

Cartographie Géologique du Sénégal Oriental

Carte géologique à 1/200 000
Feuille Kossanto-Dalafi Est

Notice explicative

Novembre 2010



Projet 9 ACP SE 009

Programme d'Appui au Secteur Minier PASMI
Cartographie géologique du Sénégal Oriental

*Le présent projet est financé par l'Union
européenne*



Cartographie Géologique du Sénégal Oriental

Carte géologique à 1/200 000
Feuille Kossanto-Dalafi Est

Notice explicative

Goujou, J.-C., Buscail, F., Théveniaut, H., Dioh, E., Delor, C.,
Blein O., Diallo, D.P., Ndiaye, P.M., Le Métour, J., Fullgraf T.,
Caby, R., Couëffé, R., Martelet, G., Sergeev, S., Tegyey, M.,
Villeneuve, M. et Wemmer, K.

Novembre 2010

Date de l'ordre de Service : 22 mai 2008	Maître d'œuvre : destinataire du dossier Direction des Mines et de la Géologie 104, rue Carnot – Dakar – Sénégal	Maître d'ouvrage Ministère de l'Economie et des Finances Direction de la Dette et de l'Investissement M. L'Ordonnateur du FED 8, Rue du Dr Guillet B.P. 6843 – Dakar – Sénégal
Ce document est la propriété du maître d'œuvre et ne peut être reproduit ou communiqué sans son autorisation		

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2000.

En bibliographie, cette notice sera citée de la façon suivante :

Goujou, J.-C., Buscail, F., Théveniaut, H., Dioh, E., Delor, C., Blein O., Diallo, D.P., Ndiaye, P.M., Le Métour, J., Fullgraf T., Caby, R., Couéffé, R., Martelet, G., Tegye, M., Sergeev, S., Villeneuve, M. et Wemmer, K., 2010b. Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Kossanto-Dalafi Est, 2010, Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Equipe de projet

Le projet de cartographie géologique du Sénégal oriental a été mené par une équipe composée de membres du groupement BRGM-GEOTER, attributaire de ce marché et des homologues représentant la Direction des Mines et de la Géologie (DMG). La constitution de l'équipe a été celle présentée ci-après.

Chef de projet : Hervé THEVENIAUT ;

Géologie du domaine des Mauritanides : Thomas FULLGRAF, François BUSCAIL, Renaud COUEFFE, Didier LAHONDERE, Joël LE METOUR, Renaud CABY et Michel VILLENEUVE ;

Géologie du domaine du Birimien : Hervé THEVENIAUT, Jean Christian GOUJOU, Claude DELOR, Renaud COUEFFE et Thierno Mamadou Mouctar BARRY ;

Géomatique : Frédéric ROSSI et Cédric DUVAIL ;

Géochimie : Jean KAISIN, Bathy DABO, Makhoudia FALL, François NDIAYE, Thierno Mamadou Mouctar BARRY et Edouard DIAGNE ;

Téledétection : Anne BOURGUIGNON ;

Gîtologie, roches et minéraux industriels : Michel MORISSEAU, Thierno Mamadou Mouctar BARRY et Famara DIATTA ;

Géophysique: Guillaume MARTELET ;

Hydrogéologie : Arnaud WUILLEUMIER et Ibrahima MALL ;

Homologues représentants la DMG : Papa Moussa NDIAYE (homologue Chef de projet, UCAD) ; Dinna Pathé DIALLO (homologue géologue cartographe, UCAD) ; Edmond DIOH (homologue géochimiste, IFAN) ; Oumar WANE (homologue géomatique, DMG) ; Souleye WADE (homologue Téledétection, IST).

A cette équipe d'experts et d'homologues, il faut ajouter l'ensemble du personnel indispensable au fonctionnement et constitué des chauffeurs, des gardiens, du personnel d'entretien à Dakar et à Kédougou, des cuisiniers, des équipes de prospection géochimique et des guides locaux.

Remerciements

L'équipe du projet tient à remercier le Maître d'œuvre, la Direction des Mines et de la Géologie, du Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, pour son soutien permanent au cours du déroulement du projet. Nous sommes particulièrement redevables à M. Moussa SYLLA, Directeur des Mines et de la Géologie, à M. Mamadou DIAW, Coordonateur du PASMI à la DMG et de M. Pasquale IANNELLO, Assistant technique à la DMG.

L'équipe du projet tient à remercier le Maître d'ouvrage, La Direction de la Dette et de l'Investissement du Ministère des Finances et notamment M. Mamadou FAYE, Ordonnateur National du FED, et Mme Amina FAYE.

L'équipe du projet tient à remercier la Délégation de l'Union européenne et notamment M. Gilles HERVIO, Chef de Délégation de la Commission européenne auprès de la République du Sénégal et M. Frédéric FOURTUNE, Chargé de Programmes Infrastructures.

Enfin, l'équipe du projet tient à remercier les directions du BRGM et de GEOTER, la Direction Internationale et le Service Géologie du BRGM pour leurs aides techniques et administratives qui ont contribué à la réussite de ce projet.

Résumé

Les traits cartographiques majeurs de la feuille Kossanto-Dalafi Est reflètent une histoire géologique qui débute au Paléoprotérozoïque (Birimien) et s'achève au Paléozoïque.

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 ca. 2.1 Ga reflète un stade de distension auquel succède, dans l'intervalle 2.1-2.06 Ga, un épisode de raccourcissement N-S 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, particulièrement exprimés le long de la Falémé, traduisent en contexte encore ductile, les effets d'une direction de raccourcissement régionale E-O tardi-éburnéenne.

Postdatant le socle birimien, plusieurs générations de dolérites méso-protérozoïques à néoprotérozoïques, sont respectivement datées vers 1.3 Ga (Ectasien : Suite de Kédougou), et 1.15 Ga (Sténien : Suite de Sambarabougou). Nous présentons les suites ectasiennes et sténiennes comme les étapes successives d'un cycle distensif qui va aboutir à l'initiation d'un grand bassin dont le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta (feuille Saraya-Kédougou Est) représente les premiers termes du remplissage sédimentaire.

L'histoire géologique néoprotérozoïque à paléozoïque est marquée par l'édification de la chaîne des Mauritanides constituée de trois domaines: autochtone, parautochtone et allochtone, le premier étant particulièrement exprimée à l'ouest de la feuille Kossanto-Dalafi Est. Cette histoire débute par l'individualisation d'un système d'arc/arrière-arc développé au niveau d'une zone de subduction à vergence est, depuis 690 Ma jusqu'à environ 600 Ma (et peut-être jusqu'à l'Ordovicien). Elle se poursuit au Paléozoïque inférieur, par la formation d'un domaine sédimentaire principalement continental, alimenté par les produits d'érosion des reliefs périphériques. L'histoire géologique des Mauritanides s'achève lors de l'orogénèse hercynienne qui constitue le principal moteur de la déformation et du métamorphisme (faciès schistes verts). La déformation se manifeste i) par le déplacement de nappes chevauchantes d'ouest vers l'est, plissés modérément à un stade tardif, ii) puis dans un régime régional transpressif sénestre, exprimé par le resserrement des plis, des chevauchements et rétro-chevauchements et le développement de duplex.

L'histoire phanérozoïque, clairement exprimée plus au sud sur la feuille Saraya-Kédougou Est par les manifestations doléritiques de la Suite de Bandafassi, semble absente sur la feuille Kossanto-Dalafi.

Abstract

The mapping trends displayed on the « Kossanto-Dalafi Est » sheet are the result of long lived geological history from Paleoproterozoic to Paleozoic times.

West of the sheet, basalts and ultrabasic rocks of the so-called Mako Group correspond to the formation of an oceanic crust, dated at 2.25-2.20 Ga, therefore arguing for a juvenile Birimian crust and co-eval mantle extraction processes. The initiation of a subduction geodynamic context evolves to the production of the Sandikounda-Soukouta magmatic Suite, through the consumption of the oceanic crust. Dominantly granodioritic in composition, this Suite is represented from earliest migmatitic terms dated at 2.17 Ga to late sub-spheric plutons dated at 2.14 Ga. Such major diapirism of Eo-eburnean age is the source of peri-plutonic gravity driven deformations, thus corresponding to the earliest tectonic stages. The onset of the silicoclastic Dialé-Dalema basin, at ca. 2.1 Ga, argue for a subsequent distensive tectonic stage, on which are superimposed at 2.1-2.06 Ga the effects of a NS regional shortening. This compressive event is characterized by a transcurrent Eburnean tectonic along NE-SW trends, and synchronous granitic magmatism (Saraya and Boboti Suites). A set of NW-SE and NE-SW conjugate shears are ultimately marking the imprint of a late-Eburnean E-W shortening event. They are well expressed along the Falémé border.

Postdating Birimian basement, several generations of Mesoproterozoic to Neoproterozoic dolerite swarms are dated at 1.5 Ga (Calymnian: Noumoufoukha Suite), 1.3 Ga (Ectasian: Kédougou Suite), 1.15 Ga (Stenian: Sambarabougou Suite). We consider the Ectasian and Stenian Suites as successive steps of a starting distensive context which will ultimately result to the formation of a large basin: the Segou/Madina-Kouta Supergroup. The latter is only recorded on the "Saraya-Kedougou Est" sheet.

Neoproterozoic to Paleozoic history is characterized by the building of the Mauritanides belt, constituted by three domains : autochthonous, parautochthonous and allochthonous , the first of which is well expressed on the Kossanto-Dalafi Est sheet. This geological history starts with the individualization of an arc/back-arc system developed on top of an E-vergence subduction zone, from 690 Ma to ca. 600 Ma (and possibly Ordovician). This history proceeds at Lower-Paleozoic, through the formation of a mainly continental sedimentary domain, "fed" by the erosion of peripheric reliefs. The history of the Mauritanides Belt tends with the Hercynian orogeny which constitutes the driving force of both deformation and metamorphism (greenschist facies). Deformation is evidenced by i) eastward thrusting « nappe », moderately folded at a later stage, ii) a regional scale transpressive regime with sinistral component, marked by folds shortening, thrusts and back-thrusts, and the development of duplexes.

The Phanerozoic history, which further South is well expressed by the Bandafassi doleritic Suite is not recorded on the « Kossanto-Dalafi » sheet.

Sommaire

1. Introduction.....	17
1.1. CADRE DU PROJET	17
1.1.1.Présentation du projet PASMI	17
1.1.2.Objectifs du projet.....	17
1.1.3.Délivrables du projet	18
1.1.4.Réalisation de la carte géologique et contributions	19
1.2. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	20
1.2.1.Géomorphologie	20
1.2.2.Réseau hydrographique	20
1.2.3.Population	21
1.2.4.Voies de communication.....	22
1.3. CLIMAT ET COUVERTURE VEGETALE.....	23
1.3.1.Contexte climatique	23
1.3.2.Végétation et faune.....	23
1.4. LOCALISATION DE LA ZONE D'ETUDE	24
1.5. CONDITIONS D'ETABLISSEMENT DE LA CARTE	25
1.5.1.Conditions d'affleurement	25
1.5.2.Méthodologie de cartographie	26
2. Cadre géologique général et travaux antérieurs	29
2.1. SYNTHÈSE DES TRAVAUX GEOLOGIQUES ANTERIEURS.....	29
2.1.1.Terrains du domaine du Birimien	29

2.1.2. Terrains du domaine des Mauritanides	37
2.2. SITUATION DE LA COUPURE DANS LE CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL	39
2.3. DONNEES GEOPHYSIQUES AEROPORTEES	40
2.3.1. Données aéromagnétiques.....	40
2.3.2. Données radiométriques.....	41
2.3.3. Données électro-magnétiques.....	42
3. Légende générale de la carte géologique, choix cartographiques	45
3.1. PRESENTATION DE LA LEGENDE GENERALE	45
3.2. CHOIX CARTOGRAPHIQUES ET INTERETS DE LA LEGENDE RETENUE	51
4. Description des entités cartographiques	55
4.1. TERRAINS PALEOPROTEROZOIQUES	55
4.1.1. Groupe de Mako (BMa)	55
4.1.2. Suite de Sandikounda–Soukouta (BSs)	68
4.1.3. Groupe de Dialé – Daléma (BDd).....	78
4.1.4. Suite de Saraya (BSa).....	94
4.1.5. Suite de Boboti (BBo)	111
4.2. TERRAINS MESOPROTEROZOIQUES.....	115
4.2.1. Suite de Kédougou (Kd)	116
4.2.2. Suite de Sambarabougou	117
4.3. TERRAINS NEOPROTEROZOÏQUES A PALEOZOÏQUES	120
4.3.1. Unités autochtones à parautochtones	121
4.3.2. Unités parautochtones.....	125

5. Cadre structural	129
5.1. PALEOPROTEROZOÏQUE.....	129
5.1.1. La déformation précoce syn-schisteuse	129
5.1.2. La déformation tardive post-schistosité	132
5.1.3. La déformation tardive cassante.....	136
5.1.4. Accidents siliceux, filon de quartz, BTH.....	136
5.1.5. Autre phase siliceuse : le jaspe	141
5.1.6. Discussion	142
5.2. NEOPROTEROZOÏQUE A PALEOZOÏQUE	143
6. Métamorphisme	145
6.1. LE METAMORPHISME REGIONAL EPIZONAL	145
6.2. LE METAMORPHISME LOCAL, THERMIQUE, AU CONTACT DES GRANITOÏDES.....	145
6.2.1. En bordure du granite de Dioumbalou.....	146
6.2.2. Au toit du granite de Dialakotoba – Bouroubourou.....	146
6.2.3. A la périphérie du massif granitique de Sabarambougou.....	147
6.2.4. A la périphérie du massif granitique de Balakhonko.....	147
6.2.5. Autour du granite de Saraya et de la granodiorite de Moussala.....	147
7. Synthèse de l’histoire géologique	151
7.1. PALEOPROTEROZOÏQUE.....	151
7.1.1. Préambule	151
7.2. MESOPROTEROZOÏQUE	152
7.2.1. Calymnien (Dmc).....	153

7.2.2. Ectasien (Dme)	153
7.2.3. Sténien (Dms)	153
7.3. FIN DU MESOPROTEROZOÏQUE A NEOPROTEROZOÏQUE	154
7.4. NEOPROTEROZOÏQUE A PALEOZOÏQUE	154
7.4.1. Lithostratigraphie	155
7.4.2. Structuration	156
7.5. PHANEROZOÏQUE	156
8. Références bibliographiques	157
9. Annexes.....	165

Liste des annexes

Annexe 1 : Echantillons prélevés pour lames minces	167
Annexe 2 : Echantillons prélevés pour analyses géochimiques	173
Annexe 3 : Echantillons prélevés pour analyses géochronologiques	177

Liste des figures

Figure 1 – Grand bassin (gauche) et lit asséché le long de la Falémé en saison sèche (station C1494)	21
Figure 2 – Localisation de la feuille Kossanto-Dalafi Est à 1/200 000	25
Figure 3 – Localisation des coupes établies dans le domaine du Birimien de la feuille Kossanto-Dalafi Est	27
Figure 4 – Carte du Birimien d’Afrique de l’Ouest (Feybesse et al., 2006).....	31
Figure 5 – Carte du Birimien du Sénégal oriental (Bassot, 1987).....	33
Figure 6 – Carte du Birimien du Sénégal oriental (Ledru et al., 1991).....	36
Figure 7 – Carte des anomalies magnétiques de la feuille Kossanto-Dalafi Est, après retrait de l’IGRF.....	41
Figure 8 – Carte radiométrique du comptage total de la feuille Kossanto-Dalafi Est.....	42
Figure 9 – Cartes électro-magnétiques de la feuille Kossanto-Dalafi Est.....	43
Figure 10 – Nouvelle légende géologique pour le domaine du Birimien du Sénégal oriental.....	46

Figure 11 – Extrait du tableau récapitulatif des âges U-Pb et K-Ar réalisés dans le cadre de ce travail ou issus de travaux antérieurs et présenté sur la carte géologique	47
Figure 12 – Légende de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal oriental pour le domaine des Mauritanides : structure générale	48
Figure 13 – Légende de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal oriental pour le domaine des Mauritanides : structure générale	49
Figure 14 – Carte aéromagnétique illustrant la répartition des anomalies linéaires correspondant aux différentes générations de dolérites.....	51
Figure 15 – Vue de détail des pillows lavas du basalte de Massakounda (station C1115)	56
Figure 16 – Schiste vert particulièrement lité rencontré au nord de Madina Bransan (station C1405) et affecté par les cisaillements tardifs.....	57
Figure 17 – Texture grossière à grands cristaux de pyroxène poecilitique d'un affleurement de gabbro (station C1404).....	58
Figure 18 – Diagramme géochimique des Terres Rares des basaltes et roches vertes associées	58
Figure 19 – Gauche : schistosité et stratification subparallèles à la station C0861 (sud-est de Soukounkou) constituée de tufs andésitiques, schistes et grauwackes. droite : ni stratification, ni schistosité ne sont visibles en apparence dans les tufs communs de la station C1240 en bordure de Falémé	59
Figure 20 – Gauche : tuf commun à granulométrie moyenne (station C1240), droite : tuf hétérogène à quartz bleu (station C1326).....	60
Figure 21 – Station C1241 : gauche : filon métrique de rhyodacite injecté, interstratifié dans les volcano-sédiments ; droite : texture microgrenue porphyrique	60
Figure 22 – Obliquité (de 30°) de la schistosité majeure S1 sur la stratification S0 visible grâce à l'alternance lithologique et le contraste de compétence entre les deux lithologies. Une fracturation transversale tardive recoupe l'ensemble en faisant un angle de 70° avec S0 (station C1505)	61
Figure 23 – Plis précoces fermés de type isoclinal (station C0124)	62
Figure 24 – Boudinage des niveaux massifs compétents (station C0124)	63
Figure 25 – Microplis dans des schistes gréso-pélitiques graphiteux (station C1272)	64
Figure 26 –Schistes fins feldspathiques à grauwackeux (station C0316), avec débit majeur synchrone d'un plissement se transposant sur la stratification	65
Figure 27 – Andésite porphyrique à phénocristaux de pyroxène (station C0822)	66
Figure 28 - Gauche : Brèche d'explosion volcanique à caractère andésitique à l'affleurement, droite : section vernie (station C0212).....	67
Figure 29 – Section vernie de roche volcanique acide de type rhyolite associée aux andésites (station C0420)	67
Figure 30 – Détail d'un des affleurements du complexe lité entre Sonfara et Dioubéba (station C1140) comportant une petite enclave basique allongée dans la foliation majeure.....	69
Figure 31 – Détail d'un affleurement de migmatite (station A0198).....	70
Figure 32 – Moyenne des âges U-Pb les plus concordants pour les analyses sur zircon de l'échantillon de migmatite A0198A	71

Figure 33 –Gauche : foliation gneissique de la granodiorite (station C1172) soulignée par l'alignement des enclaves basiques effilées. Droite : texture porphyroïde nettement orientée (station C1176)	72
Figure 34 –Gauche : Injection de diorite (BSs-gd) dans le basalte (BMa-b) responsable de sa bréchification locale (station C1166). Droite : Texture grenue commune du faciès dioritique (station C1167).	73
Figure 35 – Affleurement de tonalite de la station C1134 à rares enclaves basiques provenant très probablement du panneau de roches basaltiques de Tonkouto	74
Figure 36 – Section vernie d'échantillon de tonalite (station C1134)	75
Figure 37 – Echantillon de gabbro (station C1442).....	76
Figure 38 – Gauche : granite de Bouroubourou-Dialakotoba (station C1314). Droite : faciès hypo-volcanique rosâtre (station C1345).....	77
Figure 39 – Gauche : granite de Diakhaling à l'affleurement (station C1383). Droite : Section polie du granite de Diakhaling avec enclave basique (station C1382).....	78
Figure 40 – Gauche : Marbres rubannés à foliation plate (station C0556), droite : Marbres de Linguekhoto (station C0250)	80
Figure 41 – Affleurement (gauche) et section polie (droite) de marbre plissé (station C0760)	80
Figure 42 – Brèche carbonatée (station C1195)	81
Figure 43 – Grauwackes à passées de siltites et schistes ardoisiers (station C0442)	83
Figure 44 – Grès feldspathique microconglomératique (station C0444).....	83
Figure 45 – Niveaux de schistes dans la Formation à dominante grauwackeuse (station C0457)	84
Figure 46 – Alternances grauwackes/schistes/grès (station C0467)	85
Figure 47 – Grès grossiers hétérogènes, grauwackes et tufs à la station C0408	86
Figure 48 – Tranchée permettant d'observer pélites et grauwackes (station C1198)	88
Figure 49 – Cornéenne litée recoupée par un filon de granite (station C0845).....	89
Figure 50 – Plis métriques isoclinaux, d'axe compris entre 10 à 30° au NNE dans des quartzites fins lités (station C0564)	92
Figure 51 – Plis précoces P1(station C0553).....	93
Figure 52 – Plis P1 sub isoclinaux (station C0511).....	93
Figure 53 – Gauche : biotite semble être « mimétique » d'anciennes phyllites. Droite : cristallisation tardive de ferromagnésiens révélateur du plissement isoclinal	94
Figure 54 – Granite à deux micas (station C0953).....	95
Figure 55 –Granite à biotite (faciès rosâtre, station C0955).....	96
Figure 56 – Section vernie du granite de Mamakhono (station C0310).....	97
Figure 57 – Moyenne des âges U-Pb les plus concordants pour les analyses sur zircon de l'échantillon de granite H0008a	98
Figure 58 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon de granite H0066	99
Figure 59 – Cadre de mise en place d'une pegmatite dans le batholite de Saraya.....	100

Figure 60 – Quartz et feldspath dans une pegmatite à géode de quartz.....	101
Figure 61 – Gauche : pegmatite à tourmaline (station C0597), droite : pegmatite à andalousite (station C1105).....	102
Figure 62 – Granodiorite de Moussala (station C0254) à l’affleurement (gauche) et en section sciée (droite).....	103
Figure 63 – Réseau filonien dans la granodiorite (station C0572).....	104
Figure 64 – Granodiorite à la station C0967	105
Figure 65 – Granite à biotite (station C0333).....	106
Figure 66 – Granite à biotite (station C0849). Gauche : figures d’érosion fluviale en dalles cannelées ; droite : litage magmatique visible transversalement sur les figures d’érosion en dalles.....	107
Figure 67 – Granite à biotite, faciès fracturés (station C1533).....	108
Figure 68 – Aplite (gauche) générant muscovitisation et oxydation (droite) dans le granite à biotite (station C1534).....	108
Figure 69 – Granite à muscovite, avec enclaves à biotites (gauche) et muscovitisation secondaire (droite), (station C0240).....	109
Figure 70 – Leucogranite à biotite, muscovite, tourmaline abondante et grenat (station C0369).....	111
Figure 71 – Station C0770 : granodiorite de Balangouma à l’affleurement (gauche) et en section sciée (droite).....	112
Figure 72 – Leucogabbro à enclaves basiques (station H002).....	113
Figure 73 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l’échantillon de leucogabbro H002	115
Figure 74 – Dyke doléritique à phénocristaux (station C1018).....	116
Figure 75 – Report de toutes les suites doléritiques dans un diagramme $Na_{20}+K_{20}$ vs SiO_2	118
Figure 76 – Chronologie récapitulative des suites doléritiques en termes d’âges absolus et de périodes correspondantes	119
Figure 77 – Déformation enregistrée par un granite porphyroïde (station C1150)	131
Figure 78 – Cisaillements sénestres et boudins plurimétriques enregistrés dans les formations litées carbonatées subverticales (station C0250).....	132
Figure 79 – Plis P2 organisés selon ou délimités par des plans de fractures (station C0444). On observe la même disposition à l’échelle de la carte où ces fractures sont remplacées par de véritables couloirs de déformation.....	133
Figure 80 – Ondulations tardives (P2) peu marquées, plan axiale desquelles une schistosité de fracture s’est développée (station C1055).....	134
Figure 81 – Révélation de l’interférence de deux directions qui s’affrontent grâce à la présence de ces deux filonnets de quartz qui se recoupent et se déforment mutuellement sur l’échantillon (station C1405)	135
Figure 82 – Quartz blanc filonien traversé par une importante fracturation (station C1418).....	137
Figure 83 – Filon métrique sub-vertical de quartz blanc observé dans la région de Sountokholo à l’ouest du massif de Bouroubourou – Dialakotoba, (station C1365).....	138

Figure 84 – Exploitation à ciel ouvert du gisement de Sabodala par la société australienne MDL	139
Figure 85 – Echantillon de quartz aurifère photographié sur le dioura de Tinkoto (station C0214).....	139
Figure 86 – Section d'un échantillon prélevé à la station C1053. Filon de quartz blanc tardif, sécant sur la schistosité précoce S1, repris dans la déformation cisailante tardive (selon les mêmes plans qu'il a traversés) qui le plisse, le hache et le transpose quasiment, localement. D'autres filonnets de quartz, encore plus tardifs, recourent l'ensemble.....	140
Figure 87 – Jaspe vert à bleu turquoise récolté en petits fragments sur l'ensemble du territoire de la feuille de Kossanto-Dalafi Est.....	141
Figure 88 – Niveau décimétrique de jaspe vert sombre en place provenant probablement de la transformation de lits de cinérites in situ par silicification (station C0934).....	142
Figure 89 – Métamorphisme de contact caractérisé par la cristallisation statique d'andalousite « chiastolite ».....	146
Figure 90 – Cristaux de staurotides (station C0531).....	148
Figure 91 – Paragenèse à sillimanite en roche (gauche) et lame mince (droite), (station C0251).....	149
Figure 92 – Marbres à scapolite (station A342)	150

1. Introduction

1.1. CADRE DU PROJET

1.1.1. Présentation du projet PASMI

Le projet de cartographie géologique du Sénégal oriental s'inscrit dans le cadre du Programme d'Appui au Secteur Minier du Sénégal (PASMI) qui a été réalisé avec un financement du 9^{ème} fond européen de développement (projet 9 ACP SE 009) sous la Maîtrise d'ouvrage de la Direction de la Dette et de l'Investissement (DDI) du Ministère de l'Economie et des Finances et la Maîtrise d'œuvre de la Direction des Mines et de la Géologie (DMG) du Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME.

Ce projet s'est déroulé entre mai 2008 et novembre 2010 et a été organisé en quatre phases dont deux ont été réparties sur deux années.

- Phase 1 : mai 2008 à octobre 2008, phase dite de préparation préliminaire pour la préparation et la mise en place ;
- Phase 2 : octobre 2008 à janvier 2009, phase de compilation et de synthèse de l'existant pour définir les objectifs et la stratégie d'acquisition de nouvelles données de la phase 3 ;
- Phase 3a : janvier 2009 à juin 2009, phase de levés géologiques et travaux de terrain de la première campagne ;
- Phase 4a : juillet 2009 à novembre 2009, phase d'interprétation préliminaire des travaux de terrain de la première saison ;
- Phase 3b : novembre 2009 à mai 2010, levés géologiques et travaux de terrain de la seconde campagne ;
- Phase 4b : mai 2010 à novembre 2010, phase de traitement de l'ensemble de l'acquis et interprétation.

1.1.2. Objectifs du projet

L'objet de ce projet a été l'actualisation, dans un Système d'Information Géographique (SIG), de la cartographie géologique et minière du Sénégal oriental.

A terme, la vocation du projet est de doter le Sénégal d'une base de données géologiques et métallogéniques rassemblant et mettant en cohérence les données antérieures (données minières, résultats des travaux académiques, etc.) actuellement dispersées, et les données nouvellement acquises dans le cadre de la présente intervention.

Cette démarche constitue le préalable incontournable à la relance de l'activité minière au Sénégal, ainsi qu'à la maîtrise des problèmes environnementaux liés à ce type d'activité.

L'amélioration majeure des connaissances géologiques et minières et leur diffusion devait se traduire concrètement par :

- l'établissement de cartes à fond géologique et structural, à l'échelle 1/200 000, accompagnées de notices explicatives, couvrant l'intégralité des formations anciennes du Sénégal dont la vocation minière n'est plus à démontrer ;
- l'établissement d'une carte métallogénique à l'échelle 1/500 000° pour les mêmes formations.

L'assistance technique devait doter l'Administration de capacités techniques autonomes pour la gestion et l'interprétation des données et contribuer à la formation de scientifiques et techniciens sénégalais pour les diverses technologies mises en œuvre tout au long du Projet.

1.1.3. Délivrables du projet

Cette notice explicative accompagne la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Kossanto-Dalafi Est ([Goujou *et al.*, 2010a](#)) qui fait partie des livrables du projet de cartographie géologique du Sénégal oriental.

L'ensemble est intégré au Système d'Information Géographique (SIG) géré par le Centre de Documentation et de Cadastre Minier (CDCM) de la Direction des Mines et de la Géologie.

Les livrables du projet comprennent des rapports administratifs du déroulement du projet pour les différentes phases présentées en 1.1.1. Il s'agit des rapports référencés CGSO-001RP à CGSO-005RP.

Ils comprennent aussi des cartes et notices thématiques et à différentes échelles. Ces documents sont :

- carte géologique à 1/500 000 du Sénégal, feuille Sud-Est ([Théveniaut *et al.*, 2010a](#)) ;
- notice explicative de la carte géologique à 1/500 000 du Sénégal oriental ([Théveniaut *et al.*, 2010b](#)) ;
- carte géologique et abondance Or à 1/500 000 du Sénégal oriental ([Morisseau *et al.*, 2010a](#)) ;
- notice explicative de la carte géologique et abondance Or à 1/500 000 du Sénégal oriental ([Morisseau *et al.*, 2010b](#)) ;
- carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Bakel-Semme Sud-Ouest ([Fullgraf *et al.*, 2010c](#)) ;

- notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Bakel-Semme Sud-Ouest ([Lahondère et al., 2010](#)) ;
- carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Tambacounda-Dalafi Ouest ([Buscail et al., 2010a](#)) ;
- notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Tambacounda-Dalafi Ouest ([Buscail et al., 2010b](#)) ;
- carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Kossanto-Dalafi Est ([Goujou et al., 2010b](#)) ;
- notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Kossanto-Dalafi Est ([Goujou et al., 2010a](#)) ;
- carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Linkering/Kolda-Kédougou Ouest ([Fullgraf et al., 2010a](#)) ;
- notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Linkering/Kolda-Kédougou Ouest ([Fullgraf et al., 2010b](#)) ;
- carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Saraya-Kédougou Est ([Delor et al., 2010a](#)).
- notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Saraya-Kédougou Est ([Delor et al., 2010b](#)).
- atlas géochimique à 1/200 000 de la prospection géochimique du Sénégal oriental ([Kaisin et al., 2010a](#)) ;
- inventaire et prospection géochimique du Sénégal oriental ([Kaisin et al., 2010b](#)) ;
- carte hydrogéologique à 1/500 000 du Sénégal oriental ([Wuilleumier et al., 2010a](#)) ;
- notice explicative de la carte hydrogéologique à 1/500 000 du Sénégal oriental ([Wuilleumier et al., 2010b](#)).

1.1.4. Réalisation de la carte géologique et contributions

Les levés géologiques et travaux de terrain de la feuille Kossanto-Dalafi Est se sont déroulés sur les deux saisons de terrain des phases 3a (janvier à juin 2009) et 3b (novembre 2009 à avril 2010) essentiellement à partir de Kédougou. Au cours du mois de janvier 2009, une mission itinérante de reconnaissance a traversé les terrains du Néoprotérozoïque avant de se diriger vers le sud de ce domaine. Pour parcourir ces mêmes terrains au nord, une base temporaire a été établie à Bakel en novembre 2009 afin de rayonner autour de cette ville. Les travaux dans le domaine du Néoprotérozoïque se sont poursuivis jusqu'en février 2010. Pour le domaine du Birimien, les travaux se sont déroulés dès le mois de février 2009, à partir d'une base régionale installée à Kédougou autour de laquelle les équipes ont réalisé leurs itinéraires (d'une journée à une

semaine). De novembre à décembre 2009, pour atteindre plus facilement les zones septentrionales isolées de la « poche » (petite partie du Sénégal se situant outre-Falémé), un camp temporaire a été installé à Kéniéba. Puis les travaux ont progressé en redescendant le long de la Falémé, grâce à un camp intermédiaire installé à proximité du village de Sandikounda. La logistique du Projet PASMI s'est également appuyée sur les bases permanentes et bases locales des compagnies minières présentes dans la région. La base MDL de Soukounkou en bordure de Falémé, par exemple, a accueilli à plusieurs reprises les équipes du Projet.

Les experts et homologues ayant contribué aux acquisitions de données sur cette coupure géologique sont, par ordre alphabétique :

- Domaine du Birimien : C. Delor, D.P. Diallo, E. Dioh, J.C. Goujou, P.M. Ndiaye, H. Théveniaut ;
- Domaine des Mauritanides : F. Buscail, R. Caby, T. Fullgraf, D. Lahondère, J. Le Métour, P.N. Ndiaye, M. Villeneuve.

1.2. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE

1.2.1. Géomorphologie

La morphologie du Sénégal oriental est beaucoup plus marquée que celle du reste du pays. Près de la frontière avec la Guinée s'élèvent les plateaux gréseux des contreforts du Fouta Djallon. C'est dans ce secteur que se situe le point culminant du pays à 581 m d'altitude (Mt Sambagalou). Les plateaux recouverts de latérite sont limités par un escarpement d'une hauteur de 200 m qui domine le socle birimien. De petits massifs, alignés SSO-NNE, dominent ces bas pays. Ils sont constitués de roches du socle ou de coulées volcaniques (sills de dolérites). L'ensemble de ces reliefs est couvert par des latérites, et des colluvions, les sols se rencontrant plutôt sur les bas versants et les piémonts.

Ailleurs, les formations de granites et de schistes du socle, mais aussi les grès surtout argileux du Précambrien à Cambro-ordovicien, présentent un modelé de collines et de glacis, souvent couverts de cuirasses ferrugineuses et dominés par quelques inselbergs. Les grandes buttes tabulaires ou mamelonnées des Monts Bassari présentent aussi un relief caractéristique. Ces terrains présentent des formations latéritiques généralement lessivées. Des sols à dominante argileuse se sont formés dans les plaines de la basse Falémé.

1.2.2. Réseau hydrographique

Le Sénégal oriental est situé dans les bassins hydrographiques des fleuves Sénégal et Gambie. Ces deux grands fleuves sont séparés par une dorsale qui s'étend, dans une direction NNO-SSE, depuis la frontière guinéenne et la ville de Toubacouta, en passant par Saraya, Kossanto, Touréounda puis à Koussane vers le nord. Les affluents importants pour le bassin du fleuve Gambie sont les rivières Koulountou, Niokolo-Koba, Sandougou et Niéri Ko, toutes intermittentes. Pour le bassin du fleuve Sénégal, il s'agit de la rivière Falémé, pérenne. Les variations

pluviométriques interannuelles sont très fortes, les débits moyens varient dans un rapport de 1 à 6 entre l'année la plus humide et la plus sèche. 95% du débit des fleuves Sénégal, Gambie et de la rivière Falémé est concentré sur une période de cinq mois, généralement de juillet à novembre.

Sur la feuille Kossanto-Dalafi Est, la rivière Falémé, qui constitue la frontière naturelle avec le Mali, domine le réseau hydrographique. Au nord, cette rivière isole la boutonnière de Kéniéba qui se situe à l'est de ce cours d'eau. Ce cours d'eau majeur a pu étendre ses emprises alluvionnaires au cours des saisons des pluies au-delà de ses rives parfois encaissées. Cette frontière si imposante à la saison des pluies, et encore de long mois après, devient localement insignifiante à la saison sèche. En effet, la Falémé, long et large cours d'eau de juillet à novembre/décembre, se transforme en un chapelet de bassins de plus ou moins grande superficie séparés par des zones arides par l'intermédiaire desquelles il est possible d'accéder au Mali voisin à pied (**Figure 1**). Ce contraste est saisissant en pleine saison sèche et met en relief des zones de hauts-fonds de plus ou moins grande importance.



Figure 1 – Grand bassin (gauche) et lit asséché le long de la Falémé en saison sèche (station C1494)

Les autres cours d'eau sont mineurs et généralement sec en dehors de l'hivernage.

1.2.3. Population

La zone d'étude au Sénégal oriental s'étend sur les deux régions administratives de Tambacounda et de Kédougou. Il s'agit de l'une des régions les moins peuplées du pays. Les villes les plus importantes sont la capitale régionale Kédougou, Bakel, Saraya et à un degré moindre, Kéniéba, Kossanto et Salémata. Ailleurs, ce sont des villages peuplés de quelques dizaines à quelques centaines d'habitants qui sont reliés par des pistes. On y retrouve des populations du groupe Mandé (Soninké, Malinké, Diakhanké, Dialonké et Bambara). Les peulhs, extrêmement disséminés à l'intérieur du pays, arrivent à égalité avec les Malinkés vers le sud. Les Bassaris et les Bédiks sont aussi présents à l'ouest de Kédougou dans les villages perchés sur les Monts Bassari.

Sur la feuille Kossanto-Dalafi Est, Kossanto est la ville la plus importante. Cette sous-préfecture n'a cependant pas bénéficié de l'essor que connaît le village de Sabodala et ses proches alentours, en raison de l'activité minière des compagnies minières (MDL, Oromin).

A la frontière, il existe de nombreux gros villages malinkés en bordure de Falémé, souvent en vis-à-vis d'un village du côté malien. Des échanges commerciaux se développent, échanges d'autant plus faciles que l'accès pédestre est établi, en saison sèche. La pêche et la recherche artisanale d'or (plus ou moins organisée) sont parmi les activités principales. Le long de ce cours d'eau, on note surtout le village de Sayansoutou, sur l'axe reliant Kédougou au Mali, et dans une moindre mesure les villages de Laminia, Kaourou, Tourokphoto, Moussala, etc.

Le village de Kéniéba qui occupe une position « stratégique » au-delà de la Falémé ainsi que toute la région de la boutonnière sont moins peuplés avec peu de villages et une accessibilité délicate par le nord via Kidira ou par le pont métallique de Lalli plus au sud.

1.2.4. Voies de communication

Le grand axe routier Dakar-Bakel, via Tambacounda et Kidira, long de 687 km, dessert l'est du Sénégal sous le nom de Nationale 1 (N1). Un deuxième axe mène de Tambacounda à Kédougou (N7) puis vers Saraya et le Mali. En dehors de ces axes, ce sont principalement des pistes qui relient les villes et les villages. Ces pistes sont carrossables mais elles sont difficilement praticables car elles sont souvent en très mauvais état. Déjà difficiles en saison sèche, elles deviennent impraticables durant l'hivernage.

Le transport aérien est irrégulier et limité à cinq aérodromes (Bakel, Tambacounda, Kédougou, Sabodala et Simenti) qui permettent un lien rapide avec Dakar.

La feuille Kossanto-Dalafi Est est enclavée car elle n'est traversée par aucun des grands axes routiers du Sénégal oriental. Deux axes principaux ont cependant pu être utilisés. La route (en partie en latérites qui relie Kédougou à Kossanto ainsi qu'aux grandes installations minières de Sabodala constitue l'axe majeur de circulation sur la feuille. Il se poursuit vers le nord en direction de la Falémé et se perd après avoir dépassé une des bases régionales de la société minière MDL, à la latitude de Sonkounkou. Le second axe, d'importance régionale et en latérites, permet de relier Kédougou à Sayansoutou.

En dehors de ces axes, ce sont principalement des petites pistes qui relient les villes et les villages.

Pendant la saison des hautes eaux, la Falémé offre une voie de communication majeure, malheureusement sous-exploitée pour les grandes distances par manque de possibilités d'utiliser des embarcations motorisées.

1.3. CLIMAT ET COUVERTURE VEGETALE

1.3.1. Contexte climatique

Le Sénégal est soumis à l'influence mixte de l'harmattan et de la mousson.

L'harmattan, lié à l'alizé continental saharien de direction E-O, domine dans la partie orientale du pays, et reste caractérisé par une grande sécheresse rattachée à son long parcours continental et par des amplitudes thermiques très accusées. Frais ou froid la nuit, il peut être chaud à torride le jour.

La mousson, flux particulièrement humide, pénètre dans le pays en période estivale selon une direction NO-SE et s'assèche progressivement en pénétrant vers l'intérieur des terres.

L'année climatique est divisée en deux saisons principales par le critère pluviométrique. La saison des pluies (ou hivernage) débute dans le sud-est du Sénégal en avril-mai avec l'arrivée de la mousson qui envahit progressivement le pays. Les pluies augmentent d'abord lentement, jusqu'au mois d'août où elles culminent. En septembre, la diminution est marquée puis elle devient très brutale en octobre.

Deux phénomènes majeurs provoquent des précipitations sur le pays. Il s'agit, d'une part, des lignes de grains et, d'autre part des remontées de la zone intertropicale de convergence (ZIC) qui sont marquées par l'ascendance de l'air humide, qui se refroidit en altitude et se condense en pluie. Les lignes de grains balayent le territoire d'est en ouest et s'affaiblissent progressivement en atteignant le littoral. Elles marquent le début et la fin de la saison des pluies dans le sud du pays et constituent la source essentielle des précipitations.

Concernant les domaines climatiques du Sénégal oriental, ils correspondent aux domaines sahélo-soudanais au nord et soudano-guinéen au sud, caractérisés par des précipitations annuelles entre 500-1200 mm et des températures moyennes entre 22 et 35°C.

Les journées peuvent être d'une chaleur acceptable entre novembre et février puis elles deviennent très chaudes avec des pics thermiques en avril et mai avant que les premières pluies n'abaissent la température.

Les nuits peuvent être très fraîches en décembre et janvier avec des températures pouvant descendre sous les 15°C, par contre les mois d'avril et de mai peuvent présenter des températures qui ne descendent pas sous les 30°C.

1.3.2. Végétation et faune

Le territoire sénégalais est situé dans les domaines biogéographiques soudanien au nord et soudano-guinéen au sud. Il existe une évolution progressive des paysages qui est liée à l'importance des pluies entre le nord et le sud du Sénégal oriental.

Le domaine soudanien est celui de la savane dominée par des arbres et des arbustes (*Khaya senegalensis*, *Pterocarpus erinaceus*, *Parkia bigobosa*, *Acacia raddiana*, *Combretum glutinosum*),

surplombant un tapis de grandes herbes. Dans les vallées apparaissent des peuplements homogènes de rôniers (*Borassus aethiopum* et *Borassus flabellifer*) et parfois de bambous. Une maigre savane herbeuse couvre les cuirasses ferrugineuses.

La transition avec le domaine soudano-guinéen est marquée par l'apparition d'essences préforestières (*Daniellia oliveri*, *Erythrophleum guineense*).

Le Parc du Niokolo Koba renferme un grand nombre d'espèces sauvages avec notamment des lions, des panthères, des hyènes, des buffles noirs, des hippopotames dans la Gambie, des Lycaons mais aussi de nombreuses antilopes (Elan de Derby, Cobes de Buffon, etc.).

Ailleurs, il n'est pas rare de rencontrer des phacochères, des singes et notamment des groupes de cynocéphales, et aussi de nombreux oiseaux (pintades, francolins, tourterelles, et de nombreuses petites espèces au plumage aux teintes vives). Des serpents sont aussi présents avec le python, le naja, des vipères et des couleuvres.

1.4. LOCALISATION DE LA ZONE D'ETUDE

La feuille Kossanto-Dalafi Est se situe au centre-est du Sénégal oriental. Elle est limitée à l'est par la frontière avec le Mali le long de la rivière Falémé puis au sein de la boutonnière de Kéniéba. Au nord et au sud, les limites sont celles des coupures géographiques officielles à 1/200 000 des feuilles Kossanto et Dalafi (de 13 à 14° de latitude Nord). A l'ouest, le milieu de la coupure géographique officielle à 1/200 000, Dalafi sert de coupure à la longitude : 12°30'O.

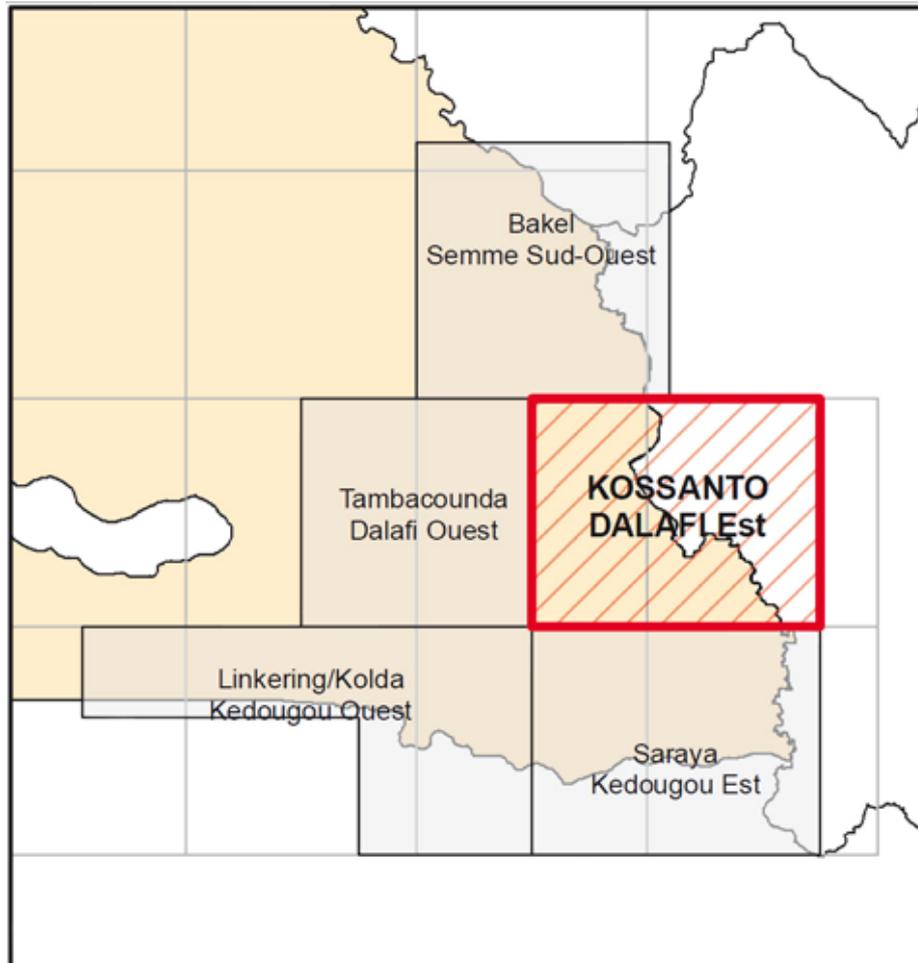


Figure 2 – Localisation de la feuille Kossanto-Dalafi Est à 1/200 000

1.5. CONDITIONS D'ETABLISSEMENT DE LA CARTE

1.5.1. Conditions d'affleurement

Terrains du Birimien

D'une manière générale, la feuille Kossanto-Dalafi Est présente peu de reliefs, le plus souvent associés aux massifs de roches basiques. Ces reliefs modérés marquent également les couloirs de cisaillement armés d'abondants filons de quartz.

Les régions occupées par des granites/granodiorites mais aussi par des sédiments et volcano-sédiments du Groupe de Dialé-Daléma sont caractérisés par une topographie relativement plane. Le massif de Saraya et sa terminaison nord-orientale en est un exemple comme le massif circulaire de Bouroubourou. On note çà et là de nombreuses collines surmontées d'une épaisse cuirasse latéritique.

