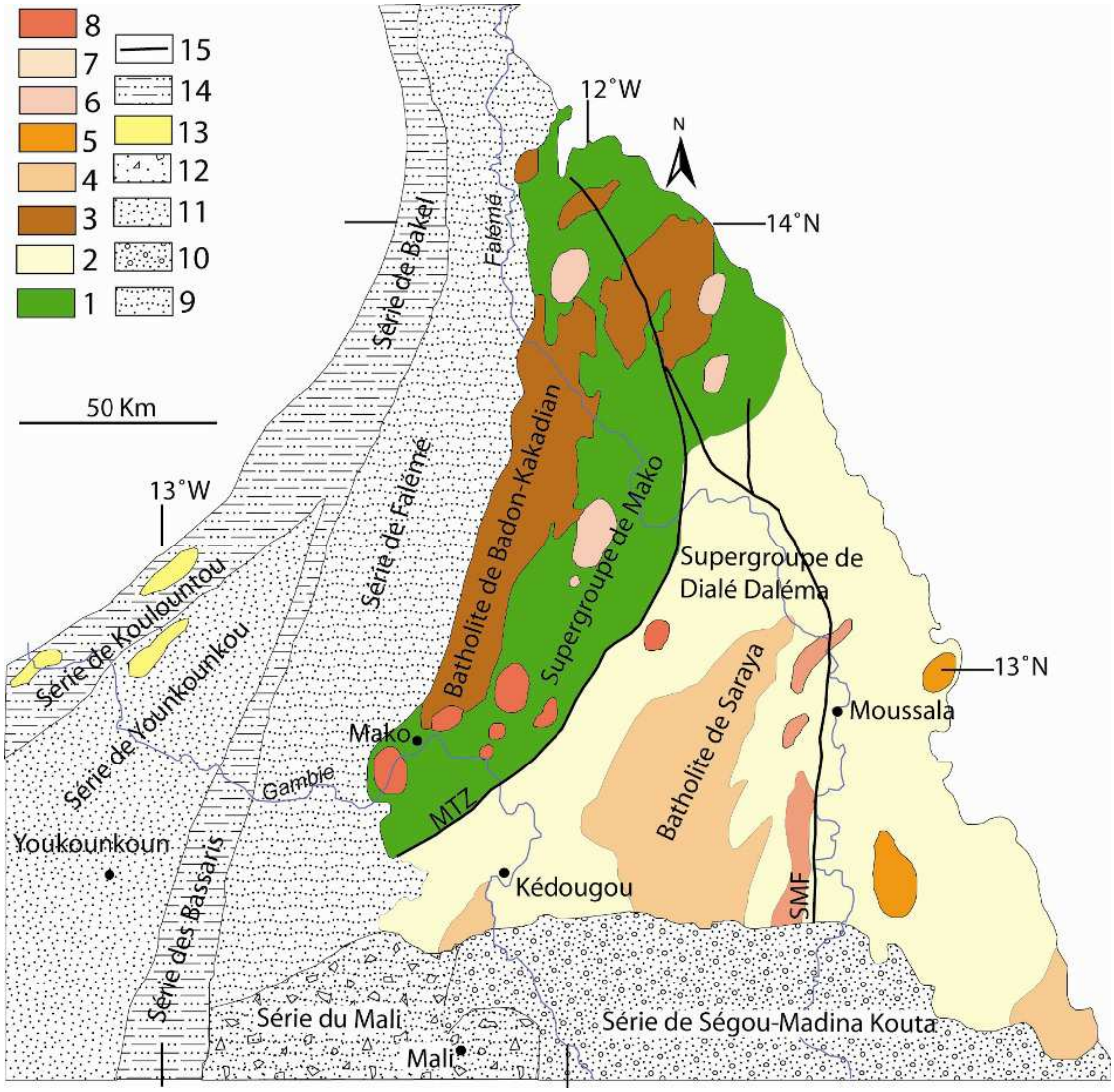

Figure 3: Répartition des grandes séries du Birimien et des Mauritanides (d'après Bassot (1966), modifiée). (1) Supergroupe de Mako, (2) Supergroupe de Dialé-Daléma, (3) Batholite de Badon-Kakadian, (4) Batholite de Saraya, (5) Granitoïde de Gamaye, (6) Granitoïde de Boboti, (7) Granitoïde de type Diombaloye, (8) Granitoïde de type Bondoukou, (9) Série de Falémé, (10) Série de Ségou-Madina kouta, (11) Série de Younkounkou, (12) Série du Mali, (13) Granitoïde du Niokolo Koba, (14) Série de Bakel, (15) Zone de cisaillement. MTZ : Zone transcurente majeure ; SMF : Accident Sénégalo-Malien.

III- LES FORMATIONS BIRIMIENNES DU CRATON OUEST AFRICAIN

C'est dans la rivière Birim au Ghana que les formations birimiennes furent définies par Kitson (1928). Elles sont constituées de terrains volcaniques et sédimentaires dont la succession lithologique est diversement interprétée à travers le COA. Ainsi au Ghana, Junner (1940) distingue un Birimien inférieur à dominante sédimentaire et un Birimien supérieur à dominante volcanique (Kesse, 1986) associée ou surmontée en discordance par les formations fluvio-deltaïques du Tarkwaien (Kesse, 1985). Cette même succession lithologique sera reconnue dans les formations birimiennes du sillon de Fétékoro en Côte d'Ivoire (Lemoine et

al., 1986) et dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Milési et al., 1986 ; Ledru et al., 1989). Pour ces auteurs, le Birimien inférieur (B_1) essentiellement sédimentaire, est individualisé par une tectonique tangentielle éburnéenne (D_1), en revanche le Birimien supérieur (B_2) à dominante volcanique, est postérieur à la D_1, et est affecté par des tectoniques transcurrentes éburnéennes D_2 et D_3. Cette première conception lithologique du Birimien sera inversée par la plupart des auteurs ayant travaillé en Côte d'Ivoire et au Sénégal (Bassot, 1963 ; Tagini, 1971 ; Ngom, 1885 ; Dia, 1988). Ces auteurs placent plutôt les sédiments en position inférieure. Ainsi, pour le Birimien de Côte d'Ivoire, Vidal et al. (1996) et Pouclet et al. (1996) distinguent un épisode volcanique tholéiitique majeur plus ou moins accompagné de sédiments et suivi d'une période de sédimentation détritique comprenant à sa base une activité volcanique calco-alcaline. Dans le Supergroupe de Mako de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (BKK), Sylla et Ngom (1997) et Diallo (2001) distinguent d'abord des métabasaltes associés à des volcanoclastites basiques suivies de microdiorites quartzites. Ils sont surmontés par des dépôts de cherts et jaspes rubanés à niveaux siliceux et pélitiques. La séquence se termine par la mise en place du volcanisme acide.

Une hypothèse intermédiaire, consistant à une variation latérale entre faciès volcaniques et sédimentaires, a été proposée dans le Birimien du Ghana par Leube et al. (1990).

3.1- LES FORMATIONS BIRIMIENNES DE LA BOUTONNIÈRE DE KÉDOUGOU-KÉNIÉBA (BKK) : LITHOLOGIE, GÉOCHIMIE ET GÉOCHRONOLOGIE

La Boutonnière de Kédougou-Kéniéba (BKK) s'étend sur une superficie d'environ 15000 km^2 (Figure 4) et est limitée à l'Ouest par la ceinture hercynienne des Mauritanides et leur prolongement au Sud Est (Bassarides). Elle est recouverte au Nord et à l'Est par les formations néoprotérozoïques et paléozoïques du bassin de Taoudéni. A l'Ouest et au Sud, la boutonnière est recouverte en discordance par les sédiments méso à néoprotérozoïques de la Falémé et du bassin de Ségou-Madina- Kouta.

Bassot (1987) subdivise les formations birimiennes (paléoprotérozoïques) de la BKK en deux Supergroupes, séparés par un important accident tectonique, la MTZ (Main Transcurrent Zone): le Supergroupe de Mako à l'Ouest et celui de Dialé-Daléma à l'Est (fi5). Les formations birimiennes de ces deux Supergroupes sont traversées par plusieurs générations de granitoïdes répartis dans deux batholites: Badon-Kakadian et Saraya, intrusifs respectivement dans les Supergroupes de Mako et de Dialé-Daléma (Bassot, 1987).

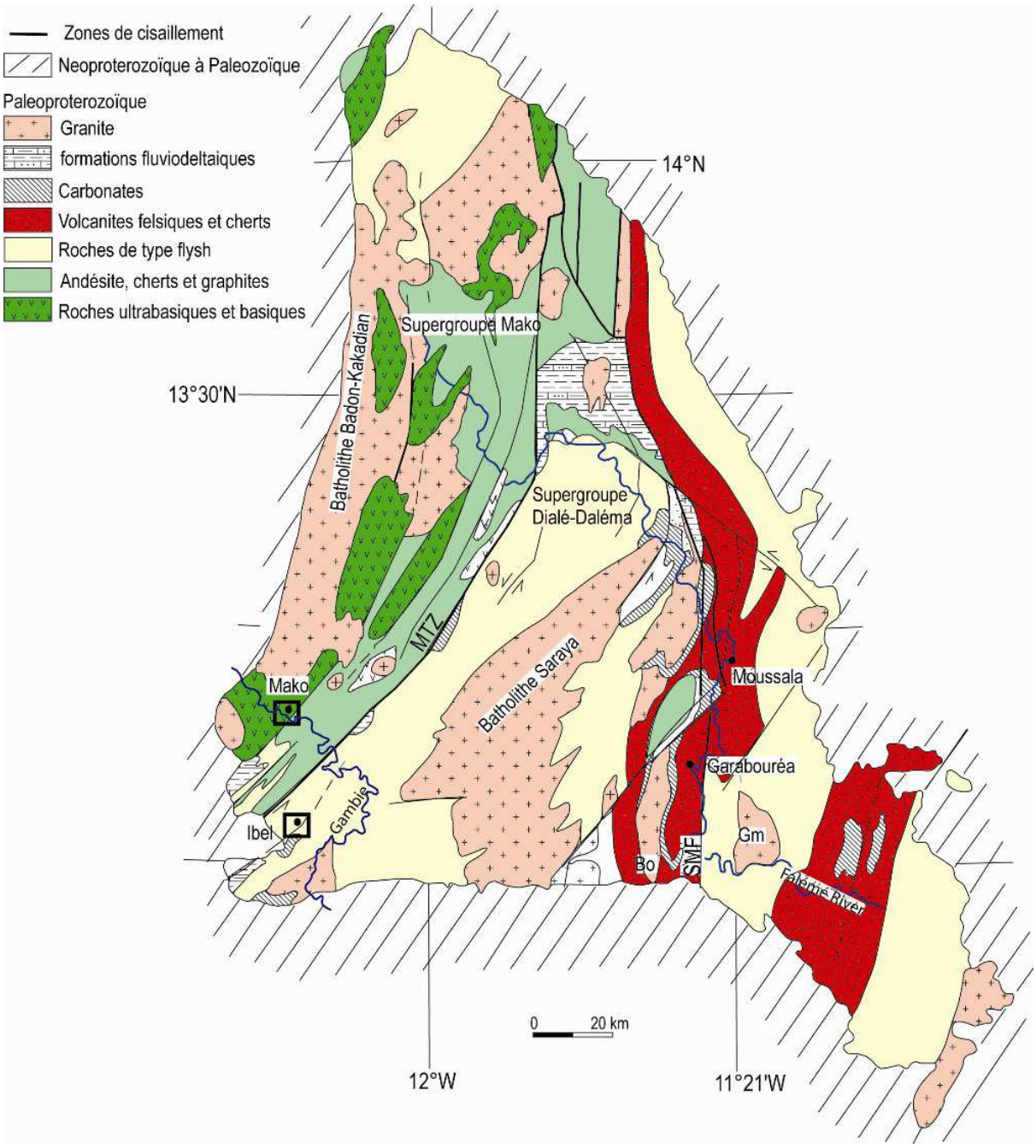

Figure 4: Carte géologique de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (d'après Pons et al., 1992, modifiée par Dabo et al., 2015). Gm : Granite de Gamaye. MTZ : Zone transcurente majeure ; SMF : Accident Sénégalo-Malien. Encadrés : zones à visiter durant l'excursion.

Un nouveau découpage des formations birimiennes de la BKK a été récemment proposé par Théveniaut et al. (2010) qui considèrent les deux Supergroupes précédents (Mako et Dialé-Daléma) comme des groupes constituant un seul Supergroupe Birimien daté au Rhyacien (2300 à 1600 Ma). Ainsi, ils distinguent :

- Le groupe de Mako à la base, est d'âge entre de 2.20 à 2.17 Ga.

- Le groupe de Dialé-Daléma à la partie supérieure, montre des âges variant entre 2140 Ma et 2100 Ma.

A ces deux groupes sont associés trois suites plutoniques qui viennent recoupées les formations birimiennes : la suite de Sandikounda-Soukouta (2170 à 2140 Ma), la suite de Saraya (2100 et 2060 Ma), et la suite de Boboti (2080 à 2060 Ma).

3.1.1- Le Supergroupe de Mako

Le Supergroupe de Mako forme la partie occidentale de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba.

Les formations birimiennes de Mako

Elles sont représentées par d'importantes coulées de basaltes en coussin associées à des sills et des dykes de péridopyroxénites ou de gabbro (Ngom, 1985). Les coulées sont inter-stratifiées avec les formations pyroclastiques et sédimentaires (grauwackes, grés, pélites, quartzites, schistes et calcaires). Ces dernières abondent dans la partie supérieure où elles sont associées à un volcanisme andésitique d'aspect explosif (Bassot, 1966).

La base de ce groupe est formée d'un volcanisme bimodal avec des termes allant des ultrabasiques aux termes acides (Delor et al., 2010 ; Dabo et al., 2016). Les termes ultrabsaiques-basiques intermédiaires et acides affleurent clairement dans le secteur de Mako où ils sont traversés par différents granitoïdes éburnéens (Figure 5).

Le métamorphisme est généralement dans le faciès épizonal, ou mésozonal au contact des intrusions. Les faciès méso-catazonaux apparaissent dans le complexe amphibolo-gneissique de Sandikounda, datés par Pb/Pb entre 2194 Ma et 2200 Ma (Dia et al., 1997).

