brgm
Géosciences pour une Terre durable

GEOTER

Cartographie Géologique du Sénégal Oriental

Carte géologique à 1/200 000
Feuille Saraya-Kédougou 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 Saraya-Kédougou Est

Notice explicative

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., Le Métour, J., Martelet, G., Sergeev, S., 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.

GEOTER

Géosciences pour une Terre durable
brgm

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

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.

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 ;

Télédétection : 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 Télédétection, 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 Saraya-Kédougou Est reflètent une histoire géologique qui débute au Paléoprotérozoïque (Birimien) et s'achève au Phanérozoïque.

A l'ouest de la feuille, les formations basaltiques et ultrabasiques du Groupe de Mako témoignent vers 2.25-2.20 Ga d'une croûte océanique, et donc d'un socle Birimien juvénile produit par extraction mantellique. L'installation d'un contexte géodynamique en subduction, aboutit à la formation de la Suite magmatique de Sandikounda-Soukouta, par fusion des termes basiques juvéniles. Majoritairement granodioritique, cette Suite évolue depuis des termes migmatitiques datés à 2.17 Ga (feuille de Kossanto-Dalafi Est), jusqu'aux stades de formation de massifs circonscrits vers 2.14 Ga, bien représentés sur la feuille Saraya- Kédougou Est. 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, 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 mésoprotérozoïques à néoprotérozoïque, sont respectivement datées vers 1.5 Ga (Calymnien : Suite de Noumoufoukha), 1.3 Ga (Ectasien : Suite de Kédougou), 1.15 Ga (Sténien : Suite de Sambarabougou) et 1.0-0.8 Ga (Tonien : Suite de Boundou Dioé). 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 Segou/Madina-Kouta représente les premiers termes du remplissage sédimentaire.

Ce dernier constitue, au sud de la feuille, deux séquences de dépôts qui enregistrent deux cycles d'ennoiement puis de progradation de sédiments silicoclastiques. La première séquence (Groupe de Ségou) est la plus représentée au Sénégal et débute par des dépôts fluviatiles (Formation de Kafori) alimentés par l'altération, l'érosion et un faible transport depuis le substratum birimien, recouvert localement par des épanchements rhyolitiques post-Birimien (galets datés à 1.7 Ga). La base du cortège transgressif (Formation de Pélel) voit l'installation locale d'une plate-forme carbonatée (oolithes, stromatolithes) avec des récurrences silicoclastiques fluviatiles dans un environnement marin peu profond. Le sommet du cortège transgressif est marqué par l'apparition d'une composante silto-gréseuse qui va rapidement asphyxier la plate-forme carbonatée. Ces dépôts silicoclastiques perdurent, se renforcent et conduisent à finalement la progradation d'un système fluvio-deltaïque (Formation de Dindefello) dans un environnement marin peu profond à dynamique mixte tidale et houle. La seconde séquence (Groupe de Madina-Kouta), moins complète en terme de cortèges de dépôt, enregistre une évolution similaire des environnements de dépôt.

L'histoire géologique néoprotérozoïque à paléozoïque, marquée par la chaîne des Mauritanides est à peine visible à l'ouest de la feuille. L'histoire phanérozoïque, quant à elle, est limitée aux manifestations doléritiques de la Suite de Bandafassi (dykes et sills) qui jalonnent le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta et sa bordure septentrionale.

Abstract

The mapping trends displayed on the « Saraya-Kédougou Est » sheet are the result of long lived geological history from Paleoproterozoic to Phanerozoic 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 (« Kossanto-Dalafi Est » sheet) to late sub-spheric plutons dated at 2.14 Ga and well expressed in the « Saraya-Kédougou Est » sheet. 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.

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) and 1.0-0.8 Ga (Tonian: Boundou Dioé 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. This Supergroup comprises, South of the sheet, two depositionnal sequences which respectively record two cylces of flooding and then progradation of silico-clastic deposits. The first sequence (Segou Group), the most expressed in Senegal, starts by fluvial deposits (Kafori Formation), resulting from weathering and erosion processes with low transport from the Birimian basement rocks, on which lie locally post-Birimian rhyolites (pebbles dated at 1.7 Ga). The base of the trangressive system tract (Pélel Formation) corresponds to the local development of a carbonate platform (ooliths, stromatoliths), with recurrent silicoclastic fluvial deposits in a shallow marine environment. The top of the trangressive system tract is marked by the apparition of a siltic-sandstone component, which will progressively cause the extinction of the carbonate platform. Such silico-clastic deposits are increasing progressively, up to the progradation of a fluvio-deltaic system (Dindefello Formation) in a wave- and tide-dominated shallow marine environment. The upper sequence (Groupe de Madina-Kouta), uncompletly preserved in term of system tracts, records the same evolution of depositional environments.

Neoproterozoic to Paleozoic history on the « Saraya-Kédougou Est » sheet is marked by the Mauritanides belt, poorly represented West of the sheet. The Phanerozoic history of the sheet is limited to dike and sill of the Bandafassi doleritic Suite which have been emplaced across the Ségou/Madina-Kouta Supergroup and along its Northern border.

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 21

1.3. CLIMAT ET COUVERTURE VEGETALE 21

1.3.1. Contexte climatique 21

1.3.2. Végétation et faune 22

1.4. LOCALISATION DE LA ZONE D'ETUDE 23

1.5. CONDITIONS D'ETABLISSEMENT DE LA CARTE 24

1.5.1. Conditions d'affleurement 24

1.5.2. Zones couvertes 28

1.5.3. Méthodologie de cartographie 29

2. Cadre géologique général et travaux antérieurs 33

2.1. SYNTHESE DES TRAVAUX GEOLOGIQUES ANTERIEURS 33

2.1.1. Terrains du domaine du Birimien 33
2.1.2. Terrains sédimentaires du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta 41
2.1.3. Terrains du domaine des Mauritanides 43
2.2. SITUATION DE LA COUPURE DANS LE CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL 43
2.2.1. Terrains du domaine du Birimien 43
2.2.2. Terrains sédimentaires du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta 47
2.2.3. Terrains du domaine des Mauritanides 48
2.3. DONNEES GEOPHYSIQUES AEROPORTEES 48
2.3.1. Données aéromagnétiques 49
2.3.2. Données radiométriques 50
2.3.3. Données électromagnétiques 51
2.3.4. Validation géophysique de terrain 51
3. Légende générale de la carte géologique, choix cartographiques 55
3.1. PRESENTATION DE LA LEGENDE GENERALE 55
3.2. CHOIX CARTOGRAPHIQUES ET INTERETS DE LA LEGENDE RETENUE 60
4. Description des entités cartographiques 65
4.1. TERRAINS PALEOPROTEROZOÏQUES 65
4.1.1. Groupe de Mako 65
4.1.2. Suite de Sandikounda-Soukouta (BSs) 74
4.1.3. Groupe de Dialé-Daléma 79
4.1.4. Suite de Saraya 89
4.1.5. Suite de Boboti 96
4.2. TERRAINS MESOPROTEROZOÏQUES 101

4.2.1. Suite de Noumoufoukha (No) 102
4.2.2. Suite de Kédougou (Kd) 106
4.2.3. Suite de Sambarabougou (Sb) 108
4.3. TERRAINS MESO- A NEOPROTEROZOÏQUES 110
4.3.1. Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta (S) 110
4.4. TERRAINS NEOPROTEROZOÏQUES 135
4.4.1. Suite de Boundou Dioé (Bd) 135
4.5. TERRAINS NEOPROTEROZOÏQUES A PALEOZOÏQUES 135
4.5.1. Groupe de Walidiala (MWa) 136
4.5.2. Groupe de Soukouta (MSk) 138
4.5.3. Groupe de Mali (MMa) 139
4.5.4. Groupe de Boundou (MBo) 142
4.6. TERRAINS PHANEROZOÏQUES 142
4.7. FORMATIONS SUPERFICIELLES 144
5. Cadre structural 147
5.1. DOMAINE DU BIRIMIEN 147
5.1.1. Mako versus Dialé-Daléma 147
5.1.2. Suite de Saraya 150
5.1.3. Suite de Boboti 152
5.1.4. Discussion 152
5.2. TERRAINS DU SUPERGROUPE DE SEGOU/MADINA-KOUTA 154
5.3. DOMAINE DES MAURITANIDES 154

6. Métamorphisme 155

6.1. PALEOPROTEROZOÏQUE : PAROXYSME DU METAMORPHISME EBURNEEN 155

6.1.1. Métamorphisme de contact de la Suite de Saraya 155

6.1.2. Métamorphisme de contact de la Suite de Boboti 155

6.2. TARDI-PALEOPROTEROZOÏQUE A MESOPROTEROZOÏQUE : ALTERATION HYDROTHERMALE 156

6.3. METAMORPHISME LIE AUX DOLERITES 156

6.3.1. Dolérites mésoprotérozoïques à néoprotérozoïques 156

6.3.2. Dolérites et sills phanérozoïques 157

7. Synthèse de l'histoire géologique 159

7.1. PALEOPROTEROZOÏQUE 159

7.1.1. Préambule 159

7.2. MESOPROTEROZOIQUE 160

7.2.1. Calymnien (Dmc) 161

7.2.2. Ectasien (Dme) 161

7.2.3. Sténien (Dms) 161

7.3. FIN DU MESOPROTEROZOÏQUE A NEOPROTEROZOÏQUE 162

7.4. NEOPROTEROZOÏQUE A PALEOZOÏQUE 163

7.5. PHANEROZOÏQUE 163

8. Références bibliographiques 165

9. Annexes 173

Liste des annexes

Annexe 1 : Echantillons prélevés pour lames minces 175
Annexe 2 : Echantillons prélevés pour analyses géochimiques 183
Annexe 3 : Echantillons prélevés pour analyses géochronologiques 189

Liste des figures

Figure 1 – Localisation de la feuille à 1/200 000 Saraya-Kédougou Est..... 23
Figure 2 – Cuirasse latéritique sur granite (station A158). 25
Figure 3 – Etude des informations géologiques délivrées par une termitière (station A308)..... 26
Figure 4 – Vue panoramique sur l'escarpement principal formé par le Groupe de Ségou, dominant la surface pénéplanée du substratum birimien. Photographie prise depuis la station G0062 en direction de l'est. 27
Figure 5 – Localisation des principales coupes géologiques et sédimentologiques étudiées pour la cartographie du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta..... 31
Figure 6 – Carte du Birimien d'Afrique de l'Ouest (Feybesse et al, 2006). 35
Figure 7 – Carte du Birimien du Sénégal oriental (Bassot, 1987). 37
Figure 8 – Carte du Birimien du Sénégal oriental (Ledru et al., 1991)..... 40
Figure 9 – Principaux découpages lithostratigraphiques du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta définis par les études antérieures : comparaison avec le découpage proposé dans le cadre de ce projet. 43
Figure 10 – Carte lithostructurale du batholite de Saraya (Pons et al, 1992). 45
Figure 11 – Carte lithologique de la Suite de Boboti, en limite est de la coupure Saraya-Kédougou Est (Walter et Chantraine, 1974). 46
Figure 12 – Situation du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta cartographiée au Sénégal oriental, dans le cadre régional du bassin de Madina-Kouta (d'après Villeneuve, 1984). 47
Figure 13 – Carte des anomalies magnétiques de la feuille Saraya-Kédougou Est, après retrait de l'IGRF..... 49
Figure 14 – Carte radiométrique du comptage total de la feuille Saraya-Kédougou Est. 50
Figure 15 – Cartes électro-magnétiques de la feuille Saraya-Kédougou Est. 51
Figure 16 – Carte électro-magnétique à l'extrême sud est de la coupure Saraya-Kédougou Est. 53
Figure 17 – Nouvelle légende géologique pour le domaine du Birimien du Sénégal oriental..... 56
Figure 18 – Récapitulatif des âges U-Pb et K-Ar réalisés i) dans le cadre de ce travail et ii) issus de travaux antérieurs (cf. chapitre suivant). 57
Figure 19 – Carte aéromagnétique illustrant la répartition des anomalies linéaires correspondant aux différentes générations de dolérites..... 60
Figure 20 – Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta : log sédimentologique, évolution des environnements de dépôts et de la dynamique sédimentaire, stratigraphie séquentielle et découpage lithostratigraphique. 62

Figure 21 – Diagramme géochimique Terres Rares des ultrabasites. 66
Figure 22 – Laves en coussin dans le lit de la Gambie, Groupe de Mako (station A0028). 67
Figure 23 – Diagramme géochimique Terres Rares des basaltes et roches vertes associées. 68
Figure 24 – Conglomérat d'Attak (station A045). 69
Figure 25 – Brèches volcaniques (station A025). 71
Figure 26 – Diagramme géochimique Terres Rares des andésites. 72
Figure 27 – Faciès rhyodacitiques du Groupe de Mako (station C786). 73
Figure 28 – Diagramme géochimique Terres Rares des rhyolites et dacites. 74
Figure 29 – Faciès granodioritique du Massif de Soukouta (station C706). 76
Figure 30 – Diagramme géochimique Terres Rares du Massif circonscrit de Soukouta. 77
Figure 31 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon de granite C0706. 77
Figure 32 – Répartition des faciès carbonatés au sud-est de la coupure Saraya-Kédougou Est. 79
Figure 33 – Faciès de calcaires du secteur d'Ibel (station A001 et A003). 80
Figure 34 – Cipolins lités à l'est de la suite de Boboti (station A009). 81
Figure 35 – Faciès grauwackeux et gréseux caractéristiques du Groupe de Dialé-Daléma 82
Figure 36 – Faciès andésitique associé à la Suite magmatique de Boboti, est de la coupure Saraya-Kédougou Est (station A333). 85
Figure 37 – Diagramme géochimique Terres Rares des andésites du Groupe de Dialé-Daléma. 86
Figure 38 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon andésitique C0741. 86
Figure 39 – Rhyolite du Groupe de Dialé-Daléma (station A044). 87
Figure 40 – Diagramme géochimique Terres Rares des rhyolites et dacites du Groupe de Dialé-Daléma. 88
Figure 41 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon rhyolitique A0048. 88
Figure 42 – Leucodiorite de Bandafassi (station A002) – gauche : vue du massif depuis la route au N de Bandafassi ; droite : faciès lecocrate caractéristique 89
Figure 43 – Batholithe de Saraya (Delor et al., 2010) 92
Figure 44 – Faciès représentatifs du Batholithe de Saraya (haut : granodiorites, bas : granites leucocrates) 93
Figure 45 – Diagramme géochimique Terres Rares des Formations de la Suite de Saraya. 94
Figure 46 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon de leucogranite A0041. 95
Figure 47 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon de leucogranite A0056. 95
Figure 48 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon de leucogranite A0050. 96

Figure 49 – Carte électromagnétique de la Suite de Boboti (gauche) et carte géologique correspondante (Delor et al., 2010). 97

Figure 50 – Faciès de granodiorite et d'enderbite de la Suite de Boboti (stations A293). 98

Figure 51 – Diagramme géochimique Terres Rares des formations plutoniques de la Suite de Boboti. 99

Figure 52 – Affleurement A0300 montrant le caractère sécant de la formation rhyodacitique sur les calcaires métamorphiques. 100

Figure 53 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon rhyolitique A0300A. 101

Figure 54 – Filon d'albitite 103

Figure 55 – Faciès de syénogabbro (station A0014). 105

Figure 56 – Essaim de dykes des Suites de Kédougou, Sambarabougou et Boundou Dioé. 106

Figure 57 – Faciès-type de dolérite à phénocristaux de plagioclase de la Suite de Kédougou (station A0187). 107

Figure 58 – Report de toutes les suites doléritiques dans un diagramme Na20+K20 vs Si02. 109

Figure 59 – Chronologie récapitulative des suites doléritiques en termes d'âges absolus et de périodes correspondantes. 110

Figure 60 – Coupe sédimentologique de la Formation de Kafori affleurant dans la coupe de référence. Station G0257. Pour la légende, se reporter à la Figure 19. 113

Figure 61 – Contact entre la couverture sédimentaire du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta (représentée par un conglomérat subtabulaire attribué à la Formation de Kafori) et le substratum birimien matérialisé par des sédiments gréso-pélitiques à stratification subverticale. Station G0012. 114

Figure 62 – Faciès conglomératiques typiques composant la Formation de Kafori dans la coupe de référence. Station G0257. Noter la taille importante de certains blocs, l'hétérogénéité des éléments et l'absence de structures sédimentaires. 115

Figure 63 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon rhyolitique G0027C. 117

Figure 64 – Log sédimentologique détaillé de la Formation de Pélel dans la coupe de référence de Pélel Kindessa. 122

Figure 65 - Faciès calcarénitiques typiques composant pour partie le premier ensemble de la Formation de Pélel dans la coupe de référence. Station G0081. Noter l'alternance structures sédimentaires obliques et subplanes. 123

Figure 66 - Bancs carbonatés visibles en base du premier ensemble de la Formation de Pélel dans la coupe au sud de Kéniassou. Station G0206. Noter la présence de structures sédimentaires de type HCS vers le sommet du banc, soulignées par décarbonatation partielle du banc. 123

Figure 67 – Coupe sédimentologique dans la partie supérieure de la Formation de Dindefello affleurant aux environs de Bamboya. Stations G0068 et G0069. Pour la légende, se reporter à la Figure 19. 125

Figure 68 – Faciès typiques de la Formation de Dindefello. Station G0002. Noter la préservation de drapages argilo-silteux soulignant les structures sédimentaires de type litage oblique arqué, et la continuité latérale des bancs décimétriques de grès. 126

Figure 69 – Orientations de paléocourant mesurées (N=148 mesures) sur 37 stations, à partir des structures et figures sédimentaires identifiées dans la Formation de Dindefello. 127

Figure 70 – Log sédimentologique détaillé de la Formation de Fongolembi dans la coupe de référence de Toumanéa. 131

Figure 71 –Stromatolithes columnaires en position de vie, observés en base de la Formation de Fongolembi. Station G0347. 132

Figure 72 – Carte structurale de la Boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Ledru et al. 1991)..... 148

Figure 73 – Coupe est-ouest (cf. localisation sur carte à 1/200 000, Delor et al., 2010)..... 149

Figure 74 – Plis dans le Groupe Dialé-Daléma 150

Figure 75 – A gauche : bordure ouest et sud du batholite de Saraya ; à droite : foliation plate au sud du batholite de Saraya 151

Figure 76 – Schéma structural du Sénégal oriental 153

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 9ème 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 devaient 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 Saraya-Kédougou Est (Delor *et al*., 2010a) qui fait partie des délivrables 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 délivrables 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 gîtologique et abondance Or à 1/500 000 du Sénégal oriental (Morisseau *et al*., 2010a) ;

- notice explicative de la carte gîtologique 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 Saraya-Kédougou Est se sont déroulés sur les deux saisons de terrain des phases 3a (janvier à juin 2009) et 3b (novembre 2009 à avril 2010). Les équipes ont rayonné sur ce secteur en revenant régulièrement sur Kédougou où a été installé un camp de base permettant de traiter les échantillons pour les préparer avant les envois pour analyses.

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

- domaine du Birimien : T.M.M. Barry, R. Couëffé, C. Delor, D.P. Diallo, E. Dioh, J.C. Goujou, P.M. Ndiaye, H. Théveniaut ;
- domaine des Mauritanides : R. Couëffe, T. Fullgraf, J. Le Métour, P.M. Ndiaye, H. Théveniaut.

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 Djalon. 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, Tourécounda 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 Saraya-Kédougou Est, ce sont le fleuve Gambie et la rivière Falémé qui dominent le réseau hydrographique, les autres cours d'eau mineurs peuvent cependant avoir un rôle important et ne pas être totalement à sec pendant la saison sèche (rivières Diaguiri, Koila Kabé).

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 Saraya-Kédougou Est, les villes de Kédougou et de Saraya sont les plus importantes auxquelles il faut ajouter les villages de Fongolembi, de Bembou, de Nafadji et de Missirah.

1.2.4. Voies de communication

Le grand axe routier Dakar-Bakel, via Tambacounda et Kidira, long de 687km, 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.

Sur la feuille Saraya-Kédougou Est, la route en provenance de Dakar et en direction du Mali est l'axe majeur de circulation. Il permet de desservir l'est et le sud-est de ce secteur. Pour atteindre les contreforts du Fouta Djalon, il est parfois plus rapide de traverser le fleuve Gambie à Kédougou. Pour atteindre le sud-ouest de ce secteur, il faut emprunter la piste en direction de Salémata.

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 balaient 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 fraiches 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 Saraya-Kédougou Est (Figure 1) se situe au sud-est du Sénégal. Elle est limitée à l'est par la frontière avec le Mali le long de la rivière Falémé. Au sud, ce sont les contreforts du Fouta Djalon qui limitent cette feuille avec une petite bande sénégalaise de quelques kilomètres avant la frontière avec la Guinée au sud.

A l'ouest, la limite est à 12°30'W soit au milieu de la coupure officielle de la carte géographique à 1/200 000 de Kédougou. Au nord, la limite est à 13°N soit sur la limite des coupures officielles des cartes géographiques à 1/200 000 de Kédougou et de Saraya.

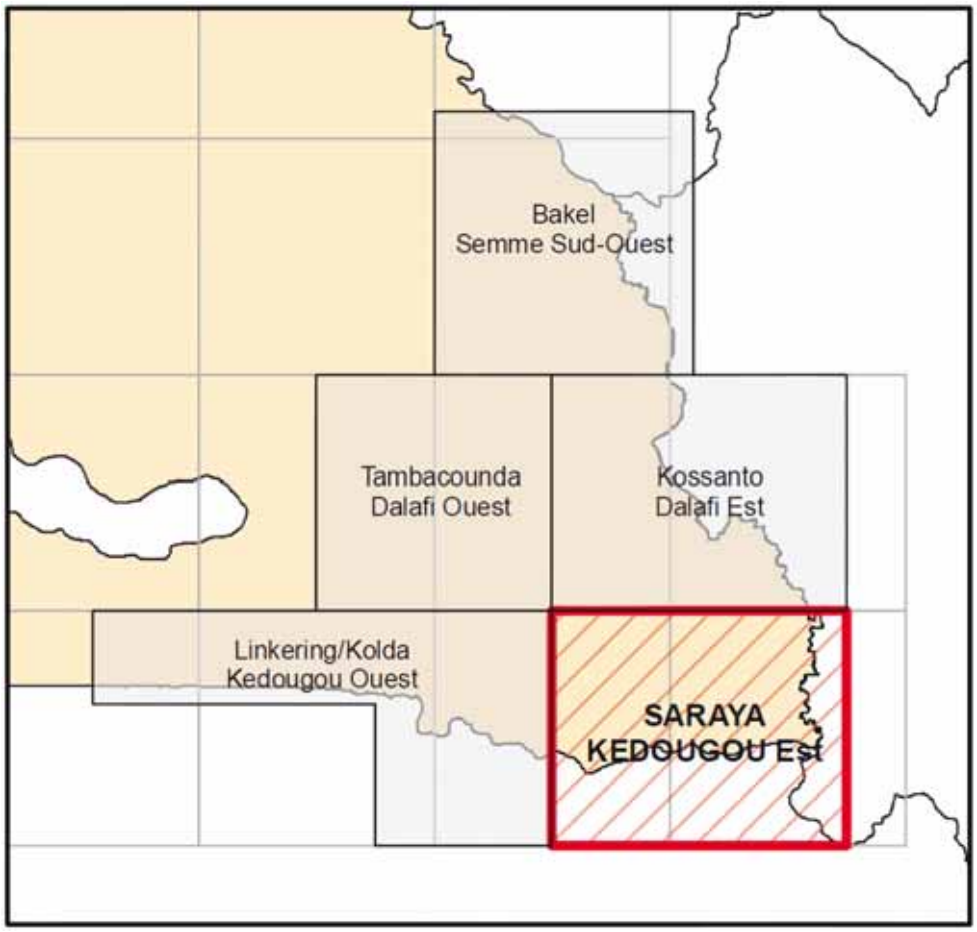

Figure 1 – Localisation de la feuille à 1/200 000 Saraya-Kédougou Est

1.5. CONDITIONS D'ETABLISSEMENT DE LA CARTE

1.5.1. Conditions d'affleurement

Terrains du domaine du Birimien

Les terrains paléoprotérozoïques qui constituent le Birimien de la feuille de Saraya–Kédougou Est présentent des conditions d'altération différentielle, en termes de latitude et de substrat.

D'une manière générale, la couverture latéritique est plus marquée sur les 2/3 sud de la feuille Saraya–Kédougou Est. Cette remarque est particulièrement vérifiée au sein des formations sédimentaires (Groupe de Dialé-Daléma) et granitiques (Suite de Saraya, Suite de Boboti, Suite de Soukouta-Sandikounda). Par opposition, les formations volcaniques du Groupe de Mako (est de la feuille) forment des reliefs marqués où les conditions d'affleurement sont optimales.

En zone de couverture latéritique, ce constat doit cependant être nuancé, car la cuirasse est parfois d'épaisseur limitée, de quelques dizaines de cm à quelques mètres. Dans ce dernier cas, il arrive qu'on observe la cuirasse latéritique entaillée, reposant directement sur les formations du socle birimien (Figure 2). Le moindre marigot, la moindre dépression est alors la source d'affleurements ponctuels mais importants pour l'établissement de la carte. Ainsi sur la zone couvrant le batholite de Saraya, la carte de Bassot *et al.* (1963a) faisait état d'une surcharge « couverture latéritique peu épaisse ». Cette observation a été vérifiée en de nombreux points permettant (i) de vérifier la nature du substratum birimien là où les travaux des auteurs précédents l'avaient localisé, (ii) dans d'autres cas, d'observer des affleurements apparemment non localisés sur la carte, mais dont on peut penser qu'ils ont été mis à jour par l'érosion en quelques décennies, vu la faible couverture latéritique constatée.

Figure 2 – Cuirasse latéritique sur granite (station A158).

La recherche d'affleurement en zone d'alluvions/colluvions, bien que tout aussi difficile à l'échelle globale de la carte, a cependant donné lieu à des validations ponctuelles liées à des spécificités anthropiques et/ou au développement de certaines espèces végétales ou animales. Dans le premier cas de figure, la présence de villages, parfois abandonnés, s'est révélée riche en informations sur le sous-sol via les roches remontées des puits ou dans une moindre mesure servant à l'édification de l'habitat local. Dans le second cas, les arbres déracinés ont souvent apporté des informations utiles, et il a été tenu compte des termitières comme sources de renseignements sur le substrat rocheux altéré. Un cas révélateur est celui de termitières de couleur bleu-grise pointant vers une source argileuse, observée à l'est du batholite de Saraya et à l'est de Nafadji, et qui ont permis d'appréhender, avant même de les trouver, la présence de schistes ampéliteux de mêmes couleur et composition (Figure 3).

Figure 3 – Etude des informations géologiques délivrées par une termitière (station A308).

Terrains sédimentaires du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta

La couverture sédimentaire néoprotérozoïque (Groupes de Ségou et de Madina-Kouta) s'étend le long de la frontière guinéenne depuis Pélel Kindessa jusqu'au sud de Guémedji. Elle couvre une bande de terrains longue d'environ 115 km d'est en ouest, pour une largeur maximale d'environ 10 km. Du point de vue géomorphologique, la couverture sédimentaire néoprotérozoïque forme un escarpement haut de 150 à 300 m, bien marqué dans le contexte topographique régional car dominant la surface pénéplanée du substratum birimien (Figure 4).

Les reliefs accusés formés par l'escarpement offrent d'excellentes conditions d'affleurement (affleurements frais, peu altérés, souvent continus sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur) bien que l'accessibilité aux coupes soit rendue difficile par l'absence de piste et par les dénivelés importants. Les éboulis, assez abondants, alimentés par la barre gréseuse principale armant la tête de l'escarpement, masquent localement toute la base de la série. Aussi, le contact basal de la couverture sédimentaire néoprotérozoïque avec le substratum birimien n'a pu être observé directement qu'en quelques rares stations.

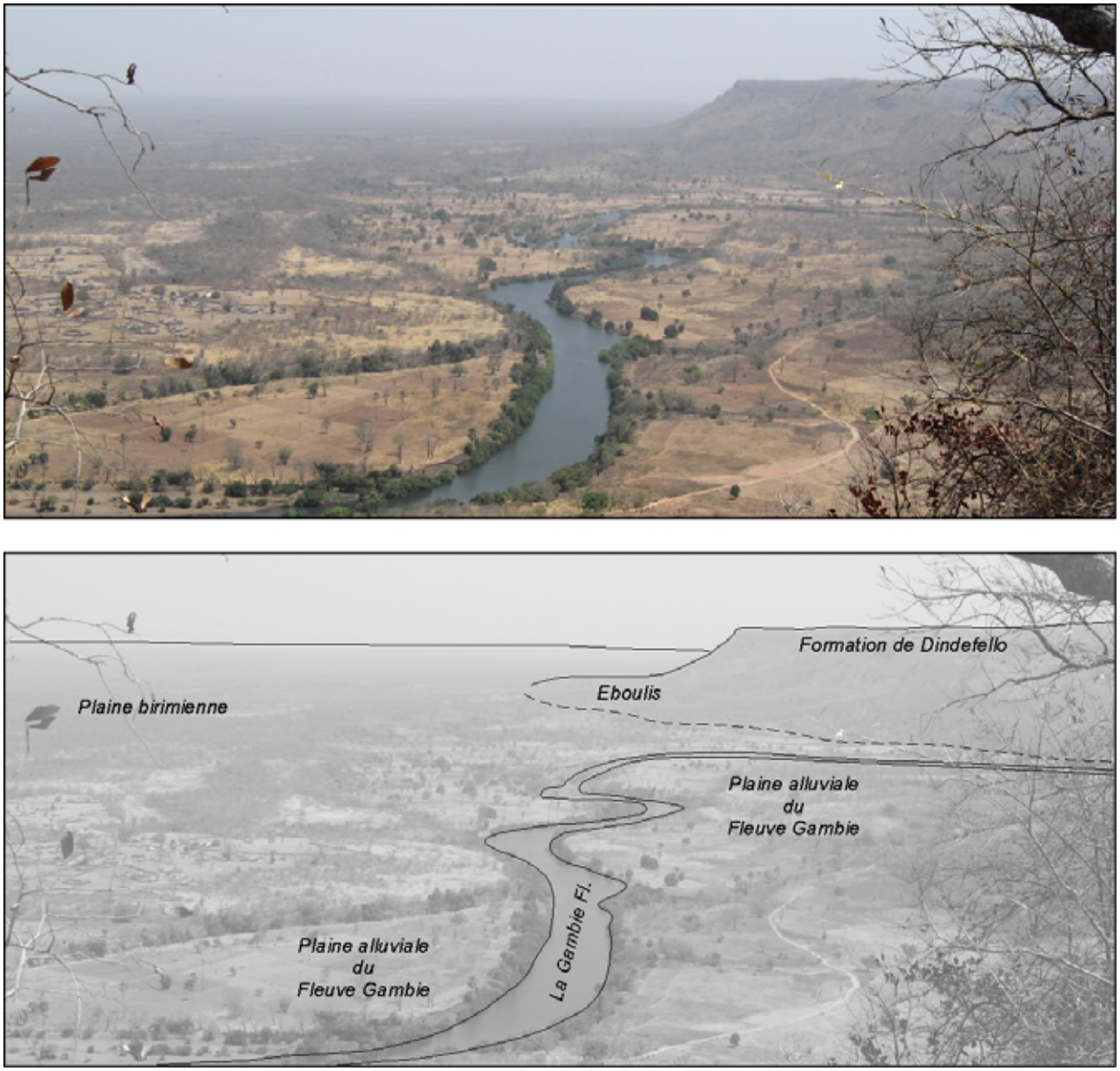

Figure 4 – Vue panoramique sur l'escarpement principal formé par le Groupe de Ségou, dominant la surface pénéplanée du substratum birimien. Photographie prise depuis la station G0062 en direction de l'est.

La structuration pseudo-tabulaire des terrains néoprotérozoïques est à l'origine de la présence d'importantes surfaces structurales subhorizontales (plateau de Fongolembi, plateaux se développant au sud du Fello Komasi et au sud-est de Nandoumari). Ces surfaces structurales correspondent au toit de la barre gréseuse principale armant la tête de l'escarpement. Elles rendent difficile l'examen de coupes verticales au sein des sédiments, du fait de leur géométrie tabulaire et du masque formé par la cuirasse latéritique qui les recouvre.

Terrains du domaine des Mauritanides

Sur la feuille Saraya–Kédougou Est, le domaine des Mauritanides est faiblement représenté puisqu'il n'affleure que sur la bordure ouest de la coupure. En discordance (sédimentaire ou tectonique) sur le substratum birimien, les terrains du domaine des Mauritanides affleurent principalement sous forme de petites buttes-témoins et de reliefs peu prononcés, dans des conditions ne permettant souvent pas de pouvoir examiner des coupes continues. En limite sud de la zone cartographiée, la frontière guinéenne coïncide avec un escarpement majeur très similaire à celui formé par les terrains du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta. Cet escarpement offre, malgré un recouvrement fréquent par des formations superficielles de versant, des conditions d'affleurement de bonne qualité.

1.5.2. Zones couvertes

Terrains du domaine du Birimien

La cartographie du domaine paléoprotérozoique de la feuille Saraya–Kédougou Est repose sur l'observation d'un peu plus de 1000 affleurements examinés le long de tous les itinéraires possibles, depuis les voies naturelles de pénétration (routes et chemins carrossables) jusqu'aux sentiers pédestres et itinéraires spécifiques utiles pour l'accès à des informations géologiques.

Le nouvel axe routier goudronné Kédougou–Saraya–Dalafi, ainsi que la route Mako–Kédougou ont constitué les deux voies de pénétration rapides respectivement NE-SO et ONO-ESE. Toutes les voies carrossables secondaires rayonnant autour de ces deux grands axes routiers ont été explorées.

L'axe E-O reliant Kédougou à Guémedji (frontière Mali) a permis de couvrir les parties les plus méridionales des Suites magmatiques de Saraya et de Boboti et a servi de point de départ à de nombreux itinéraires pénétrant vers le nord.

En complément des paramètres et contraintes touchant à la morphologie du secteur et aux voies de pénétration, la stratégie d'acquisition des données de terrain est détaillée dans les paragraphes suivants (§1.5.3), notamment concernant l'importance des cartes géophysiques aéroportées comme guide de cheminement pour couvrir de façon optimale la feuille Saraya–Kédougou Est.

Terrains sédimentaires du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta

La cartographie de la couverture néoprotérozoïque des Groupes de Ségou et de Madina-Kouta est basée sur l'observation de plus de 230 affleurements répartis le plus régulièrement possible sur les coupures à 1/200 000 Saraya et Kédougou.

Toutefois, certaines zones n'ont pu être traversées du fait de l'absence d'accès favorables et du fait des distances à couvrir par rapport aux axes principaux. Il s'agit en particulier :

- du plateau latéritique situé au sud-est immédiat de Nandoumari ;
- de la plaine alluviale du fleuve Gambie dans la région de Sambagal ;

- de l'extrémité sud du plateau situé en arrière du Fello Komasi.

Le travail de terrain a conduit au final à une couverture géologique relativement homogène, grâce à la présence de pistes (parfois goudronnées) praticables durant toute la campagne de terrain (de mi février à début avril 2010). On citera en particulier les 3 pistes principales de direction générale est-ouest qui ont servi à l'acheminement du véhicule à proximité des coupes retenues pour les levés, avant de poursuivre la cartographie à pied. Il s'agit :

- de la piste non goudronnée ralliant Noumoufoukha à Guémedji (45 min de trajet) ;

- de la piste partiellement goudronnée (jusqu'à Dimboli) reliant Vélingara à Taméguidia (2h00 de trajet) ;

- de la piste cheminant depuis Ségou jusqu'à Diogoma (45 minutes de trajet).

Terrains du domaine des Mauritanides

La cartographie de la couverture néoprotérozoïque du domaine des Mauritanides a été établie à partir d'une centaine de stations d'observation. Les observations ont été faites suivant plusieurs grands transects ayant permis de positionner les principaux contacts qu'ils soient d'origine sédimentaire ou tectonique.

Pour exemple, l'escarpement bordant la frontière guinéenne entre la vallée de Walidiala et Népen Peul a été cartographié sur la base de 4 sections principales distantes de quelques km les unes des autres : une coupe au niveau de Népen Peul (feuille Linkéring/Kolda–Kédougou Ouest, Fullgraf et al., 2010a et 2010b), deux coupes au sud et à l'est de Tiara Roudji et une coupe dans la vallée de Walidiala.

De part et d'autre du massif de Bandafassi Peul, hormis ses versants sud et nord, la cartographie a nécessité une couverture optimale en empruntant les voies carrossables, afin de délimiter au mieux les unités relatives au domaine des Mauritanides.

1.5.3. Méthodologie de cartographie

Terrains du domaine du Birimien

Compte tenu des conditions d'affleurement hétérogènes, la stratégie d'acquisition des points d'observation a été guidée par les cartes géophysiques aéroportées permettant d'imager *a priori* le substratum géologique en termes de « contraste de paramètres physiques indirects », qu'il s'agisse de données magnétiques et/ou radiométriques. Sur la base de ces informations spatiales pointant vers des périmètres de réponse physique spécifiques, l'objectif a toujours été de valider géologiquement chaque périmètre plutôt que d'en suivre les limites, cette dernière information étant déduite de la carte géophysique.

La géophysique, comme guide des itinéraires de validation géologique, a été couplée à la réalisation de coupes continues d'orientations plus ciblées, le long de cours d'eau susceptibles de présenter un maximum d'informations géologiques. Cette autre démarche s'est révélée utile pour observer ponctuellement et à l'échelle du terrain (métrique à hectométrique) la chronologie relative

de mise en place des formations les unes par rapport aux autres, pour mieux les représenter spatialement à l'échelle de restitution de la carte à 1/200 000.

Terrains sédimentaires du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta

Du fait des caractéristiques géomorphologiques et de la structure pseudo-tabulaire des terrains concernés, il a été choisi de cartographier la couverture sédimentaire néoprotérozoïque sur la base du levé d'une quarantaine de coupes sériées (géologiques et parfois sédimentologiques) orientées pour la plupart suivant une direction nord-sud (Figure 5).

Chacune des coupes a débuté au pied de l'escarpement et s'est poursuivie aussi loin que possible en direction de la frontière guinéenne. L'emplacement des coupes a été contraint par l'intérêt géologique potentiel (présence de contacts, intrusion de dolérite, qualité d'affleurement) mais également par l'accessibilité aux coupes.

Cette option de levé cartographique a eu pour avantage de reconnaître la succession des unités cartographiques, ce qui a conduit à clarifier le découpage lithostratigraphique et à déterminer des critères aisés pour définir formations et membres au sein des Groupes de Ségou et de Madina-Kouta.

Du point de vue sédimentologique, cette méthodologie de cartographie a, en outre, permis d'évaluer les épaisseurs des différents ensembles sédimentaires et de déterminer leur composition faciologique afin d'analyser les variations latérales d'épaisseur et de faciès.

Les principaux contacts géologiques se situant dans les pentes (souvent raides) et la précision insuffisante en altitude du GPS, l'utilisation d'un altimètre sur les principales coupes a été indispensable pour caler les limites d'unités cartographiques, comparer les épaisseurs d'une coupe à l'autre et identifier des décalages verticaux pouvant être liés à des accidents tectoniques.

Le dessin final de la carte s'est appuyé sur l'analyse :

- des images de géophysique aéroportée disponibles (radiométrie, magnétisme) ; elles ont en particulier été largement utilisées pour la délimitation des cuirasses latéritiques sur les plateaux et pour l'extension latérale des sills de dolérite ;
- des images Google Earth© qui ont grandement facilité le dessin du contour des éboulis en pied de l'escarpement principal.

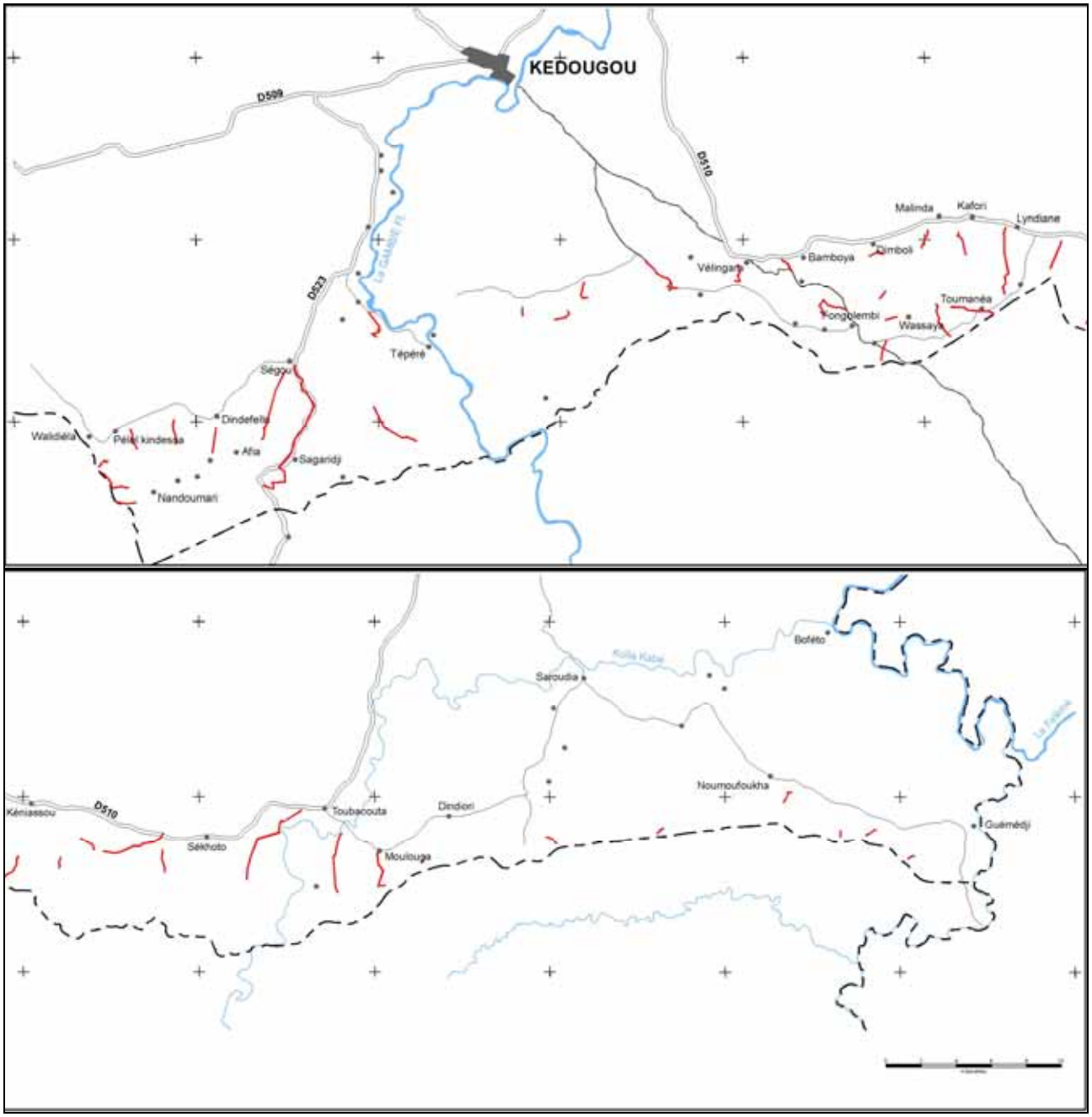

Figure 5 – Localisation des principales coupes géologiques et sédimentologiques étudiées pour la cartographie du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta.

Terrains du domaine des Mauritanides

La phase initiale du projet, au travers d'un travail de compilation, a conduit à la réalisation d'une carte géologique prédictive, à partir des données géologiques existantes. Ce fond cartographique

de synthèse a été confronté au jeu de spatiocartes réalisées en début de projet, à partir des données satellitales et des données géophysiques aéroportées acquises par la société FUGRO.

Les spatiocartes ont également été utilisées comme guide pour tous les itinéraires géologiques effectués au cours de la première et seconde mission de terrain. La définition des différents transects s'est appuyée sur un examen détaillé des spatiocartes et sur l'identification de secteurs géographiques dans lesquels la qualité des affleurements semblait permettre le levé de coupes détaillées.

Les données satellitales et les données géophysiques aéroportées ont enfin servi à la préparation des maquettes géologiques finales et les contours dessinés s'appuient en grande partie sur les données aéroportées.

2. Cadre géologique général et travaux antérieurs

2.1. SYNTHESE DES TRAVAUX GEOLOGIQUES 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'orogenèse éburnéenne. Par opposition, ces mêmes auteurs notent que la tectonique transcurrente D2, responsable des structures régionales verticales globalement NE-SW, 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 flyschoïde, 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 Tarkwaien 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 6) la carte de Feybesse *et al.* (2006) qui donne un aperçu détaillé sur l'évolution du Birimien d'Afrique de l'Ouest.

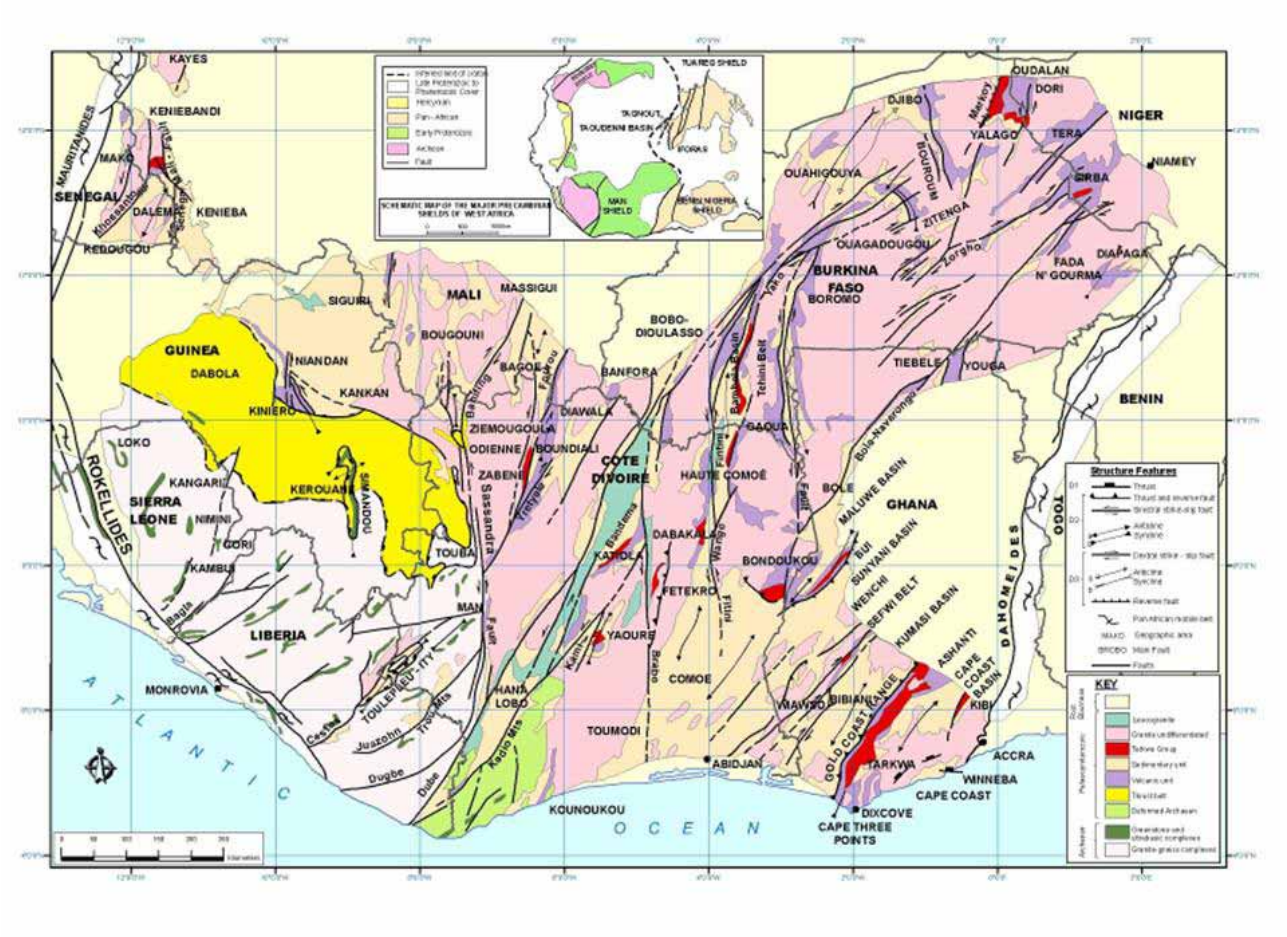

Figure 6 – Carte du Birimien d'Afrique de l'Ouest (Feybesse et al, 2006).

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 7, 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 (référencé comme Supergroupe dans certaines études)

La Mission Sénégalo-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-alcaline.

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 paléoprotérozoique 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.