Sur l'ensemble du territoire couvert par le Birimien, la région délivre d'assez bonnes conditions d'observation. Néanmoins, on relève d'importantes disparités entre :

- une zone extrême-nord, nord-est et est, parcourue par la Falémé qui offre à elle seule des conditions uniques d'observation quasi-continue des formations du Birimien dans le lit du cours d'eau ;
- des zones plus centrales, comme l'arrière-pays de la Falémé, dépourvues de tout affleurement. Il s'agit de la région centrale-est occupée par les méta-sédiments du Groupe de Dialé-Daléma.

Terrains des Mauritanides

Sur la feuille Kossanto-Dalafi Est, les conditions d'affleurements concernant les terrains du domaine des Mauritanides sont médiocres et très aléatoires. Cette zone possède une forte couverture latéritique dont les termes supérieurs (cuirasse ferrugineuse et saprolite) couvrent de vastes étendues. Seuls les termes les plus durs (grès quartzeux, quartzite, metabasalte, silicite..) des formations géologiques sont sporadiquement visibles si bien qu'aucune coupe continue n'a pu être effectuée.

L'étendue de la zone et le manque de pistes carrossables ont rendu plus difficile l'exploration de cette région. La progression, en tout terrain en dehors des pistes est très difficile et la plupart du temps impossible à cause de la végétation et des entailles profondes dans la latérite (marigots et marches d'escaliers).

1.5.2. Méthodologie de cartographie

Domaine du Birimien

L'étude du domaine du Birimien a débuté en février 2009 autour de Kédougou sur de nombreux affleurements-clefs (Ibel, Bandafassi, Mako, Baniomba, etc...), afin de se familiariser avec les diverses formations et multiples faciès rencontrés dans la région.

Dès le mois de mars 2009, ce travail a été étendu à des zones plus lointaines, frontalières avec le Mali, pour tester les voies de communication. Ces déplacements avaient aussi pour objectif d'atteindre la Falémé qui constitue la zone d'affleurement la plus prometteuse, afin d'appréhender dans les meilleures conditions possibles les formations exposées. Quelques tournées ont été organisées afin d'harmoniser les points de vue entre géologues et de caractériser au mieux les faciès principaux présents dans la région.

En fin d'année 2009 et au début d'année 2010, les travaux ont été consacrés à la zone nord depuis la boutonnière de Kéniéba jusqu'à Niénioko avec installation de bases temporaires.

La dernière période, jusqu'en avril 2010 a été consacrée à des compléments d'observations des zones problématiques et/ou des zones présentant des conditions d'affleurement optimales.

Afin d'aborder la problématique structurale de l'ensemble du domaine du Birimien du Sénégal oriental, des géotransverses, coupes de référence, ont été réalisées. Les tracés de ces coupes de travail sont représentés, pour cette feuille Kossanto-Dalafi Est sur la **Figure 3**.

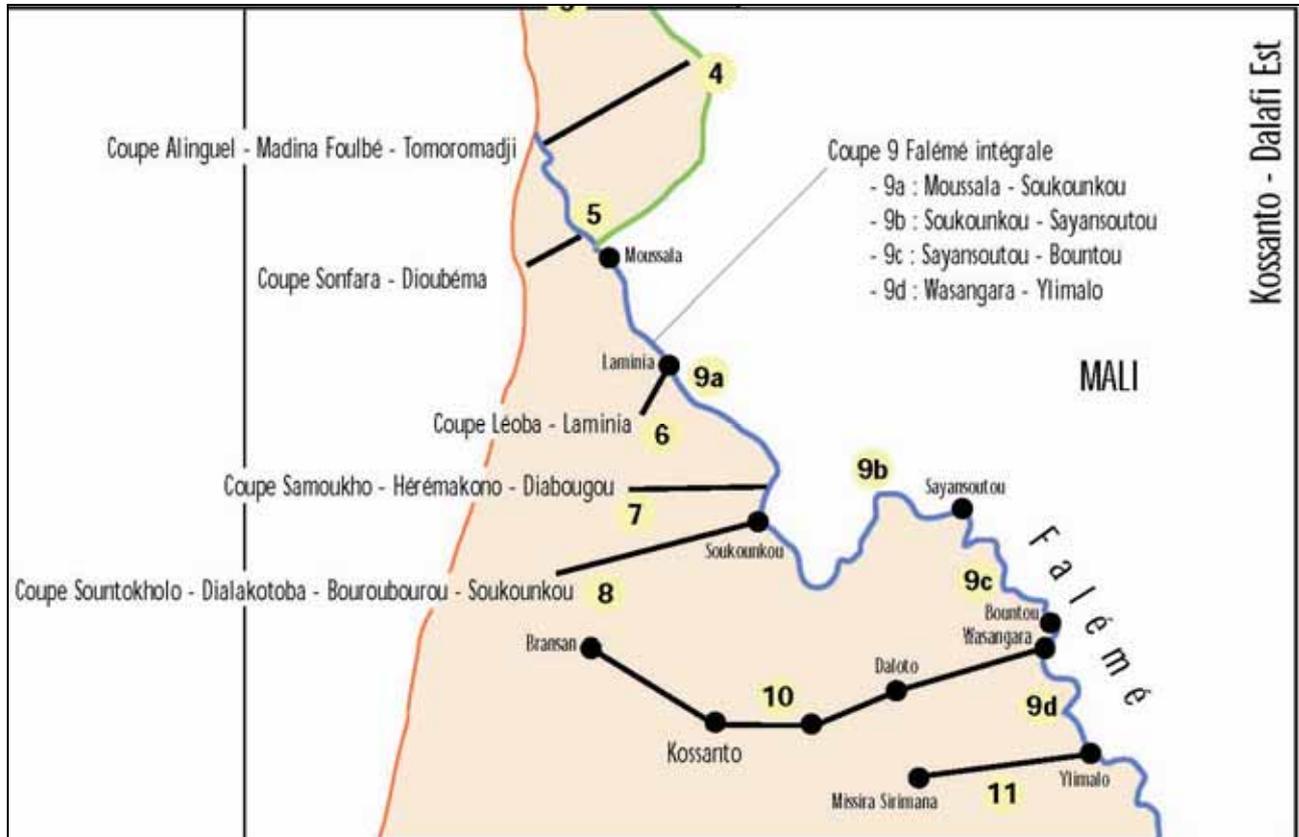


Figure 3 – Localisation des coupes établies dans le domaine du Birimien de la feuille Kossanto-Dalafi Est

La coupe 4 de direction SO-NE joint les massifs de Sansankhoto-Dioubéba à celui de Dioumbalou qu'elle traverse de part en part.

La coupe 5 traverse l'ensemble des basaltes de Konkotou au contact du complexe plutonique lité, intrudés par les granites et granodiorites de la Suite de Sandikounda-Soukouta. Les roches vertes dont les basaltes sont enclavées dans les roches magmatiques plus ou moins acides.

La coupe 6 est une répétition méridionale de la précédente, recoupant en outre d'importants cisaillements NS. Les roches vertes, dont les basaltes, sont cisillées par des phénomènes tectoniques et magmatiques péné-contemporains.

Les coupes 7 et 8 permettent d'aborder la position du massif circonscrit de Bouroubourou par rapport (i) aux granites *s.l.* de la Suite de Sandikounda-Soukouta, (ii) aux grandes structures cisailantes méridiennes et NE-SO et (iii) à son encaissant. Grâce à ces coupes, on aborde aussi le problème des schistosités plates au NE du massif de Bouroubourou.

La coupe 9 suit intégralement sur le cours d'eau de la Falémé. Cette coupe a bénéficié des conditions optimales d'affleurement le long de ce cours d'eau qui recoupe idéalement les grandes unités birimiennes reconnues. Ces itinéraires ont quasiment tous pu être réalisés en véhicule, permettant soit un accès direct au cours d'eau, soit indirect, par le réseau de marigots affluents, le plus souvent à sec. Par contre, la portion Sayansoutou-Bountou non praticable en véhicule a nécessité 5 jours en pirogue, entièrement à la rame. D'une manière générale, la coupe 9 est le seul itinéraire qui offre des affleurements quasiment en continu d'une extrémité à l'autre de la coupe.

Le tracé de la coupe 10 s'appuie sur la présence au NO, dans la région de Sabodala, d'importants gisements miniers (Au) en cours d'évaluation et/ou d'exploitation, respectivement par les sociétés OROMIN et MDL et de l'existence de routes majeures et de pistes secondaires qu'il a été possible de parcourir sans problème en véhicule vers le SE jusqu'à la frontière.

La coupe 11 constitue une petite dérivation de la coupe 10, au sud, permettant de recouper la terminaison extrême NE du batholite de Saraya.

Domaine des Mauritanides

En 2009, une première mission de reconnaissance d'une durée d'une semaine a été réalisée avec certains experts du projet et les homologues afin de caractériser les niveaux repères et les principaux faciès lithologiques et structuraux de la zone de Dalafi.

Le contact entre les terrains birimiens et néoprotérozoïques a été identifié et discuté en terme d'âge et de signification géodynamique, en le corrélant avec ce qui existe déjà au nord en Mauritanie et ailleurs autour du bouclier Ouest Africain et plus particulièrement dans le bassin de Taoudéni.

Au cours des mois de mars et avril 2010, les missions d'explorations en itinérance de 5 jours, ont consisté à la réalisation de coupes perpendiculaires aux structures. Des itinéraires ont préalablement été définis au bureau, d'abord autour et le long des principales pistes puis à la faveur d'itinéraires pédestres, avec l'assistance d'un guide local.

2. Cadre géologique général et travaux antérieurs

2.1. SYNTHÈSE DES TRAVAUX GÉOLOGIQUES ANTERIEURS

2.1.1. Terrains du domaine du Birimien

Cadre géologique ouest-africain

Le Birimien du Sénégal oriental illustre, au même titre que d'autres segments crustaux du Précambrien d'Afrique de l'Ouest, une étape importante d'accrétion crustale au Paléoprotérozoïque, plus exactement au Rhyacien (2300-2050 Ma).

Depuis les travaux de [Kitson \(1928\)](#) au Ghana, la caractérisation de vastes domaines plutono-volcaniques et sédimentaires a progressivement conduit à la confrontation de deux modèles situant les termes magmatiques à la base ou au sommet de l'édifice birimien. Initialement débattu en termes de Bv (pour Birimien volcanique) et Bs (pour Birimien sédimentaire), cette dualité a été reprise dans les années 1980, sur la base d'un argumentaire pétro-structural et isotopique conduisant à l'individualisation à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest :

- de domaines B1 essentiellement sédimentaires situés à la base du Birimien ;
- de domaines B2, essentiellement volcaniques, situés au sommet du Birimien.

Ce modèle, appliqué à l'Afrique de l'Ouest, trouve ses fondements au Sénégal oriental où il a été proposé ([Milesi et al., 1989](#), [Ledru et al., 1991](#)), sur la base des données isotopiques disponibles à l'époque et des arguments structuraux constatés dans le bassin du Dialé et le Groupe de Mako. Au Sénégal, comme ailleurs en Afrique de l'Ouest, la présence d'une schistosité précoce (S1) replissée, au sein des formations sédimentaires a conduit les auteurs à envisager une phase tectonique tangentielle (D1) reflétant un premier stade collisionnel intracontinental associé à l'orogénèse éburnéenne. Par opposition, ces mêmes auteurs notent que la tectonique transcurrente D2, responsable des structures régionales verticales globalement NE-SO, est seule visible au sein des formations plutono-volcaniques du Groupe de Mako, et se surimpose à la structuration précoce D1 du Groupe de Dialé-Daléma.

Ce faisceau d'arguments, avancé pour d'autres parties du Birimien d'Afrique de l'Ouest, a fait l'objet d'interprétations alternatives, comme en Côte d'Ivoire, en Guinée et au Burkina, où la présence d'une schistosité précoce au sein des bassins, localement plate, a été interprétée comme liée aux stades précoces de mise en place de plutons/batholites syn-tectonique transcurrente au sein des groupes sédimentaires. Plus précisément, cette schistosité précoce a été argumentée en Côte d'Ivoire ([Delor et al., 1995a et 1995b](#) ; [Vidal et al., 1996](#) ; [Caby et al., 2000](#)) et illustrerait, au moins pour partie, les stades de déformations induits au toit des diapirs ascendants, et repris activement par la tectonique transcurrente. Dans les mêmes secteurs, les datations vers 2195-2170 Ma des complexes plutono-volcaniques de Côte d'Ivoire ([Delor et al., 1995a et 1995b](#)) ont établi leur antériorité sur les termes sédimentaires périphériques à

l'affleurement au sein desquels la S1 précoce était réinterprétée non plus comme phase tangentielle, mais comme déformation précoce péri-plutonique.

Enfin, en vis-à-vis de ce débat « structural et datation absolue », il convient de tenir compte de l'apport des données isotopiques Sm-Nd qui permettent d'appréhender les étapes d'accrétion crustale en termes d'héritage d'un socle pré-birimien existant et d'accrétion magmatique juvénile (extraction mantellique). A ce titre, les travaux de [Abouchami *et al.* \(1990\)](#) et [Boher *et al.* \(1992\)](#) ont clairement illustré la nature juvénile vers 2,1 Ga *s.l.* de toutes les composantes lithologiques du Birimien, y compris les termes sédimentaires définis comme B1. Ce constat majeur a conduit ces auteurs à proposer que la présence d'un socle plutono-volcanique juvénile majeur soit acquise par extraction mantellique dans un modèle de point chaud asthénosphérique.

Au fil de ce débat de fond, des études régionales sont venues étayer régulièrement la connaissance du Birimien d'Afrique de l'Ouest. Les travaux suivants en sont l'illustration.

[Kesse \(1985a, b\)](#) au Ghana puis les travaux du BRGM (e.g. [Milési *et al.*, 1989](#)) proposent pour l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest une stratigraphie basée sur des arguments principalement structuraux et géochronologiques. Ils distinguent i) un ensemble inférieur (B1) essentiellement flyschöide, qui correspond au Sénégal, au Groupe Dialé-Daléma, et ii) un ensemble B2, à dominante volcanique qui correspond au Sénégal au Groupe de Mako. Il s'y intercale des formations fluvio-deltaïques d'aspect analogue au Tarkwaïen du Ghana. Le cycle métallogénique éburnéen, riche en or et en métaux de base s'étendrait sur une période de 150 Ma avec deux événements principaux de minéralisation.

[Abouchami *et al.* \(1990\)](#) proposent que les formations birimiennes se soient mises en place dans un environnement de plateau océanique et que les tholéiites de Mako soient comparables aux basaltes actuels.

[Boher *et al.* \(1992\)](#) sur la base d'une systématique isotopique Sm-Nd conclue que la croûte birimienne a été créée vers 2.1 Ga, dans un contexte d'extraction mantellique juvénile. Bien que nécessairement initié au cœur d'un substratum plus ancien (archéen) dont toutes les limites ne sont pas connues (exemple du craton de Man), les formations éo-birimiennes ont donc été générées dans un environnement purement océanique. La collision du néo-continent birimien avec le nucléus archéen de Man, serait à l'origine du volcanisme calco-alcalin postérieur aux basaltes.

[Béziat *et al.* \(2000\)](#) modélisent la mise en place d'assemblages ultrabasiques à basiques de la ceinture de roches vertes de Boromo au Burkina Faso. Ils estiment que les roches volcaniques et plutoniques de chimisme calco-alcalin représentent les racines d'un arc insulaire.

[Hirdes et Davis \(2002\)](#) datent par la méthode U-Pb sur zircon des granitoïdes de la Suite Daléma à 2081 Ma et du Groupe de Mako à 2076 Ma. Les zircons détritiques provenant des roches sédimentaires du Groupe de Dialé sont quant à eux datées à 2165 Ma.

[Egal *et al.* \(2002\)](#) reconnaissent, en Guinée orientale, un événement éburnéen tardif entre 2090-2070 Ma. Les roches calco-alcalines montrent alors une affinité avec celles d'un arc magmatique actif où la déformation transcurrente a accommodé la convergence régionale vers la fin du cycle éburnéen.

En termes cartographiques, et parallèlement aux débats conceptuels, la vision cartographique des différents domaines plutono-volcaniques et sédimentaires birimiens a sans cesse été réactualisée et nous présentons ici (Figure 4) la carte de Feybesse *et al.* (2006) qui donne un aperçu détaillé sur l'évolution du Birimien d'Afrique de l'Ouest.

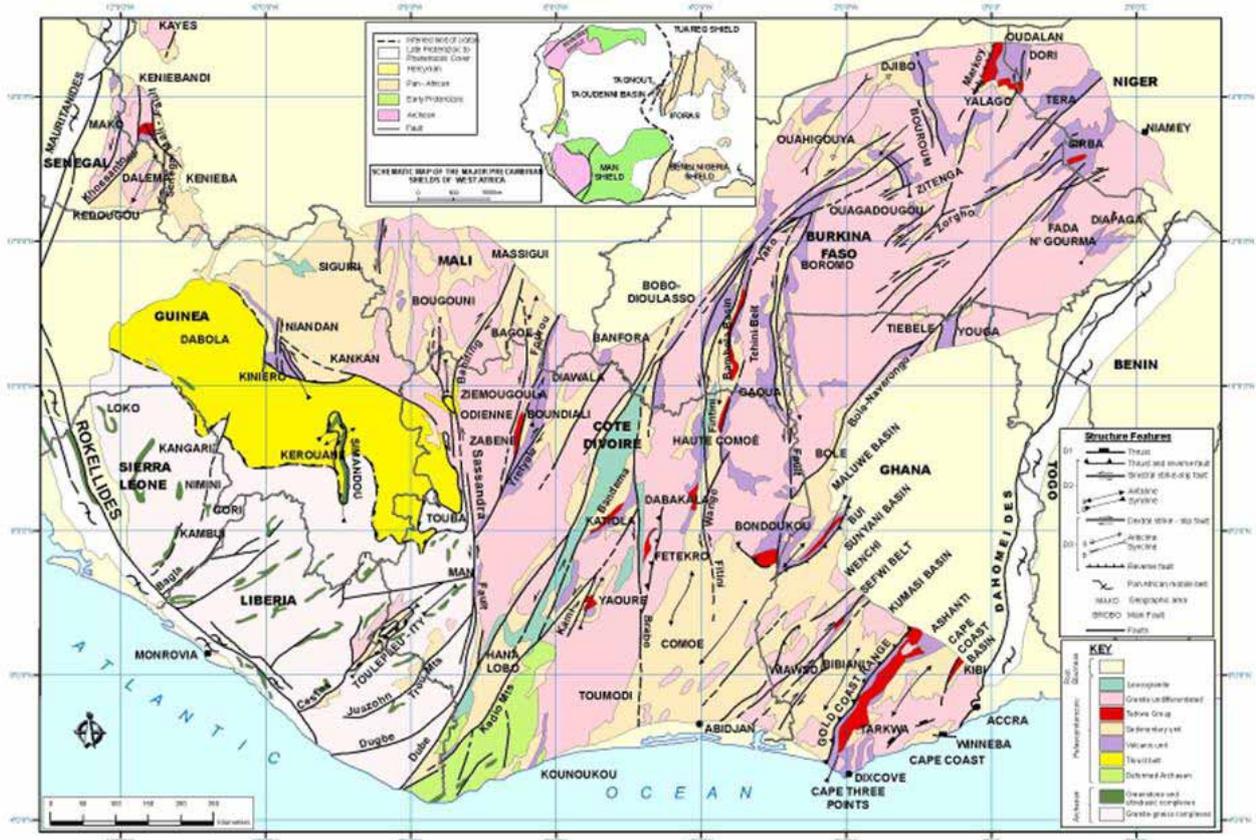


Figure 4 – Carte du Birimien d'Afrique de l'Ouest (Feybesse *et al.*, 2006).

Cadre géologique du Sénégal oriental

Le Birimien du Sénégal oriental a fait l'objet de nombreuses études pétrographiques, structurales, géochimiques, et métallogéniques, et moins souvent géochronologiques et géophysiques. Des milliers d'analyses géochimiques sol et roches ont été réalisées par les compagnies minières, essentiellement pour la recherche de l'or mais aussi du fer, des métaux de base (Ni, Cr, Cu, Zn, Sn), du molybdène, de la colombo-tantalite, du titane, du vanadium et du diamant. De nombreux sondages carottés donnent une idée assez précise sur la géologie de cette région qui est fortement couverte par de la cuirasse latéritique. Une centaine de rapports miniers des années 1960 à 2006 se trouve au CDCM de la Direction des Mines et Géologie (DMG) mais aussi au BRGM en France.

Nous reprenons ci-dessous, en les complétant, l'historique et la hiérarchisation des travaux présentés par [Ndiaye \(1994\)](#).

Sur la base des travaux de terrain effectués par les équipes du BRGM ([Arnould *et al.*, 1963](#), [Bassot *et al.*, 1963a, b, c](#)), [Bassot \(1966\)](#) propose, pour le Supergroupe Birimien du Sénégal oriental, une succession qui commence par des roches volcaniques et volcano-sédimentaires et qui se termine par des formations à dominante sédimentaire. Ses travaux de pionniers ont été poursuivis par des études plus thématiques sur la chronologie des formations ([Bassot *et al.*, 1963b](#)) et le contexte géotectonique de la suite magmatique de la zone dite « Daléma » à la frontière avec le Mali ([Bassot, 1987](#)). La [Figure 5](#), extraite de [Bassot \(1987\)](#), présente le détail des formations birimiennes du Sénégal oriental, qui ont servi de base à toutes les études académiques depuis près de 50 ans.

Le Groupe de Mako (référéncé comme Supergroupe dans certaines études)

La [Mission Sénégal-Soviétique \(Chtocolov et Korj, 1973\)](#) propose de subdiviser le Supergroupe de Mako en trois termes:

- le Groupe de Kossanto, le plus ancien et qui comprend pour l'essentiel des roches sédimentaires et volcano-sédimentaires ;
- le Groupe de Bérola qui est également dominé par les mêmes termes que le groupe de Kossanto ;
- le Groupe de Ouassa dans lequel prédominent des roches volcaniques.

[Debat *et al.* \(1984\)](#) mettent en évidence une série magmatique basique atectonique dans la partie méridionale du Groupe de Mako.

[Ngom \(1985\)](#) reconnaît, dans la région de Sabodala, deux ensembles magmatiques distincts. Une série basale de roches volcaniques basiques qui est surmontée par une série de roches volcaniques intermédiaires à acides associées à des plutonites allant des gabbros aux granodiorites.

[Dioh \(1986\)](#) distingue dans la région de Sonfara-Laminia-Madina-Foulbé, deux ensembles: un premier à roches basiques qui présente des caractères de type MORB et un second qui est formé de granitoïdes de nature calco-alkaline.

[Dia \(1988\)](#) souligne que les roches volcaniques de Mako sont des tholéiites d'un arc immature se formant sur une croûte océanique. Des datations géochronologiques (Sm/Nd, Pb/Pb) permettent de retenir un événement magmatique majeur entre 2200 et 2100 Ma et de proposer une création de croûte juvénile.

[Dia *et al.* \(1997\)](#) datent le complexe amphibolo-gneissique de Sandikounda autour 2200 Ma. Les intrusions plutoniques fournissent des âges entre 2158 et 2079 Ma. Selon ces auteurs les données isotopiques indiquent que la croûte paléoprotérozoïque de Mako est un terrain d'arc juvénile issu d'une source mantellique appauvrie.

[Diallo \(1994\)](#) souligne que les caractères pétrographiques et géochimiques des complexes volcaniques, plutoniques basiques et ultrabasiques du Supergroupe de Mako sont compatibles

avec une mise en place dans un environnement d'arc insulaire. Les roches volcano-détritiques associées se seraient formées dans des bassins d'arrière arc.

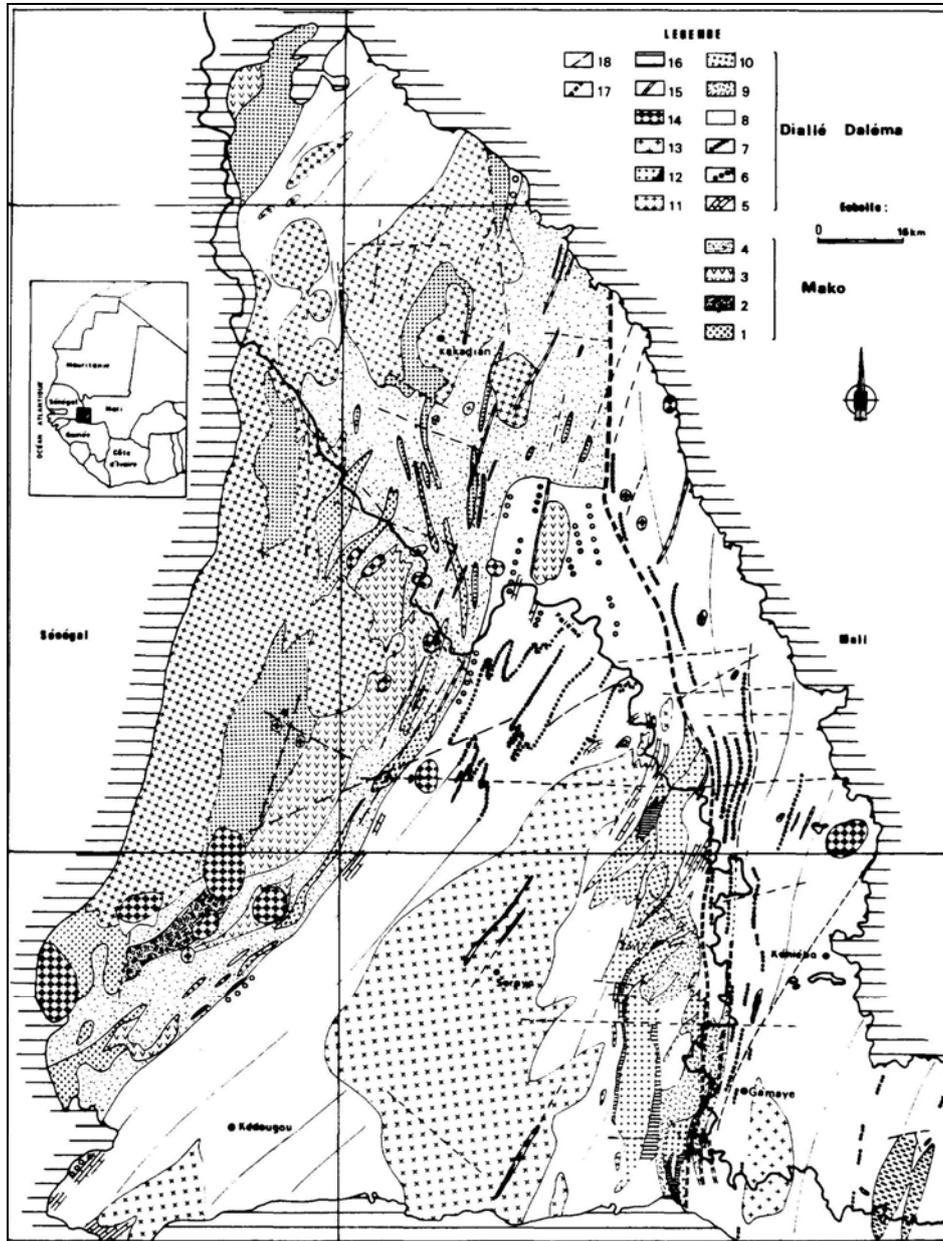


Figure 5 – Carte du Birimien du Sénégal oriental (Bassot, 1987).

Légende :

Supergroupe de Mako 1 : volcano-plutonisme basique. 2 : volcano-plutonisme ultrabasique. 3 : volcano-plutonisme andésitique. Supergroupes du Dialle et de la Daléma 5 : niveaux carbonatés. 6 : niveaux conglomératiques. 7 : niveaux marqueurs. 8 : sédimentaire indifférencié. Complexe volcano-plutonique de la Daléma. 9 : roches volcaniques. 10 : roches hypo-volcaniques. 11 : granitoïdes du massif de Kakadian. 12 : granitoïdes du Boboti et auréole de métamorphisme de contact associée. 13 : granitoïdes du massif de Saraya. 14 : granodiorites post-tectoniques. 15 : filons de gabbro et dolérites anté-Protérozoïque supérieur. 16 : Protérozoïque supérieur. 17 : Décrochement sénégal-malien. 18 : Faille.

Dioh (1995) décrit le Supergroupe de Mako dans la partie septentrionale de la boutonnière de Kédougou. Il souligne deux types de volcanisme. Le premier de nature tholéiitique est précoce et antérieur ou contemporain aux formations volcano-sédimentaires et sédimentaires sur lesquelles se déposent les dernières venues volcaniques de nature basaltique calco-alkaline. Les volcano-sédiments sont de nature quartzeuse, pyroclastique, grauwackeuse ou pélitique.

Diallo (2001) précise les caractères pétrographiques et géochimiques des roches volcaniques du Supergroupe de Mako. Il montre l'existence des termes tholéiitiques dans les niveaux moyen et supérieur d'une séquence calco-alkaline. L'évolution géochimique est compatible avec un contexte d'arc insulaire océanique.

Pawlig *et al.* (2006), dans leur étude géochimique (éléments majeurs, traces, REE) et isotopique (Sr-Nd) montrent le caractère juvénile du Supergroupe de Mako. Les auteurs concluent que les roches du Birimien sont issues d'une source mantellique appauvrie dans un contexte d'un arc insulaire.

Gueye *et al.* (2008), sur la base d'investigations Pb-Pb et U-Pb sur zircons datent plusieurs intrusions du batholite de Badon-Kakadian, du Supergroupe de Mako et du granite de Saraya entre 2213 et 2067 Ma. Les données montrent que le Birimien n'est pas caractérisé par des âges systématiquement plus jeunes d'est en ouest.

Le Groupe de Dialé-Daléma (référéncé comme Supergroupe dans certaines études)

Les travaux de la mission Sénégal-Soviétique (Chtocolov et Korj, 1973) permettent de subdiviser le Groupe en une partie inférieure à dominante arkosique et une partie supérieure à dominante grauwackeuse.

Walter et Chantraine (1974) distinguent dans la partie orientale deux domaines séparés par le granite de Boboti : un domaine occidental schisto-grauwackeux et un domaine oriental, dans lequel se sont mis en place plusieurs types de volcanisme.

Valero *et al.* (1985) notent que le batholite de Saraya résulte de la coalescence de plusieurs plutons. L'étude structurale révèle que les foliations y dessinent une structure en dôme dissymétrique avec un déversement vers le sud-est. Les structures planaires du granite se trouvent dans la prolongation de la schistosité de l'encaissant.

Ndiaye (1986) et Ndiaye *et al.* (1989) soulignent que les formations du Groupe de Dialé-Daléma ont été plissées isoclinalement et schistosées au cours d'une phase de déformation qui s'est accompagnée d'un métamorphisme régional de faible degré qui est plus jeune que la mise en place du granite de Saraya.

Ledru *et al.* (1991) font la synthèse structurale des séries du Dialé, de la Daléma et de Mako. Ils s'inscrivent dans la logique B1 versus B2 de Milési *et al.* (1989) sur la base d'une déformation tangentielle précoce affectant les séries Dialé-Daléma et non retrouvée dans la série de Mako. Ils attribuent ainsi les formations clastiques de Dialé-Daléma à la base du Birimien et les interprètent comme des dépôts de bassins intracratoniques (Figure 6).

Pons *et al.* (1992) cartographient la structure du batholite de Saraya en termes de plutons emboîtés, générés à l'aplomb d'une fracture crustale en liaison avec une phase distensive précoce.

Ndiaye (1994) étudie les altérations hydrothermales qui affectent le Supergroupe de Dialé-Daléma et les minéralisations associées. D'importantes concentrations stratiformes de tourmaline prédatent le plutonisme. Le volcanisme orogénique précoce, subaérien et contemporain du dépôt de roches volcano-sédimentaires, aurait un rôle thermique intéressant en déplaçant un stock boré hypogène vers la surface par des activités hydrothermales de type phréatique.

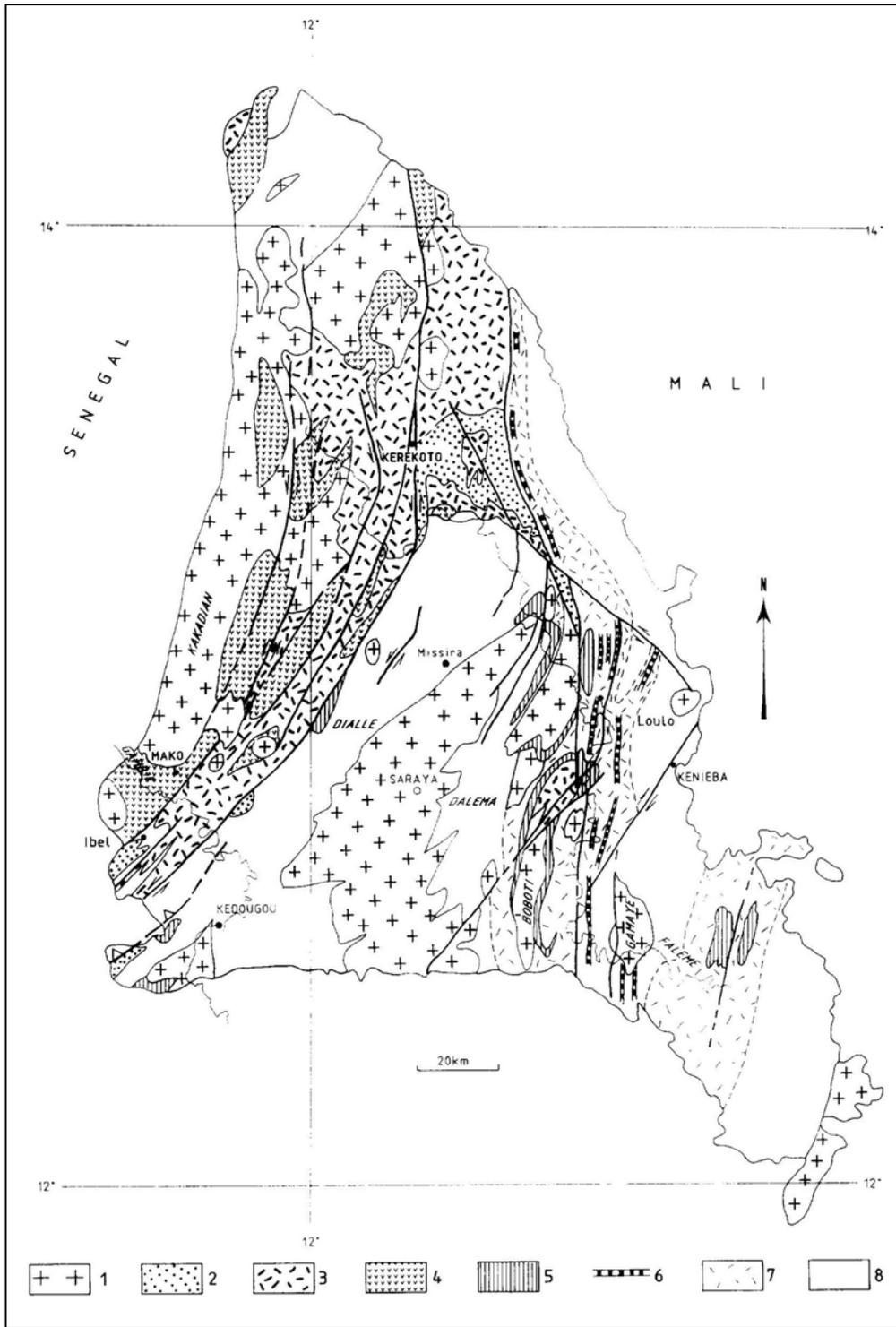


Figure 6 – Carte du Birimien du Sénégal oriental (Ledru et al., 1991)

1 : granite indifférencié, 2 : formations deltaïques, 3 : roche volcanique andésitique à rhyolitique, chert et lits graphiteux, 4 : roche volcanique basique, chert et niveaux à manganèse, 5 : carbonate et roche volcanique acide à intermédiaire altéré, 6 : grès à tourmaline, 7 : roche volcanique acide et dyke, chert et niveaux à manganèse, 8 : roche flyschoidé

2.1.2. Terrains du domaine des Mauritanides

La zone cartographiée empiète pour partie sur le domaine de la chaîne des Mauritanides à l'ouest. Le vaste domaine des Mauritanides étudié dans le cadre du projet CGSO est situé à cheval sur plusieurs grandes unités géologiques avec d'est en ouest :

- le bassin de Taoudéni dont l'unité basale repose en transgression sur le socle birimien ;
- la partie centrale la chaîne des Bassarides ;
- le bassin ordovicien de Youkounkoun ;
- l'arc volcanique néoprotérozoïque de Niokolo-Koba ;
- la chaîne des Mauritanides s.s.

La feuille Kossanto-Dalafi Est se situe en plein cœur des Mauritanides traversant le Sénégal, avec principalement des unités externes représentant le front de la chaîne et l'avant-pays. Concernant la zone cartographiée, l'avant pays des Mauritanides est variablement affecté par des événements tectono-métamorphiques, conduisant à une ségmentation assez claire en plusieurs domaines structuraux.

Une abondante littérature concerne la chaîne des Mauritanides. Aussi, les auteurs présentent dans ce paragraphe les principaux travaux cartographiques et académiques (et leurs résultats) concernant le domaine des Mauritanides au Sénégal oriental et dans les pays limitrophes, afin de guider le lecteur s'il souhaite disposer de plus amples informations.

Du point de vue cartographique, on citera, parmi les principaux, les travaux suivants :

- Levés géologiques de [Chiron \(1963 et 1964\)](#) dans la zone des Bassarides et dans la partie centrale du Parc National de Niokolo Koba ;
- Levés géologiques et la campagne de prospection de [Péronne \(1967\)](#) à l'extrémité orientale de la coupure Linkéring/Kolda-Kédougou Ouest ;
- Levés géologiques et la campagne de prospection de [Van Den Hende \(1970\)](#) au nord du Parc National de Niokolo-Koba ;
- Cartes de [Le Page \(1983\)](#) qui concerne les Mauritanides du nord du Sénégal et du sud de la Mauritanie ;
- le Plan minéral de la République du Sénégal ([Sustrac, 1984](#)) qui constitue pour l'époque la synthèse actualisée des travaux de recherche en matière de substances métalliques et utiles à l'échelle du Sénégal, en prenant en compte les révisions apportées au cours de la période 1960-1983.

Signalons deux études régionales beaucoup plus récentes sur les pays limitrophes concernant le domaine des Mauritanides :

- la cartographie de la Mauritanie en 12 cartes géologiques à 1/200 000 réalisée par le BRGM, sur financement de la banque Islamique de Développement et du Gouvernement Mauritanien (Pitfield *et al.*, 2004 ; Lahondère *et al.*, 2005). Dans le cadre de ce programme cartographique, a également été effectuée une synthèse géologique et métallogénique à 1/500 000 ;
- la cartographie géologique dans le nord-ouest de la Guinée réalisée, entre 1998 et 2003, par le BGR. Les livrables de ce projet sont composés de 2 cartes géologiques à 1/100 000 et de 10 cartes thématiques (Brinkmann et Meinhold, 2007). A noter que le modèle géodynamique proposé par le BGR diffère grandement de celui proposé par Villeneuve *et al.* (1991).

Du point de vue structural, Bassot (1966), précurseur au niveau cartographique, distingue le domaine des Mauritanides, en une branche occidentale (« branche de Koulountou ») et une branche orientale (« branche des Bassarides »), toutes deux séparées par le bassin peu déformé de Youkounkoun et par le domaine plutono-volcanique de Niokolo-Koba. Plus à l'est, un bassin sédimentaire peu déformé et non-métamorphique (le groupe basal de Falémé et le groupe supérieur du Mali) est considéré comme l'avant-pays.

L'architecture générale de la chaîne des Mauritanides a été réexaminée par Le Page (1986) et Le Page (1988). Cette auteur définit la chaîne comme composée de zones internes et externes et distingue un domaine parautochtone d'un domaine autochtone. Ce concept d'unités structurales n'a encore jamais été appliqué au domaine des Mauritanides du Sénégal oriental à échelle régionale. C'est sur ce concept qu'a été établie la cartographie du domaine des Mauritanides dans le cadre de projet.

Au Sénégal oriental et en Guinée, Villeneuve *et al.* (1980, 1984, 2005, 2008) établissent le schéma lithostratigraphique et déterminent les principaux traits structuraux de l'unité des Bassarides. La publication de synthèse par Villeneuve *et al.* (1991) constitue certainement l'une des références majeures pour la compréhension de l'évolution géodynamique des Mauritanides.

Du point de vue géodynamique, Villeneuve *et al.* (1991) interprètent les Bassarides dans un contexte de tectonique de plaque avec la présence d'une zone de subduction plongeant vers l'ouest. Ils poursuivent ainsi les travaux de Dupont (1983) et de Dupont *et al.* (1984) qui, par la description pétrographique détaillée des terrains, mettent en évidence des reliques océaniques au sein des unités de Termessé et de Guinguan. Par l'analyse du champ magnétotellurique, Ritz-Robineau (1986, 1988) confirme l'hypothèse d'une zone de subduction et détermine la profondeur des séquences les plus anciennes de la chaîne.

Concernant l'âge de la chaîne, Le Page (1986) puis Le Page (1988) évoquent l'hypothèse de nappes hercyniennes en Mauritanie. Entre temps, l'interprétation des données isotopiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ amènent Dallmeyer et Villeneuve (1987), à évoquer la présence de deux événements panafricains. Ces datations sont complétées par Dallmeyer et Lécorché (1990) qui suggèrent des événements structurants panafricains mais également hercyniens dans les Mauritanides affleurant au Sénégal.

2.2. SITUATION DE LA COUPURE DANS LE CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

Le coin nord-ouest de la coupure, non couverte dans le cadre des levés sur le Sénégal oriental, correspond à la bordure sud-est du bassin sédimentaire du Sénégal. Plus à l'est, le domaine des Mauritanides est représenté par une bande de terrain orientée nord-sud, large de 25 à 35 km, couvrant toute la bordure ouest de la coupure. Au-delà vers l'est, les terrains sont ceux rattachés au domaine du Birimien.

Domaine du Birimien

La feuille Kossanto-Dalafi Est représente, avec sa moitié sud, la partie centrale de la fenêtre de Kédougou-Kéniéba (côté Sénégal) qui expose des terrains du Birimien au Sénégal et au Mali. Au nord-est, la fenêtre de Kayes sur le territoire malien fait aussi partie de cet ensemble birimien.

Cette feuille présente l'intérêt, comme au sud la feuille Saraya-Kédougou Est, de couvrir l'ensemble des formations birimiennes reconnues dans la région, à quelques petites exceptions près. Les formations de la zone dite de « la Daléma » à l'est du massif granitique de Saraya sont en partie tronquées par exemple, mais d'une manière générale, toutes les formations décrites sur la feuille Saraya-Kédougou Est se prolongent sur la présente coupure. Cette feuille présente en outre l'avantage de pouvoir recouper toutes ces formations transversalement, exposées le long d'une coupe quasi-continue NO-SE le long de la Falémé.

Se retrouvent ainsi, l'ensemble à dominante volcanique et volcano-sédimentaire du Groupe de Mako à l'ouest, celui à dominante sédimentaire du Groupe de Dialé-Daléma au centre et à l'est, interrompu par le Batholite de Saraya ainsi que divers plutons appartenant aux différentes suites définies par ailleurs au Sénégal ([Delor et al., 2010a et 2010b](#) ; [Fullgraf et al., 2010c](#) ; [Lahondère et al., 2010](#)).

Domaine des Mauritanides

Sur la coupure Kossanto-Dalafi Est, le domaine des Mauritanides est représenté par des terrains rattachés à deux grands domaines structuraux régionaux, représentant la partie externe de la chaîne avec, d'ouest en est :

- le domaine parautochtone des Mauritanides représenté par l'unité de Termessé à son front oriental. Cette unité comprend une grande variété de roches : argillites, schistes, tufs, grauwackes, jaspes/silexites, diorites, andésites, grès, carbonates, conglomérats (probablement d'origine glaciaire) et coulées basaltiques. Elle est considérée stratigraphiquement comme étant située au sommet des formations du bassin de Madina-Kouta et recouverte en discordance par le groupe de Mali. Le contexte tectonique de mise en place de l'unité de Termessé est assimilé à une marge passive ([Bassot, 1966](#)).
- le domaine autochtone des Mauritanides. Ce domaine comprend les Groupes de Walidiala, de Mali et de Boundou appartiennent au domaine autochtone (à parautochtones) des Mauritanides. Ces unités sont considérées comme des équivalents localement déformés, et parfois métamorphisés, des formations qui constituent plus à l'est le remplissage sédimentaire non déformé du Bassin de Taoudéni. Si les deux premiers Groupes (Walidiala

et Mali) semblent plutôt appartenir au domaine strictement autochtone (absence d'indicateur formel de métamorphisme significatif, empreinte tectonique faible), la discordance du Groupe de Boundou sur le Groupe du Mali, parfois associé à un contact anormal chevauchant, suggère une parautochtonie locale du Groupe.

2.3. DONNEES GEOPHYSIQUES AEROPORTEES

Dans le cadre du projet PASMI 09 ACP SE09 de « Géophysique Aéroportée au Sénégal Oriental », la compagnie FUGRO a acquis au 1^{er} semestre 2007 (20/03/2007 au 01/06/2007) une couverture de données de géophysiques aéroportées en magnétisme, en radiométrie recouvrant la majeure partie des formations du socle localisées dans la terminaison orientale du Sénégal ainsi que des données en électromagnétisme sur certaines zones.

Cette acquisition a totalisé 133 817 km de lignes de vol, réalisés pour le compte de la Direction des Mines et de la Géologie (Maître d'œuvre) sous la maîtrise d'ouvrage du Ministère des Finances et de l'Economie du Sénégal.

Les spécifications du levé étaient les suivantes :

Espacement des lignes de vol	250 m
Espacement des lignes de contrôle	3000 m
Altitude des vols	80 m
Direction des lignes de vol	135 deg
Direction des lignes de contrôle	225 deg
Intervalle d'enregistrement des données magnétiques	0.05 sec
Intervalle d'enregistrement des données spectrométriques	1 sec

Ces données ont été mises à disposition du projet de cartographie géologique du Sénégal orientale au cours de la phase de compilation et de synthèse du projet et retraitées selon les informations géologiques disponibles.

Au cours de la seconde saison de terrain, l'expert géophysicien du projet a participé à une mission aux côtés des géologues dans le but d'affiner les interprétations de la géophysique aéroportée et d'ancrer ces interprétations sur des observations de terrain.

2.3.1. Données aéromagnétiques

Différentes cartes aéromagnétiques ont été réalisées dans le but d'apporter des éléments géophysiques pouvant être utiles à l'interprétation cartographique de la géologie. Ceci a dans un premier temps fait l'objet de la phase de compilation et de synthèse puis de discussion et

d'échanges avec les géologues sur le terrain, à Dakar et en France pour apporter les contraintes géophysiques les plus adéquates pour une utilisation cartographique.

On indiquera ici que les filons et coulées volcaniques (dykes et sills) ainsi que les accidents structuraux majeurs ont été représentés à partir des points d'ancrage géologique et en utilisant la carte du gradient vertical de l'anomalie magnétique.