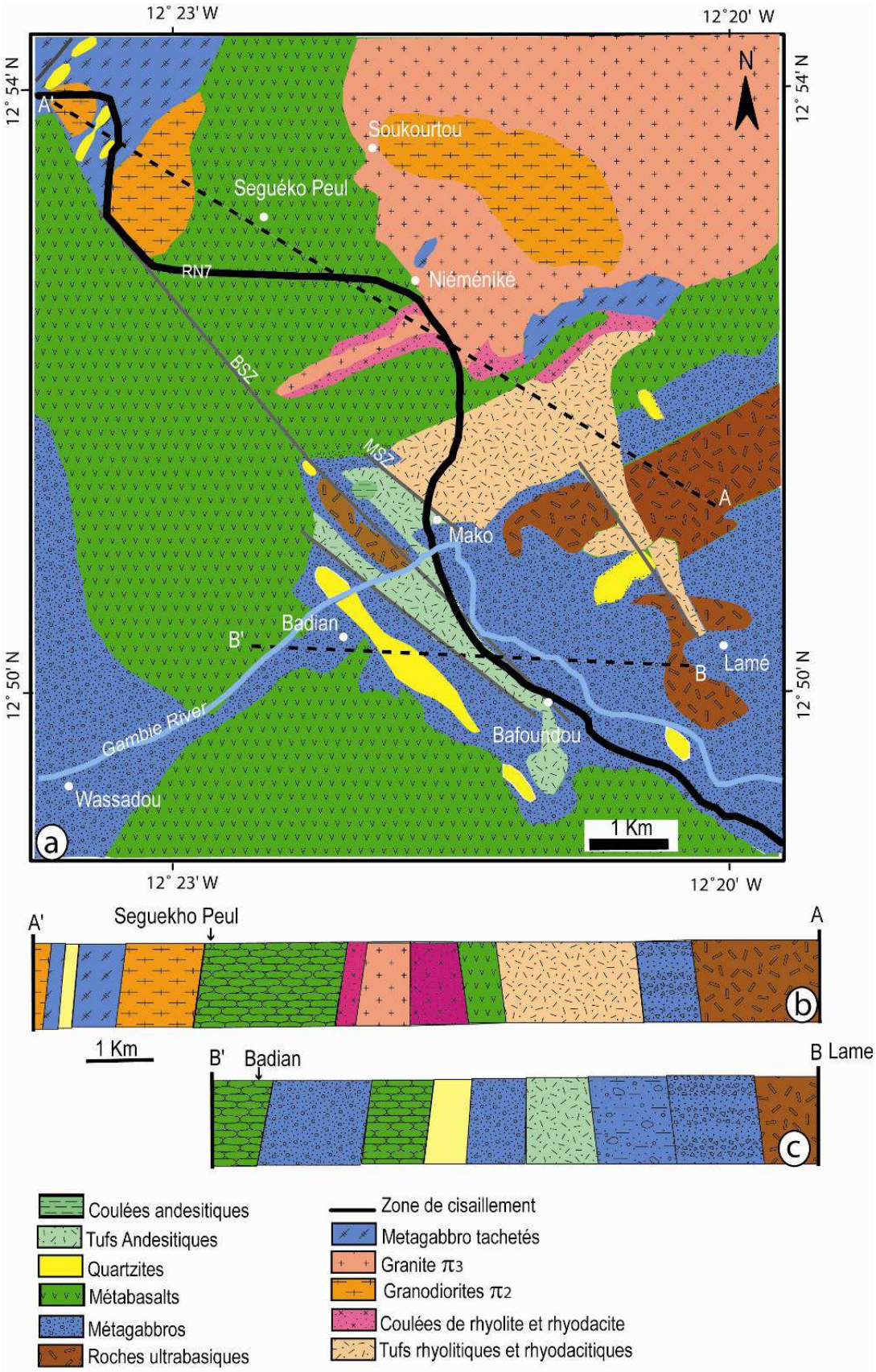

Figure 5 : Carte géologique du secteur de Mako (Dabo et al., 2016). MSZ : Zone de Cisaillement de Mako ; MSZ : Zone de Cisaillement de Bafoundou ; AA' et BB' : traits des coupes (b) et (c).

La lithologie des formations birimiennes dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba est diversement interprétée :

Dia (1988) puis Dia et al. (2008), distinguent au Nord de la BKK dans le secteur de Sandikounda-Laminia-Kaourou la succession suivante (Figure 6) :

(1) *un complexe volcano-plutonique* comprenant de la base vers le sommet : (i) un complexe amphibolo-gneissique, constitué d'amphibolites et de gneiss métamorphisés dans les faciès méso- à cata-zonaux, (ii) un complexe basique, formé de coulées de basaltes massives ou en coussins associées à des pyroclastites et à des faciès plutoniques à hypovolcaniques de dolérites, gabbros, pyroxénites et péridotites souvent disposés en sills et en filons, (iii) un complexe intermédiaire, composé de coulées d'andésites porphyriques alternant avec des agglomérats, tufs, brèches volcaniques et associés par endroit à de petits massifs de diorites, (iv) un complexe acide, constitué essentiellement de pyroclastiques (brèches, agglomérats, tufs rhyolitiques) associés à de rares coulées rhyodacitiques.
(2) *un complexe volcano-sédimentaire*, représenté par des tufs, agglomérats, grauwackes, cinérites, et constitués par des produits volcaniques montrant des structures typiques de sédimentation (granoclassement, stratification entrecroisée ou parallèle, etc.).
(3) *un complexe sédimentaire*, constitué de schistes sériciteux, schistes pélitiques, grès, grauwackes, conglomérats polygéniques, quartzites rubanés jaspoïdiques, rappelant parfois les turbidites des milieux océaniques.

Ngom et al. (2011) distinguent à la base du Birimien du Supergroupe de Mako (Figure 7) un complexe basique-ultrabasique composé de métabasaltes à pillow-lavas et de péridotites avec intercalations de jaspes, recoupés par des granitoïdes G1. La remontée des péridotites est associée à des couloirs de cisaillement. Il est suivi d'un complexe basique intermédiaire acide avec à la base des sédiments (conglomérats, calcaires) puis des métabasaltes massifs et des volcanites (rhyodacites, andésites, épiclastites et pyroclastites).
Sur le terrain, la succession lithologique originelle est perturbée par les événements tectoniques postérieurs (polyplissement, cisaillement) ce qui explique en partie, la diversité des modèles lithologiques proposés par les auteurs.

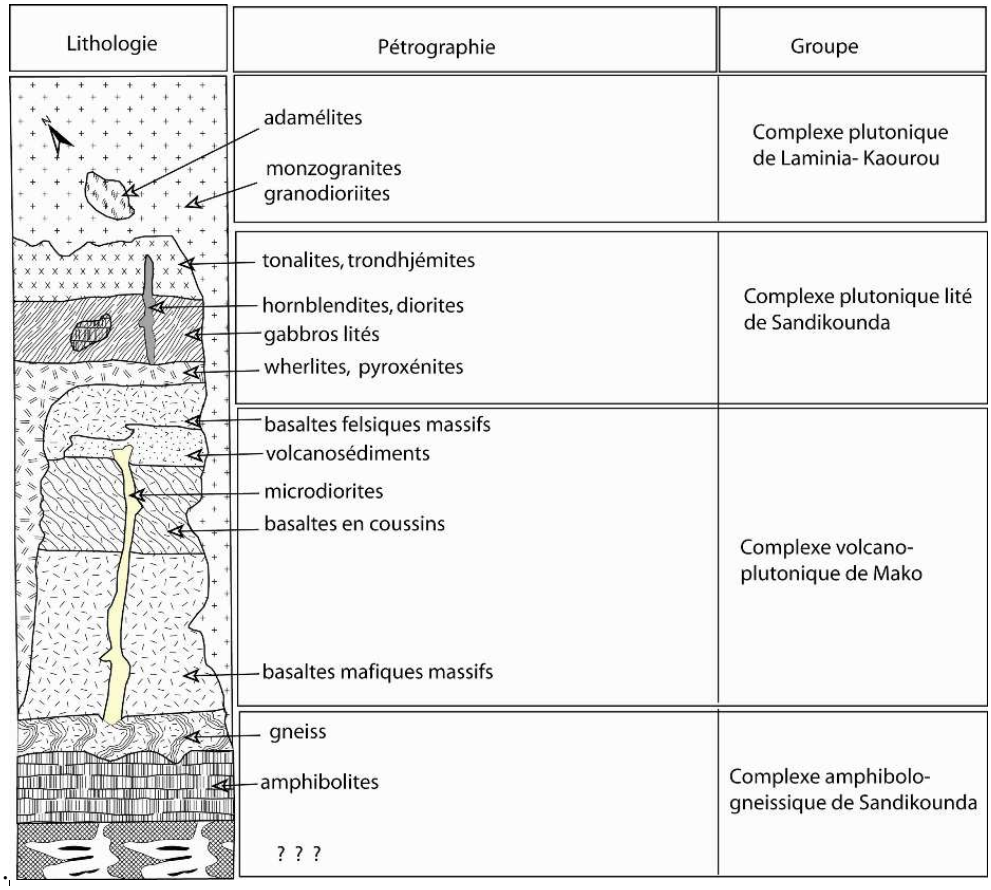

Figure 6: Modèle lithologique du Supergroupe de Mako (Dia et al., 1997).

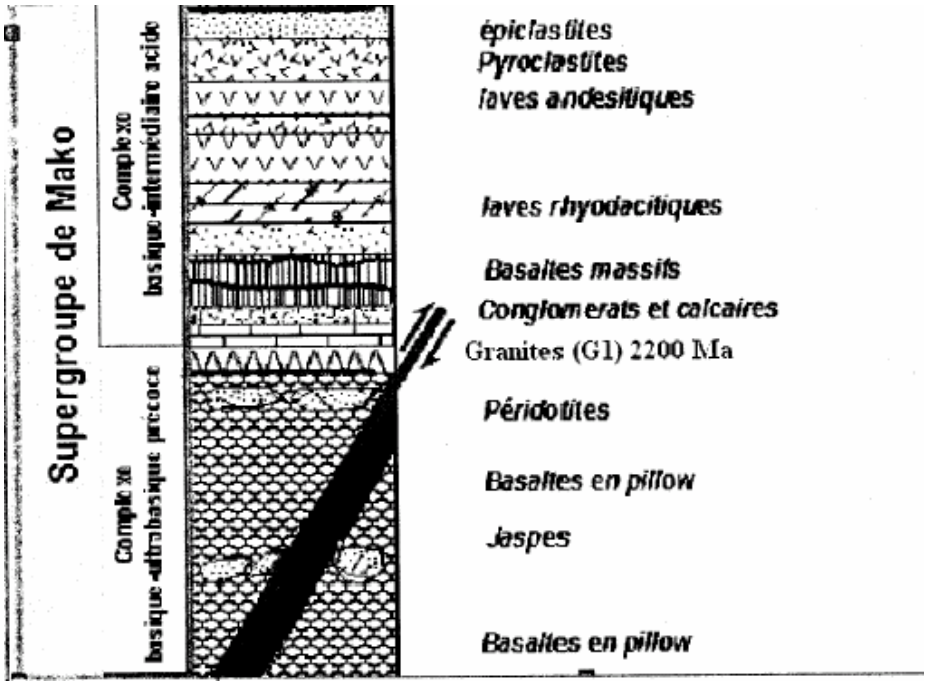

Figure 7: Schéma lithostratigraphique du Supergroupe de Mako (Ngom et al., 2011).

Par ailleurs, les formations du Supergroupe de Mako constituent l'encaissant de nombreuses intrusions plutoniques.

Les intrusions plutoniques

Les roches plutoniques du Supergroupe de Mako sont de composition et de génération différentes. L'ensemble de ces intrusions plutoniques d'âges et de composition variés constitue le Batholite de Badon-Kakadian (Bassot, 1963). Il s'agit d'associations magmatiques de péridotites-pyroxénites-hornblendites-gabbro-diorites-anorthosites, constituant un complexe plutonique lité. Ils ont été ensuite suivis de complexes granodioritiques à granitiques répartis en plusieurs massifs.

Le Complexe plutonique lité (Dioh et al., 1990 ; Dia et al., 1997) est un ensemble de formations caractérisé par l'existence d'un rubanement dû à l'alternance à des échelles variées (centimètres à décamètres) de lits mélanocrates, leucocrates et mésocrates.

Les ensembles granodioritiques (Dioh et al., 1990 ; Dia et al., 1997 ; Gueye et al., 2008) correspondent à des plutons à dominante granodioritiques, formés d'associations magmatiques allant des termes gabbroïques aux termes granitiques et comprenant des gabbro-diorites et tonalites.

Les travaux de Théveniaut et al. (2010) regroupent les granitoïdes du groupe de Mako dans la suite de Sandikounda-Soukouta datée entre 2170 et 2140 Ma.

Géochronologie

Les données géochronologiques obtenues sur les formations du Supergroupe de Mako ont permis de caler les âges radiométriques de certains faciès (Figure 8). Les gneiss du complexe amphibolo-gneissique ont donné des âges Pb/Pb entre 2194 et 2200 Ma (Dial et al., 1997). Ces mêmes auteurs ont obtenu sur les basaltes du complexe volcano-plutoniques basique de Mako, des âges Nd/Sm de 2187 Ma. Les andésites et volcanoclastes andésitiques de Mako donnent des âges Nb/Sm de 2063 Ma (Abouchami et al., 1990) et Pb/Pb de 2125 Ma (Diallo et al., 1993). Dans le complexe sédimentaire, les calcaires de Mako sont datés à 2150 Ma par méthode Pb/Pb (Diallo et al., 1993) et les grès de Kéniékénié-Bandi, à 2125 Ma par méthode Pb/Pb sur zircon (Boher et al.,1992). D'autres datations ont été réalisées, elles sont consignées dans le tableau 1 et sur la figure 8.