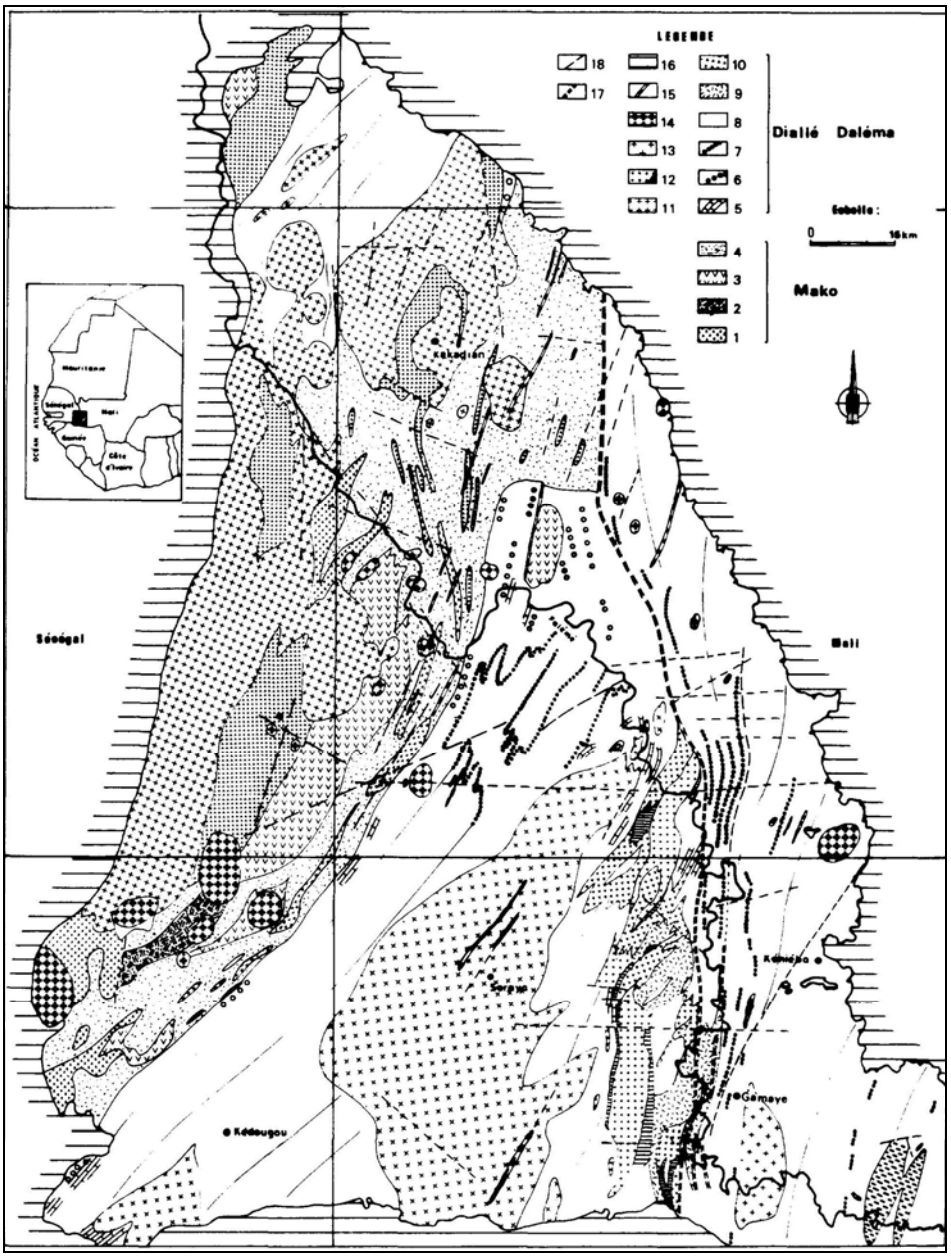

Figure 7 – Carte du Birimien du Sénégal oriental (Bassot, 1987).

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 sénégalo-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-alcaline. 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-alcaline. 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 (référencé comme Supergroupe dans certaines études)

Les travaux de la mission Sénégalo-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 8).

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 pré-datent 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.

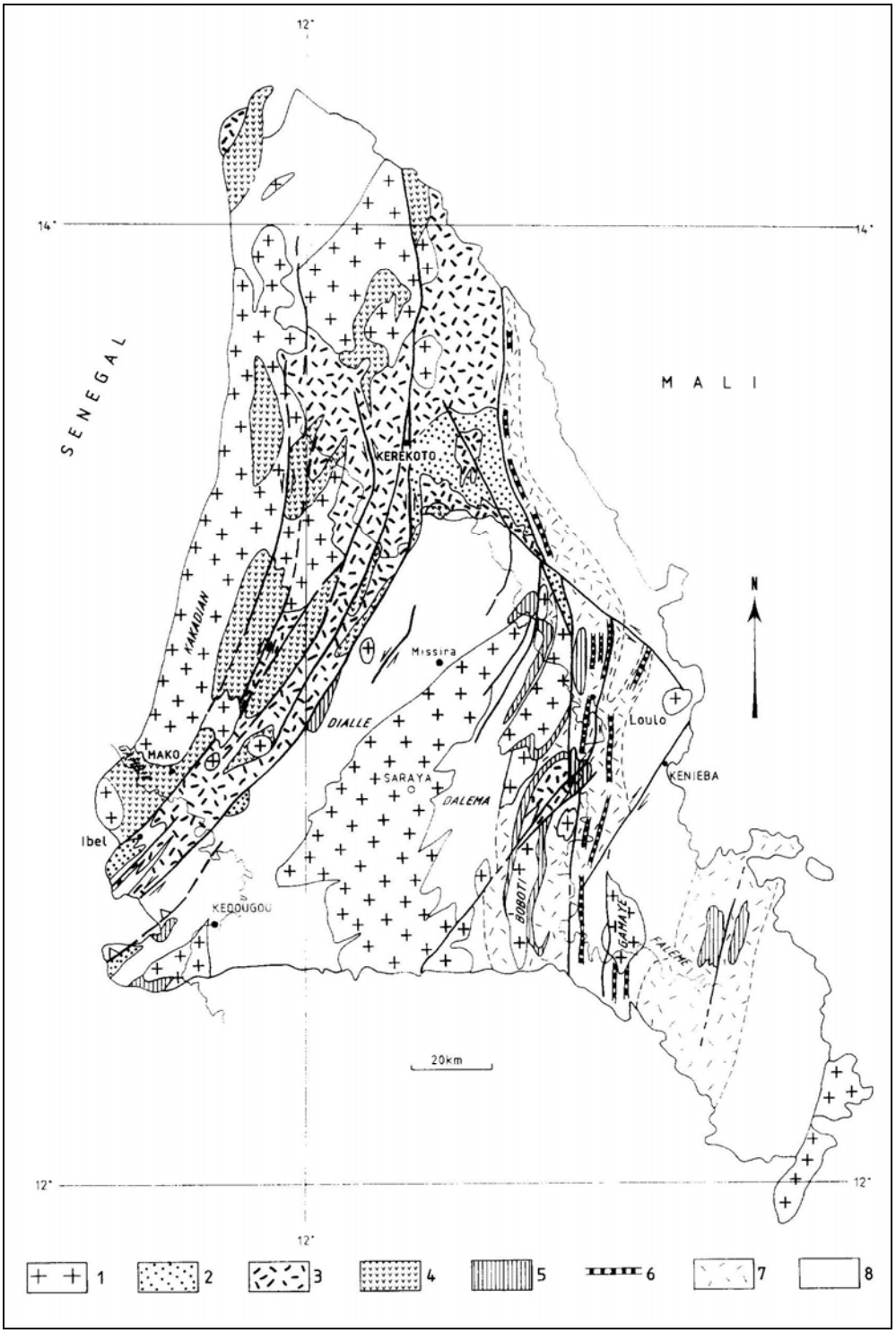

Figure 8 – Carte du Birimien du Sénégal oriental (Ledru et al., 1991)

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 intermédiare altéré, 6 : grès à tourmaline, 7 : roche volcanique acide et dyke, chert et niveaux à manganèse, 8 :roche flyschoïde

2.1.2. Terrains sédimentaires du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta

La couverture sédimentaire néoprotérozoïque étudiée dans le cadre du projet PASMI appartient au bassin de Madina-Kouta qui couvre une superficie d'environ 30 000 km² principalement en Guinée. Au Sénégal oriental, le rebord nord du bassin de Madina-Kouta affleure tout le long de la frontière guinéenne depuis Guémedji et les frontières avec le Mali et la Guinée, jusqu'à la vallée de Walidiala aux environs de Pélel Kindessa. La Série de Ségou/Madina-Kouta forme un escarpement assez net et de petites buttes-témoins nappant localement la surface pénéplanée birimienne.

Les terrains du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta ont été relativement peu étudiés, que ce soit en Guinée ou au Sénégal. Depuis une cinquantaine d'années, les principaux travaux effectués sur cette Série ont été réalisés dans le cadre de synthèses géologiques à visée académique (Bassot, 1966 ; Villeneuve, 1984, 1989) ou dans le cadre de l'exploration minière (Adeguelou et Fall, 1979 ; Sustrac, 1984) ou pétrolière (Arnould *et al.,* 1959). Le travail le plus récent au Sénégal est l'étude faciologique détaillée réalisée par Deynoux *et al.* (1993) sur une partie du Supergroupe affleurant au nord du plateau de Fongolembi.

Les travaux cartographiques et sédimentologiques réalisés depuis environ 30 ans s'entendent sur un découpage lithostratigraphique similaire reposant sur la distinction de 2 Groupes et de 4 à 5 Formations (Figure 9).

A la base, le Groupe de Ségou est décrit comme comprenant :

- la Formation de « Pellèle » notée SI par Villeneuve (1984, 1989). Cette formation correspond aux Calcaires rouges de Nandoumari et argilites rouges associées décrits par Bassot (1966). Bassot (1966) mentionne la présence, en base du Groupe de Ségou, d'un conglomérat de base à galets peu roulés de roches du socle proche. Arnould *et al.* (1959) interprètent cette formation (« Calcaires mauves de Pellèle ») comme équivalent des formations du Groupe de Madina-Kouta ;

- la Formation de Dindefello (SII suivant Villeneuve, 1984, 1989), équivalente aux quartzites de la Série de Ségou définie par Arnould *et al.* (1959) et aux grès inférieurs identifiés par Bassot (1966).

Au dessus du Groupe de Ségou, les différents auteurs définissent le Groupe de Madina-Kouta formé par la succession de 3 formations :

- la Formation de Fongolembi (MKI suivant Villeneuve, 1984, 1989), équivalente des Argilites/Pélites inférieures d'Arnould *et al.* (1959) et de Bassot (1966) ;

- la Formation de Kanta (MKII suivant Villeneuve, 1984, 1989), appelée aussi Quartzites de la Kannta par Arnould *et al.* (1959) ou Grès supérieurs/Grès de Madina-Kouta par Bassot (1966) ;

- la Formation de Dira (MKIII suivant Villeneuve, 1984, 1989), équivalente des Argilites/Pélites supérieures d'Arnould *et al.* (1959) et de Bassot (1966).

De toutes ces études, en dehors des questions de terminologie, les principales différences constatées sont liées :

(i) à l'évaluation de l'épaisseur des différentes unités lithostratigraphiques, avec de grandes disparités suivant la position par rapport aux bordures du bassin de Madina-Kouta ;

(ii) à la définition des limites des unités et de leur nature (contact concordant *vs* discordance).

Enfin, sur la base de la revue bibliographique effectuée, aucune cartographie détaillée de l'ensemble du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta, établie sur la base de la lithostratigraphie classiquement proposée, n'est jusqu'à présent disponible pour le Sénégal oriental.

Seule la carte géologique à 1/50 000 de Bassot (1966), qui concerne une emprise restreinte (secteur de Walidiala), propose un découpage du Groupe de Ségou en deux unités (calcaires rouges oolithiques en base, grès blancs au sommet), en accord avec le découpage admis par la plupart des auteurs. Cette carte géologique figure par ailleurs l'emplacement des principaux sills de dolérite, ainsi qu'un contour des cuirasses latéritiques et des éboulis.

A échelle régionale, les cartes publiées concernant la Série de Ségou/Madina-Kouta sont les suivantes :

- la carte d'itinéraires et d'affleurements à l'échelle 1/200 000 publiée par Bassot (1961), où sont indifférenciés les terrains cambriens et infracambriens dans le secteur compris entre Vélingara et Guémedji (emprise de la coupure Saraya) ;

- les cartes à 1/200 000 des feuilles Kédougou (Arnould et al., 1963) et Kéniéba (Bassot et al., 1963a) ;

- la carte de synthèse géologique à 1/200 000 du Sénégal oriental, publiée dans le Plan Minéral de la République du Sénégal (Planche 31 ; Sustrac, 1984) sur laquelle les terrains néoprotérozoïques sont regroupés au sein d'une seule unité géologique, la Série de Ségou–Madina Kouta.

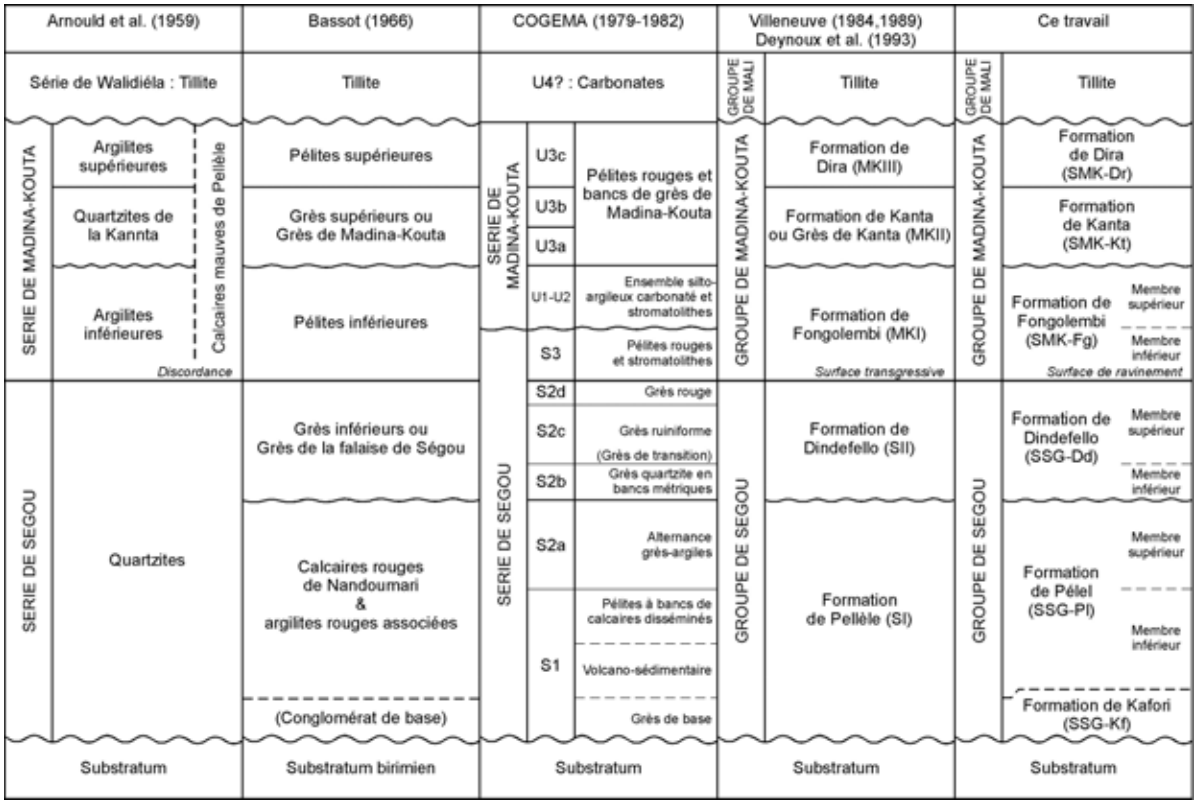

Figure 9 – Principaux découpages lithostratigraphiques du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta définis par les études antérieures : comparaison avec le découpage proposé dans le cadre de ce projet.

2.1.3. Terrains du domaine des Mauritanides

Compte tenu de la surface restreinte concernée par les terrains des Mauritanides et de la prépondérance du domaine autochtone, les auteurs ont choisi d'insister dans cette notice particulièrement sur les terrains de Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta. Le lecteur est donc invité à consulter la notice de la feuille voisine Linkéring/Kolda-Kédougou Ouest (Fullgraf *et al.*, 2010a et 2010b) pour disposer d'une présentation générale du domaine des Mauritanides, représenté principalement par des unités peu déformées du domaine autochtone (Groupes de Walidiala, de Soukouta, de Mali et de Boundou).

2.2. SITUATION DE LA COUPURE DANS LE CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

2.2.1. Terrains du domaine du Birimien

La coupure Saraya-Kédougou Est couvre globalement le tiers sud des formations birimiennes du Sénégal oriental. Limité à l'ouest par la Chaîne des Mauritanides et à l'est par la rivière Falémé, frontière avec le Mali, la coupure Saraya-Kédougou Est permet de visualiser un transect intégral entre les différents groupes et suites qui constituent le Supergroupe du Birimien, et dont l'axe de structuration dit « éburnéen » est globalement orienté NE-SW.

Bien que toutes les formations lithologiques ne soient pas totalement représentées, cette coupure offre probablement le panel le plus exhaustif des formations explicitées en légende générale.

Le Groupe plutono-volcanique de Mako, qui doit son nom à la localité du même nom située sur la coupure courante, est présent dans le paysage dès que l'on aborde par l'ouest la feuille Saraya-Kédougou Est, en venant de Tambacounda. Les formations volcaniques qui arment les reliefs ont été l'objet de nombreux travaux académiques.

Le Groupe de Dialé-Daléma, constitué majoritairement de formations sédimentaires à dominante silicoclastique, est représenté spatialement dans les mêmes proportions de part et d'autre du grand batholithe de Saraya. Ces deux composantes sédimentaires classiquement nommées « Dialé » (à l'ouest) et « Daléma » (à l'est), sont regroupées pour la première fois en termes conceptuels (légende et carte) et de représentation spatiale (carte).

Le batholite de Saraya, élément central de la suite magmatique de Saraya, est probablement l'élément géologique le plus visible sur la coupure Saraya-Kédougou Est. Situé en plein centre de la coupure, il y affleure à 90% de sa surface totale, les 10% restants étant représentés sur la feuille Kossanto-Dalafi Est. Cette prépondérance géographique n'a pas donné lieu historiquement à une profusion de travaux académiques, compte tenu de la relative monotonie des faciès et du manque d'affleurement. Par contraste, l'extrémité septentrionale affleurant sur la coupure Kossanto-Dalafi Est a été l'objet de travaux spécifiques concernant le contact batholithe-encaissant, pour partie grâce aux coupes visibles le long de la Falémé (déformation et métamorphisme des faciès carbonatés par exemple).

Les travaux de Pons *et al.* (1992), reposant majoritairement sur des données acquises dans l'emprise de la coupure de Saraya-Kédougou Est, constituent, à ce titre, le travail de synthèse le plus marquant concernant le batholite de Saraya et son architecture globale en termes de plutons emboités (Figure 10).

Dans le cadre de la nouvelle édition de la carte Saraya-Kédougou Est (Delor *et al*, 2010a), que cette notice accompagne, l'argumentation développée par Pons *et al.* (1992) a servi de guide au réexamen de toutes les données indirectes (magnétisme, radiométrie, imagerie satellitaire) et aux validations de terrain. Cette démarche a conduit à une cartographie actualisée des plutons emboîtés du batholite de Saraya, sur les plans géométrique (trajectoires de structuration/fabrique magmatique) et lithologique (contrastes minéralogiques et géochimiques).

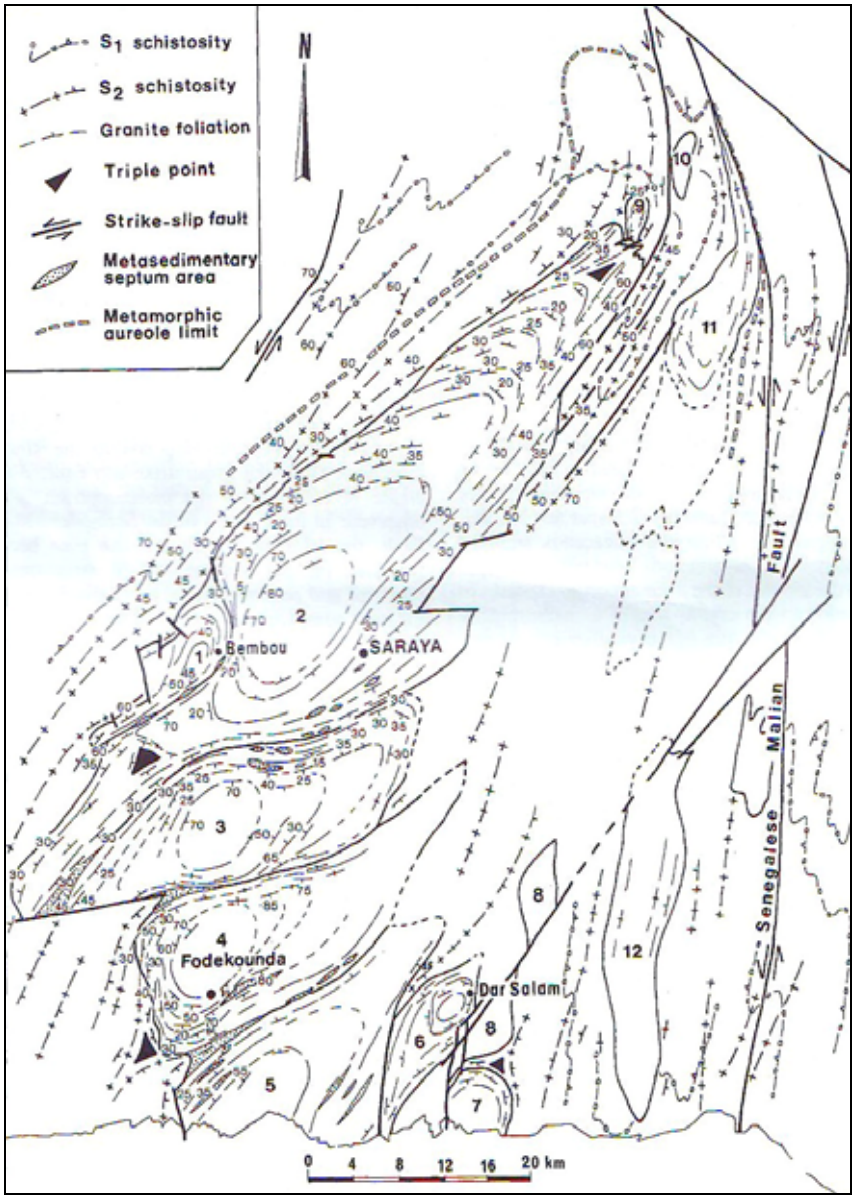

Figure 10 – Carte lithostructurale du batholite de Saraya (Pons et al, 1992).

L'alignement de plutons et corps hypo-volcaniques qui constituent la suite de Boboti, est représente aussi à 90% sur la coupure Saraya-Kédougou Est, plus précisément dans sa partie orientale le long de la Falémé. Ce secteur a fait, par le passé, l'objet de plusieurs investigations géologiques et métallogéniques (Walter et Chantraine, 1974 ; Figure 11). La cartographie établie par Delor et al. (2010), argumentée dans le cadre de cette notice, apporte (i) une visualisation d'ordre lithologique et structurale bien plus précise des formations géologiques investiguées antérieurement de façon sommaire, et (ii) une hiérarchisation relative et absolue (contraintes isotopiques) de ces formations.

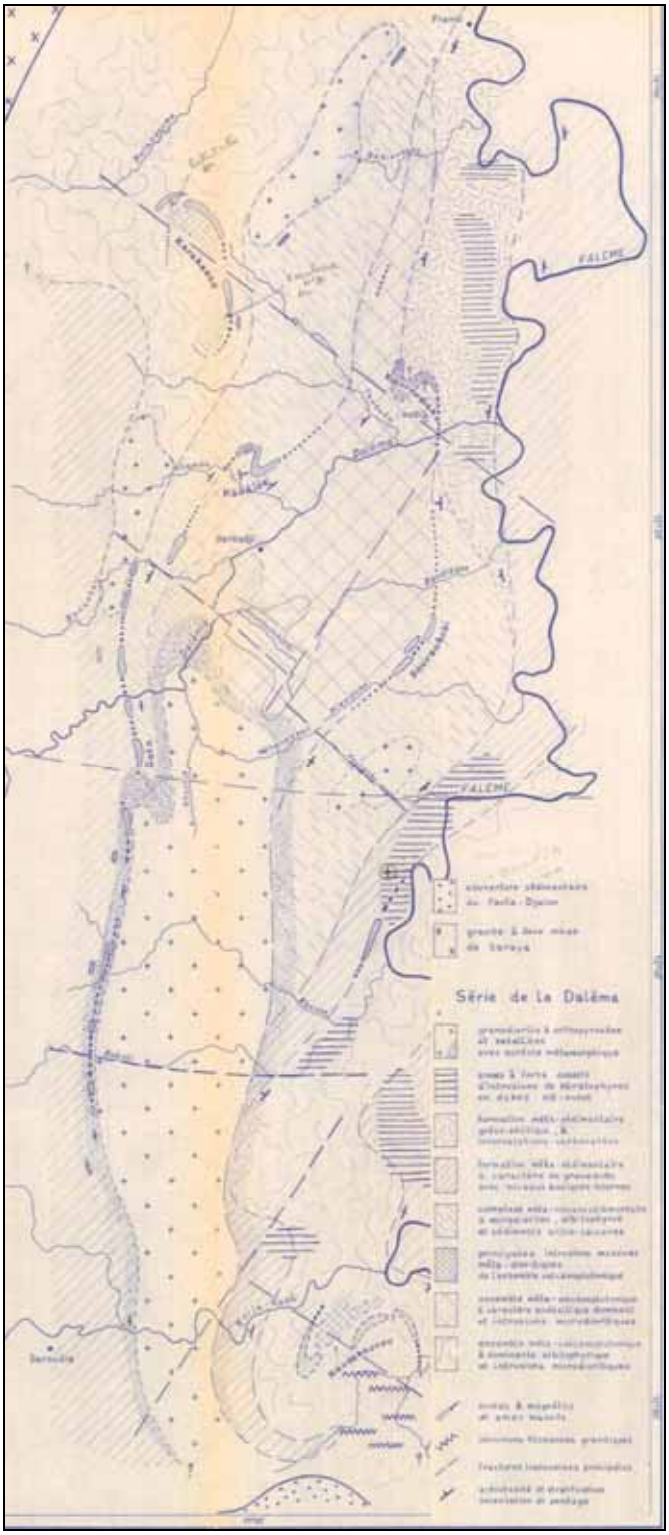

Figure 11 – Carte lithologique de la Suite de Boboti, en limite est de la coupure Saraya-Kédougou Est (Walter et Chantraine, 1974).

2.2.2. Terrains sédimentaires du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta

Au Sénégal oriental, le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta, comme indiqué dans le paragraphe précédent, représente la bordure nord du bassin de Madina-Kouta qui s'étend beaucoup plus largement en Guinée (Figure 12).

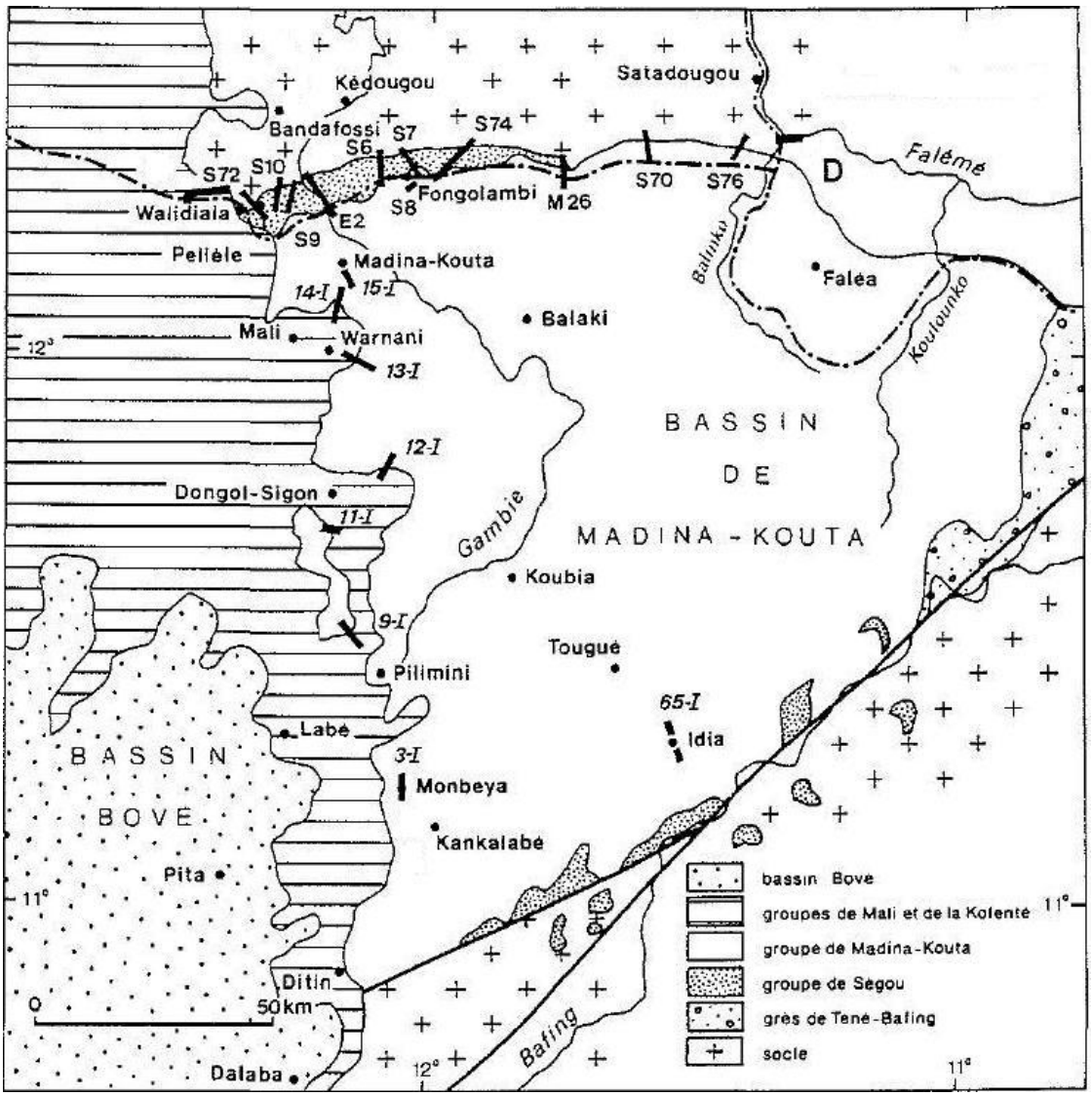

Figure 12 – Situation du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta cartographiée au Sénégal oriental, dans le cadre régional du bassin de Madina-Kouta (d'après Villeneuve, 1984).

D'après les données bibliographiques consultées, il ne semble pas y avoir de grandes différences dans la succession des terrains constituant le remplissage sédimentaire de ce bassin. Des variations latérales d'épaisseur importantes semblent toutefois affecter certaines formations. Ainsi, Villeneuve (1984, 1989) signale des variations importantes au sein du Groupe de Ségou en rapport avec la présence de paléo-reliefs ou de paléo-vallées. D'autres variations importantes sont

suggérées dans le Groupe de Madina-Kouta, par la simple comparaison des épaisseurs de chaque formation fournie par les différents auteurs. Il reste toutefois impossible, à la lecture des références citées précédemment, de déterminer si ces variations sont le fait de jeux structuraux synsédimentaires ou si elles résultent du cadre paléogéographique du bassin de Madina-Kouta (bordure du bassin au Sénégal oriental, centre du bassin vers la Guinée).

2.2.3. Terrains du domaine des Mauritanides

La feuille Saraya-Kédougou Est se situe au front de la chaîne des Mauritanides. Elle est concernée exclusivement par des unités peu déformées du domaine autochtone à parautochtone (Groupes de Walidiala, de Soukouta, de Mali et de Boundou). Pour replacer le domaine autochtone par rapport à la structure générale de la chaîne des Mauritanides, les auteurs invitent le lecteur à consulter la notice de la feuille voisine Linkéring/Kolda-Kédougou Ouest (Fullgraf *et al.,* 2010b) dans laquelle une présentation détaillée du domaine est proposée au chapitre 2.2.

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 1er 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 la disposition du projet de cartographie géologique du Sénégal oriental 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 les 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 13) avec la carte des anomalies magnétiques de la feuille Saraya-Kédougou Est, après retrait de l'IGRF (International Geomagnetic Reference Field).

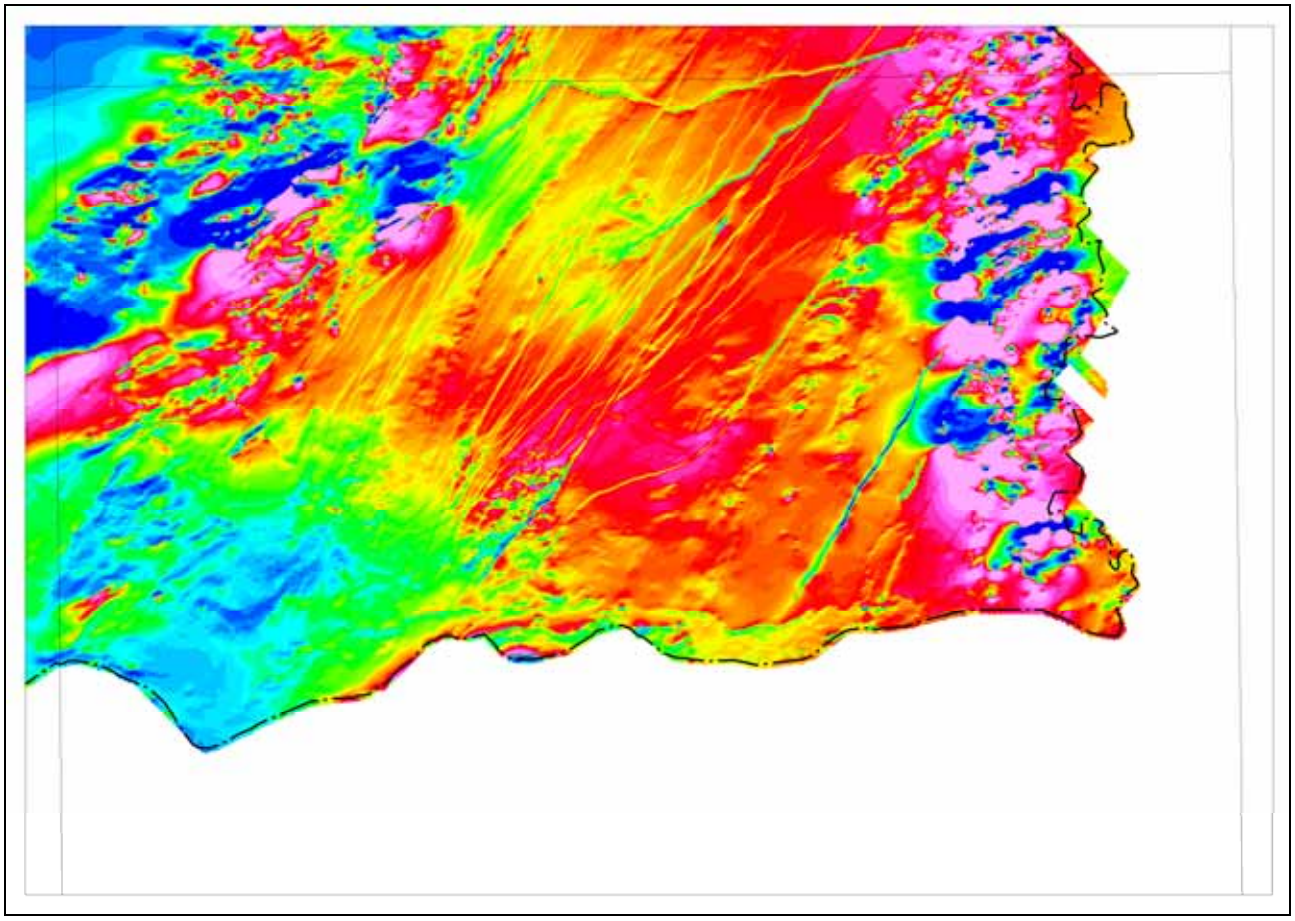

Figure 13 – Carte des anomalies magnétiques de la feuille Saraya-Kédougou Est, après retrait de l'IGRF.

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 14) avec la carte du comptage total (émission gamma sur la bande 0,5-3 keV) de la feuille Saraya-Kédougou Est.

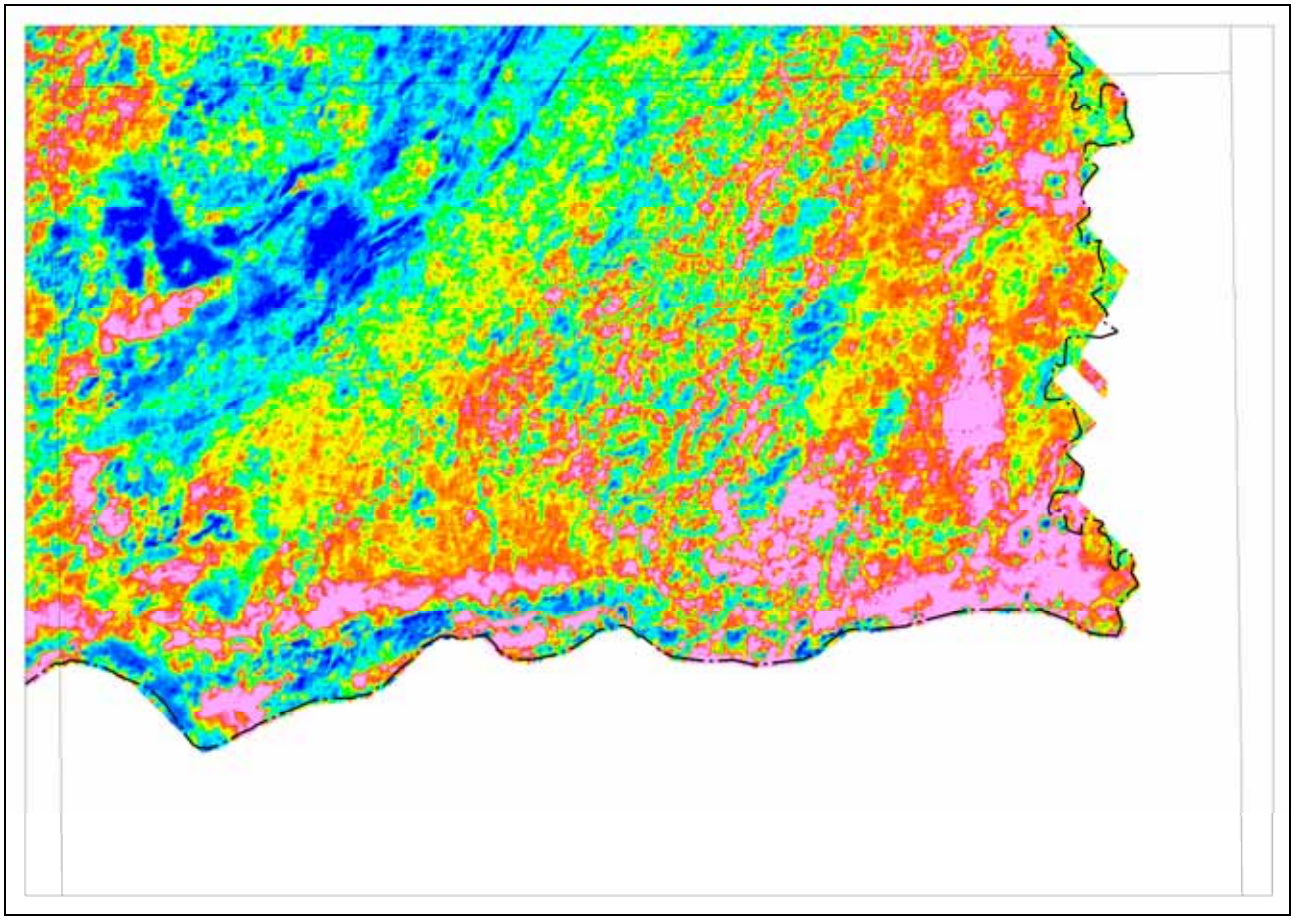

Figure 14 – Carte radiométrique du comptage total de la feuille Saraya-Kédougou Est.

2.3.3. Données électromagnétiques

A l'issue des levés aéromagnétiques 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.

Deux de ces zones (Figure 15) sont représentées sur la feuille Saraya-Kédougou Est et sont illustrées sur la figure 7. 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.

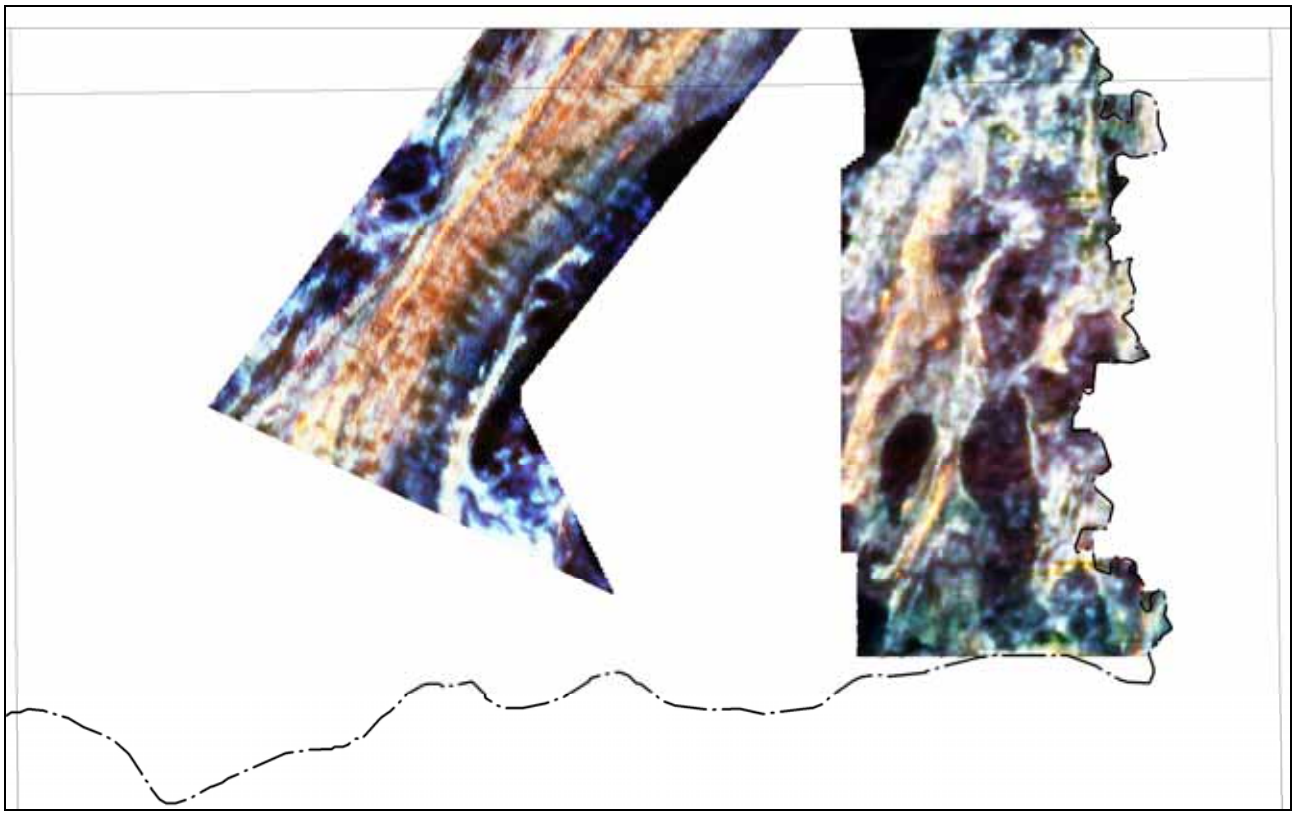

Figure 15 – Cartes électro-magnétiques de la feuille Saraya-Kédougou Est.

2.3.4. Validation géophysique de terrain

Au cours de la mission sur le terrain de l'expert géophysicien, l'approche a été réalisée avec deux outils permettant de disposer en temps réel sur le terrain d'un positionnement précis par rapport

aux cartes géophysiques et aussi de mesurer un paramètre pétrophysique comme la susceptibilité magnétique.

Pour les données géophysiques et le positionnement instantané, un SIG nomade a été utilisé avec l'ensemble des données aérogéophysiques mais aussi à tous les autres fonds géoréférencés disponibles dans le projet tels la géologie, les fonds topographiques, le modèle numérique de terrain (MNT) ou encore les points d'affleurement. Ce matériel comporte un récepteur GPS sur lequel est installé le logiciel ArcPad, permettant de charger toutes les couches regroupées dans le SIG ArcGis du projet et de restituer alternativement n'importe quelle couche d'information pour la confronter à l'environnement du terrain.

Pour mesurer la susceptibilité magnétique, un kappamètre (KT-9) a été utilisé. Cet instrument permet une mesure quasi-instantanée de la susceptibilité magnétique des roches, c'est-à-dire leur capacité à induire une anomalie magnétique lorsqu'elles sont plongées dans le champ magnétique ambiant terrestre. L'intensité de l'anomalie magnétique est proportionnelle à la susceptibilité de la roche.

Cette approche géophysique a permis de valider certaines observations géologiques pour une représentation cartographique et avec mise en concordance avec les données géophysiques les plus représentatives selon les lithologies rencontrées.

Ceci est illustré (Figure 16) avec des observations géologiques et géophysiques mises en relation directe avec les données électromagnétiques. Sur cet exemple, les plutons du Boboti et de Nafadji (apophyse Saraya) apparaissent très nettement par leur très faible conductivité alors qu'entre ces deux plutons, ce sont des variations lithologiques au sein de formations à dominantes grauwackeuses qui ressortent mais avec indication sur la dominante siliceuse qui donne les teintes les plus claires en électromagnétisme.

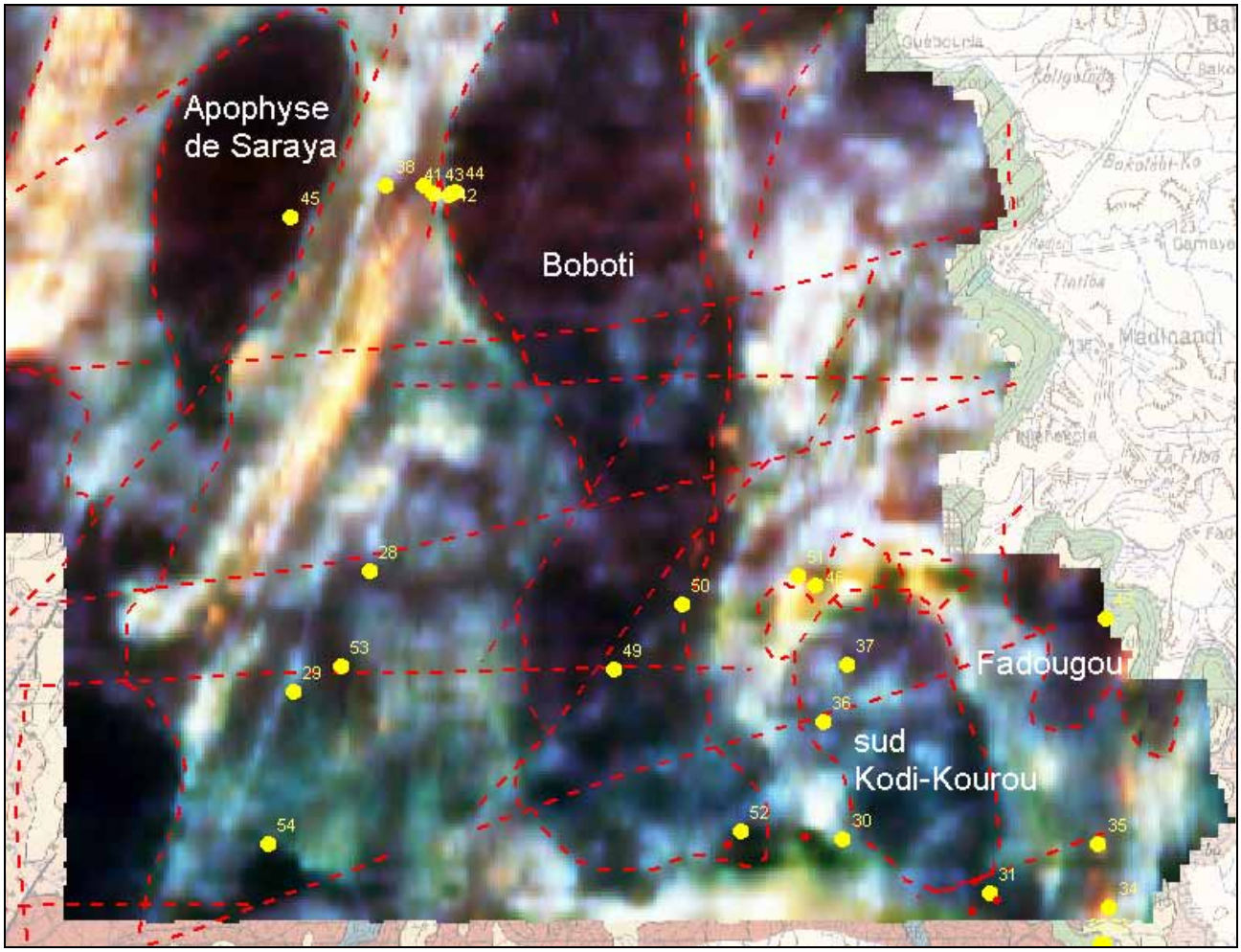

Figure 16 – Carte électro-magnétique à l'extrême sud est de la coupure Saraya-Kédougou Est.

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 17) 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.