Cette approche est illustrée (Figure 7) avec la carte des anomalies magnétiques de la feuille Kossanto-Dalafi Est, après retrait de l'IGRF (International Geomagnetic Reference Field).

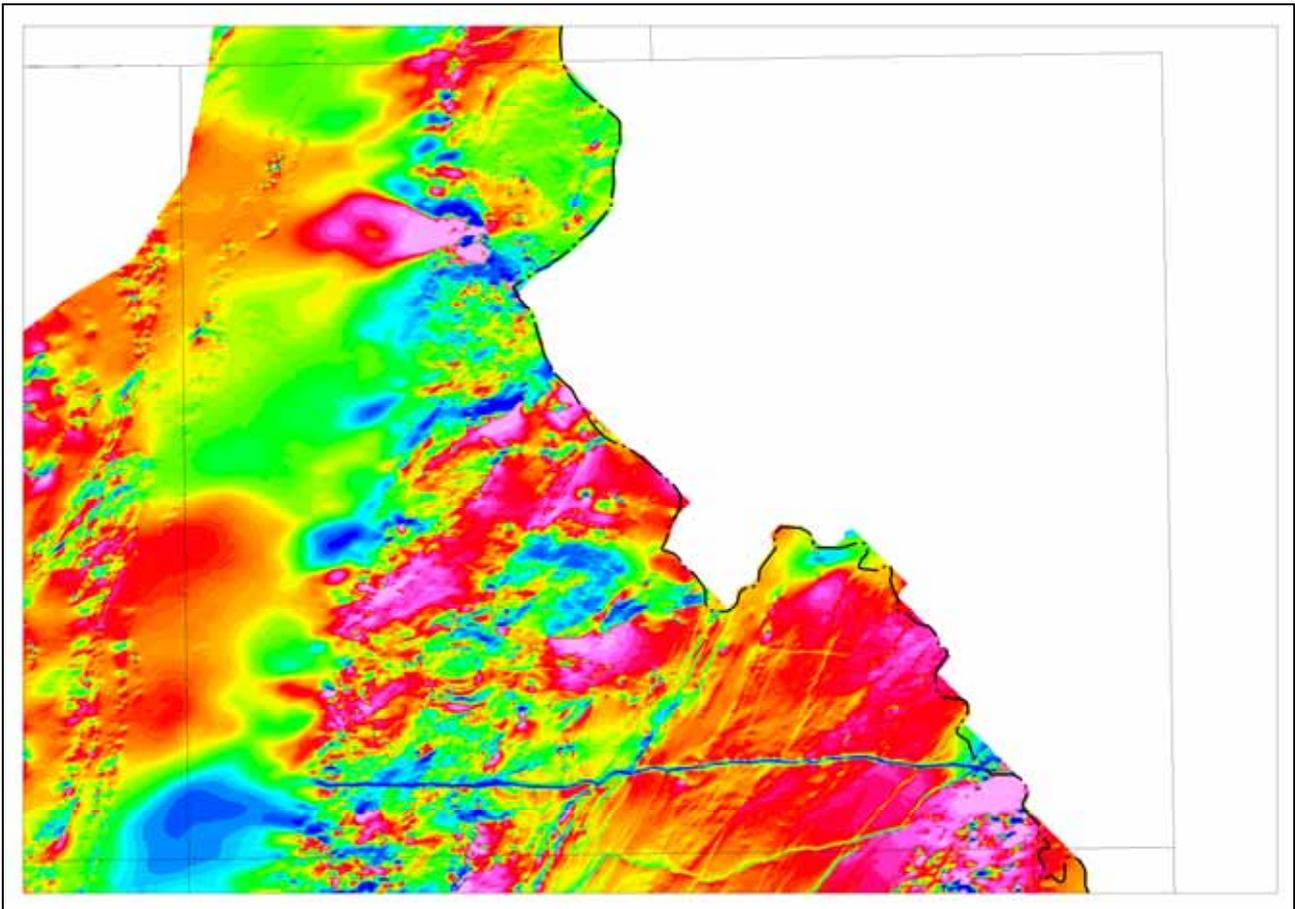


Figure 7 – Carte des anomalies magnétiques de la feuille Kossanto-Dalafi Est, après retrait de l'IGRF

2.3.2. Données radiométriques

Quatre variables sont issues de l'acquisition radiométrique. Il s'agit des teneurs en potassium au sol, des teneurs équivalentes en thorium au sol, des teneurs en uranium au sol et enfin du comptage total.

Des cartes de ces variables isolées, de la combinaison colorée de K, U et Th dite ternaire mais aussi du rapport K/Th ont été préparées.

En contexte latéritique important, la carte K/Th s'est révélée être un outil efficace pour repérer des zones d'affleurement sur les secteurs non altérés avec un signal thorium minimum.

Lors de la représentation cartographique des formations géologiques, les différentes cartes ont pu être utilisées en tenant compte des problèmes de topographie et d'altération qui parfois engendrent des signaux associés aux alluvions à proximité des cours d'eau.

La radiométrie est illustrée (Figure 8) avec la carte du Comptage total (émission gamma sur la bande 0,5-3 keV) de la feuille Kossanto-Dalafi Est.

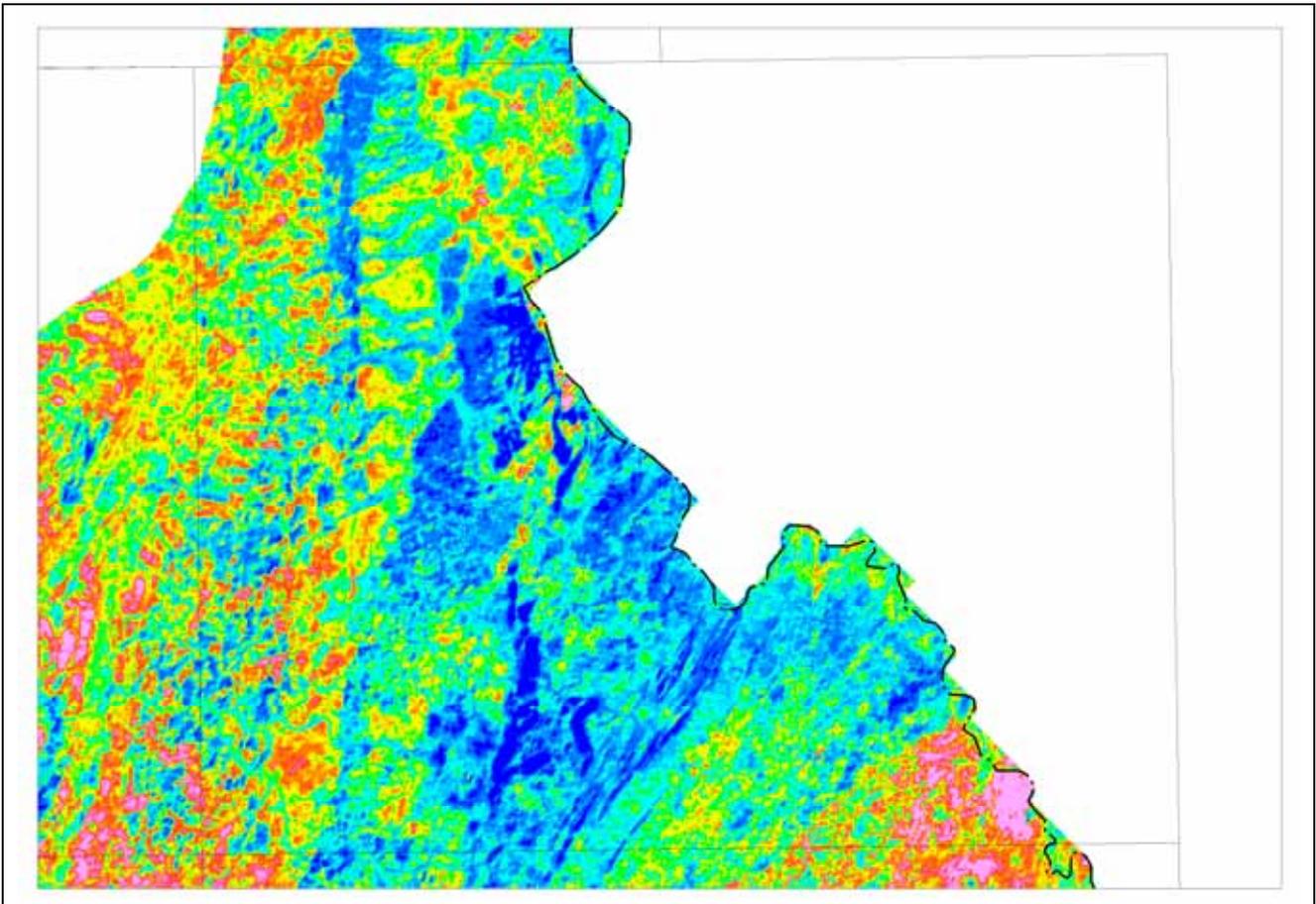


Figure 8 – Carte radiométrique du comptage total de la feuille Kossanto-Dalafi Est

2.3.3. Données électro-magnétiques

A l'issue des levés aéro-magnétiques et radiométriques, trois zones ont été sélectionnées sur le domaine du Birimien du Sénégal oriental afin d'obtenir une couverture électromagnétique.

Cette approche différente des deux approches magnétique et radiométrique décrites précédemment apporte des informations complémentaires que l'on peut interpréter en terme de conductivité et donc de variations lithologiques.

Ces trois zones (**Figure 9**) sont représentées sur la feuille Kossanto-Dalafi Est. Les massifs plutoniques sont généralement peu conducteurs et apparaissent très contrastés par rapport aux formations encaissantes. Par contre, au sein des formations volcaniques et sédimentaires, des variations de teintes peuvent aisément être rapportées à des variations lithologiques très utiles pour la représentation cartographique surtout dans des domaines très altérés et donc avec de rares affleurements.

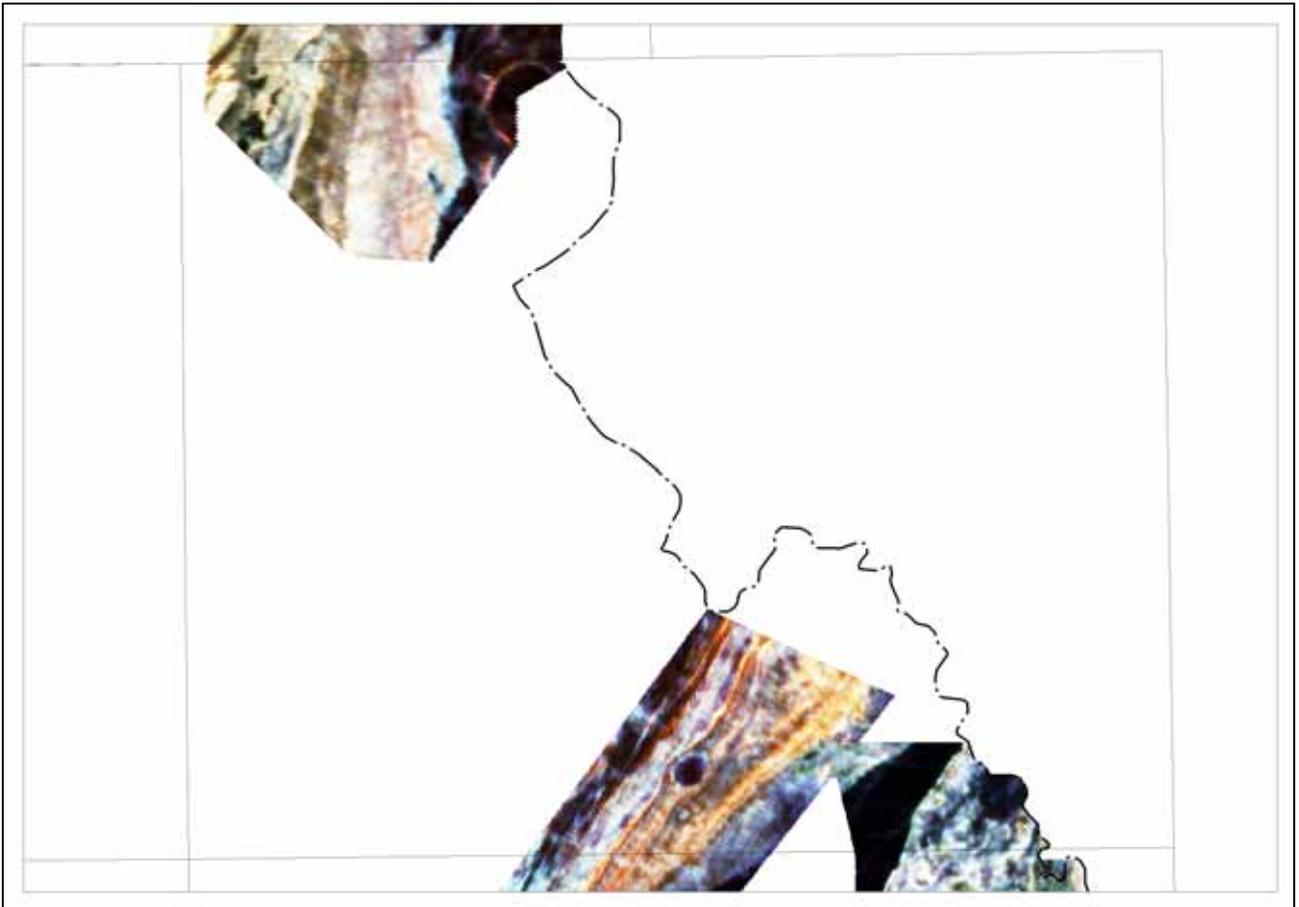


Figure 9 – Cartes électro-magnétiques de la feuille Kossanto-Dalafi Est

3. Légende générale de la carte géologique, choix cartographiques

3.1. PRESENTATION DE LA LEGENDE GENERALE

La légende générale accompagnant l'ensemble des cartes du projet PASMI répond aux termes de référence du projet et place les formations géologiques en regard d'une échelle des temps absolue où sont rappelées les ères/étages géologiques et leurs limites chronologiques telles que représentées par la commission stratigraphique de la carte géologique du monde (www.stratigraphy.org) sur la base des travaux de [Gradstein et al. \(2004\)](#).

La terminologie employée pour les abréviations des formations géologiques procède par identification, avec dans l'ordre :

- une première lettre majuscule pour le Supergroupe considéré (B pour le Supergroupe du Birimien, M pour le Supergroupe des Mauritanides, S pour le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta) ;
- deux lettres (majuscule puis minuscule) pour le Groupe sédimentaire/volcano sédimentaire ou la Suite plutonique/plutono-volcanique considéré(e) ;
- deux lettres se référant à la dominante lithologique (en minuscule, cas du domaine du Birimien) ou de la formation (majuscule puis minuscule, cas du domaine des Mauritanides).

Dans le cas particulier des Suites doléritiques mésoprotérozoïques à phanérozoïques, les deux lettres faisant référence au nom de la suite ne sont pas précédées d'un nom de Supergroupe.

Terrains du Supergroupe Birimien

La légende pour les terrains paléoprotérozoïques ([Figure 10](#)) propose un découpage :

- en deux Groupes volcano-sédimentaires (Mako et Dialé-Daléma) ;
- en trois Suites magmatiques (Sandikounda-Soukouta, Saraya et Boboti).

A noter qu'à la différence du Supergroupe des Mauritanides ou encore du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta, la distinction, dans le Supergroupe du Birimien, de formations au sein des Groupes/Suites repose essentiellement sur la définition d'unités lithologiques. En effet, il reste délicat, dans le domaine du Birimien et en particulier au sein des Groupes volcano-sédimentaires, de définir des positions relatives des Formations les unes par rapport aux autres, compte tenu du continuum thermo-tectonique éburnéen qui a conduit au replissement, redoublement ou lacune de tout ou partie des Groupes volcano-sédimentaires et des Suites magmatiques intrusives.

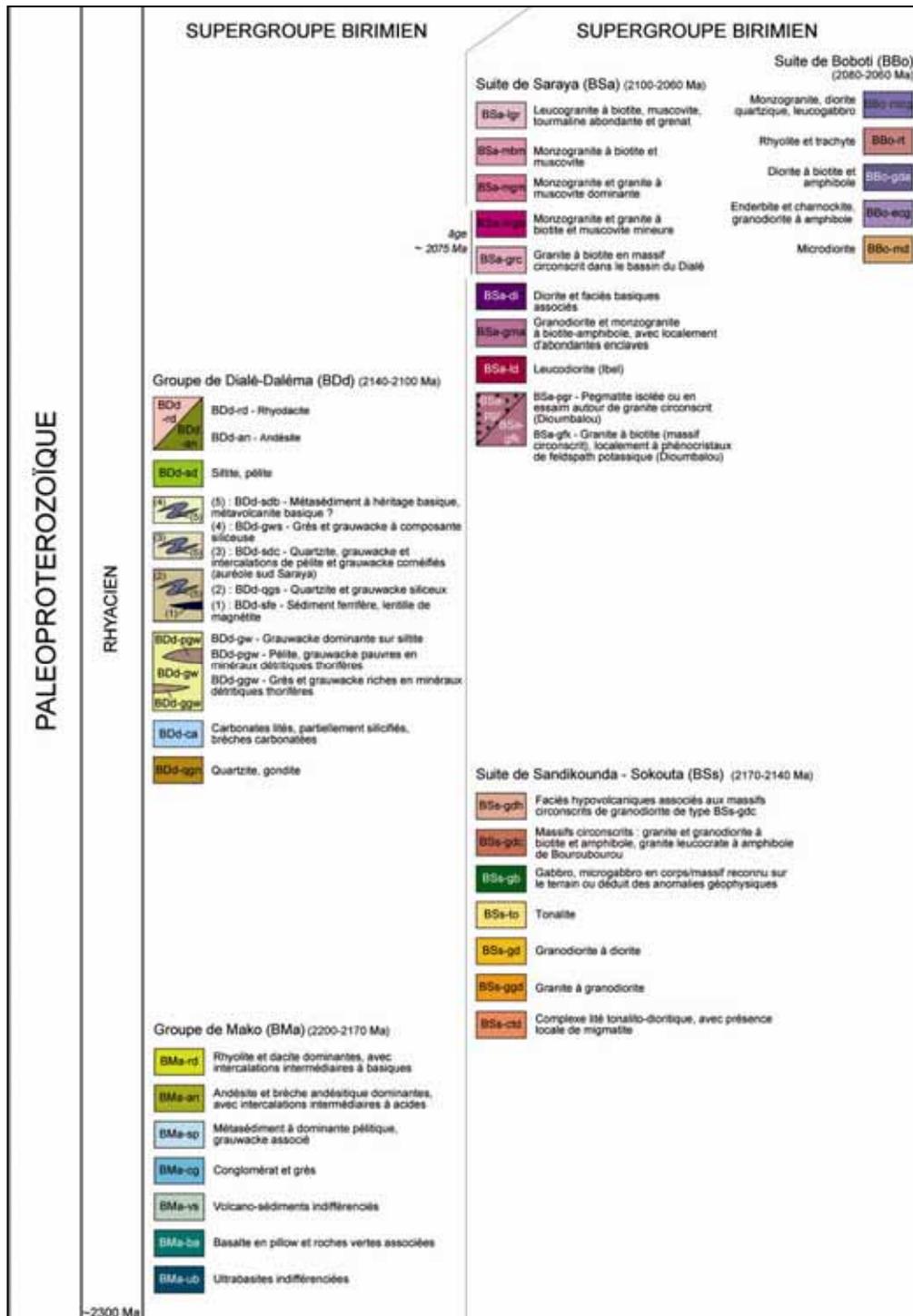


Figure 10 – Nouvelle légende géologique pour le domaine du Birimien du Sénégal oriental

Les réactivations tectoniques et thermiques ayant oblitéré la majeure partie des informations originelles, la hiérarchisation du Supergroupe du Birimien repose dans le détail sur l'utilisation des

outils isotopiques permettant des datations absolues de mise en place, essentiellement sur les formations magmatiques. L'âge de ces dernières, disponible dans la littérature ou acquis dans le cadre de ce travail, a été intégré en préconisant l'utilisation des systèmes de plus haute température sur monominéral, comme la méthode U-Pb sur mono-zircon. Ce type de méthode reste la plus appropriée pour retenir l'âge de mise en place des magmas, à l'inverse d'autres méthodes de plus basses températures, comme les méthodes K-Ar et Ar/Ar appliquées principalement sur minéraux hydratés (amphiboles et micas) et susceptibles d'être perturbées par des événements thermiques postérieurs à la mise en place. Les données U-Pb retenues (Figure 11) ont servi de base à la proposition des âges de mise en place des magmas, notamment acides à intermédiaires où la recherche de zircon est plus propice. Tous ces âges sont reportés sur la carte avec une symbologie spécifique, et un numéro renvoyant au tableau récapitulatif (Figure 11).

N°	METHODE	Roche totale ou minéral	Age de mise en place
K01	U-Pb	Monozircon	2102 ± 8.0 Ma
K02	U-Pb	Monozircon	2058 ± 8 Ma
K03	U-Pb	Monozircon	2171 ± 9 Ma
K04	K-Ar	Roche totale	1493 ± 20 Ma
K05	U-Pb	Monozircon	2103 ± 11 Ma
K06	K-Ar	Roche totale	1165 ± 15 Ma
K07	U-Pb	Monozircon	2075 ± 10 Ma
K08	K-Ar	Roche totale	1582 ± 20 Ma
K09	K-Ar	Roche totale	1547 ± 20 Ma
K10	Pb/Pb	Monozircon	2194 ± 4 Ma
K11	U-Pb	Monozircon	2202 ± 15 Ma
K12	Pb/Pb	Monozircon	2067 ± 12 Ma
K13	U/Pb	Monozircon	2165 ± 1 Ma

Figure 11 – Extrait du tableau récapitulatif des âges U-Pb et K-Ar réalisés dans le cadre de ce travail ou issus de travaux antérieurs et présenté sur la carte géologique

Terrains du Supergroupe des Mauritanides

Pour le domaine des Mauritanides, la légende de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal oriental a été structurée suivant 3 principales colonnes correspondant aux 3 domaines structuraux majeurs des Mauritanides, à savoir les domaines autochtones, parautochtones et allochtones.

A l'intérieur des domaines autochtones et parautochtones (Figure 12), les unités géologiques ont été agencées verticalement suivant leur âge, en accord avec la colonne stratigraphique internationale définie par l'IUGS. Dans chaque domaine, ont été distinguées, vers la gauche, les unités d'origine sédimentaire à volcano-sédimentaire (hiérarchisées en Groupes et Formations) et, vers la droite, les unités d'origine plutoniques à magmatiques (hiérarchisées en Suites). En général, des corrélations entre unités géologiques des domaines autochtones et parautochtones, ainsi que des équivalences entre unités volcano-sédimentaires et terrains plutono-magmatiques, ont pu être établies sur la base des contraintes stratigraphiques disponibles dans la littérature ou acquises dans le cadre de ce projet. Les unités équivalentes, synchrones par définition, sont mises

Aucune corrélation directe n'est en revanche possible avec les unités allochtones (Figure 13). Pour ce domaine, la légende a été constituée et structurée en fonction des principales unités structurales. 4 unités structurales, correspondant à des complexes de nappes, ont ainsi été distinguées : Bakel, Diana, Guinguan et Koulountou.

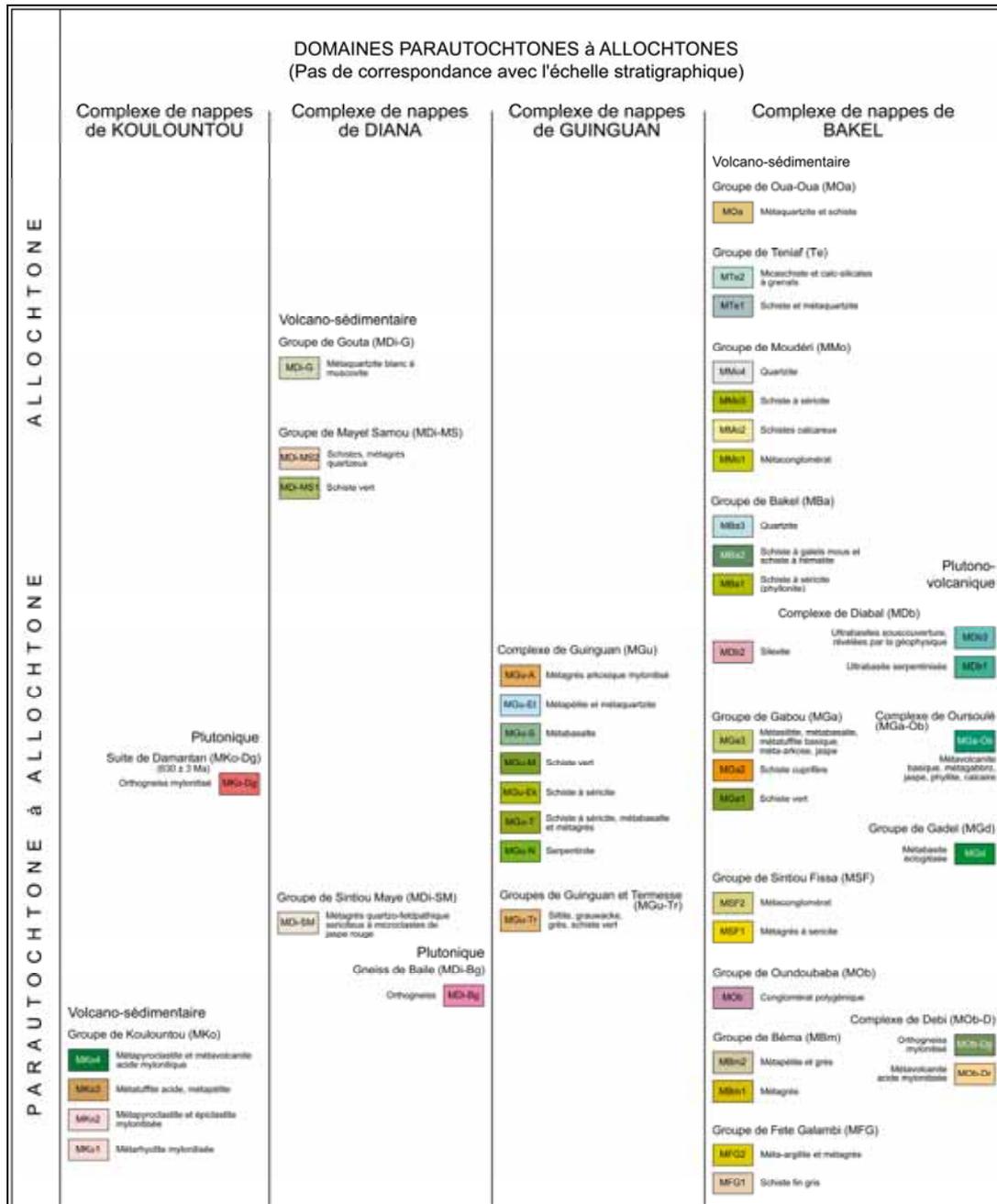


Figure 13 – Légende de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal oriental pour le domaine des Mauritanides : structure générale

Dans le domaine allochtone, les similitudes pétrographiques et les caractéristiques tectono-metamorphiques communes aux 3 premiers complexes de nappes suggèrent qu'ils sont partie intégrante d'une seule et même pile tectonique. Toutefois, les mauvaises conditions d'affleurement, d'importantes lacunes d'observation sur le terrain et l'absence de couverture géophysique continue entre le complexe de nappes de Bakel et les complexes de nappes méridionaux ne contraignent qu'insuffisamment l'agencement et les corrélations entre les unités structurales. C'est pourquoi les auteurs ont choisi de conserver une approche fondée sur la distinction de nappes individualisées au sein de 4 colonnes distinctes. Du fait d'un manque de données géochronologiques (excepté pour le complexe de nappes de Koulountou daté néoproterozoïque), les unités au sein des complexes de nappes sont agencées en fonction de leur position structurale : les unités d'affinité parautochtone sont placées à la base des colonnes alors que les unités allochtones sont présentées en fonction de leur position dans la pile tectonique. D'un complexe de nappes à l'autre, les unités présentant des compositions lithologiques similaires ont été mises en regard les unes des autres afin de démontrer leur possible corrélation.

Les Suites doléritiques

La cartographie des dolérites et leur compréhension dans le bâti géologique du Sénégal oriental a toujours été évoquée en termes de manifestations magmatiques mésozoïques, les travaux cartographiques les plus récents se référant au Jurassique inférieur sur la base de datations précises obtenues ailleurs en Afrique de l'Ouest (Guinée notamment). Au Sénégal oriental, tout comme dans les pays voisins (Mali, Guinée) les attentes métallogéniques fortes en liaison avec le socle précambrien inférieur n'ont jamais suscité d'intérêt pour ces formations, et la représentation spatiale que l'on pouvait avoir ne prenait en compte que les observations sporadiques faites au fil des travaux, comme le montre les cartes d'[Arnould *et al.* \(1963\)](#) et de [Bassot *et al.* \(1963a, b, c et d\)](#).

Au démarrage du projet, l'examen des cartes aéro-magnétiques ([Figure 14](#)), a très vite révélé :

- i) un vaste réseau de linéaments magnétiques correspondant ponctuellement aux quelques dykes de dolérite connus, et sans commune mesure avec la cartographie faite à ce jour ;
- ii) la perspective d'une ou plusieurs générations de dolérites précambriennes au sein du vaste champ ainsi identifié, puisque nombre de ces dolérites étaient sur les cartes aéro-magnétiques post-datées par le parautochtone du Supergroupe des Mauritanides (Groupe de Mali considéré à 650 Ma) et la base du Supergroupe de Ségou/Madina Kouta considérée d'âge Mésoproterozoïque supérieur à Néoproterozoïque inférieur.

Sur la base des données géophysiques, des observations de terrain et des contraintes géochronologiques, ces dykes ont été regroupés en plusieurs générations dont la légende générale illustre le positionnement dans l'échelle des temps géologiques.

Des noms locaux ont été attribués à chaque génération de dyke et l'abréviation qui en est faite en termes de deux initiales (majuscule et minuscule) se réfère à cette nouvelle terminologie : No pour Noumoufoukha, Kd pour Kédoudou, Sa pour Sambarabougou, Bo pour Boundou Dioe, Ba pour Bandafassi. L'abréviation « d » suivant ces initiales se réfère à la lithologie doléritique de chacune de ces suites.

Pour compléter les commentaires sur la légende générale de la carte, il a été choisi, même si l'échelle du 1/200 000 n'est pas la plus adaptée pour ce faire, de figurer, avec la représentation la plus fidèle possible aux observations de terrain, les sills de dolérite intrusifs dans le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta comme des polygones, les dykes étant figurés sous forme de polygones au sein d'une couche dédiée.

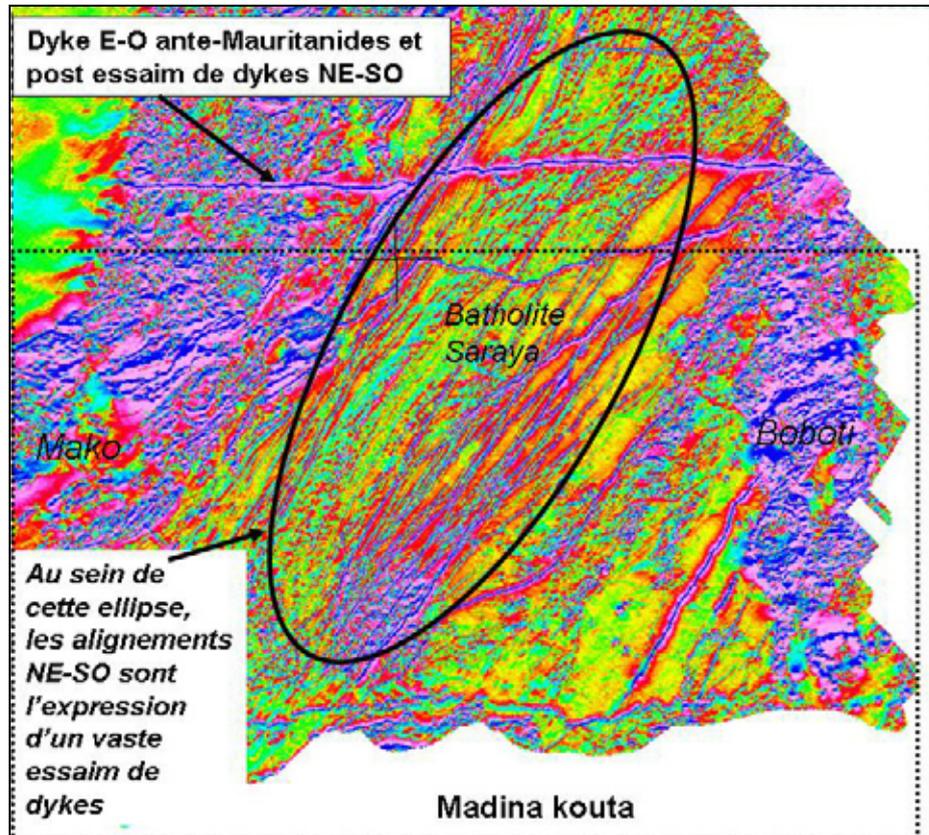


Figure 14 – Carte aéromagnétique illustrant la répartition des anomalies linéaires correspondant aux différentes générations de dolérites

3.2. CHOIX CARTOGRAPHIQUES ET INTERETS DE LA LEGENDE RETENUE

Terrains du Supergroupe du Birimien

La représentation des formations birimiennes *s.l.*, au même titre que les formations plus récentes discutées dans les paragraphes suivants, est contrainte par l'échelle de restitution à l'échelle du 1/200 000.

Si (1) les niveaux continus d'extension kilométrique et d'épaisseur pluri-décamétrique à hectométrique sont toujours représentables sur une carte, avec une « épaisseur visualisable minimale », il n'en est pas de même (2) pour les associations complexes de lithologie contrastées mais représentant des alternances de trop faibles épaisseurs.

Dans le premier cas (1), certains repères lithologiques ont ainsi été représentés en respectant une largeur visualisable, mais supérieure à la réalité. C'est le cas de certaines lentilles de sédiments ferrifères (BDd-sfe) et de leur encaissant à dominante quartzique (BDd-qgs). De la même manière, des lithologies ponctuelles mais d'intérêt scientifique majeur ont pu être représentées de façon accentuée : rhyolite tardive de la suite Boboti (Bo-rt) à l'est de la feuille ou lentilles de méta-sédiments (BDd-gw) au sein du batholite de Saraya.

Dans le second cas (2), des regroupements ont été faits. Pour les formations sédimentaires, ces regroupements tiennent compte de la prépondérance d'une lithologie sur une ou plusieurs autres (faciès grauwakeux dominants sur les pélites, notés BDd-gw vs faciès pélitiques dominants sur les grauwalkes, notés BDd-pgw).

Pour les suites magmatiques, volcaniques ou plutoniques, ces regroupements, tout en respectant les liens co-génétiques, pointent vers la nature acide, intermédiaire ou basique des magmas considérés :

- au sein du groupe de Mako, les deux formations MMA-rd et BMa-an regroupent respectivement et de manière contrastée : rhyolites et dacites dominantes avec intercalations intermédiaires à basiques et andésites et brèches andésitiques dominantes avec intercalations intermédiaires à acides ;
- au sein des plutons de la suite Sandikounda-Soukouta, les regroupements en termes de pôles acide, intermédiaire et/ou basique sont respectivement illustrés par les choix cartographiques de granite et granodiorite dominante (BSs-ggd), granodiorite à diorite dominante (BSs-gd), gabbro et microgabbro (BSs-gb).

Enfin, il convient de noter que plusieurs lithologies ont été représentées cartographiquement sur la base de contrastes/spécificités inhérents à leurs paramètres physiques indirects constatés en géophysique aéroportée (magnétisme et/ou radiométrie), en dépit d'une validation de terrain *a minima*. Dans ce dernier cas, la légende des formations concernées fait clairement référence aux arguments géologiques et/ou géophysiques : BDd-pgw (pélite, grauwake pauvres en minéraux détritiques thorifères), BSs-gb (gabbro, microgabbro en corps massifs reconnus sur le terrain ou déduit des anomalies géophysiques).

Terrains du Supergroupe des Mauritanides

Pour le découpage des unités autochtones, nous nous sommes conformés, dans un souci de clarté, aux découpages définis régionalement par [Lahondère et al. \(2005\)](#) en Mauritanie et [Le Métour et al. \(2006\)](#) au Mali Oriental (partie du Bassin de Taoudéni). Nous avons ainsi distingué 2 groupes, qui représentent une succession glaciaire et postglaciaire discordante sur le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta et le socle birimien. On distingue :

- un groupe inférieur, le Groupe de Walidiala ;
- un groupe supérieur, le Groupe de Mali.

Au-dessus du Groupe de Mali, vient parfois en discordance le Groupe de Boundou.

Concernant le découpage des unités parautochtones, les légendes des cartes à 1/200 000 sont harmonisées sur la base des travaux de [Fullgraf et al. \(2010a et 2010b\)](#) sur la feuille Linkéring/Kolda-Kédougou Ouest. Le lecteur, pour de plus amples informations, est pour ces raisons invité à consulter la notice citée de cette coupure.

On indiquera néanmoins que seul le Groupe de Termessé est représenté sur la feuille Kossanto-Dalafi Est.

Les Suites doléritiques

La représentation spatiale des suites de dolérite intrusives dans le substratum birimien, tout en étant ponctuellement validée sur le terrain, est essentiellement basée sur les données aéro-magnétiques de la campagne de géophysique aéroportée.

Le dessin qui en a été fait répond d'une part aux contraintes graphiques inhérentes à la visualisation à 1/200 000. Le fort contraste de ces dykes avec le substratum en imagerie géophysique permet d'apprécier l'extension (longueur de ces dykes) mais ne permet pas d'en déduire précisément la puissance, quoique suggérant localement la présence de dykes nettement plus épais au sein du champ doléritique (cas du grand dyke d'orientation E-O de la feuille Kossanto-Dalafi Est).

Bien que la grande majorité des dykes confirmés sur le terrain n'excède pas quelques dizaines de mètres de puissance, il a été décidé, comme cela est souvent le cas pour la représentation des lithologies filoniennes, de garder une largeur apparente minimum et visualisable de l'ordre du mm (200 m sur le terrain).

Sur un autre plan, et compte tenu du dessin régional fait sur la base des cartes aéro-magnétiques, certains « linéaments magnétiques » ont pu être négligés en tant que dykes potentiels, ou à l'inverse représentés comme tels alors qu'ils pourraient être l'expression d'autres contrastes magnétiques (lithologiques ou failles).

La représentation des dykes de dolérite doit donc être avant tout considérée dans sa globalité, et l'utilisateur averti, désireux d'appréhender ces formations sur le terrain, est encouragé à utiliser la carte de Saraya-Kédougou Est en la confrontant aux données géophysiques géoréférencées qui ont servi de base à ce travail.

4. Description des entités cartographiques

4.1. TERRAINS PALEOPROTEROZOIQUES

4.1.1. Groupe de Mako (BMa)

Basalte en pillows et roches vertes associées (BMa-ba)

Cette Formation de roches basiques constitue un massif discontinu d'orientation SSO-NNE à subméridienne au centre de la feuille. Sa cartographie, du nord au sud, s'est appuyée non seulement sur les points d'observation mais aussi sur la carte géophysique de l'anomalie en thorium.

Au sud de la feuille, ces roches couvrent des surfaces imposantes et sont recouvertes par les termes volcano-sédimentaires du Groupe de Mako, avec comme seule intrusion le pluton granitique circonscrit de Tenkoto. Cette Formation se prolonge vers le nord, de plus en plus perturbée par les intrusions granitiques à granodioritiques qui la masquent d'est en ouest et lui confèrent un aspect discontinu, jusqu'à l'interrompre totalement au centre de la feuille, au niveau du massif de Bouroubourou-Dialakotoba.

Dans ses prolongements septentrionaux, cette Formation est non plus seulement dilacérée par des phénomènes magmatiques mais également cisailée dans une série de couloirs de déformation N-S et NE-SO. C'est ainsi qu'au-delà vers le nord, elle n'est plus représentée que par des massifs disloqués, dilacérés, fragmentés par des processus synchrones, magmatiques et tectoniques. On en retrouve des traces en enclaves dans les granites/granodiorites orientés et dans les tonalites à la terminaison septentrionale de cette Formation.

La mine d'or de Sabodala exploitée, par la société MDL, est essentiellement implantée dans cette Formation.

Dans la partie du territoire sénégalais situé, à l'est de la Falémé (région dite de « la poche »), de part et d'autre de Madina-Foulbé, des roches vertes en bandes continues plissées ont été reconnues en deux secteurs et sont rattachées à la même Formation au sein du Groupe de Mako.

Sur le terrain, les basaltes en « pillows » ont été observés notamment dans la région de Massakounda ([Figure 15](#)) où ils forment des affleurements remarquables au même titre que leurs homologues en bord de la Gambie sur la feuille Saraya-Kédougou Est ([Delor et al, 2010a et 2010b](#)). Les pillows sont intacts et ne montrent pas de déformation pénétrative. Des vacuoles peuvent y être observées, en plein cœur, dues au retrait de la matière volcanique au moment du refroidissement. Le quartz tardif est en position interstitielle, aux points triples entre les coussins. Quelques faciès dioritiques leur sont associés. Les marqueurs de fluides hydrothermaux et de recristallisation associée n'ont pas été observés sur cette feuille.



Figure 15 – Vue de détail des pillows lavas du basalte de Massakounda (station C1115)

Un affleurement de basalte (station C0432) a été trouvé, contre toute attente, sur la Falémé, à la frontière du Mali, dans l'axe NE-SO du Groupe de Dialé-Daléma, entre les villages de Wortokhati et Sayansoutou. Il est accompagné de cherts (station C0433) et constitue le prolongement méridional au Sénégal d'un vaste ensemble de basaltes affleurant en vis-à-vis au Mali. Il se positionne en « coin », en contact anormal avec les roches du groupe de Dialé-Daléma qu'il poinçonne.

Associé au type « basalte » sensu stricto, on observe des schistes verts chloriteux relativement homogènes et bien lités, qui sont de bons marqueurs de la déformation et de l'étirement majeur sur le plan de foliation majeure. La déformation tardive y est également exprimée, notamment dans l'axe des cisaillements tardifs sub-méridiens qui bordent et découpent le massif de Bouroubourou, dans le secteur de Madina Bransan. Le sciage des échantillons révèle la présence de faciès sub-mylonitique (Figure 16). On ne retrouve pas de tels schistes dans le groupe de Dialé-Daléma (BDd).

Les roches ultrabasiqes (de type BMa-ub) n'ont pas été cartographiées sur la feuille de Kossanto-Dalafi Est malgré leur présence avérée plus au sud, sur la feuille de Saraya-Kédougou Est. Localement signalées sur l'axe Niama-Bérol-Diérou (Diallo, 1994), il n'est pas exclu que de telles roches soient associées, en petits panneaux interfoliés, au massif de Massakounda au centre de la feuille ainsi qu'au massif de Tonkouto plus au nord.



Figure 16 – Schiste vert particulièrement lité rencontré au nord de Madina Bransan (station C1405) et affecté par les cisaillements tardifs

En bordure de route entre Mamakono et Bransan, ainsi qu'au nord de Kossanto entre Diégou et Kobokoto (station C1504, [Figure 17](#)) des convergences de faciès en apparence ultrabasique (aspect vacuolaire et cristaux poecilites centimétriques de pyroxène), se sont révélées être des gabbros. Sur ce secteur, il s'agit d'une suite différenciée allant des ultrabasites aux granophyres et aux filons et filonnets de quartz.

Du point de vue géochimique ([Figure 18](#)), comme pour les termes ultrabasiques, l'affinité tholéiitique caractérise les laves volcaniques (échantillons A0028, A0148, C1483B, H0101, H0103 et H0165A). Celles-ci ont des compositions basiques ($48\% < \text{SiO}_2 < 52\%$) avec de fortes teneurs en Fe_2O_3 ($11\% < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 16\%$) et en MgO ($6\% < \text{MgO} < 9\%$), et des teneurs en TiO_2 inférieures à 1%. Les valeurs du rapport FeO^*/MgO nous situent dans le champ des tholéiites.

Les analyses de Dioh (1995) montrent cependant une diversité dans le chimisme global des metabasites de Massacounda-Léoba et de Konkoto.

Les spectres de terres rares sont plats avec un léger appauvrissement en terres rares légères, les rapports $[\text{La}/\text{Yb}]_n$ sont compris entre 0.8 et 1.4, avec des rapports La/Nb inférieurs à 2.

Ces tholéiites sont caractéristiques de basaltes de type MORB.



Figure 17 – Texture grossière à grands cristaux de pyroxène poecilitique d'un affleurement de gabbro (station C1404)

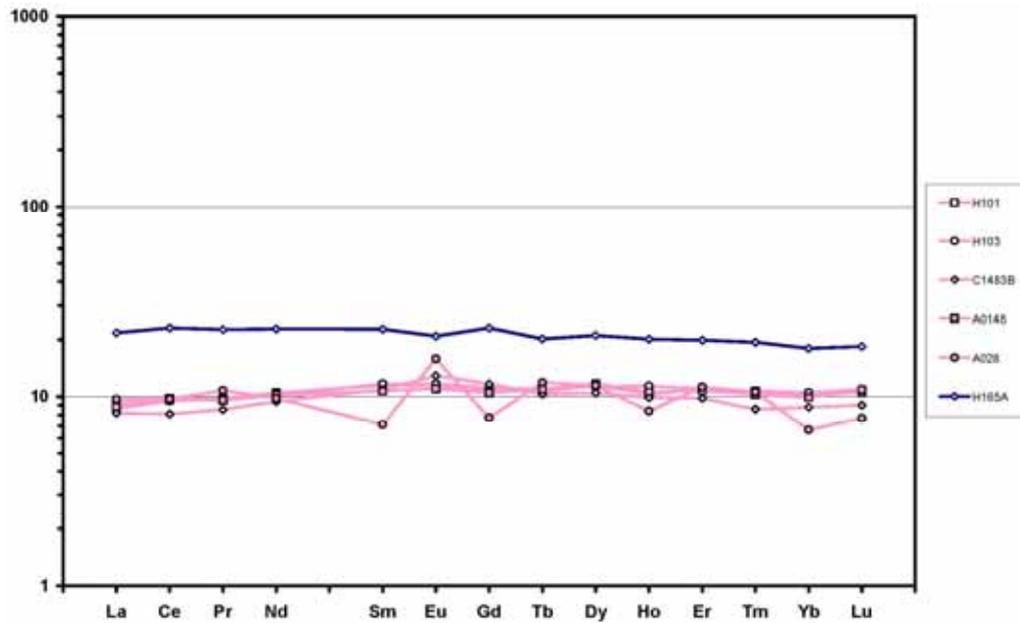


Figure 18 – Diagramme géochimique des Terres Rares des basaltes et roches vertes associées

Volcano-sédiments indifférenciés (BMa-vs)

On rencontre cette Formation dans le centre de la feuille, en contact anormal franc avec le Groupe de Dialé-Daléma à l'est par l'intermédiaire de la MTZ. A l'ouest, elle est bordée par un domaine plus complexe composé de basaltes et d'autres roches vertes associées, d'andésites et de brèches andésitiques et, enfin, de granites intrusifs en massifs circonscrits (Formations BSs-gdc, BSs-gd et BSA-gfk). Le grand massif quasi-circulaire de Bouroubourou (BSs-gdc) la traverse et la poinçonne en y imprimant un vigoureux métamorphisme de contact (cf. chapitre 6-métamorphisme). Cette mise en place forcée occasionne de part et d'autre du pluton des mouvements latéraux qui sont abordés au chapitre 5.