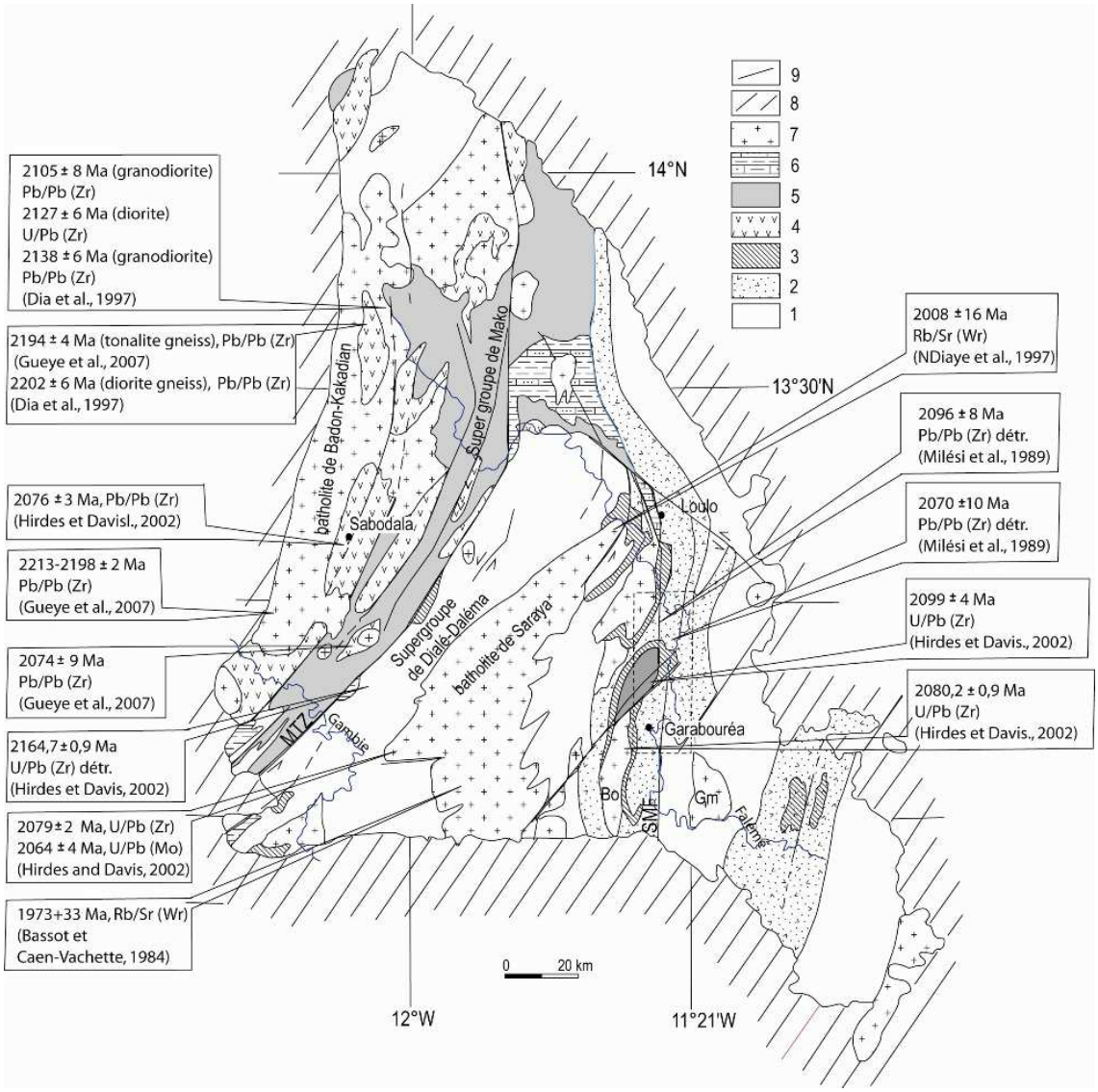

Figure 8 : Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba et récapitulation de quelques âges géochronologiques obtenus sur les différentes formations (d'après Pons et al., 1992, modifiée). (1) Flysh: Grès et argillite avec des niveaux graphitiques et conglomératique. (2) Volcano-sédiments et cherts. (3) Carbonates vulcanites acides. (4) Volcanisme basique et cherts. (5) Volcanisme Andésitique, cherts et graphitites. (6) Formations Fluvio-deltaiques : grès, conglomérats et argillites. (7) Batholite. (8) Formations protérozoïque supérieur à paléozoïque. (9) Zones de cisaillement. Bo: Boboti; Gm: Gamaye; Wr : roche totale.

Géochimie

Les différents travaux géochimiques réalisés sur les formations du Supergroupe de Mako (Dia, 1988 ; Diallo, 1994 ; Dioh, 1986 ; Ngom, 1985, 1995 Théveniaut et al., 2010) ont montré que le volcanisme est bimodal tholeiitique à l'Ouest et calco-alcalin à l'Est. Les termes ultrabasiques et basique sont d'affinité tholeiitique de type MORB (basalte de rides médio-océaniques), IAT (basaltes d'arcs insulaires) compatibles avec un environnement intraocéanique d'arcs insulaires (Dia, 1988 ; Diallo, 1994) ou de planchers océaniques (Abouchami et al., 1990 ; Boher et al., 1992).

Unités		Méthodes	Age (Ma)	Références
Granites à biotite (type bassin)				
	Batholite de Saraya	Rb-Sr (RT)	1973 ± 33	Bassot et Caen-Vachette, 1984
		Rb-Sr (RT)	2008 ± 35	Bassot et Caen-Vachette, 1984
		Rb-Sr (RT)	2008 ± 16	Ndiaye et al., 1997
		U-Pb (Zr)	2079 ± 2	Hirdes et Davis, 2002
		U-Pb (Mo)	2064 ± 4	Hirdes et Davis, 2002
		U-Pb (MZr)	2061±15 à 2103	Théveniaut et al., 2010
	Pluton de Gamaye	Rb-Sr (RT)	2045 ± 27	Bassot et Caen-Vachette, 1984
Granitoïdes à pyroxène				
	Pluton de Boboti	Rb-Sr (RT)	1989 ± 28	Bassot et Caen-Vachette, 1984
		Rb-Sr (RT)	2008 ± 16	Ndiaye et al., 1997
		U-Pb (Zr)	2080 ± 0.9	Hirdes et Davis, 2002
		U-Pb (MZr)	2082 ± 8	Théveniaut et al., 2010
	Pluton au Sud de Falémé	U-Pb (Zr)	2081.5± 1.1	Hirdes et Davis, 2002
Granitoïdes à Amphibole				
	Batholite de Kakadian	Rb-Sr (RT)	2199 ± 68	Bassot et Caen-Vachette, 1984
	Batholite au Nord de Badon	Pb-Pb (MZr)	2105 ± 8	Dia et al., 1997
		Pb-Pb (MZr)	2079 ± 6	Dia et al., 1997
		Pb-Pb (MZr)	2138 ± 6	Dia et al., 1997
		U-Pb (Zr)	2127 ± 6	Dia et al., 1997
		U-Pb (Zr)	2171	Théveniaut et al., 2010
	Pluton de Mamakono	U-Pb (Zr)	2076 ± 3	Hirdes et Davis, 2002
	Complexe plutonique lité (CPL)	Pb-Pb (MZr)	2158 ± 8	Dia et al., 1997
Supergroupe de Dialé-Daléma				
	Métasédiments	Pb-Pb (MZr)	2096 ± 8	Milési et al., 1989
		Pb-Pb (MZr)	2156 ± 10	Calvez et al., 1990
		U-Pb (Zr)	2164.7 ± 0.9	Hirdes et Davis, 2002
	Roche felsique	Pb-Pb (MZr)	2070 ± 10	Milési et al., 1989
		Pb-Pb (MZr)	2072 ± 9	Calvez et al., 1990
Supergroupe de Mako				
	Métavolcanites	Sm-Nd (RT)	2063 ± 41	Abouchami et al., 1990
Complexe amphibolito-gneissique de Sandikounda				
	Gneiss tonalitique	Pb-Pb (KZr)	2194 ± 4	Dia et al., 1997
	Gneiss dioritique	Pb-Pb (KZr)	2202 ± 6	Dia et al., 1997

Tableau 1 : Récapitulatif des quelques âges obtenus sur les formations birimiennes de la BKK et leurs intrusions plutoniques (cf Figure 8). Pb: plomb, Rb: rubidium, Sr: Strontium, U: uranium, RT: roche totale, Zr: zircon, MZr : monozircon.

Le magma ayant généré ces roches serait de source lherzolitique à spinelle (Ngom, 1995) ou en relation avec la fusion partielle d'une source mantellique évoluée, influencée par l'effet d'une plaque océanique subductée (Diallo, 1994). Les éléments en traces dans les roches volcaniques sous-marines sont conforment à ceux des basaltes de plateaux océaniques avec une source mantellique appauvrie, corroborée par les données isotopiques Nd/Sr (Ngom et al., 2010). Les termes volcano-sédimentaires se seraient formés dans un environnement de bassin d'arrière-arc (Diallo, 1994). Le volcanisme intermédiaire est d'affinité calco-alcaline, il est plus développé dans la partie orientale du Supergroupe de Mako (Dioh, 1995).

3.1.2- Le Supergroupe de Dialé-Daléma

Le Supergroupe de Dialé-Daléma constitue la partie orientale de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba, regroupant les anciennes séries du Dialé et de la Daléma, séparées par le batholite de Saraya (Bassot, 1966).

Il est constitué essentiellement par un ensemble sédimentaire d'âge compris entre 2096 ± 8 Ma à 2165 ± 1 Ma (Hirdes et Davis, 2002). A l'exception des carbonates qui occupent les parties basales de ce groupe, les roches sédimentaires rencontrées sont essentiellement détritiques (Théveniaut et al. 2010). L'ensemble sédimentaire est recoupé par un complexe volcanique et hypovolcanique calco-alcalin essentiellement andésitique (Bassot, 1987) datés à 2072 Ma (Milési et al., 1989). Le granitoïde à clinopyroxène, hornblende et biotite de Boboti puis le granite de Saraya se mettent en place autour de 2000 Ma (Bassot et Vachette, 1984) entraînant des skarnifications et une déstabilisation des paragenèses primaires dans l'encaissant volcanique et sédimentaire. Ces granitoïdes de Dialé-Daléma ont été rebaptisés suite de Saraya (2100 et 2060 Ma), et suite de Boboti (2080 à 2060 Ma) par Théveniaut et al. (2010).

En outre, des manifestations post-magmatiques d'albitisation et de tourmalinitisation affectent l'ensemble des formations du Supergroupe de Dialé-Daléma (Bassot, 1997).

L'ensemble sédimentaire

Les formations sédimentaires comprennent un groupe de base à caractère épicontinental tectoniquement instable, constitué par une alternance de quartzites, de pélites et de cipolins d'origine calcareuse ou calcaro-dolomitique. Le caractère épicontinental est souligné par la présence de structures sédimentaires telles que les figures de type "flazer" dans les cipolins, la stratification oblique ou entrecroisée, les micro-ravinements, les "slumps" et les microfailles syn-sédimentaires dans les dépôts détritiques (Bassot, 1987). Ce groupe de base aurait une

épaisseur d'environ 2000 m (Chtocolov et Korj, 1973) et se serait déposé dans un milieu qui évoque un rift ou un bassin d'arrière-arc (Bassot, 1997). Le complexe volcano-plutonique de la Daléma se met en place vers la fin de ce groupe de base.

Le groupe supérieur épais de 8000 à 10000 m, est détritique, formé de séquences de grès, de grauwakes et de pélites déposés dans un bassin subsident bordé de reliefs volcaniques et granitiques. L'environnement volcano-plutonique est souligné par la présence dans les grauwackes, de produits volcaniques et granitiques. Ce groupe supérieur serait postérieur à la mise en place du complexe volcano-plutonique dont il contient des éléments (Bassot, 1987).

Le complexe volcanique et hypovolcanique

Le complexe volcanique et hypovolcanique est constitué par les roches volcaniques, hypovolcaniques (Bassot, 1987 ; Dabo, 2011). Il forme un réseau de filons allongés NS concordant avec son encaissant sédimentaire sur environ 80 km de long et 10 à 20 km de large, le long de la rive occidentale de la Falémé. Les roches volcaniques et hypovolcaniques sont intermédiaires à acides. Les termes basiques sont très rares et se retrouvent en enclaves microgrenues dans les granitoïdes. Les roches volcaniques sont des pyroclastites, andésites, dacites, rhyodacites et rhyolites. Elles représenteraient la partie effusive des faciès microdioritiques. Les pyroclastites (agglomérats, brèches volcaniques, ± ignimbrite) sont connues à plusieurs endroits et sont parfois interstratifiées au sommet du groupe inférieur (Bassot, 1987). Elles sont principalement représentées sur la bordure orientale et localement au centre du complexe volcano-plutonique.

Les roches hypovolcaniques sont les plus importantes du système volcanique de la Daléma. Ils forment un véritable champ de filons (microdiorite, microgranodiorite, albitite) recoupant les termes sédimentaires ainsi que les faciès volcaniques.

Le complexe plutonique

Les termes plutoniques se rapportent aux granitoïdes de Boboti qui développent un important métamorphisme de contact dans leur encaissant sédimentaire, volcanique et hypovolcanique. Il ont fait l'objets de nombreuses études (Witchard, 1965 ; Bassot, 1966 ; Bassot et Cahen-Vachette, 1984 ; Ndiaye et al., 1997).

Les principaux faciès sont des granitoïdes à biotite, à amphibole, à pyroxène; à biotites et amphiboles et à biotites et muscovite. Les massifs de Saraya, Boboti et Gamaye sont les plus importantes intrusions granitiques du Supergroupe de Dialé-Daléma. Le massif de Saraya est une syénogranite à muscovite et biotite avec des enclaves sédimentaires fortement affectées

par le métamorphisme thermique. Le massif de Boboti est une granodiorite à pyroxène contenant de nombreuses enclaves (diorites, gabbros, métasédiments) (Aïfa et Dabo, 2015). Le massif de Gamaye est un granite à biotite. Ces massifs sont allongés suivant les directions NE-SW à NS et seraient syn- à tardi-tectoniques (Bassot, 1966). Ils sont associés à de petits massifs circonscrits, pétrographiquement voisins du massif de Mamakono dans le Supergroupe de Mako (Bassot, 1966).

Ces granites se situent essentiellement dans le champ du magmatisme calco-alcalin des zones de subduction (Delor et al., 2010).