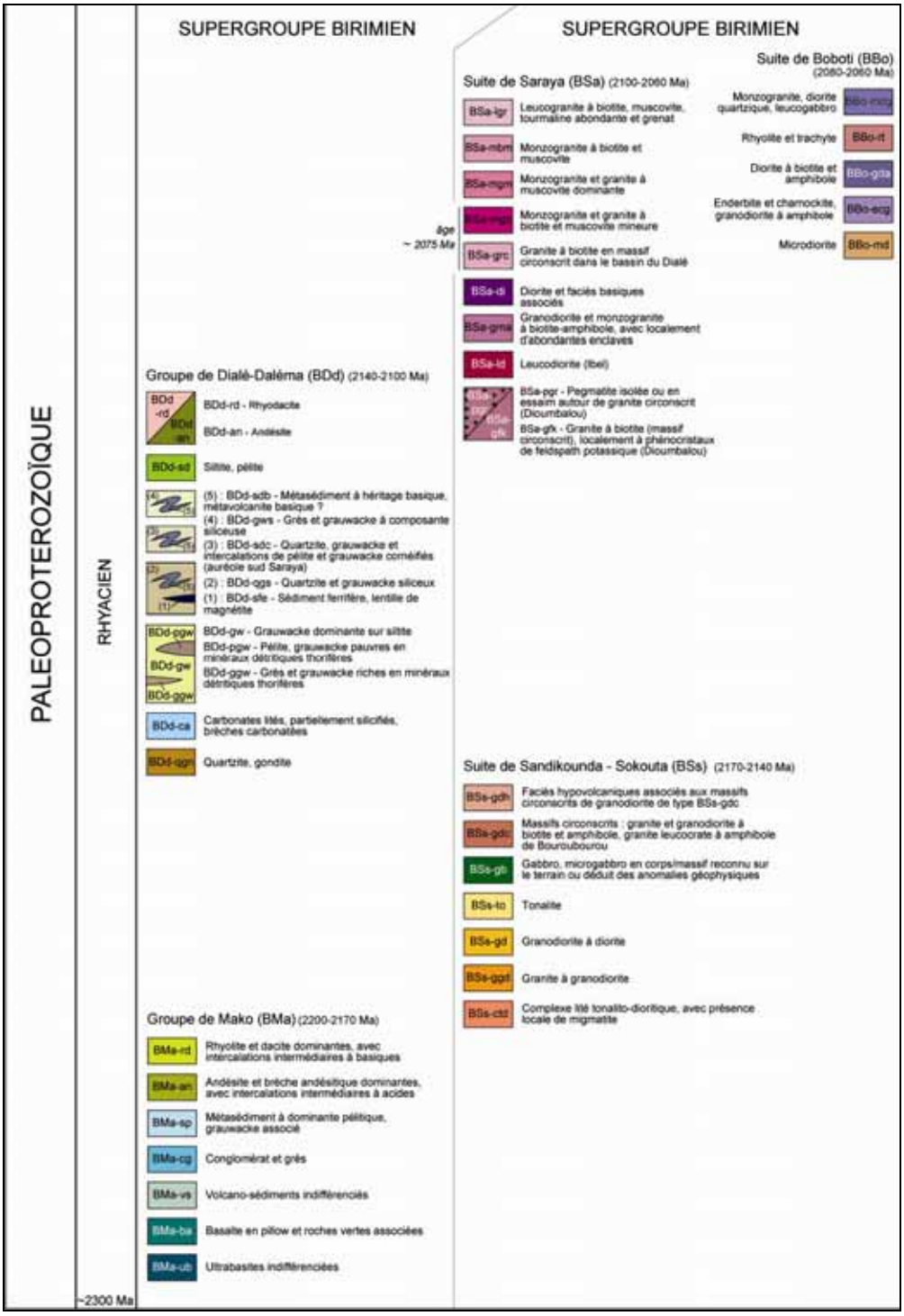

Figure 17 – Nouvelle légende géologique pour le domaine du Birimien du Sénégal oriental.

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 évènements thermiques postérieurs à la mise en place. Les données U-Pb retenues (Figure 18) 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 (carte ; Figure 18).

N°	METHODE	Roche totale ou minéral	Age de mise en place
S01	U-Pb	Monozircon	2064 ± 30 Ma
S02	K-Ar	Roche totale	1243 ± 17 Ma
S03	U-Pb	Monozircon	2072 ± 10 Ma
S04	U-Pb	Monozircon	2142 ± 7 Ma
S05	K-Ar	Roche totale	853 ± 11 Ma
S06	K-Ar	Roche totale	1152 ± 15 Ma
S07	K-Ar	Roche totale	889 ± 12 Ma
S08	K-Ar	Roche totale	1367 ± 18 Ma
S09	U-Pb	Monozircon	2098 ± 13 Ma
S10	K-Ar	Roche totale	1791 ± 24 Ma
S11	K-Ar	Roche totale	291 ± 4 Ma
S12	K-Ar	Roche totale	263 ± 4 Ma
S13	K-Ar	Roche totale	248 ± 3 Ma
S14	U-Pb	Monozircon	2082 ± 8 Ma
S15	U-Pb	Monozircon	2093 ± 30 Ma
S16	U-Pb	Monozircon	1261 ± 40 Ma
S17	K-Ar	Roche totale	1833 Ma
S18	K-Ar	Roche totale	1333 ± 18 Ma
S19	U-Pb	Monozircon	< 1764 Ma
S20	K-Ar	Roche totale	372 ± 5 Ma
S21	K-Ar	Roche totale	1593 ± 21 Ma

N°	METHODE	Roche totale ou minéral	Age de mise en place
S22	K-Ar	Roche totale	292 ± 4 Ma
S23	K-Ar	Roche totale	375 ± 6 Ma
S24	K-Ar	Roche totale	234 ± 4 Ma
S25	U-Pb	Monozircon	1413 ± 30 Ma
S26	K-Ar	Roche totale	1657 ± 21 Ma
S27	U-Pb	Monozircon	2061 ± 15 Ma
S28	K-Ar	Roche totale	356 ± 5 Ma
S29	K-Ar	Roche totale	310 ± 4 Ma
S30	K-Ar	Roche totale	279 ± 4 Ma
S31	K-Ar	Roche totale	232 ± 4 Ma
S32	U-Pb	Monozircon	< 1200 Ma
S33	K-Ar	Roche totale	170 ± 3 Ma
S34	K-Ar	Roche totale	300 ± 4 Ma
S35	Pb/Pb	Monozircon	2198 ± 2 Ma
S36	Pb/Pb	Monozircon	2074 ± 5 Ma
S37	U/Pb	Monozircon	2080 ± 1 Ma
S38	U/Pb	Monozircon	2099 ± 4 Ma
S39	U/Pb	Monozircon	2082 ± 1 Ma
S40	U/Pb	Monozircon	2079 ± 2 Ma
S41	U/Pb	Monozircon	2064 ± 4 Ma

Figure 18 – Récapitulatif des âges U-Pb et K-Ar réalisés i) dans le cadre de ce travail et ii) issus de travaux antérieurs (cf. chapitre suivant).

Terrains sédimentaires du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta

La légende pour les terrains méso à néoprotérozoïques affleurant au sud des cartes Kédougou et Saraya fait état d'un découpage en 2 groupes comprenant chacun 3 formations (Figure 20).

Elle est cohérente en termes de découpage en unités, avec les principaux travaux publiés dans la littérature (Arnould *et al.,* 1959 ; Bassot, 1966 ; Villeneuve, 1984, 1989 ; Deynoux *et al.,* 1993 ; Figure 9). La seule différence notable concerne l'introduction d'une formation supplémentaire en base du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta.

Le Groupe de Ségou comprend ainsi de la base vers le sommet :

- la Formation de Kafori qui se compose d'un ensemble gréso-conglomératique marquant la base du Supergroupe sur l'ensemble du territoire couvert ;
- la Formation de Pélel qui correspond à un ensemble principalement argilo-marneux, à faciès mixtes carbonatés puis silicoclastiques ;
- la Formation de Ségou-Dindefello composée d'un puissant ensemble gréseux armant l'escarpement principal rencontré au sud des cartes Kédougou et Saraya.

Le Groupe de Madina-Kouta est constitué de 3 formations avec de la base vers le sommet :

- la Formation de Fongolembi à dominante argilo-marneuse, qui comme la Formation de Pélel présente des faciès mixtes carbonatés puis silicoclastiques ;
- la Formation de Kanta formée de faciès majoritairement gréseux ;
- la Formation de Dira composée de faciès argilo-marneux rencontrés uniquement sous forme de cornéennes.

Les deux dernières formations ne sont reconnues qu'à l'extrémité sud du plateau de Fongolembi sur quelques rares affleurements.

Sur la base des rares données bibliographiques disponibles et des quelques éléments stratigraphiques recueillis lors du levé des cartes Kédougou et Saraya, le Groupe de Ségou a été attribué à un intervalle stratigraphique imprécis couvrant la fin du Mésoprotérozoïque et la base du Néoprotérozoïque. Le Groupe de Madina-Kouta est contraint stratigraphiquement par l'âge potentiel du Groupe de Ségou et par son antériorité à la tillite, niveau repère marquant la base du Groupe de Mali.

Terrains du Supergroupe des Mauritanides

La légende pour le Supergroupe de Mauritanides, qui n'affleure qu'à l'extrémité ouest de la feuille Saraya-Kédougou Est, repose sur la légende retenue sur les feuilles Linkéring/Kolda-Kédougou Ouest et Tambacounda-Dalafi Ouest, pour lesquelles la diversité des unités géologiques attribuées à ce Supergroupe a permis de structurer une légende complète pour le domaine des Mauritanides.

Sur l'emprise de la feuille Saraya-Kédougou Est, les terrains des Mauritanides affleurant sont attribués à 4 groupes distincts. Trois sont attribués à l'Ediacarien avec le Groupe de Walidiala (MWa), le Groupe de Mali (MMa) et le Groupe de Soukouta (MSk), un est attribué à l'Ordovicien avec le Groupe de Boundou (MBo).

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 cartographique 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).

Au démarrage du projet, l'examen des cartes aéro-magnétiques (Figure 19), a très vite révélé :

i) d'une part 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 Mésoprotérozoïque supérieur à Néoprotérozoïque inférieur.

Sur la base des données géophysiques, des observations de terrain et points de contraintes géochronologiques absolues, 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 polylignes au sein d'une couche dédiée.

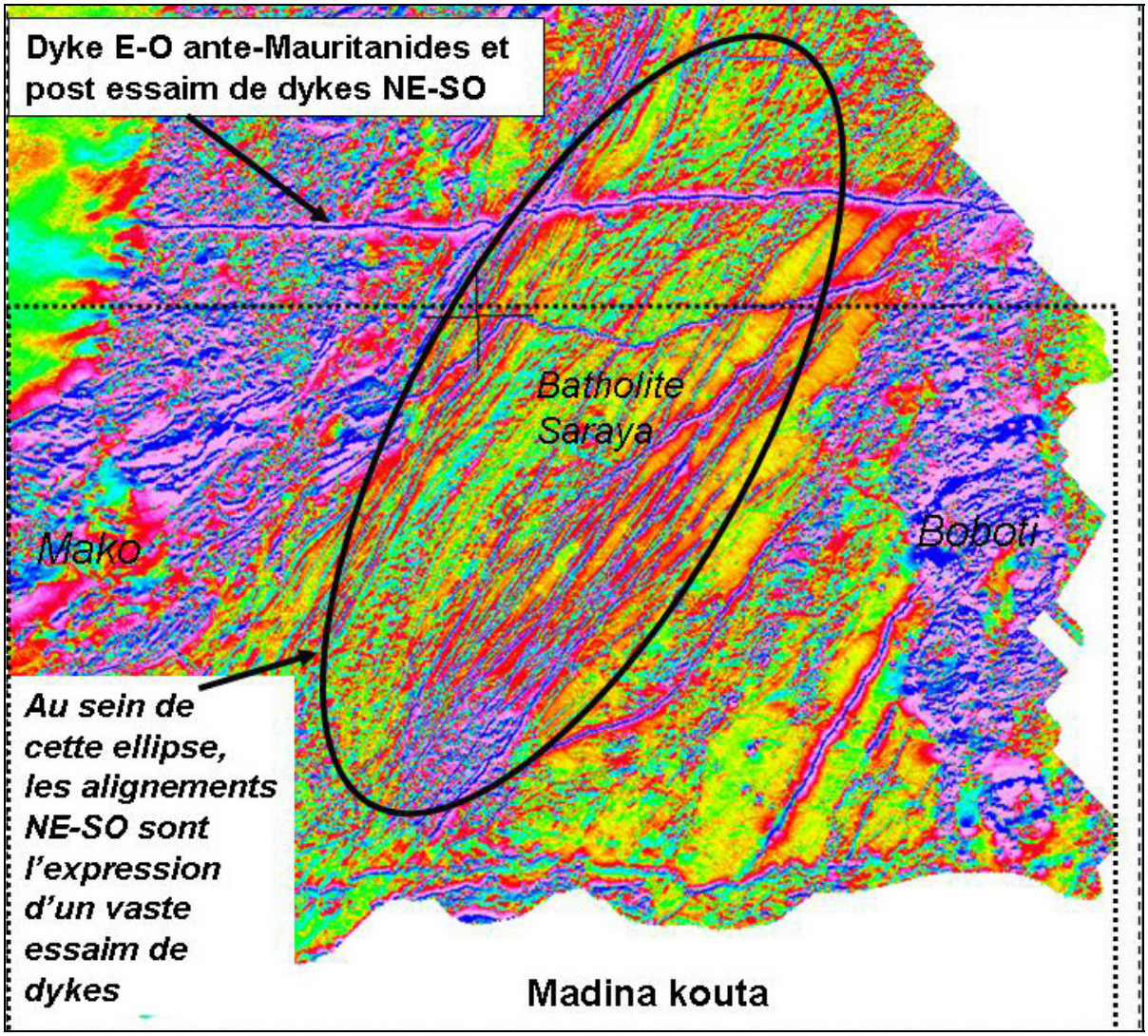

Figure 19 – Carte aéromagnétique illustrant la répartition des anomalies linéaires correspondant aux différentes générations de dolérites.

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 grauwackeux dominants sur les pélites, notés BDd-gw *vs* faciès pélitiques dominants sur les grauwackes, 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, grauwacke pauvres en minéraux détritiques thorifères), BSs-gb (gabbro, microgabbro en corps massifs reconnus sur le terrain ou déduit des anomalies géophysiques).

Terrains sédimentaires du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta

L'étude lithostratigraphique et l'analyse des coupes sériées levées le long de l'escarpement ont permis de distinguer des membres distincts au sein des Formations de Pélel, de Dindefello et de Fongolembi, sur la base des variations verticale et horizontale des faciès sédimentologiques et de l'évolution des paléoenvironnements de dépôt (Figure 20). Malheureusement, compte tenu de l'épaisseur de ces ensembles (de l'ordre de quelques dizaines de mètres), la représentation des membres à l'échelle du 1/200 000 est apparue impossible. La description de leurs principales caractéristiques géologiques est toutefois présentée dans notre notice explicative afin de contraindre la variabilité faciologique des formations définies.

La zone d'affleurement du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta est caractérisée par des dénivelés localement importants, à l'origine de processus récents ayant généré d'importants produits d'éboulement et de fluage dans les pentes. Ces formations superficielles masquent, sur des surfaces localement importantes, les terrains du substratum et il a été choisi d'en représenter les plus importants afin de signaler les zones à affleurements quasi inexistants.

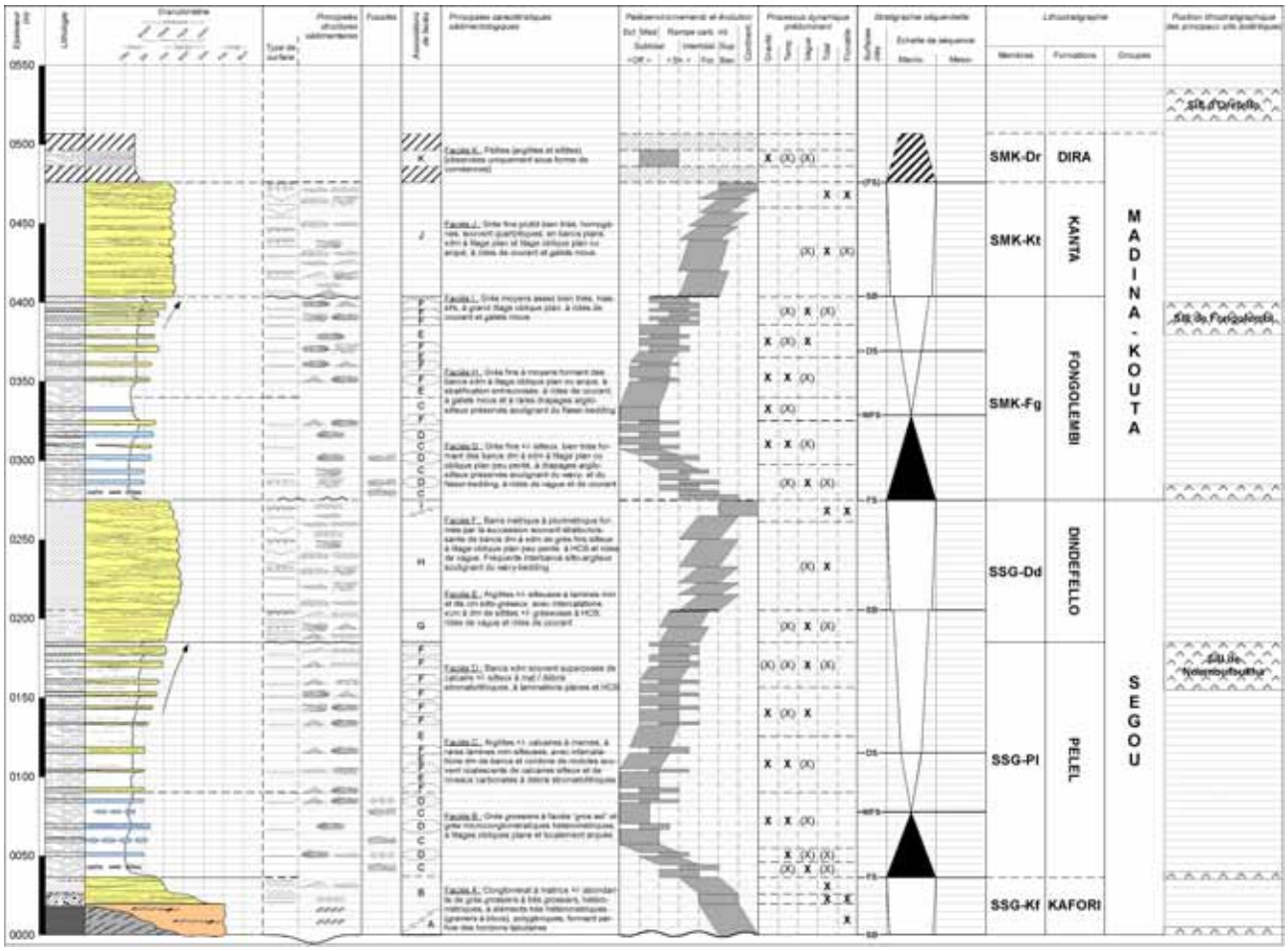

Figure 20 – Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta : log sédimentologique, évolution des environnements de dépôts et de la dynamique sédimentaire, stratigraphie séquentielle et découpage lithostratigraphique.

Légende :
Granulométrie : (*Carbonates*) Mudst. = Mudstone ; Wack. = Wackstone ; Pack. = Packstone ; Grain. = Grainstone ; (*Silicoclastiques*) Sandst. = Sandstone ; Congl. Conglomerate ; Clay. = Claystone ; Silt. = Siltstone ; Med. = Medium ; Coar. = Coarse ; Peb. = Pebble ; Boul. = Boulder. Paléoenvironnements : Rampe carb. = Rampe carbonatée ; Ext. = Externe ; Med. = Médiane ; Int. = Interne ; Sup. = Supratidal ; Continent. = Continental ; < / > Off. = Lower / Upper offshore ; < / > Sh. = Lower / Upper shoreface ; For. = Foreshore ; Bac. = Backshore. Processus dynamique : Temp. = Tempête. Stratigraphique séquentielle – Surface clés : SB = Sequence Boundary (limite de séquence) ; FS = Flooding Surface (surface d'ennoiement) ; MFS = Maximum Flooding Surface (surface d'inondation maximale) ; DS = Downward Shift (déplacement de la ligne de rivage vers le large).

Terrains du Supergroupe des Mauritanides

La légende pour le Supergroupe de Mauritanides, qui n'affleure qu'à l'extrémité ouest de la feuille Saraya-Kédougou Est, repose sur celle retenue sur les feuilles Linkéring/Kolda-Kédougou Ouest et Tambacounda-Dalafi Ouest, pour lesquelles la diversité des unités géologiques attribuées à ce Supergroupe a permis de structurer une légende complète pour le domaine des Mauritanides.

Pour mieux comprendre la structure et le découpage lithostratigraphique adoptés pour les terrains des Mauritanides, le lecteur consultera la notice des cartes géologiques à 1/200 000 des feuilles Linkering/Kolda-Kédougou Ouest (Fullgraf *et al.,* 2010b) et Tambacounda-Dalafi Ouest (Buscail *et al.,* 2010a).

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 dyke 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 PALEOPROTEROZOÏQUES

4.1.1. Groupe de Mako

Formations volcaniques et sédimentaires

- **Ultrabasites indifférenciées (BMa-ub)**

Ces Formations sont représentées à l'ouest de Mako (butte de Mansaring Tana), où elles constituent des niveaux d'extension kilométrique individualisés au sein de termes basaltiques (BMa-ba). Ces ultrabasites sont intensément diaclasées dans trois principales directions : N100 à pendage vertical, N120 à pendage de 30° au SW, N140 à pendage de 75° au SW (Diallo, 1994). Elles montrent, par endroits, de grands cristaux d'olivine. La variation de grain permet d'identifier deux faciès principaux : des ultrabasites à grains moyens millimétriques à plurimillimétriques et des ultrabasites à grains plus grossiers pluricentimétriques à centimétriques.

Au nord et au sud de la butte de Mansaring Tana, les roches ultrabasiques sont toujours présentes. Au nord, affleure notamment une bande de 50 m, constituée de faciès plus fins. Ce même faciès est présent au sud, dans le lit de la Gambie, où il constitue le prolongement septentrional de la butte de Mansaring Tana. Il est associé vers l'est et vers l'ouest à des gabbros à hornblende et plagioclase qui présentent des textures voisines des textures spinifex (Diallo, 1994). D'un point de vue structural, les structures magmatiques des ultrabasites et des autres roches ultrabasiques observées dans le lit de la Gambie sont orientées N080, très oblique sur l'axe NE-SW des structures éburnéennes.

Les niveaux les plus orientaux se moulent autour du massif de Koulountou dont elles prédatent la mise en place.

Du point de vue géochimique, les roches de compositions ultrabasiques à basiques (échantillons C0787, C0807, C0831, H0161, H0162, H0164B, H0165B et H0168) sont, dans l'ensemble, d'affinité tholéiitique tholéiitique (Figure 21). Ces roches sont pauvres en terres rares et les concentrations sont inférieures à 20 fois les chondrites. Les spectres sont généralement plats ($0,8 < [La/Yb]_n < 1,9$).

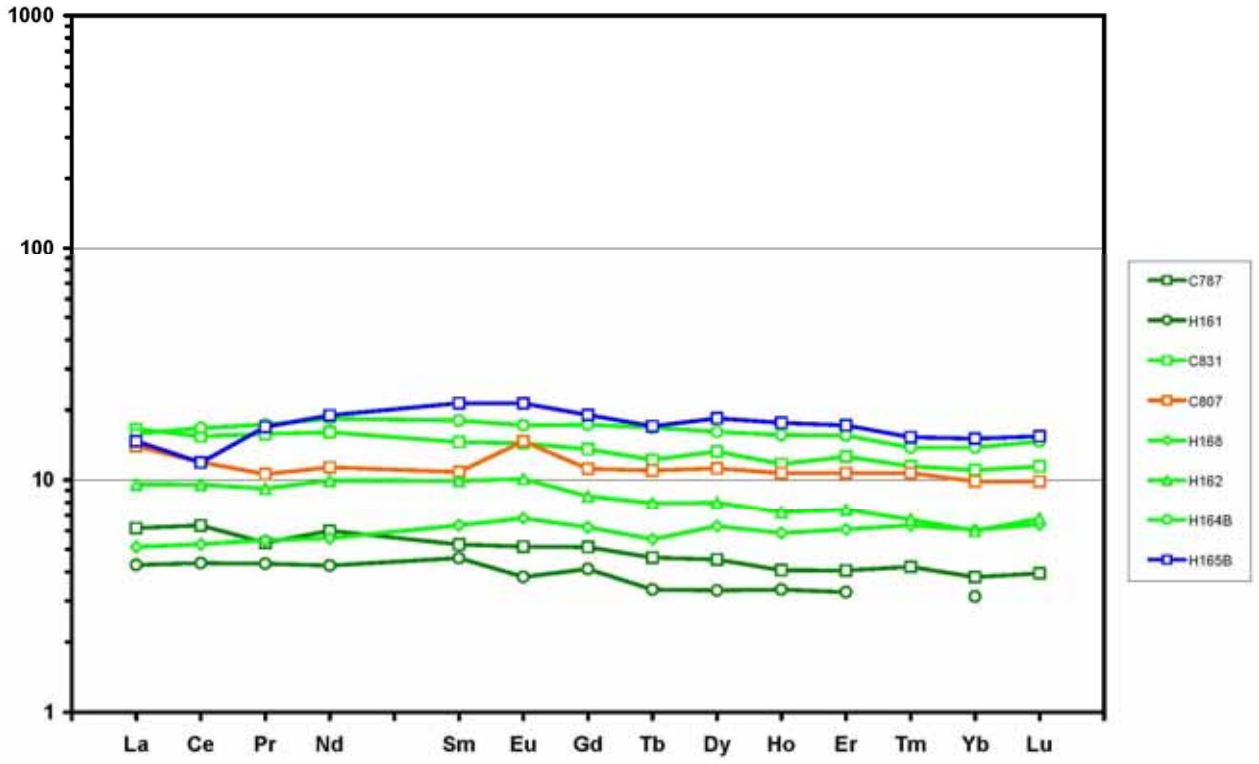

Figure 21 – Diagramme géochimique Terres Rares des ultrabasites.

- **Basaltes en pillow et roches vertes associées (BMa-ba)**

Les formations basiques sont fortement représentées dans la partie ouest du Groupe de Mako où elles s'expriment sous forme de coulées de laves basaltiques et pyroclastiques, associées à des facies hypovolcaniques en sills et dykes. Les roches volcaniques basiques sont interstratifiées à des méta-sédiments volcano-détritiques. Les laves se présentent en coulées de puissance kilométriques et d'extension régionale, en laves en coussins de tailles décimétriques à métriques ou en structure massive. A l'ouest de Mako, des figures en pillows remarquables peuvent être observées le long du cours de la Gambie (Figure 22).

Les basaltes en coulées massives présentent généralement des faciès homogènes où apparaissent des structures amygdalaires qui renferment des vésicules remplies de quartz ou de minéraux de la paragenèse chlorite-épidote-calcite-quartz. Ces formations laviques sont associées à d'abondantes volcano-clastites en niveaux tufacés finement lités et à des cherts vers le sommet de la pile. Les coulées de basaltes sont, par endroits, associées à des termes ultrabasiques à basiques sous la forme de complexes hypovolcaniques gabbroïques et dioritiques et de corps plutoniques comprenant des péridotites (lherzolite, wherlite, websterite), des pyroxénites, des gabbros et des diorites.

Géographiquement, les faciès de basaltes sont observés dans le village de Tambanoumouya et à sa sortie vers Mako, sous forme de faciès vert sombre de texture aphanitique (Diallo, 1994). Les pillows lavas, d'axe centimétrique, y sont entourés d'un cortex sombre peu épais et sont séparés les uns des autres par une matrice très réduite colorée en vert jaune. Ils sont affectés par une

schistosité N160 qui correspond à celle de l'allongement des principaux pointements de roches volcaniques dans le secteur.

Figure 22 – Laves en coussin dans le lit de la Gambie, Groupe de Mako (station A0028).

A l'échelle régionale, les termes basaltiques sont clairement intrudés par les termes granodioritiques de type Soukouta.

Du point de vue géochimique (Figure 23), 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% < SiO_2 < 52%) avec de fortes teneurs en Fe_2O_3 (11% < Fe_2O_3 < 16%) et en MgO (6% < 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 spectres de terres rares sont plats avec un léger appauvrissement en terres rares légères, les rapports $[La/Yb]_n$ 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.

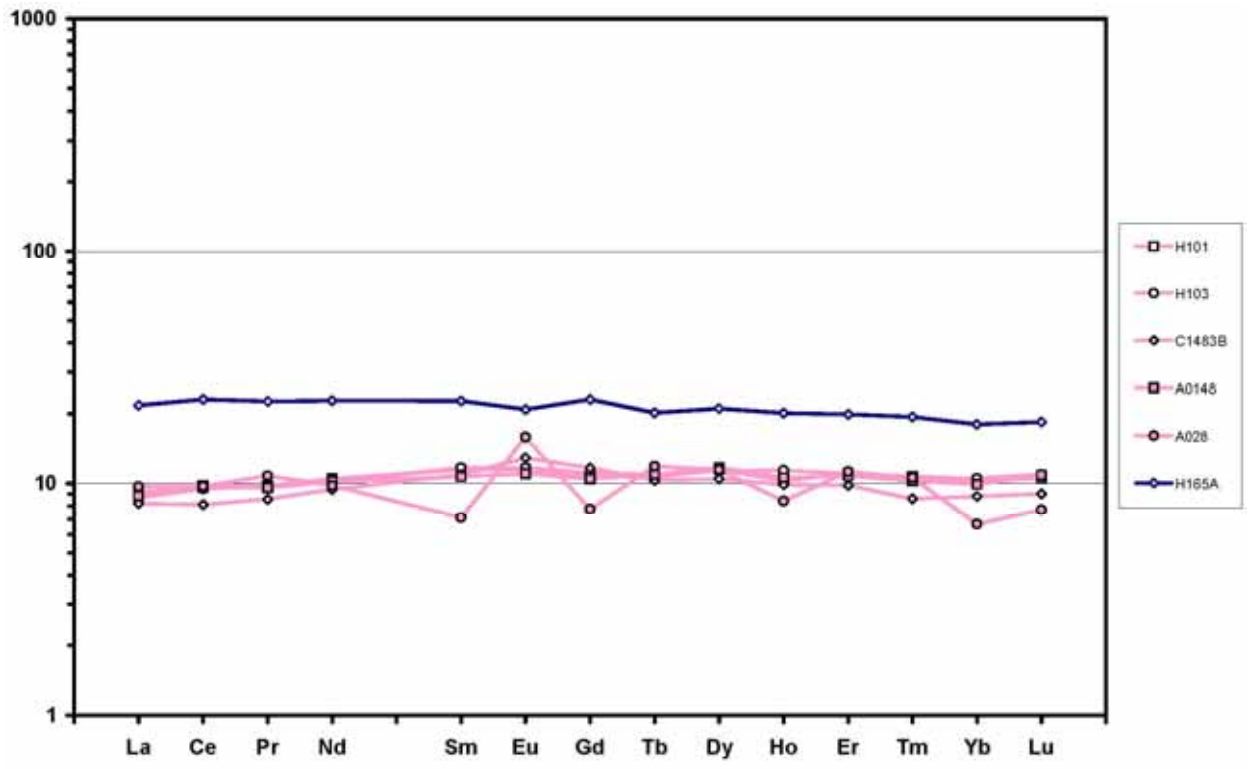

Figure 23 – Diagramme géochimique Terres Rares des basaltes et roches vertes associées.

- **Volcano-sédiments indifférenciés (BMa-vs)**

Cette Formation constitue une majeure partie des termes effusifs et sédimentaires du Groupe de Mako, dans le cas où des regroupements spécifiques n'ont pu être individualisés cartographiquement.

Elle inclue les faciès de sédiments francs le plus souvent immatures et les volcano-sédiments détritiques provenant des termes pyroclastiques associés aux laves ou à des produits de démantèlement d'édifices magmatiques. Les éléments de taille centimétrique à décimétrique sont généralement en forme de galet, et de nature variée (basaltes, andésites, gabbros, quartzites). Les horizons plus fins sont de nature gréso-pélitique à pélitique avec des niveaux graphiteux. Les jaspes sont en bancs de puissance décimétrique à métrique, parfois d'extension quasi régionale. Ils ont un aspect rubané avec des successions de lits de couleur variée. Localement, ils renferment des horizons graphiteux et ferrugineux.

Autour du village de Mako, ces roches volcano-détritiques et volcaniques affleurent largement (Diallo, 1994). A l'est de la butte de Mansaring Tana, les travaux d'orpaillage révèlent un ensemble verdâtre schistosé dans une direction N005 à N040, à pendage de 60° vers l'ouest. Ces schistes de grain moyen sont associés localement à des horizons de pélites sombres siliceuses schistosées et débitées en dalles centimétriques.

En direction du village de Tomboronkoto, les termes détritiques alternent avec des faciès gabbroïques. Diallo (1994) y distingue :

- Au nord-ouest de Tomboronkoto, une série détritique fine peu métamorphique, de couleur vert clair, caractérisée par la présence de fines laminites et affectée par une schistosité de direction N175 à pendage de 60° à l'ouest. Les plans de stratifications observables vers le tiers inférieur de l'affleurement sont orientés dans la direction N120 avec un pendage de 50° à l'ouest.

- Au sud de Tomboronkoto, un vaste ensemble volcano-détritique, associée à des basaltes en pillow. Structuré N060 à N040, cet ensemble se caractérise par un faciès à grain fin, homogène, riche en cristaux d'amphibole noyés dans une masse où domine la chlorite. Localement, des brèches volcaniques d'épaisseur métrique ont été reconnues à l'est de Bantata (Bassot, 1966 ; Ndiaye, 1984).

- **Conglomérat et grès (BMa-cg)**

Cette Formation n'est connue qu'à l'extrême ouest de la feuille où elle constitue trois lentilles kilométriques allongées au sud des villages d'Oussounkala et de Baraboye, et historiquement décrites sous la dénomination de « conglomérat d'Attak » (Figure 24). Latéralement, des faciès conglomératiques sont présents de façon discontinue au sein des formations environnantes, notamment à l'est de la butte de Mansaring Tana où ils peuvent être observés comme assise gréseuse rubéfiée des formations volcano-détritiques. Ces grès sont localement conglomératiques avec des galets de basaltes et de schistes divers.

Figure 24 – Conglomérat d'Attak (station A045).

- **Méta-sédiments à dominante pélitique, grauwacke associé (BMa-sp)**

Cette Formation affleure spécifiquement en limite sud-est du massif granodioritique de Soukouta, au sein des formations andésitiques. Déjà pressentie par les travaux de Bassot, sans limite précise toutefois, la cartographie de cette Formation a pu être précisée par le biais des cartes aéro-radiométriques, notamment la carte relative à l'élément Thorium.

Latéralement, les roches sédimentaires du Groupe de Mako incluent des carbonates en bancs parfois décamétriques affleurant dans les parties centrales au-dessus des basaltes en coussin.

Des sédiments pélitiques, gréseux et grauwackeux sont également associés aux complexes basaltiques et en intercalations, comme à l'ouest de Linguékhoto, où une série détritique gréseuse contient des lentilles de calcaires bréchiques qui affleurent sur de très faibles étendues (Diallo, 1994). Les variations de direction de plans de stratifications mettent en évidence des plis d'amplitude décimétrique à plans axiaux N015 et à pendage 45° vers l'ouest. Les plans moyens de schistosité sont orientés N050, avec un pendage de 75° au sud-est. Des quartzites rubanés jaspoïdes affleurent dans la zone des andésites dans le secteur de Tomboronkoto où ils forment d'importantes collines.

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

Cette Formation est présente à divers niveaux du Groupe de Mako et apparaît plutôt localisée dans la partie la plus occidentale.

Le volcanisme du Groupe de Mako se manifeste sous forme de puissantes coulées d'andésites porphyriques à pyroxène, ou d'andésites à phénocristaux d'amphibole et/ou de plagioclase. Les coulées andésitiques alternent avec des agglomérats, des tufs, des brèches volcaniques abondantes dans la partie supérieure de ce centre (Figure 25). Bien que non représentés spécifiquement sur la carte, les faciès bréchiques sont caractéristiques de cette Formation et sont par endroits, associés à des petits massifs de diorites et de pyroclastites.

Figure 25 – Brèches volcaniques (station A025).

Du point de vue géochimique (Figure 26), les échantillons étudiés ont des compositions basiques à intermédiaires (51.5% < SiO_2 < 66%) avec de fortes teneurs en Al_2O_3 (11.5% < Al_2O_3 < 16.5%), en CaO (4% < CaO < 9%), en Na_2O (2.5% < Na_2O < 7.7%), des teneurs variables en K_2O (0.2% < K_2O < 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 < $[La/Yb]_n$ < 6.5), avec des concentrations en terres rares lourdes comprises entre 10 et 30 fois les chondrites. Dans le diagramme Zr *vs.* $(Nb/Zr)_N$ (Thiéblemont et Tegyey, 1994 ; Thiéblemont, 1999), ces roches se situent essentiellement dans le champ du magmatisme calco-alcalin des zones de subduction.

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).

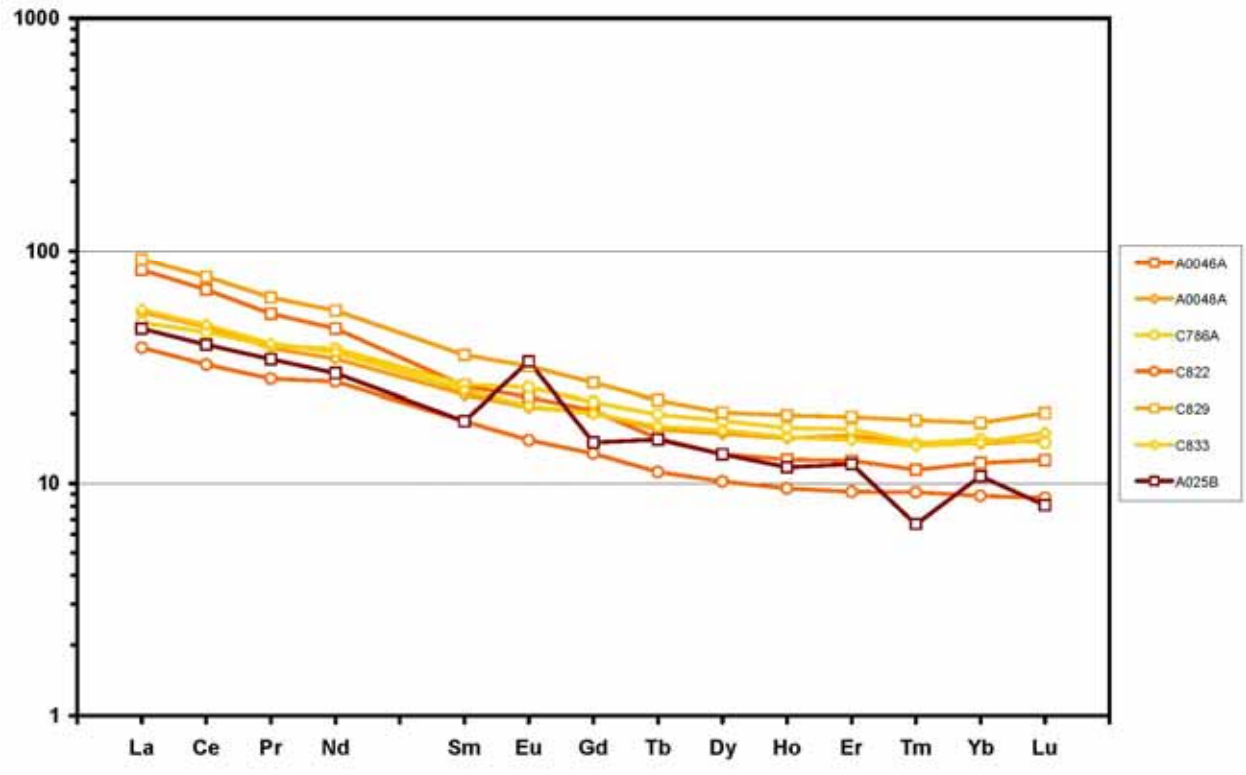

Figure 26 – Diagramme géochimique Terres Rares des andésites.

- **Rhyolite et dacite dominantes avec intercalations intermédiaires à basiques (BMa-rd)**

Les termes acides de cette Formation sont très peu représentés et de faible extension. Ils sont localisés vers le sommet de la pile volcanique et pour la plupart de nature pyroclastique (brèches, agglomérats, tufs rhyolitiques) parfois hyaloclastiques. Les laves acides (Figure 27) sont essentiellement d'une composition rhyodacitique. D'une manière générale, cette Formation est associée aux andésites, quoique moins développée que la précédente. Centrée sur le village de Batrankée, elle arme des collines dont la répétition le long d'un axe globalement NE-SW est interprétée en terme de pli, dont les plans axiaux présentent des mouvements en faille inverse (se reporter à la carte).

A l'est de la route de Mako, Diallo (1994) décrit une butte kaolinisée constituée de tufs ignimbritiques à schistosité nette qui semblent interstratifiés dans les termes volcano-détritiques. Il précise la position de ces tufs vis à vis des autres formations du Groupe de Mako plus à l'est, dans le secteur des collines de Koulountou où des critères de polarité observables (stratifications obliques, granoclassement) permettent d'agencer de la base vers le sommet :

- des brèches volcaniques correspondant très probablement à des cinérites ;
- des méta-basaltes assez différenciés ;
- des schistes verts riches en amphiboles, montrant par endroits de grands cristaux déstabilisés et des tufs rhyolitiques.

Figure 27 – Faciès rhyodacitiques du Groupe de Mako (station C786).

Du point de vue géochimique, les faciès hypovolcaniques et volcaniques du secteur de Niéménéké (échantillons C698A, C701, C826B, H159, H160A, H166 et H167) présentent des caractéristiques différenciées avec de fortes teneurs en silice (72% < SiO_2 < 76%), en Al_2O_3 et en éléments alcalins. Les spectres de terres rares (Figure 28) sont caractérisés par des anomalies négatives en Eu prononcées, un fractionnement des terres rares légères (2.7 < $[La/Sm]_n$ < 3.2 ; $[La]_n$ > 100), et des teneurs fortes en terres rares lourdes supérieures à 20 fois les teneurs chondritiques. Ils présentent également de fortes teneurs en Nb (9 ppm < Nb < 20 ppm). Dans le diagramme Zr *vs.* $(Nb/Zr)_N$ (Thiéblemont et Tegyey, 1994 ; Thiéblemont, 1999), ces laves du second groupe se situent essentiellement dans le champ du magmatisme calco-alcalin des zones de collision.

Ces faciès sont plus différenciés que ceux de Soukouta avec de plus fortes teneurs en terres rares légères et terres rares lourdes, et en éléments tel que le Nb.

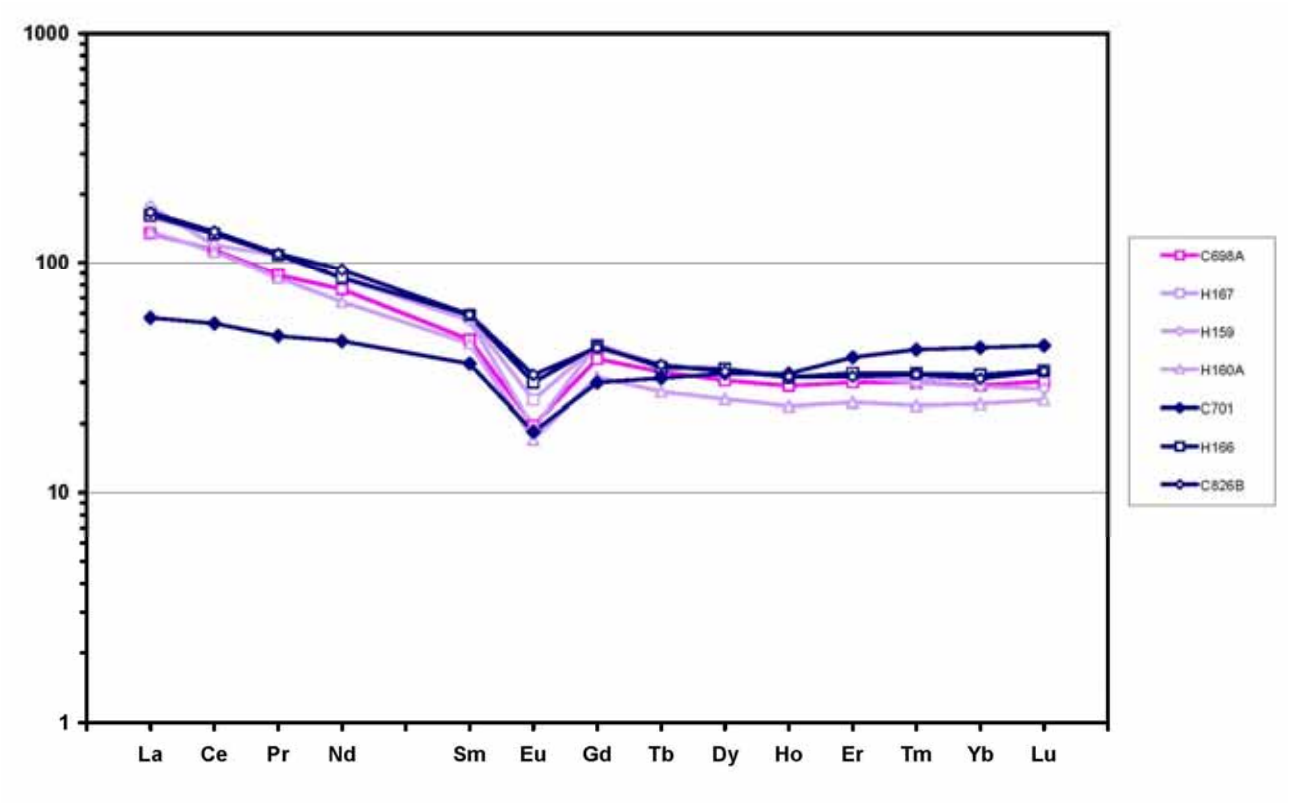

Figure 28 – Diagramme géochimique Terres Rares des rhyolites et dacites.

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.

Sur la feuille Saraya-Kédougou Est, tous les termes ne sont pas représentés, notamment le complexe lité, les faciès tonalitiques et plusieurs variétés de faciès dioritiques représentés sur la coupure Kossanto-Dalafi Est.

Ces ensembles sont constitués de plutons à dominante granodioritique formés d'associations magmatiques plutoniques allant des termes gabbroïques aux termes granitiques et comprenant des gabbro-diorites et tonalites. Plusieurs générations de plutons, évoluant entre certains syn-tectoniques précoces allongés et d'autres tardi-tectoniques concordants subarrondis, constituent ces complexes.

Les granodiorites sans phénocristaux constituent cependant l'essentiel des faciès granodioritiques à amphibole avec des plagioclases abondants. Ils ont une foliation bien marquée par l'alignement des minéraux "phylliteux". Des enclaves microgrenues peuvent y être abondantes.

Granite à granodiorite (BSs-gd)

Ce faciès affleure essentiellement en limite nord ouest de la coupure de Saraya-Kédougou Est et s'étend plus largement sur la feuille Kossanto-Dalafi Est. Les affleurements sont rares et les limites de cette Formation ont été précisées à l'aide de données indirectes, couplant la géomorphologie et les contrastes de géophysique aéroportée (magnétisme et radiométrie).

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

Cette Formation est peu représentée sur la coupure Saraya-Kédougou Est, notamment à l'est et à l'ouest de Mako, ainsi qu'en limite nord de la coupure. Elle a été individualisée plus largement sur la coupure de Kossanto-Dalafi Est. 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. Les gabbros, généralement mieux représentés, sont massifs, de taille kilométrique à plurikilométrique. Ils affleurent en petites collines ou en massifs de dimension plurikilométrique.

Les gabbros les mieux décrits sont représentés le long de l'axe Mako-Tomboronkoto, où ils ont été décrits en détail par Diallo (1994) qui mentionne les informations suivantes :

- 800 m au sud du pont de Mako, des gabbros contenant des amphiboles en gerbes et du feldspath affleurent à l'ouest de la piste de Kédougou. Deux faciès peuvent être identifiés dans ces roches : des gabbros mésocrates et des gabbros mélanocrates. Le second faciès contient des amphiboles en gerbes parfois décimétriques rappelant les textures spinifex observables dans les komatiites archéennes. Le faciès mésocrate s'apparente aux gabbros associés aux ultrabasites qui affleurent dans le lit de la Gambie, quelques centaines de mètres plus au nord ;

- plus au sud (1000m) du pont de Mako, affleure de part et d'autre de la route de Kédougou une association de roches gabbroïques à dioritiques allongées selon un axe N170 et affectées par de nombreuses diaclases. Ces termes gabbroïques sont massifs, sombres, tachetés et riches en cristaux de pyroxène ;

- en direction de Tomboronkoto, les termes gabbroïques filoniens, non cartographiables, s'intercalent au sein de termes détritiques à volcano-détritiques, associés à des basaltes en pillows.

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

Sur la feuille Saraya-Kédougou Est, cette Formation correspond principalement à des termes granodioritiques (Figure 29) représentés par cinq massifs de forme circulaire à elliptique, dont les limites sont sécantes sur les termes volcaniques du Groupe de Mako.

Figure 29 – Faciès granodioritique du Massif de Soukouta (station C706).

Du point de vue géochimique (Figure 30), cette formation présente des termes différenciés (64.5% < SiO_2 < 68%), avec de fortes teneurs en Al_2O_3 (15% < Al_2O_3 < 16%) et en éléments alcalins (6.5 < Na_2O+K_2O < 7.2). Leurs spectres de terres rares présentent un fractionnement des terres rares légères (6.5 < $[La/Sm]_n$ < 7.6), avec une légère pente positive au niveau des terres rares lourdes (0.8 < $[Ho/Yb]_n$ < 1.1). Ces roches ont des rapports La/Nb supérieurs à 2 (2.3 < La/Nb < 3.3). Dans le diagramme Zr *vs.* $(Nb/Zr)_N$ (Thiéblemont et Tegyey, 1994 ; Thiéblemont, 1999), ces roches se situent essentiellement dans le champ du magmatisme calco-alcalin des zones de subduction.