Cette formation est parcourue de roches basiques de type gabbro et microgabbro qui s'intercalent dans la série, en position interstratifiée, et constituent des niveaux repères soulignant la structuration de la Formation BMA-vs.



Figure 19 – Gauche : schistosité et stratification subparallèles à la station C0861 (sud-est de Soukounkou) constituée de tufs andésitiques, schistes et grauwackes. droite : ni stratification, ni schistosité ne sont visibles en apparence dans les tufs communs de la station C1240 en bordure de Falémé

Dans le détail, cette Formation est particulièrement composite. On retrouve, associées aux volcano-sédiments sensu stricto, de nombreuses variétés de roches magmatiques non seulement basiques, mais aussi intermédiaires à acides. A toutes les échelles, interstratifiées/interfoliées ou même sécantes sur la stratification, elles soulignent l'importante contribution du magmatisme et surtout du volcanisme à l'édification du Groupe de Mako. Compte tenu de cette complexité, la cartographie à 1/200 000 a conduit à intégrer l'ensemble de ces faciès sous la dénomination « indifférenciée ».

Parmi les affleurements-clefs représentant cette formation, nombreux sont ceux qui se trouvent dans les environs de la Falémé, dans son lit même, ou dans les marigots qui y débouchent. Ils sont tous aussi remarquables et démonstratifs les uns que les autres (stations C0422, C0861, C1241 et C1328).

La station C0861 représente une succession de tufs andésitiques grossiers à bréchiques très hétérogènes qui alternent avec des tufs gris clair fins plus homogènes à caractère andésitique, des pélites épizonales et des tufs « intermédiaires » grauwackeux (Figure 19). Dans ce type de matériel tufacé de granulométrie intermédiaire, il n'est pas rare de perdre les repères essentiels, stratification (S0) et plan d'anisotropie majeure (S1), notamment en bordure de la Falémé avec l'érosion fluviale, combinée à la patine noire qui se dépose sur les roches des berges (Figure 19).

La majorité des tufs rencontrés (Figure 20) montrent un faciès commun, banal, de granulométrie moyenne à fine ainsi que des tufs plus particuliers tuf à quartz bleu, tuf grossier voire bréchré.



Figure 20 – Gauche : tuf commun à granulométrie moyenne (station C1240), droite : tuf hétérogène à quartz bleu (station C1326)



Figure 21 – Station C1241 : gauche : filon métrique de rhyodacite injecté, interstratifié dans les volcano-sédiments ; droite : texture microgrenue porphyrique

A la station C1241, en plein marigot asséché, le matériel volcano-détritique constitué globalement de tufs de granulométrie et de composition variables est injecté à intervalle régulier de filons infra-

métriques à métriques de roche hypo-volcanique de texture porphyrique remarquable (Figure 21). Ceux-ci sont concordants avec la foliation majeure et finissent par rythmer la série sans repère volcano-sédimentaire. Ils ne montrent pas de déformation de leur matrice (Figure 22).

Sur le même site, d'autres filons de composition intermédiaire comparable montrent des relations moins ambiguës avec le plan d'anisotropie majeure. Ils sont sécants et tardifs.

La piste reliant Kossanto à la Falémé au nord, via Diégou et Kobokoto permet d'accéder au point d'observation C1505 qui offre, au sein de roches saines et de lithologies contrastées des relations schistosité-stratification-fracturation clairement observables (Figure 22). On note des alternances de bancs durs gréseux, assez grossiers, plus ou moins grauwakeux et des niveaux plus fins de tuf qui acquièrent un franc débit schisteux. Ces derniers peuvent révéler une granulométrie variable. Parmi les niveaux fins, des séricito-schistes ont été échantillonnés. Interfoliés, on peut également trouver des niveaux dits « porphyroïdes » dont la texture indique qu'ils pourraient provenir de la déformation d'un de ces filons intermédiaires à acides, interstratifiés, décrits précédemment. Des jaspes noirs trouvés en pierres volantes complètent l'hétérogénéité de l'affleurement et peuvent dériver de la transformation de cinérites par silicification.



Figure 22 – Obliquité (de 30°) de la schistosité majeure S1 sur la stratification S0 visible grâce à l'alternance lithologique et le contraste de compétence entre les deux lithologies. Une fracturation transversale tardive recoupe l'ensemble en faisant un angle de 70° avec S0 (station C1505)

D'une manière générale, il faut souligner l'omniprésence des sulfures dans cette Formation volcano-sédimentaire, même si ceux-ci montrent une forte tendance à se concentrer dans les gabbros associés (BSs-gb).

Déformation

Une déformation précoce syn-schisteuse a pu être identifiée dans le Groupe de Mako principalement dans le secteur de la Falémé où les roches sont les mieux exposées.

Dans le Groupe de Mako, des plis précoces fermés de type isoclinal ont pu être observés dans un marigot asséché en bordure de la Falémé à la station C1241, au nord de Sonkounkou (Figure 23).



Figure 23 – Plis précoces fermés de type isoclinal (station C0124)

La géométrie de ces structures est bien perceptible en raison d'une alternance décimétrique de volcano-sédiments fins et de bancs plus massifs. Les nombreux filons acides à intermédiaires de type rhyodacite, interstratifiés dans la série, peuvent aussi souligner ces structures plicatives précoces. Ces plis fermés s'accompagnent en règle générale d'une schistosité pénétrative qui se développe dans leur plan axial, notamment dans les niveaux fins des volcano-sédiments. Cependant, certains bancs plus massifs ne montrent pas de débit équivalent. Cette déformation majeure s'accompagne d'un fort boudinage des niveaux massifs compétents (Figure 24).



Figure 24 – Boudinage des niveaux massifs compétents (station C0124)

Un exemple de plissement isoclinal synfolial a été relevé dans des schistes grésopélitiques graphiteux au toit du massif granitique de Bouroubourou, dans son auréole de contact, dans des schistes à biotite-andalousite horizontaux. Il a été révélé notamment après sciage de l'échantillon C1272 (Figure 25) par des microplis des niveaux gréseux centimétriques dans une matrice schisteuse.



Figure 25 – Microplis dans des schistes grésopélitiques graphiteux (station C1272)

D'un point de vue structural, cet échantillon résume à l'échelle macroscopique la déformation à l'échelle régionale dans le matériel méta-volcano-sédimentaire du Groupe de Mako :

- plis précoces syn-schisteux (P1) grâce à un contraste lithologique fort, et s'accompagnant de cisaillement le long des flancs ;
- persistance de la stratification S0 (plissée) dans des lithologies compétentes et transposition quasi-complète de la stratification S0 dans des lithologies peu compétentes ;
- injection syn à tardi-plissement P1 de filons/veines de roches magmatiques ;
- expression d'un plissement tardif discret des structures précoces y compris des filons ;
- fracturation tardive avec le plus souvent injection de quartz blanc.

En se rapprochant de la MTZ, à l'est de Kossanto, sur la piste menant à Sambarabougou, l'affleurement C0316 (en talus de marigot) expose une série de schistes fins feldspathiques à grauwackeux verdâtres intensément plissés. Ceux-ci montrent clairement un débit majeur synchrone de ce plissement, de plan axial plongeant au NO, et hachant littéralement la lithologie (S0) en la transposant (Figure 26).



Figure 26 – Schistes fins feldspathiques à grauwackeux (station C0316), avec débit majeur synchrone d'un plissement se transposant sur la stratification

Andésite et brèche andésitique dominantes avec intercalations intermédiaires à acides (BMa-an)

Cette Formation a été appréhendée et cartographiée de façon très différente dans la littérature, d'ordre académique ou minière. [Arnould et al. \(1963\)](#) et [Bassot et al. \(1963b\)](#) l'ont individualisée et lui ont accordé une importance qu'on ne retrouve pas sur les monographies plus récentes (Ndiaye, 1983 ; Diene, 2002 et voir chapitre travaux antérieurs). D'après ces auteurs, cette Formation constitue un vaste domaine d'andésite à faciès variable, tantôt aphanitique, tantôt porphyrique à phénocristaux de pyroxène ou de plagioclase, de brèches à gros éléments, d'orientation NNE-SSO qui borde à l'ouest l'ensemble des basaltes en pillows et roches vertes associées, et se prolonge à l'est jusqu'à la zone de cisaillement majeure dite « MTZ » (Main Thrust zone, [Ledru et al., 1991](#)).

Pour l'établissement de la carte Kossanto-Dalafi Est, le choix s'est porté vers l'intégration de la partie volcano-sédimentaire andésitique dans le vaste ensemble volcano-sédimentaire indifférencié du Groupe de Mako, et l'individualisation de la composante andésitique en termes de lithologies clairement volcaniques (andésites et brèches andésitiques). Ce choix tient au fait que la limite entre un ensemble volcanique et les brèches qui sont associées n'est pas franche.

Les brèches de nature andésitique et andésite s.s. ont notamment été cartographiées de part et d'autre du massif de Bouroubourou qui les interrompt. On les trouve aussi au nord, près de la

Falémé, dans le secteur de Niénioko associées à des faciès schisteux semblables aux schistes verts liés aux basaltes en pillows (BMa-ba). Elles se distinguent de ces derniers par leur hétérogénéité marquée par la présence de gros éléments ovoïdes dans leur matrice. Au sud, l'ensemble andésitique forme une bande d'orientation NNE-SSO arquée, marquée par un discret plissement tardif.

A la station C1222, des « lames » métriques d'andésites non cartographiables au 1/200 000 sont présentes dans les volcano-sédiments indifférenciés du Groupe de Mako et sont intégrées dans cette formation.

Les affleurements qui représentent le mieux cette Formation montrent des andésites à texture porphyrique et phénocristaux de pyroxène (Figure 27). Les cristaux de pyroxène atteignent une taille centimétrique ce qui confère à la roche un aspect tacheté. On n'observe pas de déformation dans cette roche, ni même une orientation. On en retrouve des éléments dans les brèches de la station C0212 décrites plus bas. Des couloirs de déformation peuvent localement affecter ces andésites, transformant leurs petites « taches » en grandes plages ovoïdes sombres schistosées.



Figure 27 – Andésite porphyrique à phénocristaux de pyroxène (station C0822)

La station C0212 (Figure 28), montre à l'affleurement du matériel bréchiq ue grossier à très grossier d'explosion volcanique de nature andésitique mais aussi probablement intermédiaire (rhyo-dacitique) associé aux andésites de la série de Mako. Une belle stratification S0 est visible et orientée N027-55SE, marquée par l'alternance de niveaux grossiers avec d'autres moins grossiers et d'autres encore plus fins, affectée localement d'une schistosité (à l'approche de couloirs de déformation/cisaillement). Le débit majeur S1 varie entre N032-85NO et N025-sub-vertical, et semble faire un angle très faible avec S0 localement. D'autres mesures donnent : S0=N035-65SE;

S1=N065-75SE. Il est apparu difficile de prendre en considération ce débit comme repère temporel à l'échelle régionale tant la déformation s'exprime de façon hétérogène, dans des couloirs étroits, ou en raison de la compétence variable des roches observées. Des termes intermédiaires dacitiques à rhyo-dacitiques ont été remarqués sur l'affleurement.



Figure 28 - Gauche : Brèche d'explosion volcanique à caractère andésitique à l'affleurement, droite : section vernie (station C0212)

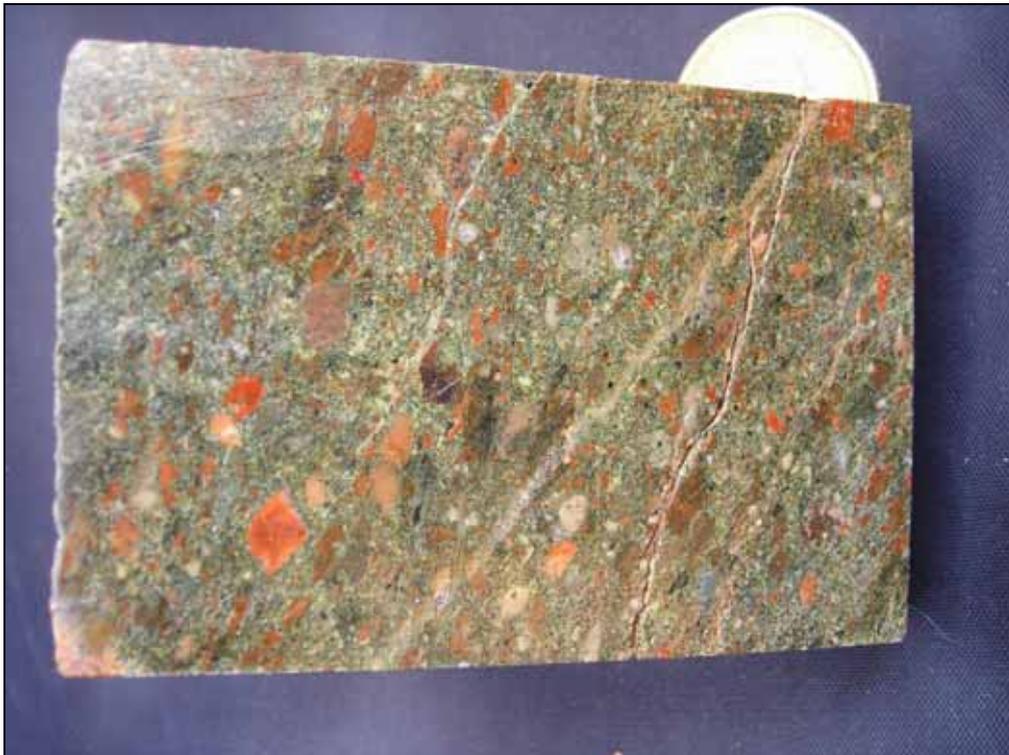


Figure 29 – Section vernie de roche volcanique acide de type rhyolite associée aux andésites (station C0420)

Des intercalations intermédiaires à acides (Figure 29) sont fréquentes dans la Formation andésitique où elles sont représentées par des roches volcaniques rhyolitiques et des tufs rhyolitiques avec feldspath orange, rouge brique à bordeaux. Ils portent une foliation marquée à N022-52NO soulignée par des cristaux de forme ovale dans le plan d'aplatissement. L'étirement des feldspaths n'est pas visible : il s'agit surtout d'aplatissement. Ces intercalations de taille réduite n'ont pas permis de les représenter à 1/200 000, comme sur la carte de Saraya-Kédougou Est (Delor *et al.*, 2010a et 2010b) où elles sont individualisées comme « BMa-rd ».

Du point de vue géochimique, les échantillons étudiés ont des compositions basiques à intermédiaires ($51.5\% < \text{SiO}_2 < 66\%$) avec de fortes teneurs en Al_2O_3 ($11.5\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 16.5\%$), en CaO ($4\% < \text{CaO} < 9\%$), en Na_2O ($2.5\% < \text{Na}_2\text{O} < 7.7\%$), des teneurs variables en K_2O ($0.2\% < \text{K}_2\text{O} < 5.2\%$), et des teneurs en TiO_2 inférieures à 1%. Ces laves présentent une affinité calco-alcaline faiblement à fortement potassique.

Toutes ces roches présentent un léger fractionnement des terres rares légères ($3 < [\text{La/Yb}]_n < 6.5$), avec des concentrations en terres rares lourdes comprises entre 10 et 30 fois les chondrites. Ces roches andésitiques présentent un fractionnement des terres rares légères moins important que celui observé, plus au nord, sur les andésites de la coupure de Bakel (Lahondère *et al.*, 2010). Dans le diagramme Zr vs. $(\text{Nb/Zr})_N$ (Thiéblemont et Tegye, 1994 ; Thiéblemont, 1999), ces roches se situent essentiellement dans le champ du magmatisme calco-alcalin des zones de subduction.

4.1.2. Suite de Sandikounda–Soukouta (BSs)

Les Formations qui constituent la Suite magmatique de Sandikounda-Soukouta regroupent tous les termes plutoniques classiquement rattachés au batholite « Badon-Kakadian » ainsi que des termes plus basiques (gabbros) intrusifs dans le Groupe de Mako.

Mal affleurant, fortement recouvert par une couverture latéritique omniprésente dans le centre ouest de la zone birimienne à la limite avec les terrains discordants du Néoprotérozoïque, la Suite magmatique de Sandikounda-Soukouta est difficile à appréhender dans toute sa diversité sur le terrain. La nouvelle cartographie proposée à 1/200 000 s'est appuyée sur des méthodes indirectes pour compléter et tenter d'apporter de nouvelles piste d'investigation dans ce vaste ensemble de roches magmatiques. La couverture géophysique de ce grand ensemble magmatique limitant à l'ouest le domaine Birimien, du nord au sud de la feuille, notamment la radiométrie du thorium met en évidence un contraste franc entre deux ensembles, l'un riche en thorium, l'autre pas. Ceci a permis de distinguer dans la Suite magmatique de Sandikounda-Soukouta un ensemble nettement thorifère d'affinité granitique à granodioritique d'un ensemble qui ne l'est pas, ou beaucoup moins, d'affinité plus basique tendant à des granodiorites et des diorites.

Complexe lité tonalito-dioritique, avec présence locale de migmatite (BSs-ctd)

Ce Complexe plutonique est essentiellement composé de gabbro et de diorite disposés en lits de composition différente (Dioh *et al.*, 1991) où se Complexe a été décrit (voir aussi Dia, 1988 et Gueye *et al.*, 2000). Cette Formation affleure selon un axe N-S entre Sonfara et Dioubéba, avec une dominante tonalito-dioritique (Figure 30).



Figure 30 – Détail d'un des affleurements du complexe lité entre Sonfara et Dioubéba (station C1140) comportant une petite enclave basique allongée dans la foliation majeure

La lame mince (échantillon C1140) livre la minéralogie suivante : quartz, plagioclase en cristaux sub-automorphes séricitisés dominant (80%) sur le microcline (20%), hornblende verte (3 à 4%), oxydes et sphène (titanite) corrodé.

Certains présentent des bandes leucocrates anastomosées, *pro parte* allongées selon les plans de foliation régionale, et qui ont été interprétées en termes de jus de fusion (Figure 31). A son extrémité septentrionale, le long de l'axe Sonfara-Kaourou des affleurements de migmatites bréchiques ont été observées avec des pendages sub-plats.



Figure 31 – Détail d'un affleurement de migmatite (station A0198)

D'un point de vue géochimique ces roches ont des compositions basiques à intermédiaires ($52\% < \text{SiO}_2 < 63\%$) avec de fortes teneurs en Al_2O_3 ($14\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 17\%$), en CaO ($5\% < \text{CaO} < 10\%$), en Na_2O ($3.5\% < \text{Na}_2\text{O} < 5\%$), et des teneurs en TiO_2 inférieures à 1%. Elles présentent une affinité calco-alcaline faiblement potassique. Toutes ces roches présentent un léger fractionnement des terres rares légères ($4 < [\text{La}/\text{Yb}]_n < 5.5$), avec des concentrations en terres rares lourdes comprises entre 5 et 20 fois les chondrites. Dans le diagramme Zr vs. (Nb/Zr)_N (Thiéblemont et Tegye, 1994 ; Thiéblemont, 1999), elles se situent essentiellement dans le champ du magmatisme calco-alcalin des zones de subduction.

Une datation U-Pb sur zircons du leucosome de l'échantillon de migmatite A0198 a donné un âge de 2171 Ma. (Figure 32). Les zircons du mélanosome n'ont pas donné de résultat significativement différent. En l'absence d'élément isotopique discriminant entre le leucosome et le mélanosome, l'appellation « migmatite » demeure essentiellement basée sur les observations de terrain.

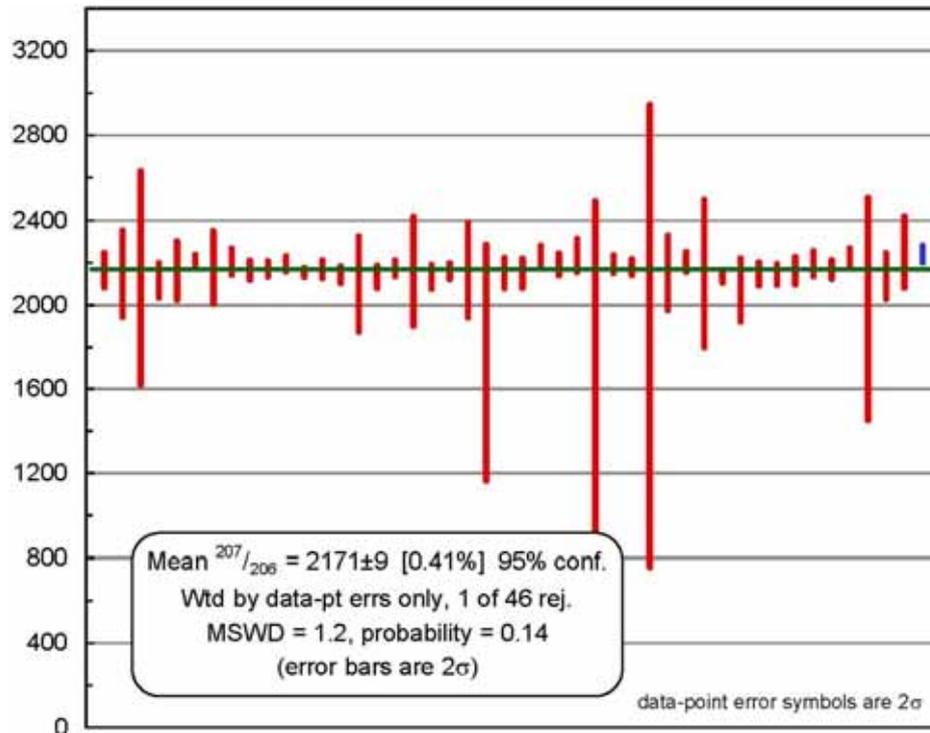


Figure 32 – Moyenne des âges U-Pb les plus concordants pour les analyses sur zircon de l'échantillon de migmatite A0198A

Granite à granodiorite (BSs-ggd)

Cet ensemble correspond à la partie thorifère de la Suite magmatique de Sandikounda-Soukouta (ex Badon-Kakadian) caractérisé par géophysique.

On rencontre ces granites et granodiorites en bordure ouest de l'ensemble de roches vertes situé dans la région de Sabodala, ensemble qu'elles intrudent en le poinçonnant. Un massif concentrique s'y individualise, souligné par des anomalies magnétiques elles-mêmes disposées de façon circulaire.

Vers le nord, cet ensemble s'interrompt brièvement au nord-ouest du massif de Bouroubourou, de même que les basaltes et roches vertes associées (BMA-ba), avant de se prolonger le long d'un couloir cisailant sénestre subméridien qui l'affecte, à hauteur de Léoba. Il se poursuit le long de la Falémé et subit une virgation vers le nord-ouest toujours dans des conditions de cisaillement à cinématique sénestre. Il est alors fortement structuré, quasi gneissifié.

Sur le terrain, ces roches se rencontrent, par exemple, sur la piste reliant Léoba à Laminia. Des faciès porphyroïdes de granodiorite rose, structurés, affleurent en gros blocs au bord de la piste. Le feldspath potassique montre de grands cristaux pluri-centimétriques automorphes orange à rose orientés préférentiellement et moulés par une foliation naissante (Figure 33). Celle-ci est soulignée par les minéraux ferromagnésiens qui sont en faible proportion dans cette roche. L'amphibole y domine la biotite. La proximité d'importants couloirs de déformation subméridiens

dans le secteur est responsable d'une gneissification locale de ces faciès porphyroïdes les transformant en véritables orthogneiss oeillés.

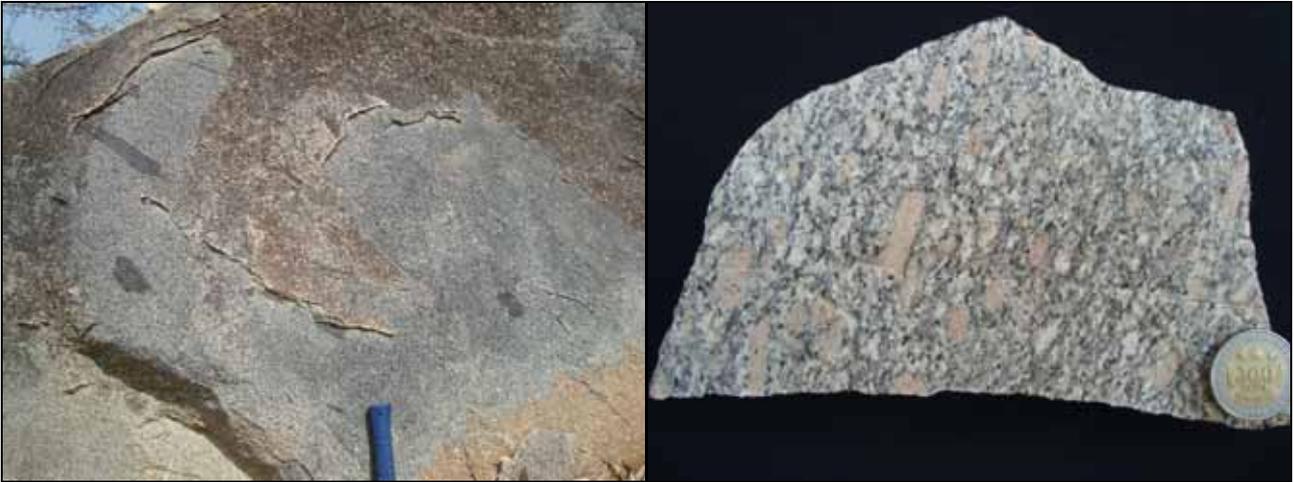


Figure 33 –Gauche : foliation gneissique de la granodiorite (station C1172) soulignée par l'alignement des enclaves basiques effilées. Droite : texture porphyroïde nettement orientée (station C1176)

En lame mince, l'échantillon C1172 présente la minéralogie suivante : quartz en mosaïque, feldspath potassique (variété microcline) sub-automorphe de taille centimétrique. Le plagioclase est séricitisé. Biotite et amphibole (de type hornblende verte) sont confirmées. Le sphène (titanite) est le minéral accessoire montrant des habitus automorphes et corrodés.

De rares faciès à muscovite (tardive) ont été observés dans la région de Sonfara, également vus dans la formation voisine BSs-gd.

Granodiorite à diorite (BSs-gd)

Cet ensemble correspond à la partie pauvre en thorium de la Suite magmatique de Sandikounda-Soukouta (ex Badon-Kakadian) caractérisé par la géophysique.

Un grand panneau de roches de nature granodioritique à dioritique et d'orientation subméridienne semble s'individualiser dans la partie sud-ouest de la feuille où il présente cartographiquement une forme triangulaire. Plus au nord, on retrouve un vaste ensemble quasi-circulaire en vis-à-vis du granite de Bouroubourou, en partie masqué à l'ouest par les formations discordantes du Néoprotérozoïque. Ailleurs, on en retrouve des témoins dans des massifs de moindre importance comme celui de Sonfara au nord, de Massakounda au centre nord, et de Soundoutoukourou et Dindifa au centre sud.

Sur le terrain, on trouve des témoins de ces roches comme à proximité de Massakounda. Un faciès dioritique est intrusif dans le basalte en provoquant localement une bréchification des roches volcaniques dans les filons injectés (Figure 34). Au contact, un fin liseré noir constitué par un enrichissement en minéraux ferromagnésiens s'est formé témoignant de phénomènes réactionnels entre les deux formations. Les affleurements voisins rendent compte d'une relative homogénéité dans ce faciès dioritique, au moins localement. La texture grenue à amphibole est

équante, il n'y a pas de biotite (Figure 34). La présence d'une fracturation tardive s'accompagne d'une épidotisation systématique des plans de fracture aux dépens de l'amphibole. Un discret litage peut néanmoins se dessiner quelquefois marqué par le passage d'une diorite à une diorite quartzique. Comme toutes les roches du secteur, elles peuvent avoir subi la déformation cisailante ductile à proximité d'un des couloirs majeurs de la déformation tardive et être affectées par une discrète foliation.



Figure 34 –Gauche : Injection de diorite (BSs-gd) dans le basalte (BMa-b) responsable de sa bréchification locale (station C1166). Droite : Texture grenue commune du faciès dioritique (station C1167).

L'examen en lame mince (C1170) révèle que les minéraux ferromagnésiens représentent 50 à 55% de la roche. On dénombre d'abondantes baguettes millimétriques automorphes de hornblende verte et brune avec, localement, la présence de biotite. Le reste est constitué de plagioclase séricitisé.

Comme dans la Formation décrite précédemment (BSs-ggd), de rares faciès à muscovite (tardive) ont été observés dans la région de Soufara, probablement sous l'influence structurale mais aussi minéralogique des accidents tardifs.

Tonalite (BSs-to)

Des petits pointements de tonalite ont été remarqués au nord de la feuille, plus ou moins alignés, dans la suite de Soukouta-Sandikounda, y compris dans le complexe lité, à l'ouest de l'ensemble basaltique de Tonkouto. Leur faciès particulier nous a amené à les distinguer dans des petites lentilles d'orientation globale NE-SO.

A la station C1134 par exemple (Figure 35), la roche est grenue à gros grain enclavant quelquefois des éléments basiques de taille décimétrique issus très vraisemblablement du grand panneau de basalte et de roches vertes voisin de Tonkouto, attestant de son caractère intrusif. Elle a un aspect tacheté, peu ou pas orientée. Les cristaux trapus d'amphibole ne montrent pas de franche orientation.

La lame mince de l'échantillon C1134 montre une texture grenue équigranulaire à cristaux plurimillimétriques et la composition minéralogique suivante : quartz (>10%), feldspaths (essentiellement du plagioclase), biotite en grandes lattes plurimillimétriques, hornblende verte en cristaux sub-automorphes, avec la présence de nombreuses baguettes d'épidote en inclusions dans les biotites. Le sphène (titanite) plurimillimétrique, présent dans la matrice, et les oxydes, en inclusions dans les amphiboles, sont les minéraux accessoires de cette roche.



Figure 35 – Affleurement de tonalite de la station C1134 à rares enclaves basiques provenant très probablement du panneau de roches basaltiques de Tonkouto

Plus au sud, dans le secteur de Bransan, un autre petit pointement isolé, et dans un environnement différent, d'un granite très rouge, montre en lame mince des affinités avec des tonalites (Figure 36). La texture grenue porphyroïde est à lattes de plagioclase centimétriques. Sa composition minéralogique est constituée de quartz (>15%), de plagioclase en grandes lattes centimétriques fortement séricitisées et même hématisées (liée à l'altération). On note la présence de petits cristaux de clinopyroxène chloritisé, d'amphibole verte et de titanite.



Figure 36 – Section vernie d'échantillon de tonalite (station C1134)

Gabbro, microgabbro en corps/massif reconnu sur le terrain ou déduit des anomalies géophysiques (BSs-gb)

Ils sont abondants dans le Groupe de Mako et forment des corps/massifs intrusifs ou interfoliés et allongés dans la série, constituant de véritables niveaux repères dans ce Groupe à la lithologie complexe (Figure 37). Ils apparaissent plissés dans les volcano-sédiments indifférenciés (BMa-vs) et marquent ainsi la phase plicative tardive. C'est eux, finalement, qui dessinent l'allure structurale dans tout cet ensemble. Le contraste qu'ils offrent en géophysique avec leur encaissant volcano-sédimentaire est particulièrement visible sur les cartes de la radiométrie en thorium, ce qui a permis dans certains secteurs de compléter le dessin réalisé d'après les seules données de terrain.

En lame mince, l'échantillon C1260 montre une texture grenue avec une composition minéralogique constituée de 60% de phénocristaux plurimillimétriques de clinopyroxène altéré (avec préservation localement de certains cœurs), le reste étant composé de plagioclase très fortement altéré. On remarque la présence de sulfures.



Figure 37 – Echantillon de gabbro (station C1442)

Vers le sud, en descendant sur la feuille Saraya-Kédougou Est, on perd quelque peu l'allure d'une structuration cohérente avec son environnement géologique. Ce contraste apparent est, en partie, dû à des choix cartographiques de regroupement des faciès basiques en termes de « gabbro » ou « basalte », ce dernier choix ayant été fait plus souvent sur la feuille Saraya-Kédougou Est

Massifs circonscrits : granite et granodiorite à biotite et amphibole, granite leucocrate à amphibole de Bouroubourou (BSs-gdc)

Le granite leucocrate à amphibole de Bouroubourou affleure au sein du plus grand massif circonscrit de la feuille Kossanto-Dalafi Est. Il est particulièrement reconnaissable à son enveloppe quasi-circulaire et son coin SO manquant. Il est intrusif dans le groupe de Mako et cisailé au deux tiers ouest par un grand couloir décrochant subméridien. Dans une direction conjuguée NE-SO, d'autres cisaillements viennent affecter sa bordure nord-ouest. Il développe un franc métamorphisme de contact à andalousite dans son encaissant méta-(volcano)-sédimentaire.

Sur le terrain, ce massif présente un faciès leucocrate à amphibole très constant (Figure 38). Sa texture grenue à grain moyen souvent observée peut évoluer vers des termes de subsurface qui témoignent de la proximité du toit du massif, ce que confirme aussi la découverte à proximité de schistes à andalousite et biotite à foliation plate. Ces faciès hypo-volcaniques (Figure 38) sont à rapprocher de la formation BSs-gdh (faciès hypo-volcaniques associés aux massifs circonscrits de

granodiorite de type BSs-gdc). Minoritaires par rapport au faciès grenu, et répartis de façon diffuse et aléatoire, sans orientation particulière, ils n'ont pas été distingués cartographiquement.

En lame mince, l'échantillon C1314 montre une texture grenue à cristaux de plagioclase plurimillimétrique. Sa composition minéralogique est la suivante : quartz en mosaïque (15%), feldspaths représentés essentiellement par de grands prismes de plagioclase présentant de nombreuses lattes trapues de muscovite en inclusions (altération hydrothermale), hornblende verte fortement pléochroïque, épidote, oxydes et titanite automorphe.



Figure 38 – Gauche : granite de Bouroubourou-Dialakotoba (station C1314). Droite : faciès hypo-volcanique rosâtre (station C1345)

Cinq autres petits « satellittes circulaires » de ce granite leucocrate percent leur encaissant volcano-sédimentaire juste au nord du grand massif de Bouroubourou. On en retrouve un à proximité de Soréto sur la Falémé. Ils se positionnent le long de cisaillements, le long desquels leur injection semble avoir été guidée structurellement.

Au sud-est du massif de Bouroubourou, marquant des accidents cisailants, deux petits massifs distincts satellites de ce granite rosâtre à amphibole, sont intrusifs dans le groupe de Mako. Il s'agit des massifs de faible développement de Diakhaling et de Dindifa. La piste N-S reliant Kossanto à la Falémé, via le petit village de Diakhaling, permet de multiples observations de ce granite dans des conditions idéales d'affleurement. Il est particulièrement bien exposé de la station C1381 à la station C1384 (**Figure 39**). Le faciès rose est constant, à grain moyen à gros (mais non franchement porphyroïde), à amphibole. Dans les faciès sub-porphyroïdes, la taille des cristaux de plagioclase blanc peut dépasser celle des autres minéraux constituant la roche. Des enclaves basiques ont été vues (station C1382 ; **Figure 39**), elles peuvent être entièrement épidotisées ; elles sont sans orientation préférentielle. Altéré (faiblement), le granite prend une teinte verdâtre liée à l'épidotisation tardive et diffuse des amphiboles et aussi à l'altération des feldspaths.

Le second massif, celui de Dindifa, est mal affleurant, dans un secteur difficile d'accès. Il n'a pas donné lieu à autant d'observations fiables ni à des prélèvements sains suffisants pour le caractériser. Le dessin de son contour est davantage le résultat de l'utilisation des cartes géophysiques, par comparaison avec ce qui a été constaté pour le massif voisin de Diakhaling.



Figure 39 – Gauche : granite de Diakhaling à l’affleurement (station C1383). Droite : Section polie du granite de Diakhaling avec enclave basique (station C1382).

Le massif granitique de Tenkoto situé dans le coin sud-ouest de la feuille, à cheval sur les coupures de Kossanto-Dalafi Est et de Saraya-Kédougou Est, est à rattacher à celui de Bouroubourou. Il est intrusif dans les roches vertes et basalte du groupe de Mako (BMa-ba) uniquement.

4.1.3. Groupe de Dialé – Daléma (BDd)

Les roches de ce groupe occupent la majeure partie du quart SE de la feuille, en contact anormal (par l’intermédiaire de la MTZ) avec les formations du Groupe de Mako à l’ouest, et en contact avec le batholite de Saraya à l’est. Elles se prolongent vers le sud sur la feuille de Saraya-Kédougou Est et pour partie vers le nord, au Mali.

La Falémé qui constitue la frontière et la limite cartographique du groupe, soulignée par des failles NO-SE hachée par des accidents NE-SO est aussi la meilleure zone d’exposition des roches de ce groupe, qui plus est continue en fin de saison sèche, d’avril à juin.

Par contre, l’absence d’affleurements dans une vaste zone centrale quasiment jusqu’à la frontière malienne, occupée par une couverture latéritique omniprésente, ainsi que la monotonie des formations constituant ce groupe ne permettant pas de dégager de bons niveaux repères ni pour la stratigraphie ni pour les structures plicatives à l’échelle cartographique, nous ont amené à chercher des distinctions par des méthodes indirectes. Les cartes géophysiques (magnétisme, électromagnétisme, radiométrie thorium) présentant de forts contrastes ont été un outil précieux de différentiation/discrimination de niveaux présentant des caractéristiques géophysiques différentes afin de tenter de déterminer les grandes structures à l’échelle cartographique. Cette méthode permet, en outre, de proposer une stratigraphie au moins relative des formations pour ce groupe.

Stratigraphie du groupe de Dialé

La base du Groupe est marquée surtout par des quartzites et, dans une moindre mesure, par des gondites surmontés par une formation carbonatée hétérogène, souvent litée, sujette à fortes

transformations texturales et minéralogiques et forte modification de son comportement rhéologique au voisinage des granites tardifs qui les intrudent.

La partie intermédiaire est surtout occupée par des grauwackes (dominants sur siltites) interrompus par deux niveaux distincts montrant l'un envers l'autre de forts contrastes en radiométrie thorium : un niveau discontinu de grès et grauwacke riches en minéraux lourds (réponse géophysique marquée par une anomalie positive en thorium) et plus haut dans la série un niveau également d'épaisseur variable de pélite et grauwacke appauvris en minéraux lourds (réponse géophysique marquée par une anomalie négative en thorium)).

Vers le sommet, la série se poursuit et se termine par deux niveaux distingués en électromagnétisme et ayant été validés ponctuellement par leur caractère siliceux.

Quartzite, gondite (BDd-qgn)

Cette Formation, a pu être cartographiée uniquement dans la boutonnière de Kéniéba. Si des affleurements ont été décrits à proximité de Kéniéba ([Lahondère et al., 2010](#)), les quartzites de la feuille Kossanto-Dalafi Est n'ont pu être singularisées que par analogie avec l'imagerie géophysique.

Carbonates lités, partiellement silicifiés, brèches carbonatées (BDd-ca)

On les rencontre dans l'extrême sud-est de la feuille à la frontière avec le Mali vers lequel ils se prolongent, dans trois ensembles distincts d'orientation générale SO-NE, séparés les uns des autres par le batholite de Saraya/la granodiorite de Moussala ou par la granodiorite de Balangouma. Ils se localisent dans une position diamétralement opposée, par rapport au batholite de Saraya, aux affleurements remarquables d'Ibel et de Bandafassi, dans le quart sud-ouest de la feuille de Saraya-Kédougou Est. Leur exposition en bordure de Falémé ou le long de marigots profonds y débouchant est tout aussi remarquable.

Au nord, « versant Dialé », ces formations carbonatées litées sont adjacentes à la granodiorite de Moussala, et se trouvent ainsi localisées dans l'auréole de métamorphisme de contact. Elles sont transformées en marbre impur, souvent rubané et marbré lité (station C0556, [Figure 40](#)). Leur foliation plate suggère même qu'elles doivent surmonter une partie du pluton et sont conservées au toit de celui-ci. En leur sein, les lits siliceux compétents ont enregistré un fort boudinage pendant que les niveaux carbonatés ont littéralement flué, un comportement qui a aussi été remarqué dans la carrière de Bandafassi (sur la feuille Saraya-Kédougou Est) en climat métamorphique mésozonal comparable.

Dans la bande SO-NE intermédiaire d'Ylimalo à Linguekhoto, les affleurements ne sont pas moins spectaculaires. Les bordures de Falémé à Linguekhoto abritent probablement les meilleurs affleurements de ces formations carbonatées, en termes de déformation et de métamorphisme, en raison de leur rhéologie particulière et d'une lithologie très contrastée (station C0250 ; [Figure 40](#)). Des plis en fourreau ont été observés. Les phénomènes de boudinage et de cisaillements sont courants et affectent des objets de taille exceptionnelle. Ces carbonates sont traversés à l'emporte-pièce par des filons basiques qui sont eux-mêmes repris dans la déformation cisailante.



Figure 40 – Gauche : Marbres rubannés à foliation plate (station C0556), droite : Marbres de Linguephoto (station C0250)

Au sud, « versant Daléma », on retrouve ces formations litées carbonatées. Elles sont affectées d'un plissement très marqué complexe et « désordonné » d'axe plutôt raide ici (station C0760, **Figure 41**) que l'on observe à différentes échelles.

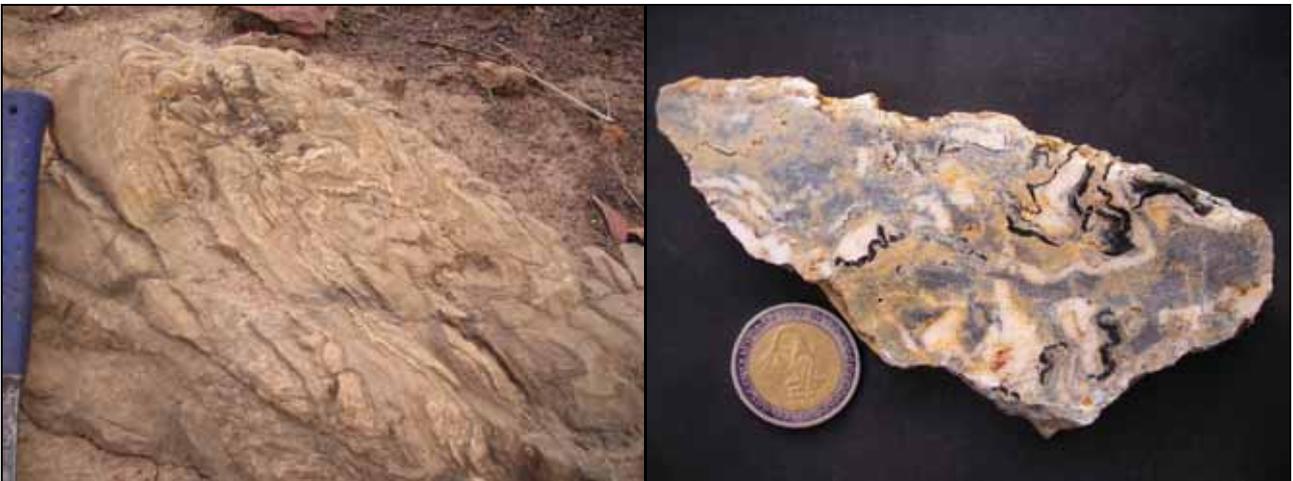


Figure 41 -- Affleurement (gauche) et section polie (droite) de marbre plissé (station C0760)

La déformation a également touché les brèches carbonatées bariolées, en en préservant quelques unes et en leur donnant une texture oillée lorsque celle-ci n'est pas trop intense, transformant les autres en roches litées par transposition. On ne perçoit l'ancienne texture grossière, (comparable au marbre bréchique d'Ibel) qu'à la faveur de section d'échantillon

Un affleurement isolé de brèche à éléments hétérogènes grossiers quelquefois pluri-décimétriques, notamment carbonatés a été identifié au sud-est de Dalaba, à proximité de la piste reliant Tourokhoto à Daloto (station C1195, **Figure 42**). La roche est épargnée par la déformation cisailante et ses éléments gardent leur forme irrégulière, sans étirement remarqué. Le débit sub-vertical mesuré à N028-82NO n'est d'ailleurs que peu imprimé dans cette formation.



Figure 42 – Brèche carbonatée (station C1195)

Des carbonates du Groupe Dialé-Daléma sont mentionnés au Mali, en vis-à-vis du massif de Dioumbalou dans la « poche », ce qui a conduit à reconsidérer l'origine de l'encaissant sédimentaire à volcano-sédimentaire du granite de Dioumbalou et à le rattacher maintenant au groupe de Dialé-Daléma.

Grauwacke dominante sur siltite (BDd-gw)

Il s'agit d'une importante Formation méta-sédimentaire à caractère grauwackeux dominant qui occupe la majeure partie de la pile sédimentaire intermédiaire du groupe de Dialé-Daléma dans lequel deux autres formations discontinues s'intercalent (BDd-ggw et BDd-pgw). C'est aussi l'ensemble qui montre le moins de contraste dans ses paramètres physiques (magnétisme, radiométrie) en géophysique aéroportée.

Cartographiquement, cette Formation se localise au nord et à l'est du bassin du Dialé, lequel constitue à l'ouest du batholite de Saraya, la partie occidentale du Groupe Dialé-Daléma, et se présente globalement en synforme plissé. Les roches de cette formation sont très bien exposées en bordure de Falémé au nord-est, entre Sayansoutou et Bountou, un itinéraire réalisé en pirogue (à la rame en 5 jours) puisque non praticable en véhicule. Partout ailleurs, elles sont difficilement visibles et encore moins échantillonnables.

Cet ensemble est traversé ponctuellement par le petit pluton granitique de Balakhonko dans le sud-est de la feuille qui lui inflige à son contact, dans une étroite auréole, des transformations minéralogiques comme à la bordure des massifs de Saraya et de Moussala.

Les affleurements de la station C0442 illustrent bien cet ensemble monotone de grauwacke qui fait place localement à des siltites et des schistes quasi-ardoisiers (Figure 43). Les roches sont constituées d'une alternance de niveaux fins tuffacés et de niveaux de grès feldspathiques/grauwackes moins favorables à l'expression d'une schistosité. Certains de ces schistes présentent des trous (anciens débris lithiques ou anciens minéraux déstabilisés).

Sur le plan structural, ces roches présentent souvent deux débits apparents, l'un représentant vraisemblablement la stratification S0 (150-45 SO), tandis que l'autre correspond à une schistosité majeure, d'axe N145 verticale ou à fort pendage. Les variations de S0, sur laquelle la schistosité majeure est parfois franchement oblique, suggèrent la présence de plis (P1 vraisemblable) qui affectent S0. Localement, les niveaux "ardoisiers" présentent un débit en frites (intersection S0/S1). La linéation d'intersection à 40° au 320 (NO) se superpose à la linéation de crénulation. La cinématique constatée le long des plans de S majeure est dextre. Sur tout l'affleurement, on constate enfin qu'il est difficile dans cet ensemble à lithologie contrastée de suivre avec précision et certitude S0 et S1, e.g. dans certains niveaux, on voit mieux S0 que dans d'autres, et inversement.