Succession lithologique

Concernant la succession des différents termes, la colonne lithologique ci-dessous (Figure 9) a été établie dans le Supergroupe de Dialé-Daléma par Milési et al. (1989). Cette succession lithologique est presque similaire à celle proposée par Bassot (1987) dans les mêmes formations.

Ngom et al. (2011) proposent à la base les sédiments du bassin du Dialé (conglomérats, grauwackes, grès, pélites), surmontés par ceux de la Daléma (quartzites, shales, marbres, grauwackes, grès, pélites) avec des intercalations volcaniques (pyroclatites, laves andésitiques) (Figure 10).

Pour Delor et al. (2010), les formations carbonatées seraient à la base de ce groupe, surmontées par les termes détritiques.

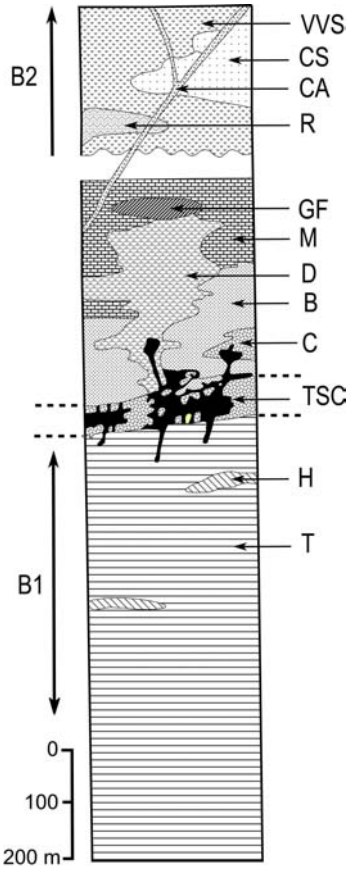

Figure 9 : Modèle lithostructural du Supergroupe de Dialé-Daléma (Milési et al., 1989). (CA) Complexe filonien calco-alcalin. (CS) Conglomérats et grès. (VVS) Volcano-sédiments. (R) Rhyolites. (GF) Granitoïdes et skarns (fer de la Falémé). (M) Calcaires (Marbres). (B) Sédiments fins (siltites, argilites noires, schistes). (C) Conglomérats. (D) Formation hypovolcanique et volcano-plutonique (avec épiclastites et pyroclastites). (CST) Grès conglomératiques à tourmaline. (H) Cherts. (T) Formation flyschoïde (flyschs, turbidites). (B_1) Birimien inférieur. (B_2) Birimien supérieur.

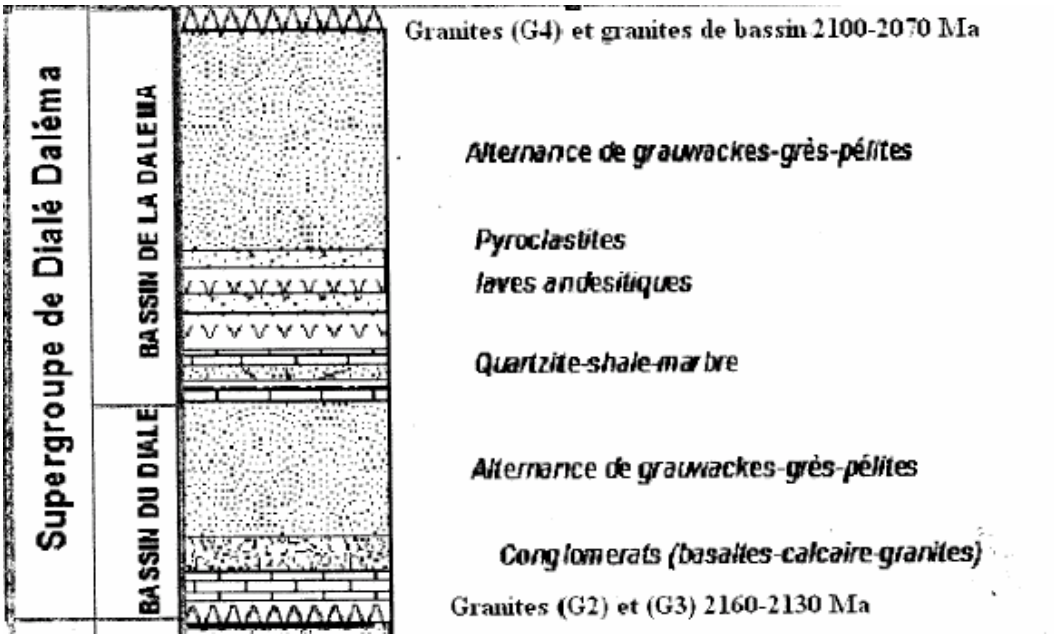

Figure 10 : Schéma lithostratigraphique du Supergroupe de Dialé-Daléma (Ngom et al., 2011).

Géochimie

Les roches volcaniques et hypovolcaniques de Dialé-Daléma montrent une affinité calco-alcaline des zones de subduction (Delor et al., 2010).

Pour Bassot (1987), la granodiorite de Boboti montre une pétrographie qui évolue entre celle d'une quartz-monzonite et celle d'une monzodiorite avec des termes extrêmes allant d'un gabbrodiorite à un granite calco-alcalin. La texture est plagidiomorphe et le clinopyroxène est presque toujours présent. Le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70326) indique une origine profonde et les zircons sont caractéristiques d'une lignée calco-alcaline ou même subalcaline. La granodiorite donne un âge Rb/Sr de 1989 ± 28 Ma (Bassot et Caen-Vachette, 1984) et le diagramme Rb/Sr-f (Sr) suggère une différenciation par cristallisation fractionnée. Pour l'auteur (Bassot, 1987), toutes ces données géochimiques militent en faveur d'une même lignée magmatique et un caractère calco-alcalin du complexe volcano-plutonique de la Daléma.

Pour Ndiaye et al. (1997), les granitoïdes de la Daléma sont potassiques, d'affinité calco-alcaline et proche des granitoïdes de type collision avec des valeurs en Yb_N faibles (1,82-9,4) et des rapports La_N/Yb_N élevés pouvant atteindre 137. Ils présentent un âge de 2008 ± 16 Ma et un rapport strontium initial (Sr_i) faible de l'ordre de 0,702, compatible avec une source mantellique. Leur protolithe serait d'origine mantellique au regard des valeurs ε_N supérieures à 1,2 des roches de la Daléma (Boher et al., 1992).

Géochronologie

Une datation U-Pb sur zircon indique un âge de mise en place de 2064±30 Ma des andésites (Delor et al., 2010).

Hirdes et Davis (2002) ont obtenu les âges U-Pb suivants sur les roches de Dialé-Daléma :

- 2099 ± 4 Ma (^{207}Pb-^{206}Pb sur zircon), pour l'éruption des coulées de roche acide (rhyolite) situées près du village de Betakili sur la Falémé;

- 2164.7 ± 0.9 Ma, ^{207}Pb-^{206}Pb sur des zircons détritiques récoltés dans les grès quartzo-argileux à 3 km au SSE de Kossanto ;

- 2081.5 ± 1.1 Ma (^{207}Pb-^{206}Pb sur zircon), pour la cristallisation des tonalites situées à 0,5 km au SE du village de Boto ;

- 2080.2 ± 0.9 Ma (^{207}Pb-^{206}Pb sur zircon) pour l'emplacement de la granodiorite située entre les villages de Nafadi et Boboti ;

- 2079 ± 2 Ma et 2064 ± 4 Ma (^{207}Pb-^{206}Pb sur monazite), respectivement sur l'emplacement et le métamorphisme du granite de Saraya près du village de Binbou.

Par ailleurs, les formation sédimentaires de Dialé-Daléma, notamment les calcaires (Badafassi-Ibel et Linguékhoto), ont données des âges de 2080 ± 20 Ma (Diallo et al., 1993).

3.2- Manifestations post-magmatiques

Les manifestations post-magmatiques consistent essentiellement à des épisodes de tourmalinitisation et d'albitisation qui affecteraient les formations du Supergroupe de Dialé-Daléma.

La tourmalinisation est responsable de la formation de tourmalinites dans le Supergroupe de Dialé-Daléma. Elle est très intense dans les roches sédimentaires où la tourmaline constitue l'essentiel du ciment des tufs, des conglomérats et des brèches. Elle est également disséminée dans les schistes, les micaschistes et dans les faciès tardifs des granites de Saraya et de Boboti ((Bassot, 1987 ; Dabo, 2011 ; Aïfa et Dabo, 2015). La tourmaline est essentiellement de type dravite (Cesbron et al., 1984; Ndiaye et Guillou, 1997), qui proviendrait de fluides hydrothermaux borés.

L'albitisation se manifeste par une forte teneur d'albite (70 à 90%) dans les roches, en rapport avec des processus complexes de transformation de minéraux primaires (plagioclases, pyroxènes) en cristaux d'albite. Ceux-ci sont disséminés dans les roches, ou forment des filonnets recoupant les différentes formations. L'albitisation est un phénomène tardif qui a affecté toutes les formations (sédimentaire, volcanique, plutonique, cornéenne). Cette albitisation a été drainée par des failles et diaclases de l'accident sénégalo-malien qui est ainsi jalonné par des filons d'albite et de roches albitisées (Bassot, 1987). Par ailleurs, l'albitisation aurait participé dans une certaine mesure à la genèse des gisements de fer de la Falémé (Bassot, 1997).

En dehors de l'albitisation, d'autres types de transformations minérales ont également affectées ces formations. Il s'agit essentiellement de la propyllitisation qui consiste en une recristallisation des minéraux primitifs laissant toutefois subsister des structures originelles: saussuritisation, chloritisation, biotisation, carbonatation, oxydation, etc. (Bassot, 1987 ; Ndiaye, 1994).

3.2- Volcanisme post-birimien de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba

Il se manifeste sous forme de filons de roches basiques recoupant les formations encaissantes. Les filons de dolérite sont décrits depuis longtemps dans le COA (Hubert, 1917 ; Dars, 1960 ; Lajoinie et Bonifas, 1961). Au Sénégal, les filons de roches basiques sont connus dans les formations secondaires et tertiaires du bassin sénégalo-mauritanien, ainsi que dans les formations paléozoïques et birimiennes du Sénégal oriental.

En effet, les formations birimiennes de Kédougou-Kéniéba et leurs batholites intrusifs ont été postérieurement recoupés par des filons de roches basiques. Ces filons ont fait l'objet de quelques études qui ont permis de caractériser leur pétrographie, géochimie et géochronologie (Bassot, 1966 ; Blot, 1980 ; Bassot et al., 1986 ; Théveniaut et al., 2010). Ces filons post-birimiennes sont orientées majoritairement NE-SW, parfois E-W et seraient en relation avec la tectonique cassante qui affecte la région à différentes périodes. Les âges K/Ar sur roche totale, obtenus pour ces filons de dolérite recoupant les formations birimiennes de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba, tournent entre 358±17 Ma et 1339±37 Ma (Blot, 1980 ; Bassot et al.,1986 ; Théveniaut et al., 2010).

IV- TECTONIQUE ÉBURNEENNE

4.1- Tectonique éburnéenne du Craton Ouest africain (COA)

L'organisation des formations birimiennes à l'échelle du COA résulte d'une évolution structurale polycyclique complexe (Bard, 1974) liée à l'orogenèse éburnéenne. Trois phases majeures successives de déformation éburnéenne ont été identifiées à l'échelle du COA (Milési et al., 1986 ; Ledru et al., 1988 ; Feybesse et al., 1989):

- La première phase (D_1) tangentielle intervient entre le dépôt d'un Birimien inférieur (B_1) sédimentaire et d'un Birimien supérieur (B_2) à dominante volcanique. Elle s'organise autour d'une zone de suture de direction WNW-ESE, résultant du charriage, dirigé globalement vers le Sud, du Paléoprotérozoïque sur l'Archéen. L'intensité de cette tectonique collisionnelle diminue lors que l'on s'éloigne de la bordure du socle archéen. Cette phase est pour l'essentiel responsable de l'organisation structurale du contact entre formations protérozoïques et archéennes du socle archéen de Kénéma-Man (Feybesse et al., 1989). L'hypothèse d'une phase (D_1) tangentielle n'est pas admise par d'autres auteurs qui soulignent une absence de structures de déformation tangentielle dans le Birimien de la dorsale de Man (Pons et al., 1995 ; Vidal et al., 1996 ; Kouamelan et al., 1997 ; Caby et al., 2000 ; Debat et al., 2003 ; Pitra et al., 2010, Théveniaut al., 2010). Ainsi, pour le Paléoprotérozoïque du COA, Vidal et al. (1996), Pouclet et al. (1996) et Delor et al. (2010)

ont proposé d'abandonner l'hypothèse d'une phase précoce de chevauchement affectant le Birimien. Ils proposent plutôt une déformation péri-plutonique ou gravitaire (Dg) et des mécanismes "archaïques" de l'Archéen marqués par des intrusions, des collages et des déplacements latéraux de blocs crustaux. Cette dernière hypothèse est proche de celle proposée par Vidal et al. (2010), Pitra et al. (2010) ; Lompo (2010) qui suggèrent une tectonique verticale de "sagduction" suivie par d'une tectonique horizontale dans des conditions de lithosphère paléoprotérozoïque "chaude et molle" (Cagnard et al., 2006).

- La deuxième phase (D_2) transcurrente est responsable de la formation de plis P_2 d'extension régionale et d'une première génération de décrochement NS à NE-SW le plus souvent senestre (Lemoine, 1982, 1988 ; Bassot et Dommanget, 1986 ; Ledru et al., 1988, 1989 ; Liégeois et al., 1989). Elle est localement chevauchante suivant des plans NE-SW notamment au Ghana (Milési et al., 1994) et au Sénégal (Dabo et Aïfa, 2010). Cette déformation est accompagnée d'une schistosité sub-verticale S_2 qui replisse la schistosité S_1 dans le Birimien inférieur. Cette phase tectonique est synchrone de la mise en place de plusieurs intrusions sur l'ensemble des terrains protérozoïques (Pons et al., 1992).
- La troisième phase tectonique (D_3) est également transcurrente à transtensive. Elle est marquée par des cisaillements majoritairement dextres reprenant les accidents D_2 et localement associés à une foliation S_3 et des plis P_3. Cette phase D_3 a été d'abord définie au Burkina Faso (Feybesse et al., 1989) puis reconnue en Guinée, au Sud du Mali, au Sénégal et aux confins du Ghana et de la Côte d'Ivoire (Ledru et al., 1988 ; Ouedraogo et Prost, 1986 ; Ouedraogo, 1987 ; Dommanget et Collart, 1988 ; Ledru et al., 1988 ; Feybesse et al., 1989 ; Dabo et Aïfa, 2011 ; Dabo et al., 2016). Au Burkina Faso, elle est caractérisée par un plissement accompagné de grandes zones de cisaillement souvent dextre. Celles-ci montrent entre autre une schistosité S_3 (N50° à N80°E), une linéation d'étirement SSW ou ESE à pendage variable et des structures rotationnelles (S/C, ombres de pression asymétrique) (Feybesse et al., 1989).