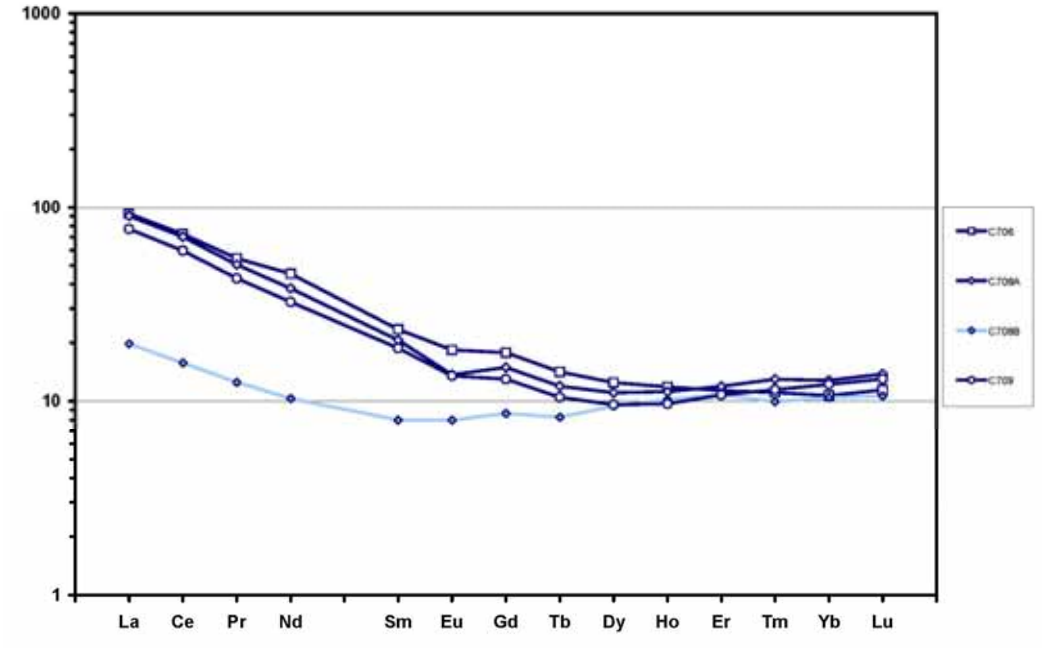

Figure 30 – Diagramme géochimique Terres Rares du Massif circonscrit de Soukouta.

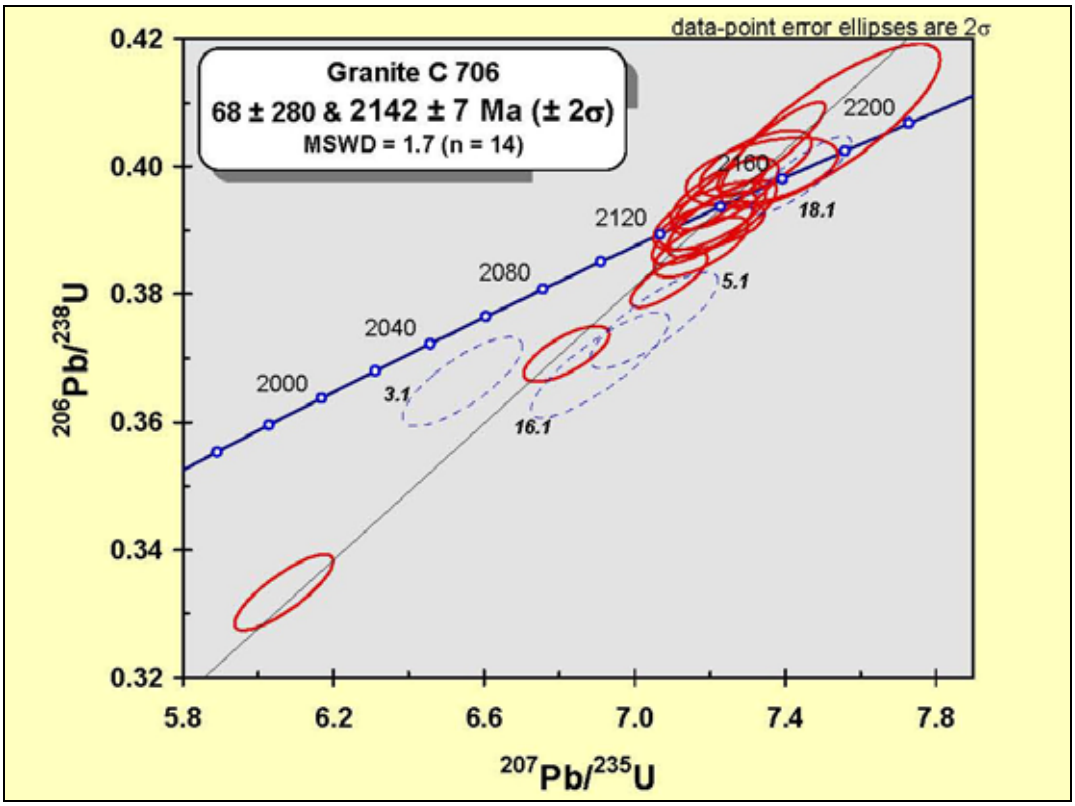

Figure 31 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon de granite C0706.

Une datation U-Pb sur zircon (donnée géochronologique référencée « S04 » sur la carte ; Figure 18) a été effectuée sur le Massif de Soukouta.

L'âge de 2142Ma obtenu sur ce type de massifs circonscrits (Figure 31), clairement sécants sur la structuration du Groupe de Mako, est une donnée primordiale en termes d'âge minimum pour la Suite de Sandikounda-Soukouta. La prise en compte de l'âge des massifs circonscrits à *ca.* 2.14 Ga et de l'âge des termes migmatitiques de Sandikounda datés à *ca.* 2.14 Ga (Goujou *et al.,* 2010a, b) est à l'origine du choix du terme « Sandikounda-Soukouta » pour cette suite magmatique.

Cette appellation doit désormais être substituée à « Badon-Kakadian », dans la mesure où elle est argumentée par des données factuelles, géologiques et isotopiques (U-Pb), caractérisant des faciès du Sénégal oriental. A ce titre, l'examen des secteurs birimiens des coupures Kossanto-Dalafi Est et Bakel-Semmé Sud-Ouest révèle la présence de massifs granitiques, sans lien génétique immédiat et présentant des âges de mise en place nettement plus jeunes, comparables à ceux des Suites de Saraya et de Boboti.

4.1.3. Groupe de Dialé-Daléma

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

Ces termes affleurent essentiellement au sud ouest de la feuille Saraya-Kédougou Est (Figure 32). Ils sont connus dans les secteurs de Bandafassi et Landénié-Peul où ils sont localisés à la base d'un grand sill de dolérite phanérozoïque de la Suite de Bandafassi.

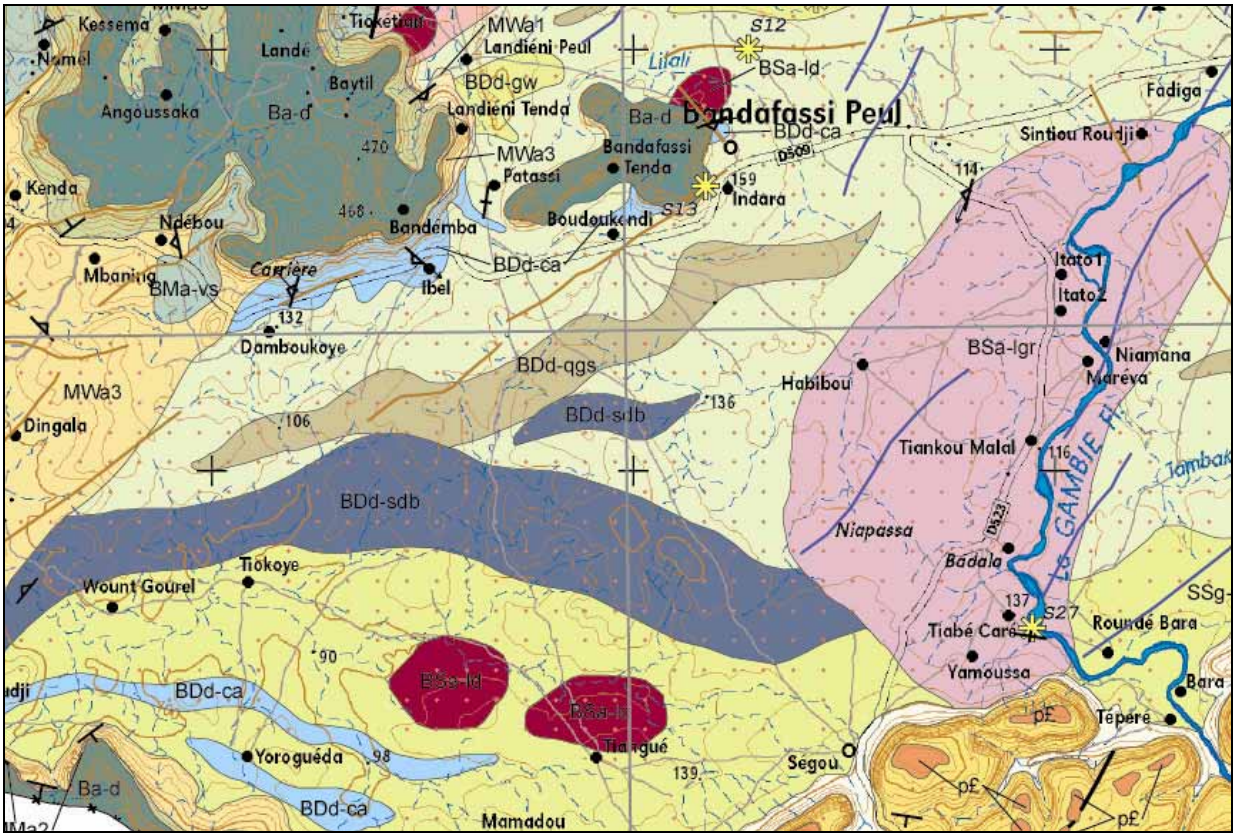

Figure 32 – Répartition des faciès carbonatés au sud-est de la coupure Saraya-Kédougou Est.

Les calcaires bréchiques d'Ibel sont exploités en carrière (Figure 33). Des calcaires plus sombres à matière organique ainsi que des niveaux oolitiques leur sont associés.

Figure 33 – Faciès de calcaires du secteur d'Ibel (station A001 et A003).

Les calcaires lités montrent des figures de plissement dysharmonique attestant d'une déformation plastique *pro parte* reliée à la mise en place du sill de Bandafassi.

Des faciès carbonatés sont connus plus à l'est de la coupure, sur la retombée sud est de la Suite de Boboti (Figure 34)

Figure 34 – Cipolins lités à l'est de la suite de Boboti (station A009).

Grauwacke dominante sur siltite (BDd-gw), Pélite, Grauwacke pauvre en minéraux détritiques thorifères (BDd-pgw)

i) La Formation de grauwacke dominante (Figure 35) est présente sur la bordure ouest du batholite de Saraya. De rares lentilles kilométriques de pélites et grauwackes pauvres en minéraux détritiques thorifères lui est associée. Les trajectoires de stratification/schistosité sont NNE-SSE, sur les 2/3 nord du bassin du Dialé, le long de la limite du batholite de Saraya. Au sud de ce massif, les grauwackes se moulent aux directions de fabrique du batholite. Vers le sud-ouest, les trajectoires de stratification/schistosité deviennent progressivement est ouest et constituent le substratum des terrains néoprotérozoïques.

ii) La même Formation, affleure à l'est du Batholite de Saraya, en périphérie est et ouest de la Suite plutonique de Boboti. Reconnue essentiellement le long de la Falémé et cartographiée par Walter et Chantraine (1974) comme formation détritique de type grauwacke, cette Formation, toujours bien schistosée, d'aspect sombre, est hétérogène, constituée de sédiments à éléments clastiques (quartz et plagioclase) dans un ciment phylliteux (muscovite, chlorite et biotite), constituant environ 30% de la roche. Elle est parfois carbonatée et présente un caractère pyroclastique (Walter et Chantraine, 1974).

Figure 35 – Faciès grauwackeux et gréseux caractéristiques du Groupe de Dialé-Daléma

Grès et grauwackes riches en minéraux détritiques thorifères (BDd-ggw)

Cette Formation est présente sur la bordure ouest du Batholite de Saraya. Les trajectoires de stratification/schistosité sont NNE-SSE, sur les 2/3 nord du Groupe de Dialé-daléma, le long de la limite du Batholite de Saraya. Au sud, les grauwackes se moulent aux directions de fabrique du batholite.

Grès et grauwackes à composante siliceuse (BDd-gws)

i) 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 gréso-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 (station G0380). 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 gréso-conglomératiques fluviatiles 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 20cm 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.

Sur l'affleurement G0380, 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.

ii) A l'est du Batholite de Saraya, ces grès et grauwackes à composantes siliceuses affleurent en limite de la Falémé, de part et d'autre de l'axe plutonique de la Suite de Boboti, associés aux quartzites et grauwackes siliceux (cf. ci-dessous) et à des faciès carbonatés. L'essentiel de cette formation est constitué de sédiments homogènes à dominante soit arénitique, soit pélitique. Ils contiennent :

- d'une part des bancs de grès plus ou moins grossiers, à ciment phylliteux ou carbonaté ;
- d'autre part des intercalations carbonatées lenticulaires qui peuvent devenir abondantes comme dans les secteurs de Frandi et le long de la Daléma où ces formations ont été cartographiées spécifiquement (BDd-ca).

Quartzites et grauwackes siliceux (BDd-qgs)

A l'ouest du Batholite de Saraya, ces formations sont présentes dans les grès et grauwackes à composante siliceuse, au sein desquels ils constituent des lentilles allongées de 1km de large et de 2 à 20 km de long. A l'échelle cartographique, elles sont signalées par leur contraste révélé sur les images d'électromagnétisme aéroporté, soulignant la présence de plis d'échelle kilométrique.

A l'est du Batholite de Saraya, cette Formation est présente de façon moins répétitive mais plus continue, sur les marges des massifs plutoniques de la Suite Boboti et du volcanisme intermédiaire à acide dont elles soulignent les limites. La présence de lentilles de magnétite constitue un niveau-repère au sein de cette Formation.

Elle affleure à l'extrême est depuis le village de Moussala jusqu'au marigot de Bandiassé. Les faciès jaspoïdes sont grossiers à conglomératiques, moyens et fins. Les plus fins, riches en tourmaline, ont une composition complexe : quartz arrondis polycristallins d'origine détritique, zircon, apatite, rutile et albite. Les faciès fins jaspoïdes sont à fraction volcanogène prédominante et se reconnaissent par leur couleur noire bleutée et leur aspect massif à cassure conchoïdale. Le ciment est à quartz microcristallin, carbonate, pyrite et surtout tourmaline (dravite) le plus souvent polycristalline.

Un important stockwerk s'est développé dans les grès et conglomérats à tourmaline. Ce stockwerk est constitué de veines et filonnets à quartz blanc laiteux à micro-saccharoïde, de carbonates rosés et de sulfures (pyrite). Les grès et conglomérats à tourmaline (Figure 35) sont associés à des grès massifs sans tourmaline de couleur verte et sans figures de sédimentation. Localement, de petits niveaux pélitiques pluricentimétriques soulignent le litage initial. Le quartz initial est abondant en grains arrondis, mono- à polycristallins. Quelques cristaux en échardes sont présents. Carbonates, chlorite, séricite et argiles peuvent être abondants, tout comme les débris lithiques et feldspathiques riches en albite. Des formations conglomératiques à galets de grès grossiers, de granite, de grès à tourmaline et à matrice de même nature surmontent localement les conglomérats et grès à tourmaline.

Méta-sédiments à héritage basique (BDd-sdb)

Cette Formation est représentée en deux secteurs de la carte, à l'extrême sud-ouest de la carte où elle est cartographiée comme une bande E-O de 10 km de long sur 2 à 3 km de large. Visible par son contraste magnétisme positif, elle n'a pu être spécifiquement reconnue sur le terrain si ce n'est par la présence de rares blocs d'andésite en pierres volantes.

Sédiment ferrifère, lentille de magnétite (BDd-sfe)

Cette Formation est présente sous forme de lentilles hectométriques et constitue un marqueur repère au sein de la Formation de quartzites et grauwackes siliceux qui soulignent les bordures occidentales et méridionales de la Suite plutonique de Boboti.

Andésite (BDd-an)

Cette Formation (Figure 36) est présente uniquement à l'est de la feuille, le long de la rivière Falémé, où elle s'allonge en continuité de la Suite plutonique Boboti.

Figure 36 – Faciès andésitique associé à la Suite magmatique de Boboti, est de la coupure Saraya-Kédougou Est (station A333).

Du point de vue géochimique (Figure 37), les roches échantillonnés sont essentiellement volcaniques (cas des échantillons A0333A, A0333B, A0333C, C0730A et C0730B) et localement hypo-volcaniques (cas des échantillons A0334 et C0732). L'échantillon A0300A classé avec les faciès volcaniques tardifs de la suite magmatique a été rattaché à ce groupe du fait de sa composition chimique.

Ces roches sont différenciées (58% < SiO_2 < 74%), avec de fortes teneurs en Al_2O_3 (14% < Al_2O_3 < 18.5%), et en Na_2O (4% < Na_2O < 8.5%). Elles présentent de faibles rapports FeO^t/MgO caractéristiques de roches calco-alcalines.

Les spectres de terres rares présentent un fractionnement des terres rares légères (1.5 < $[La/Sm]_n$ < 3.4 : 7.5 < $[La/Yb]_n$ < 16) avec toutefois des teneurs en La inférieures à 100 fois les chondrites. Ces roches sont moins fractionnées que celles rattachées au caisson 30. Dans le diagramme Zr *vs.* $(Nb/Zr)_N$ (Thiéblemont et Tegyey, 1994 ; Thiéblemont, 1999), elles se situent également dans le champ du magmatisme calco-alcalin des zones de subduction.

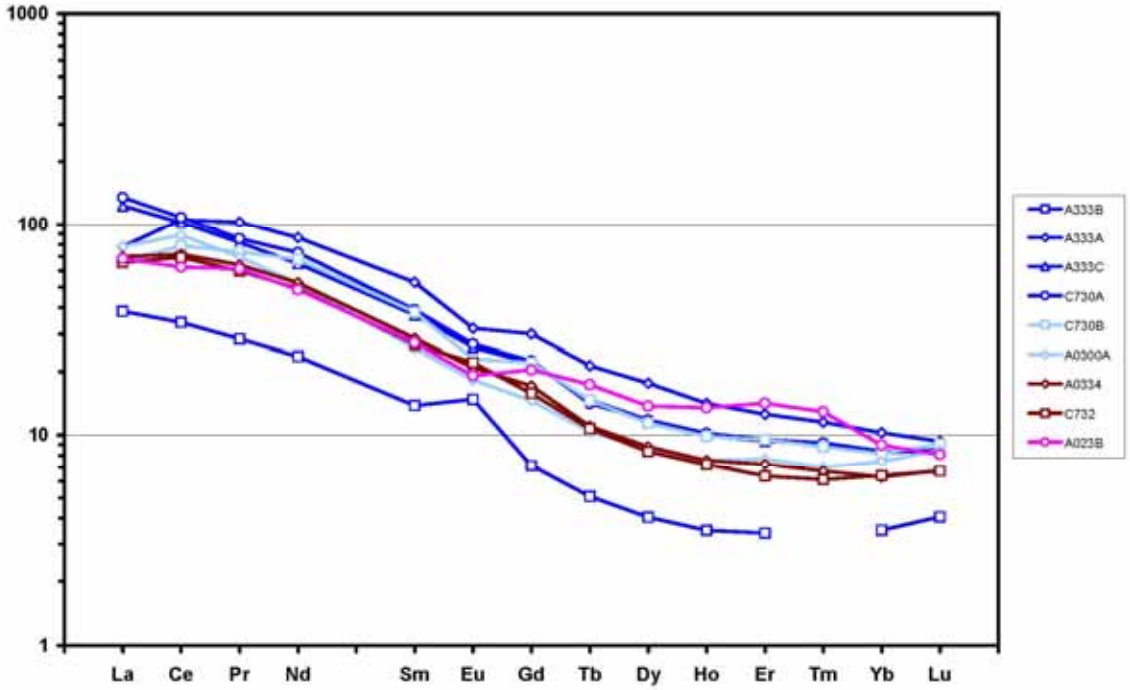

Figure 37 – Diagramme géochimique Terres Rares des andésites du Groupe de Dialé-Daléma.

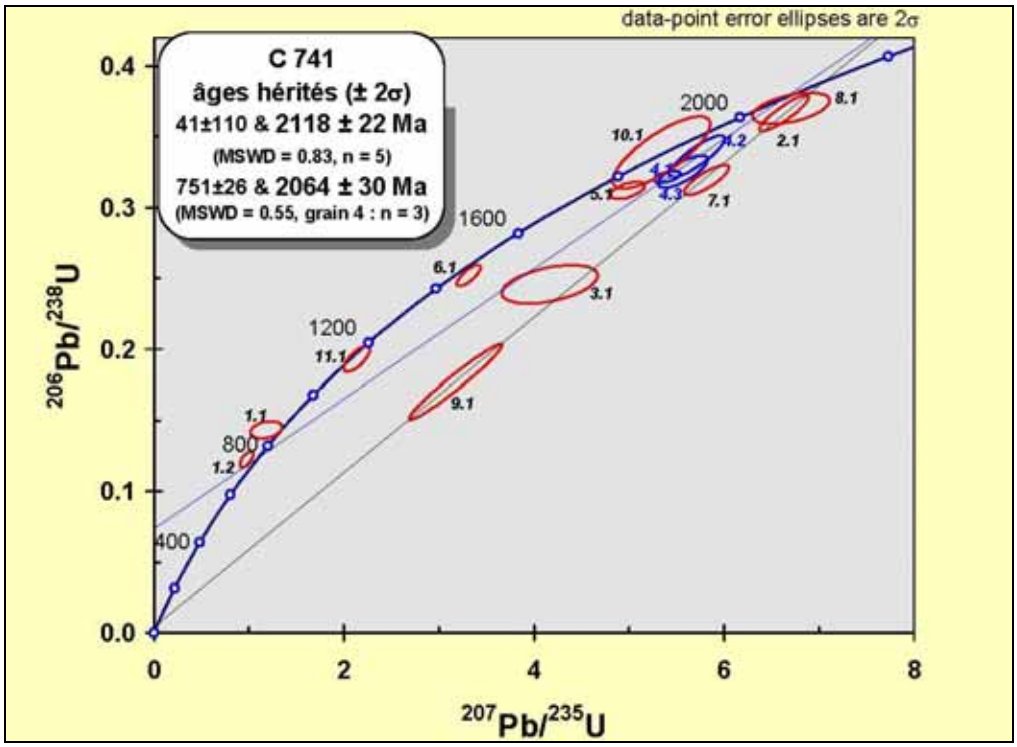

Figure 38 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon andésitique C0741.

Une datation U-Pb sur zircon (donnée géochronologique référencée « S01 » sur la carte ; Figure 18) a été effectuée sur les andésites affleurant au nord-est de la coupure.

L'âge de 2064 +/- 30 Ma (Figure 38) indique l'âge de mise en place des andésites.

Rhyodacite (BDd-rd)

Cette Formation est présente à l'extrême sud ouest de la feuille (Figure 39), en bordure du Groupe de Mako. Elle est connue aussi à l'est de la feuille, le long de la rivière Falémé, associée aux massifs d'andésites, où une dizaine de roches ont été analysées (échantillons A0330, A0331A, A0331B, A0373, A0375A, A0376, A0382, A0662B, C0741 et C0742A).

Figure 39 – Rhyolite du Groupe de Dialé-Daléma (station A044).

Du point de vue géochimique (Figure 40), ces roches sont différenciées (55.52% < SiO_2 < 69%), avec de fortes teneurs en Al_2O_3 (13.5% < Al_2O_3 < 16.5%), et en Na_2O (4.5% < Na_2O < 9%). Elles présentent de faibles rapports FeO^t/MgO caractéristiques de roches calco-alcalines.

Les spectres de terres rares présentent un important fractionnement des terres rares légères (3.0 < $[La/Sm]_n$ < 4.8 : 13.5 < $[La/Yb]_n$ < 89) avec des concentrations en La supérieures à 100 fois celles des chondrites. Dans le diagramme Zr *vs.* $(Nb/Zr)_N$ (Thiéblemont et Tegyey, 1994 ; Thiéblemont, 1999), elles se situent également dans le champ du magmatisme calco-alcalin des zones de subduction.

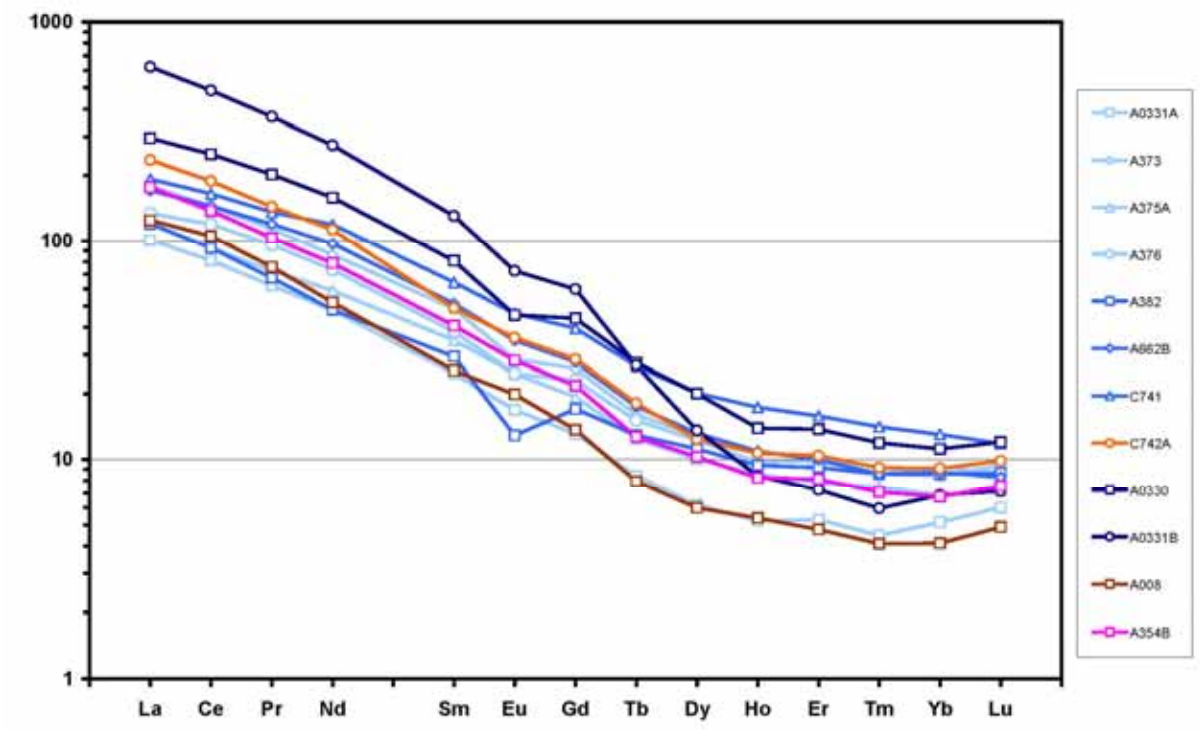

Figure 40 – Diagramme géochimique Terres Rares des rhyolites et dacites du Groupe de Dialé-Daléma.

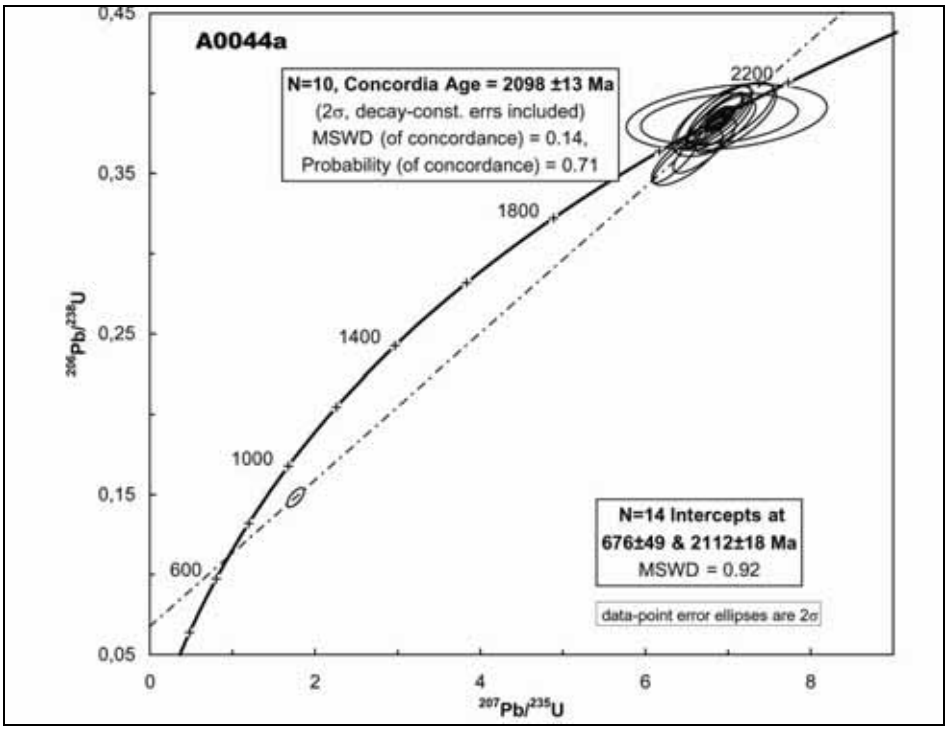

Figure 41 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon rhyolitique A0048.

A l'est de la feuille Saraya-Kédougou Est, l'échantillon A0048 a fait l'objet d'une datation U-Pb sur monozircons (Figure 41). L'âge de 2098 +/- 30 Ma est interprétée comme l'âge de mise en place de la rhyolite.

4.1.4. Suite de Saraya

Les formations qui constituent la Suite magmatique de Saraya sont constituées des massifs co-génétiques imbriqués qui forment le Batholite de Saraya *sensu stricto* ainsi que des massifs circonscrits qui sont intrusifs dans les Groupes de Mako et de Dialé-Daléma.

Leucodiorite (BSa-ld)

A l'échelle du domaine du Birimien, ce faciès apparaît systématiquement associé aux formations carbonatées. Sur la feuille Saraya-Kédougou Est, ce faciès est localisé en limite nord des deux sills de dolérites centrés sur les villages de Bandafassi Tenda et de Angoussaka-Bandemba (Figure 32). Ils forment des massifs circonscrits n'excédant pas 1km de diamètre (Figure 42). L'absence de micas (biotite, muscovite) et la nature calco-sodique des feldspaths est compatible avec une source *pro parte* carbonatée à l'origine des magmas leucodioritiques.

Figure 42 – Leucodiorite de Bandafassi (station A002) – gauche : vue du massif depuis la route au N de Bandafassi ; droite : faciès lecocrate caractéristique

Plus au sud, aux pieds des falaises armées de terrains méso-à néoprotérozoïques (Figure 32), deux massifs de leucodiorite ont été individualisés sur la base des données de terrain de la littérature (Péronne, 1967) et des données radiométriques (Thorium). Latéralement, des affleurements non localisés sur la carte ont été reconnus.

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

Au sud-est du massif granitique de Saraya, un massif de près de 200 km^2 peut être caractérisé à partir de la géophysique aéroportée et d'observations de terrain. Autrefois appelé « Granodiorite de Dar Salam », village abandonné depuis un demi-siècle, il conviendra de renommer ce massif sous le nom de Granodiorite de Missira. Son extension nord-sud sur environ 20 km est limitée au nord par l'ancien village de Dar Salam (station H0084) et au sud (station H0090) par les conglomérats de la Formation de Kafori (SSg-Kf) marquant la base du Groupe de Ségou (SSg) au sein du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta. Au sud, le contact peut être par simple discordance ou avec un contact tectonique (stations H0073 et H0074) faillé.

Sur la piste qui mène de Nafadji aux contreforts du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta, les affleurements sont assez nombreux et souvent sur de grandes superficies (Figure 44). Des blocs hétérométriques ou des dalles hectométriques sont très fréquents et offrent des capacités d'observation permettant de mieux contraindre la nature et la structure de ce massif.

Cette granodiorite est marquée par la présence de nombreuses enclaves mélanocrates, souvent décimétriques, parfois pluri-décimétriques et non structurées ou fusiformes et marquant la foliation magmatique. Ces enclaves sont toutes basiques et constituées de gabbro, de basalte ou d'autres faciès basiques fins.

Du point de vue pétrographique, les faciès oscillent entre un granite et une granodiroite à amphibole et biotite. La structure est grenue hypidiomorphe, parfois planaire, parfois équante, selon l'importance de la structuration magmatique. Le plagioclase et le quartz, de taille millimétrique à pluri-millimétrique sont prédominants dans la matrice grenue mais peuvent être accompagnés de K-feldspath en grands cristaux xénormorphes et plus ou moins abondants. La biotite brune peut être en grandes lamelles et souvent associée à de la hornblende verte en cristaux massifs. Toutes deux sont généralement automorphes. Des minéraux accessoires (sphène, apatite, zircon, tourmaline ferrifère ou épidote) peuvent être observés.

Du point de vue géochimique (échantillon H0084), cette roche a une composition dioritique à granodioritique (52% < SiO_2 < 65.5%), avec de fortes teneurs en Al_2O_3 (14.5% < Al_2O_3 < 17%), en Na_2O (3.5% < Na_2O < 4.5%), et en K_2O (1.5% < K_2O < 4.5%). Elle présente de faibles rapports FeO^t/MgO caractéristiques de roches calco-alcalines.

Son spectre de terres rares est fractionné (9 < $[La/Yb]_n$ < 45.5), avec des concentrations en La supérieures à 100 fois les chondrites, et des concentrations en terres rares lourdes entre 7 et 10 fois les chondrites. Dans le diagramme Zr *vs.* $(Nb/Zr)_N$ (Thiéblemont et Tegyey, 1994 ; Thiéblemont, 1999), cette roche se situe essentiellement dans le champ du magmatisme calco-alcalin des zones de subduction. Dans le détail, elle semble cependant intermédiaire entre les faciès de la Suite de Boboti et les faciès leucocrates du batholite de Saraya.

La granodiorite est parfois recoupée par des filons de microgranite et de pegmatite, tous deux à tourmaline et caractéristiques des faciès plus jeunes de la Suite de Saraya. Quelques filons de quartz recoupent aussi ce massif.

Diorite et faciès basique associé (BSa-di)

Au sein du massif granodioritique de Missira, l'imagerie géophysique montre de possibles entités présentant un signal magnétique plus prononcé. Aucun affleurement n'a pu être identifié au droit de ces anomalies. La présence d'enclaves basiques nombreuses observées au sein de la granodiorite de Missira nous a ainsi amené à distinguer, cartographiquement, ces corps plus magnétiques comme étant représentatifs de faciès plus riches en minéraux ferromagnésiens tels que des diorites ou correspondant à de grands panneaux de faciès basiques tels que ceux identifiés par ailleurs sous forme d'enclaves dans la granodiorite.

Cette distinction est attestée par les résultats de la campagne géochimique d'exploration de la zone Nafadji (Kaisin *et al.*, 2010b) qui a permis la couverture de deux des anomalies centrales au sein du massif granodioritique de Missira. Le fer (Fe), le cuivre (Cu), le chrome (Cr), le Nickel (Ni) sont en effet plus importants que sur les autres secteurs de la granodiorite de Missira alors que le potassium (K) et le calcium (Ca) sont amoindris. Ceci renforce le caractère basique de ces corps.

Faciès leucocrates du Batholite de Saraya : Monzogranite à biotite et muscovite mineure (BSa-mgb), Monzogranite et granite à muscovite dominante (BSa-mgm), Monzogranite à biotite et muscovite (BSa-mbm), Leucogranite à biotite, muscovite, tourmaline abondante et grenat (BSa-lgr)

L'ensemble de ces formations constituent les termes leucocrates dominants, sous forme de plutons emboîtés au sein du Batholite de Saraya (Figure 43). A l'échelle cartographique, ces plutons emboîtés se caractérisent par des formes elliptiques soulignées par les trajectoires de fabrique magmatique. D'axe général ENE-WSW dans la partie sud du Batholite de Saraya, ces structures emboîtées s'accordent progressivement le long de la terminaison nord est du batholite de Saraya. Des descriptions plus détaillées de ces faciès leucocrates sont présentées dans la notice de la carte Dalafi-Kossanto Est (Goujou *et al.*, 2010a).

Figure 43 – Batholithe de Saraya (Delor et al., 2010)

La Figure 44 regroupe les faciès représentatifs du Batholite de Saraya.

Figure 44 – Faciès représentatifs du Batholithe de Saraya (haut : granodiorites, bas : granites leucocrates)

Du point de vue géochimique (Figure 45), les faciès leucocrates analysés (échantillons A0041A, A0050A, C0638, H0094, H0100 et H0109A) sont différenciées (64% < SiO_2 < 74%) avec de fortes teneurs en Al_2O_3 (15% < Al_2O_3 < 17%), en Na_2O (3% < Na_2O < 5%) et en K_2O (1.5% < K_2O < 5.5%). Ces granites sont faiblement à fortement per-alumineux.

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

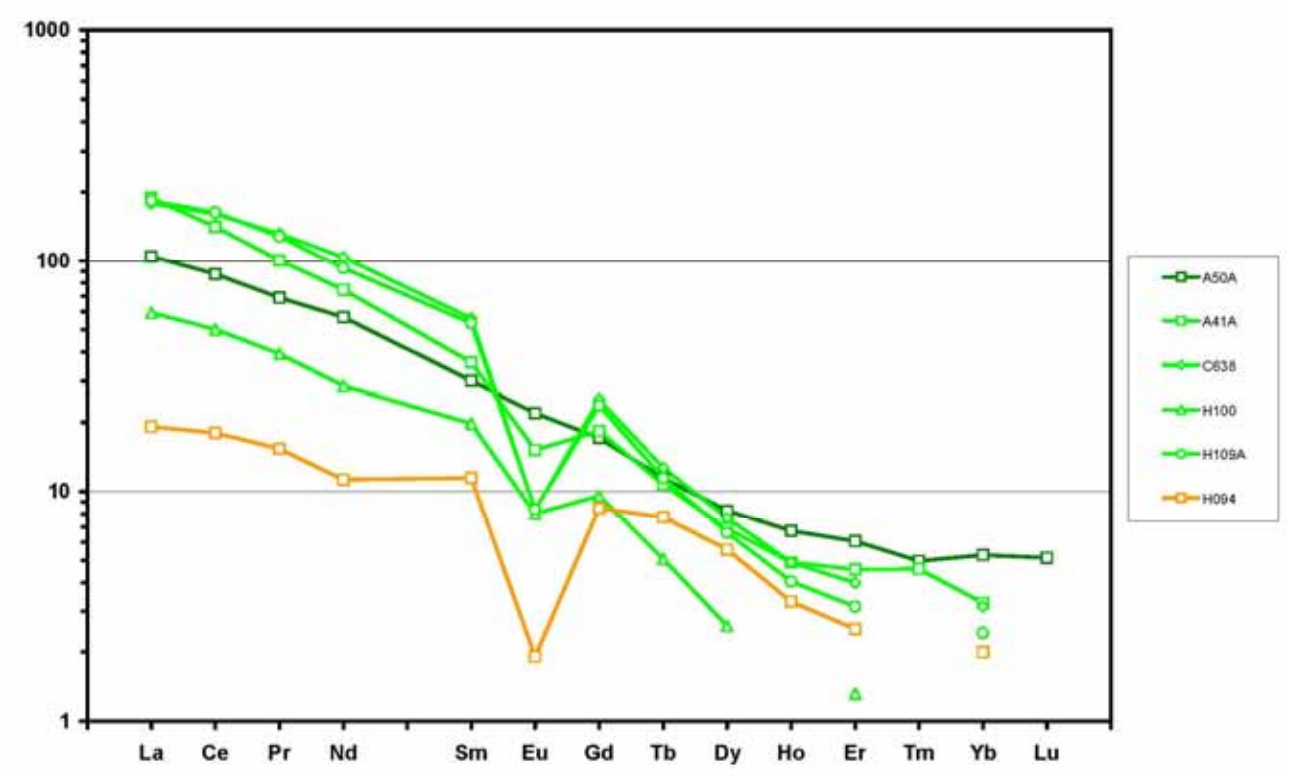

Figure 45 – Diagramme géochimique Terres Rares des Formations de la Suite de Saraya.

Plusieurs échantillons correspondant à différents plutons leucogranitiques ont été sélectionnés pour appréhender, *via* des datations U-Pb, l'âge de mise en place des termes leucocrates de la Suite de Saraya (échantillons A0041, A0050 et A0056 ayant fourni les données géochronologiques respectivement référencées « S27 », « S03 » et « S40 » sur la carte ; Figure 18).

Pour l'échantillon A0041, l'âge de 2061 +/- 15 Ma (Figure 46) indique la mise en place du granite de Yamoussa.

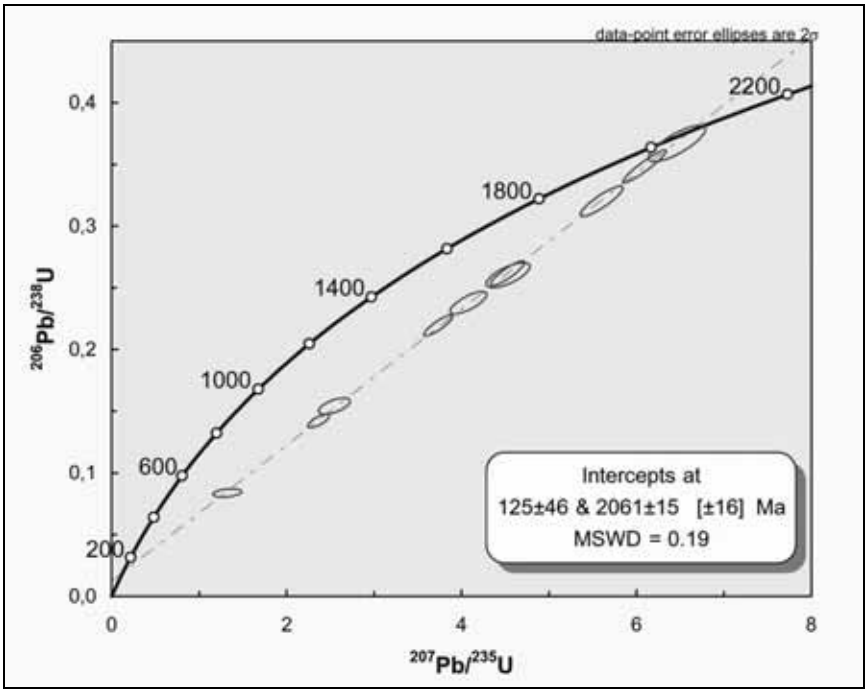

Figure 46 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon de leucogranite A0041.

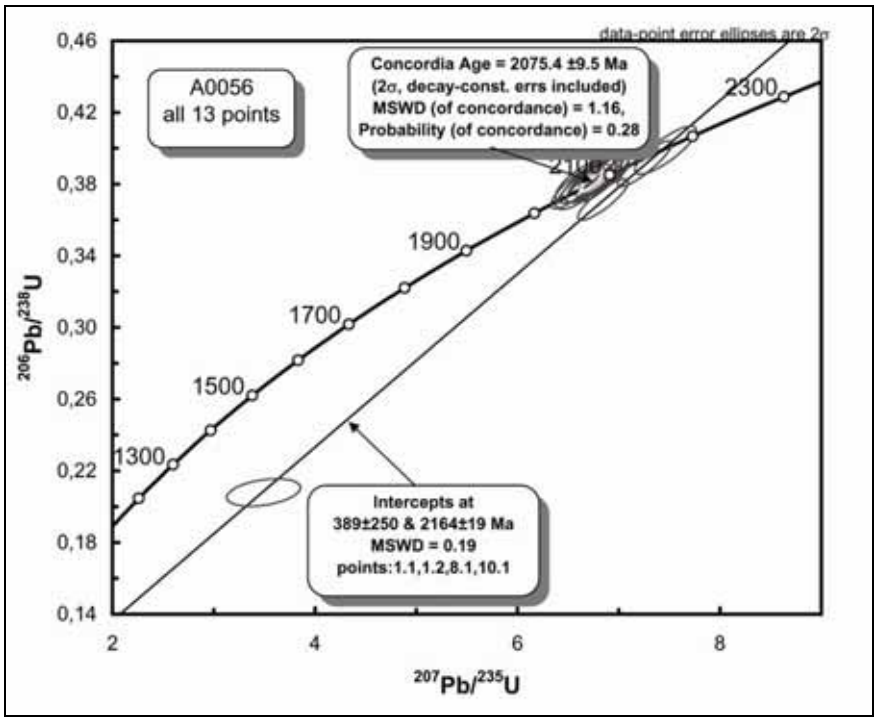

Figure 47 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon de leucogranite A0056.

Pour l'échantillon A0056, l'âge de 2072 +/- 10 Ma (Figure 47) indique la mise en place du granite de Bembou

Pour l'échantillon A0050, l'âge de 2075 +/- 10 Ma (Figure 48) indique la mise en place du leucogranite.

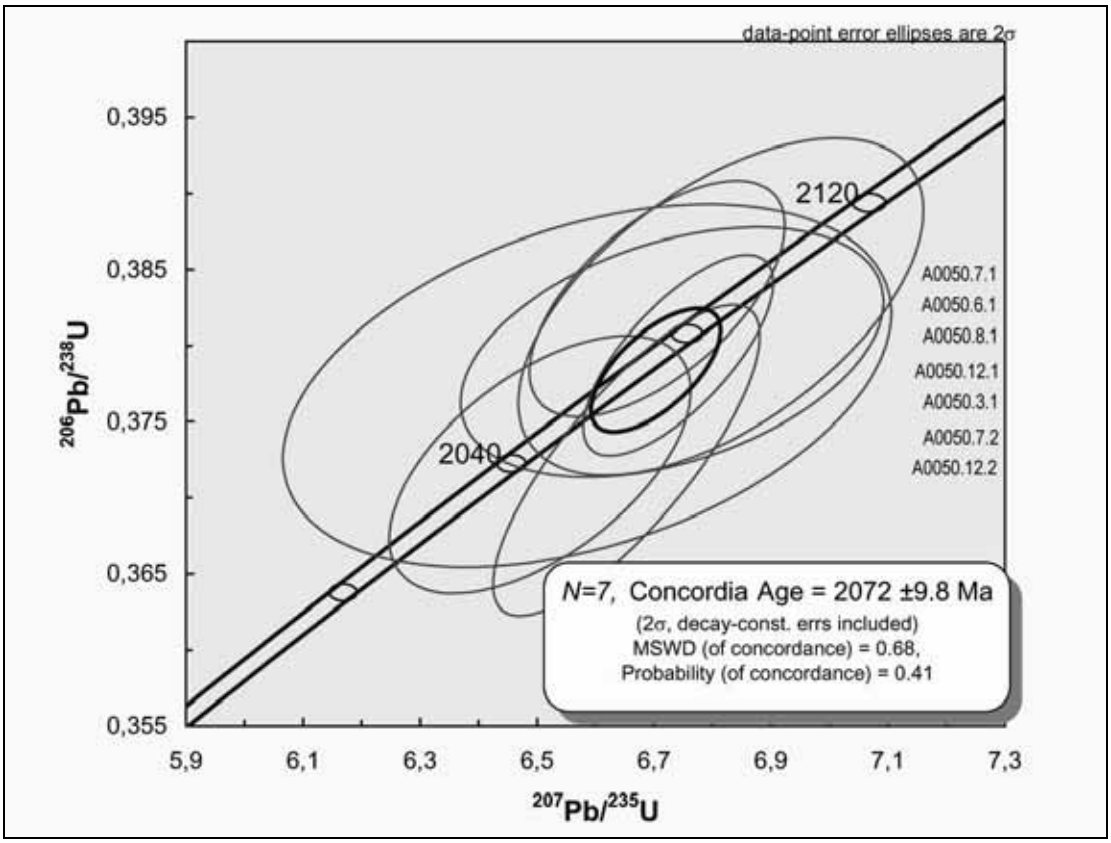

Figure 48 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon de leucogranite A0050.

4.1.5. Suite de Boboti

Les formations qui constituent la Suite magmatique de Boboti ont été spécifiquement soulignées par les travaux de pionniers antérieurs (Walter et Chantraine, 1974) ainsi que par la carte d'électromagnétisme (Figure 49).

