

UNIVERSITÉ CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR



ECOLE DOCTORALE : PHYSIQUE, CHIMIE, SCIENCE DE LA TERRE DE L'UNIVERS
ET DE L'INGENIEUR (ED.PCSTUI)

FACULTE DES SCIENCES ET TECHNIQUES (FST)

Année : 2019 N° d'ordre :

THESE DE DOCTORAT

Spécialité : Dynamique, Ressources et Environnements des Bassins
Sédimentaires

Présentée par : **Cheikh Ibrahima YOUM**

**LE BASSIN DE MADINA KOUTA (SENEGAL ORIENTAL) : CONTRIBUTION A
L'ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE, SEDIMENTOLOGIQUE ET
PETROGRAPHIQUE. VALORISATION GEOPATRIMONIALE ET
DEVELOPPEMENT : CAS DE LA RESERVE NATURELLE COMMUNAUTAIRE
DE DINDEFELO.**

Soutenue le 14 Décembre 2019 devant le jury composé de :

Président :	Professeur Raphaël SARR	Universite Cheikh Anta Diop De Dakar
Rapporteur :	Professeur Nasser ENNIH	Université Chouaïb Doukkali, Maroc
Rapporteur :	Professeur Papa Moussa NDIAYE	Universite Cheikh Anta Diop De Dakar
Examineur :	Professeur Bachir DIOUF	Universite Cheikh Anta Diop De Dakar
Examineur :	Professeur Moussa KONATE	Université Abdou Moumouni Niamey-niger
Co-directrice :	Professeure Ezzoura ERRAMI	Université Chouaïb Doukkali, Maroc
Directeur de thèse :	Professeur El Hadji SOW	Universite Cheikh Anta Diop De Dakar

AVANT PROPOS

IN MEMORIUM

Et tous ces mots qui suivent ne sauraient exprimer ma gratitude, mon amour, mon respect, ma reconnaissance envers mon père ***Mamadou YOUM et Mon Grand Père Cheikh Ibrahima YOUM*** pour m'avoir éduqué, pour m'avoir donné la chance de reconnaître le bien du mal, de croire en moi en toutes circonstances.

Au ***Dr Mamadou Samou DOUMBIA***, vous resterez pour moi un éternel géologue de terrain, vous m'avez accompagné à Kédougou, 3 mois avant votre décès. Vous m'aviez accordé toute votre confiance et vos retours d'expériences m'ont été d'une grande utilité. Vous me marquerez à jamais.

Je m'incline devant vos mémoires. Que le Tout Puissant puisse vous accorder sa Miséricorde.

REMERCIEMENTS

Ce manuscrit rassemble les résultats d'un travail scientifique de plusieurs années de recherche. Mais une thèse ne se résume pas simplement aux résultats scientifiques, ce sont également des rencontres, une expérience humaine et donc un enrichissement personnel, ponctués de bons moments et d'obstacles à surmonter. Il serait illusoire de penser pouvoir remercier, sans oublier, toutes les personnes qui ont contribué, consciemment ou non, à la réalisation de ce travail. Tous ces acteurs, même ceux dont le nom ne figure pas dans la suite parce que leur indispensable contribution est plus modeste, savent déjà à quel point je leur suis reconnaissant.

Un très grand merci à l'endroit du Professeur **Raphaël SARR**, qui m'a fait l'honneur de présider le jury. Ses conseils et encouragements ainsi que la clarté de ses idées sur la géologie sédimentaire du Sénégal, font de lui incontestablement la personne la mieux indiquée pour présider cette soutenance.

Un très grand merci à **Ezzoura ERRAMI, Professeure à l'Université Chouaïb Doukkali**, Faculté des Sciences ma co-directrice de thèse à **El Jadida-Maroc**. Vous m'avez bien accueilli dans votre laboratoire. J'ai beaucoup apprécié nos discussions scientifiques autour de ce travail, vos conseils, votre rigueur pour la perfection et autres. Vous avez beaucoup contribué à la réalisation de ce travail. Il faut dire que vous m'avez beaucoup soutenu et encouragé dans mes travaux et durant mes séjours à El Jadida. Vous m'avez associé et accompagné avec vos collègues avec qui j'ai souvent discuté de mon travail.

Au départ, ma reconnaissance et ma profonde gratitude à mon Directeur de thèse **El Hadji SOW, Professeur** au Département de Géologie, pour sa bienveillance à tous égards. J'ai beaucoup apprécié sa loyauté, son dynamisme, la clarté de ses idées, et votre franc parlé et sa rigueur à la recherche. Ses conseils, sa disponibilité et son esprit d'ouverture m'ont été d'un apport considérable pendant les moments les plus difficiles. Il a participé sans réserve au suivi de travail à tout moment. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance et de mes sincères remerciements. Merci pour toujours avoir valorisé mon travail et m'avoir donnée plus confiance en moi. Merci également à toute la famille **SOW** de Sacré-Cœur pour votre soutien et le respect que vous m'avez témoigné.

Je tiens à remercier le Professeur **Nasser ENNIH**, Professeur à l'Université Chouaïb Doukkali, Faculté des Sciences ma co-directrice de thèse à El Jadida, pour toutes les explications et mise au points que j'ai bénéficié de votre part et surtout l'intérêt que vous avez porté à ce travail. Je vous remercie également pour avoir accepté de rapporter ce travail malgré vos multiples occupations.

Mes remerciements vont au Professeur **Papa Moussa NDIAYE** (Département de Géologie) pour sa bienveillance à tous égards et surtout sa loyauté, sa maîtrise de la géologie structurale et son amour pour son enseignement. J'ai beaucoup appris avec lui, ce qui m'a permis d'avoir une autre vision de l'analyse des bassins sédimentaires. Je vous remercie également pour avoir accepté de rapporter ce travail malgré vos multiples occupations.

Il m'est agréable de manifester ma profonde gratitude à **Bachir DIOUF**, Professeur au Département de Géologie de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar pour ses conseils et encouragements. Je le remercie également d'avoir accepté de juger ce travail malgré ses multiples occupations.

Un très grand merci au **Professeur Moussa KONATE** de l'Université de Niamey pour toute la documentation exceptionnelle ! Qu'il m'a offerte au cours de notre séjour à El Jadida, ainsi que toutes les explications et mise au points que j'ai bénéficié de votre part. Si nous ne vous avons pas rencontré je ne sais combien seront difficiles les interprétations de nos sédiments anciens. Je vous remercie également d'avoir accepté de juger ce travail malgré ses multiples occupations.

Je souhaite également remercier Professeur **Mahaman Sani TAIROU**, pour avoir fait le trajet jusqu'à Sénégal faire le terrain avec nous. Je n'oublie pas son apport scientifique à la réalisation de ce travail.

Je voudrais exprimer ma reconnaissance et mes remerciements sincères à : Monsieur Abdoul Kader **FOFONA**, Maître de conférences au Département de Géologie pour sa disponibilité, ses conseils, ses encouragements et surtout son appui financier.

Je tiens à remercier tous les étudiants de l'équipe de **Géodynamique, Géo-Education et Patrimoine Géologique** de l'**Université Chouaïb Doukkali**, Faculté des Sciences ma co-directrice de thèse à El Jadida sous la responsabilité de **Mme Errami**, pour leur hospitalité et pour les conseils stimulants que j'ai eu l'honneur de recevoir de leurs parts. Merci à tous les membres de cette entité, **Adyl Chatir CHATIR (UCD)**, **Taha YOUNES (UCD)**, **Abdelouahed (UCD)**, **Anaïs (UCD)**, **Annas (UCD)**, **Oumeyma (UCD)** et les chaleureuses ivoiriennes **Bénédicte Bénédicte Dibo**, **Vanessa Jolie** et **Mamalan Tatiana** pour m'avoir intégré avec autant d'égard qu'un collègue.

Je voudrais exprimer ma reconnaissance et mes remerciements sincères aux : **Professeur ELTachfini** et **Professeur Oujein** de Faculté des Sciences de l'**Université Chouaïb Doukkali**.

Je remercie vivement le recteur de l'**Université Chouaïb Doukkali** et toute son administration de nous avoir accueilli et aidé à l'aboutissement de ce modeste travail de contribution pour la une meilleure connaissance des bassins anciens au Sénégal.

Mes échantillons ont été sciés et moulus grâce à la collaboration du **Directeur du Laboratoire** de département de Géologie de l'**Université Chouaïb Doukkali** (avec Mr **Mounir technicien du Labo**), et du laboratoire de la Direction de la Géologie et de Mines de Dakar (Mme **Diène**), de son personnel, particulièrement Mr. **Souleymane Cissé** et son jeune équipe. Recevez mes remerciements les meilleurs et toute ma considération envers votre excellent travail.

Je voudrais exprimer ma reconnaissance et mes remerciements sincères à : Monsieur Souleymane Ba, mon compagnon de terrain à Pélel pour sa disponibilité, et toute la Famille

Traoré de Dindéfelo (Boubacar, Ibrahima, Ama Sy Traoré...) pour m'avoir hébergé, soutenu et accompagner.

Mes Sincères remerciements aux Docteurs Mouhamadou Moustapha **Thiam**, Bernard Siguendibo **Sambou**, Dethié **Ndiaye**, Seydou **Coulibaly**, Malick **Thiam (Fastef)**, Ibrahima **Mall**, Bénédicte **Dibo** (Côte d'Ivoire) et à toute l'équipe du Sénégal oriental, toutes les promotions des Master environnement sédimentaire et zones profondes, le personnel (Chauffeurs, Cuisiniers) pour leur hospitalité et leur disponibilité. J'ai beaucoup apprécié la compagnie de terrain qui a facilité mes travaux.

J'adresse aussi mes remerciements à tous les enseignants du Département de Géologie et de la Faculté des Sciences et Techniques de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar. Je remercie mes doyens et enseignants, Moustapha **Diène**, Samba **Cissokho**, Ablaye **Ndiaye**, Moussa **Dabo**, Adrien **Gozo**, Timonté **Miyouna**, Famara **Diatta**, Kader **Fofana**, Kader **Ba**, Abdoulaye **Ndour**, Ada **Ndiaye**, M. **Diaw**, Mathias **Djedhiou**, Mr. **Coly**, pour leur soutien sans faille et leur disponibilité.

Je remercie l'ensemble du personnel administratif et technique de la Faculté des Sciences et Techniques. Mention spéciale au Secrétariat du Département de Géologie (**Aminata Gaye Mme Gueye, Maguette,....**).

Dans la vie, il y a des êtres qui ont marqué notre existence, des personnes qui ne peuvent être insensibles à nos peines et à nos besoins, des gens qui nous sont chers. C'est donc pour cet amour que je tiens à dédicacer cet ouvrage à ma mère : **Maman** en dépit de ton travail très prenant, tu t'es toujours engagé à nous protéger, à nous donner ton amour sincère, à m'accorder cette chance de réussir dans la vie. Tu as toujours voulu le meilleur pour nous, tes enfants. J'ose croire par cette occasion que les fruits de mes études seront un jour, la digne récompense de ton endurance et de ton courage.

Ces remerciements ne sauraient être complets si ma famille n'était citée. J'ai gardé le meilleur pour la fin : un grand merci à toute ma famille qui m'a toujours fait confiance et soutenue dans mes choix. Tout au long de mes études, vous avez su m'encourager et me remonter le moral dans les moments difficiles, et m'avez permis de réaliser mes projets... A mes frères et sœurs, **Mamadou L. YOUM**, **Mané**, **Khady**, **Mame Coumba**, **Souleymane**, **El hadj**, **Moustapha**, **Minth Boubou (Ndeye)**, **Cheikh Tidjane**, **Sidath**, **Habibatou**, **Astou**, **Jeyna**, pour tout l'espoir que vous avez bien voulu placer en moi, pour votre inlassable encouragement à toujours persévérer dans la voie des études bien faites. Je vous prie de bien vouloir retrouver dans ce modeste travail, la réponse de votre attente. Je n'oublie pas mes Chéries **Ramatoulaye Diallo**, **Astou Fall**, à **Amy Diouf (Fastef)** mes neveux et nièces. A tous mes camarades de promotion sans oublier tous ceux qui de quelque manière que ce soit ont contribué au bon déroulement de ma formation. A tous, merci.

Je remercie mes frères et sœurs de la même équipe car nous partageons le même encadreur le Professeur **El Hadji SOW** ce qui fait de nous une grande famille unis et soudée pour la recherche : Mr Abdoul Kader **Fofona**, Timonté **Miyouna**, Cheikh **Aw**, Yankhoba **diedhiou**, Insa **Badiane**, Adama **Gueye**, Ndeye Maram **Ngom**.

V

J'adresse aussi mes remerciements à **Académie Nationale des Sciences et Techniques de Sénégal** (ANSTS) et L'ANESI (UNESCO), pour m'avoir appuyé financièrement et permis de passer correctement mes 2 séjours au Maroc.

Je remercie tous ceux sans qui cette thèse ne serait pas ce qu'elle est : aussi bien par les discussions que j'ai eu la chance d'avoir avec eux, leurs suggestions ou contributions. Ces années bien remplies, qui sont une part de ma vie et que je n'oublierai jamais, je les dois à tous les échanges scientifiques, à toutes les personnes qui m'ont encouragées et soutenues, et à toutes les personnes que j'ai croisées pendant cette parenthèse de ma vie. Cette page de remerciement leur est destinée, et j'espère n'oublier personne. Si c'est le cas, mille excuses : il y a peut-être des oublis sur le papier, mais pas dans l'esprit !

RESUME

Situé à cheval entre la région de Kédougou et la Guinée Conakry, le bassin de Madina Kouta constitue le prolongement du bassin de Taoudéni. Les grandes lignes de la géologie de ce bassin sont connues mais des détails restent à préciser. Il s'y ajoute que peu d'informations sont disponibles sur son extension nord correspondant au secteur de Landienné-Bandafassi. La présente étude a deux objectifs fondamentaux : i) faire une étude lithostratigraphique et sédimentologique de la partie sénégalaise du bassin ainsi que sa reconstitution paléoenvironnementale, paléogéographique et géodynamique ; ii) faire un inventaire des géosites rencontrés dans la zone de Dindéfelo-Pélel. Pour y parvenir, nous avons effectué une trentaine de coupes levées dans le secteur de Dindéfelo-Walidiala et une dizaine de coupes dans le secteur de Landienné-Bandafassi.

Sur le plan géodynamique la sédimentation dans le Bassin de Madina Kouta et la présence de volcanisme contemporain montrent l'évolution d'un bassin de marge passive en distension en quatre phases : i) un stade de distension (Formation de Kafori) ; ii) un stade d'accentuation de la distension avec des dépôts de plateforme associés à des intrusions volcaniques basiques (Formation de Pélel) ; iii) un stade de progradation d'un système fluvial, sous l'influence des vagues (Formation de Dindéfelo) et iv) une évolution ultime de la marge passive (Supergroupe des Mauritanides (Ediacarien). Le Groupe de Ségou ne s'est pas déposé dans le secteur de Landienné-Bandafassi qui est resté exondé durant la période. Nous y avons rencontré, reposant directement sur le socle, une association : tillite-calcaire-silexites reliée à la «*triade glaciaire*» néoprotérozoïque et parfaitement corrélée avec les deux formations de Walidiala et les deux formations de Mali observées dans la vallée de Walidiala.

Sur le plan paléoenvironnemental, le Groupe de Ségou s'est déposé dans un milieu fluvial proximal (Formation de Kafori) passant à une plateforme carbonatée peu profonde à tendance récifale (Formation de Pélel) puis **deltaïque** sous influence des vagues et une **subsidence active** (Formation de Dindéfelo). Le Groupe de Walidiala s'est déposé dans un environnement glaciaire et fluvio-glaciaire à la base (W1a) et fluviaux au sommet (W1b) avec un caractère plus continental dans le secteur de Landienné-Bandafassi. Le Groupe de Mali abrite des dépôts subtidaux à supratidaux (M1), coiffés de dépôts turbiditiques (M2).