4.2- Tectonique éburnéenne de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba

Dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (BKK), les données lithostructurales et géochronologiques mettent également en évidence une évolution polycyclique au cours de l'orogenèse éburnéenne.

La première phase D_1 traduit un contexte tectonique tangentielle marquée par une schistosité S_0-S_1, NE-SW à NS synchrone d'un métamorphisme schiste vert et qui apparaît parallèlement

aux surfaces axiales des plis P_1 (Ledru et al., 1989). Cette déformation D_1 affecte uniquement les formations à dominante sédimentaire du Birimien inférieur B_1 et les métavolcanites et métasédiments du Supergroupe de Mako (Ledru et al., 1989).

La phase D_2 est transcurrente à transpressive dans la BKK, et est responsable à l'échelle régionale de grandes structures plicatives et d'une première génération de décrochement NS à NE-SW, le plus souvent senestre (Bassot et Dommanget, 1986 ; Ledru et al., 1989 ; Gueye et al., 2008 ; Dabo et al., 2010). Parmi ces décrochements, les plus connues sont : l'"Accident Sénégalo-Malienne" (ASM) (Bassot et Dommanget, 1986) et le système de failles de la "Zone Transcurrente Majeure" (MTZ) (in Ledru et al., 1991) qui sépare les Supergroupes de Mako et de Dialé-Daléma. Le fonctionnement de ces zones de cisaillement est synchrone de la mise en place, entre 2160 Ma et 2105 Ma (Dia et al., 1997), des granitoïdes dans les Supergroupes de Mako et Dialé-Daléma (Ledru et al., 1991 ; Pons et al., 1992 ; Hirdes et Davis, 2002).

Dans la BKK, la déformation D_3 est une transtension dextre caractérisée par une schistosité S_3 orientée N45° à N120°, associée à des zones de cisaillement essentiellement dextres et des plis en forme de "Z" (Dabo et Aïfa, 2011 ; Lawrence et al., 2013a)

Par ailleurs, les structures D_2 et D_3 constituent des pièges et des conduits favorables pour les fluides hydrothermaux minéralisés (Lawrence et al., 2013b ; Dabo et al., 2016).

V- LES MINERALISATIONS

5.1- Minéralisations aurifères du Craton Ouest africain

Les formations archéennes du COA renferment d'importants gisements de fer sous forme de quartzite ferrifère, appelés "Banded Iron Formations" (BIF). Les BIF sont associés à des ceintures de roches vertes et/ou des complexes basiques-ultrabasiques stratifiées qui contiennent de nombreux gîtes de Chrome (Guinée, Sierra Léone, Libéria) et de Nickel-Cobalt avec des traces de Platinum Group Elements (PGE) notamment à Biankouma en Côte d'Ivoire. Des minéralisations de Plomb, Molybdène, Etain et Wolfram sont également notées dans le domaine archéen du COA.

Quant aux formations birimiennes du COA, elles sont pauvres en BIF et présentent une gamme plus étendue de minéralisations (gisements de Zinc, Fer, Manganèse, Cuivre, etc.). Parmi les gisements du Protérozoïque inférieur du COA, l'or figure en bonne place. Selon Milési et al. (1989), les plus grands stocks d'or sont contenus dans l'ensemble sédimentaire (B_1), suivi des conglomérats tarkwaien, puis des formations volcano-plutoniques de l'ensemble B_2. Les granitoïdes ne contiennent qu'une infime partie du stock d'or.

Sur la base de la nature des roches encaissantes, du type de structure hôte, de la géométrie des corps minéralisés et des paragénèses, Milési et al. (1989) distinguent dans le Birimien, 7 principaux types de minéralisations aurifères:

- Type 1: minéralisations encaissées dans des turbidites tourmalinisées (Loulo au Mali) ;
- Type 2 : minéralisations à sulfures disséminées encaissées dans des roches volcaniques ou plutoniques (Yaouré en Côte d'Ivoire, Syama au Mali) ;
- Type 3: conglomérats aurifères (district de Tarkwa au Ghana) ;
- Type 4 : minéralisations discordantes à arsénopyrite (Ashanti au Ghana) ;
- Type 5 : minéralisations quartzeuses discordantes à or natif et sulfures :

polymétalliques (Poura au Burkina Faso, Kalana au Mali, Sabodala au Sénégal) ;

- Type 6 : placers alluviaux et éluviaux ;
- Type 7: gîtes latéritiques (Ity en Côte d'Ivoire).

Les types 6 et 7 sont des minéralisations secondaires alors que les cinq (5) premiers sont primaires.

Concernant le cycle métallogénique éburnéen, riche en or et en métaux de base, le nombre de phases métallogeniques de l'or en relation avec l'évolution tectonique éburnéenne est diversement interprétée. Trois phases (pre-D_1, syn-D_2/D_3 et post- D_2/D_3), deux phases (tardi-D_2 et tardi- D_3) ou une phase (tardi- D_3) métallogéniques de l'or sont identifées respectivement par Milési.et al. (1992), Dabo et al. (2015) et Lawrence et al. (2013) dans la BKK.

La première phase correspond à une période d'extension pre-orogénique (Pre-D_1) qui est responsable de minéralisations variées parmi lesquelles nous avons les grès aurifères tourmalinisés de Loulo (Mali) et les minéralisations stratiformes de fer de la Falémé (Sénégal).

La seconde phase syn-orogénique (post-D_1 à syn-D_2/D_3) est à l'origine des minéralisations aurifères disséminées dans les formations volcano-plutoniques de l'ensemble B_2 (Yaouré en Côte d'Ivoire) ainsi que des minéralisations aurifères des conglomérats tarkwaiens. La dernière phase tardi-orogenique (post-pics D_2/D_3) est marquée par des minéralisations aurifères mésothermales. Elle est responsable des minéralisations disséminées à arsénopyrite aurifères et de l'or filonien (Ashanti, Ghana), ainsi que des filons de quartz à or natif et paragénèse à CuPb-Zn-Ag-Bi, datés à environ 2001 Ma. La grande partie de l'or du Birimien serait liée à cette dernière phase.

5.2- Les minéralisations aurifères de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba

La BBK est devenue une important province aurifère en Afrique de l'Ouest au regard des gisements découverts au Mali et au Sénégal (Figure 11). Dans le Supergroupe de Mako, le gisement de Sabodala découvert vers les années 1960 (Gravesteijn, 1962) est actuellement en exploitation par la firme canadienne TérangaGold Coopération. Ses réserves sont estimées à environ 90 tonnes métal. Les travaux de Sylla et Ngom (1997) ont montré qu'il s'agit d'un gisement sulfuré à filons de quartz, d'origine hydrothermale, associés à des roches volcano-détritiques acides. La minéralisation est constituée de pyrite aurifère exprimée sous forme de stockwerk silico-carbonaté ou disséminé dans la roche. Elle interviendrait durant le volcanisme acide mis en place le long des zones de cisaillement D_2 puis serait remobilisée par une bréchification des zones de cisaillement. Le gisement de Massawa, découvert en 2007 par les géologues de la société Randgold Resources Sénégal, correspond à une réserve d'environ 100 tonnes métal. Dans le secteur de Mako, la compagnie Torogold a récemment (2014) découvert un gisement dont les réserves sont estimées à 22,8 tonnes. La phase d'exploitation sera officiellement lancée en décembre 2017. D'autres gisements portant des réserves moins importantes ont été découverts à différents endroits notamment à Goulouma, à Massato et à Niakafari par la société Oromine pour des réserves d'environ 45 tonnes avec possibilité d'évolution positive par les travaux en cours. Tous ces gisements ont été identifiés dans les formations volcaniques et volcano-sédimentaires birimiennes du Supergroupe de Mako.

Dans le Supergroupe Dialé-Daléma, plusieurs travaux de prospection aurifère ont été réalisés en particulier dans la région de la Daléma. Dans le secteur de Garabouréa, les travaux de tranchées de la mission sénégalo-soviétique (Chtocolov et Korj, 1973) et du BRGM (Walter et Chantraine, 1974 ; Lulzac, 1975) ont donnée, dans les structures minéralisées, des teneurs en or variant entre 6,2 et 2,43 g/t, atteignant parfois 20g/t. Dans le secteur de Karakaéne Ndi, Lulzac (1975) obtient des teneurs en or de 7,4g/t dans un puis de 7 m creusé dans les roches basiques altérées. A Satadougou Bafé, un filon de quartz à pyrite avec des teneurs en or de 20g/t, a été signalé par les travaux de la mission sénégalo-soviétique (Chtocolov et Korj, 1973). Les travaux de prospection basés entre autre sur des sondages et des analyses géochimiques sont actuellement réalisés par des sociétés minières telles que Randgold Resources et Iamgold/AGEM. Quelques résultats recueillis sur la géochimie de l'or dans le secteur ont été présentés. Au Nord entre Kolia et Frandi, les résultats de la géochimique des roches (NDong, 2007) indiquent de fortes teneurs en or respectivement dans les quartzites (1094 ppb), pélites (60 ppb), grès tourmalinisés, rhyolites et rhyodacites (20 ppb). Les plus

faible valeurs (>10 ppb) sont obtenus dans les cipolins et les volcanites. Au Sud, entre Foukhola et Boboti, les travaux de Dia (2009) ont montré que les teneurs en or anomales les plus importantes sont enregistrées dans les grès tourmalinisés à veines de quartz et intercalations de bandes de siltones (0,45 et 12,6 g/t), brèches foliées (≥ 11,6 g/t), quartzites et veines de quartz NE à ENE contenues dans les albitites. Les cipolins, les albitites et surtout les argilites sont parfois minéralisés.

Par ailleurs, les études géochimiques effectuées sur la pyrite dans le secteur (Ndiaye, 1994) ont révélées que l'or en roche se concentre en grande partie dans la pyrite, et 50% des pyrites renfermant de l'or.

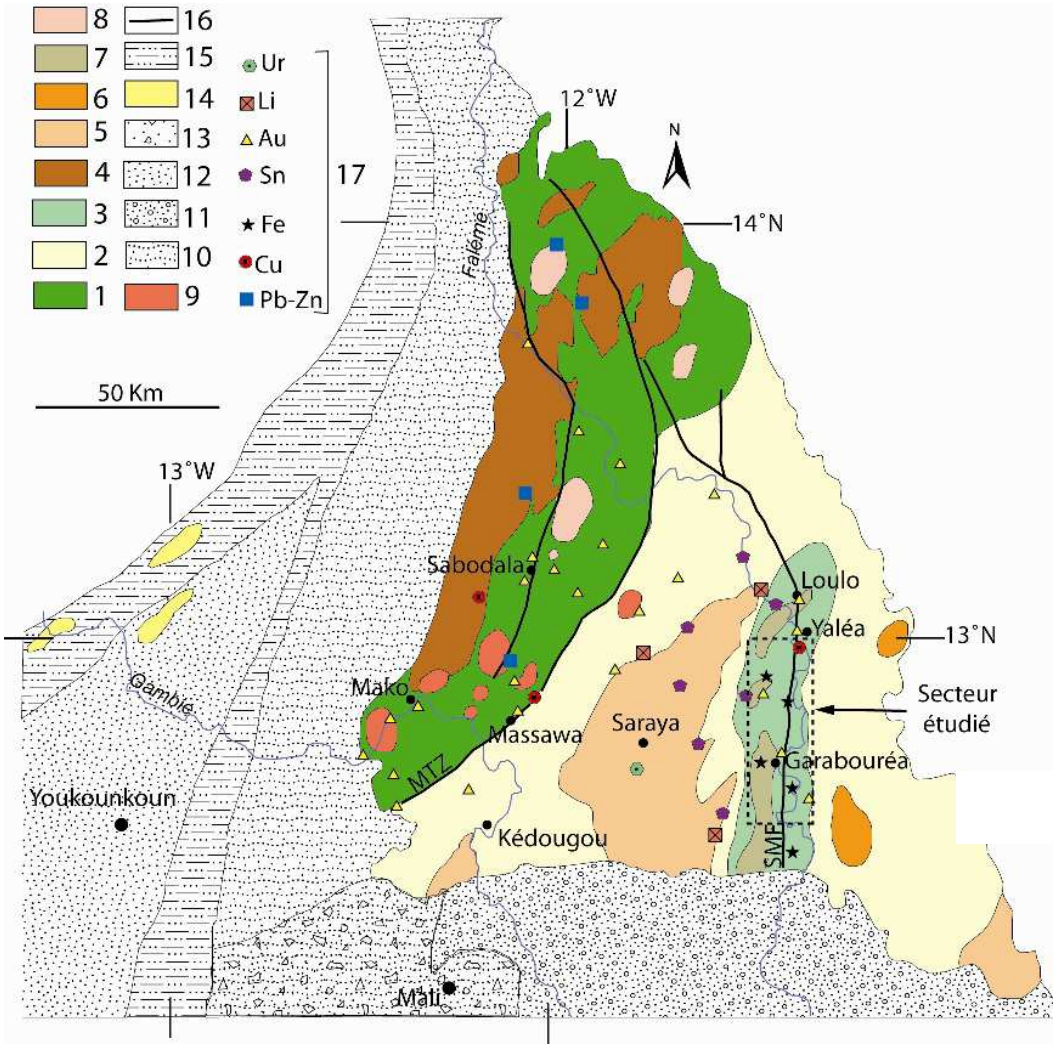

Figure 11 : Esquisse géologique du Sénégal Oriental avec les principaux indices minéralisés d'après Bassot (1966) et Bassot et Caen-Vachette (1984), modifiée. (1) Supergroupe de Mako, (2) Supergroupe de Dialé-Daléma, (3) Volcanisme calco-alcalin de la Daléma, (4) Batholite de Badon-Kakadian, (5) Batholite de Saraya, (6) Granitoïde de Gamaye, (7) Granitoïde de Boboti, (8) Granitoïde de type Diombaloye, (9) Granitoïde de type Bondoukou, (10) Série de Falémé, (11) Série de Ségou-Madina kouta, (12) Série de Younkounkou, (13) Série du Mali, (14) Granitoïde du Niokolo Koba, (15) Série de Bakel, (16) Zones de cisaillement. MTZ : Zone transcurrente majeure ; SMF : Accident sénégalo-malien.