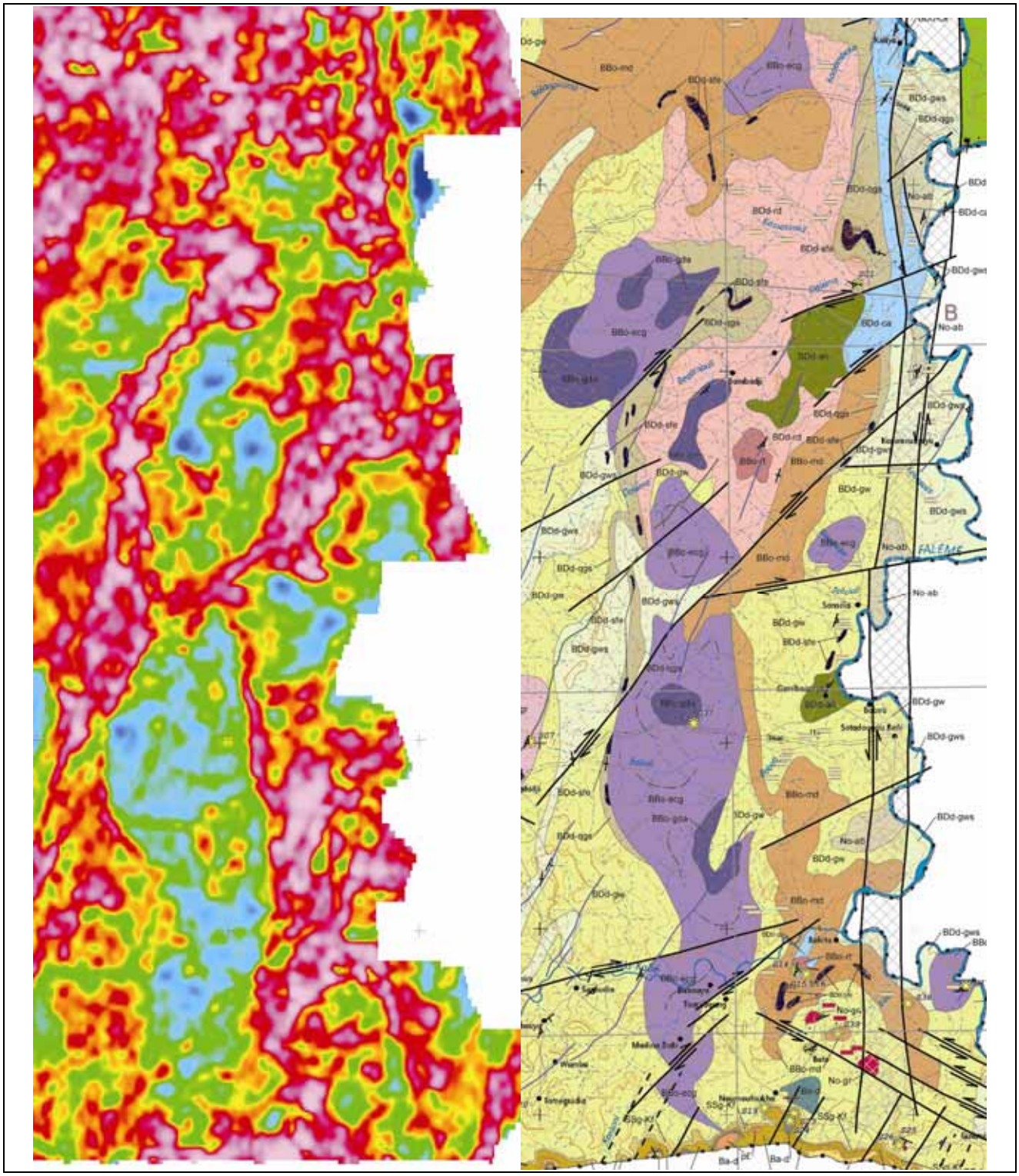

Figure 49 – Carte électromagnétique de la Suite de Boboti (gauche) et carte géologique correspondante (Delor et al., 2010).

Microdiorite (BBo-md)

Ces faciès sont situés à l'ouest et au nord du Massif de Boboti, en bordure de la Falémé. Au nord de la carte, cette formation est visible plus à l'ouest en bordure du Batholite de Saraya. Bassot (1987) note que, bien que proche du point de vue géochimique des termes andésitiques et rhyodacitiques environnants, ces microdiorites se caractérisent par i) leur caractère intrusif marqué dans les termes sédimentaires et volcaniques environnants rattachés au Groupe de Dialé-Daléma, ii) une granulométrie plus souvent microgrenue, iii) une implication fréquente des plagioclases dans les structures cumulatives, et iv) la présence de brèches d'injection magmatique.

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

Cette formation, classiquement signalée comme le « faciès Boboti », constitue plusieurs massifs allongés suivant une direction nord-sud, recoupés par de grands cisaillements dextre NE-SO (Figure 49). Le plus important s'étend en position méridionale, entre le Groupe de Ségou et au sud de Bambadji, à hauteur de la localité toponyme de Boboti. Le second massif, de forme plus circonscrite, affleure au niveau de Bambadji. Le troisième massif, dit massif de Balangouma, affleure essentiellement sur la coupure Kossanto-Dalafi Est et seule sa terminaison méridionale affleure au nord de la coupure Saraya-Kédougou Est.

Le faciès le plus représentatif est constitué par des termes granodioritiques à amphibole, qui se caractérisent sur le terrain par un débit en masses ovoïdes très compacts et par une texture grenue, souvent porphyroïde (Figure 50).

Figure 50 – Faciès de granodiorite et d'enderbite de la Suite de Boboti (stations A293).

D'un point de vue pétrographique, le faciès dominant de granodiorite passe latéralement à des monzodiorites (Bassot, 1987). Tous ces faciès ont pour caractéristique de contenir de l'amphibole et le plus souvent du clinopyroxène.

La présence locale d'orthopyroxène magmatique, confirmé en lame mince et individualisé sur le terrain au sein de faciès saccharoïdes, justifie l'appellation d'enderbite et charnockite, en fonction du pourcentage de plagioclase et de feldspath potassique.

En lame mince, la matrice leucocrate se révèle composée de quartz assez rare, de plagioclase automorphe et zoné et de microcline souvent perthitique. Associé au clinopyroxène, le cortège de ferromagnésiens inclut de la biotite brun rouge typique des assemblages de haute température (riche en Titane) et de la hornblende.

Une dizaine d'échantillons (échantillons A0293, A0296, A0355, A0356A, A0356B, A0362, A0372, A0386A, A0386B, A0386C, A0386D, A0387A, A0387C, A0642, A0651, C0770 et H0084) a été analysée du point de vue géochimique (Figure 51). Les résultats obtenus présentent une grande homogénéité.

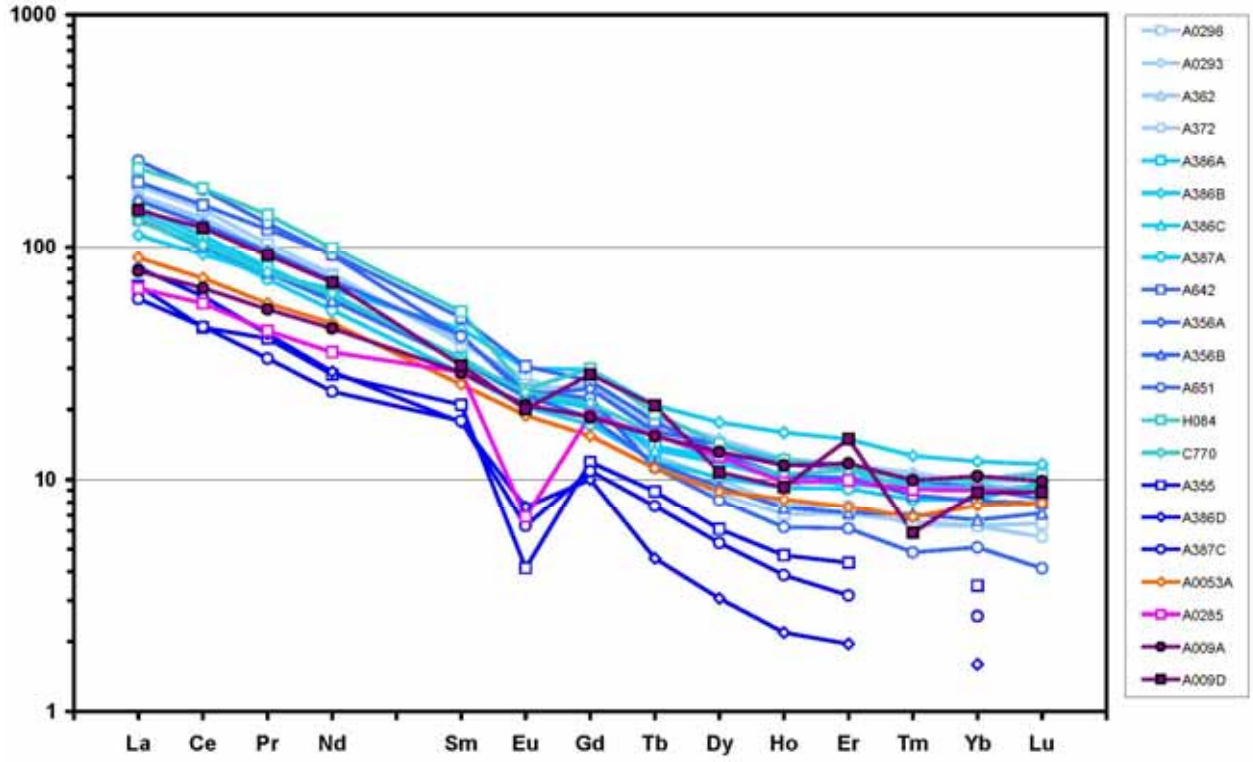

Figure 51 – Diagramme géochimique Terres Rares des formations plutoniques de la Suite de Boboti.

Ces roches intrusives ont des compositions dioritiques à granodioritiques (52% < SiO_2 < 65.5%), avec de fortes teneurs en Al_2O_3 (14.5% < Al_2O_3 < 17%), en Na_2O (3.5% < Na_2O < 4.5%), et en K_2O (1.5% < K_2O < 4.5%). Elles présentent de faibles rapports FeO^t/MgO caractéristiques de roches calco-alcalines.

Leurs spectres de terres rares sont fractionnés (9 < $[La/Yb]_n$ < 45.5), avec des concentrations en La supérieures à 100 fois les chondrites, et des concentrations en terres rares lourdes entre 7 et 10 fois les chondrites. Dans le diagramme Zr *vs.* $(Nb/Zr)_N$ (Thiéblemont et Tegyey, 1994 ; Thiéblemont, 1999), ces roches se situent essentiellement dans le champ du magmatisme calco-alcalin des zones de subduction.

Diorite à biotite et amphibole (BBo-gda)

Les faciès de diorite à biotite et amphibole, reconnus sur le terrain, ont été cartographiés par leur contraste magnétique plus fort en relation avec leur nature relativement plus basique. Ils constituent un massif circonscrit le long de la Falémé, mais sont plus souvent associés au cœur ou en bordure des faciès d'enderbite, de charnockite et de granodiorite à amphibole (BBo-ecg).

Ces faciès, ainsi que des termes co-génétiques de type monzogranite/diorite quartzique ou leucogabbro, bien que non représentés sur la coupure Saraya-Kédougou Est, ont été reconnus en limite nord du domaine du Birimien (massif de Sansankhoto). Au nord de la boutonnière, les plutons de Sansankhoto et de Fouldé sont constitués par des diorites à phénocristaux de clinopyroxène, qui englobent partiellement des leucogabbros, des gabbros riches en plagioclases, des gabbros en petits stocks et des monzodiorites quartziques (Dioh *et al.,* 2006).

Rhyolite et trachyte (BBo-rt)

Au sud du secteur de la Suite de Boboti (Figure 52), cette Formation a été observée clairement sécante sur un encaissant de carbonates métamorphisés et affectés par la foliation éburnéenne régionale, semblable à celles de toutes les formations plutoniques et volcaniques structurées.

Figure 52 – Affleurement A0300 montrant le caractère sécant de la formation rhyodacitique sur les calcaires métamorphiques.

La mise en place de cette formation est donc postérieure « au pic » de la déformation éburnéenne et une datation (Figure 53) a été effectuée sur l'échantillon A0300A pour contraindre cet âge de mise en place. L'âge de 2082 +/- 8 Ma, défini par un certain nombre d'analyses bien groupées sur la concordia, définit sans ambiguïté l'âge de mise en place du faciès rhyolitique, postérieure à la déformation ductile régionale.

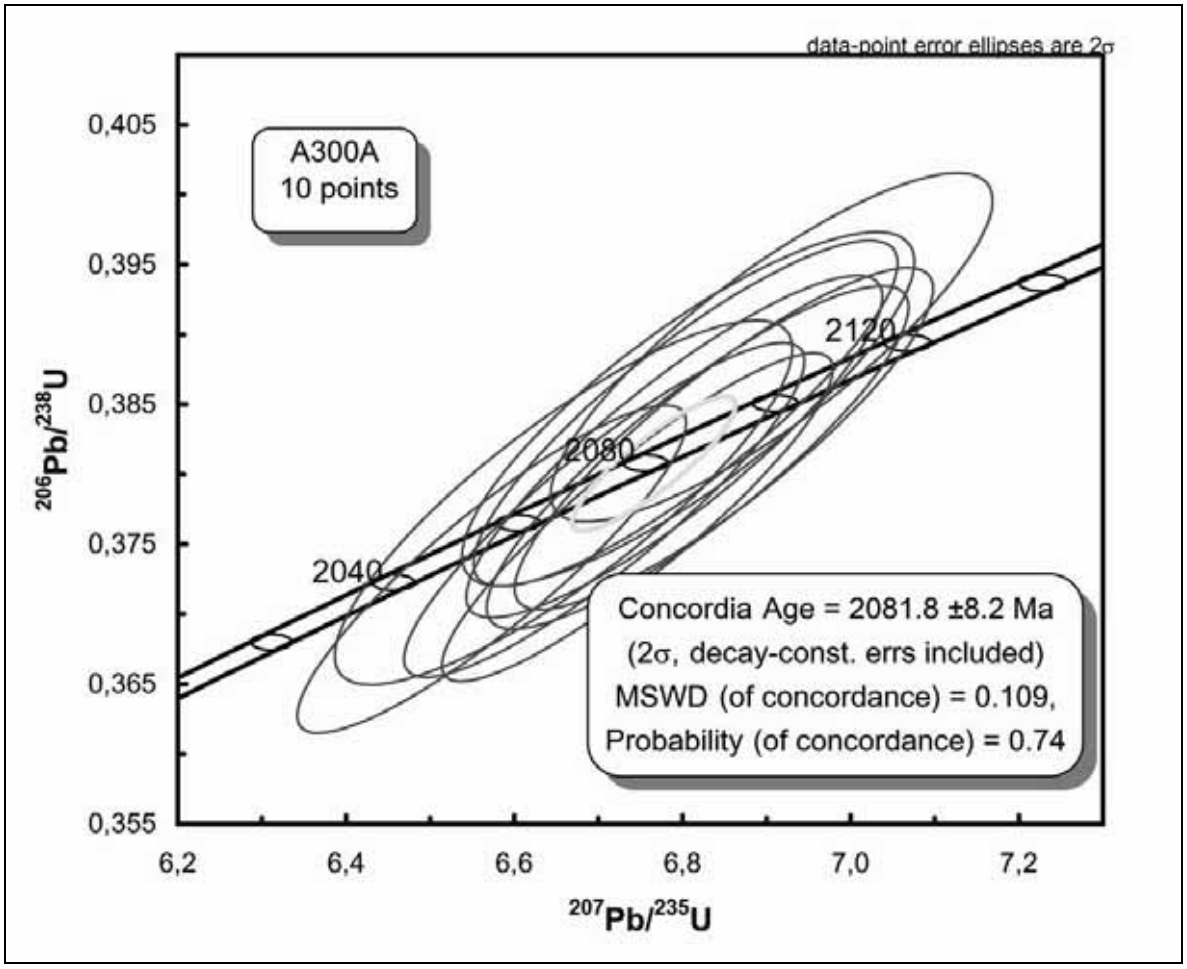

Figure 53 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon rhyolitique A0300A.

4.2. TERRAINS MESOPROTEROZOÏQUES

Les terrains d'âge strictement mésoprotérozoïque sont représentés par des intrusifs de lithologies variées, regroupées au sein de 3 suites distinctes :

- la **Suite de Noumoufoukha (No)** différenciée en 5 termes lithologiques distincts ;
- la **Suite de Kédougou (Kd)** représentée par un dense réseau de dykes orientés N030, composés de dolérites à phénocristaux de plagioclase;
- la **Suite de Sambarabougou (Sb)** se manifestant par l'intermédiaire de dykes est-ouest à faciès de dolérite à microgabbro à macrolattes de plagioclase.

4.2.1. Suite de Noumoufoukha (No)

Albitite (No-ab)

Cette Formation est connue exclusivement à l'est de la coupure Saraya-Kédougou Est, le long de la rivière Falémé, plus exactement dans la partie la plus septentrionale où elle constitue trois massifs d'allongement globalement nord-sud, limités par des accidents transcurrents représentant la « faille Sénégalo-Malienne ».

Filon d'albitite (No-abf)

Associés spatialement à la formation précédente, les filons d'albitite ont été reconnus sur une surface plus importante, quoique toujours limités à l'est de la coupure de Saraya-Kédougou Est. Ils ont également été reconnus de façon significative, plus à l'est de la faille Sénégalo-Malienne (Walter et Chantraine, 1974), sous forme de filons d'ampleur hectométrique à kilométrique, orientés N090 à N120 (Figure 54).

La localisation de ces multiples filons sur la coupure de Saraya-Kédougou Est reprend en grande partie les travaux de terrain de Walter et Chantraine (1974) et des observations faites dans la partie nord de la feuille, le long de la Falémé, où ils ont été indifféremment nommés « kératophyres » et « albitites ». Ils se présentent généralement sous forme de dykes plus ou moins verticaux, de puissance décamétrique et d'orientation moyenne N090 à N110 à pendage est. Ils constituent également des affleurements d'extension hectométrique avec épandage superficiel d'aspect quartzitique, correspondant soit à des champs très denses, soit à de très gros sills.

Walter et Chantraine (1974) notent cependant des termes de passage aux faciès volcaniques acides associés régionalement (tufs andésitiques, rhyodacites), suggérant une origine secondaire des albitites. Leur structure peut-être microlithique ou microgrenue porphyrique, trachytique fluidale, en lattes blastiques, pyroclastique tuffacée. D'un point de vue minéralogique, la caractéristique essentielle des albitites est l'aspect primaire de leur paragenèse et leur caractère hololeucocrate albitique. En lame mince, ces roches s'avèrent essentiellement sinon uniquement constituée d'albite, de 3 à 7% d'anorthite dans le plagioclase de la mésostase et jusqu'à 10% d'anorthite dans les phénocristaux de plagioclase de la matrice. Walter et Chantraine (1974) précisent que le feldspath potassique est présent en quantité minime, voire quasiment absent. Le quartz est parfois présent dans les phénocristaux et souvent dans la mésostase, ce qui leur a valu la dénomination « quartz-kératophyres ».

Figure 54 – Filon d'albitite

Les minéraux secondaires sont la chlorite, la trémolite-actinote et des oxydes. Seule la calcite peut devenir un constituant abondant aux côtés de l'albite. A ce titre, Walter et Chantraine (1974) signalent la présence de véritables albitites à structure macrogrenue, uniquement constituée d'albite et de calcite (Madinandi, rive droite de la Falémé).

Granite à biotite (No-gr)

Cette Formation, individualisée dans le cadre de ce travail au même titre que les filons associés, était regroupée jusqu'à présent au sein de la lignée magmatique dite « Boboti ». Au sud-est de la feuille, les termes de granite leucocrate à biotite, individualisés sous forme de deux massifs circulaires de diamètre kilométrique, sont associés spatialement aux filons de même composition et sont sécants par rapport à la structuration régionale.

Filon de granite à biotite (No-grf)

Déjà individualisés sur les travaux de Walter et Chantraine (1974), ces filons sont représentés exclusivement au sud de la coupure, associés étroitement aux massifs de même composition et individualisés au sein de la même suite. Ces auteurs, bien que notant les nombreuses affinités avec les albitites (kératophyres microgrenus), évoquent déjà de vrais microgranites, non affectés par « la transformation métasomatique ».

Trois échantillons de granites filoniens (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 Tegyey, 1994 ; Thiéblemont, 1999), ces roches se situent dans le champ des granites per-alumineux.

Une datation K-Ar a été effectuée sur un de ces filons (donnée géochronologique référencée S18 ; Figure 18) et a fournit un âge de 1333 Ma.

Sur la feuille Kossanto-Dalafi Est, au sein du massif de Balangouma, deux filons de granite à biotite ont été datés par la méthode K-Ar (données géochronologiques référencées K07 et K08 ; Figure 18) et ont révélé des âges à 1542 Ma et 1587 Ma.

Filon de syénogabbro (No-sga)

Ce faciès a été individualisé en une localisation unique, en bordure des contreforts du groupe de Ségou, sur la route de Noumoufoukha-Guémedji (Figure 55).

De grain fin à moyen, et malgré une texture en lattes des feldspaths qui confèrent à la roche un lien apparent avec les dolérites et microgabbros environnants, la présence de microcline et de plagioclase caractérise ce faciès. Ortho- et clinopyroxènes y ont été reconnus.

Une datation K-Ar effectuée sur un échantillon (donnée géochronologique référencée S26 sur la carte ; Figure 18) a fournit un âge de 1657 Ma. Par ailleurs, une datation U-Pb a révélé la présence de zircons à 1400 Ma (donnée géochronologique référencée S25 sur la carte ; Figure 18).

Compte tenu de l'aspect exploratoire de la méthode K-Ar, susceptible d'intégrer une composante héritée du bâti birimien environnant, l'âge à 1400 Ma est considéré comme le plus pertinent.

Figure 55 – Faciès de syénogabbro (station A0014).

Discussion

Les âges K-Ar et U-Pb présentés pour la suite Noumoufoukha pointent clairement vers le Mésoprotérozoïque inférieur, dont le terme Calymnien illustre la gamme d'âge 1600-1400 Ma dans la classification internationale (Gradstein *et al*., 2004).

Si l'âge mésoprotérozoïque des filons de microgranite et de syénogabbro est étayé par des données K-Ar et U-Pb, celui des albitites, en filons ou en massifs, est sujet à débat. En l'absence de données isotopiques, et malgré leur intégration au sein de la Suite de Noumoufoukha, la mise en place des albitites devra être précisée par des études ultérieures, en termes d'âge fini-birimien (paléoprotérozoïque) ou mésoprotérozoïque. La représentation de la Suite de Noumoufoukha sur la légende de la carte géologique du Sénégal à 1/200 000 tient compte de cette incertitude, les albitites étant reportées en regard d'une gamme d'âge « 2050-1600 Ma » alors que les autres termes de la Suite de Noumoufoukha sont clairement positionnés au sein du Calymnien (1600-1400 Ma).

4.2.2. 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 où elle constitue un réseau dense de dykes orientés N030 (Figure 56).

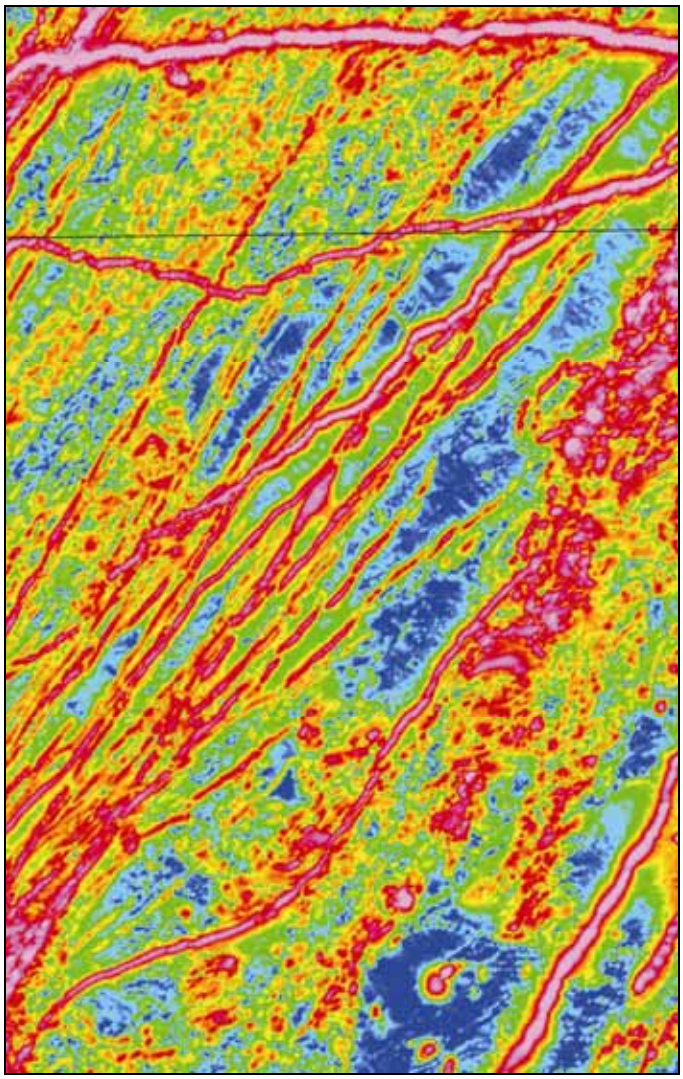

Figure 56 – Essaim de dykes des Suites de Kédougou, Sambarabougou et Boundou Dioé.

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.

Sur le terrain, ces dykes, déjà observés 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 10cm) de plagioclase (Figure 57).

Figure 57 – Faciès-type de dolérite à phénocristaux de plagioclase de la Suite de Kédougou (station A0187).

D'un point de vue cartographique, ces dykes, bien que postérieurs à toutes les formations paléoprotérozoïques restent prédominants sur le secteur central de la feuille de Saraya-Kédougou Est. Ils viennent buter sur les contreforts des formations mésoprotérozoïques à néoprotérozoïques du Groupe de Ségou et ne sont pas identifiés au sein des Mauritanides. Par ailleurs, sur l'image aéromagnétique, ils semblent recouper par les dykes E-W de la Suite de Sambarabougou (cf. § 4.2.3).

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 1200Ma (données géochronologiques référencées S06 et S08 sur la carte ; Figure 18) et ces dykes sont donc clairement d'âge mésoprotérozoïque moyen (Ectasien).

4.2.3. Suite de Sambarabougou (Sb)

Dyke de microgabbro et de dolérite à texture en macrolattes de plagioclase (Sb-d)

Cette Formation est représentée, au nord de la feuille Saraya-Kédougou Est ainsi que sur la feuille Kossanto-Dalafi Est, par quelques dykes orientés est-ouest (Figure 56) qui recoupent clairement le réseau de dykes N030 de la Suite de Kédougou.

Bien que largement moins représentée que l'essaim de dykes de la Suite de Kédougou, les dykes est-ouest n'en n'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 (Figure 15). Ils recoupent toutes les formations paléoprotérozoïques ainsi que le réseau de dyke appartenant à la Suite de Kédougou et, fait marquant, viennent buter sans les recouper contre le Supergroupe des Mauritanides (feuille Kossanto-Dalafi Est) 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 Est. 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 (Goujou *et al.,* 2010a, b), 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 58 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 Na_20+K_20 *vs* $Si0_2$.

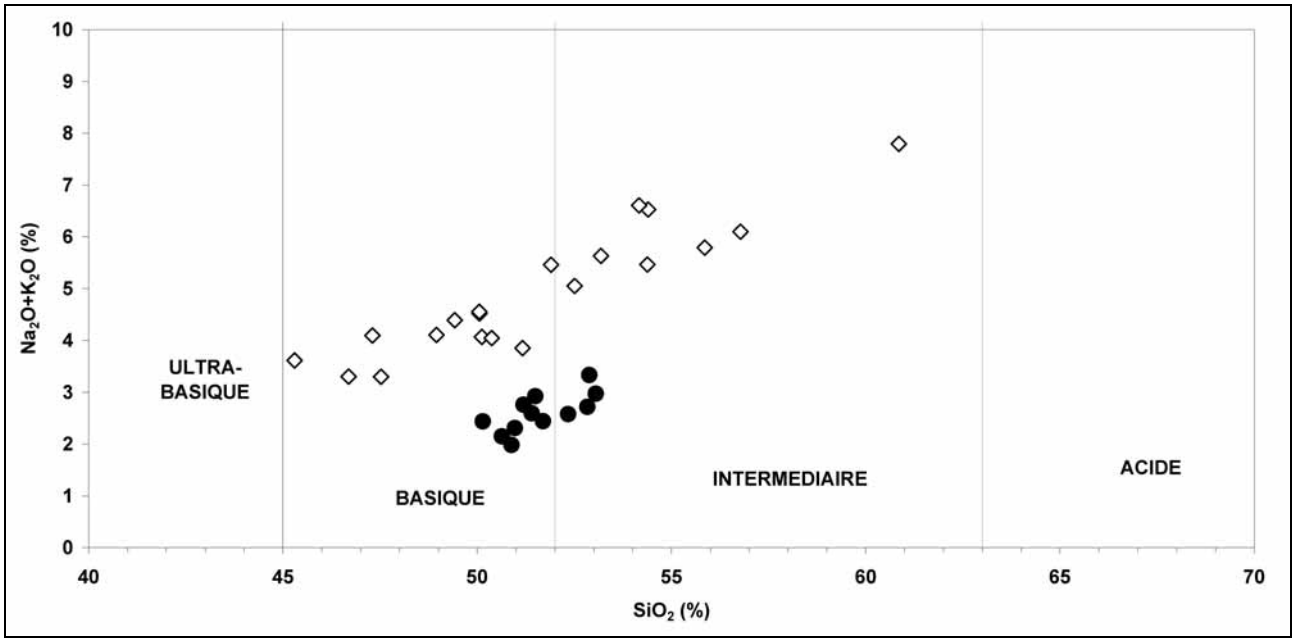

Figure 58 – Report de toutes les suites doléritiques dans un diagramme Na20+K20 vs Si02.

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

L'individualisation de plusieurs générations d'âge mésoprotérozoïque moyen à néoprotérozoïque inférieur (Figure 59) est une découverte à mettre au crédit de ce projet de cartographie géologique du Sénégal oriental. 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).

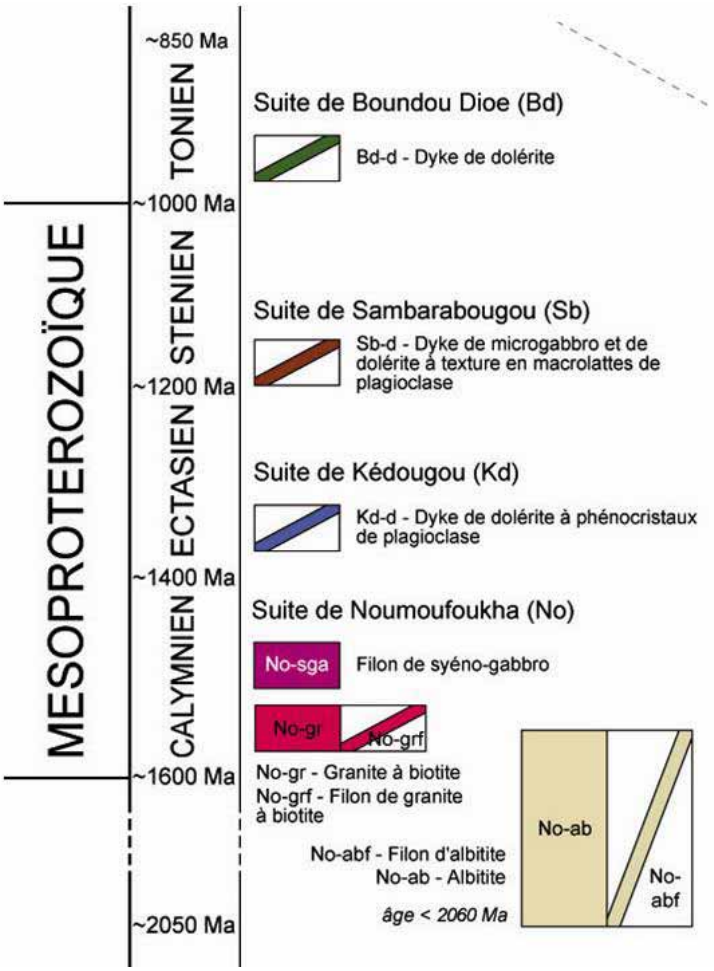

Figure 59 – Chronologie récapitulative des suites doléritiques en termes d'âges absolus et de périodes correspondantes.

4.3. TERRAINS MESO- A NEOPROTEROZOÏQUES

Les terrains couvrant indistinctement l'intervalle stratigraphique méso- à néoprotérozoïque sont représentés par les terrains sédimentaires du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta qui constituent l'avant-pays non déformé des Mauritanides.

4.3.1. Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta (S)

Sous cette appellation, on désigne l'ensemble des terrains constituant le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta, qui forme, au sud de la coupure Saraya-Kédougou Est, l'escarpement longeant la frontière guinéenne depuis Pélel Kindessa jusqu'aux environs de Guémedji.

Ces terrains composent le domaine autochtone (non déformé) de la chaîne des Mauritanides dont les premiers témoins sont visibles à l'extrémité orientale de la feuille Saraya-Kédougou Est.

Le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta (S) comprend deux groupes distincts avec, de la base vers le sommet, le Groupe de Ségou (SSg) et le Groupe de Madina-Kouta (SMK).

Groupe de Ségou (SSg)

Au Sénégal oriental, le Groupe de Ségou compose l'essentiel de la couverture sédimentaire méso- à néoprotérozoïque et forme l'escarpement principal bordant la frontière avec la Guinée.

D'une épaisseur totale évaluée de l'ordre de 250 à 300 mètres, le Groupe de Ségou repose en contact anormal (discordance) sur le substratum birimien et est recouvert en concordance par le Groupe de Madina-Kouta.

Les conditions d'affleurement sont généralement bonnes et permettent de discuter les relations entre les formations composant le Groupe de Ségou ainsi que leur géométrie à l'échelle de la feuille Kédougou-Saraya Est.

Sur la base de la composition faciologique et des paléoenvironnements de dépôt dont témoignent les sédiments, on distingue, au sein du Groupe de Ségou, 3 formations principales, avec de la base vers le sommet :

- la Formation de Kafori constituée de dépôts gréso-conglomératiques d'épaisseur assez variable à l'échelle des cartes ;
- la Formation de Pélel composée de termes mixtes silicoclastiques et carbonatés ;
- la Formation de Dindefello représentée par la puissante barre gréseuse largement visible dans le paysage de la bordure sud du Sénégal oriental.

- **Formation de Kafori (SSg-Kf)**

<u>Occurrence, conditions d'affleurement :</u>

La Formation de Kafori, observée en une vingtaine de stations, a été principalement identifiée dans 3 secteurs :

- à l'extrême est de la coupure Saraya-Kédougou Est, au sud de Guémedji ;
- au pied de l'escarpement situé entre Malinda et Malem ;
- ponctuellement, au sud de Pélel Kindessa et à mi chemin entre Yamouna et Tépéré, au sud-est de Kéniassou.

Les faciès les plus caractéristiques de la formation sont représentés au niveau de la coupe de Kafori prise pour coupe de référence (Figure 60).

Sur la carte, la Formation de Kafori représente une étroite bande de terrain localisée vers la base de l'escarpement principal. Elle forme plus rarement de petits pointements isolés sur la plaine birimienne (notamment dans le secteur de Kélimbou-Toubacouta-Moulouga), qui correspondent à des affleurements préservés sous forme de buttes-témoins.

Dans les autres secteurs, la Formation n'a pu être mise en évidence faute d'affleurements, en raison de la présence d'importants éboulis masquant la base du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta.

Choix cartographique :

Par rapport aux travaux antérieurs, cette unité cartographique est distinguée pour la première fois. Et ce pour plusieurs raisons :

- d'une part pour ses caractéristiques faciologiques qui diffèrent fortement de la formation sus-jacente (Formation de Pélel) ;
- d'autre part pour l'intérêt potentiel de cette unité lithostratigraphique en termes d'aquifère ;
- enfin pour sa signification géodynamique dans l'amorce du fonctionnement du bassin.

Limites :

La base de la Formation de Kafori correspond à la base du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta qui marque une discontinuité régionale importante. Cartographiquement, elle est représentée par une discordance angulaire qui tronque tous les termes (magmatiques, métamorphiques, volcano-sédimentaires) birimiens. Sur le terrain, la base de la formation a pu être observée en plusieurs stations. Sur l'affleurement G0012, à l'extrême sud-est de la carte Saraya, la Formation de Kafori est représentée par un conglomérat métrique subtabulaire qui repose en discordance sur des sédiments gréso-pélitiques birimiens à stratification subverticale (Figure 61).

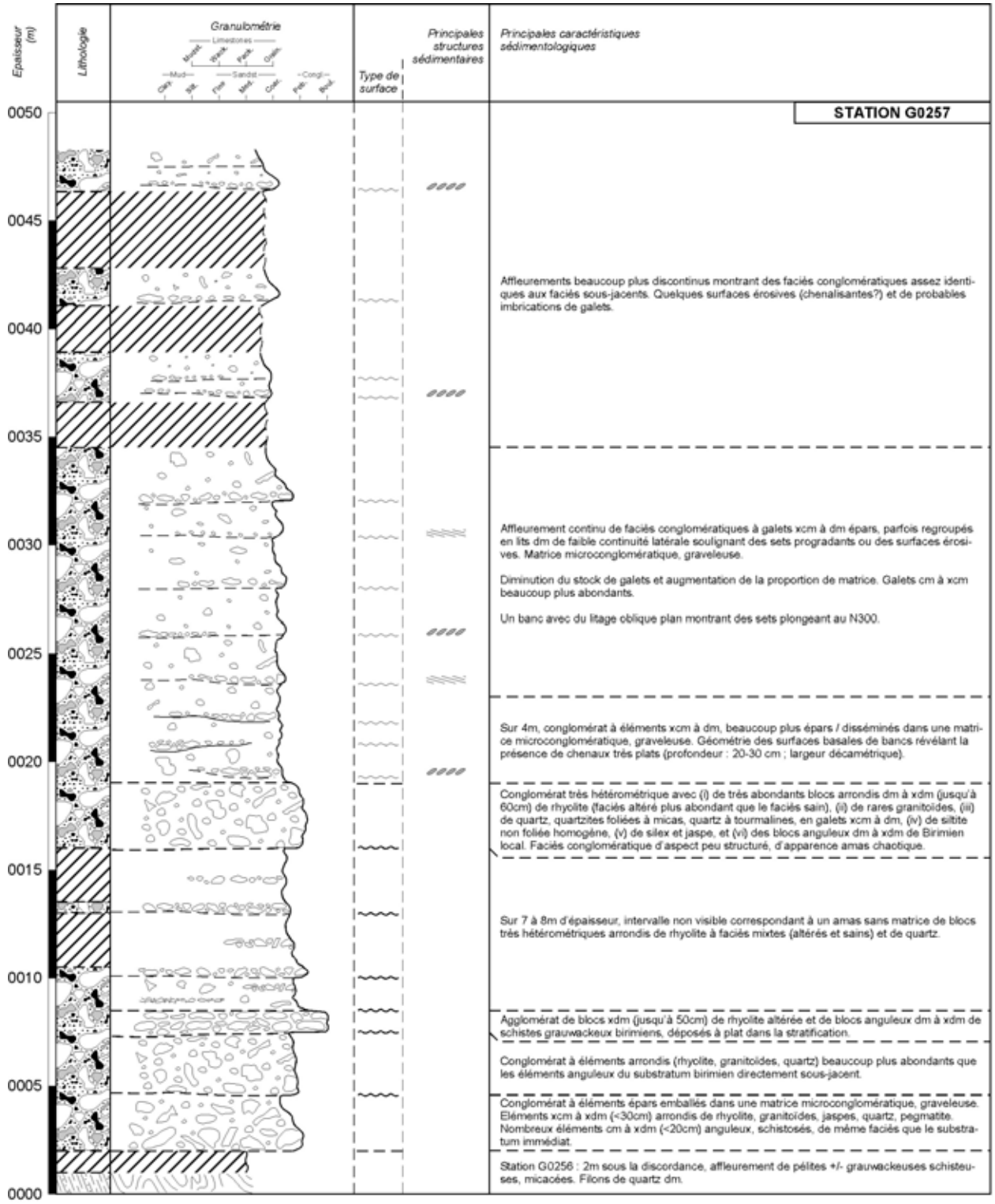

Figure 60 – Coupe sédimentologique de la Formation de Kafori affleurant dans la coupe de référence. Station G0257. Pour la légende, se reporter à la Figure 20.

Figure 61 – Contact entre la couverture sédimentaire du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta (représentée par un conglomérat subtabulaire attribué à la Formation de Kafori) et le substratum birimien matérialisé par des sédiments gréso-pélitiques à stratification subverticale. Station G0012.

Le sommet de la Formation de Kafori correspond à un passage graduel à des dépôts plus fins, gréso-silteux, puis mixtes silicoclastiques et carbonatés rattachés à la Formation de Pélel. Sur le terrain, la transition avec la Formation de Pélel est matérialisée par une granodécroissance progressive de la fraction silicoclastique (disparition des horizons conglomératiques, diminution de la granulométrie des grès) et par une stratodécroissance des niveaux gréseux. Elle coïncide souvent avec la présence de dolérite injectée sous forme de sill à l'interface entre les niveaux gréseux de la Formation de Kafori et les dépôts plus fins (grès fins, siltites, argilites et carbonates) de la Formation de Pélel. Par convention, le toit de la Formation de Kafori a été fixé au toit des bancs gréso-conglomératiques les plus hauts stratigraphiquement, reconnus sur le terrain.

Description :

L'examen de la vingtaine de stations où a été identifiée la Formation de Kafori a permis de dégager ses principales caractéristiques faciologiques.

La puissance de la formation, souvent plurimétrique, est très variable, passant du mètre (station G0012) à plus de 45m (station G0257 ; Figure 60). Localement, il semble que la formation puisse être absente, bien que les conditions d'affleurements (présence d'éboulis notamment) n'aient pas permis pas de le vérifier.

La granulométrie de la matrice et la taille des éléments des conglomérats sont fonctions de la puissance de la formation.

Ainsi, dans le secteur oriental de la feuille Saraya (vallée de la Gambie) où la formation est peu épaisse (métrique à plurimétrique), les faciès dominants se présentent sous forme de grès grossiers localement microconglomératiques à aspect « gros sel », avec des éléments arrondis épars, de taille plurimillimétrique à pluricentimétrique (graviers et galets).

Dans la coupe de référence, la Formation, qui atteint plus de 45 mètres d'épaisseur, est composée d'une superposition de niveaux conglomératiques métriques (Figure 60 ; Figure 62).

Figure 62 – Faciès conglomératiques typiques composant la Formation de Kafori dans la coupe de référence. Station G0257. Noter la taille importante de certains blocs, l'hétérogénéité des éléments et l'absence de structures sédimentaires.

La matrice, peu abondante en général, est composée de grès grossier mal triés, localement microconglomératiques, prenant souvent un aspect « gros sel » caractéristique par altération. La matrice se compose de grains hétérométriques, peu évolués, subanguleux, de quartz et de feldspaths. Le faciès « gros sel » évoque les résidus d'une altération de faciès granitiques, tels que ceux observés dans le substratum birimien proche.

Les éléments du conglomérat sont souvent subjointifs, très hétérométriques (centimétrique à pluridécimétrique), et caractérisent un faciès de type *clast-supported*. La typologie des éléments fait apparaître une grande diversité de source :

- rhyolite très fréquente (avec souvent deux faciès distincts coexistants, l'un grisâtre sain, relativement frais, l'autre rougeâtre assez fortement altéré) ;
- éléments variés du substratum birimien directement sous-jacent, souvent sous forme de galets à blocs subanguleux. Fonction de la nature de ce dernier, il s'agit le plus fréquemment de pélites, de micaschistes et de granitoïdes ;
- quartz blanc laiteux très abondant, parfois préservé sous forme de débris de filon à tourmaline;
- quartzite fréquent avec des faciès sombres foliés (rubanés ?) souvent présents ;
- granite qui, du fait d'une altération assez forte, est souvent difficile à distinguer de la matrice dont la composition dérive assurément de granitoïdes ;
- fond d'éléments variés observés ponctuellement : pegmatites à tourmaline, gabbro, brèche volcanique type Mako, volcanites indifférenciées, roches magmatiques à texture graphique.

Du point de vue sédimentologique, les faciès les plus grossiers (faciès conglomératiques) ne préservent que quelques rares structures (base de bancs à géométrie faiblement chenalisante). Les faciès gréseux observés dans les secteurs où la formation est moins puissante montrent du litage oblique plan dominant souligné par des nappages de graviers et galets sur les surfaces de sets. Des imbrications de galets ont pu être mesurées en plusieurs stations.

Localement, des séquences élémentaires de dépôt ont pu être identifiées au sein des faciès conglomératiques. Il s'agit de séquences d'épaisseur métrique, globalement granodécroissantes. Elles enregistrent le passage progressif :

- de faciès conglomératiques à éléments décimétriques (voire plus), subjointifs, à texture *clast-supported*, montrant localement en base des imbrications de galets, qui peuvent prendre l'aspect d'amas chaotiques de blocs rhyolitiques. La base de ces faciès est souvent marquée par une surface à géométrie faiblement chenalisante ;
- à des faciès gréso-conglomératiques, moins grossiers, à matrice plus abondante, à éléments plus dispersés.

<u>Interprétation :</u>

L'hétérogénéité des faciès, la proximité des sources sédimentaires (substratum birimien directement sous-jacent) et les rares structures sédimentaires préservées (imbrication, litage oblique plan) suggèrent un environnement de dépôt proximal et une dynamique sédimentaire de type fluviatile. Les quelques directions de paléocourants mesurées sur le terrain, principalement dans les faciès conglomératiques les plus épais et à éléments les plus grossiers, indiquent des apports sédimentaires provenant du nord et du nord-est.

L'angulosité des grains de la matrice, la présence d'amas plus ou moins chaotiques de blocs rhyolitiques et la préservation de fragments de filons de quartz à tourmaline indiquent un transport sédimentaire sur de courtes distances. Avec la taille parfois imposante des éléments du conglomérat, ces observations statuent en faveur d'un domaine continental très proche, disposant d'escarpements depuis lesquels des éléments (altérés ?) détachés auraient ponctuellement alimenté le bassin sous l'effet d'une dynamique sédimentaire de type torrentiel.

Concernant les sources d'apports, hormis les blocs du substratum birimien proche, le bassin sédimentaire semble, lors du dépôt de la Formation de Kafori, être également alimenté par des produits d'altération de massifs granitiques (source de la matrice) et par des éléments ayant subi un transport plus long et/ou issus d'un stock de galets préexistant (galets arrondis de quartz, de quartzite foliée, …).

Concernant la provenance des blocs de rhyolite qui compose une part significative des éléments du conglomérat, l'absence d'affleurements de faciès similaire dans le substratum birimien au Sénégal oriental et l'âge radiométrique obtenu dans le cadre de ce projet sur un bloc suggère une source d'approvisionnement proche (blocs pluridécimétriques, subanguleux, faiblement transportés), dérivant de l'altération, du décapage et du remaniement d'un matériel volcanique mésoprotérozoïque.

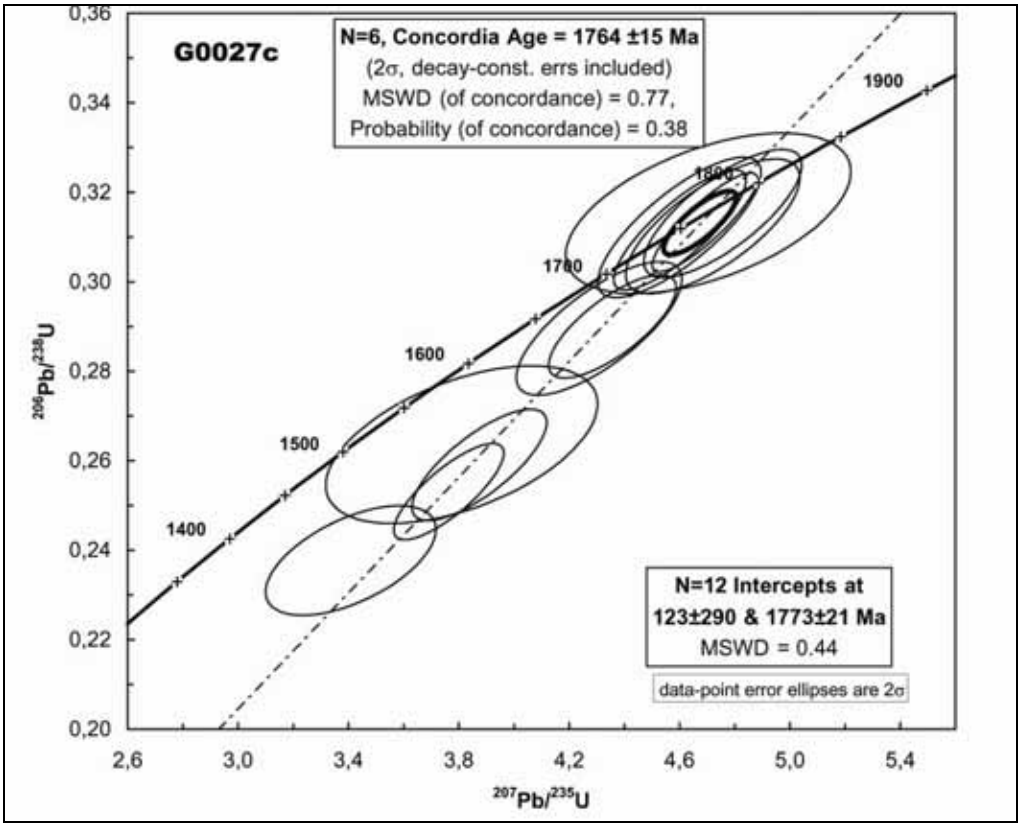

Figure 63 – Diagramme Concordia conventionnel pour les analyses sur zircon de l'échantillon rhyolitique G0027C.