Au Sénégal, sur les sites naturels recensés, peu d'attention a été accordée aux aspects géomorphologiques et géologiques (géopatrimoine) qui conditionnent des éléments biotiques faisant l'objet de protection. L'intégration de ce patrimoine géologique dans le programme de protection et de valorisation de la Réserve Naturelle Communautaire de Dindéfelo (RNCD) s'avère une nécessité et pourrait contribuer à promouvoir un nouveau tourisme au Sénégal, le géotourisme. Riche en patrimoine géologique, le secteur de Dindéfelo est situé entre le Parc National du Niokolo Koba et le massif montagneux du Fouta-Djallon qui offre une grande diversité de roches à l'origine d'un paysage géomorphologique fait de cascades, cavernes et plateaux permettant l'installation d'une communauté biologique particulière. Ainsi en plus de la cascade de Dindéfelo, une dizaine de géosites a été recensée dans la RNCD.

Mots-clés : Madina Kouta, Méso-Néoprotérozoïque, Distension, Marge passive, Landienné, RNDC, Géopatrimoine, Géotourisme.

SOMMAIRE

PREMIERE PARTIE : CADRE GENERAL.....	1
CHAPITRE I - INTRODUCTION GENERALE	2
1. CADRE DE L'ETUDE	3
2. PROBLEMATIQUE	4
3. OBJECTIFS	5
4. ORGANISATION DU MEMOIRE.....	5
CHAPITRE II : CONTEXT GENERAL	6
1. CADRE GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE.....	7
1.1. Présentation administrative de la région de Kédougou	7
1.2. Caractéristiques physiques	7
1.3. Le réseau hydrographique	10
1.4. Les types de sols.....	10
1.5. La flore et la faune.....	10
1.6. Population et activités économiques	12
2. CONTEXTE GEOLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE	17
2.1. Introduction	17
2.2. La boutonnière de Kédougou-Kéniéba (BKK) ou Supergroupe du Birimien	19
2.2.1 Groupe de Mako.....	21
2.2.2 Suite de Sandikounda-Soukouta.....	22
2.2.3. Groupe de Dialé-Daléma.....	24
2.2.4. Suite de Saraya	25
2.2.5. Suite de Boboti	27
2.3. Les zones mobiles du Sénégal	28
2.3.1. La série de la Falémé.....	28
2.3.2. La série de Youkounkou	28
2.3.3. La série de Bakel	29
2.3.4. La série des Bassaris.....	30
2.3.5. La série de Koulountou	31
2.4. Couverture sédimentaire Méso-Néoprotérozoïque à Paléozoïque du Craton Ouest Africain	32
2.4.1. Le bassin de Taoudéni.....	32
2.4.2. Le Bassin de Madina Kouta	36
2.5. La chaîne des Mauritanides	45

DEUXIEME PARTIE : ETUDE STRATIGRAPHIQUE, SEDIMENTOLOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE DU SECTEUR DE SEGOU-WALIDIALA	46
INTRODUCTION.....	47
1.1.. Formation de Kafori.....	49
1.1.3. Interprétation de la Formation de Kafori.....	61
1.2. Formation de Pélel	64
1.2.5. Interprétation de la Formation de Pélel	75
1.3. Formation de Dindéfelo.....	76
1.3.4. Interprétation de la Formation de Dindéfelo	89
1.4. INTERPRETATION GEODYNAMIQUE DU GROUPE DE SEGOU	92
CONCLUSION PARTIELLE SUR LE GROUPE DE SEGOU	99
CHAPITRE IV.....	102
LE SUPERGROUPE DES MAURITANIDES	102
1. LE GROUPE DE WALIDIALA	103
1.1. Formation glaciaire de Walidiala 1 (Walidiala 2 de Delor et al., 2010a). Elle a été divisée en deux membres : Walidiala 1a (W1a) et Walidiala 1b (W1b)	103
1.2. Formation des arénites quartzeuses et conglomératiques de Walidiala 2 (W2)	111
1.3. Interprétation du Groupe de Walidiala	114
1.3.1. Formation de Walidiala 1	115
1.3.2. Formation de Walidiala 2	117
2. LE GROUPE DE MALI.....	118
2.1. La Formation des dolomies calcaires de Mali 1 (M1)	118
2.2. Formation pélitico-cherteuse de Mali 2 (M2)	122
2.4. INTERPRETATION GEODYNAMIQUE DU SUPERGROUPE DES MAURITANIDES	131
TROISIEME PARTIE	135
ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DU SECTEUR DE LANDIENE- BANDAFASSI	135
INTRODUCTION.....	136
ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE	137
1. INTRODUCTION	138
2. LITHOSTRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE DU SECTEUR DE LANDIENE-BANDAFASSI.....	138
2.1. L'unité 1 (U1) : Dépôts glaciaires de Landiéné (tillite).....	138
2.2. Unité 2 (U2). Elle est constituée de microconglomérats arkosiques à galets de schistes surmontés de conglomérats noirs à galets de quartz et feldspaths.	142
2.3. Unité 3 (U3) : calcaires et dolomies concrétionnés de Landiéné-Namel.....	146
2.4. Unité 4 (U4). Siltites argileuses violettes à intercalations de niveaux de silexites de Landiéné	148

CHAPITRE VI. INTERPRETATION DES FACIES DU SECTEUR DE LANDIENE-BANDAFASSI.....	151
1. L'unité 1 : Dépôts glaciaires de Landiéné (tillite).	152
2. L'unité 2. Microconglomérats arkosiques à galets de schistes surmontés de conglomérats noirs à galets de quartz.	152
4. L'Unité 4 :.....	153
CHAPITRE VII. DISCUSSION SUR LE SECTEUR DE LANDIENE-BANDAFASSI	154
CONCLUSION PARTIELLE	156
QUATRIEME PARTIE :	157
NOTIONS DE GEOPARC, GEOCONSERVATION ET GEOTOURISME ET APPLICATION A LA RESERVE NATURELLE COMMUNAUTAIRE DE DINDEFELO	157
CHAPITRE VIII : INTRODUCTION.....	158
CHAPITRE IX : EVALUATION DES VALEURS CULTURELLES DU PAYS BASSARI	163
1. PRESENTATION DU PAYS BASSARI	164
2. IMPORTANCE ECOLOGIQUE DU PAYS BASSARI	165
2.1. Le Parc National du Niokolo Koba	165
2.2. La Réserve Naturelle Communautaire de Dindéfelo (RNCD).....	165
2.3. La ZIC (Zone d'Intérêt Cynégétique) et les Zones amodiées.....	166
3. EVALUATION CULTURELLE	167
3.1. Les religions dans le Pays Bassari	167
3.2. Les rites et croyances liés au monde végétal chez les ethnies minoritaires.....	168
3.3. L'importance historique, un potentiel archéologique en devenir	169
3.4. L'importance artistique : savoir-faire et artisanat chez les ethnies minoritaires du pays bassari	170
3.5. Le calendrier de la vie : le rythme des saisons et des fêtes en pays bassari.....	173
4. EVALUATION ECONOMIQUE.....	176
4.1. L'agriculture et l'agroalimentaire :	176
4.2. Le tourisme	177
4.2.6. Les logements des visiteurs.....	180
4.3. L'artisanat	180
4.4. Le mode d'habitation	181
CHAPITRE X : LE GEOSITE DE LA CASCADE DE DINDEFELO : BIODIVERSITE ET GEODIVERSITE ENTRE CONSERVATION ET VALORISATION	183
INTRODUCTION.....	184
1. CADRE GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE	186
1.1. La situation géographique	186
1.2. Le climat et la pluviométrie	187

1.3. La géomorphologie et l'hydrographie	188
1.4. La flore et la faune.....	188
1.5. La population et les activités économiques.....	188
2. CADRE GEOLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE	189
3. LE GEOSITE DE LA CASCADE DE DINDEFÉLO	191
3.1. Introduction	191
3.3. La cascade de Dindéfelo, géosite d'intérêt socio-économique et touristique.....	193
3.4. La cascade de Dindéfelo, géosite d'intérêt historique	197
3.5. Les groupements de femmes et la transformation des céréales.....	197
3.6. Le marché hebdomadaire	198
3.7. La cascade de Dindéfelo, un géosite à valeur scientifique et pédagogique	198
3.8. Mythes et légende du secteur de Dindéfelo.....	201
3.9. Les géosites associés au géosite de la cascade de Dindéfelo	202
4. DISCUSSION ET CONCLUSION	210
CONCLUSIONS GENERALES	214
LISTE DES TABLEAUX	253
ANNEXES	254

PREMIERE PARTIE : CADRE GENERAL

CHAPITRE I – INTRODUCTION GENERALE

de Guinée. Elle est située à 37km de la capitale régionale, Kédougou. Les coordonnées géographiques du village le plus connu, Dindéfelo, sont 12°22'58.64"N/12°19'22.32"O.

La zone de Bandafassi-Landiéné est située dans la région de Kédougou, département de Salémata, arrondissement de Bandafassi. Les localités les plus proches sont Bandafassi, Patassi, Ibel, Silakounda, Ndébou, Bademba, Namel, Landé Baytil, Landiéné Tanda et Angueniapissa. Elle est située entre 12°46' et 12°30' de latitude nord et entre 12°16' et 12°31' de longitude est, avec une altitude allant de 60 à 426m au-dessus du niveau moyen de la mer. Elle est située près des frontières entre le Sénégal, le Mali et la Guinée à environ 700km de la capitale Dakar. La population de la zone est composée de trois groupes ethniques qui vivent dans des villages distincts. Il s'agit des Bedik (25%), Mandinka (16%) et Peuls (59% de la population).

2. PROBLEMATIQUE

Le bassin de Madina Kouta, prolongement du bassin de Taoudéni au Sénégal oriental, dans l'actuelle région de Kédougou a fait l'objet de plusieurs travaux de recherches géologiques et minières depuis des décennies. On peut citer entre autres les travaux du Bureau Régional de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), de la Direction Fédérale des Mines et de la Géologie (DFMG), des géologues universitaires parmi lesquels Villeneuve (1984 et 1989), Deynoux (1980), les rares études géotechniques sur les grès de Ségou, actuelle Formation de Dindéfelo (Boukongo, 2000 ; Sarr, 2012) et plus récemment les travaux de cartographie du Projet d'Appui au Secteur Minier (Delor et al., 2010a et b).

L'analyse de ces travaux montre que les grandes lignes de la géologie de ce bassin sont connues. Mais concernant les détails, si beaucoup de publications ont été effectuées sur les Mauritanides dont les dépôts sont continus et non déformés dans la vallée de Walidiala (Bassot, 1966 ; Culver and Hunt, 1991 ; Delor et al., 2010a), les informations scientifiques restent rares sur le Supergroupe de Ségou-Madina Kouta (Delor et al., 2010a ; Deynoux et al., 1993) qui constitue l'essentiel des affleurements du bassin de Madina-Kouta en territoire sénégalais.

Dès lors, il est devenu indispensable de s'intéresser à l'étude de ce bassin sur lequel nous n'avons aucune thèse actuellement.

Très riche en patrimoine géologique et géomorphologique (géopatrimoine), le Bassin de Madina Kouta plus précisément le secteur de Dindéfelo, permet l'installation d'une communauté biologique particulière offrant d'importantes perspectives de développement économique, culturelle, touristique....

L'intégration de ce patrimoine géologique dans le programme de protection et de valorisation de la RNCD s'avère une nécessité et pourrait contribuer à promouvoir un nouveau tourisme au Sénégal, le géotourisme.

3. OBJECTIFS

Ce présent travail consiste en :

- une étude lithostratigraphique et sédimentologique de la partie sénégalaise du bassin de Ségou-Madina Kouta et sa reconstitution paléoenvironnementale, paléogéographique et paléogéodynamique.
- un inventaire des géosites rencontrés dans la zone d'étude pour participer au développement durable de ses localités par la promotion, la conservation du géopatrimoine et le développement du géotourisme.

Ce mémoire s'inscrit dans le cadre de la recherche/développement, où la science pourrait servir de levier au développement des zones défavorisées.

4. ORGANISATION DU MEMOIRE

Notre étude est structurée en quatre parties :

La première partie est consacrée à la présentation de la zone d'étude dans son contexte géographique et géologique ouest-africain ;

La deuxième partie porte sur l'étude sédimentologique des différents faciès du secteur de Dindéfelo-Walidiala et la reconstitution paléoenvironnementale, paléogéographique et paléogéodynamique du bassin de Ségou-Madina Kouta dans sa partie sénégalaise ;

La troisième partie porte sur l'étude sédimentologique des différents faciès du secteur de Landiéné-Bandafassi, la reconstitution de son paléoenvironnement, sa paléogéographie et la corrélation avec le secteur de Dindéfelo-Walidiala ;

La quatrième partie est dédiée aux notions de géoparc, de géoconservation et de géotourisme avec une application à la Réserve Naturelle Communautaire de Dindéfelo. Le travail consiste à faire l'inventaire et la promotion des géosites pour participer au développement durable de la commune de Dindéfelo ;

Une conclusion générale et des perspectives de recherche mettront fin à ce document.

CHAPITRE II : CONTEXT GENERAL

Ici nous faisons une présentation de la zone d'étude d'abord dans son contexte géographique, puis dans son contexte géologique ouest-africain.

1. CADRE GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

1.1. Présentation administrative de la région de Kédougou

Sur le plan administratif, la région de Kédougou est composée de 03 départements (Kédougou, Salémata et Saraya), 6 sous-préfectures (Bandafassi, Fongolembi, Dakatéli, Dar Salam, Bembou, Sabodala) et 19 communes (Figure 2). Elle est limitée à l'Ouest et au Nord par la région de Tambacounda, à l'Est par la République du Mali et au Sud par la République de Guinée Conakry. Cette situation géographique en fait une région charnière, avec ses atouts et ses contraintes.



Figure 2 : Localisation et découpage administratif de la région de Kédougou (modifié, Agence Nationale de l'Aménagement du Territoire (ANAT), Mars 2018).

1.2. Caractéristiques physiques

1.2.1. Le relief

Avec le relief le plus accidenté du Sénégal où se situe le point culminant à 581m (Mont Sambangalou), la région de Kédougou jouxte les derniers contre-forts du Fouta Djallon. Elle

est bordée à l'Ouest par les collines du pays Bassari et le mont Assirik qui domine le Parc National de Niokolo-Koba (PNNK). Ce relief est entrecoupé par des collines, plateaux et vallées qui constituent les principales zones de culture (Figure 3).