La station C0444 en est un autre exemple avec une granulométrie grossière, plus hétérogène, de type grès (feldspathique) micro-conglomératique à grès grauwackeux (Figure 44). On note, là encore, la présence de niveaux schisteux à fréquents petits yeux de quartz. Le débit majeur ne correspond pas à la stratification. La schistosité majeure est à N006-65O tandis que la stratification S0 est à très fort pendage est. On observe des variations en direction et pendage du débit majeur avec une mesure passant à N023-53O indiquant la présence de plis tardifs (P2 vraisemblable). L'axe de ces plis tardifs est à 58° au 305 (NO) de type « kink ». Quelques niveaux fins favorables permettent la mesure de la linéation d'étirement à 37° au 325 (NO).



Figure 43 – Grauwackes à passées de siltites et schistes ardoisiers (station C0442)

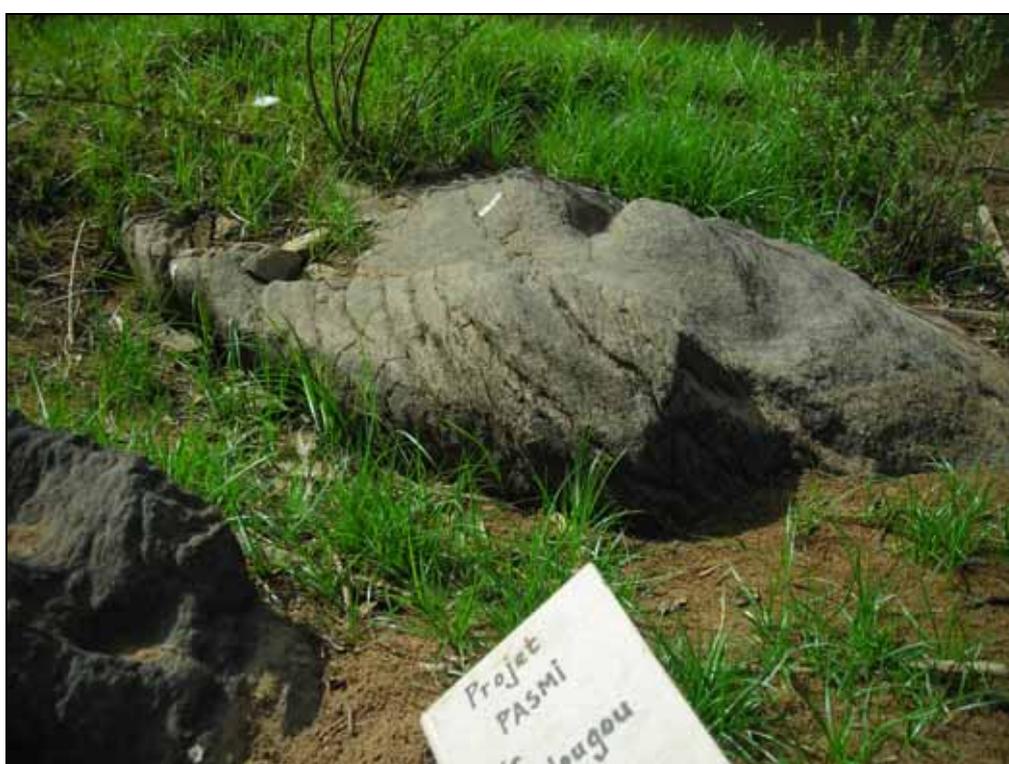


Figure 44 – Grès feldspathique microconglomératique (station C0444)

Ce même type d'observation se répète le long de la Falémé :

- les stations C0444 et C0445 sont marquées par des niveaux de grès fins feldspathiques plus ou moins tufacés et de grauwackes ;

- la station C0452 est marquée par à une alternance lithologique de grès feldspathique, de grauwacke mais aussi de niveaux très fins (pélitiques ?) à débit en frites et de séricitoschistes intensément microplissés. L'axe des microplis est confondu avec la linéation de crénulation à 24° au 297 (NO). La linéation d'étirement quant à elle est mesurée à 36° au 324 (NO).

Au sud de Bantinkoto, à la station C0456 le matériel grauwackeux montre une granulométrie variable, assez grossière alternant avec des niveaux fins schisteux (de nature pélitique ?). La schistosité majeure est bien visible (N009-34O) et débite la roche de façon quasi-ardoisière suivant les niveaux. La linéation d'étirement est subparallèle à la linéation d'intersection : 28° au 334 (NO). L'affleurement ne livre aucune trace évidente de la stratification. D'une manière générale, le débit majeur est vraisemblablement S0-1, avec S0 déjà transposée dans certains niveaux. Une fracturation tardive est mesurée à N152-80O tandis qu'une autre est à N107-70N.



Figure 45 – Niveaux de schistes dans la Formation à dominante grauwackeuse (station C0457)

En poursuivant le parcours de la Falémé vers le sud, quelques passages de schistes dans cet ensemble grauwackeux (station C0457, **Figure 45**) permettent de mesurer clairement le plan de stratification subverticale N167-69O et celui de la schistosité majeure, subhorizontal à N005-28O.

Ces deux plans définissent clairement une linéation d'intersection à 13° au 337 (NO). La linéation de crénulation est visible à 27° au 268 (O) et correspond probablement à l'axe des « kinks » repérés sur l'affleurement. On note la présence d'une schistosité de fracture naissante, frustrée mais bien visible, oblique, à N095 à N105 subverticale ou à fort pendage N ou S.

Au voisinage de Bountou, la station C0467 (Figure 46) illustre bien les alternances grauwackes-schistes-grès et l'expression différente de la schistosité régionale dans ces différents niveaux. Dans les grès et grauwackes, la stratification S0 n'a pas été observée. Par contre, un débit majeur (S majeure) a été mesuré à N000-420 dans les méta-pélites, alors que la stratification S0 a été identifiée comme N135-75 NE. La linéation d'intersection sur la schistosité majeure est de quelques degrés à 15° au 317 (NO) tandis que la linéation de crénulation est à 23° au 220 (SO).



Figure 46 – Alternances grauwackes/schistes/grès (station C0467)

Rares sont les autres affleurements aussi démonstratifs, en dehors de ceux de la rivière Falémé.

Grès et grauwacke riches en minéraux détritiques thorifères (BDD-ggw)

Cet ensemble identifié par géophysique (anomalie positive en thorium sur la carte radiométrique thorium) jalonne au sud la Falémé en dessinant, comme elle, de fortes ondulations à l'échelle cartographique qui représentent le plissement tardif post-schistosité majeure, observé partout sur la carte et associé à des couloirs de déformation. La Falémé, zone d'accidents complexe qui s'interfèrent, est elle-même affectée. Son tracé est le résultat de cette interférence, c'est à dire de

l'intersection de deux réseaux de couloirs de déformation qui se perturbent l'un l'autre : l'un de direction NO-SE, l'autre, de direction conjuguée transversale NE-SO qui « hache » littéralement la première.

L'enveloppe cartographique de cette formation (BDd-ggw) est en accord avec les observations pétro-structurales faites au niveau même de la Falémé. Elle est discontinue d'après la géophysique et semble n'être conservée que dans les charnières des plis à l'échelle cartographique.

A la station C0402, l'affleurement est constitué par une vaste accumulation de blocs gris compacts sub en place. Il s'agit de grès et grauwackes grossiers mais aussi de tufs hétérogènes très grossiers de teinte verdâtre, sombre. L'ensemble est massif : aucun litage et schistosité n'ont été observés empêchant toute mesure structurale.

A la station C0405, au passage du marigot et jusqu'à la Falémé (station C0408, **Figure 47**) à la frontière du Mali, les roches affleurantes sont massives et d'origine sédimentaire à volcano-sédimentaire. Elles incluent des grès grossiers hétérogènes, des grauwackes et des tufs plus ou moins grossiers à quartz bleu violacé (photo de droite ci-dessous). En s'approchant de la Falémé, à la station C0406, la présence de petits niveaux intercalés à granulométrie plus fine dévoilent deux débits superposés. Ces niveaux fins tufacés montrent une belle stratification S0 à N15 subverticale tandis que la schistosité S1 est à N050-72SE. On retrouve les niveaux massifs en bordure même de Falémé à C0408.



Figure 47 – Grès grossiers hétérogènes, grauwackes et tufs à la station C0408

Pélite, grauwacke pauvres en minéraux détritiques thorifères (BDd-pgw)

Cette Formation a été identifiée par la géophysique et notamment la radiométrie thorium pour laquelle sa réponse est très négative (appauvrie en thorium). Cette anomalie a permis de tracer son contour qui paraît marquer la terminaison (ou une des terminaisons) nord-est d'un synforme régional, en accord avec les autres données de la géophysique (par ex. l'électromagnétisme). Son contour est compatible avec les données structurales de terrain et l'amorce d'une virgation des lithologies au NO, au niveau de la faille sénégal-malienne.

Ces lithologies semblent donc matérialiser la charnière d'un synforme. On les trouve dans l'arrière-pays de la Falémé, au sud de Sayansoutou et Wortokhaty, une région qui affleure particulièrement mal à cause de l'épaisse couverture latéritique. Aucun affleurement naturel ne permet d'en donner une bonne illustration. Cependant, les tranchées réalisées dans le cadre de travaux miniers en cours d'année 2010 par des sociétés installées dans la région (notamment la société MDL basée à Daloto) représentent une source importante d'informations sur le sous-sol du secteur, et notamment l'accès à des échantillons assez sains (station C1198, **Figure 48**). L'état d'altération avancé des roches jusqu'à 1,5 à 2 mètres de profondeur a néanmoins limité les investigations pétrographiques et privilégié les observations structurales.

D'autres tranchées ont permis de mettre au jour :

- des schistes sériciteux, de schistes plus ou moins pélitiques bariolés (par altération, et schistes lie-de-vin), d'argilites stratifiées et de schistes vacuolaires (représentant d'anciens cubes de pyrite altérée).
- des schistes tuffacés à « taches et vacuoles » (anciens éléments ou anciens minéraux (cordiérite) ?) avec une foliation à N071-78NO. La foliation ondule à N015-75O puis à N052-51NO et permet une mesure de la linéation d'étirement majeur associée à 50° au 318 (NO). La présence de filon acide de type granite concordant a été notée en plusieurs endroits.



Figure 48 – Tranchée permettant d'observer pélites et grauwackes (station C1198)

Quartzite et grauwacke siliceux (BDd-qgs)

Caractérisé par géophysique (anomalie intermédiaire en électromagnétisme), cette formation occupe cartographiquement la partie centrale du Groupe de Dialé-Daléma dont elle constituerait les niveaux supérieurs. Ces quartzites et grauwackes alternent avec BDd-gws et se répètent plusieurs fois à l'approche de la MTZ selon un axe peu penté qui lui est parallèle. Cette succession bien marquée indique la présence de plis à tendance cylindrique et à axe subhorizontal. Elle est intrudée par le petit massif granitique de Sambarabougou qui déforme ses bordures et y imprime

un métamorphisme de contact. Les roches sont transformées en véritables cornéennes litées (station C0845, [Figure 49](#) ; voir chapitre 6). Malgré une lithologie siliceuse, elles n'offrent pas beaucoup de possibilités de les observer sur le terrain. La piste menant de Sambarabougou à Daloto qui est pourtant dans l'axe de ces quartzites et grauwackes traverse de longues étendues couvertes de latérites démantelées sans jamais laisser entrapercevoir un affleurement.



Figure 49 – Cornéenne litée recoupée par un filon de granite (station C0845)

La couverture de la carte électromagnétique n'est que partielle sur la feuille de Kossanto-Dalafi Est et ne permet pas d'appréhender avec la même précision que pour les zones couvertes, la géométrie cartographique de toute la terminaison NE du bassin de Dialé-Daléma. Néanmoins, les mesures de terrain et l'amorce connue de la virgation vers le nord, permettent d'envisager avec une certaine sûreté la fermeture de cette formation vers le NE, dans des charnières d'axe NE-SO.

Métasédiment à héritage basique, métavolcanite basique (BDd-sdb)

Cette Formation n'a pas fait l'objet d'observation sur la feuille Kossanto-Dalafi Est. Elle a été représentée à partir de l'interprétation des données géophysiques (magnétisme, radiométrie et électro-magnétisme) et des points d'ancrage établis sur la notice Saraya-Kédougou Est ([Delor et al., 2010b](#)) à l'ouest du granite Yamoussa.

Grès et grauwacke à composante siliceuse (BDd-gws)

Cette formation est présente à l'ouest des grès et grauwackes de la Formation BDd-ggw, en limite des Formations du Groupe de Mako.

Bien que de composition grés-grauwackeuse prédominante, des passées plus fines à faciès silto-argileux bien exprimés sont également observées en intercalations. Ces faciès préservent localement des structures sédimentaires qui permettent de préciser les conditions de dépôt et l'environnement sédimentaire ambiant lors de la mise en place de ces formations.

Une analyse sédimentologique spécifique a été faite aux environs du village de Landiéni-Peul sur la feuille Saraya-Kédougou Est (Delor et al., 2010a et 2010b). L'affleurement examiné est localisé à la sortie sud du village, de part et d'autre de la piste menant à un forage d'eau récent. Les faciès étudiés sont situés en pied du versant formé par les faciès grés-conglomératiques fluviales du Groupe de Walidiala.

Il s'agit d'alternances entre des lits/bancs plans, centimétriques à pluricentimétriques, silto-gréseux, de continuité latérale plurimétrique, et des interbancs argilo-silteux pluricentimétriques. Le matériel sédimentaire, essentiellement grauwackeux, consiste en des siltites à grès fins à traces d'oxydation, plutôt assez hétérométriques, contenant des grains millimétriques de quartz épars, de forme arrondie et d'aspect mat, des grains de quartz translucides globulaires, ainsi que des lithoclastes anguleux. La granulométrie générale de certains bancs décimétriques peut atteindre celle de grès moyen à grossier, avec localement l'apparition de gravillons de quartz. Ces alternances élémentaires se superposent localement pour former des séquences granodécroissantes de 15 à 20 cm d'épaisseur.

Sur la vingtaine de stations visitées pour examiner les caractéristiques sédimentologiques des faciès birimiens, cet affleurement est le seul à avoir permis d'observer la préservation de structures sédimentaires relativement variées. Elles s'expriment par de fines lamines inframillimétriques à géométrie courbe, souvent ondulantes et drapantes, évoquant des structures d'oscillation (HCS ?). Les bancs silto-gréseux les plus épais montrent des surfaces érosives de petite dimension et, au sein des faciès les plus grossiers, du granoclassement. Les drapages argilo-silteux sont bien exprimés, sous forme de *flaser-* ou de *wavy-bedding*, soulignant fréquemment du litage de rides sigmoïdales. La base des bancs silto-gréseux les mieux exprimés est localement soulignée par des *load-casts* qui déstructurent les lamines silteuses millimétriques planes dans les argilites sous-jacentes.

L'ensemble des caractéristiques sédimentologiques amène à considérer les alternances argilites-siltites birimiennes comme des dépôts marins distaux, mis en place en domaine *offshore* soumis à l'influence épisodique de tempêtes et de courants de turbidité mobilisant un stock détritique provenant de matériel pour partie d'origine volcanique.

Siltite, pélite (BDd-sd)

Cet ensemble affleure très peu, et dans la boutonnière de Kéniéba. Il y diffère de la Formation précédente de « grès et grauwacke à composante siliceuse » par sa réponse géophysique. Il est légèrement appauvri en thorium et très appauvri en potassium. Il est, en outre en phase avec une potentielle composante silteuse à pélitique très fine dont les extensions sont connues à l'est au

Mali. C'est d'ailleurs au Mali que des éléments carbonatés ont pu être caractérisés dans cette formation. Ces silts peuvent prendre l'allure de grès fins cornéifiés indiquant une influence du plutonisme régional (granite de Dioumbalou) jusqu'à des distances de plusieurs kilomètres, ou tout simplement, indiquer la présence à faible profondeur d'autres intrusions.

Evidences de plissement au sein du Groupe Dialé-Daléma

Comme pour le Groupe Mako, et de l'autre côté de la MTZ, le Groupe de Dialé-Daléma dévoile des structures précoces isoclinales similaires dans le lit de la Falémé ou dans les marigots affluents. La région de Wasangara est manifestement la plus intéressante en ce qui concerne la géologie pétro-structurale, notamment depuis Bountou au nord jusqu'à Moussala à environ 8 km au sud. Dans ce secteur bien affleurant, nombreux sont les témoins de structures plicatives syn-schisteuses. Des plis fermés sont visibles en de multiples endroits.

A la station C0528 (près de Bagué et Sourokoto), l'érosion différentielle constatée dans le lit de la Falémé sur des méta-sédiments nettement stratifiés, donne l'occasion unique de visualiser des plis syn-schisteux fermés déversés métriques à plurimétriques. L'axe subhorizontal légèrement courbe de ces plis qui est au orienté au N148 (SE) se superpose à la linéation d'étirement et à la linéation d'intersection. A la station C0564 (près de Moussala), ces plis métriques isoclinaux qui sont d'axe compris entre 10 à 30° au NNE révèlent une géométrie similaire dans une succession de quartzite et de schiste à biotite (Figure 50). Dans les deux cas, il faut noter un pendage peu courant, vers l'est, de la schistosité majeure.

Au sud de Wasangara, un affleurement de quartzite, de roches carbonatées et de schistes métapélitiques en alternance (station C0553) à foliation plate en est un autre exemple très démonstratif. L'ensemble, à dominante méta-pélitique localement, abrite des témoins de ce plissement syn-schisteux. Des charnières épaissies de plis isoclinaux, affectant des petits niveaux de quartzite, sont préservées dans les schistes, isolées de leurs flancs qui ont été cisailés. Dans des formations globalement grauwackeuses, à contraste lithologique moins marqué, les plis précoces P1 restent difficiles à repérer (Figure 51). Un boudinage omniprésent des bancs compétents accompagne ce plissement et se parallélise avec la linéation d'étirement mesurée par ailleurs.

Un plissement d'axe 8° au 325 (NO), est observable au nord de Wasangara, sur l'affleurement C0511 sans développement de schistosité dans le plan axial en raison de la composition peu favorable quartzitique (à biotite) et carbonatée des roches litées (Figure 52). La tendance du plan axial est à N147-55SO en fonction des lithologies traversées et des phénomènes de réfraction. Dans les échantillons sciés, on retrouve le plissement sub-isoclinal de cet ensemble stratifié.



Figure 50 – Plis métriques isoclinaux, d'axe compris entre 10 à 30° au NNE dans des quartzites fins lités (station C0564)



Figure 51 – Plis précoces P1(station C0553)



Figure 52 – Plis P1 sub isoclinaux (station C0511)

Les niveaux grésocalcaropélitiques rencontrés aux stations C0555 et C0556, à pendage NE faible, au sud de Wasangara, rendent compte du plissement P1 avec une tendance exacerbée au cisaillement dans les flancs des plis et au boudinage des niveaux compétents grésopélitiques bruns riches en minéraux ferromagnésiens. Dans l'auréole de contact du massif granitique de Saraya, le plissement de ces niveaux brun rougeâtre ne s'accompagne pas de biotite syn-foliale. La cristallisation du mica noir sans orientation préférentielle montre qu'elle est tardive, indépendante de la phase précoce et uniquement liée à l'intrusion du granite. La biotite semble être « mimétique » d'anciennes phyllites sans définir ni marquer le plan axial (Figure 53). Ce métamorphisme thermique, facteur de la cristallisation tardive de nombreux minéraux ferromagnésiens, peut aussi être le révélateur du plissement isoclinal originel sans lequel les plis ne seraient pas visibles (Figure 53).



Figure 53 – Gauche : biotite semble être « mimétique » d'anciennes phyllites. Droite : cristallisation tardive de ferromagnésiens révélateur du plissement isoclinal

4.1.4. Suite de Saraya (BSa)

Granite à biotite (massif circonscrit), localement à phénocristaux de feldspath potassique (Dioumbalou) – (BSa-gfk)

Ce granite affleure dans l'extrême-nord de la feuille au sein de la « poche », c'est-à-dire la région sénégalaise à l'est de la Falémé. Plusieurs faciès récurrents ont été reconnus au sein du massif dont un faciès porphyroïde qui est le plus représentatif. Un granite leucocrate à deux micas, muscovite et biotite, a également été observé dans le massif circonscrit (Figure 54). Un autre granite homogène, avec une texture équante, semble recouper le premier faciès porphyroïde (Dioh, 1995, Dioh *et al.*, 2006).



Figure 54 – Granite à deux micas (station C0953)

En lame mince, l'échantillon C0953 révèle une texture grenue porphyroïde à plagioclases, microcline pluri-mm à cm. Le quartz est supérieur à 10%. Les feldspaths sont représentés par des plagioclases et des microclines présent tous les deux en plages de cristaux automorphes de taille centimétrique. Ces deux feldspaths sont en proportion équivalente. La muscovite cristallise en baguette trapue de longueur pluri-millimétrique. Le sphène est le principal minéral accessoire.

Un troisième faciès rosâtre peut être rencontré (Figure 55). Ce dernier à grain fin à moyen, est à amphibole.

En lame mince, l'échantillon C0955 montre une texture grenue à plagioclase et microcline de taille pluri-millimétrique. Sa composition est à quartz (>10%), plagioclase et microcline. Le plagioclase est légèrement plus abondant que le microcline. Les cristaux de plagioclase sont de taille mm à pluri mm. Les minéraux ferromagnésiens sont représentés par l'amphibole verte en prismes sub-automorphes et la biotite qui montre une forte altération. L'épidote quant à elle, tardive, est associée à l'amphibole. L'apatite est le principal minéral accessoire.



Figure 55 –Granite à biotite (faciès rosâtre, station C0955)

Plus au sud, en bordure de Falémé, on trouve un autre témoin de ce type de granite à biotite au sein du massif de Laminia intrusif dans les andésites et brèches andésitiques (BMa-an). A la sortie sud du village, le granite à texture équante, grenue, à grain moyen a donné des gros blocs dans lesquels des enclaves de taille modeste se distinguent nettement. Elles sont de forme irrégulière ou arrondie sans orientation préférentielle comme leur matrice encaissante.

D'autres pointements minuscules de ce granite ont été rencontrés dans la région de Mamakhono. A la station C0310, ce granite massif arme un petit "dos de baleine". Le granite est plutôt homogène à grain moyen à gros avec néanmoins de fréquentes petites enclaves de type microdiorite de taille pluricentimétrique. Il a l'aspect d'un granite rosé à biotite, banal, équant, plus ou moins équi-granulaire (**Figure 56**).



Figure 56 – Section vernie du granite de Mamakhono (station C0310).

Une datation U-Pb sur zircon (donnée géochronologique référencée « K01 » sur la carte ; **Figure 11**) a été effectuée sur le granite H0008a.

L'âge de 2102 Ma obtenu sur le massif de Dioumbalou (**Figure 57**), confirme son appartenance à la Suite de Saraya.

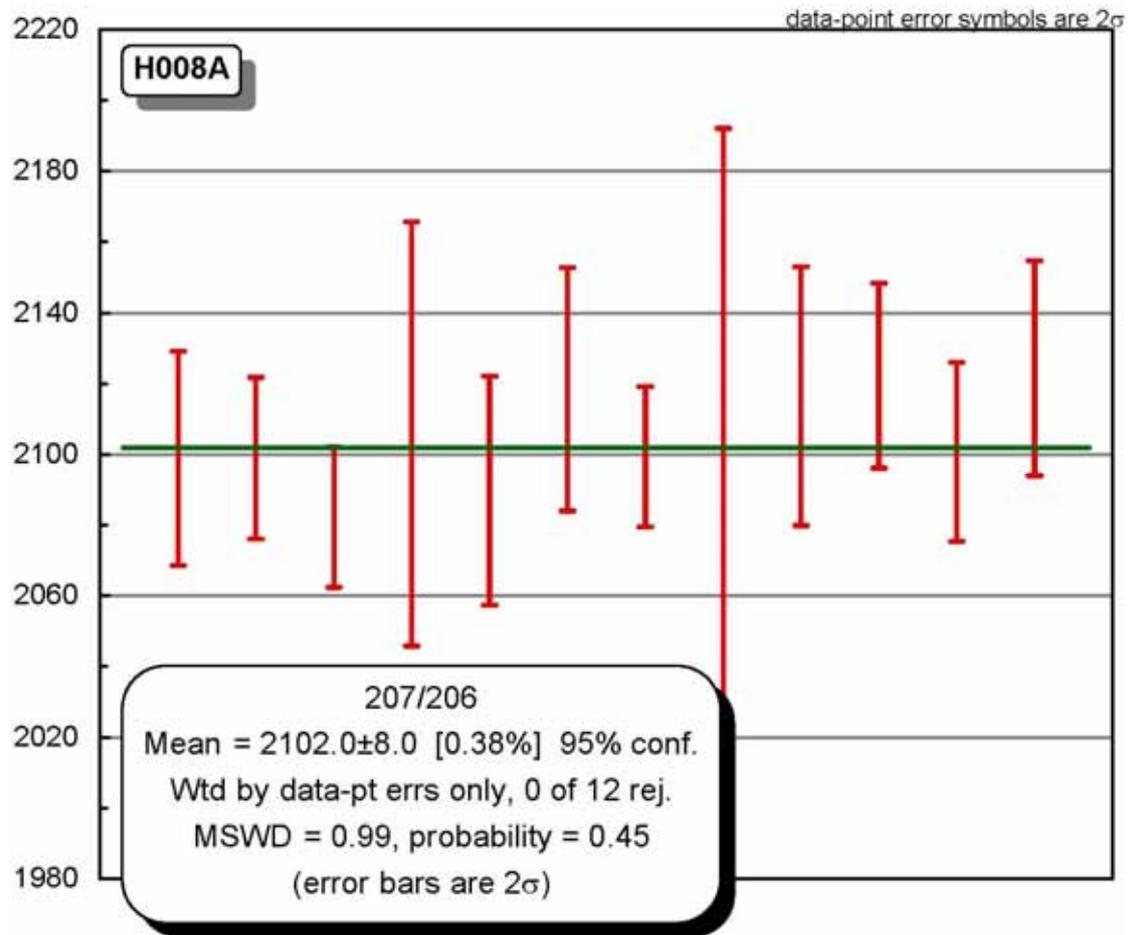


Figure 57 – Moyenne des âges U-Pb les plus concordants pour les analyses sur zircon de l'échantillon de granite H008a

Une datation U-Pb sur zircon a aussi été effectuée sur le granite de Diakhaling (station A0066).

L'âge de 2103 Ma obtenu sur ce massif (Figure 58), confirme son appartenance à la Suite de Saraya

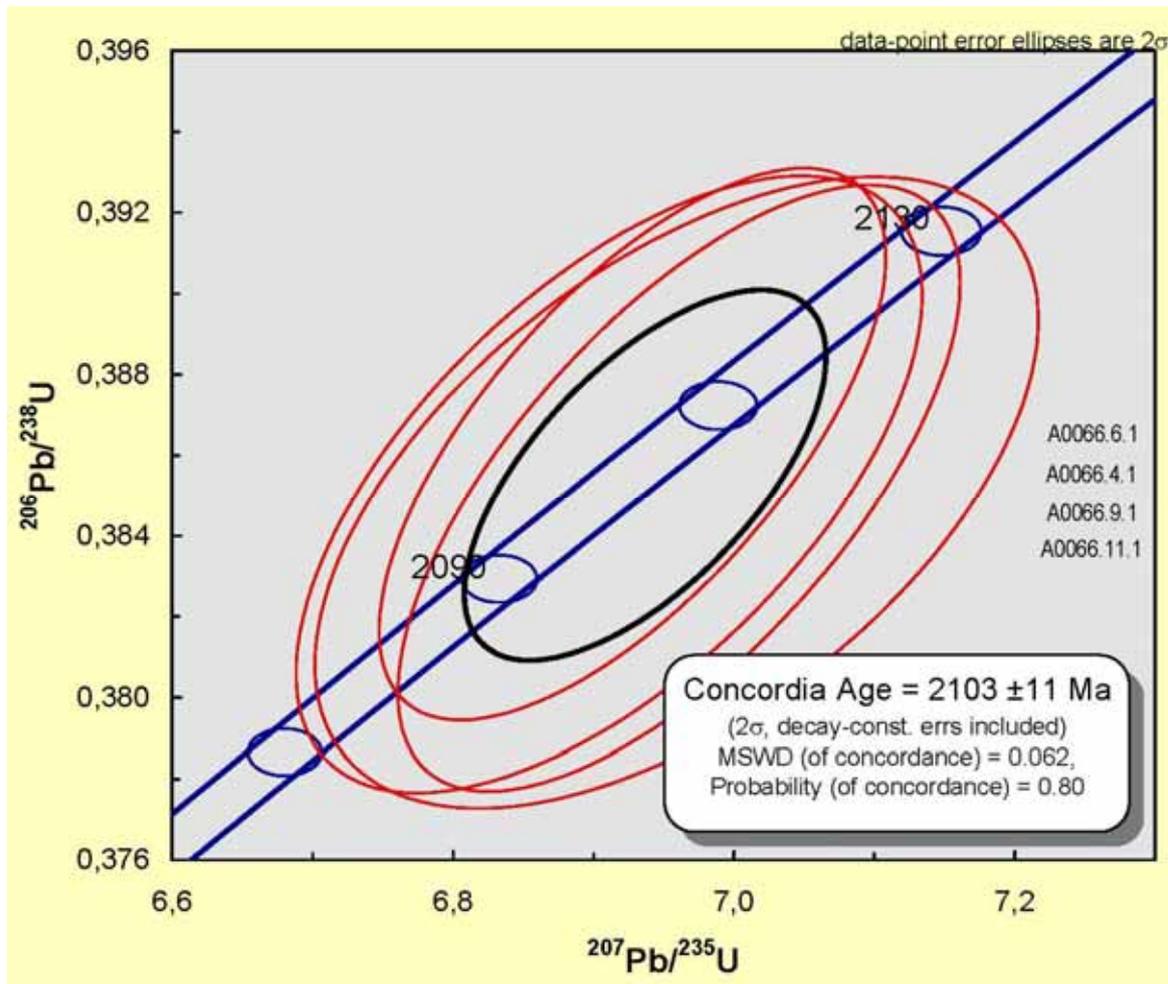


Figure 58 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon de granite H0066

Géochimie

- l'échantillon H0008, daté au sein du massif de Dioumbalou, révèle un caractère différencié avec de fortes teneurs en SiO_2 ($69\% < \text{SiO}_2 < 71\%$), de fortes teneurs en Al_2O_3 ($14.5\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 15.5\%$) et en éléments alcalins ($7.5 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 8.5$). Il montre un fractionnement continu jusqu'au terres rares lourdes, et des teneurs inférieures à 100 fois à partir du Gd. Les teneurs en terres rares légères sont moins importantes avec un fractionnement plus faible ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 10$) ;
- les échantillons du massif de Mamakono ont des teneurs en silice intermédiaires ($54\% < \text{SiO}_2 < 66.5\%$), avec de fortes teneurs en Al_2O_3 ($15\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 16\%$) et en éléments alcalins ($4.1 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 7.7$). Leurs spectres de terres rares présentent un fractionnement des terres rares légères ($6 < [\text{La}/\text{Sm}]_n < 13$), avec un fractionnement continu jusqu'aux terres rares lourdes, et des teneurs presque systématiquement inférieures à 100 fois les chondrites pour les terres rares lourdes. Ces roches ont des rapports La/Nb

supérieures à 2 ($2 < \text{La/Nb} < 3.5$). Dans le diagramme Zr vs. $(\text{Nb/Zr})_N$ (Thiéblemont et Tegye, 1994 ; Thiéblemont, 1999), ces roches se situent essentiellement dans le champ du magmatisme calco-alcalin des zones de subduction.

Pegmatite isolée ou en essaim autour de granite circonscrit (Dioumbalou) – (Bsa-pgr)

Elles sont très visibles et paraissent abondantes à la périphérie et au sein même des massifs de granites desquels elles sont issues (Dioumbalou, Bouroubourou, Sabarambougou et surtout Saraya) mais elles ne sont pas toutes cartographiables à l'échelle 1/200 000 car dispersées en réseau et peu abondantes en terme de volume (Figure 59).



Figure 59 – Cadre de mise en place d'une pegmatite dans le batholite de Saraya

Seules ont été reportées sur la carte les pegmatites disposées en essaim conséquent localisable, ici concentrique quasi-continu autour du pluton de Dioumbalou, au nord de la feuille. Il s'agit de

pegmatites banale quartzo-feldspathique à texture micro-pegmatitique (graphique) à muscovite. Le grenat n'a pas été identifié avec certitude.

Ailleurs, la minéralogie des pegmatites peut être décrite en fonction de plusieurs faciès types.

- pegmatite à minéralogie simple quartzo-feldspathique.

Des filons à gros éléments de feldspath potassique rose sont trouvés entre Léoba et Laminia, à la station C1165. La pegmatite est affectée par une forte fracturation et localement même par une mylonitisation. De gros prismes décimétriques à pluridécimétriques de feldspath potassique pâle se récoltent aussi dans le massif de Saraya. Dans cet environnement, il est possible de rencontrer des échantillons géodiques avec une composition simple de quartz et de feldspath (Figure 60).



Figure 60 – Quartz et feldspath dans une pegmatite à géode de quartz

D'un point de vue structural, dans le massif de Saraya et celui de Moussala, les pegmatites sont un très bon marqueur/révéléateur de l'état de fracturation au moment de leur mise en place. Les vastes étendues des granites *s.l.* laissent apparaître d'innombrables filons aplo-pegmatitiques en réseau conjugué, cohérent avec les mesures structurales acquises par ailleurs dans leur encaissant.

- pegmatite à muscovite et grenat.

Elles se localisent principalement dans le massif de Saraya et à sa proche bordure même si on peut en rencontrer à proximité du granite de Dioumbalou plus au nord.

- pegmatite à tourmaline noire.

On les rencontre essentiellement dans l'environnement du granite de Saraya (station C0517, **Figure 61**). Les échantillons les plus représentatifs et aussi les plus spectaculaires, à grands cristaux de tourmaline noire, se situent probablement sur la feuille de Saraya-Kédougou Est (stations C1098 et C1106). En bordure du batholite de Saraya, au voisinage des deux points précédents, certains de ces filons qui se sont enrichis en aluminium issus de leur encaissant métasédimentaire schisteux, ont vu la cristallisation peu courante d'andalousite rose centimétrique dans leur matrice (station C1105 ; **Figure 61**).



Figure 61 – Gauche : pegmatite à tourmaline (station C0597), droite : pegmatite à andalousite (station C1105)

- Pegmatite à spodumène.

Une pegmatite particulière, à spodumène (pyroxène riche en lithium), est signalée dans le secteur de Moussala ([Péronne, 1967](#)) mais n'a pas été retrouvée dans le cadre de ce projet.

Comme nous l'avons vu, les pegmatites sont sous-représentées sur la carte du fait de leur présence de façon diffuse dans les contextes granitiques d'où elles sont issues et leur encaissant. Pour cette raison, on en trouvera des descriptions complémentaires dans chacun des paragraphes décrivant leurs roches encaissantes.

Leucodiorite (Ibel) – (Bsa-Id)

Un minuscule pointement de leucodiorite semblable à celles de la feuille Saraya-Kédougou Est ([Delor et al., 2010a et 2010b](#)), à l'est d'Ibel, a été reconnue à la bordure ouest du massif granitique de Saraya sur l'affleurement A0343, non loin des formations carbonatées BDd-ca. Aucun autre affleurement de la feuille Kossanto-Dalafi Est parcouru dans le cadre de ce projet n'a montré ces caractéristiques pétrographiques.

Granodiorite et monzogranite à biotite-amphibole, avec localement d'abondantes enclaves (BSa-gma)

Cette Formation est représentée principalement par le massif à tendance granodioritique à dioritique (quartzique) de Moussala à la terminaison orientale du massif de Saraya qu'il vient ponctuer au niveau de la Falémé. Sa superficie est restreinte puisqu'il ne se prolonge pas vers le NE au Mali, mais présente de vastes affleurements très démonstratifs.

Sur le terrain, à la station C0254 par exemple, cette granodiorite expose une fabrique magmatique discrète (Figure 62) traversée par des filons pegmatitiques dont les recoupements et intersections ne permettent pas de dégager une chronologie relative de mise en place. On note la présence d'enclaves allongées (marquant encore davantage la fabrique constatée) de composition dioritique et peut-être de roches carbonatées. Dans le grand batholite voisin de Saraya, en général, on retrouve cette roche dioritique à granodioritique en enclaves dans les différents faciès du massif composite, notamment ceux à biotite-muscovite. Des termes plus proches d'un monzogranite peuvent aussi être rencontrés. Ils n'ont, cartographiquement pas été dissociés des granodiorites.

L'observation au microscope confirme la présence de biotite et d'amphibole dans ces termes de granite intermédiaire. Néanmoins, la biotite montre une tendance à se chloritiser tardivement.



Figure 62 – Granodiorite de Moussala (station C0254) à l'affleurement (gauche) et en section sciée (droite)

A la station C0562, la roche est grenue, non porphyroïde, et encore plus hétérogène qu'à la station C0254 en raison de l'abondance d'enclaves, orientées N029. Là aussi, on observe des filons pegmatitiques à quartz et feldspaths potassiques, leucocrates, pluri-décimétriques, orientés N170 affectés de petits décalages dextres et sénestres conjugués. On remarque la présence discrète de tourmaline noire dans les filons de direction conjuguée au N055.

A la station C0567, la granodiorite à grain moyen à fin et de patine noire, montre une proportion équilibrée des deux minéraux ferromagnésiens principaux, biotite et amphibole, et localement une sensible domination de la biotite qui peut s'inverser sur d'autres faciès (station C0568). Du matériel paradérivé (quartzite gris fin) est retrouvé en enclaves allongées orientées N177-50E.

La station C0572 représente un très vaste affleurement de la granodiorite sur plusieurs hectares qui met en lumière un réseau filonien omniprésent de matériel aplo-pegmatitique à quartz et feldspaths potassiques dominants est à grenat et tourmaline (+/- muscovite). Ce réseau emprunte préférentiellement deux orientations majeures : N027 à fort pendage est et N092 à fort pendage sud (Figure 63) Ces filons sont affectés d'une nette fabrique magmatique à N027 à fort pendage est. Cette direction correspond également à celle des enclaves (dioritiques et microdioritiques) retrouvée dans la granodiorite. Une discrète fabrique magmatique a été enregistrée dans la granodiorite elle-même. La minéralogie des pegmatites est à quartz et feldspaths potassiques dominants et comprend des grenats et de la tourmaline et plus ou moins de muscovite.



Figure 63 – Réseau filonien dans la granodiorite (station C0572)

Au nord, dans la partie sud-est de la boutonnière de Kéniéba, occupée par les Formations du Groupe de Dialé-Daléma, on retrouve une granodiorite du même type qui a été rattachée à celle de Moussala sur l'observation d'affleurements rares et exigus (Figure 64).



Figure 64 – Granodiorite à la station C0967

Granite à biotite en massif circonscrit dans le bassin du Dialé (BSa-grc)

Deux petits plutons nettement circonscrits de granite à biotite percent l'ensemble méta-sédimentaire du Groupe de Dialé-Daléma dans le grand quart sud-est de la feuille : ce sont les massifs de Sambarabougou et de Balakhonko. Le premier se localise non loin de l'axe majeur de la synforme du bassin, le second s'en décale vers l'est, d'une vingtaine de kilomètres, quasiment à la même latitude. Ils se positionnent en massifs satellites du batholite de Saraya avec lequel ils partagent beaucoup de points communs et s'alignent sur le grand dyke est-ouest de microgabbro (Sb-d) dont l'âge se situerait entre 1200 et 1000 Ma (Sténien).

Ils impriment un discret métamorphisme de contact dans leur encaissant qu'ils déforment, à la mesure de leur taille modeste.

- granite de Sambarabougou.

L'axe routier praticable entre Kossanto et Daloto permet d'accéder à des affleurements démonstratifs de ce massif isolé dans le Groupe de Dialé-Daléma qu'il traverse en son cœur, en le déformant.

Sur le terrain, à la station C0332, des gros blocs de ce granite sont accumulés à proximité de la piste, de part et d'autre. Des boules de granite leucocrate à grain moyen à fin, à texture sub-

équante à la cassure, équi-granulaire, non porphyroïde sont visibles. Le granite est banal à biotite. Quelques cristaux de feldspaths potassiques subsistent avec leur couleur rose caractéristique mais la plupart des feldspaths sont altérés/saussuritisés (cristaux verdâtres). La texture du granite peut se rapprocher de celle d'un microgranite. En patine, on devine une orientation magmatique du granite, subméridienne, donnée par l'alignement préférentiel des cristaux de FK qui ressortent en relief.

A la station C0333 (Figure 65), le granite est à biotite avec une texture sub-équante. La roche ne montre pas de déformation. En lame mince, la présence d'amphibole est écartée au profit d'une biotite systématiquement chloritisée, au moins partiellement. On observe notamment des cristaux composites de biotite entourée d'une auréole de chlorite ou bien de chlorite à cœur de biotite préservé, suivant l'état d'avancement de la réaction d'altération. On observe également une disposition « en sandwich » des deux phyllites. De la muscovite en faible proportion a été remarquée très rarement.

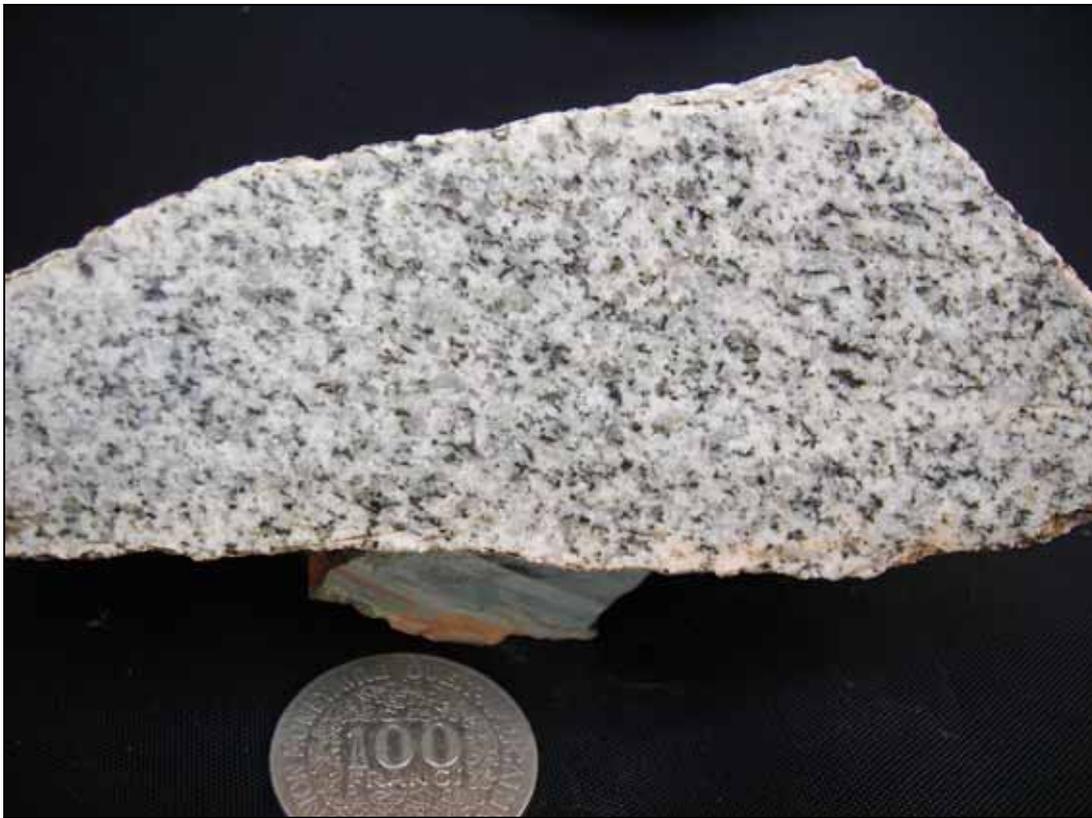


Figure 65 – Granite à biotite (station C0333)

L'affleurement C0849 constitué d'un ensemble de dalles inclinées à surface étrangement érodée, cannelée, lors des écoulements torrentiels, souligne le litage magmatique N065-75NO (Figure 66) identique à l'orientation des enclaves, de taille réduite mais abondantes.



Figure 66 – Granite à biotite (station C0849). Gauche : figures d'érosion fluviale en dalles cannelées ; droite : litage magmatique visible transversalement sur les figures d'érosion en dalles

- Granite de Balakhonko.

Le petit pluton de Balakhonko est accessible depuis la piste de Saraya menant vers le nord à Sayansoutou, à partir d'une bifurcation vers le NO à mi-chemin entre les villages de Missira Sirimana et de Balakhonko. Il ressemble à certains faciès du massif composite granitique de Saraya (sans muscovite ou à muscovite peu abondante), desquels il ne faut pas forcément le dissocier (Figure 67).

A la station C1533, le granite leucocrate est haché par une série de fractures à N120-85SO (Figure 67) qui le débitent en dalles irrégulières de 20 à 30 cm d'épaisseur. Ce débit, de nature cassante, n'entraîne pas d'orientation dans le granite. En se déplaçant de quelques dizaines de mètres, on peut constater que le granite est aussi haché tous les 20 cm dans une direction conjuguée, à N165 à pendage vertical.

Comme dans le massif de Sabarambougou, la muscovite a été trouvée dans des faciès où la biotite est particulièrement altérée (station C1534), de part et d'autre d'un filon métrique de quartz qui traverse le granite à N080 verticalement (Figure 68). Cette muscovitisation s'accompagne d'une oxydation très visible des anciens minéraux ferrifères (Figure 68). Cette observation de granite à biotite, tardivement transformé en muscovite, est un élément supplémentaire qui permet de rattacher ces deux petits massifs au batholite de Saraya.



Figure 67 – Granite à biotite, faciès fracturés (station C1533)



Figure 68 – Aplite (gauche) générant muscovitisation et oxydation (droite) dans le granite à biotite (station C1534)

Monzogranite et granite à muscovite dominante (BSa-mgm)

L'enveloppe de ce faciès du batholite de Saraya s.l. a été déterminée par géophysique. Sur la feuille Kossanto-Dalafi Est, il s'agit du faciès le plus interne du batholite.

Sur le terrain, les faciès qui caractérisent le mieux cette formation sont visibles par exemple sur l'affleurement C0240 constitué de dalles et boules/blocs de granite présentant de rares enclaves surmicacées à biotite (Figure 69). Une discrète orientation subméridienne du granite, de type litage magmatique est observée selon une direction N000-N010 avec un pendage de 45°E environ. L'observation détaillée des faciès à grain plus grossier montre que le mica noir est quasiment toujours auréolé de muscovite tardive automorphe (Figure 69). La texture est grenue à grain fin à moyen, peu orientée, à muscovite automorphe (à cœur de biotite), quelquefois traversée par des filons à texture grossière de type pegmatitique à quartz, feldspath potassique, muscovite, sans tourmaline. Dans la pegmatite, la muscovite (tardive) entoure également la biotite (précoce) et une croissance oblique des minéraux par rapport aux épontes du filon a été observée. Les micas des pegmatites d'axe N155 sont orientés N070, c'est à dire dans la direction conjuguée. Les micas du granite ont tendance à s'orienter plus ou moins dans cette direction mais certains sont nettement sécants avec une orientation préférentielle N075.