Age :

Il n'existe aucune donnée bibliographique permettant de contraindre l'âge de la formation ni, par défaut, donnée directe sur l'âge de la base du Groupe de Ségou. En revanche, dans l'optique de contraindre indirectement l'âge de la Formation, un bloc pluridécimétrique de faciès rhyolitiques remaniés dans le conglomérat a été prélevé afin de procéder à une analyse géochronologique. L'âge U-Pb obtenu à partir de l'analyse de 12 zircons (échantillon G0027C) est fixé à 1764 ± 15 Ma (donnée géochronologique référencée S19 sur la carte ; Figure 63).

- **Formation de Pélel (SSg-Pl)**

Occurrence, conditions d'affleurement :

La Formation de Pélel affleure dans des conditions relativement médiocres, de façon discontinue. Elle est souvent masquée par les éboulis alimentés par le Formation de Dindefello sus-jacente. Description et interprétation présentées dans cette notice proviennent de l'examen d'environ 50 stations et de l'analyse détaillée d'une dizaine de coupes dont 6 de continuité remarquable permettent d'en dégager les principales caractéristiques :

- coupe de Pélel Kindessa à l'ouest (Figure 64) ;
- série de coupes situées immédiatement au sud des villages de Malinda, de Kafori, de Lyndiane et de Malem ;
- coupe au sud de Kéniassou ;
- coupe à l'ouest de Sekhoto et au sud de Moulouga ;
- coupe au sud de Taméguidia (coupe du Mont Konkoniama) ;
- coupe au sud de Fandiadia.

L'étude de ces coupes et leurs corrélations révèlent d'importants passages latéraux de faciès, depuis des dépôts mixtes silicoclastiques et carbonatés (coupe de Pélel Kindessa et coupe au sud de Kéniassou) jusqu'à des dépôts exclusivement silicoclastiques (coupe de Lyndiane).

Choix cartographique :

Au sein de cette formation, sont regroupés tous les dépôts à dominante argilo-silteuse (avec une composante carbonatée plus ou moins marquée), disposant d'une signature morphologique « molle », intercalés entre les grès et conglomérats de la Formation de Kafori et la Formation gréseuse de Dindefello formant des falaises.

A noter que dans toutes les coupes exposant des termes mixtes silicoclastiques et carbonatés, la composition faciologique permet d'identifier, au sein de la Formation de Pélel, deux ensembles distincts qui, à une échelle plus fine que le 1/200 000, auraient pu être représentés.

Limites :

Du fait de l'évolution verticale graduelle des faciès entre les différentes formations composant le Groupe de Ségou, les contacts entre Formations de Kafori, de Pélel et de Dindefello sont

progressifs. Par convention, les limites de la Formation de Pélel ont été définies sur le terrain comme suit :

- la base a été fixée au toit des derniers bancs gréso-conglomératiques (souvent sous forme de faciès gréseux d'aspect « gros sel ») composant le sommet de la Formation de Kafori ;
- le sommet a été défini au mur des premières barres gréseuses d'épaisseur conséquente rencontrée en base de la Formation de Dindefello, contact coïncidant généralement à une rupture de pente assez nette.

Description :

La puissance de la formation dans les principales coupes étudiées apparaît assez variable. Elle est, en général, de l'ordre de 150 à 200 mètres dans les coupes où les faciès mixtes silicoclastiques et carbonatés sont exprimés. L'épaisseur de la formation est réduite à environ 100-120 mètres dans les coupes de Lyndiane et Malem où les faciès carbonatés n'ont pu être identifiés.

Dans la coupe de référence définie à Pélel (Figure 64), la formation atteint près de 200 mètres. Elle se compose de deux ensembles distincts reconnus également dans les coupes des environs de Kéniassou, Sekhoto et Moulouga :

- *Ensemble inférieur* (80 à 100m) :

A Pélel, il s'agit d'alternances de bancs décimétriques (i) de calcarénites souvent oolithiques, parfois superposés/amalgamés pour former des barres plurimétriques (Figure 65), (ii) de grès microconglomératiques à ciment plus ou moins carbonaté et (iii) d'interbancs pélitiques (argilites silteuses à lits silto-gréseux) rougeâtres.

La composante biogénique identifiée est représentée par des oolithes millimétriques et des oncolithes. La composante lithoclastique est constituée de graviers plurimillimétriques à centimétriques, de quartz, de feldspaths, de fragments lithiques (granite, pegmatite) et de galets mous de pélites rougeâtres.

Les faciès calcarénitiques et gréso-carbonatés sont caractérisés par une grande hétérométrie.

Les structures sédimentaires relevées sur le terrain sont fréquentes et variées. Elles évoluent assez clairement de la base vers le sommet de ce premier ensemble : stratification entrecroisée, litage oblique arquée (voire sigmoïdal) et litage de rides de courant laissent progressivement place à du litage oblique plan peu incliné avec des faciès dénués de drapages et un classement des grains plus marqué.

Au sud de Kéniassou, l'ensemble inférieur, puissant d'environ 90m, se compose d'alternances plurimétriques d'argilites à fins lits silteux plans et de bancs décimétriques de calcaire gris à texture *mudstone*, souvent silteux, se débitant fréquemment en miches elliptiques pluridécimétriques. La décarbonatation de ces bancs à leurs périphéries souligne les faibles contrastes granulométriques internes et met en évidence la présence de laminations planes, de petites gouttières érosives et de HCS (Figure 66). Occasionnellement, s'intercalent des bancs décimétriques de grès fins, à ciment carbonaté, à HCS bien exprimés. Vers la base, plusieurs niveaux de calcaires à stromatolithes ont pu être identifiés, certains présentant des spécimens en position de vie, d'autres montrant des fragments démantelés de taille décimétrique. A mesure que

l'on remonte dans la Formation, les bancs carbonatés se raréfient et s'enrichissent en silts, les interbancs d'argilites voient quant à eux croître la fréquence et l'épaisseur des lits silteux.

- *Ensemble supérieur* (100 à 120m) :

Dans la coupe de Pélel, cet ensemble subaffleurant présente des faciès fins de type pélites (argilites à siltites) rougeâtres prédominants. Vers le sommet, est intercalée une barre gréseuse à faciès grès fins, à ciment carbonaté, montrant du litage oblique plan très peu incliné, du litage oblique sigmoïdal et des auges très plates.

Dans les coupes des environs de Kéniassou, Sekhoto et Moulouga, l'ensemble supérieur est largement recouvert par les éboulis alimentés par la Formation de Dindefello, et offre des conditions d'affleurement beaucoup plus médiocres. A la faveur de niches d'arrachement, il est toutefois possible d'observer de place en place, des dépôts dénués de carbonates, composés d'argilites silteuses à bancs discontinus de grès fins silteux à laminations planes, HCS et litage de rides de courant et de vague.

La nature mixte des dépôts, carbonatée et silicoclastique, ne caractérise pas la Formation dans les coupes de la partie centrale de la feuille Saraya-Kédougou Est. Dans des conditions d'affleurement relativement médiocres, les coupes de Lyndiane, de Malem, de Kafori et de Malinda montrent, au dessus des dépôts gréso-conglomératiques de la Formation de Kafori, des faciès uniquement gréseux et argilo-silteux sur une épaisseur de 100 à 120 mètres.

Les faciès silicoclastiques reconnus dans ces coupes s'organisent en alternances entre :

(i) des bancs/barres à dominante gréso-silteuse d'épaisseur pluridécimétrique à plurimétrique.

La granulométrie générale oscille entre les grès fins et grès moyens. Des galets mous et des drapages argilo-silteuses sont préservés, formant du *flaser*- et du *wavy-bedding*. Les structures sédimentaires se caractérisent par des géométries planes (litage plan, lamines planes très peu inclinées) mais également des géométries plus érosives (litages obliques plan et arqués). Surfaces de bancs à rides de courant et de vagues sont relativement communes ;

(ii) des interbancs plurimétriques à dominante argilo-silteuses.

Ces interbancs argilo-silteux sont caractérisés par la présence de lits silto-gréseux centimétriques à HCS, rides de courant et petites gouttières érosives.

La coupe au sud du village de Fandiadia et celle visitée dans le ravin menant aux « cascades de Ségou » exposent les termes sommitaux de la Formation de Pélel. Ces deux coupes exposent sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur les alternances décrites ci-dessus, avec des barres gréseuses plurimétriques se développant en épaisseur jusqu'au mur de la Formation de Dindefello. L'examen des structures sédimentaires internes aux barres gréseuses montre une évolution verticale avec, en base, des faciès gréso-silteux à *wavy-bedding*, HCS et laminations planes, et, vers le sommet, des grès fins à *flaser-bedding*, litage oblique plan très peu incliné et surfaces à rides de vagues.

Interprétation :

Sur plusieurs coupes, la Formation de Pélel débute par des faciès mixtes silicoclastiques et carbonatés témoignant de l'installation d'une plate-forme carbonatée (faciès oolithiques, niveaux à stromatolithes) soumise localement à des apports silicoclastiques issus d'un domaine continental proche. L'environnement de dépôt oscille entre un domaine de *shoreface* dans lequel la dynamique sédimentaire est dominée par les tempêtes et la houle et un domaine de *foreshore*, domaine proximal favorable à l'installation de tapis algaires sous faible tranche d'eau.

En remontant dans l'ensemble inférieur, l'environnement de dépôt s'approfondie, oscillant entre l'*offshore* supérieur et le *shoreface* inférieur. Les structures sédimentaires sont dominées par les HCS et le litage plan. Les stromatolithes ne sont plus trouvés qu'à l'état de débris remaniés par les tempêtes. La plate-forme carbonatée, en voie de démantèlement, semble être progressivement « asphyxiée » par des apports silicoclastiques relativement fins mais de plus en plus importants.

L'ensemble supérieur enregistre la disparition des dépôts carbonatés au dépend d'un développement des apports détritiques sur la bordure du bassin. La stratocroissance des barres gréseuses, l'évolution progressive de la granulométrie des apports détritiques (passage à des grès fins) et l'apparition de structures sédimentaires témoignant d'un environnement beaucoup plus dynamique suggèrent une évolution des conditions de dépôt vers le *shoreface*. L'évolution verticale des faciès aboutit, au sommet de la Formation, à la progradation brutale de barres gréseuses de plus en plus puissantes, qui annoncent le passage à la Formation de Dindefello.

Les différentes coupes effectuées dans la zone de cartographie mettent en évidence de fortes variations latérales de faciès, indicatrices de contrastes paléoenvironnementaux. Les coupes de la partie centrale de la carte (Lyndiane, Malem, Kafori, Malinda) sont caractérisées par une épaisseur moindre de la Formation de Pélel et par des dépôts exclusivement silicoclastiques assez grossiers. Les caractéristiques faciologiques des dépôts témoignent d'environnements de dépôts plus proximaux. Les variations granulométriques et les structures sédimentaires préservées suggèrent toutefois l'enregistrement d'un approfondissement du milieu de dépôt dans la partie inférieure, puis une progradation dans la partie supérieure, avec des crachées détritiques fréquentes dans un environnement de *shoreface*. Ce cycle approfondissement-progradation est équivalent de celui enregistré dans les coupes de Pélel et de Kéniassou au sein des faciès mixtes. Les dépôts rencontrés dans les coupes de Pélel, de Kéniassou et de la partie centrale de la carte sont donc considérés comme équivalents latéraux.

Cette équivalence latérale suggère une zonalité des faciès au cours du dépôt de la Formation de Pélel avec des termes uniquement silicoclastiques restreints à la partie centrale de la carte. Cette zone détritique concentre par ailleurs les faciès les plus épais et les plus chargées en éléments conglomératiques dans la Formation de Kafori. Ce pôle silicoclastique pourrait être associé à un distributaire important débouchant dans le secteur Lyndiane-Malinda et perdurant depuis le dépôt de la Formation de Kafori. Les paléocourants relevés dans les dépôts des coupes de Malinda, Lyndiane et Kafori indiquent des apports provenant majoritairement du nord et du nord-est.

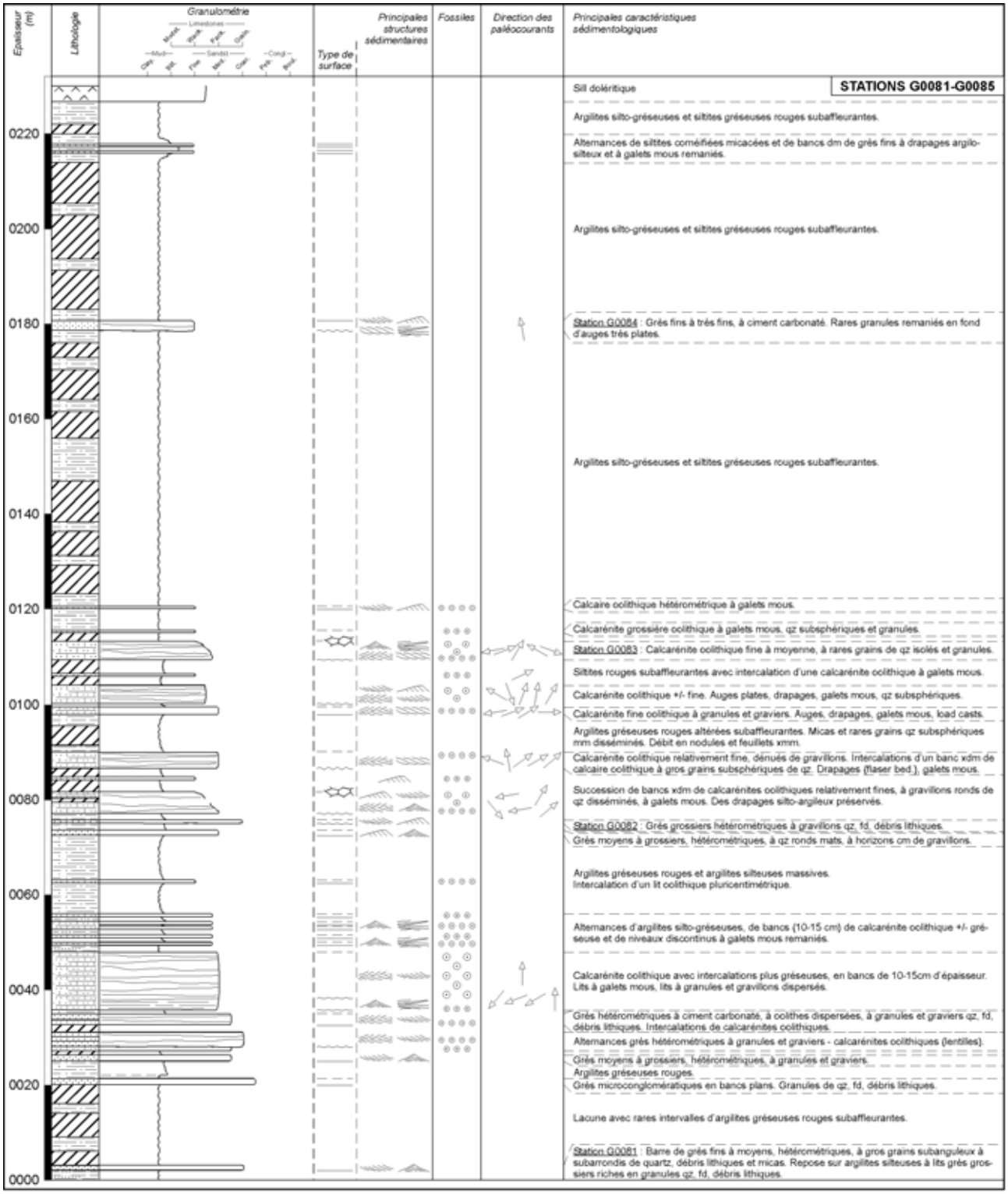

Figure 64 – Log sédimentologique détaillé de la Formation de Pélel dans la coupe de référence de Pélel Kindessa.

Figure 65 - Faciès calcarénitiques typiques composant pour partie le premier ensemble de la Formation de Pélel dans la coupe de référence. Station G0081. Noter l'alternance structures sédimentaires obliques et subplanes.

Figure 66 - Bancs carbonatés visibles en base du premier ensemble de la Formation de Pélel dans la coupe au sud de Kéniassou. Station G0206. Noter la présence de structures sédimentaires de type HCS vers le sommet du banc, soulignées par décarbonatation partielle du banc.

Age :

Au sein de cette formation, dans le secteur de Walidiala, Bassot *et al.* (1963) signalent un âge de 1022 +/- 20Ma obtenu par méthode Rb/Sr sur des faciès argileux.

- **Formation de Dindefello (SSg-Dd)**

Occurrence, conditions d'affleurement :

La Formation de Dindefello, essentiellement gréseuse, est aisément reconnaissable sur le terrain puisqu'elle forme la falaise armant l'escarpement principal bordant au sud la pénéplaine birimienne. De part cette caractéristique géomorphologique, elle affleure souvent dans de très bonnes conditions avec une remarquable continuité latérale des affleurements. En contrepartie, les affleurements en falaise rendent difficiles l'accès aux coupes et l'observation macroscopique des faciès des parties médianes et sommitales de la Formation.

Les observations mentionnées dans la présente notice sont issues de l'examen d'un peu plus de 100 stations et d'une dizaine de coupes offrant une bonne continuité d'affleurement. L'étude des coupes de bonne qualité, souvent de quelques dizaines de mètres d'épaisseur (stations G0002-G0003, G0062 et G0068-G0069 ; Figure 67), a permis d'analyser l'évolution verticale des faciès et la géométrie des corps sédimentaires composant la Formation de Dindefello.

Choix cartographique :

Cette formation, déjà reconnue au cours des travaux antérieurs, ne souffre d'aucune difficulté quant à sa cartographie et à la détermination de ces limites sur le terrain.

L'examen détaillée des coupes a permis d'identifier des ensembles distincts à l'intérieur de la Formation qui n'ont malheureusement pas pu être figurés à l'échelle du 1/200 000. Ces ensembles sont en accord avec ceux distingués dans les travaux de Deynoux *et al.* (1993), la seule différence résidant dans l'attribution du membre Df1 à la partie terminale de la Formation de Pélel définie dans la présente cartographie.

Limites :

Le mur de la Formation de Dindefello a été fixé au mur des barres gréseuses plurimétriques présentant de rares et minces interbancs argilo-silteux. Cette limite inférieure est caractérisée morphologiquement par une accentuation de la pente et, de ce fait, correspond aux premières cascades dans les coupes affleurant en ravin, aux premières barres émergeant des éboulis.

Le sommet de la Formation forme souvent une surface structurale aisément visualisée dans le paysage et dans la topographie. Cette limite supérieure correspond à un contact entre faciès gréseux compétents et faciès argilo-carbonatés beaucoup moins résistants à l'érosion et coïncide avec une surface de ravinement caractérisée souvent par la présence de rides symétriques d'amplitude pluricentimétrique et de grande longueur (plusieurs décimètres).

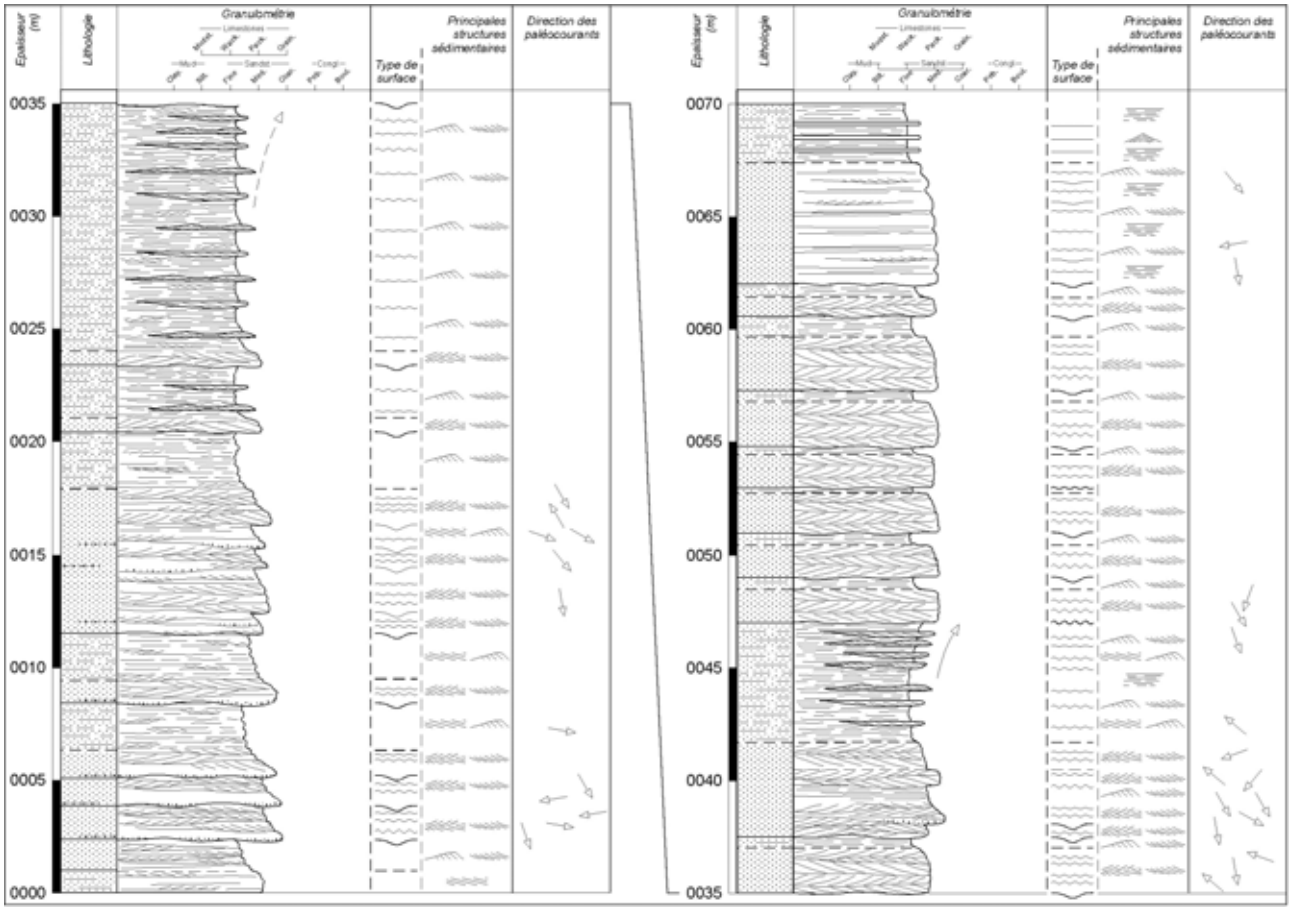

Figure 67 – Coupe sédimentologique dans la partie supérieure de la Formation de Dindefello affleurant aux environs de Bamboya. Stations G0068 et G0069. Pour la légende, se reporter à la Figure 20.

Description :

De manière générale, la Formation de Dindefello est caractérisée par ses traits lithologiques et ses structures sédimentaires. Evaluer son épaisseur totale est délicat, la partie sommitale de la formation formant une surface structurale large de parfois plusieurs kilomètres. Cependant, une puissance de l'ordre de 80 à 100 m mesurée à l'altimètre semble correspondre au dénivelé figuré sur les cartes topographiques et à la hauteur de la cascade de Dindefello.

Le faciès « standard » est un grès fin à moyen, relativement bien calibré, structuré en bancs décimétriques à pluridécimétriques rarement séparés par des joints argilo-silteux discontinus. Les crachées un peu plus grossières sont rares, souvent associées à des bases érosives de bancs épais.

Le contenu en structures sédimentaires est riche et assez varié. Les drapages sont fréquents, préservés sous forme de *flaser-* et de *wavy-bedding*. Des galets mous et des copeaux de boue argilo-silteuses sont remaniés au sein des bancs les plus épais.

La Formation de Dindefello offre de nombreux affleurements exposant de façon spectaculaire du litage oblique (plan, arqué, plus rarement sigmoïdal) et de la stratification entrecroisée (Figure 68). Les surfaces à *ripple marks* sont très nombreuses, particulièrement bien exposées dans les éboulis en pied de falaise. Rides de vague, rides de courant, rides de clapot et rides d'interférence sont souvent associées à des fentes de dessiccation en sommet de bancs. Les surfaces érosives internes, souvent abondantes, correspondent à des auges de profondeur décimétrique et de largeur plurimétrique, conférant aux bancs gréseux une continuité latérale relativement bonne.

A la base de la formation, les premières barres gréseuses exposent des alternances assez nettes entre des niveaux à structures progradantes dominantes (litage oblique, stratification entrecroisée) et des niveaux à structures beaucoup plus planes, laminaires (litage plan très peu incliné, laminations planes, litage de rides symétriques). Ces barres sont également marquées par la fréquence des drapages préservés (souvent sous forme de *wavy-* et de *lenticular-bedding*). Ces caractéristiques sédimentologiques confirment le caractère transitionnel du contact entre Formation de Pélel et Formation de Dindefello.

Bien que la surface structurale sommitale ne soit généralement pas propice à l'observation des structures sédimentaires, plusieurs affleurements exposent de grands lits obliques plans unidirectionnels et d'abondantes surfaces à fentes de dessiccation dans les derniers termes de la Formation, dans un faciès gréseux à nombreux grains de quartz millimétriques subsphériques. En plusieurs stations, la surface structurale coïncide avec une surface de banc à grandes rides symétriques (amplitude pluricentimétrique, longueur d'onde pluridécimétrique) matérialisant un épisode de remaniement important par la houle.

Figure 68 – Faciès typiques de la Formation de Dindefello. Station G0002. Noter la préservation de drapages argilo-silteux soulignant les structures sédimentaires de type litage oblique arqué, et la continuité latérale des bancs décimétriques de grès.

Interprétation :

La Formation de Dindefello enregistre un retour à un environnement très proximal.

Le milieu de dépôt, soumis à l'influence principale des vagues et de la dynamique tidale, est situé dans un environnement de *shoreface*, oscillant entre les domaines subtidal et intertidal. Les apports silicoclastiques sont importants, probablement fournis par un vaste distributaire deltaïque étendu tout le long de la bordure du bassin au Sénégal oriental. L'analyse des paléocourants au sein de la Formation indique des apports orientés vers le SSE et le SW (Figure 69).

Vers le sommet de la Formation, le milieu de dépôt est épisodiquement émergé (fentes de dessiccation) et tend vers un domaine intertidal à supratidal. La présence de grands sets obliquas plans unidirectionnels et de grains de quartz subsphériques suggèrent une dynamique fluviatile et des apports épisodiques d'origine éolienne.

Les termes sommitaux de la Formation de Dindefello sont l'expression de la fin de la séquence de progradation formée par l'ensemble supérieur de la Formation de Pélel et par la Formation de Dindefello. Avec les Formations de Kafori et de Pélel, le Groupe de Ségou enregistre ainsi un cycle transgressif-régressif avec :

- pour pôles proximaux, les faciès fluviatiles de la Formation de Kafori et du sommet de la Formation de Dindefello ;
- pour pôle distal, les puissantes alternances d'argiles silteuses et grès fins silteux, observées à la transition entre l'ensemble inférieur et l'ensemble supérieur de la Formation de Pélel.

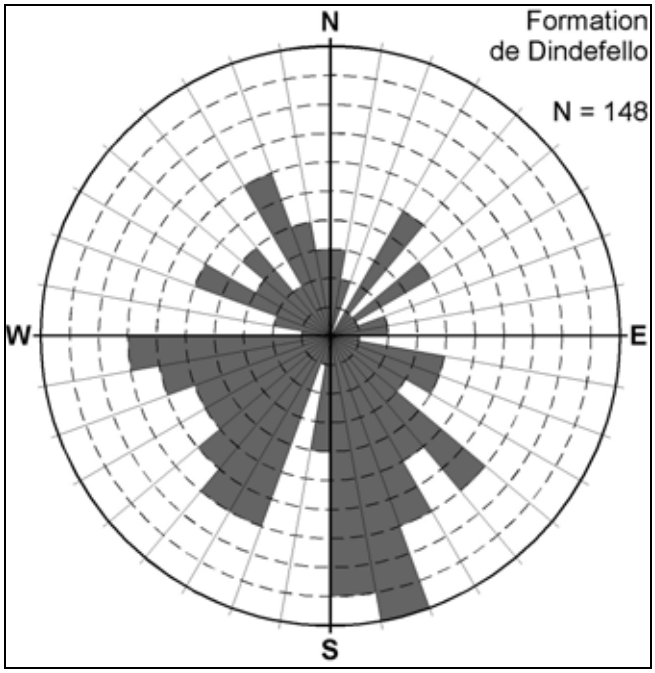

Figure 69 – Orientations de paléocourant mesurées (N=148 mesures) sur 37 stations, à partir des structures et figures sédimentaires identifiées dans la Formation de Dindefello.

Age :

Aucune donnée stratigraphique n'est disponible ni directement pour la Formation de Dindefello, ni indirectement pour la partie sommitale du Groupe de Ségou.

Groupe de Madina-Kouta (SMK)

Le Groupe de Madina-Kouta affleure sur une emprise restreinte au Sénégal oriental. Il n'est observé que sur le plateau de Fongolembi et en limite frontalière avec la Guinée, au sud de Ségou. Du fait d'occurrences en domaine de plateau et d'intrusions de puissants sills doléritiques, les conditions d'affleurement sont plutôt médiocres. Les cuirasses latéritiques occupant de grandes superficies sur les replats et la présence d'éboulis alimentés par les sills doléritiques dans les versants rendent rares les coupes de bonne qualité.

Concordant sur le Groupe de Ségou, le Groupe de Madina-Kouta est représenté par trois formations affleurant sur la feuille Kédougou-Saraya Est. Il débute par la Formation de Fongolembi composée principalement de faciès fins argilo-marneux dans lesquels s'intercalent des bancs carbonatés puis des barres gréso-silteuses. Il se poursuit par les dépôts gréseux de la Formation de Kanta, puis par les faciès hétérogènes (argiles, grès) de la Formation de Dira, ces deux dernières formations ayant été examinées très ponctuellement sur l'emprise de la carte.

- **Formation de Fongolembi (SMK-Fg)**

Occurrence, conditions d'affleurement :

La Formation de Fongolembi a pu être examinée en une quarantaine de stations localisées principalement sur le plateau de Fongolembi et réparties au sein d'une bande allant depuis Wallan kindi à l'ouest jusqu'à Marogou à l'est. Les coupes exposées entre les villages de Wassaya et Toumanéa offrent les meilleures conditions d'affleurement. La coupe levée immédiatement à l'ouest de Toumanéa, définie comme coupe de référence de la Formation (Figure 70), permet d'en dégager les principales caractéristiques faciologiques.

Sur la carte, la Formation de Fongolembi forme une étroite bande de terrain, localisée vers la base de l'escarpement secondaire culminant immédiatement au sud de Niagalankomé. Localement, elle est observée au sein de petites buttes-témoins résiduelles préservées au toit de la surface structurale marquant le sommet de la Formation de Dindefello. Au sud de Ségou, quelques affleurements ont été ponctuellement repérés en contrebas de la piste passant par Sagaridji et menant en Guinée.

Choix cartographique :

Les auteurs ont regroupé au sein de cette Formation, les dépôts à dominante argilo-silteuse (avec une composante carbonatée plus ou moins marquée) affleurant en contexte de versant, intercalés entre la surface structurale marquant le sommet des grès de la Formation de Dindefello et les premiers dépôts gréseux de la Formation de Kanta.

Dans toutes les coupes visitées, la lithologie et le contenu en structures sédimentaires amènent à différencier, au sein de la Formation de Fongolembi, deux ensembles distincts :

- un ensemble inférieur à composition faciologique mixte, silicoclastique et carbonatée ;
- un ensemble supérieur formé exclusivement de dépôts silicoclastiques.

Cartographiquement, la représentation d'une limite de membre est malheureusement impossible à l'échelle de restitution (1/200 000).

Limites :

Hormis au niveau des buttes-témoins observées immédiatement au nord des zones principales d'affleurement, le contact basal est assez aisé à fixer compte-tenu de sa signature morphologique (amorce de rupture de pente avec la surface structurale marquant le toit de la Formation de Dindefello). D'un point de vue séquentiel, le mur de la Formation de Fongolembi représente une surface d'ennoiement (ou surface de transgression). Dans la littérature (COGEMA, 1982), la Formation de Fongolembi est décrite comme transgressive sur tous les termes du Groupe de Ségou voire même transgressant directement le substratum birimien. Les observations effectuées dans le cadre de ce projet cartographique ne confirment pas cette hypothèse, la base de la Formation de Fongolembi coïncidant systématiquement au toit de la Formation de Dindefello sur l'emprise de la carte Kédougou-Saraya Est.

Compte tenu des difficiles conditions d'affleurement et du nombre restreint de stations concernées, le dessin de la limite supérieure de la Formation s'est avéré délicat. La présence à peu près systématique d'un épais sill de dolérite vers le sommet de la Formation (sill bien visible dans les environs du village de Fongolembi) a rendu impossible une localisation sur la base de la signature morphologique. Aussi, la limite supérieure de la Formation a été fixée sur le terrain par convention au mur des premiers termes gréseux de la Formation de Kanta.

Description :

L'épaisseur de la Formation reste difficile à évaluer compte tenu des injections de sills doléritiques vers son sommet et des difficultés rencontrées pour identifier la limite supérieure sur le terrain. Toutefois, 100 à 150m de terrains à dominante argilo-silteuse et carbonatée ont pu être mesurés à l'altimètre sur plusieurs coupes entre Wassaya et Dounkita. Ces valeurs sont cohérentes avec les dénivelés figurés sur les fonds topographiques à 1/200 000.

Dans la coupe de référence à l'ouest de Toumanéa (Figure 70), la Formation de Fongolembi est composée de plusieurs faciès associés pour former deux ensembles distincts.

- *Ensemble inférieur* (60-65m) :

Il est composé d'alternances de bancs décimétriques de calcaire à HCS souvent à débit en miches elliptiques et d'argilites silteuses rouges-violacées parfois carbonatées.

Cet ensemble débute par une ou deux récurrences silicoclastiques représentées par des bancs de grès fins à crachées de gravillons inframillimétriques de quartz. Interbancs et drapages argilo-silteux sont fréquents, soulignant du litage oblique plan et du *flaser-bedding*. Les figures sédimentaires sont dominées par des rides de courant et de vague, ainsi que des surfaces à fentes de dessiccation.

Ces récurrences silicoclastiques sont associées à des niveaux à stromatolithes columnaires en position de vie (Figure 71).

Souvent les bancs calcaires pluridécimétriques coïncident avec le développement d'une mat stromatolithique en place en base de banc, puis progressivement démantelée. La partie médiane des bancs montre des débris épars de mat stromatolithique remaniée, et apparaît massive, dénuée de structures sédimentaires. Le sommet des bancs se caractérise par la présence de HCS et de petites gouttières érosives, dans un matériel enrichi en silts. Le microfaciès de ces calcaires correspond généralement à une micrite à texture *mudstone*, à rares lamines riches en grains subanguleux à subarrondis de quartz de petite taille. Les minéraux opaques, formant des amas fromboïdaux, y sont abondants.

Les interbancs, subaffleurants, correspondent à des argilites plus ou moins silteuses, à lamines millimétriques silteuses planes et à lits calcaires centimétriques préservant des HCS.

Dans la coupe de Malem (station G0220), à environ 40m au-dessus du mur de la Formation, on trouve un niveau de 20-30 cm à stromatolithes en boules (représentés par des boules de calcaires grenus) remaniées, emballés dans une matrice d'argilites carbonatées.

Le sommet de l'ensemble inférieur est marqué par un net enrichissement en fraction silteuse des carbonates, lesquels prennent souvent un faciès de calcaires silteux voire de siltites à ciment carbonaté. Les structures sédimentaires sont beaucoup plus variées (HCS, du litage de rides de vague et de courant, de la lamination plane et des *load-casts*).

- *Ensemble supérieur* (50-60m minimum) :

L'ensemble supérieur voit la disparition progressive de la composante carbonatée. Il se présente sous forme d'alternances d'argilites silto-gréseuses souvent cornéifiées et de siltites gréseuses/grès fins silteux en bancs centimétriques à décimétriques qui peuvent former par superposition, des barres plurimétriques bien marquées dans le paysage.

Les argilites silto-gréseuses forment des passées métriques à plurimétriques dans lesquelles s'intercalent des lits centimétriques de siltites gréseuses à lamines ondulantes et à structures de déformation par surcharge sédimentaire (*load-casts*). En plusieurs stations, la proximité d'un sill doléritique puissant au sommet de la Formation de Fongolembi confère aux faciès pélitiques un aspect de cornéenne.

Au sein des bancs silto-gréseux, les structures sédimentaires sont communes avec principalement, de la lamination plane, des lamines courbes ondulantes formant tout ou partie de HCS, des lamines planes très peu pentées et du litage de rides de vague. Les structures érosives à géométrie de gouttières ou d'auges de petite dimension sont courantes. Les bancs les plus épais (20 à 40cm) à faciès de grès fins silteux montrent des structures progradantes de type litage oblique plan et litage de rides de courant. Drapages argilo-silteux en *flaser-bedding* et galets mous y sont fréquents.

La partie supérieure de cet ensemble n'a pu être examinée qu'au travers de l'observation de stations isolées, sans relation évidente avec les faciès précédemment décrits. Toutefois, il semble de le sommet de la Formation de Fongolembi voit le développement en épaisseur et en fréquence

des bancs gréso-silteux ainsi qu'un enrichissement en structures sédimentaires progradantes (litage oblique).

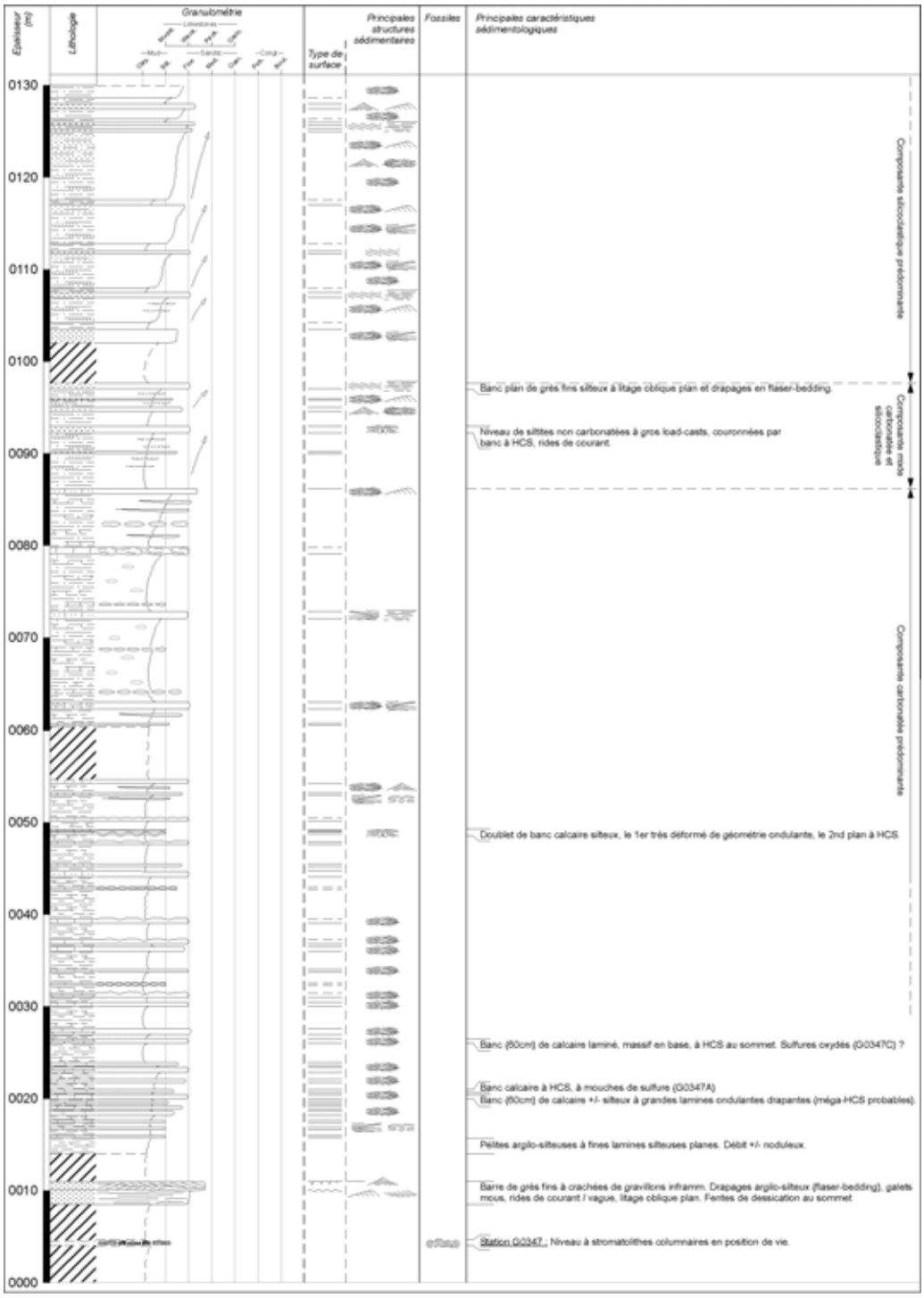

Figure 70 – Log sédimentologique détaillé de la Formation de Fongolembi dans la coupe de référence de Toumanéa.

Figure 71 –Stromatolithes columnaires en position de vie, observés en base de la Formation de Fongolembi. Station G0347.

Interprétation :

La surface basale de la Formation de Fongolembi marque un nouvel ennoiement de l'environnement de dépôt et signe un épisode transgressif important. Les premiers dépôts rencontrés en base marquent des récurrences épisodiques de crachées détritiques dans un environnement proximal (shoreface supérieur). Ces dépôts sont associés à des niveaux de stromatolithes qui confirment la faible profondeur d'eau et des surfaces à fentes de dessiccation qui signent des phases d'émersion temporaire.

A l'intérieur de l'ensemble inférieur, au dessus des niveaux à stromatolithes, l'environnement de dépôt s'approfondit progressivement. Les alternances d'argilites silteuses et de bancs calcaires

caractérisés par l'abondance des HCS et la rareté des structures liées aux vagues indiquent un domaine de shoreface inférieur.

L'ensemble supérieur de la Formation de Fongolembi est marqué par l'apparition d'une composante silicoclastique qui, sur 10m de dépôts, prend le pas sur les termes carbonatés. Dans les coupes visitées, l'ensemble supérieur préserve des structures sédimentaires (litage oblique, litage de rides de courant et de vague) indiquant un environnement de plus en plus proximal (passage du shoreface inférieur au shoreface supérieur). Cette évolution des conditions de dépôts, associée à une bascule des sources sédimentaires vers un pôle exclusivement silicoclastique, suggère l'amorce de la progradation d'un vaste distributaire qui va conduire à la mise en place des dépôts gréseux de la Formation de Kanta.

Age :

Il n'existe aucune donnée stratigraphique publiée dans la littérature sur cette unité cartographique, et l'attribution de cette formation (comme plus largement celle du Groupe de Madina-Kouta) reste incertaine.

Aussi, des prélèvements dans les niveaux carbonatés ont fait l'objet d'analyses palynologiques avec l'objectif d'identifier des acritarches et ainsi d'obtenir des informations stratigraphiques même imprécises. Malgré la présence de sills doléritiques intercalés dans le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta, de la matière organique est préservée au sein des dépôts, particulièrement dans les faciès de granulométrie fine (carbonatés ou non) indiquant des environnements marins ouverts (*shoreface* à *offshore*).

L'échantillon GO347C a ainsi permis l'observation de palynomorphes coloniaux très petits qui sont très probablement identifiable comme appartenant au genre *Sphaerophycus*. La distribution stratigraphique de ce genre reste très vaste mais elle suggère un intervalle néoprotérozoïque *s.l.* (donc post-mésoprotérozoïque et antépaléozoïque).

- **Formation de Kanta (SMK-Kt)**

Occurrence, conditions d'affleurement :

La Formation de Kanta affleure uniquement en partie sud du Plateau de Fongolembi, entre les villages de Niagalankomé et de Toumanéa. Bien que ces terrains arment l'escarpement secondaire identifié le long de la frontière avec la Guinée, les conditions d'affleurement sont médiocres et les stations d'observation rares (10 stations au total). Par conséquent, la description proposée pour cette Formation reste succincte, basée principalement sur l'examen des affleurements visibles le long de la piste partant de l'antenne téléphonique de Niagalankomé pour accéder au village d'Orefello.

Limites :

De façon analogue avec la transition entre Formation de Pélel et Formation de Dindefello dans le Groupe de Ségou, la limite inférieure de la Formation de Kanta correspond probablement à un contact progressif marqué par la progradation progressive de barres gréseuses stratocroissantes au sommet de la Formation de Fongolembi. Par convention, les auteurs ont fixé le mur de la

Formation de Kanta, aux premiers termes gréseux d'épaisseur conséquente rencontrés sur le terrain, coïncidant avec une légère rupture de pente.

La limite supérieure de la Formation n'a pas été reconnue sur le terrain. Elle a été fixée sur la base de la topographie et de l'observation des rares affleurements des argilites silteuses cornéifiées composant la Formation de Dira.

Description :

Il n'existe aucune coupe continue de la Formation de Kanta et il reste donc très délicat de proposer une épaisseur même approximative. Pourtant, en tenant compte des points d'observation aux environs du village d'Orefello, les mesures altimétriques et les isohypses figurés sur le fond topographique à 1/200 000 fournissent une puissance totale de l'ordre de 80 à 100 mètres.

Dans la coupe menant de l'antenne de Niagalankomé jusqu'au village d'Orefello (stations G0390 à G0393), les faciès sont constitués par des grès fins à moyens, silteux, de teinte jaunâtre, organisés en bancs plans décimétriques (10 à 30 cm) de continuité latérale assez importante. Le matériel sédimentaire est homogène, bien calibré. Les drapages silto-argileux sont très rares. Quelques nappages de gravillons millimétriques de quartz sont observés à proximité de petites surfaces érosives (en auges).

Les structures sédimentaires sont peu variées, représentées majoritairement par du litage plan fin, du litage oblique plan très peu incliné et localement du litage oblique arqué (voire sigmoïdal). Les figures sédimentaires sont nombreuses, avec des surfaces de bancs montrant des rides de courant, des rides de vague, des rides de clapot et des rides d'interférence (souvent courant ou vague-clapot). Les fentes de dessiccation sont courantes en sommet de banc.

Interprétation :

La granulométrie du matériel et les structures sédimentaires signent un environnement de dépôt très proximal, avec une faible tranche d'eau (clapot, fentes de dessiccation). La dynamique sédimentaire semble dominée par des processus de haute énergie conduisant à la formation de structures assez planes (litage plan fin, litage oblique peu penté). Des indicateurs de dynamique tidale sont préservés sous forme de litage oblique sigmoïdal. Les quelques crachées détritiques de gravillons millimétriques repérées en fond d'auges plates évoquent la proximité d'un distributaire fluviatile ou un environnement de type plage (*beach gravel layers*).

Malgré les incertitudes sur les limites cartographiques de la Formation, ces dépôts s'inscrivent bien dans la logique d'une nouvelle grande séquence de progradation qui débute à la base de l'ensemble supérieur de la Formation de Fongolembi et se poursuit au sein de la Formation de Kanta.

- **Formation de Dira (SMK-Dr)**

La Formation de Dira n'a été identifiée qu'en une seule station (G0080), sur le versant nord de la butte visible au sud du village d'Orefello. Les conditions d'affleurement sont peu favorables, avec des faciès cornéifiés en contexte de versant partiellement recouvert par des éboulis alimentés par un sill doléritique.

Il s'agit de cornéennes à placages d'épidote, affectées de fractures à remplissage de brèches hydrauliques. Le matériel sédimentaire originel correspond probablement à des alternances d'argilites et de siltites. Aucune structure ni figure sédimentaire n'a pu être identifiée dans les conditions d'affleurement de la station G0080.

4.4. TERRAINS NEOPROTEROZOÏQUES

4.4.1. Suite de Boundou Dioé (Bd)

Dyke de microgabbro et de dolérite à texture en macrolattes de plagioclase (Sb-d)

Cette Formation est représentée au cœur de la feuille Saraya-Kédougou Est par une série peu dense de dykes de trajectoires variables NE-SW à ENE-SSW. Sur l'image magnétique aéroportée, cette génération recoupe l'essaim de dykes de la Suite de Kédougou, mais il n'est pas possible de conclure quand aux relations d'antériorité/postériorité vis-à-vis de la Suite de Sambarabougou.

Des datations K-Ar ont été réalisées sur la feuille Saraya-Kédougou Est, au niveau d'un dyke majeur (H0099) qui affleure à la sortie est de Nafadji, dans la partie est de la carte.

L'âge obtenu est de 889 Ma, ce qui le situe au Néoprotérozoïque inférieur (Tonien). Cet âge est compatible avec deux autres datations opérées plus au nord, dans l'emprise de la feuille Bakel-Semme Sud-Ouest, sur des dykes de dolérite E-O anté-Mauritanides.

DISCUSSION

Le report des dykes de la suite de Boundou Dioé, dans un diagramme Na_20+K_20 *vs* $Si0_2$ (Figure 58), confirme leur appartenance à la lignée « Mésoprotérozoïque à Néoprotérozoïque » distincte géochimiquement de la suite phanérozoïque.

4.5. TERRAINS NEOPROTEROZOÏQUES A PALEOZOÏQUES

Sous cette appellation, on désigne l'ensemble des terrains constituant le Supergroupe des Mauritanides, affleurant localement à l'extrémité ouest de la feuille Saraya-Kédougou Est et se développant beaucoup plus largement sur la feuille voisine Linkering/Kolda-Kédougou Ouest.

Pour une description plus détaillée de la structure et de la lithostratigraphie des terrains des Mauritanides, le lecteur est invité à consulter la notice de la carte géologique à 1/200 000 de la feuille Linkering/Kolda-Kédougou Ouest (Fullgraf *et al.,* 2010b).