A Loulo, dans la partie malienne du Supergroupe, les travaux de Dommanget et al. (1993) ont souligné que la minéralisation aurifère est concentrée dans les zones fortement tourmalinisés de l'ensemble inférieur sédimentaire (B_1). Elle se manifeste en minéralisation pre-D_1 avec de la pyrite aurifère disséminée ; minéralisation syn-tardi D_2 sous forme de stockwerks silico-carbonatés sulfurés associés à une faible proportion d'or natif et de sulfures disséminées ; minéralisation post-D_2 en stockwerks provenant de la remobilisation de la minéralisation pre-D_1.

5.3- Autres minéralisations dans la BKK: le Fer de la Falémé

D'autres types de minéralisations (Cu, Pb, Zn, Fe, etc.) ont été identifiées dans la BKK. Parmi ces minéralisations, les gisements de fer de la Faléma occupent une place importante.

Plusieurs travaux furent réalisés sur ces minerais de fer de la Falémé (Société des Mines de Fer du Sénégal Oriental, Miferso, 1975 -1982 ; Witschard, 1965 ; Milési et al., 1989 ; Wade, 1985 ; Schwartz et Melcher, 2004). Les principaux gisements sont, du Nord au Sud : Karakaène, Kouroudiako, Farangalia, Goto et Koudékourou (Figure 12). Pour la totalité du secteur de la Daléma, les estimations de réserves s'établissent à 320 Mt de minerai supergène enrichi à 59% Fe et 320 Mt de minerai primaire à 42% Fe (Sustrac, 1984). Des estimations d'environ 750 millions de tonnes de réserves totales de minerai de fer (hématite et magnétite) seraient aujourd'hui atteintes par les travaux du groupe Arcelor Mittal (Krajka., 2007). Les hypothèses sur la genèse de la minéralisation font l'objet de controverses scientifiques (Witschard, 1965 ; Wade, 1985 ; Milési et al., 1989 ; Bassot, 1997). Pour la plupart de ces hypothèses, les sulfures sont les derniers minéraux à précipiter.

Actuellement, la Direction de la Prospection et de la Promotion Minière a mis en place une politique de relance de la recherche minière pour une meilleure estimation du potentiel miniers du Sénégal.

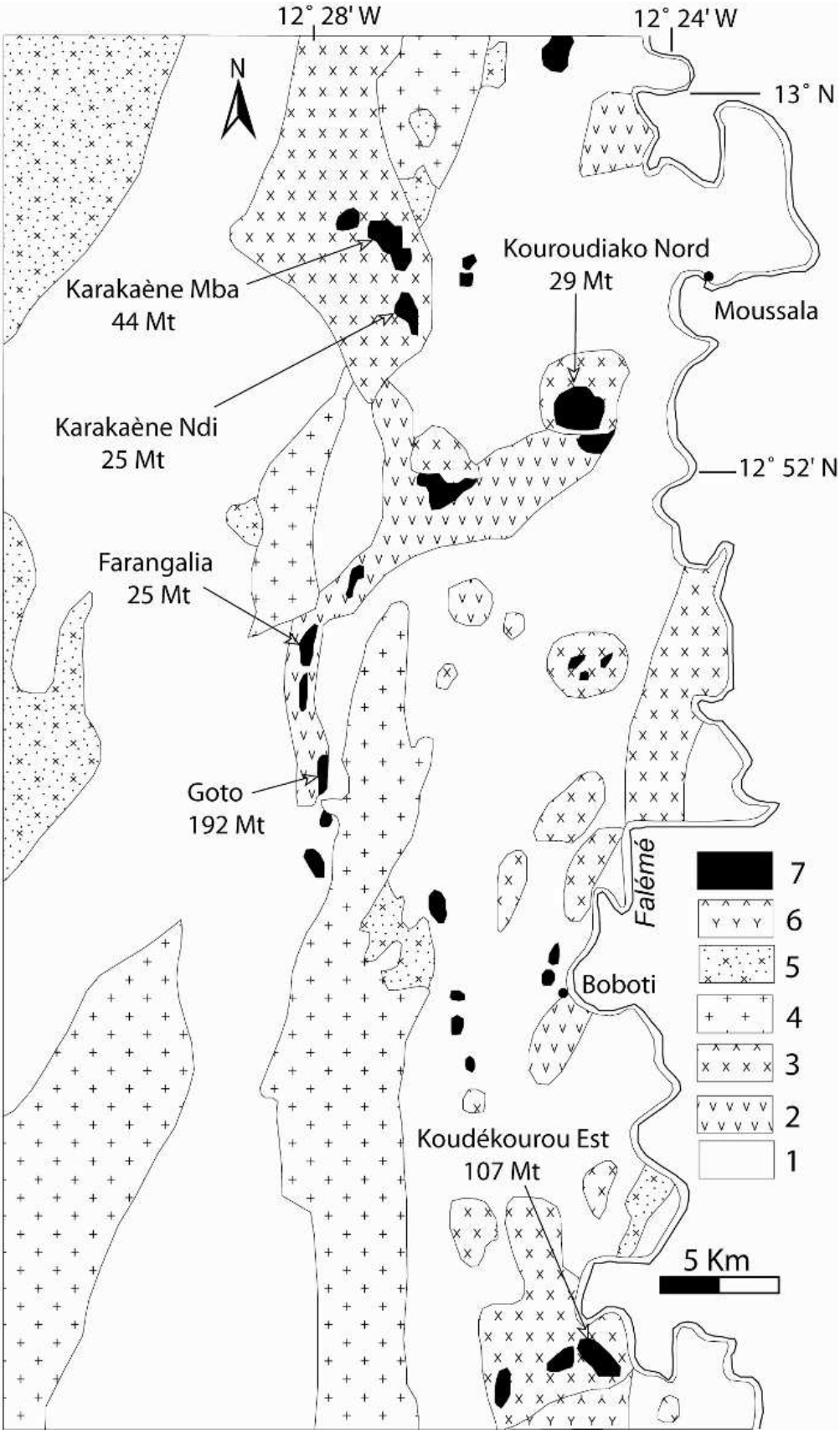

Figure 12 : Géologie du district ferrifère de la Falémé (d'après Witschard, 1966 ; Sustrac, 1984 ; Schwartz et Melcher, 2004, modifiée). 1 : métasédiments détritiques ; 2 : andésite ; 3 : diorite ; 4 : granodiorite ; 5 : granite ; 6 : tonalite ; 7 : amas de magnétite. Mt : million de tonnes.

Quelques résultats des différents travaux des prospections minières menées dans les formations birimiennes du Supergroupe de Dialé-Daléma (BKK) et leurs intrusions magmatiques, sont consignés dans le tableau 2 ci-dessous.

Super-groupe	Anomalies	Localisation	Travaux miniers	Résultats majeurs
DALEMA	BOTO	Secteur de Boto - Daorala	-Cartographie de régolite -Cartographie géologique -Tranchée -Echantillons de sol -Echantillons de termitières	Carte magnétique, carte géologique **1. Lithologie avec** : - à l'Ouest de l'accident sénégalo-malien (ASM) des turbidites, des schistes noirs à sulfures à plis pluri-kilométriques. Métalotectes dans les brèches ; - à l'Est de l'ASM des sédiments (grès à tourmaline et conglomérat). **2. Minéralisations** : **Au** lié aux veines de quartz en échelon en relation avec l'ASM ou localisé à l'intersection des failles ou lié à la diorite intrusive ; **Cu** également présent ; **Au** dans les échantillons de sol et de termitières.
	DAORALA	Secteur de Boto - Daorala	-Cartographie géologique -Echantillons sol -Echantillons de termitières	Unités sédimentaires (quartzites noires) associées à une anomalie **Au**
	BAMBADJI	Secteur de Bambadji - Bandiassé	-Topographie -Tranchées - Sondages carottés -Géophysique VLF -Echantillons de termitières	Lithofaciès : schistes affectés par des phases de déformation et intensément hydrothermalisés (schistes graphiteux dolomitisés). Intrusion de diorite dans les schistes. Calcaires affectés par une zones de cisaillement. Turbidites et grès à tourmaline. Prospects représentés par des gossans, albitites, zones de cisaillement dolomitisés. **Au** associé aux veines de quartz à tourmaline bréchifiant un filon d'albitite.
DIALE	BEROLA	Secteur de Bérola	-Géophysique aéroportée -Cartographie géologique -Echantillonnage de placers - Sondages	
DIALE – MAKO	KANOUME RING	Zone de transition Mako-Dialé	- Electromagnétisme aéroporté - Aéromagnétisme - Tranchées - Géochimie de sol - Sondages	- Métasédiments de Dialé, - Gabbro, - Volcano-sédiments (tufs felsiques), - Andésites à intercalations de sédiments et de cherts, - Granite de Tinkoto, plutonites basiques - Deux zones anormales mises en évidence par la géochimie de sol, - Sondages avec très faibles anomalies, - Métalotectes : veines de quartz + Au

Tableau 2. Indices de minéralisations dans les formations birimiennes de Kédougou (Supergroupes de Dialé-Daléma et Mako).

VI- LES MODÈLES GÉODYNAMIQUES DE LA BOUTONNIÈRE DE KÉDOUGOU-KÉNIÉBA

L'évolution structurale des terrains paléoprotérozoïques du COA est interprétée en terme de tectonique polycyclique par les différents auteurs. La base de l'évolution polycyclique est le caractère polyphasée de la déformation et du métamorphisme, reconnu dans différentes régions du COA (Bard, 1974 ; Ledru et al., 1991 ; Milési et al., 1992). Actuellement, Bassot (1987) et Bertrand et al. (1989) reconnaissent le caractère polycyclique de l'évolution tectonique des formations birimiennes de la BKK. Ces auteurs soulignent que la base des Supergroupes de Mako et de Dialé-Daléma est affectée par une tectonique polyphasée. Pour Ledru et al. (1991), cette évolution tectonique polyphasée s'intègre dans un modèle géodynamique comprenant quatre phases: (i) mise en place des formations dans un bassin intracratonique, (ii) première phase de déformation affectant l'ensemble inférieur sédimentaire et traduisant un contexte tectonique assez superficiel avec probablement une tendance à l'écaillage; (iii) phase distensive B_2, associée à des émissions volcaniques de nature et de site variable, et au dépôt de séries gréso-conglomératiques fluvio-deltaïque dans un bassin en dehors d'une zone d'émission volcanique ; (iv) seconde phase tectonique transcurrente éburnéenne caractérisée par la mise en place de complexes granitiques le long de structures profondes décrochantes senestres.

Bassot (1987) suggère que le complexe volcano-plutonique de la Daléma est lié au grand cisaillement crustal de l'Accident Sénégalo-Malien (ASM) le long duquel seraient ensuite installés des bassins subsidents à l'image du volcanisme tardi-hercynien de l'Europe occidental. Ce modèle diffère de celui des rifts intracontinentaux puisque l'extension orthogonale est remplacée par le coulissement qui affecte non seulement le socle cratonisé mais un cadre beaucoup plus complexe.

Pour Delor et al. (2010) les traits cartographiques majeurs de la BKK reflètent une histoire géologique qui débute au Paléoprotérozoïque (Birimien) et s'achève au Phanérozoïque. A l'ouest de la feuille, les formations basaltiques et ultrabasiques du Groupe de Mako témoignent vers 2.25-2.20 Ga d'une croûte océanique, et donc d'un socle Birimien juvénile produit par extraction mantellique. L'installation d'un contexte géodynamique en subduction, aboutit à la formation de la Suite magmatique de Sandikounda-Soukouta, par fusion des termes basiques juvéniles. Majoritairement granodioritique, cette Suite évolue depuis des termes migmatitiques datés à 2.17 Ga, jusqu'aux stades de formation de massifs circonscrits vers 2.14 Ga. Ce diapirisme majeur éo-éburnéen est à l'origine de déformations gravitaires

péri-plutoniques, témoins des stades tectoniques les plus précoces. La formation du bassin silico-clastique du Groupe de Dialé-Daléma vers 2.1 Ga reflète un stade de distension auquel succède, dans l'intervalle 2.1- 2.06 Ga, un épisode de raccourcissement NS caractérisé par une tectonique transcurrente éburnéenne d'axe NE-SO, et un magmatisme granitique dominant (Suites de Saraya et de Boboti).

De grands cisaillements conjugués NO-SE et NE-SO, traduisent en contexte encore ductile, les effets d'une direction de raccourcissement régionale EO tardi-éburnéenne.

Postdatant le socle birimien, plusieurs générations de dolérites mésoprotérozoïques à néoprotérozoïques, sont respectivement datées vers 1.5 Ga (Calymnien), 1.3 Ga (Ectasien), 1.15 Ga (Sténien) et 1.0-0.8 Ga (Tonien). Les suites ectasiennes et sténiennes seraient les étapes successives d'un cycle distensif qui va aboutir à l'initiation d'un grand bassin dont le Supergroupe de Segou-Madina-Kouta représente les premiers termes du remplissage sédimentaire.

VII- QUELQUES IMAGES SUR LES AFFLEUREMENTS Á VISITER DURANT L'EXCURSION

Figure 13 : (a) Granodiorite à enclaves basiques avec des fentes de tension en échelon (**Station 4**). (b) Métabasalte en pillow-lavas affecté par une shear zone (**Station 3**). (c) Granite rose de Niéméniké (**Station 5**). (d) Granodiorite de la bananeraie avec des plis Ptygmatiques et des enclaves basaltiques (**Station 5**).