Ainsi, on retiendra en termes de cristallisation/orientation dans le granite : la présence de biotites (muscovitisées) précoces orientés N010 et de muscovites tardives orientées N075.

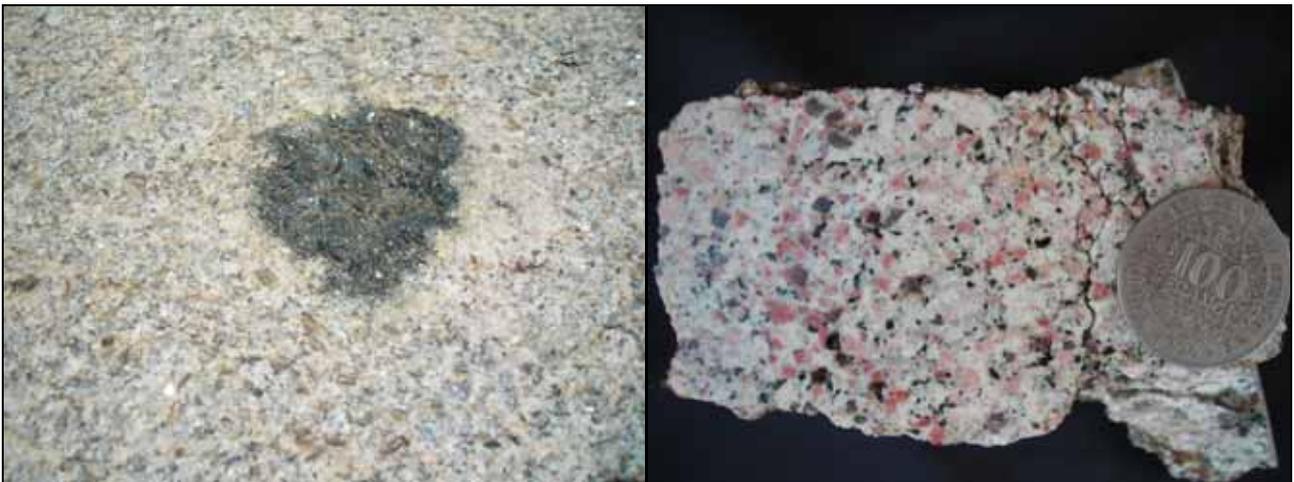


Figure 69 – Granite à muscovite, avec enclaves à biotites (gauche) et muscovitisation secondaire (droite), (station C0240)

Plus au nord, à la station C0241, le faciès reste inchangé avec un litage magmatique sensiblement plus marqué et orienté N025-N030 (pendage indéterminé). L'orientation des enclaves à biotites s'alignent également selon un axe N025. Ici, une déformation cisailante dans la direction N100 avec une composante dextre, a été observée sur des « schlierens ». Ces petits plans de cisaillement sont plissés tardivement.

Encore plus au nord, la station C0547 nous renseigne sur la disposition des muscovites tardives. qui malgré l'épaisseur des cristaux, reste très transparente, « quasi-gemme ». Dans ce faciès

grenu à grain moyen, presque porphyroïde, orienté, la fabrique magmatique est N058 (pendage indéterminé). La muscovite semble se positionner dans un plan bien défini, subhorizontal. Le granite est recoupé comme ailleurs de petits filons de pegmatite à muscovite centimétrique.

Monzogranite à biotite et muscovite (BSa-mbm)

Il s'agit des faciès caractérisant la zone intermédiaire dans la zonation cœur-périphérie du massif de Saraya. Le contour a été dessiné d'après les cartes de géophysique aéroportée, notamment des réponses anormales de la radiométrie Thorium et Potassium. En l'absence de faciès échantillonnés permettant de valider la pétrographie exacte de cette Formation, on peut s'attendre, en fonction des teneurs en Thorium et Potassium, à une dominante de faciès où la biotite précoce préservée et la muscovite tardive seraient présentes dans des proportions équivalentes.

Leucogranite à biotite, muscovite, tourmaline abondante et grenat (BSa-lgr)

Sur le territoire de la feuille Kossanto-Dalafi Est, les échantillons prélevés à la station C0242 sont parmi ceux qui permettent d'illustrer le mieux le faciès dominant à la bordure du massif. Il s'agit d'un leucogranite à muscovite homogène avec de rares enclaves. Sa foliation d'axe N020-45E semble avoir été acquise sous contrainte tectonique. Comme dans tout le massif, on remarque la présence de micro-veines pegmatitiques à tourmaline noire plurimillimétriques, orientées N058 (pendage indéterminé).

En lame mince, sur cet échantillon, de rares cristaux de biotite sont préservés mais la majorité de biotite de la matrice est transformée en chlorite.

La station C0369 présente également un faciès type de granite à grain fin à moyen, toujours orienté et présentant une nette fabrique magmatique N065-55NO. Il contient de la biotite et de la muscovite en petites tablettes automorphes, à cœur de biotite, traduisant une muscovitisation tardive (Figure 70). Le granite est parcouru par des filons décimétriques de pegmatite et d'aplite à quartz, feldspath potassique, muscovite, tourmaline noire. Une fracturation EO semble être le processus le plus tardif.

En lame mince, le processus de muscovitisation d'un faciès à biotite primaire est confirmé, avec développement de muscovite et chlorite aux dépens de la biotite.

D'un point de vue géochimique, les formations magmatiques leucocrates constituant l'essentiel du batholite de Saraya sont différenciées ($64\% < \text{SiO}_2 < 74\%$) avec de fortes teneurs en Al_2O_3 ($15\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 17\%$), en Na_2O ($3\% < \text{Na}_2\text{O} < 5\%$) et en K_2O ($1.5\% < \text{K}_2\text{O} < 5.5\%$). Ces granites sont faiblement à fortement peralumineux.

Les spectres de terres rares sont caractérisés par des anomalies négatives en Eu prononcées, un fractionnement des terres rares légères ($9 < [\text{La}/\text{Yb}]_n < 74.5$) et de faibles teneurs en terres rares lourdes inférieures à 5 fois les chondrites. Dans le diagramme Zr vs. $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ (Thiéblemont et Tegye, 1994 ; Thiéblemont, 1999), ces granites se situent également dans le champ du magmatisme calco-alkalin des zones de subduction à l'exception d'un échantillon (H094) qui est dans le champ des leucogranites peralumineux.



Figure 70 – Leucogranite à biotite, muscovite, tourmaline abondante et grenat (station C0369)

4.1.5. Suite de Boboti (BBo)

Microdiorite (BBo-md)

Dans le quart sud-est de la feuille, la Formation de microdiorite d'orientation NE-SO, très développée sur la feuille Saraya-Kédougou Est ([Delor et al, 2010a](#)) vient se terminer contre la granodiorite de Balangouma, à hauteur de la Falémé. D'un point de vue cartographique, cette roche semble associée à la granodiorite de Balangouma dont elle pourrait représenter la bordure microgrenue.

La description détaillée de ces faciès est donnée dans la notice de la feuille Saraya-Kédougou Est ([Delor et al., 2010b](#))

Dans le massif de Sansankhoto, des microdiorites à microgranodiorites sont retrouvées en enclaves dans les diorites mais celles-ci n'ont pas été individualisées cartographiquement à l'échelle du 1/200 000. Elles sont probablement à rattacher à la Formation BBo-md.

Enderbite et charnockite, granodiorite à amphibole (BBo-ecg)

Sur la feuille Kossanto-Dalafi Est, la Formation de granodiorite à amphibole a été cartographiée au niveau du massif de Balangouma, et se prolonge au NE vers le Mali. Ce type de minéralogie est largement développé plus au sud, sur la feuille Saraya-Kédougou Est, au sein de la Suite Boboti caractérisée par des compositions granodioritiques dominantes, dont des faciès à orthopyroxène magmatique, justifiant la dénomination de « charnockite/enderbite ».

Un vaste affleurement de cette granodiorite est visible à la station C0770, de part et d'autre de la piste. La granodiorite à grain moyen/fin de teinte rosâtre, montre une orientation à N018-62O, avec présence d'enclaves dioritiques (Figure 71), amphibolitiques. Elle est traversée par des filons roses quartzo-feldspathiques et l'apparition d'un faciès remarquable de granodiorite à texture porphyroïde à gros grain (Figure 71), toujours avec filons/amas diffus aplo-pegmatitiques à tourmaline noire. En lame mince, la granodiorite est à amphibole et biotite (en quantité similaire). L'orientation des feldspaths est bien parallèle aux enclaves à N035 sans que l'on puisse déterminer le pendage de ce plan d'aplatissement.



Figure 71 – Station C0770 : granodiorite de Balangouma à l'affleurement (gauche) et en section sciée (droite)

En lame mince, le caractère automorphe des cristaux de plagioclase (séricité) est souligné tandis que le feldspath potassique (var. microcline) dévoile des cristaux sub-automorphes en grande quantité (30 à 40%). En plus de l'amphibole et de la biotite, on trouve de l'apatite et du zircon sont les minéraux accessoires.

Monzogranite, diorite quartzique, leucogabbro (Bbo-mdg)

On rencontre cette Formation au sein du massif de Sansankhoto qui recoupe les granites s.l. de la Suite de Sandikounda-Soukouta (Dioh *et al.*, 2006), dans la partie septentrionale de la feuille, en vis-à-vis du secteur de la « poche » et à cheval sur la Falémé.

1) Sur l'affleurement H0002, la roche de type leucogabbro/diorite quartzifère montre une texture grossière autour d'enclaves décimétriques à pluridécimétriques de microdiorite à microgranodiorite

qui paraissent digérées par la roche grenue comme en atteste le contour diffus et lobé (Figure 72). On ne constate pas de déformation dans ces roches ni une quelconque orientation.

Des filons décimétriques de monzogranite recoupent les roches dioritiques.



Figure 72 – Leucogabbro à enclaves basiques (station H002)

En lame mince, l'échantillon H0002A présente une texture grenue porphyroïde à grands plagioclases automorphes (plurimillimétriques à centimétriques) tandis que le feldspath potassique et le pyroxène sont millimétriques à plurimillimétriques. Amphibole, biotite et quartz sont millimétriques. La roche montre en outre une tendance planaire marquée par l'orientation des plagioclases et des lamelles de biotite cristallisées en couronnes autour des pyroxènes plus ou moins amphibolitisés.

Les feldspaths sont de deux types : le plagioclase en grands cristaux automorphes et zonés, assez calcique pour que de la prehnite s'y développe à partir du cœur (altération hydrothermale), et le feldspath potassique (microcline perthitique), non altéré et moins abondant que le plagioclase. Le reste de l'assemblage est constitué de :

- biotite brune à aiguilles de rutile, peu altérée (localement cristallisation d'épidote entre les feuilletés) ;

- pyroxènes de deux types : i) cristaux de clinopyroxène, parfois groupés et légèrement amphibolitisés ; un peu d'amphibole vert très pâle forme un liseré autour du clinopyroxène (Dioh *et al.*, 2009) ii) orthopyroxène (probable) pouvant être à l'origine d'assemblages composites d'amphibole mâclée polysynthétique (cummingtonite ?) et de phyllites (talc ?) ;
- quartz interstitiel et bourgeons myrmékitiques dans le plagioclase au contact du feldspath potassique.
- accessoires : nombreux minéraux opaques, principalement des oxydes (magnétite) et quelques sulfures (pyrite), apatite abondante (dont de gros prismes) et probable monazite.

2) Au contact diorite quartzique/microdiorite (échantillon H0002b), la roche grenue présente une texture hypidiomorphe, très porphyroïde, avec de grands cristaux de plagioclase (jusqu'à une taille centimétrique) sub-automorphes, et des minéraux ferromagnésiens millimétriques. Dans la roche microgrenue, les minéraux clairs montrent une organisation en "mosaïque" (de plagioclase en assemblages polygonaux de haute température) semblant localement correspondre à des "fantômes" d'anciens phénocristaux de plagioclase ; les minéraux ferromagnésiens, de petite taille, ont cristallisés dans tous les sens, et localement, des assemblages polycristallins d'amphibole évoquent aussi des fantômes d'anciens pyroxènes.

La composition détaillée est la suivante : a) Roche grenue : plagioclase très prédominant, zoné (andésine ?), légèrement prehnitisé ; biotite brune assez abondante, le plus souvent fraîche, et cristallisée autour de ferromagnésiens plus précoces (et plus ou moins altérés) : clinopyroxène, en relique au cœur d'amphibole II vert pâle, et probable orthopyroxène (également amphibolitisé, et sans relique) ; quelques quartz, interstitiels. Accessoires : apatite, oxydes de fer (magnétite), épidote, sphène. b) roche microgrenue : plagioclase abondant, biotite brune, clinopyroxène et amphibole ± fibreuse (altération de pyroxènes) ; nombreux cristaux d'oxyde de fer. Accessoires : apatite, zircon.

3) En ce qui concerne les roches porphyriques, l'observation en lame mince précise leur texture. Dans une matrice microgrenue polygonale ou granoblastique "mosaïque", de grain très fin, des plages feldspathiques poly-cristallines millimétriques apparaissent comme un caractère de « porphyricité » relictuel, pointant vers une origine d'enclaves cornéifiées.

L'analyse au microscope permet de donner la composition suivante : plagioclase abondant, de deux tailles distinctes : petit et très frais dans le fond polygonal, et en grands cristaux, seuls ou en groupes divergents ; peu altéré, il renferme quelques cristaux de prehnite (caractère calcique) ; K-feldspath (microcline) ; biotite brune (HT), en lamelles divergentes ; clinopyroxène (et/ou orthopyroxène) en très nombreux petits cristaux, parfois groupés ; quelques cristaux d' amphibole fibreuse (par altération du pyroxène) ; quartz ; accessoires : minéraux opaques (dont magnétite), localement en forte concentration ; zircon.

Une datation U-Pb sur zircon (donnée géochronologique référencée « K04 » sur la carte ; **Figure 73**) a été effectuée sur le leucogabbro H0002.

L'âge de 2058 Ma obtenu sur ce massif (**Figure 73**), intrusif dans la Formation BSs-ggd de la Suite plutonique Sandikounda-Soukouta renseigne sur la limite d'âge supérieure (plus récente) de la Suite magmatique de Boboti.

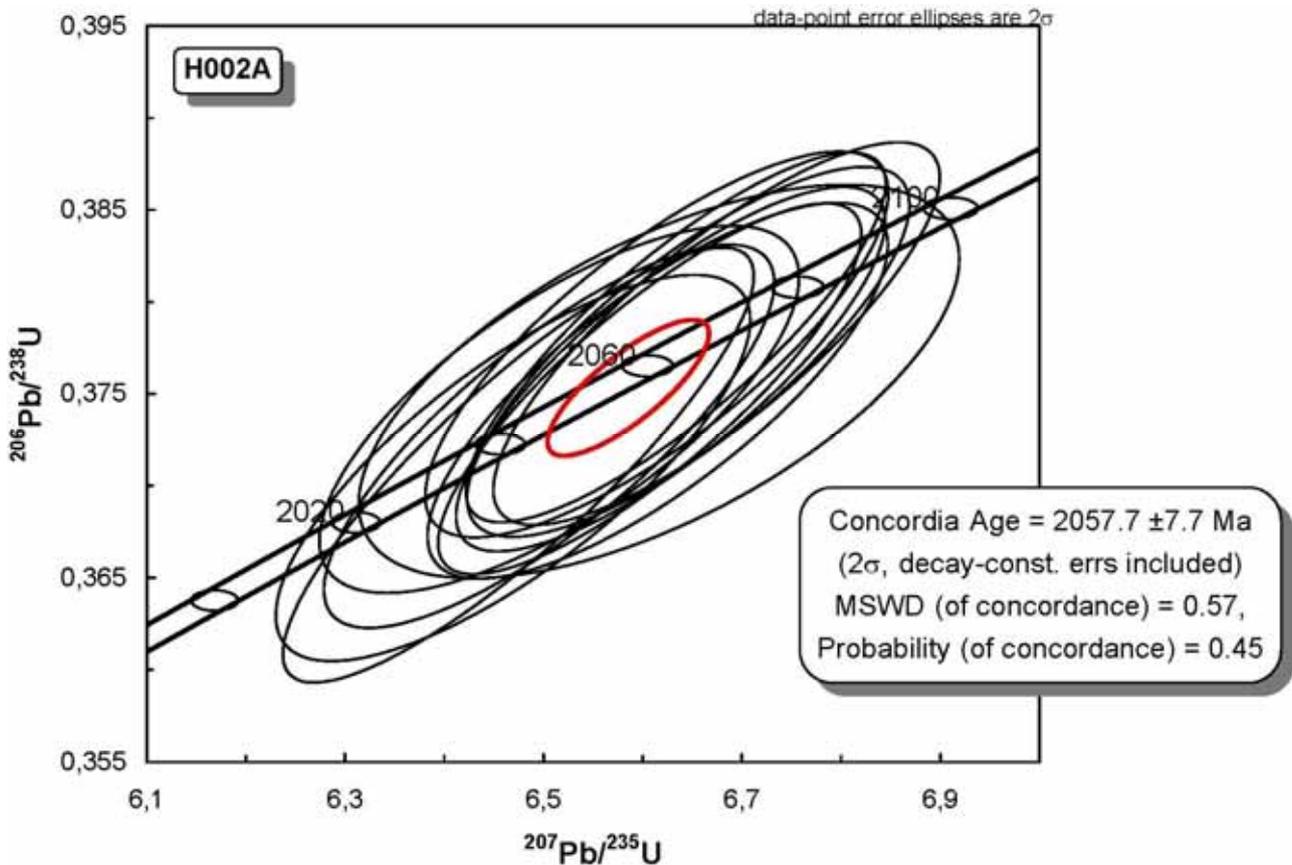


Figure 73 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon de leucogabbro H002

La caractérisation géochimique de la Suite Boboti n'est pas abordée ici et le lecteur est invité à se reporter à la notice de Saraya-Kédougou Est pour plus de détails (Delor *et al.*, 2010b).

4.2. TERRAINS MESOPROTEROZOIQUES

Filon de granite à biotite (No-grf)

Déjà individualisés plus au sud sur la feuille Saraya-Kédougou Est par les travaux de Walter et Chantraine (1974), ces filons ont été reconnus à l'extrême SE de la feuille Kossanto-Dalafi Est, par des filons métriques de granite à biotite qui de par leur taille sont difficilement représentables à l'échelle du 1/200 000. Néanmoins, recoupant le massif de Balangouma, deux filons de microgranite à biotite ont été datés par la méthode K-Ar (données géochronologiques référencées K07 et K08 ; Figure 11) et ont révélé des âges à 1542 Ma et 1587 Ma. Ils sont représentés en carte (Delor *et al.*, 2010a)

Trois échantillons de granites filoniens dont les deux filons datés (échantillons A0355, A0386D et A0387C) ont été analysés du point de vue géochimique. Ce sont des granites faiblement per-alumineux fortement potassiques ($4\% < K_2O < 5\%$).

Leurs spectres de terres rares présentent un fractionnement des terres rares légères mais les concentrations en terres rares sont moindres que pour les roches précédentes. Ils ont une anomalie négative en Eu prononcée et de très faibles teneurs en terres rares lourdes. Dans le diagramme Zr vs. $(Nb/Zr)_N$ (Thiéblemont et Tegye, 1994 ; Thiéblemont, 1999), ces roches se situent dans le champ des granites per-alumineux.

4.2.1. Suite de Kédougou (Kd)

Dyke de dolérite à phénocristaux de plagioclase (Kd-d)

Cette Formation est largement représentée au centre de la feuille de Saraya-Kédougou Est et se prolonge sur la feuille Kossanto-Dalafi où elle constitue un réseau dense de dykes orientés N030.

Sur les cartes aéromagnétiques, cette Formation est clairement visible et c'est à l'aide de ces contrastes de réponses magnétiques que le réseau de dykes a été cartographié.



Figure 74 – Dyke doléritique à phénocristaux (station C1018)

Sur le terrain, ces dykes, déjà décrits ponctuellement par [Arnould et al. \(1963\)](#) et [Bassot et al. \(1963a, b, c\)](#), ont été observés. Ce sont des dykes de dolérite de quelques mètres à rarement plus d'une dizaine de mètres de largeur, caractérisés par la présence de phénocristaux pluricentimétriques (jusqu'à 10 cm) de plagioclase ([Figure 74](#)).

Des datations K-Ar ont été réalisées sur les feuilles Saraya-Kédougou Est et Kossanto-Dalafi Est. Les âges obtenus sont calés entre 1400 et 1200 Ma, donc clairement d'âge mésoprotérozoïque moyen (Ectasien).

4.2.2. Suite de Sambarabougou

Dyke de microgabbro et de dolérite à texture en macrolattes de plagioclase

Cette Formation est représentée sur la feuille Kossanto-Dalafi Est, ainsi qu'au nord de la feuille Saraya-Kédougou Est par quelques dykes orientés est-ouest qui recoupent clairement le réseau de dykes N030 de la Suite de Kédougou. Le plus grand de ces dykes affleure sur la carte de Kossanto-Dalafi Est.

Bien que largement moins représenté que l'essaim de dykes de la Suite de Kédougou, les dykes est-ouest n'en ont pas moins une importance primordiale en termes de calage spatio-temporel et d'interprétation géodynamique.

En effet, ces dykes peuvent être tracés par leur signature aéromagnétique. Ils recoupent toutes les formations paléoprotérozoïques ainsi que le réseau de dyke appartenant à la Suite de Kédougou. Ils viennent buter, sans le recouper, à l'ouest, contre le Supergroupe des Mauritanides, qu'ils prédatent nécessairement.

Sur le plan minéralogique, ces dykes se différencient des autres lignées par leur texture en macrolattes de plagioclase, conférant à la roche une texture de microgabbro, notamment pour les termes dominants de composition basique. Des variations latérales vers des faciès plus leucocrates ont été notées au cœur du grand dyke est-ouest de la feuille Kossanto-Dalafi. Déjà remarqués par [Bassot et al. \(1986\)](#), ces faciès de leucogabbros se caractérisent par la présence d'agrégats d'amphibole, coexistant avec les clinopyroxènes.

Des datations K-Ar ont été réalisées sur la feuille Kossanto-Dalafi Est, au cœur du grand dyke est-ouest, sur deux faciès respectivement basiques et intermédiaires. Les âges obtenus sont respectivement de 1165 et 1129 Ma, donc clairement mésoprotérozoïque supérieur (Sténien). Cette datation vient corroborer l'âge mésoprotérozoïque obtenu par [Bassot et al. \(1986\)](#) sur cette même génération de dyke est-ouest.

Discussion

La [Figure 75](#) montre les résultats d'analyses géochimiques réalisées sur l'ensemble des dykes doléritiques d'âge Mésoprotérozoïque moyen à Néoprotérozoïque inférieur (cf. § 4.4.1), reportés, avec les résultats concernant les dykes phanérozoïques, dans un diagramme $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 .

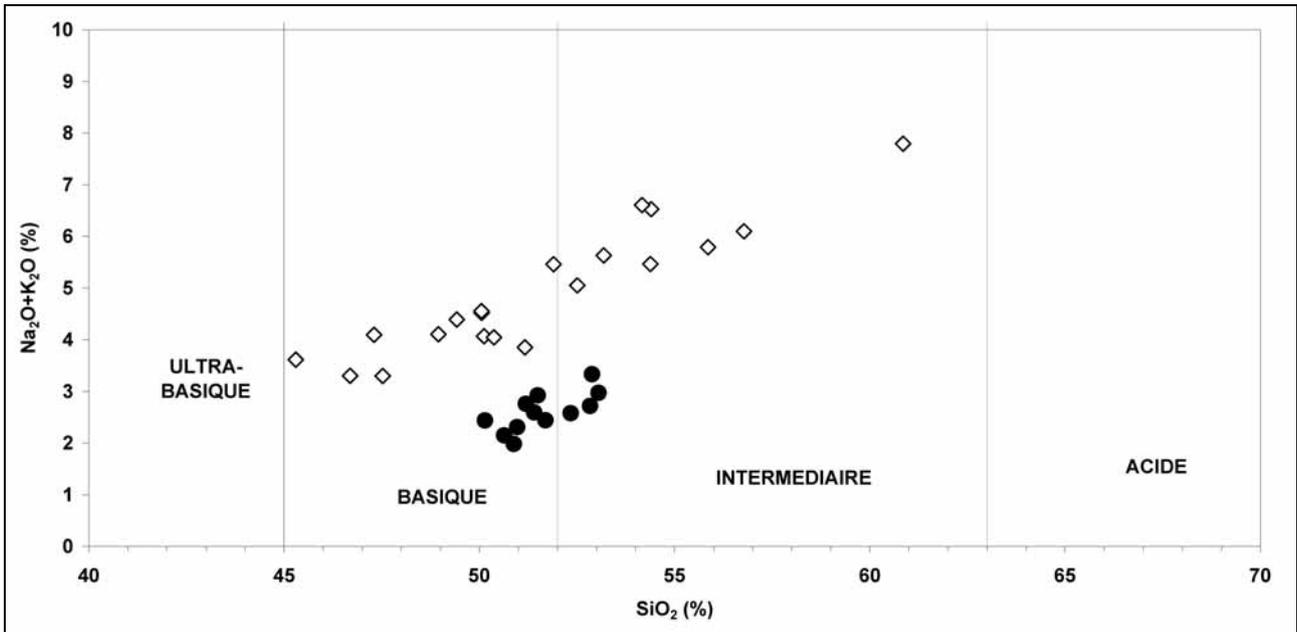


Figure 75 – Report de toutes les suites doléritiques dans un diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 .

Le diagramme permet de visualiser la nature nettement plus alcaline des lignées mésoprotérozoïques, lesquelles présentent des taux minimum de 4% d'alcalin alors que la lignée phanérozoïque se situant clairement en deçà de ce seuil.

L'individualisation de plusieurs générations d'âge mésoprotérozoïque moyen à néoprotérozoïque inférieur (Figure 76) est une découverte à mettre au crédit du projet de cartographie PASMI. Jusqu'alors, toutes les dolérites décrites régionalement au Sénégal et dans les pays limitrophes étaient réputées mésozoïques et plus souvent encore attribuées au « Jurassique ».

Les critères spatiaux d'antériorité vis-à-vis du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta et du Supergroupe des Mauritanides, les contraintes géochronologiques et les analyses géochimiques amènent à reconsidérer l'âge de mise en place des dykes de dolérites, en particulier au Mali, et par conséquent à réexaminer leurs relations vis-à-vis de l'essaim de kimberlites individualisées spécifiquement à la frontière Mali-Sénégal, et recoupant *pro parte* la base du bassin de Taoudeni (équivalent du Groupe de Ségou).

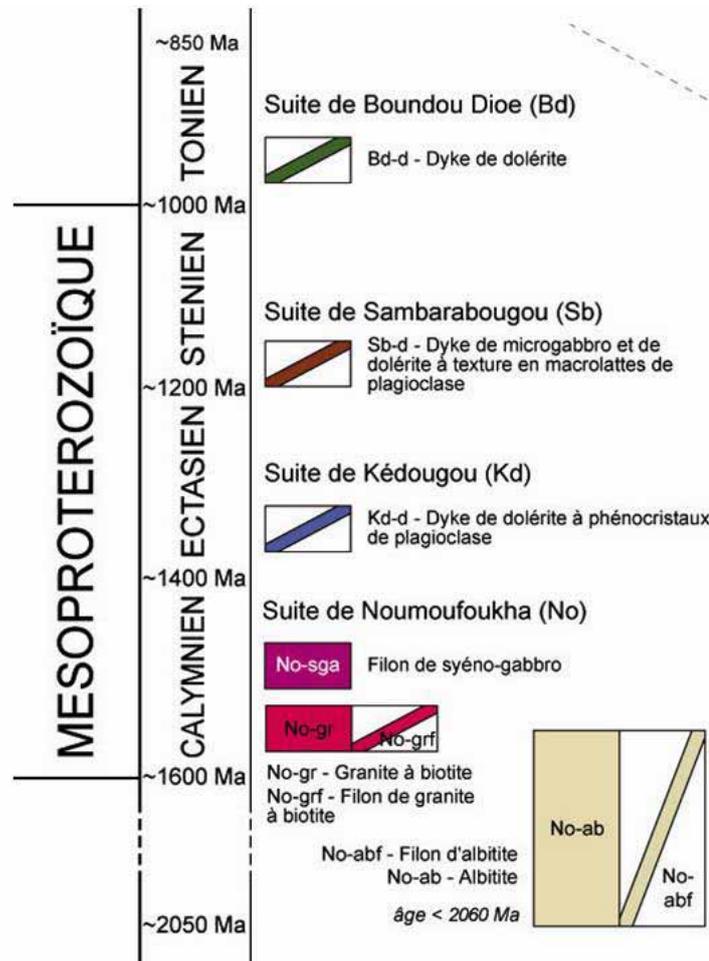


Figure 76 – Chronologie récapitulative des suites doléritiques en termes d'âges absolus et de périodes correspondantes

4.3. TERRAINS NEOPROTEROZOÏQUES A PALEOZOÏQUES

Sur la coupure Kossanto-Dalafi Est, les Formations néoprotérozoïques à paléozoïques sont à rattacher à 4 Groupes cartographiques, eux-mêmes relatifs à deux ensembles tectono-stratigraphiques.

Ainsi, par référence au découpage lithostratigraphique proposé sur la feuille Linkéring/Kolda-Kédougou Ouest ([Fullgraf et al., 2010a](#)) :

- le Groupe de Walidiala, le Groupe de Mali et le Groupe de Boundou appartiennent au domaine autochtone (à parautochtone) des Mauritanides. Ces unités sont considérées comme des équivalents localement déformés, et parfois métamorphisés, des formations qui constituent plus à l'est le remplissage sédimentaire non déformé du Bassin de Taoudéni. Si les deux premiers Groupes (Walidiala et Mali) semblent plutôt appartenir au domaine strictement autochtone (absence d'indicateur formel de métamorphisme significatif, empreinte tectonique faible), la discordance du Groupe de Boundou sur le Groupe du Mali, parfois associé à un contact anormal chevauchant, suggère une parautochtonie locale du Groupe ;
- le Groupe de Termessé est considéré comme une unité contemporaine du Groupe de Mali, avec une composante volcano-sédimentaire. Observé très fréquemment en contact anormal tectonique sur les unités autochtones à parautochtones (car charrié vers l'est), il représente une des unités du domaine parautochtone des Mauritanides.

Pour le découpage des unités autochtones, nous n'avons pas suivi la terminologie de [Shields et al. \(2007\)](#) mais nous nous sommes conformés, dans un souci de clarté, aux découpages définis par [Lahondère et al. \(2005\)](#) en Mauritanie et [Le Métour et al. \(2006\)](#) au Mali Oriental (partie du Bassin de Taoudéni). Nous avons ainsi distingué 2 groupes, qui représentent une succession glaciaire et postglaciaire discordante sur le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta et le socle birimien. On distingue :

- un groupe inférieur, le Groupe de Walidiala, qui comprend en partie inférieure, la Formation de Népen Peul, en partie moyenne une formation constituée par la diamictite, et enfin en partie sommitale une formation de grès fluvio-deltaïque qui marque la régression marine ;
- un groupe supérieur, le Groupe de Mali qui débute par les calcaires dolomitiques parfois à barytine du Cap Carbonate (marqueurs de la transgression), suivi par les silixites (associées à un épisode volcanique probable) et enfin la formation des grauwackes turbiditiques dont la base est souvent caractérisée par un niveau plus ou moins épais de pélites violacées.

Au-dessus du Groupe de Mali, vient parfois en discordance le Groupe de Boundou.

4.3.1. Unités autochtones à parautochtones

Groupe de Walidiala (MWa)

Le Groupe de Walidiala tient son nom du village de Walidiala situé au pied de la falaise à la frontière avec la Guinée sur la feuille Saraya-Kédougou Est. Cette falaise expose les principaux faciès de la série, et permet de faire une coupe quasi complète des Formations de cette unité (Bassot, 1966 ; Deynoux, 1985; Culver *et al.*, 1987 ; Culver et Hunt, 1991 ; Shields *et al.*, 2007). Ce Groupe débute par une succession glaciaire néoprotozoïque d'âge édiacarien.

Sur la feuille Kossanto-Dalafi Est, les niveaux de base constitués par des coulées de débris et de turbidites sableuses composant la Formation de Népen Peul (MWa1) sont absents. Les niveaux observables sur le terrain correspondent à la diamictite (MWa2, Formation de Pélel Kindessa 1) et les grès supérieurs (MWa3, Formation de Pélel Kindessa 2) qui marquent une régression marine ou un rebond isostatique post glaciation.

• **Formation de Walidiala 2 (MWa2)**

Cette formation est constituée par des siltites et argilites à blocs lâchés épars (diamictite). Elle est corrélable, au nord, en Mauritanie, à la formation de Jbeliat (Lahondère *et al.*, 2005) ou encore au groupe de Koniakari (Bassin de Taoudéni, Mali occidental, Le Métour *et al.*, 2006). Elle correspond au passage à un environnement glaciaire distal sur la marge continentale, alimenté par des icebergs.

La tillite est constituée par un fond silto-microconglomératique souvent carbonaté, avec de fins niveaux d'accumulation de matériel détritique moyen à grossier de faible extension et de faible épaisseur. On observe de nombreux blocs lâchés, mal classés, provenant du socle (granitoïdes, quartzites, schistes verts, schistes graphiteux, silexites, gneiss etc...). Ces blocs, plus ou moins roulés, à arêtes émoussées, sont de taille très variable, mais ne dépassent pas 40 à 50 cm de diamètre. Les affleurements les plus beaux, de la Falémé à Alinguel, notamment la station S0200, permettent l'observation de structures sédimentaires de type HCS ou de stratifications obliques.

Sur le terrain, la tillite est rarement bien visible, seule la présence de nombreux blocs polygéniques épars, trahit sa présence. Le contact de cette tillite avec les formations birimiennes sous-jacentes semble être de nature sédimentaire : discordance sédimentaire par drapage d'une paléosurface du Birimien présentant des reliefs accusés. En effet, sur le terrain, les cahots granitiques birimiens émergent du sol, au même niveau que la base de la tillite, elle même encore ennoyée dans le sol formé par les argiles quaternaires de plaine d'inondation (station S0102, feuille Bakel-Semme Sud-Ouest).

Dans la Falémé, au niveau d'Alinguel (station S0200), on peut observer le contact, marqué par une discordance angulaire faible, de la tillite sur le birimien. À ce niveau, la stratification dans la tillite, plonge de 20° vers le NO, les filons du cortège filonien (aplites et pegmatites) en bordure du granite birimien sont globalement orientés N020-30ONO (station S0201).

Groupe de Mali (MMa)

Du nord au sud, le long de la bordure orientale des Mauritanides, ce groupe correspond à la succession sédimentaire du Cap carbonate jusqu'aux grauwackes turbiditiques. Il se corrèle, en

Mauritanie, au groupe de Teniagouri et au Mali occidental, au groupe de Nioro du Bassin de Taoudéni ([Le Métour et al., 2006](#)).

Il comprend, depuis la base vers le sommet :

- La Formation de Kidira 1 (MMA1), de lithologie calcaro-dolomitique dominante ;
- La Formation de Kidira 2 (MMA2), essentiellement composée de sillexites ;
- La Formation de la Falémé (MMA3) à faciès grauwakeux turbiditiques prédominants.

Sur le terrain, les Formations de Kidira (MMA1 et MMA2) n'ont pas une épaisseur constante et se présentent souvent sous la forme d'affleurements discontinus de taille variable. Ces variations spatiales sont à corrélérer avec une transgression du Groupe de Mali, non sur une surface pénéplanée, mais sur un relief assez marqué qui créait des conditions de sédimentation tout à fait locales ([Bassot, 1966](#)).

• Formation de Mali 1 (MMA1)

Il s'agit d'un horizon discontinu à dolomie comportant localement de très beaux stromatolithes envahis de barytine (station S0099, feuille Bakel-Semme Sud-Ouest), qui surmonte soit directement la diamictite (MWA2), soit les grès fluviatiles (MWA3) car ces derniers forment des affleurements très localisés.

Ces lentilles dolomitiques ont été observées de Kidira, au nord, à Walidiala, complètement au sud du Sénégal oriental, où elles forment de véritables strates épaisses. Ces dolomies constituent le « Cap carbonate » des auteurs qui marque la fin de la glaciation Marinoan et représente un repère stratigraphique majeur. Il correspond pour [Shields et al. \(2007\)](#) à la Formation de Bowal et se corrèle à la Formation de Ourkem en Mauritanie ([Lahondere et al., 2005](#)) et à la Formation de Nioro 1 au Mali occidental ([Le Métour et al., 2006](#)).

Les niveaux dolomitiques se présentent parfois sous la forme de calcaire blanchâtre à grisâtre sans stratification nette avec des figures de fragmentation causées par la houle (station S0174, feuille Kossanto-Dalafi Est).

• Formation de Mali 3 (MMA3)

Cette formation constitue une vaste unité d'environ 400 m d'épaisseur qui se suit sur plus de 500 km du nord (région de Bakel) au sud (région de Népen Peul) à la frontière avec la Guinée. Elle est caractérisée par deux faciès principaux, un niveau inférieur pélito-argileux souvent carbonaté et un ensemble supérieur de grauwackes turbiditiques. En Guinée, cet ensemble supérieur n'est pas préservé, seules les pélites inférieures ont été cartographiées ([Villeneuve, 1984](#), [Brinkmann et Meinhold., 2007](#)). Elle correspond stratigraphiquement à la partie supérieure du groupe de la Falémé ([Bassot, 1966](#)), les grauwackes correspondant eux au groupe de Débou Diaoubé (série flyshoïde verte, [Le Page, 1983](#)).

Au nord (secteur de Dalafi et sud de Bakel), les pélites lie-de-vin, du niveau inférieur, varient très rapidement en épaisseur et sont même parfois absentes (station S0074) si bien que les grauwackes reposent directement sur la tillite (MWA2).

Elles n'ont pas pu être observées directement sur la feuille Tambacounda-Dalafi Ouest, mais un peu plus au nord, sur la feuille Bakel-Semme Sud-Ouest, à la faveur du marigot situé juste au sud de Diébou Diaoubé (stations S0088 et S0096). Ces pélites fines et siltites très homogènes, à débits en « frite », présentent sporadiquement de petits chenaux grauwakeux décimétriques, dont

l'extension latérale dépasse rarement le mètre. La limite supérieure de ces pélites lie-de-vin est assez nette, le passage aux grauwackes étant rapide (station S0096).

Les grauwackes sont constitués de matériel détritique esquilleux à quartz, plagioclases épidotisés (?), minéraux opaques et amphibole (?). Les bancs centimétriques à décimétriques de grauwacke émergent d'un fond silto-argileux rarement observable. Ces grauwackes parfois calcareux préservent souvent des figures et structures sédimentaires : laminations planes parallèles ou obliques (station S0095, feuille Bakel-Semme Sud-Ouest), HCS (litage oblique en mamelon), et parfois des figures érosives en base de bancs (station S0067, feuille Bakel-Semme Sud-Ouest). Ce matériel argilo-silteux kaki constitue en volume la majeure partie de la série, les bancs de grauwacke semblant diminués de taille et de fréquence, en montant dans la série. On a donc une augmentation concomitante de la proportion de la matrice argilo-silteuse.

Les strates grauwackeuses fines ont un caractère jaspé, le grain étant si fin qu'il est à peine visible à la loupe. De petits niveaux présentent des structures de dissolutions secondaires dont la fraction carbonatée a complètement disparu. D'autres niveaux ont un caractère franc de décharge de matériel grossier à fin, granoclassé, dans le fond argilo-silteux.

• Déformation du Groupe de Mali

Le Groupe de Mali est affecté d'une tectonique fragile à semi-ductile.

Dans l'ensemble, ces formations se présentent comme une structure monoclinale pentée de 40 à 60° vers le NO, mais sont en fait affectées de plis ouverts à plan axial subvertical d'axe SO-NE plongeant vers le N, avec localement dans les grauwackes, des plis déjetés, voire légèrement déversés, de même axe (station S0079, feuille Bakel-Semme Sud-Ouest). Ces structures plicatives ont une amplitude horizontale décamétrique, alors que l'amplitude verticale ne dépasse pas le mètre.

Associée à cette tectonique plicative, se développe une tectonique cassante accompagnée de nombreux plans de fracture, diaclases, joints à pendage fort vers le NO ou le SO (plans conjugués).

Peu de grandes fractures ont pu être observées à cause des épais dépôts alluvionnaires, qui masquent tout. Localement, des petites structures chevauchantes en duplex (plat et rampe) qui s'amortissent par des glissements banc sur banc, ont été observées (station S0096 dans les grauwackes, feuille Bakel-Semme Sud-Ouest). Ces structures inverses s'accordent avec une compression globalement ONO-ESE responsable du plissement de ces roches de l'avant-pays, en relation avec le régime tectonique régional qui affecte, plus au nord, les unités de la région de Bakel-Kidira.

• Age du Groupe de Mali

Dans les termes supérieurs de la Formation de la Falémé (MMa3), un échantillon (échantillon B0884) pris dans un niveau de silixite d'environ 50 cm d'épaisseur, a fourni un âge U-Pb de 615 ± 3 Ma, âge interprété comme un âge maximum de dépôt.

Cet âge est concordant avec les datations déjà réalisées dans des unités corrélées avec cette formation en Mauritanie et au Mali Occidental.

En effet, des échantillons pris dans des interlits pyroclastiques et épicyclastiques (tuffites, cinérites, tufs à cristaux et lapilli) ont fourni des populations homogènes de zircons, datées par [Lahondère et al. \(2003, 2005\)](#) à :

- 636 ± 7 Ma (tuf de Komba Ndao),
- 620 ± 6 Ma (tuf d'Arsane Maure),
- 626 ± 7 Ma et 611 ± 5 Ma (tuffites de Sandaré),
- 610 ± 6 Ma (tuffite de Ould Yenjé),
- 604 ± 6 Ma (cinérite de Soufi).

Tous ces âges confirment l'appartenance au néoprotérozoïque des Groupes de Walidiala et de Mali.

Groupe de Boundou (MBo)

Le Groupe de Boundou représente une importante unité géologique qui couvre environ 2000 km² qui s'étend du nord au sud, de la Mauritanie jusqu'à environ 10 km au sud de la rivière Gambie, dans le sud du Sénégal oriental. Ce groupe est essentiellement constitué par une succession de bancs ou de fins niveaux de grès arkosique, qui alternent avec des niveaux silto-argileux. L'unité est facilement identifiable sur une carte topographique où elle se caractérise par des reliefs prononcés correspondant à des collines allongées N-S. A l'est, le groupe de Boundou recouvre en discordance les groupes de Sandaraboki (MSa) et de Mali (MMA). Localement, ce contact semble se faire à la faveur d'un contact anormal chevauchant. À l'ouest, il est en contact tectonique avec le groupe de Termesse (MTr) qui constitue la limite du domaine parautochtone et coïncide souvent avec la présence d'un horizon épais de jaspe rouge d'origine probablement hydrothermale.

Sur la feuille Kossanto-Dalafi Est, les affleurements de grès de Boundou sont très dispersés et les « pierres volantes » sont nombreuses sur la couverture et les colluvions latéritiques. Aucun niveau repère n'a pu être individualisé.

[Bassot \(1966\)](#) corrèle ce groupe à la « Série de Youkounkoun » sous la dénomination de la série des « grès rouges feldspathiques ». [Villeneuve \(1984, 1991\)](#) interprète quant à lui ces roches comme une unité séparée, discordante sur le Groupe de Mali et recouverte par la Groupe de Pita. [Brinkmann et Meinhold \(2007\)](#) se conforment à la proposition de [Belaiev et al. \(1968\)](#) qui définissent le Groupe de Boundou en Guinée, groupe constitué d'une formation inférieure de 3000 m d'épaisseur de grès polygéniques gris à violets avec des intercalations d'argilite, et d'une formation supérieur qui débute par un conglomérat surmonté de grès arkosiques. [Le Page \(1983\)](#) cartographie cette alternance de grès arkosiques et de pélites dans la région de Bakel et en fait les "grès de Gondiourou". Actuellement, à l'échelle régionale, le Groupe de Boundou se corrèlerait latéralement, en Mauritanie, au groupe ordivicien d'Oujeft ([Lahondere et al., 2005](#)), et, au Mali occidental, au groupe de Miami ([Le Metour et al. 2006](#)).

Sur la feuille Kossanto-Dalafi Est, à la hauteur de Gouloungua, les grès de Boundou sont plissés et discordants sur les grauwackes (MMA3) entre les stations S0158 et S0159. Les grès sont arkosiques, hétérogranulaires, mal classés, avec des clastes de quartz éolien, de feldspaths, d'éléments lithiques (siltite probable) et souvent des micas détritiques. Les figures sédimentaires sont rares mais le granoclassement peut souligner localement des laminations planes à l'intérieur de bancs épais en moyenne de 20 cm et pouvant atteindre 1 mètre. Les bases de banc parfois érosives concentrent ces clastes et comportent également des galets de *brittle-bed* (station S0158). Ces grès sont intercalés en bancs métriques dans des siltites et des argilites (très rarement visibles sur le terrain).

• Déformation et métamorphisme

Les grès de Boundou sont affectés sur toute leur étendue par de la déformation fragile.

Ces grès, de couleur rouge à l'affleurement, beige clair en fracture fraîche, forment, dans le paysage, un ensemble de collines allongées N-S dont le pendage est difficile à voir compte tenu de l'aspect en blocs éboulés des affleurements. Sur les images satellite, on peut distinguer des fermetures périclinales (entre Tourékounda et Gouloungua ainsi qu'au nord de Gouloungua) comme l'a déjà décrit [Bassot \(1963\)](#) en photo aérienne. Juste à l'ouest de Falala (station S0152), affleure un chaînon N-S de grès. Les pendages sont globalement ONO à NO de 50 à 80° (N020 à N040 pour 50 à 80° NO). De nombreux chenaux conglomératiques permettent de déterminer que les bancs les plus orientaux sont en position normale, base à l'est. Le contact avec les grauwackes sous-jacent est masqué par le passage d'un marigot puis par la présence de cuirasse latéritique (bowal) qui s'étend loin vers l'est. Ce contact apparaît comme étant de nature sédimentaire, il n'y a pas d'arguments sur le terrain pour en faire un contact tectonique.

Sur le terrain, on observe de nombreux plans de glissement faiblement pentés avec des stries, la linéation de strie plongeant de 20° au N310. On observe aussi de nombreux plans cisailant conjugués subverticaux compatibles avec un θ_1 orienté globalement O-E.

Plus généralement, sur la base de l'interprétation des données géophysiques aéroportées, il semble que le groupe soit affecté par des plis ouverts, notamment une grande structure synclinale déversée vers l'est, comme semblent l'attester les valeurs de pendage de la stratification qui est inclinée vers l'ouest. Cette série grésopélitique affleure comme un monoclin penté vers l'ouest se redressant vers l'est.