Les terrains des Mauritanides affleurant sur l'emprise de la feuille Saraya-Kédougou Est sont attribués à 4 groupes distincts :

- 3 groupes attribués à l'Ediacarien (Groupe de Walidiala, MWa ; Groupe de Mali, MMa ; Groupe de Soukouta, MSk) ;
- 1 groupe attribué à l'Ordovicien (Groupe de Boundou, MBo).

4.5.1. Groupe de Walidiala (MWa)

Les terrains attribués au Groupe de Walidiala étaient jusqu'à présent rattachés à la partie basale du Groupe de Mali. Ils comprennent vers la base les dépôts (diamicite et siltites) associés à la glaciation néoprotérozoïque (« Marinoan ») de la base du Cryogénien, mis en place dans un environnement oscillant entre le domaine marin et le domaine fluviatile. Les faciès deltaïques à fluviatiles rencontrés vers le sommet témoignent d'un maximum de régression et/ou du rebond isostatique succédant au retrait des glaces (Shields *et al.,* 2007).

Le Groupe de Walidiala n'affleure que très ponctuellement sur l'emprise de la carte Saraya-Kédougou Est et, pourtant, sa coupe de référence a été définie dans la vallée de la localité-type à l'extrémité occidentale de la coupure courante (Bassot, 1966, Villeneuve, 1984, Culver and Hunt, 1991, Shields *et al.,* 2007).

A échelle régionale, le Groupe de Walidiala est l'équivalent du Groupe de Ijbeliat défini en Mauritanie (Lahondère *et al.,* 2005) et du Groupe de Koniakari défini au Mali (Le Métour *et al.,* 2004).

Sur la base des caractéristiques faciologiques et grâce à des conditions d'affleurement de bonne qualité, le Groupe de Walidiala a été subdivisé cartographiquement en 3 formations distinctes.

Formation de Walidiala 1 (MWa1)

La Formation de Walidiala 1 n'affleure que très localement et dans des conditions médiocres, sur l'emprise de la feuille Saraya-Kédougou Est. De ce fait, la description et l'interprétation des faciès sont pour beaucoup inspirées des observations effectuées sur la feuille limitrophe Linkéring/Kolda-Kédougou Ouest (Fullgraf *et al.,* 2010a et 2010b), notamment dans la coupe de Népen Peul.

Au sein de cette Formation, ont été regroupés des faciès à dominante silicoclastique de granulométrie oscillant entre des argiles silteuses (pélites) et des grès fins dont la position lithostratigraphique laisse supposer une antériorité par rapport à la diamictite de la Formation MWa2.

Formation de Walidiala 2 (MWa2)

La Formation de Walidiala 2 est particulièrement bien exposée dans la coupe de référence de la vallée de Walidiala où elle repose en discordance sur la Formation de Pélel rattachée au Groupe de Ségou (station G0086). Il s'agit de la seule occurrence dans l'emprise de la feuille Saraya-Kédougou Est. Signalons que des affleurements très restreints sont également reconnus localement à proximité de Landienne Peul mais ils n'ont pas pu être représentés de façon satisfaisante à l'échelle de la carte à 1/200 000.

Dans la coupe de référence, sous cette attribution lithostratigraphique, les auteurs ont regroupé la succession puissante de plusieurs dizaines de mètres, comprenant :

- la diamictite basale (Pélel Member de la Formation d'Hassanah Diallo définie par Shields *et al.,* 2007). Aux stations G0087 et G0088, elle est représentée en fond de marigots par un conglomérat de type *matrix-supported* (beaucoup plus rarement de type *clast-supported*), à

matrice silto-argileuse contenant des grains millimétriques subanguleux de quartz. Les éléments du conglomérat sont anguleux à subarrondis, très hétérométriques (taille variant du cm à plusieurs dm) et très polygéniques (granite, gneiss, gabbros, schistes, micaschistes, carbonates métamorphiques, quartzites, cherts, …). Localement, au sein de bancs pluridécimétriques, galets et blocs forment des successions globalement granodécroissantes et peuvent montrer des indices d'imbrication ;

- localement, une unité massive plurimétrique de grès verts, à granulométrie de grès fins plutôt bien calibrés, à composante chloriteuse et quartzo-feldspathique dominante, montrant localement des trains de rides de courant superposés et des surfaces courbes suggérant des auges ;
- des alternances (i) d'argilites plus ou moins silteuses à *dropstones* et (ii) de bancs lenticulaires décimétriques de siltites à grès fins bien triés montrant des HCS et des laminations planes (correspond au Diagona Member de la Formation d'Hassanah Diallo ; Shields *et al*., 2007).

Sur la coupe de référence, la succession sédimentaire observée dans la Formation de Walidiala 2 décrit un ennoiement de l'environnement de dépôt avec une évolution depuis des faciès fluvio-glaciaires (diamictite) vers des dépôts marins de plateforme soumis à l'influence des tempêtes (siltites et grès fins à HCS) et alimentés partiellement par un relargage de blocs depuis des glaces flottantes (argiles et siltites à *dropstones*).

Formation de Walidiala 3 (MWa3)

Cette Formation est observée dans la coupe de référence mais également dans le versant situé entre la vallée de Walidiala et Népen Peul (feuille Linkéring/Kolda-Kédougou Ouest). A proximité du village de Landienne Peul, la Formation constitue de puissantes falaises de grès conglomératiques.

Dans la coupe de Walidiala, elle est désignée par Shields *et al.* (2007) comme le « Tanague Member-Nandoumari Formation ». A la station G0090, elle se manifeste sous forme d'une barre plurimétrique à faciès gréseux grossiers localement microconglomératiques, contenant des dragées de quartz et des galets centimétriques polygéniques. Structures et figures sédimentaires sont représentées par du litage oblique plan unidirectionnel et des figures de surcharge sédimentaire.

A proximité de Landienne Peul, le flanc nord-est du massif de Bandafassi Peul montre d'impressionnantes falaises, hautes de plus de 30m, composées de faciès exclusivement microconglomératiques. Les blocs éboulés montrent un faciès microconglomératique de type *matrix-supported*, à matrice gréseuse grossière quartzo-feldspathique. Il s'agit en fait d'un amas de grains millimétriques anguleux de quartz translucide, de grains plurimillimétriques anguleux de feldspaths relativement frais et de débris lithoclastiques pegmatitiques, l'ensemble suggérant une origine plutonique locale. Les éléments épars rencontrés dans ce microconglomérat sont composés principalement de très abondantes plaquettes schisteuses sombres centimétriques émoussées, issues du substratum birimien directement sous-jacent. Les plaquettes schisteuses sont localement regroupées au sein de niveaux stratiformes à clairs indices d'imbrication (paléocourants coulant vers l'ouest et le nord-ouest). L'ensemble, bien que d'aspect massif,

présente de légères variations granulométriques dans la matrice et des horizons plus riches en plaquettes schisteuses qui soulignent des corps plurimétriques plans à base peu érosive.

L'ensemble des caractéristiques faciologiques et sédimentologiques amènent à interpréter ces dépôts comme mis en place sous l'influence principale d'une dynamique fluviatile, les apports sédimentaires semblant d'origine locale (démantèlement de massifs plutoniques, érosion du substratum birimien immédiatement sous-jacent). Au niveau séquentiel, la Formation MWa3 marque un épisode de progradation majeur corrélé à la régression majeure reconnue régionalement, aussi interprétée comme la réponse au rebond isostatique succédant au retrait des glaces (Shields *et al.,* 2007).

4.5.2. Groupe de Soukouta (MSk)

Sur l'emprise de la feuille Saraya-Kédougou Est, le Groupe de Soukouta n'est connu que le long de la limite ouest de la coupure, entre les localités de Bomboya et Namel, suivant une bande de terrain orientée globalement nord-sud. L'unique coupe montrant cette unité géologique dans sa plus grande continuité, et définie pour cette raison comme coupe de référence, est accessible à 1 km au nord de la localité-type, au niveau d'une colline isolée de 50 m de haut. Les terrains s'y présentent avec un pendage de 20 à 30° vers le sud sud-est. Malheureusement, les affleurements, peu nombreux et de qualité souvent médiocre, ne permettent pas de fournir plus qu'une description succincte établie à partir des quelques points d'observation relevés sur la coupure courante.

Le Groupe de Soukouta a déjà été reconnu par Péronne (1967) et est également mentionné par Villeneuve (2005). Peu d'informations sont disponibles dans la littérature pour cette unité géologique et sa position lithostratigraphique reste discutable en l'absence de calage chronologique.

Dans cette notice, la description des Formations du Groupe de Soukouta intervient volontairement après celle du Groupe de Walidiala et avant celle du Groupe de Mali, respectant ainsi la position proposée dans la légende par l'expert du projet en charge du domaine des Mauritanides. En effet, bien qu'aucune contrainte ne permette d'en déterminer la position stratigraphique exacte, la position lithostratigraphique de ce Groupe dans les zones d'affleurement de la coupure Saraya-Kédougou Est laisse supposer une antériorité par rapport au Groupe de Mali. A proximité de la localité toponyme, le Groupe de Soukouta repose directement sur le substratum birimien et est surmonté directement par les silexites et les pélites du Groupe de Mali (MMa2, MMa3). Cette antériorité par rapport au Groupe de Mali amène à proposer une équivalence au moins partielle avec le Groupe de Walidiala.

Cependant, on ne peut exclure, sans contrainte géochronologique, une équivalence avec des unités géologiques plus anciennes. En particulier, la superposition de faciès silicoclastiques à un horizon conglomératique significatif (notamment le niveau à blocs de rhyolite et de granite décrit à la station B0226) n'est pas sans rappeler la succession de la Formation de Kafori (SSg-Kf) puis de la Formation de Pélel (SSg-Pl) dans le Groupe de Ségou (SSg). Dans ce sens, l'âge K-Ar (889 ± 12 Ma) obtenu sur le sill doléritique couronnant la colline de Soukouta (donnée géochronologique référencée S07, échantillon A0146) constitue un résultat dont on peut douter dans l'hypothèse d'une équivalence avec le Groupe de Walidiala (âge géochronologique de l'intrusion plus ancien que l'âge supposé du Groupe de Walidiala). Cet âge prend une signification plus pertinente si l'on

considère une équivalence du Groupe de Soukouta avec la base du Groupe de Ségou (Sténien à Tonien), impliquant que le Groupe de Ségou soit alors antérieur à 890 Ma.

La coupe de référence a permis la subdivision du Groupe de Soukouta en 3 formations distinctes :

- la **Formation MSk1** de lithologie exclusivement conglomératique.

La succession sédimentaire, d'une trentaine de mètres d'épaisseur, traduit une granodécroissance et une stratodécroissance générale à l'échelle de l'affleurement. La base est soulignée par un conglomérat monogénique de type *clast-supported*, à éléments plutôt bien calibrés, subarrondis composés exclusivement de granite du substratum birimien immédiat. Vers le sommet, des lentilles décimétriques de grès quartzo-feldspathiques sont intercalées et présentent du litage oblique (plutôt plan) et des rides de courant unidirectionnelles superposées (*climbing-ripples*). Puis apparaissent des faciès gréseux mieux triés montrant du litage plan ainsi que du litage de rides de vague et localement de la stratification entrecroisée.

A la station B226, la Formation est représentée par un conglomérat de type *clast-supported*, de 2 à 3m d'épaisseur. La matrice est essentiellement gréseuse, très hétérométrique avec une composante quartzo-feldspathique suggérant une origine dans des altérites de granitoïdes birimiens. Les éléments sont très hétérométriques, avec une taille moyenne de l'ordre du décimètre mais certains blocs peuvent dépasser les 40 cm. Il s'agit principalement de galets et de blocs de rhyolite et de granitoïde du substratum birimien local.

- la **Formation MSk2** qui comprend principalement des grès et des siltites avec de rares crachées conglomératiques sous forme de corps lenticulaires d'épaisseur métrique.

Les affleurements visités ne permettent de décrire précisément la composition faciologique de cette Formation mais, en blocs éboulés, du litage plan horizontal et du litage oblique plan faiblement penté ont pu être observés dans des dépôts à granulométrie de grès fins à moyens tolérant quelques crachées de grès grossiers (localement microconglomératiques) soulignées par des alignements de minéraux lourds.

- la **Formation MSk3** de nature conglomératique.

Elle se compose d'un conglomérat couronnant les dépôts gréso-silteux de MSk2, d'épaisseur plurimétrique, observé ponctuellement au sommet de la coupe de la colline de Soukouta.

Pour les Formations du Groupe de Soukouta, l'environnement de dépôt semble être essentiellement d'affinité fluviatile, se rapprochant ainsi des grès fluviatiles de la Formation MWa3 dans le Groupe de Walidiala considéré comme équivalent stratigraphique probable dans la notice générale.

4.5.3. Groupe de Mali (MMa)

Le Groupe de Mali (MMa) regroupe les terrains sédimentaires et volcano-sédimentaires recouvrant directement les formations du Groupe de Walidiala (MWa) dans la coupe de la vallée de Walidiala. Il s'agit de dépôts classiquement interprétés comme mis en place durant la transgression rapide succédant à la glaciation « Marinoan ».

Le Groupe de Mali (MMa) comporte 3 formations dont la succession témoigne d'une transgression régionale induisant un changement rapide des environnements de dépôt depuis un domaine marin proximal (environnements péritidaux du Cap Carbonate) vers un domaine distal turbiditique. La Formation MMa1 correspond au Cap Carbonate des auteurs, formé par un niveau dolomitique pouvant passer latéralement à des phosphates et des schistes graphiteux. La Formation MMa2 se compose du niveau repère à silexite qui coiffe partout le Cap Carbonate. La Formation MMa3 est constituée d'une épaisse succession de pélites, de siltites et de grauwackes d'affinité turbiditique, dans laquelle sont intercalés quelques horizons de silexite et de cinérites.

A échelle régionale, le Groupe de Mali est un équivalent du Groupe de Téniagouri défini en Mauritanie (Lahondère *et al.,* 2005) et du Groupe de Nioro reconnu au Mali (Le Métour *et al.,* 2004).

Formation de Mali 1 (MMa1)

Bien que la Formation MMa1 puisse prendre différents faciès à échelle régionale (phosphate, schistes graphiteux), elle est représentée sur l'emprise de la feuille Saraya-Kédougou Est par le faciès de calcaire dolomitique/dolomie classiquement décrit dans la littérature sous le nom de Cap Carbonate/Dolostone.

Elle n'a pu être examinée, sur l'emprise de la feuille Saraya-Kédougou Est, que dans la coupe de Walidiala où Shields *et al.* (2007) en fournissent une description microscopique et macroscopique détaillée (Bowal Member-Nandoumari Formation).

Dans cette coupe, cette Formation forme un horizon discontinu épais de quelques mètres (5m et plus localement) reposant en discordance apparente sur les dépôts sommitaux du Groupe de Walidiala (MWa2 ou MWa3). Aux stations G0093 et B0247, elle apparaît sous forme d'une dolomie microcristalline plus ou moins laminée reposant directement sur les grès fluviatiles de la Formation MWa3. Le suivi latéral de cette unité met en évidence :

- la géométrie variable des bancs avec tantôt des bancs sub-tabulaires à fines laminations planes, tantôt des bancs totalement démantelés, d'aspect ondulé chaotique. La géométrie de ces derniers évoque des structures de déformation synsédimentaire possiblement induites par une forte dynamique de tempête ;
- des variations granulométriques significatives avec localement des textures de calcarénites dolomitiques et des apports détritiques conséquents.

Formation de Mali 2 (MMa2)

Sur l'emprise de la feuille Saraya-Kédougou Est, la Formation MMa2 n'a pu être mise en évidence qu'au sommet de la coupe de Walidiala.

Elle correspond à la Formation de Bouly-Groupe de Téniagouri décrite en Mauritanie (Lahondère *et al.,* 2005) et constitue un équivalent latéral de l'unité CO2 (base du Groupe de Téniagouri dans l'Adrar ; Trompette, 1973), et de la Formation de Bthaat Ergil définie dans le cadre du projet PRISM (Lahondère *et al.,* 2003). Elle regroupe les faciès fins et laminés siliceux (silexites) qui viennent coiffer, en concordance, la dolomie calcaire à barytine de la triade (Formation d'Ourkem).

La Formation est principalement composée de silexites dont l'épaisseur ne dépasse pas quelques mètres. Il s'agit de roches hyper-siliceuses dures de type jaspe, finement litées, rubanées, à fantômes de fines laminations planes horizontales ou à obliques en mamelons souvent estompées. Elle marque souvent bien la topographie du fait de la dureté des roches et sont aisément reconnaissables en pierres volantes par leur débit parallélépipédique, par leur cassure esquilleuse à conchoïdale et par l'alternance centimétrique de bandes de couleur beige, jaune, rouge, brun noir ou vert. A l'affleurement, ces roches forment des bancs résistants, épais de 5 à 10 cm en général, parfois de 20 à 30 cm. En lames minces, elles apparaissent formées de silice cryptocristalline prédominante.

Formation de Mali 3 (MMa3)

Sur l'emprise de la feuille Saraya-Kédougou Est, la Formation MMa3 n'est connue que ponctuellement en sommet des versants autour du Massif de Bandafassi Peul.

Régionalement, la Formation MMa3 constitue une unité géologique épaisse de plus de 400 mètres, reconnue depuis le nord de la Guinée jusqu'en Mauritanie. Elle correspond stratigraphiquement :

- au Groupe de la Falémé défini au Sénégal, par Le Page (1983),
- à la Formation d'Ould-Yenye du Groupe de Téniagouri reonnue en Mauritanie par Lahondère *et al.* (2005) ;
- à la Formation Ni3 appartenant au Groupe de Nioro au Mali (Le Métour *et al.,* 2004).

Les interprétations sédimentologiques de la Formation semblent souligner d'importants contrastes de paléoenvironnements de dépôts à échelle régionale. En Guinée, des alternances de dépôts fins pélitiques et silteux composent le Groupe de Mali (Villeneuve, 1984; Brinkmann *et al.,* 2007) et ont été interprétées comme des dépôts de plate-forme. En Mauritanie, Lahondère *et al.* (2005) y décrivent la présence de turbidites à composante volcano-sédimentaire et interprètent la Formation comme typique d'un domaine de talus océanique.

Au Sénégal oriental, les observations de terrain amènent à décrire cette Formation comme principalement composée de faciès pélitiques fins, faits d'alternances entre (i) des argilites plus ou moins silteuses et feuilletées et (ii) des siltites en lits centimétriques à décimétriques. Des séquences métriques démontrent la présence (i) de bancs décimétriques de grès fins plutôt massifs à débit en lits grossièrement plans et à rares lamines parallèles et (ii) de lits centimétriques de silexite.

Sur la feuille Linkéring/Kolda-Kédougou Ouest (Fullgraf *et al.,* 2010a et 2010b), les affleurements plus nombreux fournissent des informations complémentaires et permettent de préciser le contexte paléoenvironnemental du dépôt de cette Formation. Sont ainsi décrits dans la partie inférieure de la Formation reconnue sur la coupure courante, des intercalations à faciès grauwackeux figurant des granoclassements (granodécroissance) et des slumps de petite taille. Vers le sommet de la Formation, sont également reconnus des faciès légèrement plus grossiers (siltites et grès fins) montrant localement des convolutes, des fantômes de HCS et des surfaces érosives. L'ensemble de ces structures et figures sédimentaires suggèrent un environnement de dépôt distal (plate-forme externe) avec des faciès d'affinité turbiditique.

4.5.4. Groupe de Boundou (MBo)

Cette unité géologique n'affleure que dans le coin nord-ouest de la feuille Saraya-Kédougou Est.

Pourtant, à échelle régionale, le Groupe de Boundou représente une unité majeure couvrant au Sénégal une surface d'environ 2000 km^2 (principalement sur les coupures Tambacounda-Dalafi Ouest et Bakel-Semme Sud-Ouest), formant une bande de terrain N-S de plus de 20 km de large visible depuis la Mauritanie jusqu'au sud du Fleuve Gambie.

Bassot (1966) corrèle ce groupe à la « Série de Youkounkoun » sous la dénomination de la série des « grès rouges feldspathiques ». Villeneuve (1984) interprète quant à lui ces roches comme une unité séparée, discordante sur le Groupe de Mali et recouverte par le Groupe de Pita. Brinkmann *et al.* (2007) s'est conformé à la proposition de Belaiev *et al.* (1968) qui définissent le Groupe de Boundou en Guinée, groupe constitué d'une formation inférieure de 3000m d'épaisseur de grès polygéniques gris à violets avec des intercalations d'argilite, et d'une formation supérieure 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". A l'échelle régionale, le Groupe de Boundou se corrèlerait latéralement, en Mauritanie, au Groupe ordivicien d'Oujeft (Lahondère *et al.,* 2005), et, au Mali occidental, au Groupe de Niami (Le Métour *et al.,* 2004).

Du point de vue géomorphologique, cette unité géologique est caractérisée par un relief marqué formant un escarpement parcouru d'un réseau hydrographique dendritique et devancé de petites buttes-témoins.

D'un point de vue lithologique, le Groupe de Boundou est essentiellement composé de grès de teinte rougeâtre en bancs épais grossièrement plans, alternant avec de fins interbancs argileux. Ce sont des grès arkosiques hétérogranulaires mal à moyennement classés, à clastes de quartz éoliens, de feldspaths et de siltite probable. Les bases de banc parfois érosives concentrent ces clastes et localement, on peut observer un granoclassement, les niveaux les plus riches en clastes de feldspaths et de quartz éoliens se trouvant en base de banc. Les bancs ont une épaisseur métrique et rares sont les structures et figures sédimentaires préservées.

4.6. TERRAINS PHANEROZOÏQUES

Suite de Bandafassi (Ba-d)

Les intrusions de dolérite sous forme de sills de puissance variable sont une des caractéristiques de la bordure sud-est et sud de la feuille Saraya- Kédougou Est.

Au sud-est de la feuille, cette formation affleure sous forme de sills qui forment des reliefs imposants au dessus de la plaine birimienne, notamment à hauteur du village de Bandafassi d'où est tiré le nom de cette suite magmatique. Les réseaux de dykes qui alimentent ces sills (« feeder dykes ») ont été observés, près de la carrière d'Ibel, sous forme d'intrusions plurimétriques répétées de façon assez régulières tous les 10 mètres. Plus rarement, des dykes E-W ont été repérés sur le terrain, « en pierres volantes », à l'aplomb des anomalies aéromagnétiques (station A715).

Au sud de la feuille, cette formation est largement observée en intrusion dans le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta. Il s'agit principalement de sills, et plus rarement de dykes, de quelques mètres d'épaisseur. Les principaux sills, qui peuvent atteindre localement la trentaine de mètres de puissance, sont :

- celui armant le plateau de Fongolembi (partie centrale de la feuille),
- celui armant le plateau de Nandoumari (extrémité ouest de la zone d'affleurement du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta),
- ceux armant les crêtes de la partie orientale de la feuille (secteur de Guémedji).

Ils sont stratiformes, avec une position lithostratigraphique dans la succession sédimentaire guidée par les contrastes rhéologiques aux contacts grès-argilites. Ainsi, les deux principaux sills sont rencontrés :

- au sein du Groupe de Ségou, près du contact entre Formation de Pélel et Formation de Dindefello (sills armant les crêtes dans le secteur Noumoufoukha-Guémedji, sill repéré dans la falaise au sud de Kéniassou) ;
- au sein du Groupe de Madina-Kouta, près du contact entre Formation de Fongolembi et Formation de Kanta (sill armant le plateau de Fongolembi).

Plusieurs prélèvements ont été effectués en vue de dater les différents sills en intrusion dans le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta :

- G0205 (au contact entre le substratum birimien et la base du Groupe de Ségou) dont l'âge K-Ar obtenu est de 356 ± 6 Ma (donnée géochronologique S28 sur la carte) ;
- G0022 (près du contact entre la Formation de Kafori et la Formation de Pélel) dont l'âge K-Ar obtenu est de 375 ± 5 Ma (donnée géochronologique S23 sur la carte) ;
- G0210 (vers le sommet de la Formation de Pélel) dont l'âge K-Ar obtenu est de 310 ± 4 Ma (donnée géochronologique S29 sur la carte) ;
- G0053 (près du contact entre la Formation de Dindefello et la Formation de Fongolembi) dont l'âge K-Ar obtenu est de 300 ± 4 Ma (donnée géochronologique S34 sur la carte) ;
- G0319 (vers le sommet de la Formation de Fongolembi) dont l'âge K-Ar obtenu est de 279 ± 4 Ma (donnée géochronologique S30 sur la carte) ;
- G0394 (vers la base de la Formation de Dira) dont l'âge K-Ar obtenu est de 170 ± 3 Ma (donnée géochronologique S33 sur la carte).

Des prélèvements similaires ont été effectués au niveau du sill de Bandafassi et d'un dyke E-O sur sa bordure orientale.

- A0180 (base du sill de Bandafassi) : l'âge K-Ar obtenu est de 248 ± 3 Ma (donnée géochronologique S13 sur la carte) ;
- A0715 (dyke E-W) : l'âge K-Ar obtenu est de 263 ± 4 Ma (donnée géochronologique S12 sur la carte).

Comme pour l'ensemble des datations sur dolérites, la méthode K-Ar a été employée dans une logique exploratoire, du fait de certaines limitations touchant à la réactivation toujours possible de

« l'horloge isotopique » K-Ar, en réponse à une perturbation thermique ultérieure ou à la contamination possible par l'encaissant paléoprotérozoïque. Les âges obtenus restent globalement cohérents, compris dans un intervalle phanérozoïque large.

La signature géochimique de ces dykes est très caractéristique dans un diagramme Na_20+K_20 *vs* $Si0_2$ (Figure 58) par les taux d'alcalins inférieurs à 3,5 % et la relative homogénéité en silice (50 à 53 %). Elle se distingue en cela de la signature des générations protérozoïques.

Ces arguments viennent consolider l'argumentaire pluri-thématique qui a été établi précédemment pour les suites méso à néoprotérozoïques et remettent en cause l'attribution mésozoïque *sensu stricto* (Jurassique inférieur) habituellement proposée pour les sills et dykes en intrusion dans la couverture méso- à néoprotérozoïque du bouclier ouest-africain.

4.7. FORMATIONS SUPERFICIELLES

Eboulis (Q_Eb)

Compte tenu de la surface couverte par cette unité, il est apparu nécessaire aux auteurs de reporter les principales zones nappées par des produits d'éboulement et par des éléments colluviaux localisés sur les pentes ou en fond de vallon.

En effet, plusieurs facteurs rendent très fréquents les éboulis au niveau du pied de l'escarpement principal bordant au sud la feuille Kédougou-Saraya Est :

- le fort contraste topographique et le dénivelé important au niveau de l'escarpement ;
- l'alternance de formations gréseuses massives et de formations argilo-silteuses, à propriétés rhéologiques contrastées ;
- des conditions climatiques favorables à la déstabilisation des versants, avec des périodes courtes de forte pluviométrie.

Sur le terrain, l'escarpement principal présente des recouvrements en éboulis en pied de versant. Les éboulis forment des ensembles d'une largeur comprise entre quelques centaines de mètres et plus d'un kilomètre. A l'observation des ravinements observées dans ces formations superficielles, leur épaisseur serait de l'ordre de quelques mètres et pourrait atteindre la dizaine de mètres.

D'un point de vue lithologique, il s'agit de dépôts superficiels, « chaotiques », très hétérogènes, composés de blocs décimétriques à plurimétriques de grès et de dolérite, emballés dans une matrice argilo-silteuse, sableuse, à pisolithes ferrugineux fréquents. Les blocs de grès proviennent, suivant la position dans le profil, des reliefs bordant la frontière guinéenne :

- soit de la Formation de Dindefello sur le versant (nord) de l'escarpement principal et en contrebas de la surface structurale coiffant le Groupe de Ségou ;
- soit de la Formation de Kanta qui arme l'escarpement secondaire présent au sud du Plateau de Fongolembi.

La matrice des éboulis est formée d'un mélange :

- d’argiles silteuses alimentées probablement pour partie par l’altération et la remobilisation des Formations de Pélel et de Fongolembi ;
- de sables issus de l’altération et de la décimentation des Formations gréseuses de Dindefello et de Kanta ;
- d’éléments remaniés (pisolithes ferrugineux) de cuirasse latéritique démantelée.

5. Cadre structural

5.1. DOMAINE DU BIRIMIEN

Le cadre structural du domaine birimien, i.e. la tectonique éburnéenne, est présenté ci-dessous vis-à-vis des ensembles régionaux majeurs (Groupes et Suites) en tenant compte de l'apport des nombreux travaux académiques qui se sont focalisés sur une ou plusieurs de ces entités lithostructurales.

5.1.1. Mako versus Dialé-Daléma

La signature structurale des séries sédimentaires du Groupe de Dialé-Daléma vis-à-vis du Groupe plutono-volcanique de Mako a été discutée par Ledru *et al.* (1991) (Figure 72). En l'absence de données isotopiques haute température U-Pb sur zircons, qui leur auraient permis d'établir une chronologie absolue du Groupe Mako et du Groupe Dialé Daléma, ces auteurs ont axé leur travail sur la caractérisation des phases de déformations au sein des différentes entités régionales pour en établir une chronologie relative.

Ils observent une déformation pénétrative dominante S_2, liée à une tectonique éburnéenne de caractère transcurrent qu'ils nomment D_2, au sein des deux Groupes Mako et Dialé-Daléma. Le terme D_2 est défini en termes de chronologie relative par opposition à une première déformation D_1, marquant un stade de tectonique tangentielle, et dont les évidences d'une schistosité S_1 sont notées uniquement dans les séries sédimentaires du Groupe Dialé-Daléma. En d'autres termes S_1 n'est pas observable dans le Groupe Mako.

Dans le cadre des levés géologiques de la feuille Saraya-Kédougou Est , et de manière plus large sur l'ensemble du domaine birimien (feuilles Kossanto-Dalafi Est, Goujou *et al*., 2010a ; et Bakel-Semme Sud-Ouest, Fullgraf *et al*., 2010c), nos observations rejoignent celles de Ledru *et al.* (1991) sur la présence d'une schistosité précoce présente de manière plus ou moins marquée à l'échelle régionale et reprise par des plis de seconde génération, liés aux derniers stades de la tectonique transcurrente. Pour autant nos conclusions, n'adhèrent pas à l'hypothèse d'une tectonique tangentielle précoce et militent en faveur d'un continuum tectonique transcurrent responsable de ces différentes étapes de déformation éburnéenne.

Dans la majorité des cas, 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) (Figure 74). Cette schistosité, plan axiale d'une S_0, peut être reprise dans des plis plus tardifs de même axe s'inscrivant dans le même continuum de déformation transcurrent. Il n'y a donc pas lieu de parler d'une S_1 et d'une S_2 au sein des séries du Dialé mais plutôt de deux étapes **St_1** *vs* **St_2** d'un continuum tectonique **t**ranscurrent éburnéen que l'on qualifie de **Dt**, et qui peut-être décliné en étapes/stades tectoniques **Dt_1** *vs* **Dt_2**.

Nous préconisons dans ce travail l'usage des termes « St_1 vs St_2 » plutôt que « S_{1a} vs S_{1b} » ou « S_{2a} versus S_{2b} » car il reste plus factuel et permet de discuter, avec d'autres abréviations la chronologie relative et absolue de toutes les déformations au sein des différents groupes.

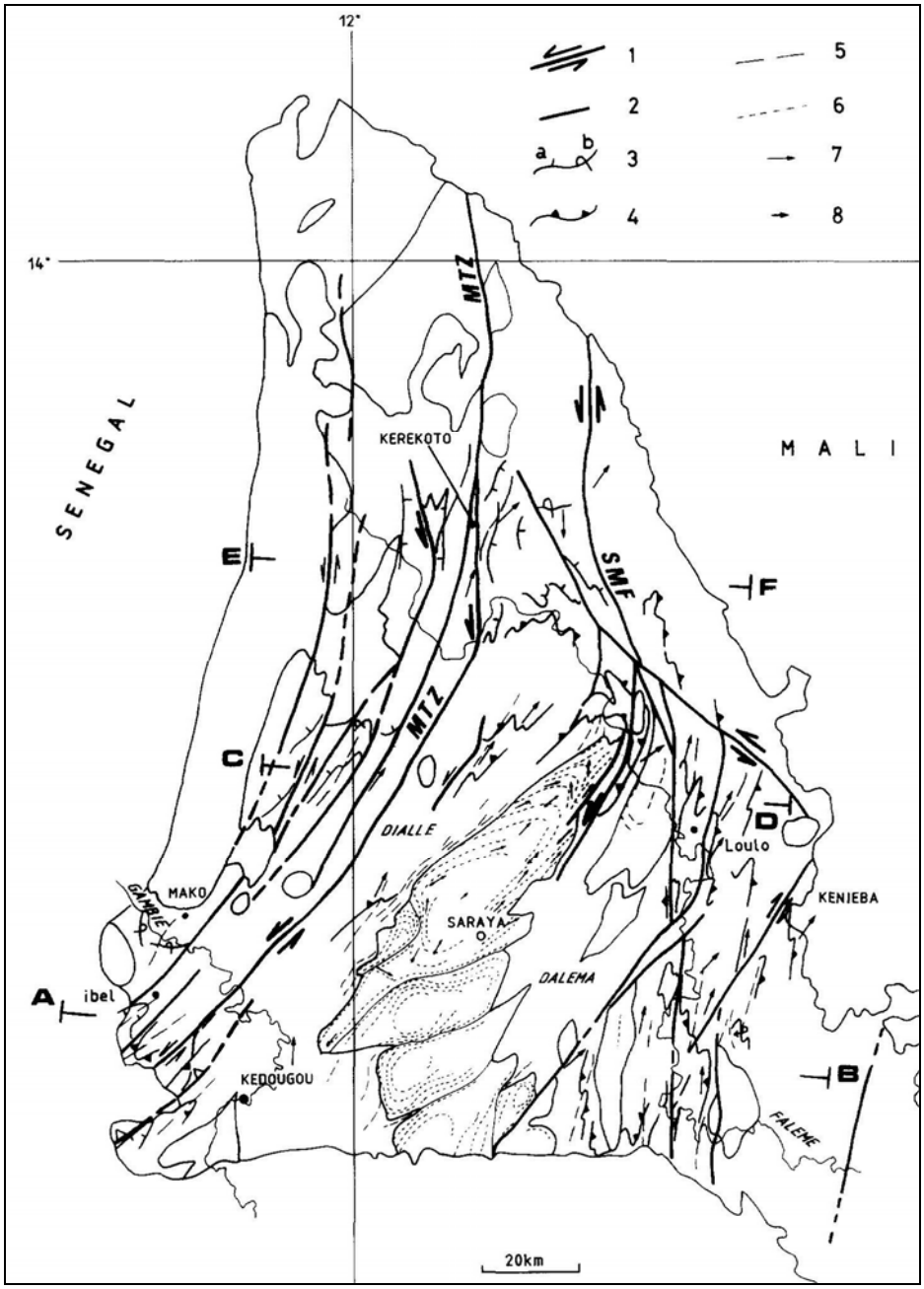

Figure 72 – Carte structurale de la Boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Ledru et al. 1991)

Légende :

1=transcurrent fault ; 2=reverse fault ; 3=trace of stratification B2 (a=normal position, b= reverse position) ; 4=trace of schistosity 1 in B1 ; 5= trace of schistosity 2 ; 6=planar fabric in the granites ; 7=stretching lineation ;8=linear fabric in the granites ; MTZ=Main Transcurrent Zone ; SMF=Senegalese-Malian Fault.

Compte tenu des informations isotopiques disponibles, la présence de rhyolites datées à 2098 Ma au sein du Groupe de Dialé-Daléma rejoint les conclusions de Ledru *et al*. (1991) et Milesi *et al.* (1989) sur le caractère post 2.1 Ga de S_1/S_2 redéfinis dans le cadre de notre travail comme St_1 et St_2.

A ce titre les données isotopiques récentes acquises dans le cadre de cette étude et celles disponibles dans la littérature démontrent clairement l'antériorité des séries plutono-volcaniques du Groupe de Mako, au moins dans sa composante précoce associant géographiquement volcanisme basique-ultrabasique et plutonisme granodioritique intrusif. La datation de ce magmatisme entre 2.17 et 2.14 Ga (Suite de Sandikounda-Soukouta) clôt définitivement le débat sur le développement d'une tectonique D_1 tangentielle précoce post-2.1 Ga et antérieure à la mise en place du Groupe de Mako. On peut alors s'interroger sur le manque d'évidence des étapes précoces de la tectonique transcurrente éburnéenne (S_1 de Ledru *et al.,* 1991, redéfinie ici comme St_1) dans le Groupe de Mako. Nous interprétons ce constat comme dû à la différence de compétence entre le caractère rigide du Groupe de Mako essentiellement magmatique et le caractère souple (au sens plus déformable) du bassin de Dialé-Daléma essentiellement sédimentaire. Par ailleurs, au sein du Groupe de Mako, la présence de termes plutono-volcaniques structurés antérieurs au continuum transcurrent éburnéen Dt, responsables des déformations St_1 et St_2, mérite d'être discutée. Les foliations observées au sein des plutons de la Suite Sandikounda-Soukouta et à leur contact dans les termes volcaniques du Groupe Mako (Figure 73) sont interprétées ici en termes de diapirisme et de déformations gravitaires périplutoniques d'âge éo-éburnéen, synchrones de la mise en place du magmatisme TTG de la Sandikounda-Soukouta. Nous définissons ainsi la notion de schistosité Sg et de déformation Dg, pour laquelle le vocable « **g** » correspond à « **g**ravitaire éo-éburnéen », et est mis en vis-à-vis de la lettre « **t** » définie plus haut pour la tectonique « **t**ranscurrente éburnéenne ».

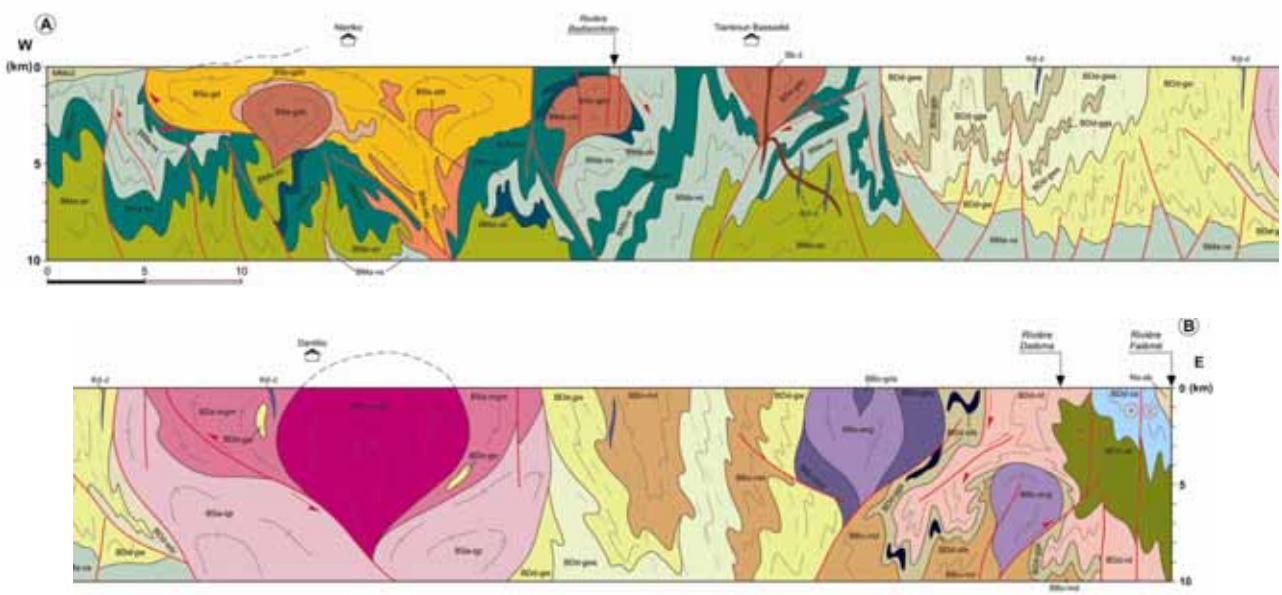

Figure 73 – Coupe est-ouest (cf. localisation sur carte à 1/200 000, Delor et al., 2010)

Figure 74 – Plis dans le Groupe Dialé-Daléma

5.1.2. Suite de Saraya

Le contexte de mise place du plutonisme granitique de la suite Saraya, a fait l'objet de nombreuses études dont la plus argumentée cartographiquement reste celle de Pons *et al.* (1992).

Les trajectoires de foliation, mesurées sur le terrain et déduites des études d'imagerie satellitaire, ont conduit à une visualisation du batholite sous forme de plutons emboîtés d'axe globalement NE-SO.

La cartographie qui a été faite dans le cadre du projet PASMI, reprend tous les éléments factuels issus de cette étude et les complète par de nouvelles observations de terrain et celles des paramètres physiques indirects acquis dans le cadre des campagnes de géophysique aéroportée (magnétisme, électromagnétisme et radiométrie) dont ne disposaient pas les auteurs précédents.

L'examen des cartes electromagnétiques est d'un apport remarquable. Sur son flanc ouest, la limite du batholite Saraya est suivie de façon très précise ainsi que celles des formations sédimentaires qui s'accordent parfaitement au contact du batholite. La présence de gradient de déformation intense est visible en limite ouest du batholite, au niveau des massifs circonscrits d'ordre kilométrique qui sont impliqués dans la déformation sénestre. La visualisation de structures « en cornue » illustre une cinématique ductile sénestre.

En limite sud-ouest de ce batholithe, les observations de terrain révèlent la présence de foliations à faibles pendages (Figure 75) correspondant aux toits de petits diapirs sub-affleurants. Au site A188, une linéation d'étirement plongeant de 20° au N200 est portée par une foliation 040SE38 (Figure 75).

Plus au sud est, les limites ouest du batholite de Saraya s'accordent le long d'une direction remarquablement linéaire NO-SE, qui, bien que non étayée par des arguments de terrains a été représentée en contact anormal. Le même axe NO-SE limite le flanc oriental du batholite de Saraya, en bordure du pluton de Missira.

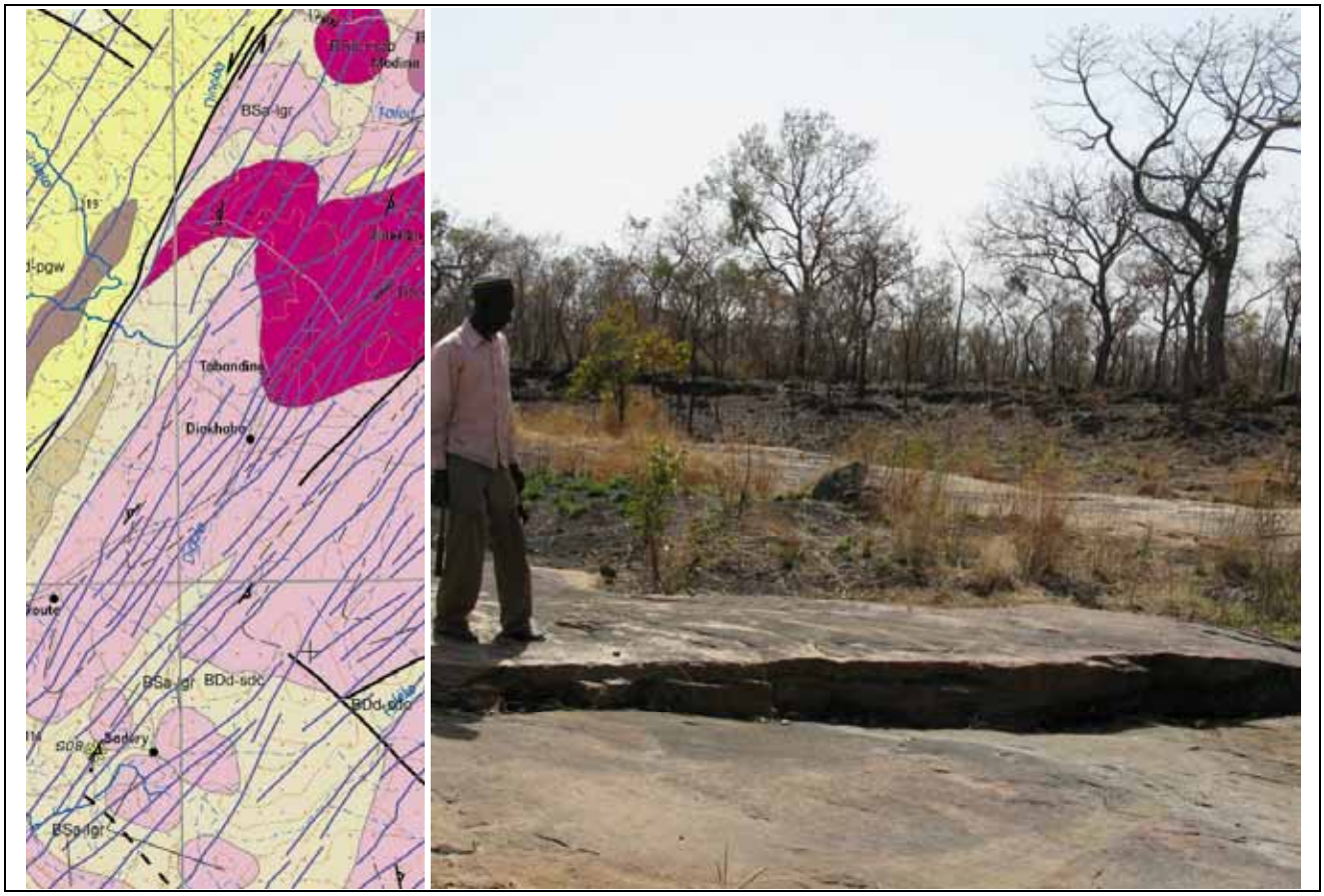

Figure 75 – A gauche : bordure ouest et sud du batholite de Saraya ; à droite : foliation plate au sud du batholite de Saraya

Plus au sud est, la limite du batholithe s'accorde le long d'une direction remarquablement linéaire, qui, bien que non étayée par des arguments de terrains a été représentée en contact anormal.

La géométrie d'ensemble du batholite de Saraya se présente donc selon deux sub-ensembles respectivement d'axe NE-SO et NO-SE :

- un ensemble NE-SO, de forme elliptique, qui constitue l'essentiel du batholithe. Il s'amenuise progressivement vers le nord, et sur la feuille de Kossanto où il montre une virgation de ses structures dans une direction NO-SE qui est celle du réseau d'accidents ductiles sénestres qui canalisent la rivière Falémé (Figure 76) ;

- un ensemble NO-SE mieux précisé par notre étude.

La structuration des plutons emboîtés au cœur du batholite de Saraya ainsi que sur ses bordures est liée à la tectonique transcurrente éburnéenne (**t**) défini plus haut. Les déformations représentées sur la carte du batholithe (Delor *et al*., 2010a,Figure 75) et en coupe (Figure 73), sont interprétées comme **St2** dans la logique établie au paragraphe précédent.

5.1.3. Suite de Boboti

L'examen de la géométrie des plutons de la suite Boboti et des formations volcaniques et sédimentaires associées régionalement, implique quelques remarques :

i) Le caractère concordant des formations métasédimentaires vis-à-vis des plutons de Boboti et de Bambadji dont elles moulent la périphérie. Ce constat est plus visible sur le flanc ouest de ces massifs et concerne les contacts lithologiques et la schistosité régionale le long de laquelle cette stratification est transposée. Le développement d'un gradient thermique élevé (métamorphisme de contact) vers ces plutons témoigne du caractère synchrone de la déformation ductile et du paroxysme du métamorphisme. Cet aspect est développé au chapitre 6 (métamorphisme) et témoigne sur le plan tectonique d'une déformation périplutonique (**St2**) dont l'âge est contraint par celui du magmatisme de la suite Boboti (2100-2080 Ma).

ii) La présence de grands cisaillements décakilométriques NE-SW (localement ENE-OSO), post-foliations périplutoniques (**St2**), et dont certains sont clairement de nature ductiles comme en témoignent les virgations progressives de toutes les lithologies volcano-sédimentaires et plutoniques N-S le long de ces axes NE-SO. Des cisaillements potentiellement conjugués, sénestres et de direction globalement NO-SE sont présents mais leur nature ductile n'a pu être vérifiée. Pour autant la présence de grands cisaillements ductiles sénestres NO-SE affectant la structuration régionale est reconnue sur la coupure Kossanto, tout au long de la rivière Falémé (Goujou *et al.,* 2010). Ces deux directions de structuration ductile et de nature conjuguée à l'échelle de toutes les formations birimiennes du Sénégal oriental, sont qualifiées ici de **St3**. Elles attestent d'une direction de raccourcissement régionale tardi-éburnéenne **(Dt3),** orientée E-O, à un stade où la thermicité du bâti régional était encore élevée (200-500°C). L'angle supérieur à 90° entre ces structures conjuguées est un critère supplémentaire de conditions thermiques élevées.

iii) La présence de décrochements conjugués dans des conditions de déformation semi-ductile à cassante. Déjà reconnues par Walter et Chantraine (1974), cette génération est illustrée par un réseau de failles ENE-WSO sénestres et ESE-ONO dextres correspondant globalement à une direction de raccourcissement E-O. A ce titre, le réseau filonien E-O de la suite Noumoufoukha définit une direction de fentes de tensions compatible avec ce raccourcissement régional. L'âge de cette déformation cassante pourrait donc être Mésoprotérozoïque inférieur (**Dm**) sur la base des données isotopiques obtenues sur les filons de microgranites (No-grf).

Comme cela a été évoqué au chapitre 4.2, il reste à établir si le réseau d'albitite de même axe N090 à N100, est synchrone de l'épisode Mésoprotérozoïque Dm discuté, ou témoigne d'un stade antérieur tardi-éburnéen.