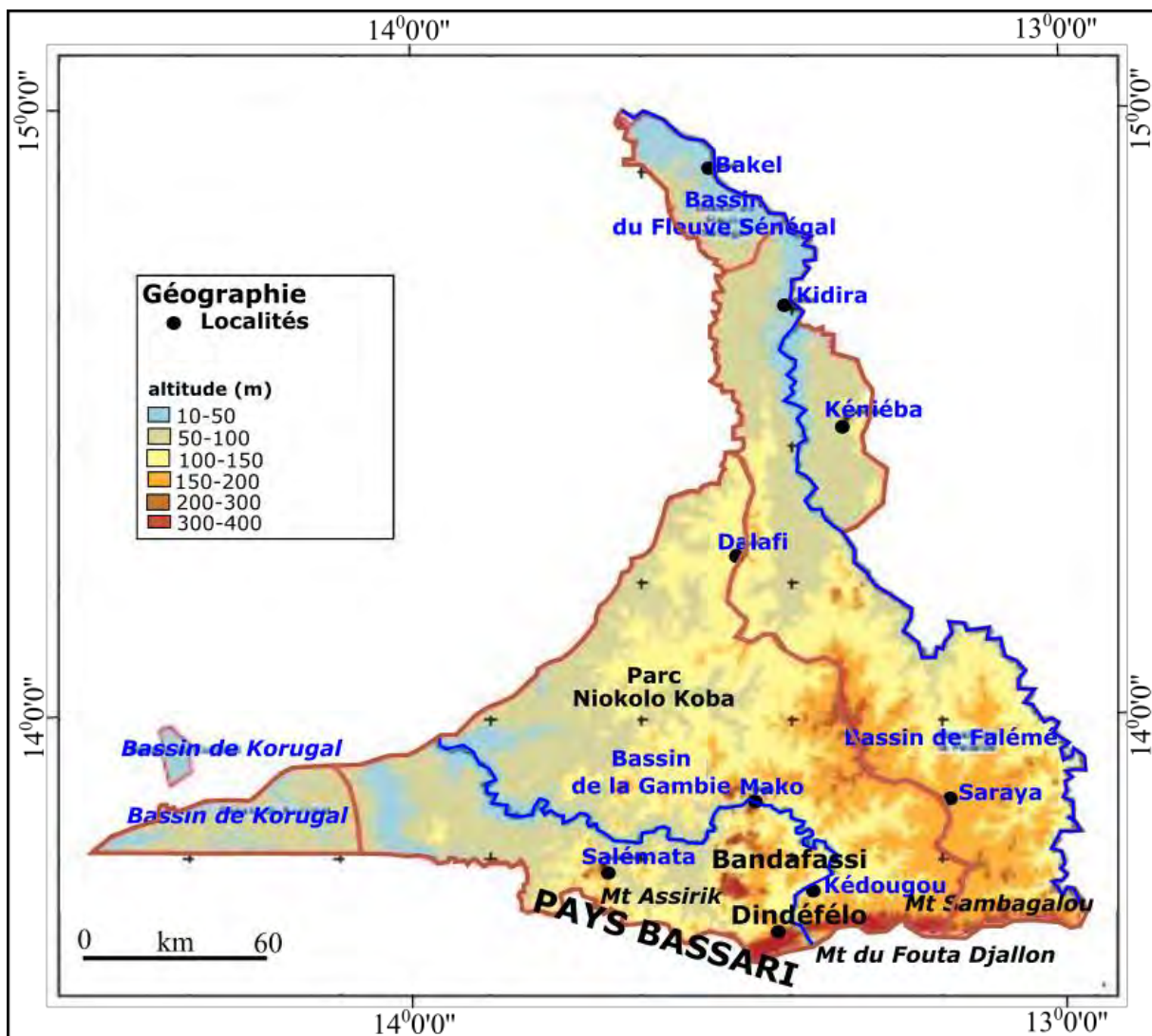


Figure 3 : Topographie et principaux bassins hydrographiques (d'après le SRTM au pas de 90m, Wuilleumier et al., 2010) de la région de Kédougou (Sénégal oriental).

1.2.2. Le climat

Le climat de la région est de type soudano-guinéen. On y distingue deux grandes périodes de régime thermique. La période de basses températures, allant de juillet à février avec plus de fraîcheur aux mois de décembre et janvier et la période des hautes températures se situant entre mars et juin. Les températures sont généralement élevées avec des maxima variant entre 34°C et 42°C et des minima de 21°C à 25°C.

La température moyenne annuelle à Kédougou est de 28°C avec un minimum de moyenne mensuelle à 25°C entre décembre et janvier (Figure 4).

Le climat est caractérisé par une saison de pluie qui dure environ six mois (mai à octobre) et une saison sèche de six mois (novembre à mai). Entre mai et juin, l'Harmatan entre en conflit avec la mousson du Golfe de Guinée qui apporte l'humidité. C'est la période des tornades orageuses puis de la saison des pluies qui s'installe jusqu'en octobre. La région de Kédougou se situe entre les isohyètes 500 et 1500mm, ce qui en fait l'une des régions les plus pluvieuses du Sénégal. La pluviométrie se caractérise par une grande variabilité annuelle et mensuelle. Les mois d'août et de septembre sont les plus pluvieux. La saison hivernale s'installe d'une manière échelonnée du Sud au Nord. Le nombre de jours de pluie en moyenne est de 74 jours par an. L'amplitude des isohyètes offre des opportunités de diversification des cultures et des activités agricoles sous pluies.

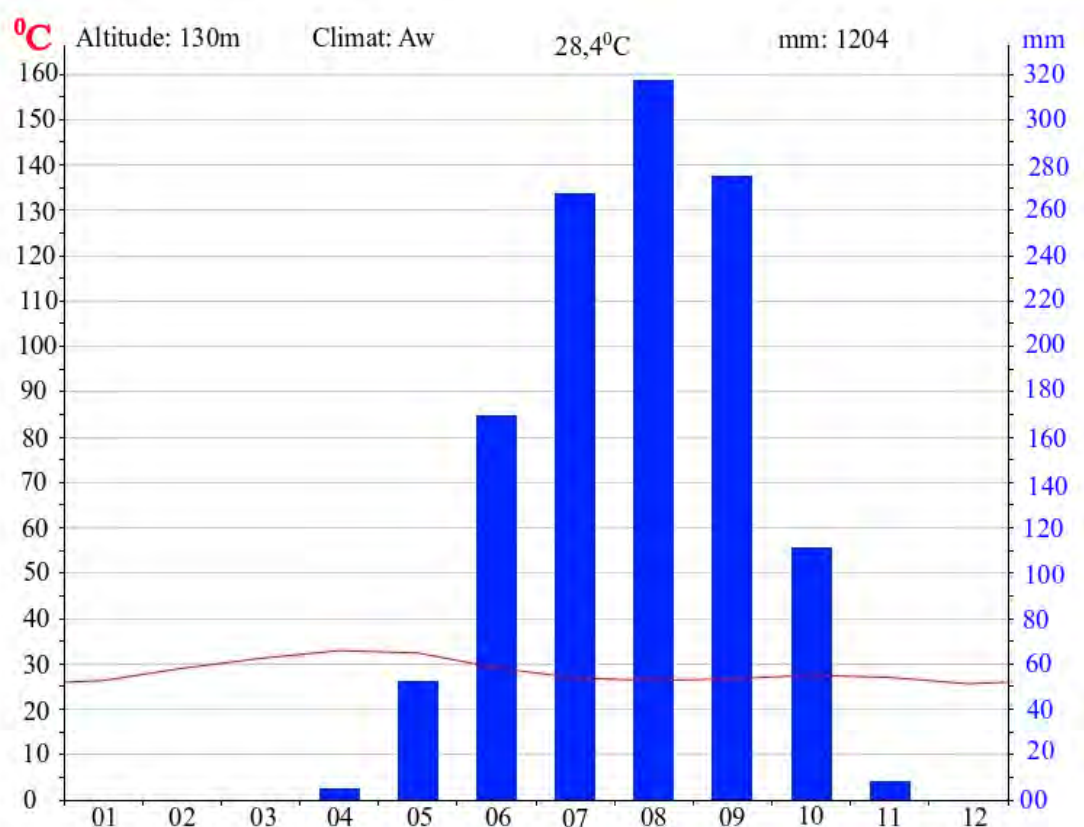


Figure 4 : Table climatique de la région de Kédougou (Source : climate-data.org 2017).

L'insolation moyenne annuelle dépasse 3000 heures, soit environ 8 à 9 heures d'ensoleillement par jour. Le mois d'août reçoit la durée d'insolation la plus courte. La nébulosité est maximale pendant l'hivernage.

L'humidité relative est très élevée en hivernage. Elle dépasse 97% entre août et octobre. De janvier à mars, elle baisse pour atteindre une valeur minimale voisine de 10%. L'évaporation

croît du Sud au Nord, à l'inverse du gradient pluviométrique. De décembre à mai, elle est supérieure à 200mm.

Sous l'effet de l'anticyclone des Açores, la région est soumise aux types de vents que sont les alizés continentaux de direction Nord-Est, l'harmatan du secteur Est avec de l'air chaud et sec et la mousson avec de l'air chaud et humide. Entre avril et mai, la vitesse des vents observée à Kédougou est supérieure à 2m/s.

1.3. Le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est dense et dépend très fortement de la pluviométrie. La région est arrosée par la Falémé et le fleuve Gambie et ses affluents tels que le Niokolo. Ces cours d'eau entrent en étiage par endroits durant la saison sèche et jouent un rôle important dans le développement local (agriculture, alimentation en eau). La région compte également une multitude de petits cours d'eau, mais intermittents dont le Diougol, le Daléma, le Dialé, le Diaguiri, le Diarra, le Thiokoye, le Sandoundou, qui se jettent sur la Falémé.

1.4. Les types de sols

Les principaux types de sols de la région de Kédougou sont les suivants : les sols minéraux bruts d'érosion (lithosols), les sols peu évolués d'érosion gravillonnaires, les sols ferrugineux tropicaux (non lessivés, lessivés sans concrétions et lessivés avec concrétions), les vertisols, les sols hydromorphes et halomorphes. Il est à noter que les sols ferrugineux tropicaux et les sols peu évolués d'érosion prédominent dans la région ([ANSD/SRSD Kédougou, 2012](#)).

1.5. La flore et la faune

1.5.1. La végétation

La région renferme d'importantes ressources forestières qui couvrent une superficie de 1 606514ha, soit 95% du territoire régional. Cette végétation comprend plusieurs types de formations dont les principaux sont : la steppe, la savane, la savane arborée dense, la forêt dense et claire, des galeries forestières le long des cours d'eau (Gambie et Falémé), les prairies marécageuses. On y rencontre aussi la savane boisée avec des reliques de forêt sèche, dense, où des futaies de plus de 20m de haut qui s'élèvent au-dessus d'un sous-bois de bambous et de combrétacées, parfois interrompue par les étendues plates et rocheuses des bowal, par de luxuriantes dépressions rocheuses ou par de larges plaines plus ou moins inondées. Un tapis herbacé très dense complète la richesse de la végétation de la région. Ce paysage est entrecoupé par un relief très accidenté qui multiplie les habitats écologiques d'où l'importance de la flore

qui est, avec celle de la Casamance, la plus riche et la plus variée du Sénégal. Beaucoup de feux de brousse et l'extention des terres agricoles se sont développés au cours de ces dernières années, entraînant l'abbatage et l'extinction des arbres.

Dans l'ensemble de la région, la strate ligneuse est dominée par les combrétacées tandis que la savane soudanienne est caractérisée par de hautes graminées et des arbres majestueux comme le karité, le caïlcédrat, le néré... Près des villages abondent des espèces résistantes au feu, des arbres protégés par les rituels ou la réglementation (fromager, néré, karité, baobab). On trouve encore des acacias, des tamariniers et d'autres espèces caractéristiques des pays nord-soudaniens.

Les espèces végétales potentiellement menacées dans cette zone sont entre autres *Pterocarpus erinaceus*, *Cordyla pinnata*, *Borassus aethiopum*. Les forêts sèches de cette zone sont en train de disparaître à cause des changements climatiques et des pressions exercées par les activités humaines. La diversité des espèces reste relativement élevée et la protection de ces forêts permet la conservation d'une grande partie des ressources génétiques menacées de disparition au Sénégal.

1.5.2. La faune

Avec son climat de type soudanien et soudano-guinéen, la région bénéficie encore d'habitats variés, favorables au maintien de la faune. Les points d'eaux sont nombreux et plus ou moins disponibles en fonction de la pluviométrie.

On y rencontre une abondante faune qui est à l'origine de l'établissement du Parc National du Niokolo Koba au Nord-Ouest du pays Bassari, de la Zone d'Intérêt Cynégétique (ZIC) de la Falémé et de la Réserve Naturelle Communautaire de Dindéfelo (RNCD). La région représente l'un des derniers bastions de la faune du Sénégal. Sa gestion communautaire rationnelle suivant les pratiques traditionnelles a permis la transmission, jusqu'à nos jours, d'une remarquable biodiversité.

La région de Kédougou compte actuellement six zones amodiées (terres affectées à une entreprise ou à un tiers pour une durée donnée et où la chasse est réglementée), une zone d'intérêt cynégétique et une concession en ZIC. Elle offre en matière de chasse, la particularité d'abriter la seule zone au Sénégal où se pratique la grande chasse. Il s'agit de la zone d'intérêt cynégétique de la Falémé.

1.6. Population et activités économiques

1.6.1. Démographie, activités socio-culturelles, touristiques et sanitaires

Au plan démographique le recensement effectué en 2013 a estimé la population de la région à 152134 habitants sur une superficie de 16896Km² représentant 8,6% du territoire national, soit une densité assez faible de 9 habitants au kilomètre carré. Cette population qui est en constante augmentation se caractérise, d'une part par sa jeunesse (55,9% âgé de moins de 20 ans) et une prédominance des femmes (52,3%), d'autre part par son fort taux de croissance qui se situe à plus de 3%. Cette forte croissance démographique est due à un indice synthétique de fécondité élevé combiné à l'intensité de la migration liée à sa situation géographique frontalière, à l'existence de sites d'orpillage et à la présence de route à caractère international (corridor Dakar-Bamako). Les immigrants venant de la sous-région sont principalement constitués de maliens, guinéens, ghanéens, burkinabés et nigériens alors que les migrants de l'intérieur venant des autres régions du Sénégal sont formés de wolofs, de sérères, de diolas, de ballantes, de maures....

La répartition de la population sur l'espace régional est déséquilibrée. Le réseau routier est quasi inexistant et le parc automobile est vieillissant et peu dense. Le taux d'électrification est très faible ([IA de Kédougou Rapport des concertations régionales préparatoires aux assises de l'éducation et de la formation, Juin 2014](#)).

La population est une véritable mosaïque ethnique, d'où le foisonnement d'immenses potentialités culturelles. Les ethnies autochtones, dont les groupes majoritaires sont constitués de Peuls et de Mandingue (Malinké, Diahanké, Bambara) cohabitent harmonieusement avec les minorités que forment essentiellement les Bediks, les Bassaris, les Diallonkés, les Cognaguis. La principale religion pratiquée est l'Islam, auquel s'ajoutent le Christianisme et l'animisme.

Le patrimoine culturel est des plus beaux et des plus originaux du pays. La présence ethnique et culturelle, très diversifiée, est accompagnée d'une créativité artistique assez remarquable ([Pays Bassari : Paysages Culturels Bassari, Peul et Bédik, 2011](#)).

Le potentiel touristique est riche et varié mais faiblement exploité. Différents types de tourisme sont pratiqués dans la région. Il s'agit de la chasse sportive pratiquée dans des zones amodiées attribuées aux hôtels et campements, du tourisme de découverte, du tourisme culturel, des manifestations culturelles en pays Bedik (Iwol, Ethiowar, Dandé) et en pays Bassari (Ethiolo, Eganga, Koté etc...) ([Agenda culturel et touristique national, Ministère de la Culture et de la Communication, Ministère du Tourisme et des Transports Aériens. 2015](#)).

Le taux de couverture en infrastructures sanitaires est peu correct et le profil sanitaire reste préoccupant. En effet, le taux de mortalité infanto-juvénile reste le plus élevé du Sénégal : 154‰ contre 72‰ pour le niveau national. Par rapport à la mortalité maternelle qui exprime le nombre de décès maternels par rapport au nombre de naissances vivantes au cours de l'année, la région de Kédougou est celle la plus exposée du pays avec un taux inquiétant de 921 décès pour 100000 naissances. Au Sénégal, ce rapport est de 434 décès pour 100000 naissances vivantes selon le Recensement Général de la Population et de l'Habitat, de l'Agriculture et de l'Elevage (RGPHAE) de 2013. L'absence totale de gynécologue, l'insuffisance de sages-femmes et l'inexistence d'un hôpital, sont autant de facteurs explicatifs de cette situation préoccupante qui sévit dans cette région enclavée. Par rapport au VIH/SIDA, la prévalence est de 2,5% pour les femmes et 1,7% pour les hommes tandis que le niveau national est à 0,7%. L'accès à l'eau de boisson est très difficile, raison pour laquelle il y a un déficit récurrent (ANSD/SRSD (*Self-Regulated Strategy Développement*) Kédougou : Situation Economique et Sociale régionale ; 2013).