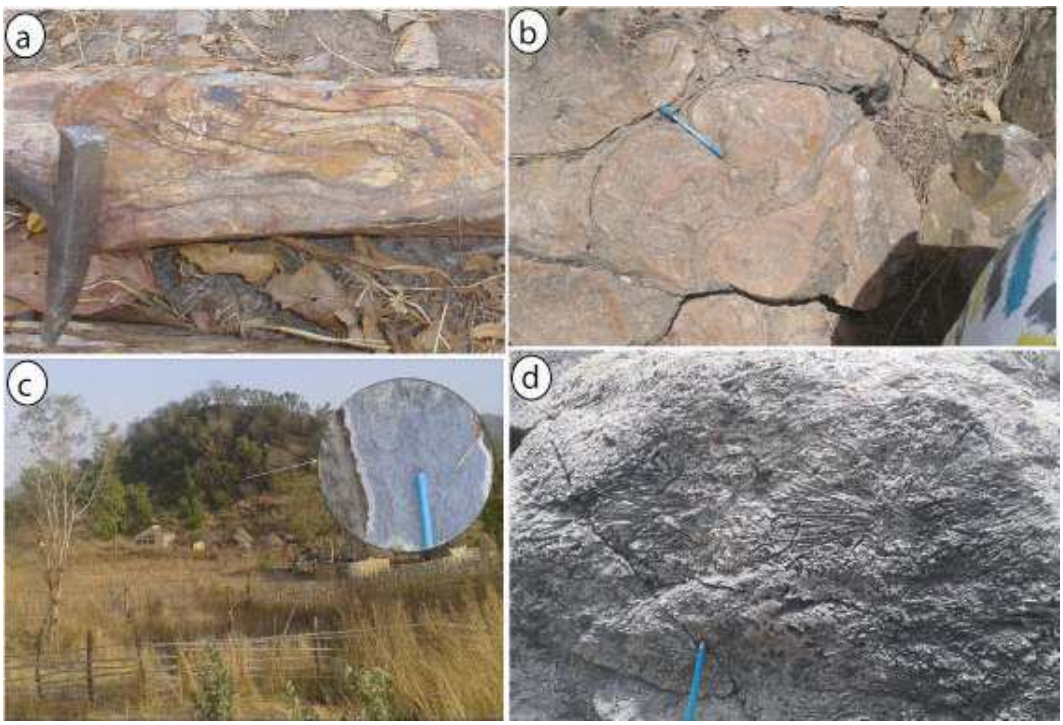

Figure 14 : (a) Tufs rhyolitiques déformés dans la shear zone de Mako (**Station 2**). (b) Métabasalte à pillow-lavas déformés (**Station 1**). (c) Colline de roches ultrabasiques (**Station 2**). (c) Matagabbro à texture en spinifex (inaccessible en décembre).

Figure 15 : Tufs andésitiques de la shear zone de Bafoundou (Station facultative). (b) Métabasaltes à pistules de "quartz" (inaccessible en décembre).

Figure 16 : (a) Marbres à assises silico-graphiteuses de Bandafassi montrant des cristaux de scapolites (**Station 8**) (1), des plis disharmoniques (2) et des sills de dolérite du Primaire. (b) Contact entre les formations du Néoprotérozoïque et du Birimien marqué par des chevauchements et le conglomérat de base (**Station 7**).

Figure 17 : (a) Phacochères à l'entrée du parc National Niokolo-Koba sur la route de Kédougou. (b) Chutes d'eau de la cascade de Dindéfelo à 30 km à l'Ouest de Kédougou (**Station 10**). (c) Convoi du Département de géologie pour une mission de terrain à Kédougou.

Références

Abouchami V., Boher M., Michard A., Albarède F.N.T., 1990. A Major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. Geophys. Res. Lett., 95, 17605-17629.

Affaton P., 1975. Etude géologique et structurale du Nord -Ouest Dahomey, du Nord Togo et du Sud est de la Haute Volta. Thèse Doct. Spéc., 1973, Trav. Lab. Sci. Terre, St Jérôme, Marseille, B, n° 10, 201 p.

Aïfa, T., Dabo, M., 2015. Microstructures and temperature variability during the Eburnean deformations in the Daléma area, Eastern Senegal. Arabian Journal of Geosciences, 8(2), 677-689.

Bard J.P., 1974. Remarques à propos de l'évolution géotectonique du Craton Ouest africain en Côte d'Ivoire. C.R. Acad. Sci., Paris, 278, D, 2405-2408.

Barrère J., 1967. Le groupe précambrien de l'Amsaga entre Atar et Akjoujt (Mauritanie). Etude d'un métamorphisme profond et de ses relations avec la magmatisation. Thèse Doct. État Univ. Clermont Ferrand, et Mém. Bur. Rech. Min., Paris, 42, 275 p.

Bassot J.P., Bonhomme M., Roques M., Vachette M., 1963. Mesures d'âges absolus sur les séries précambriennes et paléozoïques du Sénégal oriental. Bull. Soc. Géol. Fr., 7(5), 159-165.

Bassot J.P., 1966. Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. Mém. B.R.G. M., 40, 1-332.

Bassot J.P., 1987. Le complexe volcano-plutonique calco-alcalin de la rivière Daléma (Est Sénégal) : discussion de sa signification géodynamique dans le cadre de l'orogénie éburnéenne (Protérozoïque inférieur). J. Afr. Earth Sci., 6(1), 109-115.

Bassot J.P., 1997. Albitisations dans le Paléoprotérozoïque de l'Est Sénégal : relations avec les minéralisations ferrifères de la rive gauche de la Falémé. J. Afr. Earth Sci., 25(3), 353-367.

Bassot J.P., Caen-Vachette M., 1984. Données géochronologiques et géochimiques nouvelles sur les granitoïdes de l'Est du Sénégal. Implication sur l'histoire géologique du Birimien dans cette région. In Klerkx J. and Michot J. (Eds), Géologie Africaine, Tervuren, Belgique, 191-209.

Bassot J.P., Cantagrel J.M., Jamond C., 1986. Les nouvelles données géochronologique sur les dolérites et gabbros de l'Est Sénégal et de la Guinée Bissau: réflexion sur l'âge de la mise en place et la répartition du magmatisme tholéïtique "continental" à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. Garcia de costa, Série de Geologia, 9(1-2), 1-14.

Bassot J.P., Dommanget A., 1986. Mise en évidence d'un accident majeur affectant le Protérozoïque inférieur des confins sénégalo-maliens. C.R. Acad. Sci., Paris, II, 302, 1101-1106.

Beckinsale R.D., Gal N.H., Pankhurs R.J., Macfarlane A., Crow M.J., Arthurs J.W., Wilkinson A.F., 1980. Discordant Rb-Sr and Pb-Pb whole rock isochron ages for the archean basement of Sierra Leone. Precamb. Res., 13, 63-73.

Bertrand J.M., Dia A., Dioh E., Bassot J.P., 1989. Réflexions sur la structure interne du Craton Ouest africain au Sénégal oriental et confins guinéo-maliens. C.R. Geoscience, Paris, 309, série II, 751-756.

Bertrand J.M., Caby R., 1977. Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: a new interpretation of the hopper shield (Algerian Sahara). Geol. Rundsch, 67(2), 357-388.

Blot A., 1980. L'altération climatique des massifs de granite du Sénégal. Trav. et Doc. ORSTOM, n° 114, 434p.

Boher M., Abouchami V., Michard A., Albarède F.N.T., 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. Journal of Geophysical Research, 97, 345-369.

Caby R., 1978. Paléogéodynamique d'une marge passive et d'une marge active au Précambrien supérieur: leur collision dans la chaîne pan-africaine du Mali. Bull. Soc. Géol. Fr., 7(20), 857-861.

Caby R., Delor C., Agoh O., 2000. Lithologie, structure et métamorphisme des formations birimiennes dans la région d'Odienné (Côte d'lvoire): rô1e majeur du diapirisme des plutons et des décrochements en bordure du craton de Man. J. Afr. Earth Sci., 30(2), 351-374.

Cagnard F., Durrieu N., Gapais D., Brun J.P., Ehlers C., 2006. Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times. Terra Nova, 18, 72-78.

Calvez J.Y., Feybesse J.L., Ledru P., Milési J.P., 1990. Géochronologie du Protérozoïque inférieur du Craton Ouest africain (méthode d'évaporation directe de zircons isolés). 13ème R.S.T., Grenoble, Abstr., 26 p.

Camil J., Tempier P., Caen-Vachette M., 1984. Schéma pétrographique, structurale et chronologique des formations archéennes de la région de Man (Côte d'Ivoire). Leur rôle dans la cratonisation de l'Ouest africain. Géol. Afr., 1-10.

Cesbron F., Koskevitch A., Picot P., 1984. Résultats d'étude d'échantillons du gisement de Loulo (Mali). BRGM unpub. Rapport 84 SGN 211 MGA, 23 p.

Chtocolov L.P, Korj V.V., 1973. Projet de recherches minières Sénégalo-soviétiques (Mission Sénégalo-Soviétique, contrat n° 2.000). Rapport final sur les travaux de prospection pour la recherche de l'or filonien et alluvionnaire au Sénégal oriental en 1971-73, 278p.

Culver S.J., 1991. Early Cambrian foraminifera from West Africa. Science, 254, 689-691.

Culver S.J., 1994. Early Cambrian foraminifera from the southwestern Taoudeni Basin, West Africa. Journal of Foraminiferal Research, 24(3), 191-202.

Culver S.J., Hunt D., 1991. Lithostratigraphy of the Precambrian-Cambrian boundary sequences in the southwestern Taoudeni Basin, West Africa. J. Afr. Earth Sci., 13(3-4), 407-413.

Dabo M., Aïfa T., 2010. Structural Styles and Tectonic evolution of the Kolia-Boboti sedimentary basin, Kédougou-Kéniéba inlier, eastern Senegal. C.R. Geoscience, 342, 796-805.

Dabo M., Aïfa T., 2011. Late Eburnean deformation in the Kolia-Boboti sedimentary basin, Kédougou-Kéniéba inlier, Sénégal. J. Afr. Earth Sci., 60, 106-116.

Dabo M., Aïfa T., Miyouna T., Abdoul Diallo D., 2016. Gold mineralization paragenesis to tectonic structures in the Birimian of the eastern Dialé-Daléma Supergroup, Kédougou-Kéniéba Inlier, Senegal, West African Craton. International Geology Review, 58(7), 807-825.

Dars R., 1960. Les formations sédimentaires et les dolérites du Soudan Occidental (Afrique de l'Ouest). Mém. BRGM, 12, 1962, 387p.

Debat P., Nikiéma S., Mercier A., Lompo M., Béziat D., Bourges F., Roddaz M., Salvu 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). Precamb. Res., 123, 47-65.

Deynoux M., 1980. Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plateforme stable. Trav. Lab. Sci. Terre Saint Jérome, Marseille (France), Série B, 17, 1-554.

Dia A., 1988. Caractères et significations des complexes magmatiques et métamorphiques du secteur de Sandikounda-Laminia (Nord de la Boutonnière de Kédougou). Un modèle géodynamique du Birimien de l'Afrique de l'Ouest. Thèse Doct. État Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, 350p.

Dia A., Van Schmus W.R., Kroner A., 1997. Isotopic constraints on the age and formation of a paleoproterozoic volcanic arc complex in the Kedougou Inlier, Eastern Senegal, West Africa. J. Afr. Earth Sci., 24(3), 197-213.

Dia M.I., 2009. Etude par analyse comparative des contrôles lithologique, structural et hydrothermal de la minéralisation aurifère dans les cibles de Kabetea, Baqata et Kabewest du permis de Bambadji (frontière sénégalo-malienne). Unpublished Engineer Memoir, Institute of Earth Sciences, Cheikh Anta Diop University of Dakar, Sénégal, 79p.

Diallo D.P., 1994. Caractérisation d'une portion de croûte d'âge protérozoïque inférieur du Craton Ouest africain : cas de l'encaissant des granitoïdes dans le Supergroupe de Mako (boutonnière de Kédougou) : implications géodynamiques. Thèse Doct. État Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, 466p.

Diallo D.P., Debat P., Rocci G., Dia A., Ngom P.M., Sylla M., 1993. Pétrographie et géochimie des roches métavolcanodétritiques du Protérozoïque inférieur du Sénégal oriental dans le super groupe de Mako (Sénégal, Afrique de l'Ouest) : incidences géotectoniques. Publications Occasionnelles CIFEG, Paris, 23, 11-15.

Diallo D.P., 2001. Lithostratigraphie du Supergroupe de Mako (Paléoprotérozoïque du Sénégal oriental). Implications géodynamiques. Bulletin de l'Institut Fondamental d'Afrique Noire Série A, Tome LI, 1-2, 33-58.

Dioh E., 1986. Etude des roches magmatiques birimiennes de la région de Sonfara-Laminia Médina Foulbé (Sénégal oriental). Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Nancy I (France), 144p.

Dioh E., Debat P., Dia A., Pons P., Rocci G., Rollet M., 1990. Caractérisation d'un complexe basique rubané dans les formations birimiennes de la partie septentrionale de la boutonnière de Kédougou (Sénégal oriental). C.R. Geoscience, Paris, 310, série 2, 935-940.

Dioh E., 1995. Caractérisation, signification et origine des formations birimiennes encaissante du granite de Dioumbalou (Partie septentrionale de la boutonnière de Kédougou- Kéniéba, Sénégal oriental). Thèse Doct. État Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, 446p.

Dommanget A., Collart J., 1988. Examen des permis Abougoua et Boundiali (Côte d'Ivoire). BRGM Report, Fr., 88 CIV 016DEX.

Dommanget A., Milési J.P., Diallo M., 1993. The Loulo gold and tourmaline-bearing deposit: a polymorph type in the early Proterozoic of Mali (West Africa). Mineral. Deposita, 28, 253-263.

Feybesse J.L., Milési J.P., Johan V., Dommanget A., Calvez J.Y., Boher M., Abouchami W., 1989. La limite Archéen-Protérozoïque inférieur de l'Afrique de l'Ouest: une zone de chevauchement majeur antérieure à l'accident de Sanssandra : l'exemple des régions d'Odienné et de Touba (Côte d'Ivoire). C.R. Acad. Sci., Paris, II, 309, 1847-1853.