5.1.4. Discussion

La discussion de l'argumentaire structural détaillé dans les chapitres précédents est reprise ici, en vis-à-vis d'un schéma structural proposé à l'échelle transfrontalière Sénégal/Mali (Figure 76).

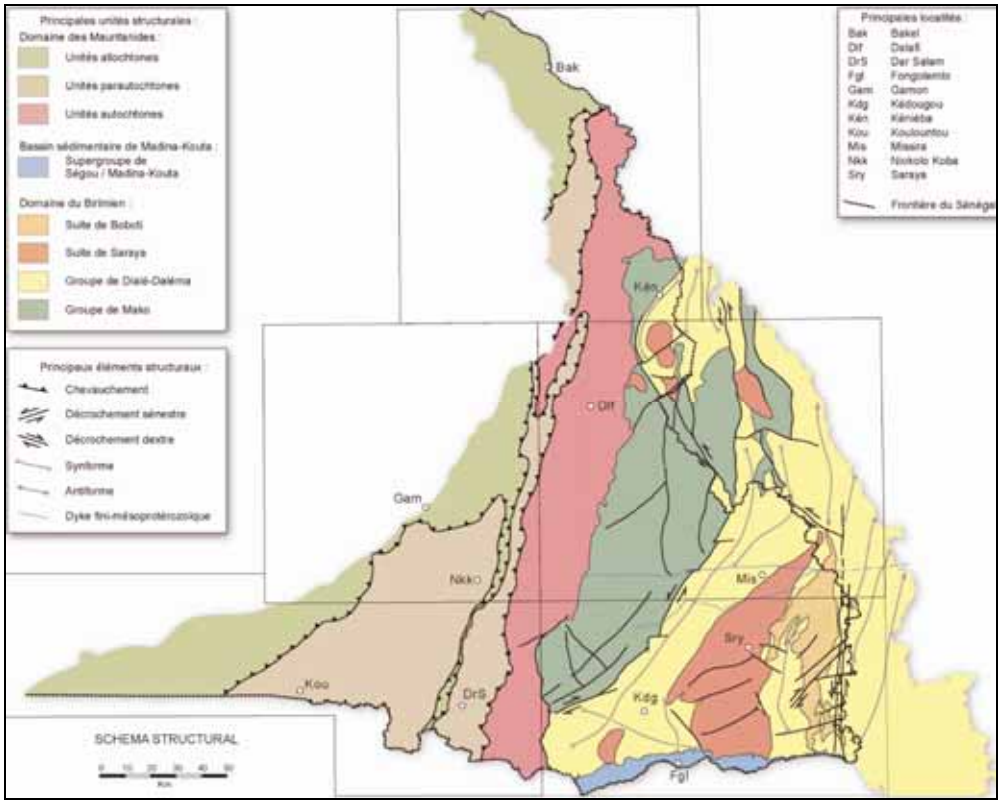

Figure 76 – Schéma structural du Sénégal oriental

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 2.10-2.07 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. Elle peut être déclinée en étape Dt_1, Dt_2, et Dt_3 pour les étapes successives 1) de foliation précoces au sein du Groupe Dialé-Daléma, 2) de structuration sénestre NE-SO, 3) de cisaillements conjugués NE-SO dextre et NO-SE sénestre. Dt_2 et Dt_3 sont interprétés en termes de rotation de l'axe de raccourcissement régional au cours de l'histoire tardi-éburnéenne, depuis une direction N-S vers une direction E-O.

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. TERRAINS DU SUPERGROUPE DE SEGOU/MADINA-KOUTA

Au sud de la feuille Saraya-Kédougou Est, la couverture sédimentaire du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta ne montre que peu d'évidences de structuration. Appartenant à l'avant-pays des Mauritanides, cet ensemble autochtone n'a subi aucune déformation majeure.

Les terrains reposent en discordance sur le substratum birimien, en position normale subtabulaire. Le pendage général des couches est de 7 à 8° vers le sud, avec pour le Groupe de Ségou un azimut moyen de la plus grande pente vers le N170 et pour le Groupe de Madina-Kouta un azimut moyen de la plus grande pente vers le N190.

Au niveau des éléments structuraux linéaires affectant cette couverture sédimentaire, on retiendra principalement la présence de linéaments bien marqués dans la topographie et bien visibles sur le SRTM et les images Google Earth©. Certains de ces éléments structuraux, coïncidant souvent avec des anomalies magnétiques linéamentaires, sont reconnus sur le terrain comme des couloirs de fracturation sans évidence (stries, décalage de bancs, …) de mouvement ou en décrochement, ou en faille. Toutefois, la précision de la cartographie dans certaines zones met en évidence, de part et d'autre de ces linéaments, des décalages localement pluridécamétriques des contacts entre formations, suggérant un jeu vertical modéré le long de faille. Sont, par conséquent, reportés sur la carte géologique à 1/200 000, les principaux linéaments structuraux repérés soit sur le terrain, soit par l'analyse des images aéroportées disponibles. Ils sont représentés tantôt sous forme de traits continus lorsque qu'un jeu vertical a pu être identifié sur le terrain ou se manifeste cartographiquement par un décalage de l'altitude des contacts, tantôt sous forme de traits en pointillés lorsqu'il n'y a aucune évidence associée de déplacement vertical.

Les orientations principales de ces linéaments structuraux sont cohérentes avec les mesures de direction de plans de fractures (N=101), de plans de fentes ouvertes (N=4) et de plans de failles (N=6) effectuées sur le terrain, qui soulignent la prépondérance des directions de plans N030-050 et leurs conjugués en N110-140.

5.3. DOMAINE DES MAURITANIDES

Le cadre structural de ce domaine est explicité dans la notice de Linkering/Kolda-Kédougou Ouest (Fullgraf *et al*., 2010b) à laquelle le lecteur est invité à se reporter.

6. Métamorphisme

6.1. PALEOPROTEROZOÏQUE : PAROXYSME DU METAMORPHISME EBURNEEN

6.1.1. Métamorphisme de contact de la Suite de Saraya

Sur la feuille Saraya-Kédougou Est, les phénomènes de métamorphisme de contact, bien que potentiellement développés le long des bordures du batholite de Saraya, n'offrent pas des affleurements aussi développés, voire spectaculaires, comme cela est le cas sur la feuille Kossanto-Dalafi Est. Le lecteur se reportera à la notice de cette feuille (Goujou *et al.,* 2010a) pour la description des auréoles thermiques de la bordure nord Saraya, dans les faciès plus pélitiques (sillimanite, staurotide, grenat, biotite) ainsi que dans les faciès carbonatés (scapolite).

Des observations de même type ont été faites le long de la Gambie au contact du massif de Yamoussa. La présence d'une linéation minérale d'étirement dans les paragenèses de l'auréole de contact traduit la mise en place syn-tectonique du Massif de Yamoussa.

6.1.2. Métamorphisme de contact de la Suite de Boboti

- A l'est de la carte, aux abords de la Falémé, les formations gréso-pélitiques (grès et grauwackes) sont métamorphiques. Elles sont transformées en schistes à muscovite et biotite plus ou moins quartzeux, où la schistosité est toujours très bien marquée. Les grès et calcaires sont eux transformés en quartzites et cipolins.

Une lentille de carbonate, individualisée sous les « cangas » du sud-est de la feuille, présente de véritables faciès de cipolins. Le litage originel (stratification) transposé le long des plans de schistosité régionale est bien préservé mais la présence de scapolite, aligné dans les plans de schistosité, atteste de l'intensité d'un métamorphisme syn-tectonique. Le gradient thermique observé en s'approchant des micro-diorites environnantes, ainsi que le caractère syn-déformation des recristallisations métamorphiques attestent de la mise en place des microdiorites pendant le paroxysme de la structuration ductile régionale N-S.

A l'est de la coupure, l'intensité du métamorphisme est épizonale dans les formations sédimentaires qui affleurent à l'ouest de l'axe N-S de la Suite magmatique de Boboti. Cette intensité augmente progressivement et atteint des conditions mésozonales dans l'ensemble volcanique qui jouxte la Suite magmatique de Boboti. En particulier, au contact des faciès de granodiorite/charnockite, se développe une auréole de métamorphisme de contact intense qui peut atteindre 1km, et qui affecte aussi les faciès de diorite massive tardive dans la région de Bambadji. Les faciès recristallisés au contact de la granodiorite montrent des textures de polygonisation, caractéristiques d'une recristallisation statique. Ce sont des cornéennes riches en pyroxènes, parfois à scapolite. Walter et Chantraine (1974) mentionnent la présence de cornéenne à fayalite en sondage.

Hormis ces faciès, de véritables cornéennes, aux abords immédiats des faciès granodioritiques de la Suite de Boboti, nous rejoignons Walter et Chantraine (1974) sur le caractère syn-tectonique des recristallisations métamorphiques. Ces arguments s'opposent, en première lecture, aux premières conclusions de Witschard (1962) qui concluait à l'ubiquité d'un métamorphisme de contact.

Dans la mesure où la mise en place de la Suite de Boboti s'effectue en contexte syn-tectonique lié à un régime transcurent sénestre, les deux faisceaux d'arguments convergent cependant pour décrire le métamorphisme régional oriental de la coupure Saraya-Kédougou Est comme l'expression d'un métamorphisme de contact de grande ampleur induit par la mise en place des plutons de haute température de la Suite de Boboti.

6.2. TARDI-PALEOPROTEROZOÏQUE A MESOPROTEROZOÏQUE : ALTERATION HYDROTHERMALE

Les phénomènes hydrothermaux deutéritiques sont marqués à l'est de la coupure Saraya-Kédougou Est où ils se manifestent par d'importantes altérations : albitisation, calcitisation et surtout propylitisation (Walter et Chantraine, 1974). Ce dernier phénomène se traduit par l'acquisition d'une paragenèse à albite, épidote, trémolite, actinote, chlorite, calcite et pyrite, et concerne en premier lieu les assemblages volcaniques (méta-andésites) avec remplacement du plagioclase par albite et épidote.

La confrontation des processus d'altération des andésites avec la présence d'albitites a été discutée par Walter et Chantraine (1974) en termes de processus d'altération dont les albitites seraient les termes les plus évolués. La présence d'albite primaire, en lattes imbriquées, militent en faveur d'une origine magmatique. A ce titre, la géométrie des filons d'albite orientés N090 à N100, recoupant tout le bâti plutono-volcanique du volcanisme andésitique et de la Suite de Boboti corrobore leur mise en place post-structuration N-S eburnéenne.

L'âge des filons d'albitite se pose alors en termes (i) d'étape tardi-structuration éburnéenne, donc encore paléoprotérozoïque (fini-Rhyacien vers 2075-2050 Ma) ou (ii) post éburnéen. A ce titre, la datation à ca. 1,35 et 1,55 Ga de filons de microgranites N100, respectivement au sud de la feuille Saraya-Kédougou Est et au sud de la feuille Kossanto-Dalafi Est, permet de s'interroger sur l'âge mésoprotérozoïque possible des filons d'albitite. Le cas échéant, le contexte pétro-structural des minéralisations « Au » de la frontière sénégalo-malienne mériterait d'être reconsidéré. Une datation de mise en place des albitites par un système isotopique haute température tel que U-Pb sur zircon est probablement l'approche la plus sûre pour résoudre cette problématique. Dans le cadre de ce travail, cette approche n'a pu se faire, compte tenu des teneurs en U et Zr extrêmement faibles des albitites analysées.

6.3. METAMORPHISME LIE AUX DOLERITES

6.3.1. Dolérites mésoprotérozoïques à néoprotérozoïques

Les conditions d'affleurement médiocres, qui prédominent dans la partie méridionale du domaine birimien, et l'épaisseur limitée des intrusions doléritiques (décamétrique généralement) ne permet

pas d'apprécier la réalité des phénomènes de recuits statiques post-éburnéens aux épontes des dykes.

Le meilleur exemple de phénomène de contact reste probablement visible aux abords du grand dyke orienté est-ouest (Suite de Sambarabougou) de la feuille Kossanto-Dalafi Est, où des cornéennes ont été observées dans les sédiments du Groupe de Dialé-Daléma, le granitoïde circonscrit de Sambarabougou étant également affecté par le métamorphisme de contact.

6.3.2. Dolérites et sills phanérozoïques

Si les dykes phanérozoïques offrent les mêmes difficultés d'observation de leur contact, il n'en n'est pas de même des sills de la Suite de Bandafassi qui arment certaines collines surplombant le substratum birimien (massif de Bandafassi) et les escarpements attenants au Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta.

Dans le secteur d'Ibel (massif de Bandafassi), le grand sill formant le relief au nord du village permet d'observer clairement les phénomènes de recristallisation statique dans les méta-sédiments sous jacents. De manière plus spectaculaire, les faciès carbonatés offrent les évidences les plus manifestes de métamorphisme de contact, matérialisées par les gerbes de scapolite en aiguilles.

Dans le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta, les sills de dolérite de toutes échelles (métriques à pluridécamétriques) induisent des phénomènes de recuit au sein des assemblages silicoclastiques. Le meilleur exemple est l'unique affleurement (G0080) représentant la Formation de Dira qui se présente sous forme de cornéennes à placage d'épidote.

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, établis sur la base des observations et interprétations couvrant tout le Birimien du Sénégal oriental (feuilles Saraya-Kédougou Est, Kossanto-Dalafi Est et Bakel-Semme Sud-Ouest) contribuent à étayer les modèles exposés à ce jour en discutant l'évolution géologique 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 différentiation au dessus d'une perturbation mantellique de type « hot spot ».

- **1b – TTG-Ceintures vertes (Dg : 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 2.170 Ma, 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 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

- **Dt_1: 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 reconnait au Sénégal, comme dans le reste des grands bassins birimiens d'Afrique de l'Ouest, la présence locale d'une schistosité précoce, 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).

- **Dt_2: 2.10-2.08 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 Dt_2.

Stade 3 – Cisaillements conjugués et raccourcissement E-O (Dt_3: 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. Des cisaillements conjugués sénestres NO-SE leur sont associés, lesquels deviennent prépondérants plus au nord de la feuille Kossanto-Dalafi Est, et sont à l'origine de la structuration régionale dominante au Mali. Ils traduisent une direction de raccourcissement régionale E-O tardi-éburnéenne (Dt_3) à l'origine de ces cisaillements ductiles formant un angle très ouvert.

7.2. MESOPROTEROZOIQUE

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 de ce projet de cartographie géologique du Sénégal oriental sur les générations de dolérites et l'argumentaire détaillé qui en a été fait spécifiquement sur la coupure Saraya-Kédougou Est démontrent sans ambigüité 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 évènement 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-W 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 du 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

Bien évidemment, reconstituer l'histoire géologique fini-mésoprotérozoïque à néoprotérozoïque de la zone cartographiée à partir d'affleurements de roches sédimentaires aussi localisés dans le bassin de Madina-Kouta reste un exercice périlleux, bien que les affleurements et l'analyse sédimentologique des dépôts sur la feuille Saraya-Kédougou Est révèlent de nombreuses informations. Pour compléter, on mettra en relation les informations acquises dans le cadre de ce projet, en regard de la vision plus large de l'histoire du bassin de Madina-Kouta synthétisée par Villeneuve (1989) mais également, par des corrélations régionales, en regard de l'histoire du remplissage des grands bassins ouest-africains (Taoudéni, Volta).

La mise en place des dépôts du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta est antérieure à l'orogenèse 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 :

- une structuration du substratum birimien en horsts et grabens antérieure au dépôt, qui contraint la géométrie et la zonation paléoenvironnementale des dépôts de la Formation de Kafori et de la partie inférieure de la Formation de Pélel ;

- une source d'apports conglomératiques dérivés de l'altération et de l'érosion du substratum birimien mais également de roches volcaniques effusives acides post-birimiennes (blocs rhyolithiques datés à 1764 ± 15 Ma (S19) remaniés localement dans la Formation de Kafori), suggérant la présence de môles en relief, émergés ;

- moins directement, la présence d'intrusions doléritiques (Suites de Kédougou, de Sambarabougou et de Boundou Dioe) d'âges K-Ar compris dans un intervalle stratigraphique mésoprotérozoïque moyen (Ectasien) à néoprotérozoïque inférieur (Tonien), qui n'affecte que le substratum birimien. Ce magmatisme suggère un contexte géodynamique en extension.

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 Dindefello, est la mieux préservée et illustre le système sédimentaire fini-mésoprotérozoïque à néoprotérozoïque inférieur.

Cette séquence débute par un cortège de bas-niveau représenté par des dépôts fluviatiles (Formation de Kafori) alimentés par l'altération, l'érosion (voire le démantèlement) et un faible transport depuis le substratum birimien (alors recouvert localement par des dépôts volcaniques rhyolitiques, relativement volumineux, fini-paléoprotérozoïques). La géométrie des dépôts fluviatiles semble contrainte par un paléorelief formé par le toit du substratum birimien et suggère un système de vallées incisées. La base du cortège transgressif (Formation de Pélel) voit l'installation locale d'une plate-forme carbonatée (oolithes, stromatolithes) avec encore des récurrences silicoclastiques fluviatiles dans un environnement marin peu profond. Là encore, la paléogéographie révèle un contraste assez marqué des environnements de dépôts, avec des passages latéraux nets entre des zones à faciès exclusivement silicoclastiques et des zones à faciès mixtes avec une composante carbonatée significative. Le sommet du cortège transgressif, qui aboutit à la mise en place de dépôts de plate-forme relativement distale (offshore supérieur), est marqué par l'apparition d'une composante silto-gréseuse qui va rapidement asphyxier la plate-forme carbonatée. Ces dépôts silicoclastiques timides en base de cortège de haut-niveau perdurent, se renforcent et se traduisent finalement par la progradation d'un vaste système fluvio-deltaïque représenté par la Formation de Dindefello, dans un environnement marin peu profond à dynamique mixte tidale et houle. Ce système fluvio-deltaïque persiste tout le long de la bordure du bassin de Madina-Kouta au Sénégal oriental.

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 identifiés 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 I.

7.4. NEOPROTEROZOÏQUE A PALEOZOÏQUE

L'histoire géologique néoprotérozoïque à paléozoïque est explicitée dans la notice de Linkering/Kolda-Kédougou Ouest (Fullgraf *et al*., 2010b) à laquelle le lecteur est invité à se reporter.

7.5. PHANEROZOÏQUE

L'histoire phanérozoïque du Sénégal oriental est limitée aux 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.

Les résultats de ce travail montrent que cette histoire 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. Ces stades distensifs ne peuvent plus être considérés en termes univoques d'ouverture « break up Gondwana » et d'ouverture de l'Atlantique et doivent permettre de « tester » des modèles de stade intra-cratonique paléozoïque, pour lesquels les perspectives économiques sont importantes.

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.

Adeguelou, F., Fall, M., 1979. Etude géologique du secteur de Guemedji. Rapport de fin de campagne de sondage, COGEMA, Dakar, 82 p.

Arnould, M., Ayme, J.M., Guillaume, R., 1960. Nouvelle stratigraphie des séries primaires du Nord du Fouta Djalon (Guinée-Sénégal). Bulletin de la Société Géologique de France, Série 7, Vol. 1, p. 631-634.

Arnould, M., Ayme, J.M., Bassot, J.P., Bois, J., De Chetelat, E., Defossez, 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., 1961. Etude géologique du Sénégal oriental. Rapport de fin de campagne 1961. Rapport B.R.G.M.-Dakar, 43 pp., 5 planches hors texte.

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-alcalin 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 000eme -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.

Brinckmann, J., Meinhold, K.D., 2007. La géologie de la chaîne des Bassarides et des terrains environnants au Nord-Ouest de la Guinée. Geologische Jahrburch. 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'Odienne (Côte d'Ivoire) : rôle majeur du diapirisme, des plutons et des décrochements. Journal of African Earth Sciences, v.30, 2, 351-374.

Chtocolov L.P. et Korj V. V. (Mission Sénégalo-Soviétique), 1973. Projet de recherches minières Sénégalo-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.

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 transcurrent 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., Duringer, P., Khatib, R., Villeneuve, M., 1993. Laterally and vertically accreted tidal deposits in the Upper Proterozoic Madina-Kouta Basin, southeastern Senegal, West Africa. Sedimentary Geology, Vol. 84, p. 179-188.

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 âge 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 3ème 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, M., 2006. Diversity of the Paleoproterozoic granitoids of the Kédougou inlier (eastern Sénégal): petrographical and geochemical constraints. Journal African Earth Sciences, Vol. 44, p. 351–371

Egal E., Thiéblemont D., Lahondère D., Guerrot C., Costea A.D., Lliescu D., Delor C., Goujou J.C., Lafon J.M., Tegyey 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., Tegyey, 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., Tegyey, 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-Kénieba inlier, SE-Senegal. South African Journal of Geology, Vol. 110, p. 179-190.

Hirdes, W., Davis, D.W., 2002. U-Pb geochronology of paleoproterozoïc rocks in the southern part of the Kédougou-Kenieba 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 sytems 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., Tegyey, 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.

Le Métour J., Donzeau M., Lahondere D., Roger J., Marchand J., Guerrot C., Cocherie A., Le Goff E., Deynoux M. et Bouamatou M., 2004. Age néo-protérozoïque des dépôts glaciaires du groupe des Jbéliat du bassin de Taoudéni. Premières datations isotopiques des ignimbrites et cinérites supra-tillitiques de la formation de Ould Yenjé, sur la bordure ouest de l'Affolé (Mauritanie). Colloque International Géologique IPGC 485, Nouakchott,Mauritanie).

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

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

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., Tegyey, M., Calvez, J.Y., Lagny, P., 1989. Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leurs relations avec l'évolution lithostructurale au Protérozoïque inférieur. Chronique 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 3ème cycle Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 109 p.

Ndiaye, P.M., 1994. Evolution au Paléoprotérozoïque 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.

Ndiaye, P.M., Dia, A., Vialette, Y., Diallo, D. P., Ngom, P.M., Sylla, M., Wade, S., Dioh, E. 1997. Données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques nouvelles sur les granitoïdes du Paléoprotérozoïque du Supergroupe du Dialé-Daléma (Sénégal oriental) : implications pétrogénétiques et géodynamiques. Journal of African Earth Sciences, Vol. 25, No. 2, p. 193-208.

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

Ngom, P.M. 1995. Caractérisation de la croûte birimienne dans les parties centrale et méridionale du Supergroupe de Mako. Implications géochimiques et pétrogénétiques. Thèse Doctorat d'Etat Université Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal, 243 p.

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.

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

Shields, G.A., Deynoux, M., Culver,S.J., Brasier, M.D., Affaton, P., Vandamme, D., 2007. Neoproterozoic glaciomarine and cap dolostone facies of tje 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 Tegyey M., 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. C. R. Acad Académie Sciences Paris, 319, II, p. 87-94.

Torchine, N.S., 1976. Notice de la carte géologique de la République de Guinée au 1/200 000. Feuille D.28-XXXVI (Kédougou), Conakry, 176 p.

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

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* : 13ème Colloque de Géologie Africaine, St Andrews (Ecosse, 10-13 septembre). Volume des résumés, p. 30-31.

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 Geologique de France, t. 167, n° 3, pp. 307-319.

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., 1989. The geology of the Madina-Kouta basin (Guinea-Senegal) and its significance for the geodynamic evolution of the western part of the West African Craton during the Upper Proterozoic period. Precambrian Research, Vol. 44, p. 305-322.

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

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

Witschard, F., 1962. Mission est-SARAYA. Rapport de fin de campagne 1962. BRGM, Rapport DAK 62 A 26.

Witschard, F., 1965.Contribution à l'étude géologique, pétrographique et métallogénique du massif granitique du Sénégal oriental. Mémoires du B.R.G.M., Vol. 44, 171 p., 2 cartes annexes à 1/100.000.

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
A0008	A0008	-11,46380	12,49250	polie
A0009	A0009_A	-11,46500	12,52870	couverte
A0009	A0009_B	-11,46500	12,52870	couverte
A0009	A0009_D	-11,46500	12,52870	polie
A0009	A0009_E	-11,46500	12,52870	polie
A0010	A0010	-11,47500	12,46930	couverte
A0012	A0012	-11,42020	12,44730	couverte
A0013	A0013	-11,42130	12,44500	couverte
A0014	A0014	-11,42060	12,44510	polie
A0015	A0015	-11,42010	12,44540	couverte
A0016	A0016_A	-11,41880	12,44520	couverte
A0017	A0017	-11,41460	12,44400	couverte
A0019	A0019_A	-11,42340	12,70230	couverte
A0019	A0019_B	-11,42340	12,70230	polie
A0019	A0019_C	-11,42340	12,70230	polie
A0020	A0020	-11,43400	12,70660	couverte
A0021	A0021_A	-11,44850	12,70000	couverte
A0021	A0021_B	-11,44850	12,70000	couverte
A0023	A0023_A	-11,45210	12,66620	couverte
A0024	A0024	-11,57860	12,63470	couverte
A0025	A0025_A	-12,27790	12,70510	couverte
A0025	A0025_B	-12,27790	12,70510	couverte
A0027	A0027	-12,34450	12,82920	couverte
A0028	A0028	-12,37940	12,83010	couverte
A0029	A0029	-12,35650	12,88240	couverte
A0030	A0030	-12,39770	12,89950	couverte
A0031	A0031	-12,39750	12,89980	couverte
A0032	A0032	-12,39750	12,90050	couverte
A0034	A0034	-12,25830	12,52810	couverte
A0035	A0035	-12,32450	12,36430	couverte
A0037	A0037_A1	-12,40550	12,50920	couverte
A0037	A0037_A2	-12,40550	12,50920	couverte
A0037	A0037_B	-12,40550	12,50920	couverte
A0037	A0037_C	-12,40550	12,50920	couverte
A0037	A0037_D	-12,40550	12,50920	couverte
A0037	A0037_E	-12,40550	12,50920	couverte
A0037	A0037_F	-12,40550	12,50920	couverte
A0037	A0037_G	-12,40550	12,50920	couverte
A0038	A0038_A	-12,40720	12,50800	couverte
A0038	A0038_B	-12,40720	12,50800	couverte
A0038	A0038_C	-12,40720	12,50800	couverte
A0039	A0039_A	-12,39140	12,51270	couverte
A0039	A0039_B	-12,39140	12,51270	couverte

Site	Echantillon	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Type
A0039	A0039_C	-12,39140	12,51270	couverte
A0040	A0040_A	-12,31450	12,54440	couverte
A0040	A0040_B	-12,31450	12,54440	couverte
A0040	A0040_C	-12,31450	12,54440	couverte
A0040	A0040_D1	-12,31450	12,54440	couverte
A0040	A0040_D2	-12,31450	12,54440	couverte
A0041	A0041_A	-12,24530	12,43550	couverte
A0042	A0042_A	-12,37760	12,58680	couverte
A0043	A0043_A	-12,37700	12,58710	couverte
A0044	A0044_A	-12,39390	12,61330	couverte
A0045	A0045_B	-12,45330	12,66590	couverte
A0046	A0046_A	-12,33990	12,68150	couverte
A0047	A0047_A	-12,36300	12,85350	couverte
A0047	A0047_B	-12,36300	12,85350	couverte
A0048	A0048_A	-12,36350	12,85420	couverte
A0050	A0050_A	-11,89930	12,82550	couverte
A0132	A0132	-12,00280	12,42710	couverte
A0142	A0142_A	-12,07640	12,86580	couverte
A0142	A0142_B	-12,07640	12,86580	couverte
A0146	A0146	-12,46190	12,75740	couverte
A0147	A0147_A	-12,46380	12,75790	couverte
A0147	A0147_B	-12,46380	12,75790	couverte
A0148	A0148	-12,37950	12,83010	couverte
A0158	A0158_1	-12,04210	12,64210	couverte
A0158	A0158_2	-12,04210	12,64210	couverte
A0165	A0165_B	-12,22510	12,76220	couverte
A0169	A0169	-12,23030	12,73930	couverte
A0169	A0169_C	-12,23030	12,73930	couverte
A0175	A0175_A	-12,31440	12,53140	couverte
A0175	A0175_B	-12,31440	12,53140	couverte
A0177	A0177_A1	-12,31490	12,53140	couverte
A0177	A0177_A2	-12,31490	12,53140	couverte
A0177	A0177_B	-12,31490	12,53140	couverte
A0180	A0180	-12,31550	12,53110	couverte
A0183	A0183_B	-12,36560	12,54560	couverte
A0184	A0184	-12,36630	12,54550	couverte
A0187	A0187	-12,02450	12,61980	couverte
A0264	A264_1	-12,31520	12,54390	couverte
A0264	A264_2	-12,31520	12,54390	couverte
A0285	A0285	-11,45740	12,50730	couverte
A0293	A0293_1	-11,56010	12,63240	couverte
A0293	A0293_2	-11,56010	12,63240	couverte
A0296	A0296	-11,38910	12,51930	couverte
A0300	A0300_A	-11,47030	12,53070	couverte
A0300	A0300_B	-11,47030	12,53070	couverte

Site	Echantillon	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Type
A0304	A0304	-11,61250	12,46240	couverte
A0305	A0305	-11,61270	12,46170	couverte
A0310	A0310	-11,59120	12,58350	couverte
A0315	A0315	-12,42780	12,51860	couverte
A0320	A0320_A	-11,39620	12,86570	couverte
A0321	A0321	-11,40660	12,82530	couverte
A0325	A0325	-11,40560	12,82310	couverte
A0327	A0327	-11,41510	12,98530	couverte
A0328	A0328_A	-11,41250	12,97630	couverte
A0328	A0328_B	-11,41250	12,97630	couverte
A0330	A0330	-11,43500	12,86240	couverte
A0331	A0331_A	-11,43610	12,86410	couverte
A0331	A0331_B	-11,43610	12,86410	couverte
A0333	A0333_A	-11,51120	12,81300	couverte
A0333	A0333_B	-11,51120	12,81300	couverte
A0333	A0333_C	-11,51120	12,81300	couverte
A0334	A0334	-11,50800	12,81390	couverte
A0336	A0336	-11,41420	12,88430	couverte
A0337	A0337	-11,40890	12,92060	couverte
A0346	A0346	-12,49590	12,42300	couverte
A0347	A0347	-12,46160	12,41070	couverte
A0349	A0349	-11,44850	12,69950	couverte
A0350	A0350	-11,47550	12,77120	couverte
A0353	A0353_A	-11,38110	12,80170	couverte
A0354	A0354_A	-11,42300	12,70250	couverte
A0354	A0354_B	-11,42300	12,70250	couverte
A0355	A0355	-11,55440	12,63780	couverte
A0356	A0356_A	-11,55340	12,63920	couverte
A0356	A0356_B	-11,55340	12,63920	couverte
A0362	A0362	-11,51130	12,64720	couverte
A0364	A0364	-11,58410	12,53830	couverte
A0372	A0372	-11,53610	12,52760	couverte
A0373	A0373	-11,47830	12,78070	couverte
A0375	A0375_A	-11,47800	12,78570	couverte
A0375	A0375_B	-11,47800	12,78570	couverte
A0376	A0376	-11,47820	12,78630	couverte
A0382	A0382	-11,48490	12,78310	couverte
A0641	A0641_A	-11,52750	12,48500	couverte
A0642	A0642	-11,52720	12,48490	couverte
A0647	A0647	-11,53020	12,47570	couverte
A0651	A0651	-11,53170	12,47610	couverte
A0662	A0662_A	-11,43660	12,86220	couverte
A0662	A0662_B	-11,43660	12,86220	couverte
A0664	A0664	-11,43590	12,86180	couverte
A0665	A0665	-11,43570	12,86180	couverte

Site	Echantillon	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Type
A0667	A0667_B	-11,43520	12,86230	couverte
A0672	A0672_B	-11,45370	12,88150	couverte
A0681	A0681	-11,45960	12,88820	couverte
A0688	A0688	-11,47880	12,90880	couverte
A0695	A0695	-11,46760	12,90120	couverte
A0701	A0701_A	-11,44480	12,95680	couverte
A0701	A0701_B	-11,44480	12,95680	couverte
A0715	A0715	-12,29110	12,57100	couverte
A0718	A0718	-12,30590	12,56040	couverte
B0212	B0212_A	-12,45820	12,56680	couverte
B0212	B0212_B	-12,45820	12,56680	couverte
B0214	B0214	-12,45850	12,56660	couverte
B0225	B0225_A	-12,49090	12,73660	couverte
B0225	B0225_B	-12,49090	12,73660	couverte
B0228	B0228	-12,48520	12,73360	couverte
B0237	B0237_A	-12,47960	12,73260	couverte
B0237	B0237_B	-12,47960	12,73260	couverte
B0247	B0247	-12,36350	12,34010	couverte
B0249	B0249	-12,36210	12,34110	couverte
B0250	B0250	-12,36220	12,34130	couverte
B0258	B0258	-11,98390	12,45150	couverte
B0259	B0259	-11,98520	12,45110	couverte
B0262	B0262	-11,98960	12,44920	couverte
B0272	B0272	-12,00330	12,42910	couverte
B0605	B0605	-12,47860	12,41770	couverte
B0609	B0609	-12,48120	12,41260	couverte
B0975	B0975	-11,98450	12,45140	couverte
B1718	B1718	-12,49950	12,71480	couverte
C0191	C0191	-12,40510	12,50850	couverte
C0192	C0192	-12,39790	12,90120	couverte
C0195	C0195	-12,39870	12,90080	couverte
C0199	C0199	-12,35150	12,92820	couverte
C0200	C0200_B	-12,35750	12,87610	couverte
C0200	C0200_C	-12,35750	12,87610	couverte
C0202	C0202	-12,39340	12,89930	couverte
C0203	C0203	-12,38590	12,87670	couverte
C0206	C0206	-12,35860	12,84750	couverte
C0207	C0207	-12,35420	12,85450	couverte
C0212	C0212	-12,27780	12,70500	couverte
C0215	C0215	-12,31930	12,66800	couverte
C0216	C0216	-12,33000	12,67740	couverte
C0220	C0220	-12,31290	12,53190	couverte
C0221	C0221	-12,31380	12,53130	couverte
C0222	C0222	-12,31400	12,54460	polie
C0223	C0223	-12,31830	12,54770	couverte

Site	Echantillon	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Type
C0231	C0231	-12,47850	12,67920	couverte
C0236	C0236	-11,75510	12,84240	couverte
C0261	C0261	-12,25810	12,52850	couverte
C0262	C0262	-12,25810	12,52850	couverte
C0489	C0489	-12,36610	12,54540	couverte
C0490	C0490	-12,40180	12,50890	couverte
C0533	C0533	-12,39770	12,89950	couverte
C0553	C0553_A	-12,39770	12,89950	polie
C0638	C0638	-11,88090	12,57550	couverte
C0689	C0689	-12,34320	12,82090	couverte
C0698	C0698_A	-12,35450	12,88050	couverte
C0698	C0698_B	-12,35450	12,88050	couverte
C0699	C0699	-12,35760	12,88790	couverte
C0701	C0701_A	-12,36220	12,89700	couverte
C0706	C0706	-12,44060	12,80150	couverte
C0708	C0708_A	-12,45660	12,77740	couverte
C0708	C0708_B	-12,45660	12,77740	couverte
C0709	C0709	-12,46480	12,76040	couverte
C0730	C0730_A	-11,51350	12,81150	couverte
C0730	C0730_B	-11,51350	12,81150	couverte
C0732	C0732_B	-11,50830	12,81500	couverte
C0737	C0737	-11,47270	12,83180	couverte
C0741	C0741	-11,43510	12,86310	couverte
C0742	C0742_A	-11,43360	12,86490	couverte
C0775	C0775	-11,40280	12,89540	couverte
C0786	C0786_A	-12,25040	12,90580	couverte
C0786	C0786_B	-12,25040	12,90580	couverte
C0787	C0787	-12,25500	12,90480	couverte
C0801	C0801	-12,15890	12,89300	couverte
C0805	C0805_A	-12,14600	12,90470	couverte
C0805	C0805_B	-12,14600	12,90470	couverte
C0807	C0807	-12,13890	12,91070	couverte
C0808	C0808	-12,13360	12,91480	couverte
C0815	C0815	-12,12780	12,92620	couverte
C0822	C0822	-12,31700	12,66830	couverte
C0829	C0829	-12,29020	12,89240	couverte
C0831	C0831	-12,32840	12,87440	couverte
C0833	C0833	-12,36310	12,85390	couverte
C1018	C1018	-12,19180	12,68260	couverte
C1093	C1093	-12,24460	12,78830	couverte
G0012	G0012	-11,40740	12,42880	couverte
G0013	G0013	-11,40940	12,42750	couverte
G0022	G0022	-11,47200	12,46110	couverte
G0023	G0023	-11,47420	12,45760	couverte
G0027	G0027_A	-11,48640	12,46410	couverte

Site	Echantillon	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Type
G0027	G0027_C1	-11,48640	12,46410	couverte
G0027	G0027_C2	-11,48640	12,46410	couverte
G0054	G0054	-12,28840	12,34940	couverte
G0059	G0059	-12,24080	12,42430	couverte
G0081	G0081_B	-12,36580	12,37490	couverte
G0082	G0082_A1	-12,36520	12,37380	couverte
G0082	G0082_A2	-12,36520	12,37380	couverte
G0091	G0091_A	-12,36820	12,34710	couverte
G0145	G0145	-11,79980	12,44600	couverte
G0185	G0185	-11,65630	12,44500	couverte
G0189	G0189_A1	-11,59930	12,44120	couverte
G0189	G0189_A2	-11,59930	12,44120	couverte
G0195	G0195_A	-11,69620	12,44110	couverte
G0206	G0206	-11,87650	12,43300	couverte
G0347	G0347	-11,95150	12,43280	couverte
H0071	H0071	-11,88910	12,55910	couverte
H0076	H0076_A	-11,74270	12,45930	couverte
H0077	H0077	-11,74140	12,46200	couverte
H0079	H0079_B	-11,73540	12,45930	couverte
H0084	H0084	-11,67640	12,55020	couverte
H0086	H0086_A	-11,65800	12,44750	couverte
H0086	H0086_B	-11,65800	12,44750	couverte
H0087	H0087	-11,66750	12,44160	couverte
H0090	H0090	-11,73580	12,44820	couverte
H0094	H0094	-11,65900	12,54410	couverte
H0099	H0099	-11,59920	12,64330	couverte
H0100	H0100	-11,60150	12,64320	couverte

Annexe 2 :

Echantillons prélevés pour analyses géochimiques

Site	Echantillon	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Type
A0002	A0002	-12,31810	12,54840	BF ES/MS
A0008	A0008	-11,46380	12,49250	BF ES/MS
A0009	A0009_A	-11,46500	12,52870	BF ES/MS
A0009	A0009_D	-11,46500	12,52870	BF ES/MS
A0009	A0009_E	-11,46500	12,52870	BF ES/MS
A0012	A0012	-11,42020	12,44730	BF ES/MS
A0023	A0023_B	-11,45210	12,66620	BF ES/MS
A0025	A0025_B	-12,27790	12,70510	BF ES/MS
A0028	A0028	-12,37940	12,83010	BF ES/MS
A0041	A0041_A	-12,24530	12,43550	BF ES/MS
A0042	A0042_A	-12,37760	12,58680	BF ES/MS
A0043	A0043_A	-12,37700	12,58710	BF ES/MS
A0044	A0044_A	-12,39390	12,61330	BF ES/MS
A0046	A0046_A	-12,33990	12,68150	BF ES/MS
A0047	A0047_A	-12,36300	12,85350	BF ES/MS
A0048	A0048_A	-12,36350	12,85420	BF ES/MS
A0050	A0050_A	-11,89930	12,82550	BF ES/MS
A0132	A0132	-12,00280	12,42710	BF ES/MS
A0146	A0146	-12,46190	12,75740	BF ES/MS
A0148	A0148	-12,37950	12,83010	BF ES/MS
A0180	A0180	-12,31550	12,53110	BF ES/MS
A0187	A0187	-12,02450	12,61980	BF ES/MS
A0285	A0285	-11,45740	12,50730	BF ES/MS
A0293	A0293_1	-11,56010	12,63240	BF ES/MS
A0296	A0296	-11,38910	12,51930	BF ES/MS
A0300	A0300_A	-11,47030	12,53070	BF ES/MS
A0304	A0304	-11,61250	12,46240	BF ES/MS
A0305	A0305	-11,61270	12,46170	BF ES/MS
A0307	A0307	-11,38660	12,52190	BF ES/MS
A0321	A0321	-11,40660	12,82530	BF ES/MS
A0325	A0325	-11,40560	12,82310	BF ES/MS
A0330	A0330	-11,43500	12,86240	BF ES/MS
A0331	A0331_A	-11,43610	12,86410	BF ES/MS
A0331	A0331_B	-11,43610	12,86410	BF ES/MS
A0333	A0333_A	-11,51120	12,81300	BF ES/MS
A0333	A0333_B	-11,51120	12,81300	BF ES/MS
A0333	A0333_C	-11,51120	12,81300	BF ES/MS
A0334	A0334	-11,50800	12,81390	BF ES/MS
A0346	A0346	-12,49590	12,42300	BF ES/MS
A0347	A0347	-12,46160	12,41070	BF ES/MS
A0349	A0349	-11,44850	12,69950	BF ES/MS
A0350	A0350	-11,47550	12,77120	BF ES/MS
A0353	A0353_A	-11,38110	12,80170	BF ES/MS

Site	Echantillon	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Type
A0354	A0354_B	-11,42300	12,70250	BF ES/MS
A0355	A0355	-11,55440	12,63780	BF ES/MS
A0356	A0356_A	-11,55340	12,63920	BF ES/MS
A0356	A0356_B	-11,55340	12,63920	BF ES/MS
A0362	A0362	-11,51130	12,64720	BF ES/MS
A0372	A0372	-11,53610	12,52760	BF ES/MS
A0373	A0373	-11,47830	12,78070	BF ES/MS
A0375	A0375_A	-11,47800	12,78570	BF ES/MS
A0376	A0376	-11,47820	12,78630	BF ES/MS
A0382	A0382	-11,48490	12,78310	BF ES/MS
A0642	A0642	-11,52720	12,48490	BF ES/MS
A0651	A0651	-11,53170	12,47610	BF ES/MS
A0662	A0662_B	-11,43660	12,86220	BF ES/MS
A0701	A0701_A	-11,44480	12,95680	BF ES/MS
B0218	B0218	-12,47460	12,74150	BF ES/MS
C0638	C0638	-11,88090	12,57550	BF ES/MS
C0698	C0698_A	-12,35450	12,88050	BF ES/MS
C0699	C0699	-12,35760	12,88790	BF ES/MS
C0701	C0701	-12,36220	12,89700	BF ES/MS
C0706	C0706	-12,44060	12,80150	BF ES/MS
C0708	C0708_A	-12,45660	12,77740	BF ES/MS
C0708	C0708_B	-12,45660	12,77740	BF ES/MS
C0709	C0709	-12,46480	12,76040	BF ES/MS
C0730	C0730_A	-11,51350	12,81150	BF ES/MS
C0730	C0730_B	-11,51350	12,81150	BF ES/MS
C0732	C0732	-11,50830	12,81500	BF ES/MS
C0741	C0741	-11,43510	12,86310	BF ES/MS
C0742	C0742_A	-11,43360	12,86490	BF ES/MS
C0775	C0775	-11,40280	12,89540	BF ES/MS
C0786	C0786_A	-12,25040	12,90580	BF ES/MS
C0786	C0786_B	-12,25040	12,90580	BF ES/MS
C0787	C0787	-12,25500	12,90480	BF ES/MS
C0801	C0801	-12,15890	12,89300	BF ES/MS
C0805	C0805_A	-12,14600	12,90470	BF ES/MS
C0805	C0805_B	-12,14600	12,90470	BF ES/MS
C0807	C0807	-12,13890	12,91070	BF ES/MS
C0808	C0808	-12,13360	12,91480	BF ES/MS
C0815	C0815	-12,12780	12,92620	BF ES/MS
C0822	C0822	-12,31700	12,66830	BF ES/MS
C0826	C0826_B	-12,26240	12,89980	BF ES/MS
C0829	C0829	-12,29020	12,89240	BF ES/MS
C0831	C0831	-12,32840	12,87440	BF ES/MS
C0833	C0833	-12,36310	12,85390	BF ES/MS
C1018	C1018	-12,19180	12,68260	BF ES/MS
G0006	G0006	-12,29860	12,37480	BF ES/MS

Site	Echantillon	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Type
G0022	G0022	-11,47200	12,46110	BF ES/MS
G0023	G0023	-11,47420	12,45760	BF ES/MS
G0027	G0027_C	-11,48640	12,46410	BF ES/MS
G0054	G0054	-12,28840	12,34940	BF ES/MS
G0195	G0195_A	-11,69620	12,44110	BF ES/MS
G0206	G0206_A	-11,87650	12,43300	BF ES/MS
G0206	G0206_B	-11,87650	12,43300	BF ES/MS
G0206	G0206_C	-11,87650	12,43300	BF ES/MS
G0207	G0207_A	-11,87640	12,43190	BF ES/MS
G0207	G0207_B	-11,87640	12,43190	BF ES/MS
G0346	G0346	-11,94730	12,43280	BF ES/MS
G0347	G0347_A	-11,95150	12,43280	BF ES/MS
G0347	G0347_B	-11,95150	12,43280	BF ES/MS
G0347	G0347_C	-11,95150	12,43280	BF ES/MS
G0347	G0347_D	-11,95150	12,43280	BF ES/MS
G0347	G0347_E	-11,95150	12,43280	BF ES/MS
G0389	G0389	-11,97860	12,44150	BF ES/MS
G0390	G0390	-11,98460	12,41250	BF ES/MS
G0392	G0392	-11,98710	12,41100	BF ES/MS
H0077	H0077	-11,74140	12,46200	BF ES/MS
H0084	H0084	-11,67640	12,55020	BF ES/MS
H0086	H0086_A	-11,65800	12,44750	BF ES/MS
H0088	H0088	-11,68840	12,43610	BF ES/MS
H0094	H0094	-11,65900	12,54410	BF ES/MS
H0099	H0099	-11,59920	12,64330	BF ES/MS
H0100	H0100	-11,60150	12,64320	BF ES/MS
H0101	H0101	-12,38070	12,82940	BF ES/MS
H0102	H0102	-12,36700	12,84720	BF ES/MS
H0103	H0103	-12,38320	12,83430	BF ES/MS
H0105	H0105	-12,32890	12,87410	BF ES/MS
H0109	H0109_A	-11,82000	12,65650	BF ES/MS
H0159	H0159	-12,36290	12,92370	BF ES/MS
H0160	H0160_A	-12,35170	12,92770	BF ES/MS
H0161	H0161	-12,32950	12,83230	BF ES/MS
H0162	H0162	-12,33180	12,83420	BF ES/MS
H0164	H0164_B	-12,39140	12,90170	BF ES/MS
H0165	H0165_A	-12,39510	12,90040	BF ES/MS
H0165	H0165_B	-12,39510	12,90040	BF ES/MS
H0166	H0166	-12,35710	12,87590	BF ES/MS
H0167	H0167	-12,35570	12,87940	BF ES/MS
H0168	H0168	-12,33890	12,82850	BF ES/MS

Annexe 3 :

Echantillons prélevés pour analyses géochronologiques

Site	Echantillon	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Type analyse
A0008	A0008	-11,46380	12,49250	K-Ar Roche totale
A0009	A0009_D	-11,46500	12,52870	U-Pb Zircon
A0009	A0009_E	-11,46500	12,52870	U-Pb Zircon
A0012	A0012	-11,42020	12,44730	U-Pb Zircon
A0041	A0041_A	-12,24530	12,43550	U-Pb Zircon
A0043	A0043_A	-12,37700	12,58710	K-Ar Roche totale
A0044	A0044_A	-12,39390	12,61330	U-Pb Zircon
A0047	A0047_A	-12,36300	12,85350	K-Ar Roche totale
A0050	A0050_A	-11,89930	12,82550	U-Pb Zircon
A0132	A0132	-12,00280	12,42710	K-Ar Roche totale
A0146	A0146	-12,46190	12,75740	K-Ar Roche totale
A0180	A0180	-12,31550	12,53110	K-Ar Roche totale
A0187	A0187	-12,02450	12,61980	K-Ar Roche totale
A0258	A0258	-11,42070	12,44510	K-Ar Roche totale
A0300	A0300_A	-11,47030	12,53070	U-Pb Zircon
A0304	A0304	-11,61250	12,46240	K-Ar Roche totale
A0305	A0305	-11,61270	12,46170	K-Ar Roche totale
A0307	A0307	-11,38660	12,52190	K-Ar Roche totale
A0353	A0353_A	-11,38110	12,80170	K-Ar Roche totale
A0382	A0382	-11,48490	12,78310	K-Ar Roche totale
A0715	A0715	-12,29110	12,57100	K-Ar Roche totale
A0718	A0718	-12,30590	12,56040	K-Ar Roche totale
B0976	B0976	-11,98600	12,40990	U-Pb Zircon
C0706	C0706	-12,44060	12,80150	U-Pb Zircon
C0741	C0741	-11,43510	12,86310	U-Pb Zircon
C1018	C1018	-12,19180	12,68260	K-Ar Roche totale
G0022	G0022	-11,47200	12,46110	K-Ar Roche totale
G0023	G0023	-11,47420	12,45760	K-Ar Roche totale
G0027	G0027_C	-11,48640	12,46410	U-Pb Zircon
G0054	G0054	-12,28840	12,34940	K-Ar Roche totale
G0205	G0205	-11,87560	12,43480	K-Ar Roche totale
G0210	G0210	-11,87800	12,42820	K-Ar Roche totale
G0319	G0319	-12,00230	12,42730	K-Ar Roche totale
G0394	G0394	-11,98880	12,40650	K-Ar Roche totale
H0077	H0077	-11,74140	12,46200	K-Ar Roche totale
H0099	H0099	-11,59920	12,64330	K-Ar Roche totale

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