L'assainissement dans la région de Kédougou est encore à un stade embryonnaire, tant du point de vue des équipements individuels que collectifs. Le taux d'accès à l'assainissement est de 9,2%. Les ménages ne disposant pas de latrines représentent 55,3%.

1.6.2. Activités économiques

Les activités économiques tournent surtout autour de l'agriculture, de l'élevage, de l'industrie, de l'artisanat et de l'exploitation forestière. Le niveau de pauvreté est assez préoccupant avec 71,3% des ménages qui sont en dessous du seuil de pauvreté (ANSD, 2014 ; ESPS II de 2011).

a/ Agriculture et Elevage

La région de Kédougou est avant tout une région agricole et environ 80% de la production est utilisée pour l'autoconsommation ; une certaine quantité d'arachide est cependant vendue. Plus de 70% de la population régionale vit de l'agriculture dont les importantes potentialités sont liées à l'existence d'une saison pluvieuse de près de 6 mois, de terres fertiles des bas-fonds et d'une main-d'œuvre abondante. Les pratiques agricoles varient selon les groupes et les lieux. Les Bassari à la frontière de la Guinée étaient connus pour conserver parfois des réserves alimentaires pour deux ou trois ans, alors que leurs voisins peuvent manquer de nourriture en hivernage (Rapport des enquêtes socio-économiques de Dindéfelo, USAID/Wula Nafaa, Juillet 2010).

Le mil, l'arachide et le fonio sont dans tout le Sénégal Oriental la base de l'alimentation, à laquelle s'ajoutent, selon les régions et les ethnies, le maïs et le manioc chez les Peuls et un peu de maïs et de haricots chez les Bassari.

Les arbres fruitiers sont soit plantés, soit sauvages dans les champs mais protégés par les cultivateurs du champ où ils se trouvent.

Le Fleuve Gambie et les nombreux cours d'eau sont d'autres atouts pour le maraichage surtout de contre-saison et la culture de décrue.

L'élevage est relativement important, avec des moutons, des chèvres et des bovins (variété Niokolo de la race Ndama résistante à la trypanosomiase), appartenant pour la plupart aux Peuls nomades ou sédentarisés. Mais même les Bassari ont aujourd'hui des bœufs. Les maladies parasitaires sont fréquentes et la commercialisation du bétail est précaire. Les bœufs sont, d'abord, objets de thésaurisation et ne sont le plus souvent immolés qu'en des occasions rituelles : funérailles, cérémonies d'initiation, sacrifices....

Cependant, avec l'avènement de l'exploitation industrielle de l'or en 2010 et une intensification de l'orpaillage entre 2012-2016, toutes les activités économiques régionales sont en train d'être enchâssées dans l'exploitation aurifère.

b/ Industrie et Artisanat

b1/ Mines industrielles

Le sous-sol du Sénégal oriental offre une grande diversité de substances minérales comprenant des métaux précieux (or et platinoïdes), des métaux de base (fer, cuivre, chrome, nickel), des minéraux industriels (phosphates, calcaires industriels, sels, barytine etc.) des minéraux lourds (zircon et titane), des pierres ornementales et matériaux de construction etc. Afin de valoriser ces ressources, le Gouvernement du Sénégal a engagé ces dernières années des réformes majeures destinées à attirer les investisseurs (révision du Code minier, modernisation du cadre réglementaire, infrastructures géologiques...).

Le secteur minier de la région de Kédougou recèle d'importantes réserves dont la Cellule de Développement Géologique et Minier ([CDGM](#)) de Kédougou assure le suivi.

De 2009 à 2012, les exportations en or industriel ont fortement évolué, passant de 85 milliards 403 millions de FCFA à 222 milliards 336 millions de FCFA. Durant l'année 2010, les exportations en or industriel à Sabodala essentiellement ont atteint 101 milliards 453 millions de FCFA pour une quantité de 8 tonnes ([ANSD/SRSD Kédougou, 2012](#)). En 2013, il

y a un fléchissement et les exportations sont passées à 176 milliards 336 millions de FCFA (ANSD/SRSD Kédougou, 2013) (Figure 5).

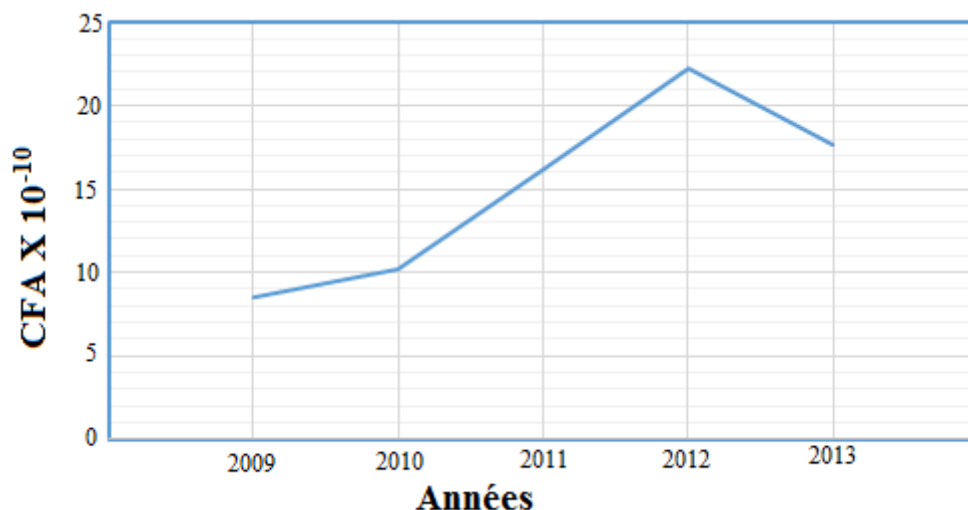


Figure 5 : Exportations en or industriel entre 2009 et 2013 (ANSD/SRSD Kédougou, 2012).

Les estimations de réserves de minerais dans la zone sont les suivantes : 800 millions de tonnes de minerais de fer de bonne qualité à Boféto, 1 415000 tonnes de marbre à Bandafassi (ANSD/SRSD Kédougou, 2012).

Les gisements de fer de la Falémé constituent les principales ressources minières de la région de Kédougou avec d'importantes réserves de bonne qualité. Cependant, leur mise en valeur est conditionnée par la réalisation d'infrastructures de désenclavement (transport ferroviaire et évacuation portuaire) qui représentent 80% des investissements. Les indices et gisements d'uranium localisés dans et autour du granite syntectonique de Saraya (Delor et al, 2010a) et dans les formations de couverture du Précambrien supérieur (bassin de Ségou Madina Kouta) ont été mis en évidence durant les travaux de la CEA (Commissariat Energie Atomique) puis COGEMA (Compagnie Générale des Matières Nucléaires) dans la période 1975-1984.

Pour la recherche 08 autorisations de prospection dont 05 pour l'or, 02 pour le basalte et une 01 pour l'étain ont été octroyées. 62 permis de recherche sont attribués à 41 sociétés et répartis comme suit par substances : Or : 55 permis, métaux de base (cuivre, chrome, molybdène, nickel) : 03, Etain-lithium : 02, Uranium : 01, Dolérites : 01 (ANSD/SRSD Kédougou, 2013).

Pour l'exploitation on compte : 03 concessions minières pour l'or, 03 concessions minières pour le marbre, 01 concession minière pour le fer, 01 permis d'exploitation d'or, 06 petites mines d'or, 02 petites mines de marbres.

b2/ Orpaillage. Selon les données fournies par le Service Régional de la Statistique et de la Démographie ([SRSD](#)) de Kédougou, plus de 15000 personnes s'activent dans l'orpaillage et en 2010, 15 permis d'exploitation ont été octroyés avec 29 exploitations artisanales ([ANSD/SRSD Kédougou ; 2012](#)). Les acteurs du secteur tirent des revenus très substantiels de l'exploitation traditionnelle de l'or. Cela entraîne de plus en plus le délaissement de l'agriculture au profit de l'orpaillage.

Cette activité qui a atteint des proportions inquiétantes tant dans sa forme pratiquée que par la présence massive de ressortissants de la sous-région, constitue de nos jours une véritable préoccupation. L'afflux de ces ressortissants dû à la porosité des frontières a entraîné un développement incontrôlé de l'activité d'orpaillage. Celle-ci devient de plus en plus mécanisée avec l'utilisation de détecteurs de métaux, de concasseurs motorisés et de produits chimiques dangereux (cyanure, mercure, etc) pour le traitement du minerai. Les rejets de ces produits et de leurs résidus dans la nature constituent des risques permanents pour la santé publique et pour l'environnement. Il s'y ajoute une déforestation grandissante et une menace de disparition de la faune ([Ngom, 2015](#)). Ces orpailleurs venant de toute la sous-région occupent des périmètres affectés à des sociétés minières, créant ainsi une situation conflictuelle. Aussi, cette occupation des titres miniers engendre-t-elle des problèmes de sécurité et d'ordre public. Par ailleurs, elle prive l'Etat et les sociétés minières de revenus substantiels.

En résumé, ce boom du secteur minier dans la région de Kédougou nécessitera un assainissement ainsi que des mesures d'accompagnement, de contrôle et de suivi pour le développement harmonieux dudit secteur.

b3/ Industrie. En matière d'industrie, la région ne compte qu'une société cotonnière, ainsi que quelques entreprises d'exploration et d'exploitation de l'or.

Les PME/PMI sont à l'état embryonnaire dans la région. Celles qui émergent, s'activent généralement dans le domaine de la transformation des produits agricoles et forestiers non ligneux : le blé, le fonio, le karité et le miel. Elles bénéficient toutefois d'un assez bon encadrement technique et financier avec la présence d'Organisation Non Gouvernementales, de projets et de programmes dont certains sont en fin de phase ([USAID/Wula Nafaa, Juillet 2010](#)).

b4/ Artisanat. La région dispose d'un potentiel artisanal important. Selon les statistiques de la Chambre des métiers de 2013, la région comptait 394 artisans inscrits à son répertoire. Les artisans de production occupent le premier rang avec 63% des effectifs suivis de ceux d'art

19% et de service 18%. Cependant, il faut noter que le niveau d'encadrement est très faible. Certaines matières premières sont chères ou sont indisponibles sur le marché.

L'outillage des artisans est souvent obsolète. La relance du tourisme dans la région, le flux migratoire intense observé, l'intensification des activités de BTP sont autant d'éléments qui vont apporter une plus-value à ce secteur.

c/ Exploitation forestière

Elle concerne les produits forestiers ligneux et non ligneux. Concernant les ligneux, le quota de bois de vène octroyé aux artisans pour la menuiserie durant la période 2012-2016 était de 35 pieds. Les revenus tirés par l'Inspection Régionale des Eaux et Forêts (IREF) représentaient 1 225 000 FCFA. Il faut noter que le bois de vène est très prisé dans la région, raison pour laquelle, des mesures de limitation du nombre de pieds à octroyer restent de rigueur. Le bois de service n'est pas aussi en reste ; 18 440 unités ont été octroyées pour des revenus de 6 559 500 FCFA en 2013.

L'exploitation des produits forestiers non ligneux en 2013, a rapporté à l'IREF 5 428 380 FCFA. Les principales recettes sont tirées de l'exploitation du Maad et du bouye représentant respectivement 69% et 16% des recettes globales.

Comme moyen de protection des forêts, plusieurs stratégies ont été développées pour lutter contre les feux de brousse. Parmi celles-ci, on peut noter la lutte préventive avec les campagnes d'information, de sensibilisation et de communication, l'ouverture de pare feu, etc., mais aussi la lutte active avec les moyens de l'IREF, des partenaires et des populations.

Durant l'année 2013 par exemple, la région a eu à réaliser 178,5 km de pare-feu nus. Les feux précoces sont des pratiques menées par les populations ou l'IREF pour lutter contre les feux de brousses. Ces feux précoces qui sont contrôlés, ont couvert une superficie de 18 700 ha durant l'année 2013. La superficie brûlée dans le département de Saraya était de 53 845 ha. Le département de Kédougou n'a brûlé que 35 000 ha et celui de Salémata 98 158 ha en 2013.

2. CONTEXTE GEOLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

2.1. Introduction

Le Craton Ouest Africain (COA) est l'un des cinq cratons du socle Précambrien de l'Afrique qui constituent la plaque africaine. Les autres composantes sont : le craton du Kalahari, celui du Congo, le métacraton du Sahara et le craton de Tanzanie. Ces masses terrestres se sont réunies à la fin du Précambrien et au début du Paléozoïque pour former le continent africain dans le cadre du Gondwana.

roches les plus anciennes sont des roches métamorphiques entre 2,9 et 2,5Ga. Dans le Sahara, elles sont presque entièrement recouvertes par des sédiments du Phanérozoïque. Plus au Sud, des roches récentes, volcaniques et sédimentaires, affleurent au Ghana, en Côte d'Ivoire et en Sierra Leone, entourées par des couches sédimentaires encore plus récentes, déposées au Précambrien. Ce craton recouvre le Maroc, l'Algérie, la Mauritanie, le Sénégal, la Guinée Bissau, la Guinée Conakry, le Mali, le Burkina Faso, la Sierra Leone, le Liberia, la Côte d'Ivoire, le Ghana, le Togo et le Bénin.

2.2. La boutonnière de Kédougou-Kéniéba (BKK) ou Supergroupe du Birimien

Les travaux antérieurs dans la région de Kédougou (Sénégal oriental) sont très nombreux. Plusieurs auteurs ont participé à la connaissance de la géologie de la région (Adeguelou *et al.*, 1979 ; Arnould *et al.*, 1960, 1963 ; Bassot, 1961, 1966, 1987, 1963a, 1963b, 1963 c, 1963d, 1986 ; Brinckmann *et al.*, 2007 ; Buscail *et al.*, 2010a, 2010b ; Chtocolov et Korj, 1973 ; Culver, 1991, 1994 ; Culver *et al.*, 1978, 1979, 1980, 1987, 1988a, 1988b, 1996 ; Culver et Hunt, 1991 ; Dabo and Aïfa, 2010, 2011, 2013 ; Debat *et al.*, 1984, Delor *et al.*, 2010a et 2010b ; Deynoux *et al.*, 1993 ; Dia, 1988, 1997 ; Diallo, 1994, 2001 ; Dioh, 1986, 1995 ; Dioh *et al.*, 2006 ; Fullgraf *et al.*, 2010a, 2010b et 2010c ; Goujou, 2010a et 2010b ; Gueye *et al.*, 2008 ; Ndiaye, 1986, 1994, 1989 et 1997 ; Hirdes & Davis, 2002 ; Kaisin *et al.*, 2010a et 2010b ; Lahondère *et al.*, 2010 ; Le Page, 1983 ; Ledru *et al.*, 1991 ; Morisseau *et al.*, 2010a et 2010b ; Milési, 1989 ; Ngom, 1985, 1995 ; Pawlig, 2006 ; Péronne, 1967 ; Pons *et al.*, 1992 ; Shields *et al.*, 2007 ; Sustrac 1984 ; Villeneuve, 1981, 1984, 1988, 1989, 2005, 2006 ; Villeneuve *et al.*, 1987, 1984, 1987, 1990, 1991, 1994 ; Walter and Chantraine, 1974 ; Witschard, 1962, 1965 ; Willeumier *et al.*, 2010a et 2010b).

Dans ce chapitre sont présentées les entités géologiques du Sénégal oriental de la carte géologique à 1/500000 du Sénégal, feuille Sud-Est (Théveniaut *et al.*, 2010a). Les détails sur toutes les lithologies, la géochimie et la géochronologie pourront être obtenus dans les notices explicatives des cartes géologiques du Sénégal à 1/200000 pour les feuilles Bakel-Semme Sud-Ouest (Lahondère *et al.*, 2010a et b), Tambacounda-Dalafi Ouest (Buscail *et al.*, 2010b), Kossanto-Dalafi Est (Goujou *et al.*, 2010a), Linkering/Kolda-Kédougou Ouest (Fullgraf *et al.*, 2010b) et Saraya-Kédougou Est (Delor *et al.*, 2010b).