Gravesteijn J., 1962. Mission Ouassa- Sud Falémé. Rapport de fin de campagne 1961-1962. Report Dak 62-A-3, BRGM, Orléans, France, 64p.

Gueye M., Ngom P.M., Diène M., Thiam Y., Siegesmund S., Wemmer K., Pawlig S., 2008. Intrusive rocks tectono-metamorphic evolution of the Mako Paleoproterozoic belt (Eastern Senegal, West Africa). J. Afr. Earth Sci., 50, 88-110.

Gueye M., Siegesmund S., Wemmer K., Pawlig S., Drobe M., Nolte N., Layer P., 2007. New evidences for an early Birimian evolution in the West African Craton: An example from the Kédougou-Kénieba Inlier, Southeast Sénégal. South African Journal of Geology, 110, 511-534.

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. Precamb. Res., 118, 83-99.

Hubert H., 1917. Géologie du Sénégal et des régions voisines. Bull. Soc. Géol. Fr., 4, 17, 103-108.

Junner N.R., 1940. Geology of the Gold Coast and Western Togoland. Gold Coast (Ghana) Geol. Surv. Bull., n° 11, 40p.

Kesse G.O., 1985. Geotraverse of the Birimian Systems in southern Ghana. Geology for development. UNESCO Newsletter, Bull., 4, 7-10.

Kesse G.O., 1986. The Birimian system in Ghana. CIFEG, Publication occasionelle, n° 10, 85-97.

Kitson A.E., 1928. Provisional geological map of the Gold Coast and western Togoland, with brief descriptive notes theron. Bull. Gold Coast Geol. Surv., n° 2, 13p.

Kouamelan A.N., Delor C., Peucat J.J., 1997. Geochronological evidence for reworking of Archaean terrains during the early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise - West African Craton). Precamb. Res., 86, 177-199.

Krajka D., 2007. Le géant de la sidérurgie s'assure la disposition de mines de fer importantes. Usine nouvelle.com, 26 février.

Lajoinie J.P., Bonifas M., 1961. Les dolérites du Konkouré et leur altération latéritique (Guinée, Afrique Occidentale). Bull. BRGM, 2, 1-34.

Lawrence, D.M., Treloar, P.J. , Rankin, A.H., Harbidge, P., Holliday, J., 2013a. The geology and mineralogy of the Loulo mining district, Mali, West Africa: Evidence for two distinct styles of orogenic gold mineralization. Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology, 108, 199-227.

Lawrence, D.M., Treloar, P.J., Rankin, A.H., Boyce, A., Harbidge, P., 2013b. A fluid Inclusion and Stable isotope Study at the Loulo mining district, Mali, West Africa: Implications for multifluid sources in the generation of orogenic gold deposits. Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology, 108, 229-257.

Leblanc M., Lancelot J., 1980. Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir des données géologiques et géochronologiques. Can. J. Earth Sci., 17, 142-155.

Leblanc M., 1976. A Proterozoïc oceanic crust at Bou Azzer. Nature, 206, 34-35.

Ledru P., Milési J.P., Vinchon C., Ankrah P., Johan V., Marcoux E., 1988. Geology of the Birimian series of Ghana. In: Abstr. Int. Conf. and Workshop on the Geology and Exploration in Ghana and in selected other Precambrian Terrains. 75th Anniversary, Ghana Geol. Surv. Dept. Accra Ghana, 26-27.

Ledru P., Pons J., Feybesse J. L., Dommanget A., Johan V., Diallo M., Vinchon C., 1989. Tectonique transcurrente et évolution polycyclique dans le Birimien, Protérozoïque inférieur du Sénégal-Mali (Afrique de l'Ouest). Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris, 308, série 2, 117-122.

Ledru P., Pons J., Milési J.P., Feybesse J.L. Johan V., 1991. Transcurrent tectonics and polycyclic evolution in the lower Proterozoïc of Senegal-Mali. Precamb. Res., 50(4), 139-165.

Lemoine S., 1988. Evolution géologique de la région de Dabakala (NE de la Côte d'Ivoire) au Protérozoïque inférieur. Possibilité d'extension au reste de la Côte d'Ivoire et au Burkina Faso: similitudes et différences: les linéaments grenville-Ferkessédougou et Grand Cess Niakaramandougou. Thèse d'État Univ. Clermont-Ferrand, France, 389 p.

Lemoine S., 1982. Le décrochement ductile de Brobo, un linéament éburnéen majeur, son rôle possible dans l'orogène éburnéenne en Côte d'Ivoire. C.R. Acad. Sci., Paris, 295(2), 601-606.

Lemoine S., Tempier P., Bassot J.P., Caen-Vachette M., Vialette Y., Wenmenga U., Touré S., 1986. The Burkinian, an orogenic cycle, precursor of the Eburnean of West Africa. 13th Coll. Afr. Géol., St Andrews, Scotland, CIFEG, n° 3, 27p.

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. Precamb. Res., 46, 139-165.

Liégeois J.P., Claessens W., Camara D., Klerkx J., 1989. The Eburnean orogeny north of Man shield (South Mali): Geology, tectonics and geochronology. In terra abstracts 5th meeting of the European Union of Geosciences (EUG. V.), Strasbourg, Fr., 20-23 March, 1, n° 1.

Liégeois J.P., Glaessens W., Camara D., 1991. Short-lived Eburnean orogeny in southern Mali. Geology , tectonics, U-Pb, Rb-Sr geochronology. Precamb. Res., 50, 11-136.

Lompo M., 2010. Paleoproterozoic structural evolution of the Man-Leo Shield (West Africa). Key structures for vertical to transcurrent tectonics. J. Afr. Earth Sci., 58, 19-36.

Lulzac Y., 1975. Rapport de fin de mission Daléma (Sénégal Oriental). Campagne 1974-1975. Report 75, Dak. 11, 36p.

Markwitz, V., Hein, K.A.A., Miller, J., 2015. Compilation of West African mineral deposits: Spatial distribution and mineral endowment. Precambrian Res., 274, 61-81.

Mercier J., Vergely P., 1999. Tectonique. 2e Cycle, CAPES- Agrégation. 2e éd., Dunold, 206p.

Milési J.P., Diallo M., Feybesse J.L., Keita F., Ledru P., Vinchon C., Dommanget A., 1986. Caractérisation lithostructurale de deux ensembles successifs dans les séries birimiennes de la fenêtre de Kédougou (Sénégal-Mali) et du Niandian (Guinée): implications gîtologiques. Publications Occasionnelles CIFEG, Paris, 10, 113-121.

Milési J.P., Feybesse J.L., Ledru P., Dommanget A., Quedraogo M.F., Marcoux E., Prost A., Vinchon C., Sylvain J.P., Johan V., Tegyey M., Calvez J.Y., Lagny P., 1989. Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leurs relations avec l'évolution lithostructurale au Protérozoïque inférieur. Chronique Recherche Minière, 497, 3-98.

Mineral Deposits Limited (MDL), 2011. Gold in Senegal. Presentation, 27p.

Ndiaye, P.M., Robineau, B., Moreau, C., 1989**.** Déformation et métamorphisme des formations birimiennes en relation avec la mise en place du granite éburnéen de Saraya (Sénégal oriental). Bulletin de la Société Géologique de France, 8, 619-625.

Ndiaye P.M., 1994. Evolution au Paléoprotérozoïque inférieur de la région Est Saraya (Super groupe de Dialé-Dalémé, Sénégal oriental) : tourmalinisation, altérations hydrothermales et minéralisations associées. Thèse Doct. État Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, 372p.

Ndiaye P.M., Guillou J.J., 1997. Les tourmalinisations stratiformes à dravite d'origine colloïdale du Paléoprotérozoïque sénégalo-malien. J. Afr. Earth Sci., 24(3), 215-226.

Ndiaye P.M., Vialette Y., Diallo D.P., Ngom P.M., Sylla M., Wade S., Dioh E., 1997. Données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques nouvelles sur les granitoïdes du Paléoprotérozoïque du Supergroupe de Dialé-Daléma (Sénégal oriental): implications pétrogénétiques et géodynamiques. J. Afr. Earth Sci., 25, 193-208.

Ndong P.A.B., 2007. Étude géologique et géochimique du secteur de Daorala (permis de Daorala-Boto). Mémoire d'Ingénieur de conception, Institut des Sciences de la Terre, Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, 89p.

Ngom P.M., 1995. Caractérisation de la croûte birimienne dans les parties centrale et méridionale du Supergroupe de Mako. Implications géochimiques et pétrogénétiques. Thèse Doct. État Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, 243p.

Ngom P.M., Teixeira W., Cordani U.G., 2010. Sr and Nd isotopic geochemistry of the early ultramafic-mafic rocks of the Mako bimodal volcanic belt of the Kedougou-Kenieba inlier (Senegal). Arab J. Geosci., 3, 49-57.

Ngom, P.M., Cissokho, S., Gueye, M., Joron, J.L., 2011. Diversité du volcanisme et évolution géodynamique au Paléoprotérozoïque : exemple du Birimien de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Sénégal). Africa Geoscience Review, 18(1), 1-22.

Ouedraogo M.F., 1987. Cartographie minérale et implications métallogéniques au Burkina-Faso. Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Orléans, Fr., 234p.

Ouedraogo M.F., Prost A.E., 1986. Mise en évidence des relations entre schistosités et plissements dans la ceinture volcanique birimienne de Yako-Batié (Burkina Faso). C.R. Acad. Sci., Paris, 303(2), n° 19, 1713-1718.

Pitra P., Kouamelan A.N., Ballèvre M., Peucat J.J., 2010. Palaeoproterozoic high-pressure granulite overprint of the Archean continental crust: evidence for homogeneous crustal thickening (Man Rise, Ivory Coast). J. Metamorphic Geol., 28, 41-50.

Pons J., Barbey P., Dupuis D., Léger J.M., 1995. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southwestern Niger. Precamb. Res., 70, 281-301.

Pons J., Oudin C., Valéro J., 1992. Kinematics of large syn-orogenic intrusions: example of the lower Proterozoic Saraya batholith (eastern Senegal). Geol. Rundsch., 82(2), 473-486.

Pouclet A., Vidal M., Delor C., Simeon Y., Alric G., 1996. Le volcanisme birimien du nord-est de la Côte d'Ivoire, mise en évidence de deux phases vocano-tectoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoprotérozoïque. Bulletin de la Société géologique de France, 167(4), 529-541.

Rocci G., 1965. Essai d'interprétation des mesures géochronologiques. La structure de l'Ouest africain. Sci. de la Terre, 10(3-4), 461p.

Schwartz M.O., Melcher F., 2004. The Falémé iron district, Sénégal. Economic Geology, 99 (5), 917-939.

Sougy J., 1962. West African Fold Belt. Geol. Soc. Amer. Bull., 73, 871-876.

Spengler A., De Castelain J., Cauvin J., Leroy M., 1966. Le basin secondaire-tertiaire du Sénégal. In: "Bassins sédimentaire du littoral africain", D. Reyre ed., 1ère partie: Litoral atlantique, Assoc. serv. Geophysics, 25, 203-225.

Sustrac, G., 1984. Plan minéral du Sénégal. Direction des Mines et de la Géologie du Sénégal, Dakar, 3 vol., (bibliographie complète des travaux réalisées au Sénégal).

Sylla M., Ngom P.M., 1997. Le gisement d'or de Sabodala (Sénégal oriental): une minéralisation filonienne d'origine hydrothermale remobilisée par une tectonique cisaillante. J. Afr. Earth Sci., 25(2), 183-192

Tagini B., 1971. Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire, Essai de géotectonique régionale. Thèse Doct. Univ. Lausanne, Suisse, 302p.

Tessier F., Flicoteaux R., Lappartient J.R., Nahon D., Triat J.M., 1975. Reform of the concept of "Continental Terminal" in the coastal sedimentary basins of West Africa. Travaux des Laboratoires des Sciences de la Terre, Saint-Jérôme Marseille, série A, 8, 1-6.

Théveniaut, H., Ndiaye, P.M., Buscail, F., Couëffé, R., Delor, C., Fullgraf, T., Goujou, J.-C. 2010. Carte géologique du Sénégal oriental à 1/500 000. Notice explicative. Projet 9 ACP SE 009.

Trompette R., 1973. Le Précambrien supérieur et le Paléozoique inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton. Etude stratigraphique et sédimentologique. Thèse Doct. Ès-Sci. Univ. Aix-MarsaillleIII, Trav. Lab. Sci. Terre St. Jérôme, Marseille, B, 7, 702p.

Trompette R., 1979. Les Dahomeyides au Bénin, Togo et Ghana: une chaîne de collision d'âge pan-africain. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., 21(5), 339-349.

Vachette M., Rocci G., Sougy J., Caron J.P., Marchand J., Simon B., Tempier C., 1973. Ages radiométriques Rb/Sr de 2000 à 1700 Ma de séries métamorphiques et granites intrusifs précambriens dans la partie N et NE de la dorsale Réguibat (Mauritanie septentrionale). 7e coll. Intern. Géol. Afri., Florence.

Vidal M., Delor C., Pouclet A., Siméon Y., Alric G., 1996. Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2,2 Ga et 2 Ga: le style archéan des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire. Bulletin de la Société géologique de France, 167(3), 307-319.

Villeneuve M., 1984. Etude géologique sur la bordure sud-ouest du Craton Ouest africain. La suture panafricaine et évolution des bassins sédimentaires protérozoïques et paléozoïques de la marge NW du continent du Gondwana. Thèse Doct. État Univ. Aix- Marseille III, Marseille, 552p.

Villeneuve M., Bellon H., El Archi A., Sahabi M., Rehault J.P., Olivet J.L., Aghzer A.M., 2006. Événements panafricains dans l'Adrar Souttouf (Sahara marocain). C.R. Geoscience, 338, 359-367.

Wade S., 1985. Contribution à l'étude des gisements de fer de la Falémé (Sénégal oriental). Unpublished PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 255p.

Walter J, Chantraine J., 1974. Rapport de fin de mission Daléma, Campagne 1973-1974. Prospection géochimique stratégique en "stream-sediment" pour cuivre et or sur le permis (Sénégal oriental). BRGM report, France, 74, Dak 01, 38p.

Witschard F., 1965. Contribution à l'étude géologique, pétrographique et métallogénique des massifs granitiques du Sénégal oriental. Mémoires du BRGM, 44, 1-170.