Les grès arkosiques de Boundou ne sont pas affectés par le métamorphisme, seule la déformation s'intensifie vers l'ouest. Il se développe alors une schistosité de fracture dès que l'on s'approche du contact chevauchant de l'unité de Termessé.

4.3.2. Unités parautochtones

Groupe de Termesse (MTr)

Le Groupe de Termessé est considéré comme un équivalent stratigraphique du Groupe de Mali. Cette unité géologique majeure, formant une bande de terrains d'environ 20 km de large, se suit sur plus de 300 km du nord au sud, de Kidira à la frontière guinéenne. À l'est, le Groupe de Termessé chevauche le Groupe de Boundou alors qu'à l'ouest, il est lui-même chevauché par le Groupe de Guinguan (Gu). La zone d'enracinement du Groupe de Termessé est considérée comme située plus à l'ouest, entre les domaines parautochtones et allochtones.

Le Groupe de Termesse a été décrit dans le nord de la Guinée par [Villeneuve \(1980, 1984, 2008\)](#). Ce groupe est constitué par des argilites, des schistes, des tufs, des grauwackes, des jaspes/silexites, des diorites, des andésites, des grès et des carbonates ([Villeneuve, 1984](#)) aussi bien que des conglomérats d'origine probablement glaciaire et des coulées basaltiques intercalées au sein de dépôts sédimentaires ([Villeneuve, 2008](#)).

[Brinkmann et Meinhold \(2007\)](#) ont mis en évidence, dans ce Groupe, deux groupes d'âges (625-615 Ma et 539-530 Ma), à partir de datations sur zircons cogénétiques provenant de roches de magmatisme bimodale d'arc insulaire. Il en distingue le Groupe de Koubia ([Brinkmann et Meinhold, 2007](#)) que nous avons intégré au groupe de Termessé en tant que Formation de Koubia (MTr-K).

Au cours de la phase de cartographie, il est apparu que la base du groupe de Termessé est constituée par un mélange tectonique formé de roche d'origine glaciaire (mixtite du Groupe de Marsa), de divers pyroclastites et épicastites qui caractérisent le Groupe de Termessé.

Sur les feuilles Tambacounda-Dalafi Ouest et Kossanto-Dalafi Est, les conditions d'affleurement sont très médiocres et aucune exploration continue n'a pu être menée. Les affleurements très dispersés, l'altération et la latérite, ainsi que la tectonique qui marque le secteur, ont rendu très difficile la caractérisation des unités lithostratigraphiques. En s'appuyant sur nos données et sur les travaux antérieurs ([Bassot, 1966](#), [Van Den Hende, 1970](#), [Brinkmann et Meinhold, 2007](#), [Villeneuve, 1980, 1984, 2008](#)) les unités lithostratigraphiques attribuées à ce Groupe, sur ces 2 cartes, ont été rassemblées dans la Formation de Termessé 4 (MTr4).

Pour plus d'informations, on se référera à la notice de la feuille Linkéring ([Fullgraf et al., 2010b](#)) sur laquelle le Groupe est dans sa globalité moins altéré. De nombreuses coupes continues y ont été faites et permettent de préciser les différentes unités lithologiques qui constituent les Formations de Termessé.

• Formation de Termessé 4 (Tr4)

La Formation de Termessé 4 débute à l'est par un niveau de jaspes rouges d'origine hydrothermale probable. Entre Thipi et Ngho Nghoya (à la limite entre les feuilles de Tambacounda-Dalafi Ouest et Kossanto-Dalafi Est), à la station S0143, les silixites ont un aspect bréchique. À la loupe, on observe que la brèche quartzeuse est recimentée par la recristallisation de quartz interstitiel, la roche gardant ainsi l'aspect d'un jaspe rouge alors qu'il s'agit d'une brèche tectonique recimentée. L'affleurement est surtout composé de blocs épars, quelques « strates » sont, malgré tout, observables. Les silixites pendent de 70° au N290.

Le contact entre les silixites et les grès de Boundou est ici assez redressé, si on garde cette valeur de pendage comme valeur du pendage du contact.

À l'ouest de Ngho Nghoya (station S0231), l'affleurement se présente sous la forme d'une petite colline subméridienne d'environ 50m de large sur un peu plus d'une centaine de mètres de long et permet d'observer le contact tectonique chevauchant vers le SE de la Formation de Termessé sur les grès de Boundou. Les silixites bréchifiées montrent de nombreux plans de glissement avec des stries plongeant de 10 à 30° au N310–320. Ces plans de glissement isolent des sigmoïdes qui accommodent la déformation. La nature des roches en présence, silixites et quartzites, n'a pas permis de conserver de nombreuses figures de déformation. La déformation se fait en régime fragile et est accompagnée d'une forte mobilité du quartz qui recimente au fur et à mesure, la roche broyée, déformée. Au niveau de ce contact, il est clair que le Groupe de Termessé chevauche celui des grès de Boundou.

Entre Timbifara et Sintiou Salif (feuille Tambacounda-Dalafi Ouest), le contact entre la Formation de Termessé et les grès de Boundou passe entre les stations S0300 et S0301. Le contact entre les deux formations n'est pas observable sur le terrain. A la station S0301, on observe des silixites ocres à rouges en blocs éboulés ; les structures sédimentaires étant très difficiles à observer. C'est un affleurement constitué de silixites bréchifiées dont une partie présente un aspect conglomératique. Les éléments figurés sont formés de galets de taille et de forme variées mais qui sont tous silicifiés, tout comme la matrice qui les contient. En cassant la roche, il est pratiquement impossible de désolidariser un galet de sa matrice, ce qui suggère une silicification secondaire. À la loupe, la distinction de structure entre la matrice et le galet est impossible tant le grain est fin (silice cryptocristalline) et d'aspect bréchique recimentée. Toute trace de structure

aussi bien dans les galets que dans la matrice a disparu. La forme de certains galets jointifs fait penser à des galets impressionnés, mais l'impossibilité de les sortir de leur matrice, rend la confirmation difficile. Au sol, les galets se confondent avec des blocs de silexite, ce qui rend l'observation non probante. Localement, de gros galets du conglomérat silicifiés sont déformés et ont la forme d'un ballon de rugby ; le grand axe ayant une direction moyenne OSO-ENE, plongeant de 40° au N250. Les observations et les mesures qui ont pu être faites semblent indiquer que la stratification plonge au N250-N215.

Vers l'ouest, les affleurements disparaissent sous la cuirasse latéritique et la végétation, si bien que plus aucune autre observation n'a pu être faite dans cette formation. Les cinérites, schistes sériciteux accompagnés de grauwackes, tufs, roches spilitiques et diabases signalées par [Bassot \(1966\)](#) n'ont pas été retrouvés. Seuls les jaspes rouges ont pu être observés.

5. Cadre structural

5.1. PALEOPROTEROZOÏQUE

Le cadre structural du Supergroupe Birimien de la feuille Kossanto-Dalafi, et par extension du nord au sud à l'échelle du Sénégal oriental est à décrypter, en tenant compte d'un certain nombre de facteurs tel que :

- la forte hétérogénéité des faciès composant les deux Groupes Mako et Dialé-Daléma et la juxtaposition de Formations aux lithologies très contrastées et par conséquent à compétence variable, parfois à l'échelle de l'affleurement ;
- la présence de nombreux faciès à grain extrêmement fin non visible à l'œil nu (cinérites, jaspes, tufs fins, laves aphanitiques, ultramylonites, etc...) nécessitant une étude au microscope ;
- la distribution très hétérogène des marqueurs de la déformation, avec un repère structural régional non uniforme. Dans l'ensemble des roches sédimentaires volcano-sédimentaires ou volcaniques des deux groupes Mako et Dialé-Daléma, il n'y a pas eu transposition, à grande échelle, de la stratification ou de la fluidalité dans un plan d'anisotropie majeur régional aisément reconnaissable sur le terrain. En conséquence, i) dans un niveau compétent, le débit principal peut encore correspondre au plan de stratification, ii) tandis que dans un niveau lithologique juxtaposé, de moindre compétence, une schistosité a déjà effacé (transposé) la trace de la stratification S0.

Ces éléments expliquent la difficulté sur le terrain à suivre le plan d'anisotropie majeur d'un affleurement à un autre, nécessitant par conséquent une analyse structurale approfondie à chaque affleurement et la réalisation aussi fréquente que possible de lames minces.

5.1.1. La déformation précoce syn-schisteuse

Les affleurements permettant d'observer la phase précoce de plissement sont relativement rares.

Cependant, une déformation précoce syn-schisteuse a pu être identifiée à la fois dans les roches du Groupe de Mako ainsi que dans celles du Groupe de Dialé-Daléma (cf Chapitre précédent). Dans presque tous les cas, ces observations structurales fines et de détail sont réalisées dans le secteur de la Falémé où les roches des deux groupes sont les mieux exposées. Ponctuellement, les diouras (lieux d'exploitation artisanale de l'or au Sénégal oriental) et les travaux miniers (carrières, puits, tranchées, ...) permettent des observations.

La distinction de faciès particuliers dans le Groupe de Dialé-Daléma, réalisée par la géophysique, notamment le magnétisme, révélant des niveaux de métasédiments à héritage basique (BDd-sdb) suggère également ce plissement précoce intense de type isoclinal à l'échelle cartographique (au sud de la feuille, dans sa partie centrale).

La schistosité acquise pendant cette phase de plissement précoce constitue le plan d'anisotropie principal à l'échelle régionale. La Schistosité majeure est donc une S1. Il n'y a aucune raison de penser, *a priori*, que ces schistosités acquises dans des conditions similaires de plissement, d'orientation comparable, et toutes les deux en climat épizonal, soient le résultat de deux phases distinctes de déformation majeure. Ce plan d'anisotropie majeure à l'échelle régionale a donc valeur de référentiel temporel pour l'ensemble du Birimien.

D'une manière très générale sur la feuille Kossanto-Dalafi Est, cette schistosité majeure de direction voisine de N035 montre un pendage au NO avec, localement, de nombreuses exceptions dont les plus marquées ont été relevées dans les secteurs suivants :

- schistosité sub-plate à plate, ondulante, aux toits des massifs granitiques de Bouroubourou au centre de la feuille (vers Hérémakono) et de Saraya, dans le quart sud-est (secteur de Wasangara) ;
- verticalisation de la schistosité majeure localement dans des couloirs restreints de déformation, partout dans le birimien, et dans des directions variables dont les plus courantes sont les suivantes : N035, N000, N150 et N125 ;
- direction anormale au N150 et pendage constant NE peu courant de la foliation majeure dans la région septentrionale de la Falémé faisant frontière avec le Mali (région de Laminia à Moussala).

Cette déformation majeure plicative s'accompagne d'un étirement très souvent bien exprimé dans les méta-volcano-sédiments du groupe de Mako comme dans les méta-sédiments du Groupe de Dialé et qui se confond avec la direction de l'axe des plis précoces.

D'un point de vue cinématique, le régime structural enregistré dans les deux Groupes de Mako et de Dialé-Daléma témoigne d'un fonctionnement strictement en décrochement, dans la région de Moussala-Laminia au centre de la feuille et dans celle de Ylimalo-Mahina Mine dans le quart sud-est, toutes les deux situées le long de la Falémé. Au nord, les cisaillements transcurrents ont affecté un granite porphyroïde à la station C1150 et l'ont transformé en véritable gneiss oillé à foliation subverticale (Figure 77).



Figure 77 – Déformation enregistrée par un granite porphyroïde (station C1150)

A la station C0250, au sud-est, au bord de la Falémé, de nets critères de cisaillements sénestres ont été imprimés dans les formations litées carbonatées subverticales autour de boudins plurimétriques de grès à tourmaline noire et/ou de roches basiques (Figure 78).

Un régime en transpression est plutôt enregistré dans l'ouest du Birimien tandis que la partie orientale aurait davantage expérimenté un régime de fluage latéral, voire de fluage horizontal. Il convient de relativiser ces dernières observations en raison, nous l'avons vu plus haut, de l'existence de plissements tardifs et du rôle des granites sous-jacents. Ponctuellement du fluage vertical a été enregistré dans des environnements granitiques comme dans le massif de Dioumbalou, les secteurs de Hérémakono, de Mamakhono et de Bountou.



Figure 78 – Cisaillements sénestres et boudins plurimétriques enregistrés dans les formations litées carbonatées subverticales (station C0250)

5.1.2. La déformation tardive post-schistosité

Les variations de direction et de pendage constatées de la S1 décrites ci-dessus, témoignent sans équivoque de l'existence d'une phase tardive de déformation post-schistosité régionale. En effet, partout dans le Birimien, l'ensemble stratification S0 et schistosité précoce S1 des roches des Groupes de Mako et de Dialé-Daléma, y compris les structures magmatiques précoces des roches ignées, sont reprises dans des plis tardifs à toutes les échelles. Ces plis P2, sont omniprésents sur le terrain (Figure 79 et Figure 80). Ils représentent les plis d'entraînement de méga-structures dont la taille et la géométrie s'apprécient à l'échelle cartographique.



Figure 79 – Plis P2 organisés selon ou délimités par des plans de fractures (station C0444). On observe la même disposition à l'échelle de la carte où ces fractures sont remplacées par de véritables couloirs de déformation.

A l'échelle cartographique, on les retrouve partout mais ils sont surtout visibles dans le Groupe de Mako où les panneaux de roches basiques interstratifiés dans les volcano-sédiments tels que les gabbros, dessinent la structuration tardive régionale. Ces grands plis P2 ont tendance à montrer des orientations concordantes avec la direction de la MTZ mais des zones plus complexes avec une direction conjuguée de plissement sont mises en évidence.

Les distinctions de faciès suggérées par les méthodes indirectes de la géophysique (anomalie Th et électromagnétisme) dans le Groupe de Dialé-Daléma indiquent parallèlement des plis P2 d'ampleur kilométrique à plurikilométrique (répétition des formations BDd-qgs et BDd-gws) dont les axes sont parallèles à la direction de la MTZ.

Ces plis de taille et de géométrie variable s'organisent selon de grands axes voire de grands couloirs de déformation de direction constante NE-SO, et souvent conjuguée, sans développer de schistosité pénétrative à l'échelle régionale, contrairement à S1. Cependant, ils peuvent s'accompagner localement d'une schistosité de fracture plus ou moins marquée en fonction de l'intensité de la déformation et, dans une moindre mesure, de la lithologie. Contrairement à la déformation précoce régionale qui semble d'intensité homogène affectant des séries hétérogènes, les variations les plus perçues sont davantage liées à la lithologie et aux variations de compétence

d'une formation à une autre qu'à une variation de l'intensité de la déformation. La déformation tardive est d'intensité très variable.



Figure 80 – Ondulations tardives (P2) peu marquées, plan axiale desquelles une schistosité de fracture s'est développée (station C1055).

Dans les zones complexes mentionnées ci-dessus, on observe une sorte de désorganisation du plissement. Les plis ne s'agencent plus selon une seule direction mais ils sont réglés par d'autres couloirs obliques, quelquefois conjugués à la première, dans des zones « d'interférences ». Tout se passe comme si il y avait « compétition » entre plusieurs directions majeures régionales : N-S, NO-SE et NE-SO et leurs directions conjuguées qui étaient responsables d'une géométrie anarchique des plis P2, localement.

Cette « compétition » s'observe partout (e.g. : **Figure 81**), à différentes échelles. Sur le terrain, des échantillons prélevés ont révélé, une fois sciés, les relations entre microplis quartzeux qui se recoupent et s'influencent l'un l'autre. D'autres exemples très démonstratifs de ces processus sont visibles i) par les relations entre filons de quartz et leur encaissant mentionné plus loin au paragraphe suivant, et ii) par les filons basiques sécants sur les roches carbonatées du Groupe Dialé-Daléma (BDD-ca) et déformés eux-mêmes selon le plan de foliation des marbres lités.



Figure 81 – Révélation de l'interférence de deux directions qui s'affrontent grâce à la présence de ces deux filonnets de quartz qui se recoupent et se déforment mutuellement sur l'échantillon (station C1405)

A l'échelle de la carte, on retrouve ces interférences qui sont responsables de l'allure courbe des accidents cisailants concernés. Ces couloirs, ayant fonctionné de manière synchrone, se sont déformés mutuellement, se transformant en accidents/linéaments rarement rectilignes, souvent courbes voire sinueux. A l'extrême, ils perdent leur verticalité et s'inclinent pouvant engendrer des mouvements obliques inverses (décro-chevauchants). Ce processus est manifestement observé dans la région de Sandikounda. Les axes de ces plis tardifs eux-mêmes deviennent courbes. Ils sont le résultat du fonctionnement d'un réseau d'accidents conjugués. Le meilleur exemple qui puisse en être donné est représenté par la géométrie arquée de l'accident majeur qui traverse la feuille de Kossanto, la MTZ, réplique occidentale de l'extension de la faille sénégalo-malienne le long de la Falémé, cette faille étant elle-même à trajectoire courbe. La MTZ passe d'une direction SO-NE sur la feuille de Saraya-Kédougou Est et la moitié sud de la feuille de Kossanto-Dalafi Est à une direction SE-NO. C'est ainsi que sur la seule feuille de Khossanto la MTZ passe d'une direction majeure SO-NE à sa perpendiculaire NO-SE, au Nord de la feuille. Les directions dominantes successives, au cours du temps t/ou par secteur, sont responsables de l'allure courbe de ces linéaments majeurs. La Falémé, intermédiaire entre ces deux linéaments, voit son tracé intégralement sous influence des accidents tour à tour NE-SO, N-S et NO-SE. Son parcours sinueux illustre la compétition entre les différentes directions.

En termes de déformation progressive, ces variations peuvent être interprétées comme liées à des perturbations du champ de contrainte et à une rotation de la contrainte majeure régionale au cours du temps. Par rapport aux processus phanérozoïques, la prise en compte d'une lithosphère « globalement plus chaude » au Précambrien inférieur pourrait par ailleurs expliquer cette déformation particulière au Birimien.

5.1.3. La déformation tardive cassante

A l'échelle de la feuille Kossanto-Dalafi Est, une phase tardive de déformation est responsable du « hachage » à froid des formations du Birimien sans développement ni de plis, ni de schistosité, avec des décalages plus ou moins importants et de la réactivation d'anciens accidents. La direction N120 est prépondérante. Une discussion de cette/ces phase(s) tardive(s) est disponible dans la notice de la feuille Saraya-Kédougou Est (Delor *et al.*, 2010b).

5.1.4. Accidents siliceux, filon de quartz, BTH

Le quartz, et notamment le quartz blanc laiteux est omniprésent sur la feuille de Kossanto-Dalafi Est. Il souligne la présence des accidents quels qu'ils soient, ductiles, semi-ductiles et cassants. Cette spécificité comme marqueur structural, et l'ordre de grandeur métrique à décimétrique qui ne favorise pas une représentation lithologique à 1/200 000, justifient l'absence de caisson « quartz » particulier dans la légende, et la représentation en terme structural.

Du quartz tectonisé, visible de par sa texture particulière (quartz allongé, lité, rubané, fracturé, etc...), se rencontre fréquemment sur le terrain en place (Figure 82) ou le plus souvent en pierre volante.

Le quartz laiteux est le plus représentatif et marque les accidents semi-ductiles à cassants, dont les plus importants se rencontrent à l'ouest du massif circonscrit de Bouroubourou-Dialakotoba, parallèlement à un faisceau d'accidents sub-méridiens. Des filons métriques à pluri-métriques sub-verticaux se succèdent, en allant vers l'ouest après le village de Sountokholo (Figure 83). Ils représentent le prolongement septentrional des filons qui traversent le secteur de Sabodala. Plus au nord, à C1353 (à l'ouest de Samoukho), on trouve d'autres filons de puissance analogue, orientés dans une direction conjuguée à N035 formant de véritables murailles. Ces filons ne portent pas de minéralisation particulière. D'autres « murs quartzeux » sortent de terre dans le massif granitique de Balakhonko dans une direction transverse à N080 sub-verticalement à C1531. La situation s'est inversée : le filon E-O est coupé et décalé par les accidents sub-méridiens selon une cinématique, en partie, dextre.



Figure 82 – Quartz blanc filonien traversé par une importante fracturation (station C1418)

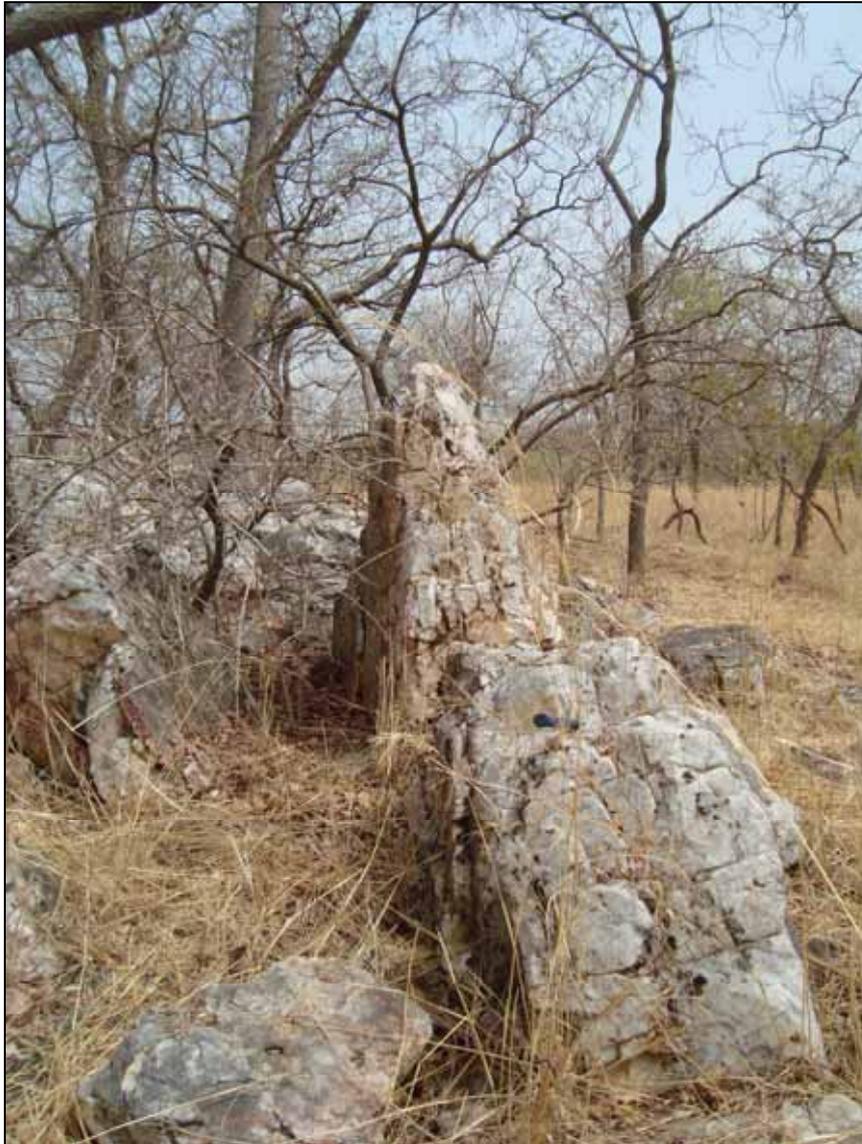


Figure 83 – Filon métrique sub-vertical de quartz blanc observé dans la région de Sountokholo à l'ouest du massif de Bouroubourou – Dialakotoba, (station C1365)

Il est difficile de dresser l'inventaire des filons de quartz en fonction de leur orientation et de leur texture, tout comme leur chronologie relative vis-à-vis de la déformation régionale. On constate par ailleurs que des phases tardives hydrothermales sont responsables, dans toute la région, d'importantes minéralisations en Au portées par le quartz blanc filonien. L'or est actuellement exploité par la société australienne MDL à Sabodala (Figure 84) dans des filons de quartz peu pentés recoupant les basaltes et roches vertes associées BMa-ba. Il est aussi activement prospecté dans toute la partie birimienne du Sénégal oriental en gisement primaire par d'autres grands groupes miniers internationaux ainsi que par la population locale. L'or est prospecté et exploité dans de vastes chantiers (diouras) organisés de façon artisanale (Figure 85). Ils se localisent parfois à proximité immédiate d'un prospect plus officiel.



Figure 84 – Exploitation à ciel ouvert du gisement de Sabodala par la société australienne MDL



Figure 85 – Echantillon de quartz aurifère photographié sur le dioura de Tinkoto (station C0214).

Les relations chronologiques et structurales entre les filons de quartz et leur encaissant observées sur les échantillons récoltés sur le dioura de Bantakocouta au point d'affleurement C1053 (**Figure 86**) suggèrent un scénario multiphasé selon la chronologie suivante :

- une schistosité majeure précoce S1 affecte l'échantillon ;
- S1 est traversée de façon nettement sécante par des filons/filonnets de quartz blanc transversalement voire perpendiculairement ;
- reprise d'une déformation cisailante selon les plans de la schistosité majeure précoce dans des plans de cisaillement tardifs qui affectent les filons en les plissant, en les hachant voire en les transposant totalement.

Ces relations montrent clairement qu'une partie l'histoire tectonique majeure du Birimien n'est pas achevée au moment de la mise en place des filons de quartz. C'est lors de ce stade que la minéralisation en Au a pu se former et se concentrer dans des gisements de plus ou moins grande importance ([Morisseau et al. 2010b](#)).



Figure 86 – Section d'un échantillon prélevé à la station C1053. Filon de quartz blanc tardif, sécant sur la schistosité précoce S1, repris dans la déformation cisailante tardive (selon les mêmes plans qu'il a traversés) qui le plisse, le hache et le transpose quasiment, localement. D'autres filonnets de quartz, encore plus tardifs, recoupent l'ensemble

5.1.5. Autre phase siliceuse : le jaspe

Le jaspe, variété microcristalline du quartz, se rencontre fréquemment sur le territoire de la feuille Kossanto-Dalafi Est, du nord au sud, ainsi que le long de la Falémé, en quantité limitée mais d'une couleur verte à bleu turquoise remarquable (Figure 87). Il dérive en partie de la transformation in situ d'anciens niveaux de cinérites. C'est ce que suggère la découverte de lits de jaspe vert sombre trouvés en place, en bordure de la Falémé dans le nord du domaine du Birimien, en position sub-horizontale (Figure 88). On ne peut pas exclure non plus, une origine strictement tectonique liée à la silicification synchrone d'une mylonitisation ou post-mylonitisation.



Figure 87 – Jaspe vert à bleu turquoise récolté en petits fragments sur l'ensemble du territoire de la feuille de Kossanto-Dalafi Est



Figure 88 – Niveau décimétrique de jaspe vert sombre en place provenant probablement de la transformation de lits de cinérites in situ par silicification (station C0934).

5.1.6. Discussion

L'argumentaire développé précédemment souligne que lorsque des plis synschisteux sont visibles, ceux-ci présentent une remarquable constance en termes de plongement et d'axes des plis (10 à 30° au N200-220). Cette schistosité, plan axiale d'une S_0 replissée, peut être reprise dans des plis plus tardifs de même axe s'inscrivant dans un même continuum de déformation transcurrente éburnéen (**Dt**). A l'échelle régionale, il n'y a donc pas lieu de parler de deux schistosités au sein des séries du Dialé mais plutôt de deux étapes tectoniques. **Dt₁** et **Dt₂** dont seule **Dt₁** s'exprime par une schistosité régionale **St₁**, alors que **Dt₂** s'exprime régionalement par des plis. **St₂** n'est visible que localement le long des plans de cisaillement.

Ces arguments sont discutés de façon complémentaire dans la notice Saraya-Kédougou Est (Delor *et al.*, 2010a) et confrontés aux modèles présentés précédemment pour le Birimien d'Afrique de l'ouest en termes de phase tangentielle précoce D1 responsable d'une S_1 , et de tectonique transcurrente D2 responsable de la structuration régionale.

Comme proposé par Delor *et al.* (2010a), deux grandes étapes tectoniques sont retenues pour la structuration du Birimien du Sénégal oriental.

Dg caractérise le Groupe Mako. Cette étape est responsable de la structuration péri-plutonique éo-éburnéenne observable dans les formations granodioritiques de la suite Soukouta-Sandikounda et des déformations péri-plutoniques gravitaires dans les séries volcaniques pendant la mise en place des plutons. Cette déformation **Dg**, globalement liée à des processus de type diapirique est datée vers 2.17-2.14 Ga.

Dt caractérise la tectonique transcurrente majeure éburnéenne, datée vers 2.1-2.07 Ga, si l'on tient compte de l'âge des plutons structurés les plus jeunes sur les coupures Saraya-Kédougou Est et Kossanto-Dalafi Est. La déformation **Dt** peut être déclinée en plusieurs étapes qui peuvent être interprétées en termes de rotation de l'axe de raccourcissement régional au cours de l'histoire tardi-éburnéenne.

Le modèle d'évolution géodynamique décrit ci-dessus corrobore la chronologie relative de mise en place des Groupes de Mako puis de Dialé-Daléma, tels que présentée par [Bassot \(1966\)](#).

5.2. NEOPROTEROZOÏQUE A PALEOZOÏQUE

L'organisation structurale post-birimienne de la feuille Kossanto-Dalafi Est est limitée à la partie ouest. La structure générale des terrains peut globalement se résumer à une vaste structure monoclinale inclinée de 40 à 60° vers le NO. Dans le détail, il apparaît que les terrains sont en fait affectés de plis ouverts à plan axial subvertical d'axe SO-NE plongeant vers le nord. Localement, dans les grauwackes, sont observés des plis déjetés, voire légèrement déversés, de même axe. Ces structures plicatives ont une amplitude horizontale décamétrique, alors que l'amplitude verticale ne dépasse pas le mètre.

Associée à cette tectonique plicative, se développe une tectonique cassante accompagnée de nombreux plans de fracture, diaclases et joints, à pendage fort vers le NO ou le SO (plans conjugués).

Peu de grandes fractures ont pu être observées à cause des replats alluvionnaires qui masquent tout, mais des petites structures chevauchantes en rampe puis glissement banc sur banc ont été observées et s'accordent avec une compression globalement E-O responsable du plissement de ces roches de l'avant-pays en relation avec le régime tectonique régional qui affecte, plus au nord, le Groupe de Gabou.

Vers le sud-est, les plis s'amortissent en raison de la proximité du socle et compte tenu de la composante silto-argileuse de la matrice des grauwackes et de la tillite qui absorbe la déformation sans la transmettre aux niveaux inférieurs.

6. Métamorphisme

Deux types de métamorphisme doivent être distingués dans le Birimien du Sénégal oriental : le métamorphisme régional précoce, de faible intensité, épizonal, affectant l'ensemble des formations du Birimien (sans variation apparente d'intensité) et le métamorphisme de contact localisé à la périphérie des plutons granitiques qui se mettent en place plus tardivement dans cet encaissant épizonal.

6.1. LE METAMORPHISME REGIONAL EPIZONAL

Ce métamorphisme n'a pas été étudié dans le détail faute de roches pélitiques saines qui permettraient de le caractériser avec précision (pas d'analyse microsonde, ni d'étude sur la cristallinité de l'illite, etc..). Seules les roches du Groupe de Dialé-Daléma de composition relativement homogène dans l'ensemble se montreraient chimiquement favorables à une étude sur les variations de l'intensité du métamorphisme régional dans le bassin plissé. Cependant son intensité n'a pas été suffisante pour provoquer la recristallisation de minéraux index, caractérisant des conditions particulières de P et T dans l'épizone, dans ces roches à dominante grauwackeuse. Aucune variation de son intensité ne peut donc être argumentée.

6.2. LE METAMORPHISME LOCAL, THERMIQUE, AU CONTACT DES GRANITOÏDES

Il est bien exprimé dans plusieurs secteurs distincts de la feuille Kossanto-Dalafi Est où l'effet thermique lié à la mise en place des granites est responsable d'une auréole plus ou moins développée et complexe/composite de métamorphisme de contact. Ces auréoles sont souvent caractérisées par la cristallisation de certains traceurs du métamorphisme de haute température et basse pression qui dépend de l'intensité du métamorphisme et aussi surtout des lithologies affectées. C'est ainsi que les lithologies argileuses (pélitiques) et carbonatées rencontrées dans les Groupes de Dialé-Daléma et de Mako sont les plus favorables à l'expression de ce métamorphisme thermique. Andaloussite, staurotide et scapolite qui ont montré des cristallisations remarquables à l'échelle macroscopique, automorphes pluricentimétriques, en sont les meilleurs exemples. Par contre, les vastes ensembles (volcano-)sédimentaires de ces deux Groupes constitués de grès, de tufs, de grauwackes, de cinérites représentent des lithologies peu favorables, voire « réfractaires » à cet effet thermique ce qui en limite/oblitére l'expression. Dans le cas des abondantes roches basiques (schistes chloriteux, basaltes, andésites, diorites et gabbros) encaissant un massif granitique notamment dans le Groupe de Mako, les conditions de température sont plus difficiles à déterminer à partir des observations de terrain.

Ce témoignage du caractère intrusif des granites concernés, en déséquilibre thermique avec leur encaissant « froid » est présenté du nord au sud.

6.2.1. En bordure du granite de Dioumbalou

Le long de la coupe qui a permis de traverser de part en part le massif circonscrit de Dioumbalou, les roches encaissantes du Groupe de Dialé-Daléma montrent des transformations métamorphiques. Des cornéennes ont été décrites au contact du granite. Celles des stations C0963 et C0965 en sont deux exemples. La station C0963 par exemple, expose des roches noires très denses cornéifiées à grain très fin et phénocristaux de feldspath plagioclase. Leur aspect vacuolaire est remarquable sur le terrain. Elles contiennent en abondance des sulfures ; la pyrite n'a pas été reconnue. L'amphibole de type hornblende verte a été identifiée en lame mince. Elles sont en outre injectées de filons de quartz et/ou de pegmatite.

6.2.2. Au toit du granite de Dialakotoba – Bouroubourou

A mi-chemin environ entre Hérémakono et Diabougou, ce sont des termes pélitiques qui permettent révéler un métamorphisme de contact typique. Des schistes noirs graphiteux échantillonnés au toit du massif de Bouroubourou-Dialakotoba ont révélé un métamorphisme thermique au contact de ce granite dans cette lithologie favorable. Des recristallisations d'andalousite au faciès chialstolite (Figure 89) ont été remarquées le long de la piste. Ces recristallisations non orientées sont de taille centimétrique à pluricentimétrique ; elles ne s'accompagnent pas d'autres silicates de métamorphisme. La présence de mica noir n'est pas évidente macroscopiquement. Malgré l'aspect sain des roches prélevées, l'observation des échantillons en lame mince révèle en fait un stade avancé de rétomorphose. L'andalousite est entièrement transformée en un ensemble de petits micas blancs (pinite). Les caractères optiques de la biotite ne sont préservés que dans les anciens prismes d'andalousite où elle a gardé sa couleur brune, ailleurs elle est remplacée par la chlorite. Cette dernière ne montre pas qu'un caractère tardif puisque des recristallisations précoces synfoliales ont été remarquées. Ceci tendrait à montrer que la paragenèse du pic thermique était à biotite-chlorite-andalousite avant de repasser à muscovite-chlorite, la paragenèse précoce anté-intrusion.



Figure 89 – Métamorphisme de contact caractérisé par la cristallisation statique d'andalousite « chialstolite »

6.2.3. A la périphérie du massif granitique de Sabarabougou

Des cornéennes litées sont nettement visibles à la périphérie de ce pluton en concordance avec des filons du granite intrusif. Elles représentent des équivalents métamorphiques de la formation de quartzite et grauwacke siliceux (BDd-qgs). On y reconnaît même un plissement précoce de type isoclinal. Aucune lame mince n'a été réalisée dans cette lithologie peu favorable aux cristallisations de minéraux index.

6.2.4. A la périphérie du massif granitique de Balakhonko

En raison d'un manque d'affleurement et de sa probable modeste influence thermique, il n'a pas été possible de confirmer l'existence d'une auréole de contact en bordure du petit massif. L'analogie de faciès de ces granites et leur mise en place contemporaine laisse à penser qu'une étroite bande d'encaissant du Groupe de Dialé-Daléma a bien été affectée à sa périphérie. Il s'agit dans ce cas des grauwackes de BDd-gw.

6.2.5. Autour du granite de Saraya et de la granodiorite de Moussala

Au contact avec le granite de Saraya, le Groupe de Dialé-Daléma est constitué de métasédiments de nature grésopélitique à grésocalcaréopélitique, des lithologies particulièrement propices au développement de minéraux de métamorphisme significatifs de variations des conditions de température. Aucune distinction n'est faite jusqu'à présent en ce qui concerne l'origine de ce métamorphisme thermique entre la granodiorite et le granite. Il s'exprime essentiellement dans deux lithologies distinctes :

- dans les roches pélitiques.

Une large bande de roches pélitiques appartenant à la formation composite BDd-gw et montrant divers assemblages minéralogiques complexes, a été observée sur la bordure ouest de la granodiorite de Moussala. Elle peut être décomposée en trois zones distinctes :

- (i) une zone à minéralogie simple, à biotite, la plus éloignée de l'ensemble granodiorite/granite ;
- (ii) une zone intermédiaire caractérisée par la présence de trois minéraux index : biotite, staurotide et grenat (Figure 90) ;
- (iii) une zone interne à biotite, grenat et sillimanite (avec staurotide relique, isolé dans la matrice ; Figure 91), la plus proche des plutons.

Cette juxtaposition implique le franchissement de réactions métamorphiques successives à l'approche des massifs intrusifs qui témoignent d'une augmentation des conditions de P et surtout T. Les réactions impliquées peuvent être décryptées de la manière suivante :

- (i) La biotite (Bt) naît très probablement après le franchissement d'une (ou plusieurs) réaction(s) mettant en cause les minéraux détritiques préexistants, dans leur proportion d'origine. Micas blancs détritiques et feldspaths constituent la source de potassium pour ce mica noir néoformé. Les éléments Fe et Mg proviennent le plus souvent des chlorites (Chl) ou des minéraux métalliques (oxydes, sulfures) préexistants.

(ii) Dans la zone intermédiaire, staurotide (St) et grenat (Grt) se forment en général à partir d'une réaction de type $\text{Grt} + \text{Chl} \rightarrow \text{St} + \text{Bt}$ et plus rarement, au détriment d'un minéral antérieur unique comme le chloritoïde (Ctd) qui disparaît totalement selon la réaction $\text{Ctd} \rightarrow \text{Bt} + \text{St} + \text{Grt}$. Les observations faites dans le cadre de ce travail ne permettent pas de se prononcer sur l'origine exacte du couple Bt-St.

Les échantillons prélevés aux points C0531 et C0553 ont permis d'observer des cristallisations spectaculaires de staurotide d'un point de vue macroscopique. Les cristaux atteignent fréquemment une taille centimétrique à pluricentimétrique (Figure 90) et dévoilent souvent la macle en croix caractéristique.



Figure 90 – Cristaux de staurotides (station C0531)

Dans la zone interne de l'auréole thermique (C0553, Figure 91), le staurotide trouvé en position de relique en lame mince permet ici d'identifier la réaction de formation du silicate d'alumine (Figure 180). La cristallisation de la sillimanite provient de la réaction suivante :

- i) de type staurotide \rightarrow biotite+sillimanite+grenat, où le staurotide (relique) persiste dans la matrice quartzreuse ;
- ii) ou de type staurotide+biotite \rightarrow grenat+sillimanite, où le couple biotite-staurotide n'est plus stable mais des reliques de staurotide sont préservées, isolées dans les parties les plus quartzreuses de la matrice dépourvues de biotite. Il n'a pas été observé d'autres silicates d'alumine.



Figure 91 – Paragenèse à sillimanite en roche (gauche) et lame mince (droite), (station C0251)

Plus au sud, sur la feuille de Saraya-Kédougou Est, tout à fait au contact avec l'encaissant, des pegmatites ont livré des cristallisations remarquables d'andalousite rose de taille centimétrique particulièrement saine et offrant parfois des zones quasi-gemmes d'un rose soutenu.

Ainsi l'augmentation prograde des conditions de température de la périphérie de l'auréole vers le cœur, est confirmée, et rares sont les traces de rétro-morphose visibles au microscope. D'un point de vue dynamique, on note que ces cristallisations ont un caractère tardif par rapport à la foliation majeure régionale peuvent encore être affectées par une déformation encore plus tardive. Les cristaux de staurotide post-datent la schistosité majeure sur laquelle elles cristallisent mais semblent repris par une déformation tardive qui a provoqué des cisaillements et une rotation des prismes.

- dans les roches carbonatées (BDd-ca).

Aucune zonéographie n'a été mise en évidence contrairement à la série des roches pélitiques, faute d'un échantillonnage suffisant pouvant être étudié au microscope. La cristallisation de scapolite dans les marbres impurs au nord des massifs de Saraya et de Moussala, ainsi qu'à l'est (versant Daléma) a été remarquée aisément sur le terrain avec des individus plurimillimétriques atteignant le centimètre et même davantage, et marquant bien la lithologie dans les lits de composition favorable (Figure 92). D'autres cristallisations, plus discrètes, comme par exemple celles de phlogopite n'ont été appréhendées qu'en lame mince. Dans l'environnement des schistes à staurotide décrits plus haut à la station C0553, les formations carbonatées (BDd-ca) ont été transformées en marbre à amphibole-grenat (photo ci-dessous) montrant des cristallisations totalement équantes des silicates calciques. Ailleurs, le clinopyroxène décrit dans la littérature n'a pas été retrouvé dans les échantillons prélevés.



Figure 92 – Marbres à scapolite (station A342)

7. Synthèse de l'histoire géologique

7.1. PALEOPROTEROZOÏQUE

7.1.1. Préambule

Le débat historique sur le Birimien d'Afrique de l'Ouest et par extension sur sa représentation au Sénégal oriental a été rappelé au chapitre travaux antérieurs.

Les paragraphes suivants contribuent à étayer les modèles exposés à ce jour en discutant l'évolution géologique sur la base de toutes les études réalisées à ce jour au Sénégal oriental, et en la confrontant aux hypothèses proposées antérieurement.

Stade 1 - Accrétion magmatique et sédimentaire

• 1a – Océanisation précoce (2.25-2.20 Ga)

Les premières évidences d'une croûte birimienne juvénile sont représentées au Sénégal oriental par les termes basaltiques et ultrabasiques du Groupe de Mako. Ils reflètent vers 2.25-2.20 Ga les stades d'extraction mantellique et de formation d'une croûte océanique précoce, par différenciation au dessus d'une perturbation mantellique de type « hot spot ».

• 1b – TTG-Ceintures vertes (Dm : 2.17-2.14 Ga)

A l'échelle, précambrienne, l'initiation de zones de subduction a souvent été avancée dans l'argumentaire des données géochimiques, pour expliquer l'origine des suites magmatiques de type TTG et des complexes volcaniques co-génétiques qui les entourent.

Au sein du Groupe de Mako, la Suite magmatique de Sandikounda-Soukouta illustre ce processus depuis les termes migmatitiques les plus précoces vers 2.17 Ga, jusqu'aux stades de formation de massifs circonscrits vers 2.14 Ga. Les termes intermédiaires à acides représenteraient des termes effusifs globalement associés à cette seconde étape d'accrétion crustale, postérieurs aux séries basiques ultrabasiques. Cet épisode magmatique correspond à une étape de diapirisme majeur éo-éburnéen, et date une déformation Dg éo-éburnéenne, marquée par des déformations gravitaires périplutoniques.

• 1c – Formation des grands bassins (Db : 2.14-2.10 Ga)

La reprise de termes volcaniques, basaltiques et andésitiques, au sein des formations silicoclastiques du bassin de Dialé-Daléma, ainsi que la datation de rhyolite et d'andésite vers ca. 2.1 Ga reflète des stades de distension éburnéenne (Db) post-datant, au moins à l'échelle des formations à l'affleurement dans le bassin, la formation précoce des TTG-Ceintures vertes.

Stade 2 – Accrétion tectonique

• Dt₁: 2.10 Ga

Cette étape de structuration intègre les arguments structuraux initialement débattus en termes de D1 tangentielle (Milesi *et al.*, 1989, Ledru *et al.*, 1991). Ce travail ne souscrit pas à l'hypothèse d'une tectonique tangentielle mais reconnaît au Sénégal, comme dans le reste des grands bassins birimiens d'Afrique de l'Ouest, la présence locale d'une schistosité S1, liée à un stade précoce de fermeture des bassins silico-clastiques de type Dialé-Daléma, et pouvant être *pro parte* induite au toit et aux épontes de diapirs ascendants (*cf.* § suivant).

• Dt₂: 2.10-2.06 Ga

La structuration du Birimien du Sénégal, dans ses traits dominants à l'échelle régionale, est l'expression de la structuration NE-SO d'échelle régionale et à composante majeure décrochante sénestre. Cette cinématique a été reconnue à toutes les échelles dans les formations sédimentaires et les Suites plutoniques de Saraya et de Boboti, dont la mise en place est syn-tectonique Dt₂.

Stade 3 – Cisaillements/plissements conjugués et raccourcissement E-O (Dt₃: 2.08-2.06 Ga)

La présence de grands cisaillements conjugués en contexte encore ductile est visible depuis les limites du Groupe de Mako, au travers du Batholite de Saraya, jusqu'aux confins orientaux du Birimien de la feuille Saraya-Kédougou Est, au cœur de la Suite de Boboti. Dans ce dernier cas, des décalages dextres majeurs affectent les faciès granodioritiques et les termes volcaniques périphériques du bassin du Dialé. Sur la feuille Kossanto-Dalafi Est, l'allure courbe des accidents cisailants concernés, montrent que les couloirs de déformation, ont fonctionné de manière synchrone et se sont déformés mutuellement, se transformant en accidents/linéaments rarement rectilignes, souvent courbes voire sinueux.

Plus particulièrement, les cisaillements conjugués sénestres NO-SE sont à l'origine de la structuration régionale dominante au Mali. Ils traduisent une direction de raccourcissement régionale E-O tardi-éburnéenne (Dt₃).

7.2. MESOPROTEROZOÏQUE

L'histoire géologique précambrienne du Sénégal oriental était jusqu'à présent synonyme de « Birimien *sensu stricto* ». A ce titre, toute manifestation magmatique, et notamment doléritique, était considérée comme d'âge mésozoïque, en relation avec la fragmentation du supercontinent Gondwana et les stades précoces d'ouverture de l'Atlantique. Cette interprétation était globalement justifiée par la présence de dolérites reconnues d'âge Jurassique inférieur en Guinée, au Libéria, et de façon plus large sur la bordure du bouclier Guyanais en Amérique du sud.

Les résultats du projet PASMI sur les générations de dolérites et l'argumentaire détaillé qui en a été fait spécifiquement sur la coupure Saraya-Kédougou Est démontrent sans ambiguïté la présence de plusieurs générations de dolérites, distinctes pétrologiquement des dolérites

phanérozoïques, et dont la géométrie est antérieure à la tectonique affectant le Groupe des Mauritanides.

La relation de ces dolérites avec le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta est plus nuancée. La Suite de Noumoufoukha et le réseau N030 de la Suite de Kédougou, respectivement datées du Calymnien et de l'Ectasien, sont antérieurs à la base du Groupe de Ségou (supposée d'âge fini-mésoprotérozoïque). En revanche, les relations d'antériorité des Suites de Sambarabougou et de Boundou Dioé sont plus difficiles à admettre, les âges suggérant un possible synchronisme avec le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta et les relations géométriques ne pouvant pas être mises en évidence sur le terrain.