C'est dans la rivière Birim au Ghana que les formations birimiennes furent définies par Kitson (1928). Elles sont constituées de terrains volcaniques et sédimentaires dont la succession lithologique est diversement interprétée à travers le Le Craton Ouest Africain. Ainsi au Ghana,

Junner (1940) distingue un Birimien inférieur à dominante sédimentaire et un Birimien supérieur à dominante volcanique (Kesse, 1986) associée ou surmontée en discordance par les formations fluvio-deltaïques du Tarkwaïen (Whitelaw, 1928 ; Kesse, 1985). Cette même succession lithologique sera reconnue dans les formations birimiennes du sillon de Fétékoro en Côte d'Ivoire (Lemoine et al., 1986) et dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Milési et al., 1986 ; Ledru et al., 1989). Pour ces auteurs, le Birimien inférieur (B1) essentiellement sédimentaire, est individualisé par une tectonique tangentielle éburnéenne (D1), en revanche le Birimien supérieur (B2) à dominante volcanique, est postérieur à la D1, et est affecté par des tectoniques transcurrentes éburnéennes D2 et D3. Par exemple, dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba au Sénégal, Ledru et al. (1989) soulignent que la déformation D1, caractérisée par une schistosité S1, n'affecte que les formations sédimentaires. Les roches volcaniques sont dépourvues de toute déformation pénétrative et ne montrent que des couloirs de cisaillement ductiles liés à la déformation D2. Cette première conception lithologique du Birimien sera inversée par la plupart des auteurs ayant travaillé en Côte d'Ivoire et au Sénégal (Bassot et al., 1963a ; Tagini, 1971 ; Ngom, 1985 ; Dia, 1988). Ces auteurs placent plutôt les sédiments en position supérieure. Ainsi, pour le Birimien de Côte d'Ivoire, Vidal et al. (1996) et Pouclet et al. (1996) distinguent un épisode volcanique tholéitique majeur plus ou moins accompagné de sédiments et suivi d'une période de sédimentation détritique comprenant à sa base une activité volcanique calco-alcaline. Dans le Supergroupe de Mako, boutonnière de Kédougou-Kéniéba (BKK), Sylla et Ngom (1997) et Diallo (2001) distinguent à la base des metabasaltes associés à des volcanoclastites basiques suivies de microdiorites quartzites. Ils sont surmontés par des dépôts des cherts et jaspes rubanés à niveaux siliceux et pélitiques. La séquence se termine par la mise en place du volcanisme acide. Une hypothèse intermédiaire, consistant à une variation latérale entre faciès volcaniques et sédimentaires, a été proposée dans le Birimien du Ghana par Leube et al. (1990). Par ailleurs, sur la base de critères géochronologiques, Hirdes et Davis (2002) subdivisent les formations birimiennes du COA en deux provinces : une province orientale (Ghana, Côte d'Ivoire) plus vieille (2150-2190Ma) et une province occidentale (boutonnière de Kédougou-Kéniéba) plus jeune (2080-2110Ma). En outre, ces auteurs proposent, pour l'orogénèse éburnéenne d'Afrique de l'Ouest, un modèle tectonique par accréation et une mise en place diachronique des formations volcaniques et sédimentaires.

Les formations birimiennes (paléoprotérozoïques) de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Figure 6 et 7), sont réparties en deux Groupes, séparés par un important accident

tectonique, la MTZ (Main Transcurrent Zone) : le Groupe de Mako à l'Ouest et celui de Dialé-Daléma à l'Est. Les formations géologiques de ces deux groupes sont recoupées par plusieurs générations de massifs de granitoïdes répartis dans deux batholites : Badon-Kakadian et Saraya, intrusifs respectivement dans les groupes de Mako et de Dialé-Daléma. La synthèse des différents travaux géologiques nous permet de dégager les caractères lithologiques, géochronologiques, géochimiques majeurs de ces formations (Théveniaut *et al.*, 2010a ; Lahondère *et al.*, 2010 ; Buscail *et al.*, 2010b ; Goujou *et al.*, 2010a ; Fullgraf *et al.*, 2010b et Delor *et al.*, 2010b).

2.2.1 Groupe de Mako

Il comprend deux formations dont l'une est à dominante volcanique et l'autre à dominante sédimentaire (âges 2200-2170Ma, Théveniaut *et al.*, 2010a).

a/ Formation 1 : Elle est constituée des termes suivants :

- les termes ultrabasiques sont à dominante volcanique ;
- les termes basiques s'expriment sous forme de coulées de laves basaltiques et pyroclastiques, associées à des faciès hypovolcaniques en sills et dykes. Ces termes laviques sont associés à d'abondantes volcano-clastites en niveaux tuffacés finement lités et à des cherts vers le sommet de la pile ;
- les termes andésitiques et rhyolitiques se manifestent sous forme de puissantes coulées d'andésites porphyriques à pyroxène, ou d'andésites à phénocristaux d'amphibole et/ou de plagioclase ;
- les termes acides sont essentiellement rhyodacitiques, au Nord, et andésitiques au Sud. Au centre du domaine du Birimien, des intercalations intermédiaires à acides sont fréquentes au sein des andésites où elles sont représentées par des rhyolites et des tufs rhyolitiques avec des feldspaths orange, rouge brique à bordeaux.

b/ Formation 2 : Elle est constituée de sédiments francs, le plus souvent immatures, et de volcano-sédiments détritiques provenant des termes pyroclastiques associés aux laves ou à des produits de démantèlement d'édifices magmatiques. Les termes à dominante sédimentaire affleurent sous forme de :

- pélites et grauweekes au Sud, à la limite Sud-Est du massif granodioritique de Soukouta et au sein de termes andésitiques ; latéralement, ces termes sédimentaires incluent des carbonates en bancs parfois décamétriques, des

sédiments pélitiques, gréseux et grauwackeux, associés aux complexes basaltiques et en intercalations, des quartzites rubanés jaspéroïdes ;

- grès conglomératiques constituant trois affleurements extrêmement localisés à l'extrême Sud-Ouest du domaine du Birimien ; latéralement, des faciès conglomératiques sont présents de façon discontinue au sein des lithologies environnantes.

2.2.2 Suite de Sandikounda-Soukouta

Les formations qui constituent la Suite magmatique de Sandikounda-Soukouta (âges 2170-2140Ma, [Théveniaut et al., 2010a](#) et [Delor et al., 2010b](#)) regroupent tous les termes plutoniques antérieurement rattachés au batholite « Badon-Kakadian » ainsi que des termes plus basiques, les gabbros, intrusifs dans le Groupe de Mako.

a/ Formation 1 : Cette formation affleure uniquement suivant un axe N-S entre Sonfara et Dioubéba, avec une dominante tonalo-dioritique. Certains affleurements présentent des bandes leucocrates anastomosées, allongées selon les plans de foliation régionale, et qui ont été interprétées en termes de jus de fusion. Du point de vue géochimique les roches de ce Complexe ont des compositions basiques avec de fortes teneurs en Al_2O_3 , en CaO, en Na_2O , et des teneurs en TiO_2 inférieures à 1%. Elles présentent une affinité calco-alkaline faiblement potassique. Toutes ces roches présentent un léger fractionnement des terres rares légères, avec des concentrations en terres rares lourdes comprises entre 5 et 20 fois les chondrites. Elles se situent essentiellement dans le champ du magmatisme calco-alkalin des zones de subduction. Une datation U-Pb sur zircons de l'échantillon de migmatite A198a, a donné un âge de 2171Ma.

b/ Formation 2 : Cette formation affleure essentiellement au centre-ouest du domaine du Birimien en bordure du domaine occidental des Mauritanides. 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 spectrale).

c/ Formation 3 : Les termes granitiques à granodioritiques correspondent à la partie thorifère de la Suite magmatique de Sandikounda-Soukouta (ex Badon-Kakadian). On les rencontre en bordure ouest de l'ensemble des roches vertes situées dans la région de Sabodala, ensemble qu'ils intrudent en le poinçonnant.

d/ Formation 4 : Les termes granodioritiques à dioritiques correspondent à la partie appauvrie en thorium de la Suite magmatique de Sandikounda-Soukouta identifiée par la géophysique.

e/ Formation 5 : Cette formation a été individualisée au centre du domaine du Birimien. Elle est constituée de gabbro et de microgabbro. Bien qu'elle présente plus au Sud, elle y a fait l'objet de regroupement des faciès basiques en termes de « gabbro » ou de « basalte ». Les gabbros forment des corps/massifs intrusifs interfoliés, allongés dans la série constituant de véritables niveaux repères dans le Groupe de Mako.

f/ Formation 6 : Granite et granodiorite en massifs circonscrits : Cette Formation correspond principalement à des termes granodioritiques représentés par cinq massifs de forme circulaire à elliptique, dont les limites sont sécantes sur les termes volcaniques du Groupe de Mako. Le granite leucocrate à amphibole de Bouroubourou affleure au sein du plus grand massif circonscrit qui est particulièrement reconnaissable à son enveloppe quasi-circulaire et son coin sud-ouest manquant. Il est intrusif dans le groupe de Mako et cisailé aux deux tiers ouest par un grand couloir décrochant subméridien.

Une datation U-Pb sur monozircon a été effectuée sur le Massif de Soukouta. L'âge de 2142Ma obtenu sur ce massifs circonscrits, 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.* 2.14Ga et de l'âge des termes migmatitiques de Sandikounda datés à *ca.* 2.17Ga, 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.

Les roches plutoniques du Groupe de Mako sont de composition et de générations différentes. L'ensemble de ces intrusions plutoniques d'âges et de composition variés constitue le Batholite de Badon-Kakadian (Bassot et al., 1963a et b). Il s'agit d'associations magmatiques de péridotites, pyroxénites, hornblendites, gabbro, diorites et d'anorthosites, constituant un complexe plutonique lité. Ils ont été ensuite suivis de complexes granodioritiques à granitiques répartis en plusieurs massifs. Le Complexe plutonique lité (Dioh et al., 1990 ; Dia et al., 1997) est un ensemble de formations caractérisé par l'existence d'un rubanement dû à l'alternance à des échelles variées (centimètres à décamètres) de lits mélanocrates, leucocrates et mésocrates. Les ensembles granodioritiques (Dioh et al., 1990 ; Dia et al., 1997 ; Gueye et al., 2008) correspondent à des plutons à dominante granodioritiques, formés d'associations.

2.2.3. Groupe de Dialé-Daléma

Elles a des âges compris entre 2140-2100Ma (Théveniaut *et al.*, 2010a et Delor *et al.*, 2010b) et se disposent de part et d'autre du batholite de Saraya avec les segments Dialé à l'Ouest et Daléma à l'Est.

a/ Formation 1 : Elle est constituée par des carbonates. Dans les secteurs de Bandafassi et Landiéné-Peul, ils sont localisés à la base d'un grand sill de dolérite phanérozoïque de la Suite de Bandafassi. Les marbres et cipolins conglomératiques d'Ibel sont exploités en carrière. Des carbonates plus sombres à matière organique ainsi que des niveaux oolitiques leur sont associés. Les carbonates lités montrent des figures de plissement dysharmoniques 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'extrémité sud-est du Sénégal, dans des conditions métamorphiques marquées (cipolins à scapolite) sur la retombée sud-est de la Suite de Boboti.

b/ Formation 2 : Elle est constituée de sédiments fins, ferrifères, gondite, siltite, pélite et grauwacke. A l'Ouest du Batholite de Saraya, quartzites et grauwackes siliceux sont présents dans les grès et grauwackes à composante siliceuse, au sein desquels ils constituent des lentilles allongées de 1km de large et de 2 à 20km de long. A l'Est du Batholite de Saraya, ces mêmes termes sont présents de façon moins répétitive mais plus continue, sur les marges des massifs plutoniques de la Suite de 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. Des assemblages plus ferrifères sont représentés sous forme de lentilles hectométriques qui constituent un marqueur repère le long des bordures occidentales et méridionales de la Suite de Boboti.

c/ Formation 3 : elle est constituée de sédiments gréseux, grauwackeux et quartzites : (1) les termes grauwackeux dominants sont présents sur la bordure ouest du batholite de Saraya, où les trajectoires de stratification/schistosité sont orientées NNE-SSE, sur les 2/3 nord du bassin du Dialé. Au Sud du batholite de Saraya, les grauwackes se moulent sur les directions de fabrique du batholite. Vers le Sud-Ouest, les trajectoires de stratification/schistosité deviennent progressivement d'axe est-ouest et constituent le substratum des terrains néoprotérozoïques ; (2) les grès et grauwackes à composante siliceuse sont présents au voisinage des formations du Groupe de Mako. Bien que de composition grés-grauwackeuse prédominante, des intercalations plus fines à faciès silto-argileux bien exprimés sont également observées. Ces faciès préservent localement des structures sédimentaires qui permettent de préciser les conditions de dépôt et l'environnement sédimentaire ambiant lors de leur formation. A l'Est du

Batholite de Saraya, ces grès et grauweekes à composante siliceuse sont associés aux quartzites et grauweekes siliceux et à des faciès carbonatés. L'essentiel de ces termes est constitué de sédiments homogènes à dominante soit arénitique, soit pélitique. Ils contiennent des bancs de grès plus ou moins grossiers et des intercalations carbonatées lenticulaires.

d/ Formation 4 : Elle est constituée d'andésites, rhyodacites et de volcanosédiments : (1) les andésites affleurent uniquement à l'Est, le long de la rivière Falémé, où elles s'allongent en continuité de la Suite plutonique de Boboti. Les spectres de terres rares présentent un fractionnement des terres rares légères avec toutefois des teneurs en La inférieures à 100 fois les chondrites. Elles se situent également dans le champ du magmatisme calco-alcalin des zones de subduction. Les roches échantillonnées, essentiellement volcaniques et localement hypo-volcaniques, sont différenciées, avec de fortes teneurs en Al_2O_3 , et en Na_2O . Elles présentent de faibles rapports FeOt/MgO caractéristiques de roches calco-alcalines. Une datation U-Pb sur monozircon réalisée sur les andésites indique une mise en place autour de $2064 \pm 30\text{Ma}$; (2) les rhyolites sont présentes à l'extrémité sud-ouest, en bordure du Groupe de Mako. Elles sont connues aussi à l'Est, le long de la rivière Falémé, associées aux massifs d'andésites. Du point de vue géochimique ces roches sont différenciées, avec de fortes teneurs en Al_2O_3 et en Na_2O . Elles présentent de faibles rapports FeOt/MgO caractéristiques de roches calco-alcalines. Les spectres de terres rares présentent un important fractionnement des terres rares légères avec des concentrations supérieures à 100 fois celles des chondrites. Elles se situent également dans le champ du magmatisme calco-alcalin des zones de subduction. Un échantillon a fait l'objet d'une datation U-Pb sur monozircons. L'âge de $2098 \pm 30\text{Ma}$ est interprété comme l'âge de mise en place de la composante rhyolitique. (3) Des sédiments à héritage basique, sont aussi présents à l'extrémité sud-ouest du Sénégal oriental. Individualisés, par contraste magnétique positif, ces termes n'ont pas été spécifiquement reconnus sur le terrain si ce n'est par la présence de rares blocs d'andésite en pierres volantes.

2.2.4. Suite de Saraya

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

a/ Formation 1 : Granite à biotite en massifs circonscrits (2.1Ga, [Théveniaut et al., 2010a](#) et [Delor et al., 2010b](#)). Cette Formation magmatique précoce au sein de la Suite de Saraya est exprimée par l'intrusion de plusieurs massifs localisés au Nord-Ouest du batholite de Saraya.

Elle affleure aussi dans la poche de Kéniéba. Plusieurs faciès récurrents ont été reconnus au sein du massif de Dioumbalou dont un faciès porphyroïde qui est le plus représentatif. En bordure de la Falémé, le massif de Laminia, intrusif dans les tufs et brèches andésitiques, est à texture équante, grenue, à grain moyen. Dans la région de Mamakhono, le granite est grenu plutôt homogène à grain moyen à grossier avec néanmoins de fréquentes petites enclaves de type microdiorite de taille pluricentimétrique. Il a l'aspect d'un granite rosé à biotite, banal, équant, plus ou moins équi-granulaire. Deux datations U-Pb sur monozircon ont été réalisées sur le granite de Dioumbalou et le granite de Diakhaling. Les âges obtenus sont respectivement de 2102Ma et 2103Ma et confirment l'appartenance de cette Formation magmatique à la Suite de Saraya, dont elle constitue le type le plus précoce. D'un point de vue géochimique, le massif de Dioumbalou révèle un caractère différencié avec de fortes teneurs en SiO_2 , en Al_2O_3 et en éléments alcalins. Il montre un fractionnement continu jusqu'aux terres rares lourdes. Les teneurs en terres rares légères sont moins importantes avec un fractionnement plus faible. Par comparaison, le massif de Mamakono présente des teneurs intermédiaires en SiO_2 , et de fortes teneurs en Al_2O_3 et en éléments alcalins. Les spectres de terres rares présentent un fractionnement continu des terres rares légères aux terres rares lourdes, et des teneurs presque systématiquement inférieures à 100 fois les chondrites pour ces dernières. Les roches ont des rapports La/Nb supérieurs à 2. Ces roches se situent essentiellement dans le champ du magmatisme calco-alcalin des zones de subduction.

b/ Formation 2 : Elle est constituée de diorite et leucodiorite. A l'échelle du domaine du Birimien, cette Formation magmatique apparaît systématiquement associée aux formations carbonatées. Elle est notamment localisée en bordure nord des deux sills de dolérites centrés sur les villages de Bandafassi Tenda et d'Angoussaka-Bandemba. Elle forme des massifs circonscrits n'excédant pas 1km de diamètre. Plus au Sud, aux pieds des falaises armées de terrains méso-à néoproterozoïques, deux massifs de leucodiorite ont été individualisés sur la base des données de la littérature ([Péronne, 1967](#)) et des données radiométriques « Thorium ».

c/ Formation 3 : Elle est constituée de granite et granodiorite à biotite en massifs circonscrits (2.07Ga). Cette Formation magmatique regroupe de petits plutons circonscrits de granite à biotite qui sont intrusifs dans le Groupe de Dialé-Daléma et des termes spécifiques plus granodioritiques au sein du batholite de Saraya. A sa terminaison nord, des plutons à dominante granodioritique ont été reconnus. Au Sud-Est, le massif de Missira (anciennement Dar Salaam) couvre une surface de près de 200km². Cette granodiorite est marquée par la présence de nombreuses enclaves de gabbro, de basalte ou d'autres faciès basiques fins.

Péetrographiquement, les faciès oscillent entre un granite et une granodiorite à amphibole et biotite. Du point de vue géochimique, les fortes teneurs en Al_2O_3 , en Na_2O et en K_2O , s'accompagnent de faibles rapports $FeOt/MgO$ caractéristiques de roches calco-alkalines. Le spectre de terres rares est fractionné 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. Cette roche se situe essentiellement dans le champ du magmatisme calco-alkalin des zones de subduction.

d/ Formation 4 : Cette formation magmatique est constituée par des formations leucogranitiques à monzogranitiques formant le terme leucocrate dominant, sous forme de plutons emboîtés, au sein du Batholite de Saraya. A l'échelle cartographique, ces plutons emboîtés se caractérisent par des formes elliptiques soulignées par les trajectoires de fabrique magmatique. D'axe général ENE-OSO dans la partie sud du Batholite de Saraya, ces structures emboîtées s'accordent progressivement le long de la terminaison nord-est du batholite. 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. Les âges de mise en place s'échelonnent entre de 2061 +/- 15Ma pour le granite de Yamoussa, et 2072 +/- 10Ma à 2075 +/- 10Ma pour les faciès orientaux du batholite de Saraya.

2.2.5. Suite de Boboti

a/ Formation 1 : Enderbite, charnockite, diorite et granodiorite à amphibole. Cette formation, historiquement définie comme le « type Boboti » affleure essentiellement à la limite sud-est du Sénégal oriental. Elle est constituée par plusieurs massifs allongés suivant une direction nord-sud, recoupés par de grands cisaillements dextre NE-SO. Le plus important s'étend en position méridionale, entre le Groupe de Ségou et le 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 est celui de Balangouma. 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 compactes et par une texture grenue, souvent porphyroïde.

b/ Formation 2 : Elle est constituée de diorite quartzique, leucogabbro, rhyolite et trachyte tardif. Ces roches 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 diorite et granodiorite à amphibole. Au Sud du secteur de la Suite de Boboti, la présence de rhyolites et trachytes a été observée clairement, sécante sur un encaissant de carbonates métamorphisés et

affectés par la foliation éburnéenne régionale, semblable à celle de toutes les formations plutoniques et volcaniques structurées.

2.3. Les zones mobiles du Sénégal

Elles correspondent à une bande de roches métamorphiques et sédimentaires allongées SW-NE à NS séparant les formations secondaires et tertiaires du bassin sénégalo-mauritanien des formations paléoprotérozoïques (birimiennes) de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba. On y distingue de l'Est vers l'Ouest cinq séries : Falémé, Bakel, Bassaris, Youkounkou et Koulountou.

2.3.1. La série de la Falémé

C'est une bande de formations sédimentaires peu ou pas déformées, allongées globalement suivant une direction N-S. Elle sépare les formations birimiennes de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba à l'Est, et celles de la série de Bakel (néoprotérozoïques et paléozoïques) à l'Ouest. Elle est constituée de bas en haut ([Bassot et al., 1963a](#)) : i) de la triade fini-précambrienne (tillite-dolomie-silexite), parfois associée à l'Ouest à un volcanisme basique, ii) des sédiments verts flyschoides et des grès mauves ou rouges. Les sédiments présentent une stratification horizontale ou des pendages de 15° à 20°NNW ou SSW, sans schistosité apparente ([Villeneuve et al., 1991](#)). La série de la Falémé est considérée par [Le Page \(1983\)](#) comme la zone parautochtone, peu déformée de la chaîne des Mauritanides du Sénégal. Elle est caractérisée par une variation progressive de faciès de la séquence sédimentaire, et par l'apparition d'une schistosité de flux liée au développement d'une tectonique tangentielle. Celle-ci se traduit par l'individualisation d'unités apparemment peu déplacées, s'enracinant même vers le Sud et se mettant en place sur un autochtone plus ou moins déformé : le socle birimien.

2.3.2. La série de Youkounkou

Elle est caractérisée par des sédiments essentiellement détritiques occupant des bassins circonscrits ([Villeneuve et al., 1983](#)). Les sédiments sont non métamorphisés, parfois plissés mais discordants sur les zones métamorphiques plissées. [Bassot \(1966\)](#) y distingue de bas en haut : (1) un complexe volcanique à tendance acide (~1000m de puissance) qui recoupe le granite du Niokolo-Koba ; (2) des pélites et des argilites associées à des bancs de grauweekes et de grès (~1000m de puissance) ; (3) des grès rouges feldspathiques (~2000m de puissance) ; (4) des grès blancs (~300 à 500m de puissance). Selon ce dernier auteur, la série possède une structure de synclinal fermé vers le Nord et ouvert vers le Sud, avec des plis beaucoup plus

marqués sur le bord NE que sur celui du SE. Il lie ces déformations à deux axes de poussée, l'un dirigé NW-SE, l'autre SW-NE et propose l'évolution suivante : (1) cassures profondes du socle et mise en place du volcanisme acide en partie dans la mer ; (2) sédimentation fine ; (3) arrêt de la sédimentation et orogénèse avec fort plissement ; (4) nouvelle transgression marquée par le dépôt des grès blancs. Dans le prolongement de cette série à Bafata en Guinée, [Villeneuve \(1980\)](#) décrit des structures tectoniques liées à l'événement hercynien (plis ouverts à axes SW-NE, failles inverses de pendage modéré vers le NW, schistosité à sérécité inclinée 30°W). Des filons de dolérite généralement orientés NESW, se sont mis en place ultérieurement dans les séries de la Falémé et de Younkounkou ([Bassot, 1966](#)), ils ont été datés par méthode K/Ar sur roche totale entre 153-197Ma et 311-358Ma ([Bassot et al., 1986](#)). Dans le prolongement de cette série à Bafata en Guinée, [Villeneuve \(1980\)](#) décrit des structures tectoniques liées à l'événement hercynien (plis ouverts à axes SW-NE, failles inverses de pendage modéré vers le NW, schistosité à sérécité inclinée 30°W). Des filons de dolérite généralement orientés NE-SW se sont mis en place ultérieurement dans les séries de la Falémé et de Youkounkoun ([Bassot, 1966](#)). Ils ont été datés par méthode K/Ar sur roche totale entre 153-197Ma et 311-358Ma ([Bassot et al., 1986](#)).

2.3.3. La série de Bakel

Elle correspond à des formations métamorphiques (zone interne des Mauritanides du Sénégal) résultant de la transformation tectono-métamorphique des formations de la Falémé et Youkounkoun. [Le Page \(1983\)](#) subdivise la série en quatre unités principales: (i) l'unité de Gabou, constituée de schistes, de quartzites, de grès, de jaspéroïdes ferrugineux et de serpentinites, s'étend entre la zone de cisaillement de Marsa au SE et les collines de l'Ourda Guindé au NE; (ii) l'unité de Gounia correspond à une bande de schistes et de quartzites s'allongeant entre Diabal au SW et Gounia au NE ; (iii) l'unité de Bakel qui comprend des quartzschistes, des quartzites et des conglomérats affleurant entre la colline l'Aïré Diabal au SE et le village de Diawara au NW; (iv) l'unité de Oundou-Baba à micaschistes et quartzites, s'étend de Débi jusqu'à la corniche pliocène du bassin sénégal-mauritanien. [Dabo et al.,\(2008\)](#) distinguent trois domaines lithostructuraux entre Bakel et Marsa: (1) un domaine septentrional situé entre Bakel et l'ASZ (Zone de cisaillement d'Aïré-Diabal), qui est constitué de quartzites et de schistes, caractérisés par une déformation finie en aplatissement; (2) un domaine central, situé entre l'ASZ et la GSZ (Zone de cisaillement de Gabou), comprenant des métapéridotites serpentinisées, des metabasaltes, des métagabbros, des micaschistes, des schistes, des quartzites et des turbidites montrant une déformation finie en constriction ; (3) un domaine méridional

entre la GSZ et la MTF (Marsa Thrust Fault), formé de jaspéroïdes, de quartzites associés à une déformation finie en aplatissement. Ces auteurs soulignent le caractère général transpressif de la déformation hercynienne. Au Sud, la série de Bakel se subdivise en deux branches : (i) une branche orientale formée par les Monts Bassaris (ou série des Bassaris) qui rejoignent plus au Sud, les Rokélides de Sierra Léone, et (ii) une branche occidentale (série de Koulountou) qui part en direction NE-SW vers la Guinée-Bissau.

2.3.4. La série des Bassaris

C'est un ensemble de formations volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires métamorphisées dans les faciès schistes verts à amphibolites. Villeneuve *et al.*, (1991) la subdivisent en deux groupes : le groupe de Termesse à l'Est et celui de Guingan à l'Ouest.

a/ Le groupe de Termesse d'épaisseur supérieure à 1000m, est constitué principalement de roches volcaniques basiques, de roches volcano-sédimentaires (mélange de spilites, tufs basaltiques, silexites et cinérites recristallisées) et de roches sédimentaires (argilites, grauweekes conglomératiques). Les roches du groupe de Termesse sont affectées par un métamorphisme de faciès schistes verts (Bassot, 1966 ; Villeneuve, 1984).

b/ Le groupe de Guingan est plus volcanique que celui de Termesse et présente un métamorphisme plus important atteignant le faciès amphibolite supérieure avec l'apparition de hornblende vert, grenat et épidote (Villeneuve, 1991). Il est formé de micaschistes, chloritoschistes, prasinites tuffacées, metabasaltes, métadolérites, serpentinites, pélites, quartzites et jaspes rouges.

Le volcanisme de la série des Bassaris montre un caractère sous-marin avec l'existence de laves en coussins (Bassot, 1966). L'interprétation du chimisme des laves du groupe de Termesse et du groupe de Guingan met en évidence l'affinité tholéïtique de ce matériel (Dupont, 1983 ; Dupont *et al.*, 1984 ; Villeneuve, 1984).

La succession lithostratigraphique de ces différentes roches reste encore mal connue du fait du métamorphisme et de la tectonique intense ainsi que de l'absence de faciès repère. Les formations de la série des Bassaris seraient analogues à celles de la série de Bakel (Le page, 1983). Elles seraient surmontées en discordance par la « tillite éocambrienne » située à la base du Supergroupe de Mali (Villeneuve, 1980).

2.3.5. La série de Koulountou

Elle constitue une bande de roches légèrement métamorphisées dans le faciès schistes verts et allongée NW-SE (Bassot, 1966 ; Villeneuve et al., 1991). Ces formations sont subdivisées en deux groupes : le groupe de Niokolo-Koba à l'Est et celui de Koulountou à l'Ouest. Le groupe de Niokolo-Koba correspond à un complexe magmatique (granite, granodiorite, diorite, basalte hyper alumineux, andésite, dacite, rhyodacite, rhyolite) d'affinité calco-alcaline (Villeneuve, 1984). Le groupe de Koulountou est constitué de tufs, de schistes, de quartzites et de massifs granito-gneissiques schistosés et métamorphisés dans l'épizonal. Au sein de ce groupe, certains massifs granito-gneissiques qui présentent des contacts tectonisés, pourraient être des panneaux de socle ancien, remobilisés ou des équivalents métamorphiques du groupe de Niokolo-Koba (Villeneuve, 1984).

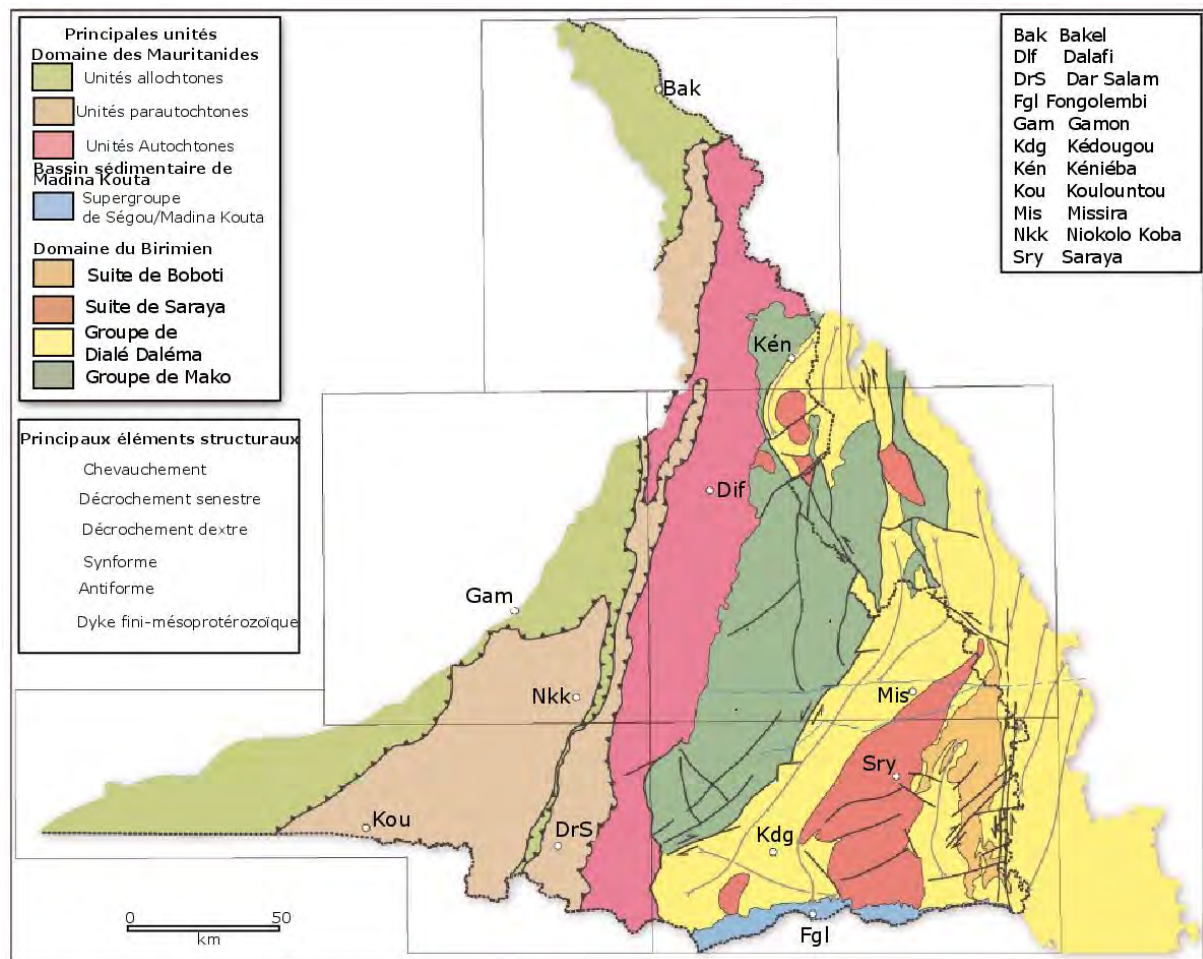


Figure 7. Répartition des grandes séries du Birimien et des Mauritanides (d'après Delor et al., 2010a, modifiée).