Au-delà du cadre géotectonique de la Suite de Noumoufoukha qui reste à préciser au Calymnien, nous présentons ici les suites ectasiennes et sténiennes comme les étapes successives d'un cycle distensif Mésoprotérozoïque (Dm) qui va aboutir progressivement à l'initiation du grand bassin sédimentaire de Madina-Kouta et de ses équivalents intra-cratoniques ouest-africains (bassins de Taoudeni et des Voltas).

7.2.1. Calymnien (Dm_c)

Marquée par un réseau filonien E-O de microgranites et très localement par la présence de magmatisme doléritique, cette étape reflète les premières évidences de stade distensif post-birimien, d'âge calymnien (Dm_c), qui sont interprétables en termes de fentes de tension, donc compatibles avec un raccourcissement E-O.

A l'échelle régionale, un réseau conjugué de failles ONO-ESE dextres et OSO-ENE pourrait être associé à ce régime distensif.

Encore peu argumenté à l'échelle régionale, cet événement doit être investigué et plus largement débattu dans les études ultérieures notamment en termes d'implications métallogéniques. A ce titre, la signification et la mise en place des réseaux d'albitite et les minéralisations associées méritent d'être reconsidérées sous l'angle géochronologique.

7.2.2. Ectasien (Dm_e)

Le réseau N030 de la Suite de Kédougou marque l'initiation d'un stade distensif Mésoprotérozoïque majeur, d'âge ectasien (Dm_e), au Sénégal oriental. Le vaste essaim de dykes, dont seules de rares preuves avaient été reportées dans les études antérieures, est l'expression en surface d'une perturbation mantellique contrôlée régionalement par l'axe N030 des dykes.

Le prolongement de la Suite de Kédougou en Mauritanie et au Mali doit désormais être recherché.

7.2.3. Sténien (Dm_s)

Sur les feuilles Saraya-Kédougou Est et Kossanto-Dalafi Est, la présence de dykes majeurs E-O est porteuse d'informations de premier ordre à l'échelle géodynamique régionale. L'âge de ca.1.15 Ga semble bien étayé sur le grand dyke E-O de Kossanto et est compatible avec son antériorité vis-à-vis du Supergroupe des Mauritanides à l'ouest.

Les relations avec le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta sont difficiles à examiner de par la géométrie E-O de cette suite, mais l'examen des informations géologiques au Mali montre que les dykes E-O, et plus spécifiquement le grand dyke daté à ca. 1.15 Ga, recoupe la falaise de Tambaoura. En d'autres termes, les dykes E-O de la suite Sambarabougou post-datent la base du bassin de Taoudéni, repoussant la datation des dépôts de ce bassin à au moins à 1.15 Ga.

Nous proposons que la Suite de Sambarabougou s'inscrive dans le continuum distensif Mésoprotérozoïque dont elle marque une étape d'âge ectasien (Dm_e), globalement liée au même processus distensif à l'origine de l'initiation des bassins de Ségou/Madina-Kouta et de Taoudéni.

7.3. FIN DU MESOPROTEROZOÏQUE A NEOPROTEROZOÏQUE

Absent sur la feuille de Kossanto-Dalafi, l'histoire Méso à Néoprotérozoïque du Sénégal Oriental est bien exprimée sur la feuille Saraya-Kédougou Est ([Delor et al, 2010a et 2010b](#)). La mise en place des dépôts du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta est antérieure à l'orogénèse panafricaine I définie par [Villeneuve \(1989\)](#). Comme dans le Supergroupe 1 du bassin de Taoudéni (équivalent stratigraphique probable du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta), le dépôt des Groupes de Ségou et de Madina-Kouta semble se faire dans un contexte distensif, rejoignant en cela l'hypothèse de rifting proposée par [Villeneuve \(1989\)](#), dont les indicateurs sont retrouvés sur la bordure nord du bassin de Madina-Kouta, au Sénégal oriental.

Les deux séquences de dépôts préservés constituées par les Groupes de Ségou et de Madina-Kouta enregistrent deux phases d'ennoiement puis de progradation de sédiments silicoclastiques sur la bordure nord du bassin de Madina-Kouta. La séquence formée par les Formations de Kafori, de Pélel et de Dindéfello, est la mieux préservée et illustre le système sédimentaire fini-mésoprotérozoïque à néoprotérozoïque inférieur.

Le sommet du Groupe de Madina-Kouta n'affleure pas au Sénégal oriental mais, d'après les données publiées et les contraintes géochronologiques, il pourrait être, au moins pour partie, contemporain des complexes volcaniques du Groupe de Niokolo-Koba identifiée au cœur de la chaîne des Mauritanides. Bien qu'aucune trace de ce volcanisme périphérique n'ait été identifiée dans le remplissage sédimentaire du bassin de Madina-Kouta au Sénégal oriental, [Villeneuve \(1989\)](#) interprète le Groupe de Madina-Kouta comme synchrone de l'épisode de rifting du cycle pan-africain.

7.4. NEOPROTEROZOÏQUE A PALEOZOÏQUE

L'histoire géologique néoprotérozoïque à paléozoïque du Sénégal oriental, représentée seulement en partie sur la feuille Kossanto-Dalafi Est, est explicitée en détail dans les notices de Linkering/Kolda-Kédougou Ouest ([Fullgraf et al., 2010b](#)) et Tambacounda-Dalafi Ouest ([Buscail et al., 2010b](#)) auxquelles le lecteur est invité à se reporter.

Trois domaines sont identifiés dans la chaîne des Mauritanides : autochtones, parautochtones et allochtones.

7.4.1. Lithostratigraphie

La stratigraphie du domaine autochtone

Cette stratigraphie, particulièrement représentée sur la feuille Kossanto-Dalafi Est, correspond assez fidèlement à celle observée dans le bassin de Taoudéni en Mauritanie et au Mali et permet de reconstituer l'histoire géologique en domaine de bassin. Ainsi :

- la Formation de Walidiala 1 signe la transgression néoprotérozoïque ;
- la Formation de Walidiala 2 et notamment ses faciès de diamictite témoignent de la glaciation mondiale Marinoan ;
- la Formation de Walidiala 3 marque avec ses faciès fluvio-deltaïques une phase progradante de grande extension latérale ;
- le Cap carbonate, les silexites et les pélites des Formations de Mali 1 et 2 enregistrent une transgression rapide succédant à la glaciation ;
- la Formation de Mali 3 témoigne d'une séquence de progradation matérialisée par le dépôt de grauwackes, à l'intérieur desquels sont intercalés des niveaux de cendres volcaniques, démontrant la position relativement distale de l'environnement de dépôt par rapport à un arc volcanique fonctionnant de façon synchrone plus à l'ouest.

Le Groupe de Mali est recouvert par le Groupe cambro-ordovicien de Sandarakoki composé de dépôts fluvio-deltaïques, puis par le Groupe de Boundou formé de dépôts fluviatiles mis en place dans une vaste plaine alluviale.

La stratigraphie du domaine parautochtone

Cette stratigraphie peut être corrélée pour partie à celle du domaine autochtone. Un système magmatique néoprotérozoïque (630 Ma) est enregistré par le Groupe de Niokolo-Koba. Le Groupe de Termessé dans le domaine parautochtone est corrélé au Groupe de Mali bien qu'il diffère largement en composition, comprenant des cherts massifs qui dérivent de tuffs, de grauwackes grossiers, de basaltes massifs et d'agglomérats mafiques. Cette corrélation Groupe de Mali-Groupe de Termessé implique un pôle proximal pour la source du matériel volcanique remanié située plus à l'ouest. A noter que des ignimbrites et des laves ont été reconnues en Guinée à la base du Groupe de Termessé et datées à 625 Ma, suggérant que le système magmatique du Niokolo-Koba perdure à la base du Groupe de Termessé.

Le domaine allochtone

Ce domaine a été subdivisé en 4 Complexes de Nappes, parmi lesquels le Complexe de Nappes de Koulountou présente une composition lithologique dominée par des roches ignées d'arc volcanique, similaires à celles du Groupe de Niokolo-Koba.

7.4.2. Structuration

La fin de l'histoire géologique paléozoïque est essentiellement celle de l'orogénèse hercynienne. En effet, la déformation et le métamorphisme des roches ont eu surtout lieu durant cet événement, comme en attestent (i) le chevauchement du Groupe néoprotérozoïque de Termessé (parautochtone) sur le Groupe de Boundou d'âge cambro-ordovicien (autochtone), et (ii) le chevauchement du Complexe de Nappes de Guinguan sur l'unité silurienne de Nandoumba. Le déplacement des nappes d'ouest en est a conduit à un empilement tectonique depuis la base vers le sommet, des Groupes de Marsa, de Termessé et de Nandoumba (domaine parautochtone), et du Complexe de Nappes de Guinguan (domaine allochtone). Les nappes ont, elles-mêmes, été tardivement plissées en larges plis ouverts.

La seconde phase de structuration, liée à un contexte régional de transpression sénestre, a résulté en un resserrement de ces plis, associée à des rétro-chevauchements dans les charnières, à la formation locale de structures en duplex mais également à des failles et chevauchements relativement plans. La superposition du Groupe de Youkounkoun et des Nappes de Guinguan est attribuée à cette phase de déformation. La transpression sénestre apparaît plus prononcée dans le Complexe de Nappes de Koulountou où on associe à cette phase de déformation les structures suivantes :

- schistosité subverticale ;
- chevauchements locaux à vergence est et rétro-chevauchement à vergence ouest ;
- schistosité de crénulation (liée à du décrochement) ;
- structures transpressives en fleurs ;
- variations dans la direction et le pendage de la linéation d'étirement.

Le métamorphisme régional aboutit, dans les nappes du domaine allochtone, à des conditions de faciès schistes verts.

7.5. PHANEROZOÏQUE

L'histoire phanérozoïque du Sénégal oriental, quoiqu'absente sur la feuille Kossanto-Dalafi, a particulièrement été documentée dans la notice de la feuille de Saraya-Kédougou ([Delor et al. 2010b](#)) à laquelle le lecteur est invité à se reporter.

Elle se traduit par des manifestations doléritiques qui jalonnent le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta et sa bordure septentrionale (sill de Bandafassi) qui appartient à l'avant-pays des Mauritanides.

Ces résultats montrent que l'histoire phanérozoïque ne doit pas être exclusivement limitée au Mésozoïque et que les évidences de magmatisme paléozoïque, certes à consolider, sont de nature à relancer les discussions sur les stades distensifs phanérozoïques au sein du craton ouest-africain.

8. Références bibliographiques

Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., Albarède, F.N.T., 1990. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, p. 17605- 17629.

Arnould, M., Ayme, J.M., Bassot, J.P., Bois, J., De Chetelat, E., Defosse, M., Giraudon, R., Gravesteijn, J., Guillaume, R., Nickles, M., Peronne, Y., Sagatsky, J., Skawich, C., Tagini, B., 1963. Carte géologique de la République du Sénégal au 1:200 000, feuille Kédougou. Ministère des Travaux Publics et des Transports. Service des Mines et de la Géologie, Dakar.

Bassot, J.-P., 1966. Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. *Mémoires du B.R.G.M.*, Vol. 40, 322 p.

Bassot, J.-P., 1987. Le complexe volcano-plutonique calco-alkalin de la rivière Daléma (Est Sénégal) : discussion de sa signification géodynamique dans le cadre de l'orogène éburnéenne (Protérozoïque inférieur). *Journal of African Earth Sciences*, 6 (4), p. 505-519.

Bassot, J.P., Bois, J., Kocinski, L., Lehingue, J., Nickles, M., Skawich, C., Soule de Lafont, D., Witschard, F., 1963a. Carte géologique de la République du Sénégal au 1:200 000, feuille Kéniéba. Ministère des Travaux Publics et des Transports. Service des Mines et de la Géologie, Dakar.

Bassot, J.P., Baud L., Bois, J., Nickles, M., Peronne, Y., Skawich, C., Soule de Lafont, D., Witschard, F., 1963b. Carte géologique de la République du Sénégal au 1:200 000, feuille Kossanto. Ministère des Travaux Publics et des Transports. Service des Mines et de la Géologie, Dakar.

Bassot, J.P., Bois, J., Dieng, M., Gravesteijn, J., Nickles, M., Peronne, Y., Skawich, C., Witschard, F., 1963c. Carte géologique de la République du Sénégal au 1:200 000, feuille Dalafi. Ministère des Travaux Publics et des Transports. Service des Mines et de la Géologie, Dakar.

Bassot, J.-P., Bonhomme, M., Roques, M., Vachette, M., 1963d. Mesures d'âges absolus sur les séries précambriennes et paléozoïques du Sénégal oriental. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Série 7, Vol. 5, p. 401-405.

Bassot, J.-P., Cantagrel, J.M., Jamond, C., H. de Carvalho, 1986. Nouvelles données géochronologiques sur les dolérites et gabbros de l'est Sénégal et de la Guinée Bissau. Réflexions sur l'âge de mise en place et la répartition du magmatisme tholéïtique « continental » à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. *Garcia de Orta, Séria Geologica*, Lisboa, 9 (1-2), 1-14.

Belaiev, A.A, Chouryguine A.G., Ivanov V.A, Kolmak L.M, Kolessov M.V, Litvine P.A, Seliverstov J.N, Torchine, N.S., Volkov, V.V., 1968. Carte géologique de la République de Guinée à l'échelle du 1/200 000ème -Feuille Youkounkoun et Kedougou. Rapport CPDM, Conakry, 234 p.

- Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Martin, F., Tollon, F., 2000.** A Paleoproterozoic ultramafic-mafic assemblage and associated volcanic rocks of the Boromo greenstone belt: fractionates originating from island-arc volcanic activity in the West African craton. *Precambrian Research*, Vol. 101, p. 25-47.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarède, F.N.T., 1992.** Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, p. 345-369.
- Brinkmann, J., Meinhold, K.D., 2007.** La géologie de la chaîne des Bassarides et des terrains environnants au Nord-Ouest de la Guinée. *Geologische Jahrbuch*. Hannover, B, SB1, 446 p.
- Buscail, F., Fullgraf, T., Couëffé, R., Ndiaye, P.M., Diallo, D.P., Caby, R., Blein O., Le Métour, J., Lahondère, D., Goujou, J.C., Martelet, G., Sergeev, S. et Villeneuve, M., 2010a.** Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Tambacounda-Dalafi Ouest. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.
- Buscail, F., Fullgraf, T., Ndiaye, P.M., Diallo, D.P., Caby, R., Le Métour, J., Lahondère, D., Goujou, J.C., Martelet, G., et Villeneuve, M., 2010b.** Carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Tambacounda-Dalafi Ouest. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.
- Caby, R., Delor, C., Okou, A., 2000.** Structure et métamorphisme du Birimien dans la région d'Odiène (Côte d'Ivoire) : rôle majeur du diapirisme, des plutons et des décrochements. *Journal of African Earth Sciences*, v.30, 2, 351-374.
- Chiron, J-C., 1963.** Mission de prospection Est Sénégal. Rapport de fin de campagne 1962-1963. Rapport inédit du B.R.G.M., Rapport DAK63A17, 25pp.
- Chiron, J-C., 1964.** Etude géologique du pays Bassaris. Rapport inédit du B.R.G.M., Dakar, 110pp.
- Chtocolov L.P. et Korj V. V. (Mission Sénégal-Soviétique), 1973.** Projet de recherches minières Sénégal-soviétiques (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, 278 p., 48 pl.
- Culver, S.J., Hunt, D., 1991.** Lithostratigraphy of the Precambrian-Cambrian boundary sequence in the southwestern Taoudéni Basin, West Africa. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 13, p. 407-413.
- Culver, S.J., Pojeta, R., Repetzki, J., Robineau, B., 1988.** Signification stratigraphique de microfossiles du Cambrien inférieur dans le bassin de Taoudéni à la frontière Guinée-Sénégal. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, Vol. 307, p. 651-656.
- Dallmeyer, R.D., Lécorché, J.P., 1990.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ polyorogenic mineral age record within the southern Mauritanide orogen (Mbout-Bakel Region), West Africa. *American Journal of Science*, 290, pp. 1136-1168.

Dallmeyer, R.D., Villeneuve, M., 1987. 40Ar/39Ar mineral age record of polyphase tectonothermal evolution in the southern Mauritanide orogen, southeastern Senegal. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 98, p. 602-611.

Debat, P., Diallo, D.P., Ngom, P.M., Rollet, L., Seyler, M., 1984. La série de Mako dans ses parties centrales et méridionales (Sénégal Oriental, Afrique de l'Ouest). Précisions sur la série volcano-sédimentaire et données géochimiques préliminaires sur les formations magmatiques post-tectoniques. *Journal of African Earth Sciences*, 2, p. 71-79.

Delor, C., Couëffé, R., Goujou, J.-C., Diallo, D.P., Théveniaut, H., Fullgraf, T., Ndiaye, P.M., Dioh, E., Barry, T.M.M., Le Métour, J. et Martelet, G., 2010a. Carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Saraya-Kédougou Est. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Delor, C., Couëffé, R., Goujou, J.-C., Diallo, D.P., Théveniaut, H., Fullgraf, T., Ndiaye, P.M., Dioh, E., Blein O., Barry, T.M.M., Cocherie, A., Le Métour, J., Martelet, G., Sergeev, S. et Wemmer, K., 2010b. Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Saraya-Kédougou Est. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Delor, C., Siméon, Y., Vidal, M., Daouda, Y., 1995a. Periplutonic gravity driven deformation and transcurent tectonics between 2.2 and 2.1 By : A case study from the Birimian cycle in Ivory Coast. *EUG VIII*, Strasbourg - France. Terra Cognita.

Delor, C., Siméon, Y., Vidal, M., Zeade, Z., Koné, Y., Adou, M., Dibouahi, J., Irié, D., Yao, B., N'da, D., Pouclet, A., Konan, G., Diaby I., Chiron, J.C., Dommanget, A., Kouamélan, A., Peucat, J.J., Cocherie, A., Cautru, J.P., 1995b. Notice explicative de la carte géologique à 1/200.000, feuille Nassian, Mémoire de la Direction de la Géologie de Côte d'Ivoire, n° 9, Abidjan, Côte d'Ivoire

Deynoux, M., Sougy, J., Trompette, R., 1985. Lower Paleozoic rocks of West Africa and the Western part of Central Africa. -In: Holland, C.H. (Ed), Lower Paleozoic of north-western and west-central Africa, New York (Wiley), p. 337-495.

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 Doctorat d'Etat, Université Cheikh Anta Diop, Dakar, 350 p.

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. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 24, No.3, p. 197-213.

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 de Doctorat d'Etat, Université Cheikh Anta Diop, Dakar , 466 p.

- 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, T. 51, No. 1-2, p. 33-58.
- Dioh, E., 1986.** Etude des roches magmatiques birimiennes de la région de Sonfara-Laminia-Médina Foulbé (Sénégal oriental) Thèse Doctorat 3^{ème} cycle, Université Nancy I (France), 144 p.
- Dioh, E., 1995.** Caractérisation, signification et origine des formations birimiennes encaissantes du granite de Dioumbalou (Partie septentrionale de la boutonnière de Kédougou- Kéniéba, Sénégal oriental). Thèse Doctorat d'Etat, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 446 p.
- Dioh, E., Béziat, D., Debat, P., Grégoire, M., Ngom, P.M., 2006.** Diversity of the Palaeoproterozoic granitoids of the Kédougou inlier (eastern Senegal): petrographical and geochemical constraints. Journal of African Earth Sciences, 44, 351–371.
- Dioh, E., Béziat, D., Gregoire, M. and Debat, P., 2009.** Origin of rare earth element variations in clinopyroxene from plutonic and associated volcanic rocks from the Foulde basin, Northern Kedougou inlier, Senegal, West Africa, European Journal of Mineralogy, 21(5): 1029 - 1043.
- Dupont, P.L., 1983.** Les unités volcano-sédimentaires protérozoïques de Termessé et de Guinguan au sein d'une paléosuture panafricaine. Rapport DEA, Université de Nancy, 35 pp.
- Dupont, P.L., Villeneuve, M., Lapierre, H., 1984.** Mise en évidence de reliques océaniques au sein de la chaîne des Bassaris (Guinée-Sénégal). - Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Vol. 299, p. 65-70.
- Egal E., Thiéblemont D., Lahondère D., Guerrot C., Costea A.D., Lliescu D., Delor C., Goujou J.C., Lafon J.M., Tegye M., Diaby S., Kolié P., 2002.** Late Eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Kénéma – Man domain (Guinea, West-African Craton). Precambrian Research. N°117, p. 57-84.
- Feybesse J.L., Billa M., Guerrot C., Duguey E., Lescuyer J.L., Milesi J.P., Bouchot, V., 2006.** The paleoproterozoic Ghanaian province: Geodynamic model and ore controls, including regional stress modelling. Precambrian Research, N°149, p. 149-196.
- Fullgraf, T., Ndiaye, P.M., Buscail, F., Caby, R., Lahondère, D., Le Métour, J., Martelet, G., et Villeneuve, M., 2010a.** Carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Linkering/Kolda-Kédougou Ouest. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.
- Fullgraf, T., Ndiaye, P.M., Couëffé, R., Buscail, F., Caby, R., Blein O., Lahondère, D., Le Métour, J., Martelet, G., Sergeev, S., Tegye, M. et Villeneuve, M., 2010b.** Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Linkering/Kolda-Kédougou Ouest. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.
- Fullgraf, T., Ndiaye, P.M., Théveniaut, H., Lahondère, D., Caby, R., Delor, C., Diallo, D.P., Dioh, E., Goujou, J.-C., Buscail, F., Le Métour, J., Martelet, G. et Villeneuve, M., 2010c.** Carte

géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Bakel-Semme Sud-Ouest. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Goujou, J.-C., Buscail, F., Théveniaut, H., Dioh, E., Delor, C., Blein O., Diallo, D.P., Ndiaye, P.M., Le Métour, J., Fullgraf T., Caby, R., Couëffé, R., Martelet, G., Sergeev, S., Tegye, M., Villeneuve, M. et Wemmer, K. 2010a. Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Kossanto-Dalafi Est. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Goujou, J.-C., Buscail, F., Théveniaut, H., Dioh, E., Delor, C., Diallo, D.P., Ndiaye, P.M., Le Métour, J., Fullgraf T., Caby, R., Couëffé, R., Martelet, G., et Villeneuve, M., 2010b. Carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Kossanto-Dalafi Est. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., 2004. A Geological Time Scale 2004, Cambridge University Press.

Gueye, M., Siegesmund, S., Wemmer, K., Pawlig, S., Drobe, M., Nolte N. 2008. New evidences for an Early Birimian evolution in the West African Craton: An example from the Kédougou-Kéniéba inlier, SE-Senegal. South African Journal of Geology, Vol. 110, p. 179-190.

Hirdes, W., Davis, D.W., 2002. U-Pb geochronology of paleoproterozoic rocks in the southern part of the Kédougou-Kéniéba Inlier, Senegal, West Africa: evidence for diachronous accretionary development of the eburnean province. Precambrian Research, Vol. 118, p. 83-99.

Kaisin, J., Dabo, B., Fall, M., Ndiaye, F., Barry, T.M.M., et Diagne, E., 2010a. Atlas géochimique à 1/200 000 de la prospection géochimique du Sénégal oriental. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Kaisin, J., Dabo, B., Fall, M., Ndiaye, F., Barry, T.M.M., et Diagne, E., 2010b. Inventaire et prospection géochimique du Sénégal oriental. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Kesse, G.O., 1985a. The mineral and rock resources of Ghana. A.A. Balkema, Rotterdam, Boston, 610 p.

Kesse, G.O., 1985b. Geotraverse of the Birimian systems in southern Ghana. UNESCO Newslett. Bull., 4, p. 7-10.

Kitson, A.E., 1928. Provisional geological map of the Gold Coast and Western Togoland with brief descriptions notes. Gold Coast Geological Survey Bulletin, No. 2, 13 p.

Lahondère, D., Roger, J., Le Métour, J., Donzeau, M., Guillocheau, F., Helm, C., Thiéblemont, D., Cocherie, A., Guerrot, C. 2005. Notice explicative des cartes géologiques à 1/200 000 et 1/500 000 de l'extrême sud de la Mauritanie. DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott, Rapport BRGM/RC-54273-FR, 610 p.

Lahondère, D., Thiéblemont, D., Goujou, J.-C., Roger, J., Moussine-Pouchkine, A., Le Métour, J., Cocherie, A., Guerrot, C., 2003. Notice explicative des cartes géologiques et

gîtologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Nord de la Mauritanie. Volume 1. DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott, 434 p.

Lahondère, D., Théveniaut, H., Ndiaye, P.M., Fullgraf, T., Caby, R., Blein O., R., Delor, C., Diallo, D.P., Dioh, E., Goujou, J.-C., Buscail, F., Le Métour, J., Martelet, G. Sergeev, S., Tegye, M., Villeneuve, M. et Wemmer, K., 2010. Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Bakel-Semme Sud-Ouest. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Ledru, P., Pons, J., Milési, J.-P., Feybesse, J.-L., Johan, V., 1991. Transcurrent tectonics and polycyclic evolution in the lower Proterozoic of Senegal-Mali. *Precambrian Research*, Vol. 50, No. 4, p. 139-165.

Le Métour, J., Callec, Y., Roger, J., Lacomme, A., Chevremont, P., Maiga, O., Camara, M., Djire, Y., Dembeme, D., Zammit, C., Djiguiba, B., 2006. Carte géologique de la République du Mali à 1/200 000. Niro du Sahel Feuille n° ND-29-XXI. Bamako (MALI). Ministère des Mines, de l'Energie et de l'Eau Niro du Sahel.

Le Page, A., 1983. Les grandes unités des Mauritanides, aux confins du Sénégal et de la Mauritanie. L'évolution structurale de la chaîne, du Précambrien supérieur au Dévonien. Thèse, Université de Marseille (France), 518 p.

Le Page, A., 1986. La lithostratigraphie des grandes zones structurales des Mauritanides, entre le 14e et le 16e parallèle nord (Sénégal oriental et République Islamique de Mauritanie). *Journal of Afr. Earth. Sci.*, Vol. 5, p. 119-134.

Le Page, A., 1988. Rock deformation associated with the displacement of allochthonous units in the central segment of the Caledono-Hercynian Mauritanide Belt (Islamic republic of Mauritania and eastern Sénégal). *Journal of Afr. Earth Sci.*, Vol. 7, p. 265-283.

Morisseau, M., Kaisin, J., Diallo, D.P., Ndiaye, P.M., Dioh, E., Dabo, B., Barry, T.M. Fall, M., Ndiaye, F., Diagne, E. et Diatta, F., 2010a. Carte gîtologique et abondance Or à 1/500 000 du Sénégal oriental. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Morisseau, M., Kaisin, J. et Théveniaut, H., 2010b. Notice explicative de la carte gîtologique et abondance Or à 1/500 000 du Sénégal oriental. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Milési, J.P., Feybesse, J.L., Ledru, P., Dommanget, A., Quedraogo, M.F., Marcoux, E., Prost, A., Vinchon, C., Sylvain, J.P., Johan, V., Tegye, 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 de la Recherche Minière*, Vol. 497, p. 3-98.

Ndiaye, P.M., 1986. Etude géologique et métallogénique de la partie septentrionale du granite de Saraya : secteurs de Missira, Wassangara, Frandi (Sénégal Oriental). Thèse Doctorat 3^{ème} cycle Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 109 p.

Ndiaye, P.M., 1994. Evolution au Paléoproterozoïque inférieur de la région Est Saraya (Supergroupe de Mako, Sénégal oriental) : tourmalinisation, altérations hydrothermales et minéralisations associées. Thèse Doctorat d'Etat Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 372 pp.

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, Vol. 8, p. 619-625.

Ngom, P.M. 1985. Contribution à l'étude de la série birimienne de mako dans le secteur aurifère de Sabodala (sénégal Oriental). Thèse 3° cycle, Univ. Nancy, 134p.

Pawlig, S., Gueye, M., Klischies, R., Schwarz, S., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2006. Geochemical and Sr-Nd Isotopic Data on the Birimian of the Kédougou-Kenieba Inlier (Eastern Senegal): Implications on the Palaeoproterozoic Evolution of the West African Craton. South African Journal of Geology, Vol. 109, p. 407-423.

Péronne, Y., 1967. Mission « Prospection Kédougou » - Campagne 1966. Prospection de trois secteurs de la bassin de la Haute-Gambie. Rapport BRGM DAK 67 A 4, 90 pp., 16 pl. hors texte.

Pitfield, P.E.J., Key, R.M., Waters, C.N., Hawkins, M.P.H., Schofield, D.I., Loughlin, S., Barnes, R.P., 2004. Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Sud de la Mauritanie. Volume 1, Direction des Mines et de l'Industrie, Nouakchott.

Pons, J., Oudin, C., Valero, J., 1992 . Kinematic of large syn-orogenic intrusions : example of the Lower Proterozoic Saraya Batholith (Eastern Senegal). Geologische Rundschau, Stuttgart, Vol. 81, No. 2, p. 473-486.

Ritz, M., Robineau, B., 1986. Crustal and upper mantle electrical conductivity structures in West Africa: geodynamic implications. Tectonophysics, Vol. 124, p. 115-132.

Ritz, M., Robineau, B., 1988. Tectonic interpretation of electrical structures beneath the West African craton edge in eastern Senegal. American Journal of Science, Vol. 288, p. 756-776.

Shields, G.A., Deynoux, M., Culver, S.J., Brasier, M.D., Affaton, P., Vandamme, D., 2007. Neoproterozoic glaciomarine and cap dolostone facies of the southwestern Taoudéni Basin (Walidiala Valley, Senegal/Guinea, NW Africa). C.R. Geoscience, Vol. 339, p. 186-199.

Sustrac, G. (coord.), 1984. Plan minéral de la République du Sénégal. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 3 volumes.

Théveniaut, H., Duvail, C., Ndiaye, P.M., Fullgraf, T., Delor, C., Goujou, J.C., Buscail, F., et Diagne, E., 2010a. Carte géologique à 1/500 000 du Sénégal, feuille SUD-EST. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Théveniaut, H., Ndiaye, P.M., Buscail, Couëffé, R., Delor, C., F., Fullgraf, T. et Goujou, J.C., 2010b. Notice explicative de la carte géologique à 1/500 000 du Sénégal oriental. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Thiéblemont D., 1999. Discrimination entre magmatismes calco-alcalins mantellique et crustal : l'exemple des Andes. C.R. Académie Sciences Paris, Sci. Terre Planet., 329, p. 243-250.

Thiéblemont D. et Tegye M., 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. C. R. Académie Sciences Paris, 319, II, p. 87-94.

Valero, J., Bouchez, J.L., Debat, P., Oudin, C., Ndiaye, P. M., Pons, J., Rollet, M., 1985. Mise en place et évolution du granite de Saraya au sein des formations birimiennes de la fenêtre de Kédougou-Kayes. *In* : 13^{ème} Colloque de Géologie Africaine, St Andrews (Ecosse, 10-13 septembre). Volume des résumés, p. 30-31.

Van den Hende. R. 1970. Prospection secteur nord Niokolo-Koba (Sénégal oriental). Rapport de fin de campagne 1969. BRGM/70-DAK-005 108 p. 12 cartes

Vidal, M., Delor, C., Pouclet, A., Siméon, Y., 1996. Evolution de l'Afrique de l'Ouest entre 2.2 et 2 Ga : le style "archéen" des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du NE de la Côte d'Ivoire. Bulletin de la Société Géologique de France, t. 167, n° 3, pp. 307-319.

Villeneuve, M., 1980. Schéma géologique du Nord de la Guinée (Afrique de l'Ouest). – Comptes-Rendus sommaires de la Société Géologique de France, Fasc. 2, p. 54-57.

Villeneuve, M., 1984. Etude géologique de la bordure SW du craton ouest-africain – La suture panafricaine et l'évolution des bassins sédimentaires protérozoïques et paléozoïques de la marge NW du continent de Gondwana. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille III, 552 p.

Villeneuve, M., 1991. Découverte de la molasse de démantèlement de l'orogénèse du Panafricain I dans la chaîne des Bassarides, Afrique de l'Ouest. Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Vol. 313, p. 557-564.

Villeneuve, M., 2005. Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide thrust belt. J. Afr. Earth Sci., Vol. 43, p. 166-195.

Villeneuve, M., 2008. Review of the orogenic belts on the western side of the West African craton: the Bassarides, Rokelides and Mauritanides in: Ennih, N., Liégeois, J.-P. (eds), The boundaries of the West African Craton. Geological Society of London, Special Publication, Vol. 297, p. 169-201.

Walter, J., Chantraine, J., 1974. Rapport de fin de mission Daléma, Campagne 1973-1974. BRGM, Rapport 74-DAK-005, 38 p.

Wuilleumier, A., Mall, I. et Ndiaye, P.M., 2010a. Carte hydrogéologique à 1/500 000 du Sénégal oriental. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Wuilleumier, A., Théveniaut, H., Mall, I. et Ndiaye, P.M., 2010b. Notice explicative de la carte hydrogéologique à 1/500 000 du Sénégal oriental. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

9. Annexes

Annexe 1 :

Echantillons prélevés pour lames minces

Site	Echantillon	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Type
A0052	A0052	-11.52040	13.18120	couverte
A0053	A0053_A	-11.52290	13.16260	couverte
A0054	A0054_A	-11.50010	13.13960	couverte
A0054	A0054_B	-11.50010	13.13960	couverte
A0055	A0055_B	-11.95660	13.12340	couverte
A0055	A0055_C	-11.95660	13.12340	couverte
A0056	A0056_A	-11.86590	13.10730	couverte
A0057	A0057_B1	-11.84850	13.10790	couverte
A0057	A0057_B2	-11.84850	13.10790	couverte
A0057	A0057_C	-11.84850	13.10790	couverte
A0057	A0057_D	-11.84850	13.10790	couverte
A0060	A0060	-12.06020	13.18290	couverte
A0061	A0061_A	-12.06080	13.18250	couverte
A0066	A0066_A	-11.92240	13.30170	couverte
A0197	A0197_A	-12.15180	13.65120	couverte
A0198	A0198_A	-12.13720	13.65270	couverte
A0199	A0199_A	-12.12830	13.65100	couverte
A0199	A0199_B	-12.12830	13.65100	couverte
A0203	A0203_B	-12.05930	13.63200	couverte
A0206	A0206_A	-12.13010	13.56170	couverte
A0206	A0206_C	-12.13010	13.56170	couverte
A0208	A0208_A	-12.16510	13.56700	couverte
A0213	A0213_B	-12.12750	13.59600	couverte
A0216	A0216_A	-12.15900	13.62680	couverte
A0216	A0216_C	-12.15900	13.62680	couverte
A0220	A0220	-11.88980	13.43240	couverte
A0266	A0266	-11.92370	13.10360	couverte
A0339	A0339	-11.58880	13.02100	couverte
A0341	A0341_A	-11.56610	13.02840	couverte
A0341	A0341_B1	-11.56610	13.02840	couverte
A0341	A0341_B2	-11.56610	13.02840	couverte
A0342	A0342_1	-11.56380	13.02520	couverte
A0342	A0342_2	-11.56380	13.02520	couverte
A0343	A0343	-11.56310	13.02510	couverte
A0345	A0345_A	-11.49070	13.11330	couverte
A0345	A0345_B	-11.49070	13.11330	couverte
A0345	A0345_C	-11.49070	13.11330	couverte
A0384	A0384	-11.42780	13.01540	couverte
A0385	A0385	-11.42420	13.02110	couverte
A0386	A0386_A	-11.44450	13.05700	couverte
A0386	A0386_B	-11.44450	13.05700	couverte
A0387	A0387_A	-11.46260	13.07700	couverte
A0387	A0387_C	-11.46260	13.07700	couverte

Site	Echantillon	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Type
B0114	B0114	-12.28660	13.86230	couverte
B0115	B0115	-12.17280	13.63620	couverte
B0118	B0118_C	-12.17260	13.63320	couverte
B0119	B0119	-12.17320	13.63220	couverte
B0121	B0121	-12.17130	13.63560	couverte
B0125	B0125	-12.16170	13.62880	couverte
B0132	B0132	-12.49050	13.47760	couverte
C0242	C0242	-11.56020	13.10230	couverte
C0250	C0250_D	-11.50060	13.13960	polie
C0251	C0251	-11.51930	13.14470	polie
C0254	C0254	-11.52300	13.15460	couverte
C0288	C0288	-12.00640	13.16510	couverte
C0289	C0289	-12.01320	13.16830	couverte
C0290	C0290	-12.03350	13.17530	couverte
C0294	C0294	-12.08080	13.19400	couverte
C0301	C0301	-12.11140	13.17200	couverte
C0307	C0307	-12.09020	13.21570	couverte
C0311	C0311	-12.08410	13.19970	couverte
C0316	C0316_C	-11.95660	13.12350	couverte
C0318	C0318_C	-11.95250	13.11950	couverte
C0322	C0322	-11.94570	13.11350	couverte
C0323	C0323	-11.93860	13.11040	couverte
C0333	C0333	-11.86580	13.10740	couverte
C0369	C0369	-11.68470	13.05040	couverte
C0388	C0388_B	-11.69500	13.38550	couverte
C0401	C0401_A	-11.73270	13.37800	couverte
C0402	C0402_B	-11.74590	13.37000	couverte
C0402	C0402_D	-11.74590	13.37000	couverte
C0406	C0406_C	-11.76580	13.34040	couverte
C0408	C0408_B	-11.76470	13.34040	couverte
C0410	C0410	-11.80130	13.30460	couverte
C0415	C0415	-11.83450	13.30460	couverte
C0416	C0416	-11.83550	13.30930	couverte
C0418	C0418	-11.83390	13.31230	couverte
C0422	C0422	-11.83560	13.31980	couverte
C0425	C0425	-11.85720	13.34850	couverte
C0427	C0427	-11.86630	13.35960	couverte
C0428	C0428	-11.85490	13.34330	couverte
C0446	C0446	-11.59600	13.34380	couverte
C0456	C0456	-11.56230	13.29020	couverte
C0469	C0469	-11.54680	13.29050	couverte
C0474	C0474	-11.58580	13.32020	couverte
C0509	C0509	-11.59190	13.22080	couverte
C0512	C0512	-11.53720	13.23790	couverte
C0513	C0513	-11.53540	13.26630	couverte

Site	Echantillon	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Type
C0514	C0514_A	-11.53420	13.26450	couverte
C0514	C0514_B	-11.53420	13.26450	couverte
C0515	C0515_B	-11.53450	13.26410	couverte
C0515	C0515_C	-11.53450	13.26410	couverte
C0516	C0516_A	-11.53390	13.26310	couverte
C0516	C0516_B	-11.53390	13.26310	couverte
C0529	C0529	-11.53530	13.24790	couverte
C0531	C0531	-11.54200	13.21700	couverte
C0553	C0553_B	-11.54900	13.19960	polie
C0555	C0555	-11.54280	13.19610	couverte
C0556	C0556	-11.53970	13.19100	couverte
C0564	C0564	-11.50070	13.19460	couverte
C0766	C0766	-11.41680	13.02170	couverte
C0770	C0770	-11.44340	13.05790	couverte
C0912	C0912_A	-11.95320	13.99570	couverte
C0918	C0918_A	-11.97290	13.99990	couverte
C0918	C0918_C	-11.97290	13.99990	couverte
C0950	C0950_A	-12.07970	13.85700	couverte
C0953	C0953_A	-12.06000	13.86670	couverte
C0955	C0955_A	-12.04800	13.88890	couverte
C0963	C0963_A	-11.99980	13.92000	couverte
C0963	C0963_B	-11.99980	13.92000	couverte
C0965	C0965_A	-11.97520	13.95110	couverte
C0967	C0967_A	-11.95950	13.97240	couverte
C0967	C0967_B	-11.95950	13.97240	couverte
C1115	C1115_A	-12.00710	13.50870	couverte
C1134	C1134_ABC	-12.14710	13.70760	couverte
C1140	C1140_A	-12.12450	13.71880	couverte
C1155	C1155_B	-12.07020	13.70110	couverte
C1170	C1170_B	-12.03490	13.58440	couverte
C1172	C1172_A	-12.03620	13.58980	couverte
C1204	C1204_A	-12.00660	13.39510	couverte
C1227	C1227_A	-11.92340	13.50140	couverte
C1236	C1236	-11.88950	13.38920	couverte
C1260	C1260	-11.89790	13.42460	couverte
C1277	C1277	-11.94080	13.51400	couverte
C1285	C1285_A_B	-11.89070	13.39200	couverte
C1288	C1288	-11.88310	13.40870	couverte
C1290	C1290	-11.88410	13.40790	couverte
C1292	C1292	-11.88490	13.40840	couverte
C1301	C1301	-11.95900	13.42350	couverte
C1314	C1314_A	-11.99780	13.42880	couverte
C1372	C1372	-12.04530	13.42350	couverte
C1395	C1395	-12.07790	13.29810	couverte
C1415	C1415	-12.09450	13.23570	couverte

Site	Echantillon	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Type
C1483	C1483	-11.91320	13.21370	couverte
C1485	C1485	-11.90920	13.22030	couverte
C1519	C1519	-11.94610	13.22870	couverte
C1519	C1519_B	-11.94610	13.22870	couverte
C1526	C1526	-11.95230	13.18390	couverte
C1531	C1531	-11.70570	13.11010	couverte
C1542	C1542	-11.88640	13.40770	couverte
C1543	C1543	-11.80080	13.30270	couverte
C1548	C1548	-11.86890	13.36630	couverte
H0002	H0002_A	-12.12760	13.77300	couverte
H0002	H0002_B	-12.12760	13.77300	couverte
H0002	H0002_C	-12.12760	13.77300	couverte
H0004	H0004_A	-12.12530	13.80680	couverte
H0005	H0005_A	-12.12770	13.80740	couverte
H0005	H0005_B	-12.12770	13.80740	couverte
H0006	H0006_A	-12.12550	13.81030	couverte
H0006	H0006_B	-12.12550	13.81030	couverte
H0008	H0008_A	-12.10000	13.93530	couverte
H0022	H0022_A	-12.03690	13.61680	couverte
H0023	H0023_A	-12.02390	13.60510	couverte
H0059	H0059	-12.19980	13.55180	couverte
S0216	S0216_A	-12.41080	13.70560	couverte
S0221	S0221_A	-12.48850	13.77230	couverte
S0221	S0221_B	-12.48850	13.77230	couverte
S0222	S0222_A	-12.49130	13.77320	couverte
S0223	S0223_A	-12.49190	13.77380	couverte

Annexe 2 :

Echantillons prélevés pour analyses géochimiques

Site	Echantillon	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Type analyse
A0053	A0053_A	-11.52290	13.16260	BF ES/MS
A0054	A0054_B	-11.50010	13.13960	BF ES/MS
A0056	A0056_A	-11.86590	13.10730	BF ES/MS
A0057	A0057_B1	-11.84850	13.10790	BF ES/MS
A0057	A0057_B2	-11.84850	13.10790	BF ES/MS
A0066	A0066_A	-11.92240	13.30170	BF ES/MS
A0197	A0197_A	-12.15180	13.65120	BF ES/MS
A0199	A0199_A	-12.12830	13.65100	BF ES/MS
A0199	A0199_B	-12.12830	13.65100	BF ES/MS
A0203	A0203_B	-12.05930	13.63200	BF ES/MS
A0206	A0206_A	-12.13010	13.56170	BF ES/MS
A0208	A0208_A	-12.16510	13.56700	BF ES/MS
A0216	A0216_C	-12.15900	13.62680	BF ES/MS
A0241	A0241	-11.66710	13.31570	BF ES/MS
A0266	A0266	-11.92370	13.10360	BF ES/MS
A0341	A0341_A	-11.56610	13.02840	BF ES/MS
A0341	A0341_B	-11.56610	13.02840	BF ES/MS
A0342	A0342_1	-11.56380	13.02520	BF ES/MS
A0343	A0343	-11.56310	13.02510	BF ES/MS
A0345	A0345_A	-11.49070	13.11330	BF ES/MS
A0345	A0345_B	-11.49070	13.11330	BF ES/MS
A0345	A0345_C	-11.49070	13.11330	BF ES/MS
A0384	A0384	-11.42780	13.01540	BF ES/MS
A0385	A0385	-11.42420	13.02110	BF ES/MS
A0386	A0386_A	-11.44450	13.05700	BF ES/MS
A0386	A0386_B	-11.44450	13.05700	BF ES/MS
A0386	A0386_C	-11.44450	13.05700	BF ES/MS
A0386	A0386_D	-11.44450	13.05700	BF ES/MS
A0387	A0387_A	-11.46260	13.07700	BF ES/MS
A0387	A0387_C	-11.46260	13.07700	BF ES/MS
C0672	C0672_B	-11.75240	13.27110	BF ES/MS
C0770	C0770	-11.44340	13.05790	BF ES/MS
C1134	C1134_ABC	-12.14710	13.70760	BF ES/MS
C1140	C1140	-12.12450	13.71880	BF ES/MS
C1155	C1155_B	-12.07020	13.70110	BF ES/MS
C1483	C1483_B	-11.91320	13.21370	BF ES/MS
C1531	C1531	-11.70570	13.11010	BF ES/MS
H0002	H0002_A	-12.12760	13.77300	BF ES/MS
H0004	H0004_A	-12.12530	13.80680	BF ES/MS
H0006	H0006_B	-12.12550	13.81030	BF ES/MS
H0008	H0008_A	-12.10000	13.93530	BF ES/MS
H0022	H0022_A	-12.03690	13.61680	BF ES/MS
H0023	H0023_A	-12.02390	13.60510	BF ES/MS
H0059	H0059	-12.19980	13.55180	BF ES/MS

Annexe 3 :

Echantillons prélevés pour analyses géochronologiques

Site	Echantillon	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Type analyse.
A0054	A0054_B	-11.50010	13.13960	K-Ar Roche totale
A0056	A0056_A	-11.86590	13.10730	U-Pb Zircon
A0057	A0057_B1	-11.84850	13.10790	K-Ar Roche totale
A0057	A0057_B2	-11.84850	13.10790	K-Ar Roche totale
A0066	A0066_A	-11.92240	13.30170	U-Pb Zircon
A0198	A0198_B1	-12.13720	13.65270	U-Pb Zircon
A0198	A0198_B2	-12.13720	13.65270	U-Pb Zircon
A0199	A0199_B	-12.12830	13.65100	K-Ar Roche totale
A0203	A0203_B	-12.05930	13.63200	K-Ar Roche totale
A0241	A0241	-11.66710	13.31570	K-Ar Roche totale
A0386	A0386_C	-11.44450	13.05700	K-Ar Roche totale
A0387	A0387_C	-11.46260	13.07700	K-Ar Roche totale
H0002	H0002_A	-12.12760	13.77300	U-Pb Zircon
H0008	H0008_A	-12.10000	13.93530	U-Pb Zircon



Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 00 33 (0)2 38 64 34 34

Projet PASMI / CGSO
BRGM - Dakar
Villa 37 Sotrac Mermoz
B.P. 24145 Ouakam – Dakar - Sénégal
Tél. : 00 221 33 860 64 22