2.4. Couverture sédimentaire Méso-Néoprotérozoïque à Paléozoïque du Craton Ouest Africain

2.4.1. Le bassin de Taoudéni

Le bassin de Taoudéni (figure 6, 7, 8 et 9) est une importante formation géologique d'Afrique de l'Ouest, qui doit son nom au village de Taoudéni, dans le Nord du Mali. Il recouvre une bonne part du Craton d'Afrique de l'Ouest, de la Mauritanie au Mali. Son intérêt vient des perspectives d'exploitation du pétrole. Il s'agit du plus grand bassin sédimentaire du Nord-Ouest de l'Afrique. Il s'est formé dans la seconde moitié du Protérozoïque, a observé un mouvement de subsidence jusqu'au Paléozoïque moyen, avant d'être affecté par le plissement hercynien. C'est un dépôt de plus de 6000m de sédiments. Les forages de prospection entrepris dans les années 1980 ont révélé la présence de pétrole dans les couches de la fin du Précambrien, du Silurien et de la fin du Dévonien. Les couches de sédiments sont plus épaisses dans la moitié occidentale de la dépression.

a/ Cadre géologique du bassin de Taoudéni

Le bassin de Taoudéni (Figure 8) constitue une vaste entité de plus de 1 500 000 km² formant la couverture sédimentaire méso à néoprotérozoïque et paléozoïque d'une grande partie du craton ouest africain (dorsale de Reguibat au Nord, dorsale de Léo au Sud) et qui latéralement, est partiellement impliquée dans les chaînes bordières panafricaines ou calédonohercyniennes (Dahomeyides, chaîne du Gourma et chaîne pharusienne à l'Est, Rockelides, Bassarides et Mauritanides à l'Ouest) ([Trompette, 1973](#) ; [Deynoux, 1980 et 1983](#)).

Il est limité au Nord par la dorsale de Reguibat, au Sud par la dorsale de Léo, à l'Est par les pharusides, à l'Ouest par la chaîne plissée des Mauritanides et au Sud-Ouest par la chaîne des Rockellides. Avec les bassins de Tindouf (Maroc et Algérie), de la Volta (Ghana) et les Tassilis péri-Hoggar (Algérie), le bassin de Taoudéni représente la couverture sédimentaire protérozoïque supérieur et paléozoïque du craton ouest-africain. Au Nord comme au Sud, les formations sédimentaires du bassin de Taoudéni reposent en discordance, respectivement sur la dorsale de Reguibat et sur celle de Léo.

Bien développé en Mauritanie, le bassin de Taoudéni s'étend au Mali et se prolonge marginalement en Algérie, au Burkina Faso, en Guinée et au Sénégal. Composé d'une couverture sédimentaire peu à pas déformée, le bassin affiche une architecture relativement simple correspondant à une vaste synclise permettant aux terrains les plus anciens et les plus récents d'affleurer respectivement sur les bordures et dans le cœur du bassin. Les travaux pétroliers, appuyés notamment par des profils sismiques, des sondages profonds et des données

gravimétriques, ont montré que l'architecture du bassin est marquée en Mauritanie par la succession de plusieurs zones « hautes » (seuil d'El Mzereb dans le Hank, axe Ouassa-Abolag-Hodh, seuil de l'Afollé) séparées par de grandes dépressions (dépression de Taoudéni, dépression de la Maqteir, synclinorium du Tagant et dépression de l'Assaba). Par ailleurs, le bassin de Taoudéni est d'une part en continuité au Sud-Ouest, avec le bassin synclinal de Bové d'âge Cambro-Dévonien (Villeneuve & DA Rocha Araujo, 1984 ; Villeneuve, 1990), de Madina-Kouta et d'autre part son prolongement vers le Sud-Est correspond au bassin du Gourma.

b/ Découpage lithostratigraphique du bassin de Taoudéni (Figure 8)

La stratigraphie du bassin de Taoudéni n'est bien connue que sur ses bordures, les dépôts ayant pu être corrélés grâce au caractère régional des discontinuités sédimentaires, aux similitudes de faciès, aux rares données paléontologiques et à quelques données géochronologiques (BEICIP, 1980 ; Deynoux, 1983 ; Bertrand-Sarfati *et al.*, 1987). L'Adrar de Mauritanie qui se situe sur la bordure ouest du bassin de Taoudéni a été le secteur de référence tant pour la stratigraphie du bassin lui-même que pour celle des deux glaciations importantes de l'Afrique de l'Ouest : glaciation Varanger-Marinhoan et glaciation de l'Ordovicien supérieur (Zimmermann, 1960 ; Trompette, 1973 ; Deynoux, 1980 et 1983). Les premiers géologues qui ont parcouru le bassin de Taoudéni : Chudeau (1911), Baud (1933), Jacquet (1937), Monod (1937), Monod (1952), ont identifié une discordance majeure de la tillite inférieure mais les niveaux de tillite ont été reconnus comme niveaux repères pour l'ensemble du bassin grâce aux travaux des pétroliers notamment la Société Africaine de Pétrole (SAP). C'est à Monod (1937) que l'on doit les premières études exhaustives de cette zone, mais l'étude stratigraphique la plus complète revient à Trompette (1973) de même que celle des formations glaciaires du Néoprotérozoïque revient à Deynoux (1980).

Les corrélations régionales montrent que la succession stratigraphique établie plus au Nord (Hank, Khat, Adrar, Tagant) caractérise également la bordure sud-ouest du bassin de Taoudéni, dans les régions de l'Assaba, de l'Afollé et du Hodh. Cette succession des dépôts s'organise en trois grandes unités (ou Supergroupes) d'abord dénommées « séries » par Trompette (1973), puis « grands ensembles » par Deynoux (1983) correspondant de bas en haut (Figure 8) :

b1/ Le Supergroupe du Hodh d'âge Mésoprotérozoïque terminal et Néoprotérozoïque ou Ensemble I ou Mégaséquence 1. Ce Supergroupe est constitué de dépôts d'abord silicoclastiques et argilo-carbonatés (Groupe de Char) transgressifs sur le

socle cristallin archéen et paléoprotérozoïque de la dorsale de Reguibat, puis d'une alternance grés-pélitiques et carbonatées à stromatolites (Groupe d'Atar) et enfin des dépôts grés-pélitiques et gréseux avec une passée carbonatée médiane (Groupe d'Assabet el Hassiane). Au Nord et au Sud, le Néoprotérozoïque de l'ensemble 1, repose en discordance majeure sur le craton paléoprotérozoïque stabilisé (dorsale de Réguibat au Nord et celle de Léo au Sud), tandis qu'à l'Est et à l'Ouest, il passe graduellement à des chaînes mobiles par l'intermédiaire de chaînes plissées (la chaîne panafricaine à l'Est et les Mauritanides à l'Ouest).

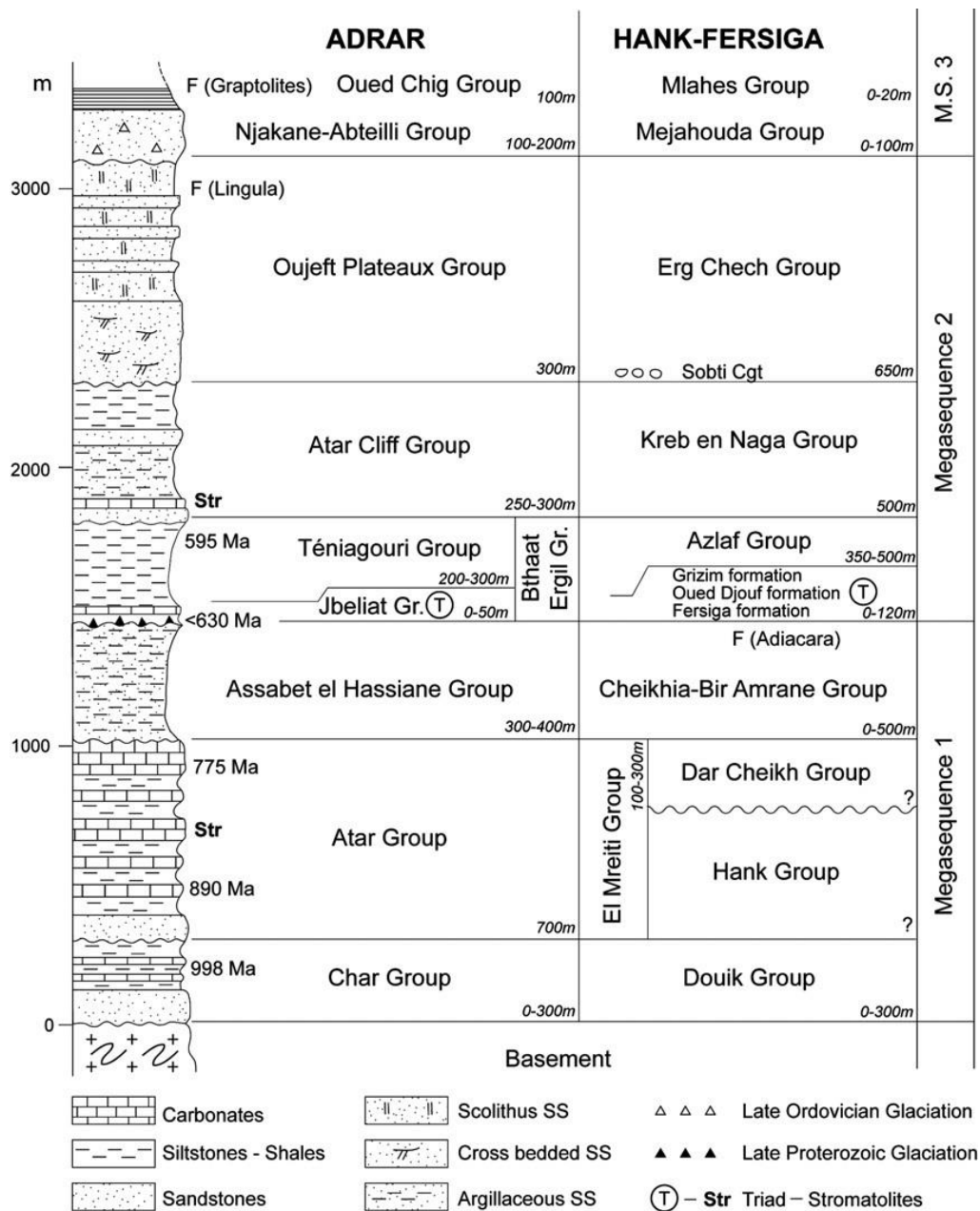


Figure 8 : Coupe stratigraphique synthétique du Bassin de Taoudéni, de l'Adrar en Mauritanie
(d'après Trompette, 1973).

b2/ Le Supergroupe de l'Adrar d'âge Néoprotérozoïque supérieur à Ordovicien terminal ou Ensemble II ou Mégaséquence 2. Il débute par la « tillite inférieure » du Groupe des Jbéliat, ensuite surmontée par l'horizon repère et transgressif de dolomie calcaire à barytine à la base de la puissante série pélitique plus ou moins silicifiée « silexites » du Groupe de Téniaouri, puis par la série gréso-argileuse dominante (à passées carbonatées d'Amogjar) du Groupe de Nouatil et enfin par l'épaisse série silicoclastique plus grossière du Groupe d'Oujeft ;

b3/ Le Supergroupe du Dhar d'âge Ordovicien terminal à Carbonifère, Ensemble III ou Mégaséquence 3. Il débute par la « tillite supérieure » fini ordovicienne du Groupe de Tichit, surmonté par les argilites et siltites siluriennes du Groupe de l'Oued Chig, puis par la série gréseuse et calcaire dévonienne du Groupe de Tenemouj, et s'achève pendant le Carbonifère par des dépôts d'abord marins, puis enfin continentaux, connus plus à l'Est dans la cuvette de Taoudéni.

c/ Particularités du bassin de Taoudéni

Au sein de cette sédimentation relativement fine et monotone, il convient de noter deux particularités : d'une part, la prolifération des stromatolithes dans les séries carbonatées du Protérozoïque supérieur (Ensemble I) et d'autre part, les dépôts glaciaires grossiers et complexes du Protérozoïque terminal (base de l'Ensemble II) et de la fin de l'Ordovicien (base de l'Ensemble III).

D'après [Trompette \(1969\)](#), l'écologie des stromatolithes de la série 1 de l'Adrar est voisine de celle des stromatolithes actuels. Leur grande extension géographique, d'Atar à la frontière algérienne, implique au Précambrien supérieur l'existence d'un immense bassin marin, peu profond, à faibles apports détritiques, dont on ne connaît aucun équivalent dans les mers actuelles. Ces stromatolithes sont connus depuis très longtemps : [Chudeau \(1911\)](#) les décrit comme des accidents minéralogiques ; [Hubert \(1926\)](#) y reconnaît des troncs d'arbre calcifiés ; [Hubert \(1933\)](#) et surtout [Menchikoff \(1946\)](#) sont les premiers à identifier la véritable nature de ces structures qu'ils rapprochent des stromatolithes. Plus tard, certains des niveaux à stromatolithes ont été étudiés par [Monod \(1952, 1953, 1954\)](#) ; [McPhee et al. \(1958\)](#). Bertrand-Sarfati et [Raaben \(1970\)](#), dataient l'ensemble 1 du bassin de Taoudéni du Néoprotérozoïque grâce à une flore stromatolitique et à des mesures radiométriques.

Quant aux dépôts glaciaires, ils auraient succédé à deux longues périodes d'émersion et de pénéplanation sur l'ensemble de la plate-forme ([Trompette, 1973](#) ; [Deynoux, 1980](#)).

L'immense bassin ou synclise de Taoudéni aurait acquis sa stabilité dès le Protérozoïque supérieur. La sédimentation débiterait vers 1000Ma et se serait terminée au

Carbonifère supérieur, âge depuis lequel, l'essentiel de la plate-forme saharienne, et en particulier le bassin de Taoudéni, est resté exondé. Les conditions continentales auxquelles cette plate-forme aurait été soumise depuis le Carbonifère expliquent la fraîcheur des sédiments, que l'on retrouve dans la variété minéralogique des cortèges argileux (Chamley *et al.*, 1980) et dans la préservation des structures sédimentaires. Les minces dépôts du Continental Intercalaire ou Terminal et les recouvrements latéritiques ou sableux quaternaires représentent les seuls témoins de cette longue période continentale post-paléozoïque.

Malgré plusieurs tentatives, les études stratigraphiques ne permettent pas d'établir de corrélations précises entre les parties nord et sud du bassin, excepté le niveau de tillite inférieure. Les distances entre les régions sont très grandes et les corrélations difficiles car ce vaste bassin n'a certainement pas évolué de façon uniforme dans toute son étendue. Ainsi, dans différentes régions du bassin de Taoudéni, les trois ensembles ou séries ou encore Supergroupes selon les auteurs précédemment cités ont été subdivisés en unités de valeur régionale.

2.4.2. Le Bassin de Madina Kouta

Le bassin de Madina Kouta se trouve à cheval entre le Sénégal et la Guinée Conakry. Il se poursuit au Mali par la falaise de Tambaoura qui correspond à la terminaison occidentale du plateau mandingue et constitue la partie nord-est du massif du Mali. Ce bassin est situé à l'Est du méridien 12°25 et sa limite septentrionale oscille entre les parallèles 12°10 à l'Ouest et 12°25 à l'Est (Figure 9).

Il s'agit d'un bassin intracratonique postbirimien que les auteurs situent autour de l'Ectasien (Villeneuve, 1989 ; Delor *et al.*, 2010a). La subsidence du bassin a commencé aux environs de 1020Ma (Bassot *et al.*, 1963a, b, c et d) jusqu'aux alentours de 630Ma (Clauer et Deynoux, 1987). Les formations sédimentaires de ce bassin ont commencé à se déposer approximativement entre 1000 et 800Ma (Villeneuve, 2006). Il s'étend sur 30000km² au NE de la Guinée Conakry et sur une mince bande d'environ 115km de long sur 10km de large au maximum à la frontière sénégal-guinéo-malienne entre Pélel Kindessa à l'Ouest et Guémédji au Sud (Deynoux *et al.*, 1993). Il est orienté Est-Ouest avec une longueur de 250km en allant de Walidiala au Sud-Ouest à la pointe orientale de la boutonnière de Kédougou. Il a une largeur de 180km entre Fongolembi au Nord et le village de Dinti situé au pied de la falaise bordant le plateau de Dalaba au Sud, en Guinée.

Le bassin de Madina Kouta constitue l'extension sud-ouest du bassin de Taoudéni d'âge Méso-Néoproterozoïque à Paléozoïque. Il est formé de sédiments peu ou pas déformés et peu

ou pas métamorphisés couvrant le Craton Ouest Africain et subdivisés actuellement en deux Supergroupes : le Supergroupe de Ségou/Madina Kouta et le Supergroupe des Mauritanides. Chaque Supergroupe a une histoire qui a varié dans le temps selon les auteurs tant sur le plan terminologique, dimensionnel, sédimentologique que sur le plan du découpage lithostratigraphique.

Depuis une cinquantaine d'années, les principaux travaux effectués sont réalisés dans le cadre de synthèse géologiques à visée académique (Bassot, 1966 ; Deynoux *et al.*, 1993), minière (Adeguelou et Fall, 1979) ou pétrolière (Arnould *et al.*, 1959). Les travaux les plus récents et peut être les plus détaillés au Sénégal sont ceux de Delor *et al.* (2010a).

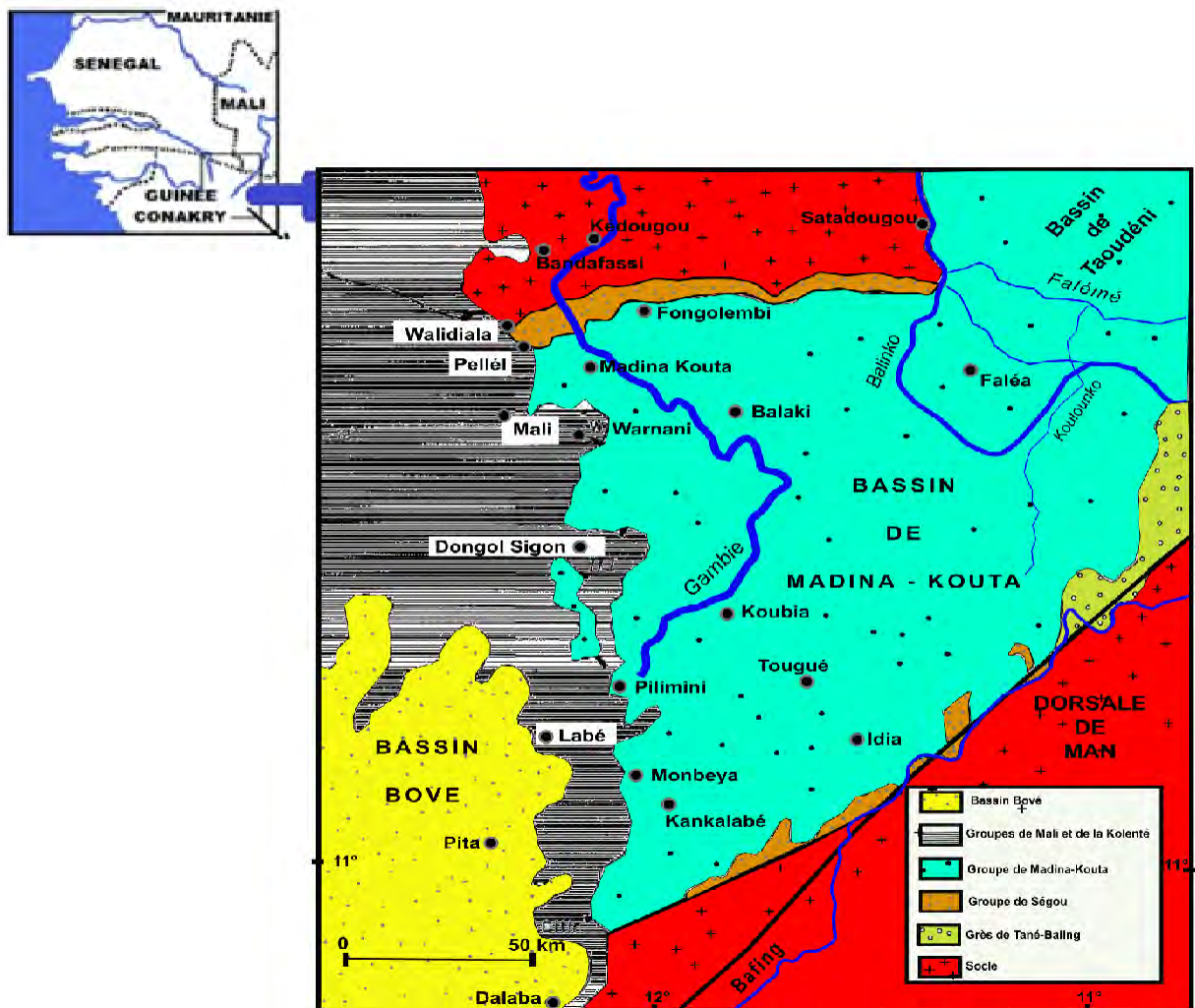


Figure 9 : Situation géologique du bassin de Madina Kouta (modifiée, d'après Deynoux *et al.*, 1993)

a/ Supergroupe de Ségou-Madina Kouta (Figure 10)

Le Supergroupe de Ségou Madina Kouta, d'âge Méso à Néoprotérozoïque (Delor *et al.*, 2010a), affleure à l'Est du méridien 12°25' et occupe la partie nord-est du massif du Mali. Il forme l'escarpement longeant la frontière guinéenne depuis Pélel Kindessa jusqu'aux environs

de Guémédji correspondant au domaine autochtone de la chaîne des Mauritanides visible à l'extrémité orientale de la feuille Saraya-Kédougou Est (Delor et al., 2010a). Il s'agit d'un ensemble grésopélitique et carbonaté monoclinal avec des pentes de l'ordre de 7° , dirigés essentiellement vers le Sud-Sud-Est (Bassot, 1966). Il est discordant sur le socle birimien et surmonté en discordance par le Supergroupe des Mauritanides (Delor et al., 2010a) (Tableau 1).

Ce Supergroupe est subdivisé en 2 groupes : le Groupe de Ségou à la base et le Groupe de Madina Kouta au sommet.

a1/ Groupe de Ségou

Le Groupe de Ségou est localisé à environ 40 km au Sud-Ouest du département de Kédougou où il repose en discordance sur le substratum Birimien et s'étend sur une ligne allant de Fongolembi à Pélel.

Dans le bassin de Madina Kouta, le Groupe de Ségou forme l'essentiel de la couverture sédimentaire méso-néoprotérozoïque avec une épaisseur qui varie selon les auteurs, 500 m (Deynoux et al., 1993) et 250 à 300 m (Delor et al., 2010a). Il affleure au niveau de l'escarpement bordant la frontière sénégal-guinéenne et est d'âge Sténo-Tonien (Mésoprotérozoïque supérieur à Néoprotérozoïque inférieur).

Constitué autrefois de deux formations à savoir : la formation de Pélel (à la base) et la formation de Dindéfelo (au sommet), le Groupe de Ségou en compte actuellement trois (3) : la Formation de Kafori à la base, la Formation de Pélel au milieu et la Formation Dindéfelo au sommet (Delor et al., 2010a).

➤ La Formation de Kafori

Étroite bande de terrain localisée à la base de l'escarpement longeant la frontière sénégal-guinéenne, la Formation de Kafori nouvellement érigée comme telle fut connue antérieurement sous le nom de conglomérat de base de la Formation de Pélel. Elle est rencontrée dans différentes parties du bassin de Madina Kouta : à l'extrême-est de la coupure Saraya-Kédougou Est, au Sud de Guémédji, entre Malinda et Malem et au Sud de Pélel Kindessa (entre Tépéré et Yamoussa et au Sud-Est de Kéniassou). Elle est représentée par des dépôts grésoconglomératiques d'épaisseur assez variable (Delor et al., 2010a), avec des éléments subarrondis issus du socle birimien cimentés par une matrice gréseuse et pélitique.

La puissance de la formation varie entre 0 et 45 m. Au niveau des zones moins épaisses (vallée de la Gambie), la formation présente des faciès dominants sous forme de grès grossiers localement microconglomératiques à aspect « gros sel », avec des éléments arrondis dispersés,

constitués de graviers et de galets (Delor et al., 2010a). La matrice est en générale peu abondante et est composée de grès grossiers, mal triés, souvent microconglomératiques sous un aspect de gros sel. Les éléments du conglomérat sont souvent jointifs, très hétérogènes (quartz, rhyolites, granitoïdes, micaschistes, granites) et représentent un faciès de type clast-supported. Les structures sédimentaires préservées au niveau des faciès les plus grossiers sont rares. On rencontre des litages plans, obliques et parfois arqués avec nappage de graviers et galets sur les surfaces de sets. Le transport sédimentaire s'est fait sur de courtes distances (angulosité des grains de la matrice, préservation de fragments de filons de quartz, présence de blocs chaotiques). La Formation de Kafori est daté à $1764 \pm 15\text{Ma}$ (Sténien supérieur à Tonien inférieur, âge radiométrique U-Pb (Delor et al., 2010a).

➤ La Formation de Pélel

Le conglomérat de base est surmonté en concordance par des pélites calcaires rouges à intercalations gréseuses. Souvent masquées par les éboulis provenant surtout de la Formation de Dindéfelo, la Formation de Pélel affleure dans des conditions relativement médiocres et de façon discontinue. Elle affleure dans le secteur de Pélel Kindessa dans la vallée de Walidiala, à l'Est de la coupure Saraya-Kédougou Est, entre Malinda et Malem, entre Yamoussa et Tépéré etc (Bassot, 1966 ; Villeneuve, 1994 et 1989 ; Deynoux, 1993).

Delor et al. (2010a) divisent cette Formation en deux ensembles : un ensemble inférieur (80 à 100m) constitué de grès microconglomératiques à ciment plus ou moins carbonaté et un membre supérieur (100 à 120m) constitué de bancs gréseux à grains fins et ciment carbonaté. Un âge $1022 \pm 20\text{Ma}$ (âge radiométrique Rb/Sr sur les faciès argileux (Bassot et al., 1963a) a été donné à la Formation de Pélel.

➤ La Formation de Dindéfelo

Elle est discordante sur les socle et sur les formations de Kafori et Pélel avec une alternance de bancs de grès et de lits pélitiques. On l'observe sur toute la longueur de la frontière Sénégal-Guinéenne, sur une épaisseur de 250m. Elle affleure souvent dans de très bonnes conditions avec une remarquable continuité latérale.

Dans le secteur de Dimboli, cette Formation a été divisée en trois membres : DF1 alternance de bancs de grès et de niveaux de pélites centimétriques, DF2 bancs de grès décimétriques à métriques intercalés de niveaux de pélites centimétriques à décimétriques, DF3 grès ruiniformes altérés, feldspathiques, glauconieux et parfois microconglomératiques (Deynoux et al., 1993). Ces grès passent vers l'Ouest à des grès blancs avec beaucoup de

figures sédimentaires. [Delor et al. \(2010a\)](#) y ont reconnu deux ensembles (un inférieur et un supérieur) au lieu de trois membres. De nombreuses figures sédimentaires sont rencontrées dans la Formation de Dindéfelo : des rides de courant, des rides de vagues, des fentes de dessiccation, des structures madrées, des surfaces de réactivation, des Herring bones. Selon [Delor et al. \(2010a\)](#), la Formation de Dindéfelo caractérise un retour à un environnement très proximal. L'âge de la Formation a été fixé au Tonien inférieur (Néoprotérozoïque inférieur), ([Delor et al., 2010a](#)).

a2/ Groupe de Madina Kouta

Transgressif sur celui de Ségou et parfois discordant sur le socle ([Cogema, 1982](#)), il affleure sur une emprise restreinte au Sénégal oriental et n'est observé que sur le plateau de Fongolembi et à la frontière avec la Guinée au Sud de Ségou. Il est constitué de trois (3) Formations :

➤ La Formation de Fongolembi

Elle affleure sur le plateau de Fongolembi, à l'Est de Sékoto, entre Fongolembi et Konkoni avec une épaisseur de 110m environ et est subdivisée en trois membres :

Le Membre inférieur est constitué de pélites rouge violacées, parfois carbonatées, alternant avec des bancs gréseux décimétriques sur 90m environ. Il présente des litages obliques plans et des flaser-beddings, ainsi que des figures sédimentaires telles que des rides de courant et de vague ainsi que des surfaces à fentes de dessiccation ;

Le Membre moyen est constitué d'une alternance grés-pélique d'environ 50m, associée à des stromatolites en position de vie. Le plus souvent, la matière stromatolitique qui est souvent remaniée et emballée dans une matrice d'argiles carbonatée est assimilée à des bancs calcaires. Ce membre présente les mêmes structures sédimentaires que le membre inférieur ;

Le Membre supérieur est une alternance de calcaires silteux et de grès à stromatolites. Les termes calcaires disparaissent progressivement et se présentent sous forme d'une alternance d'argiles silto-gréseuse et de siltites gréseuses. On y observe des laminations planes, des lamines courbes ondulantes, des lamines planes très peu inclinées et des rides de vague. L'âge de la Formation est fixé au Néoprotérozoïque s.l (donc Anté-paléozoïque).

➤ La Formation de Kanta ou Grès de Kanta

Elle affleure entre Fongolembi et Moulouga et entre les villages de Niangalakomé et de Tourmanéa avec des conditions d'affleurement très médiocres. Son mur est fixé aux premiers termes gréseux d'épaisseur conséquente et son toit aux rares affleurements des siltites

cornéfiées de la Formation de Dira (Delor et al., 2010a). Elle est constituée par des grès à stratifications entrecroisées et des alternances pélitiques ; l'ensemble étant estimé entre 80 et 100m. Les structures sédimentaires sont assez nombreuses : rides de vagues, rides de courant et des fentes de dessiccation fréquentes aux sommets des bancs.

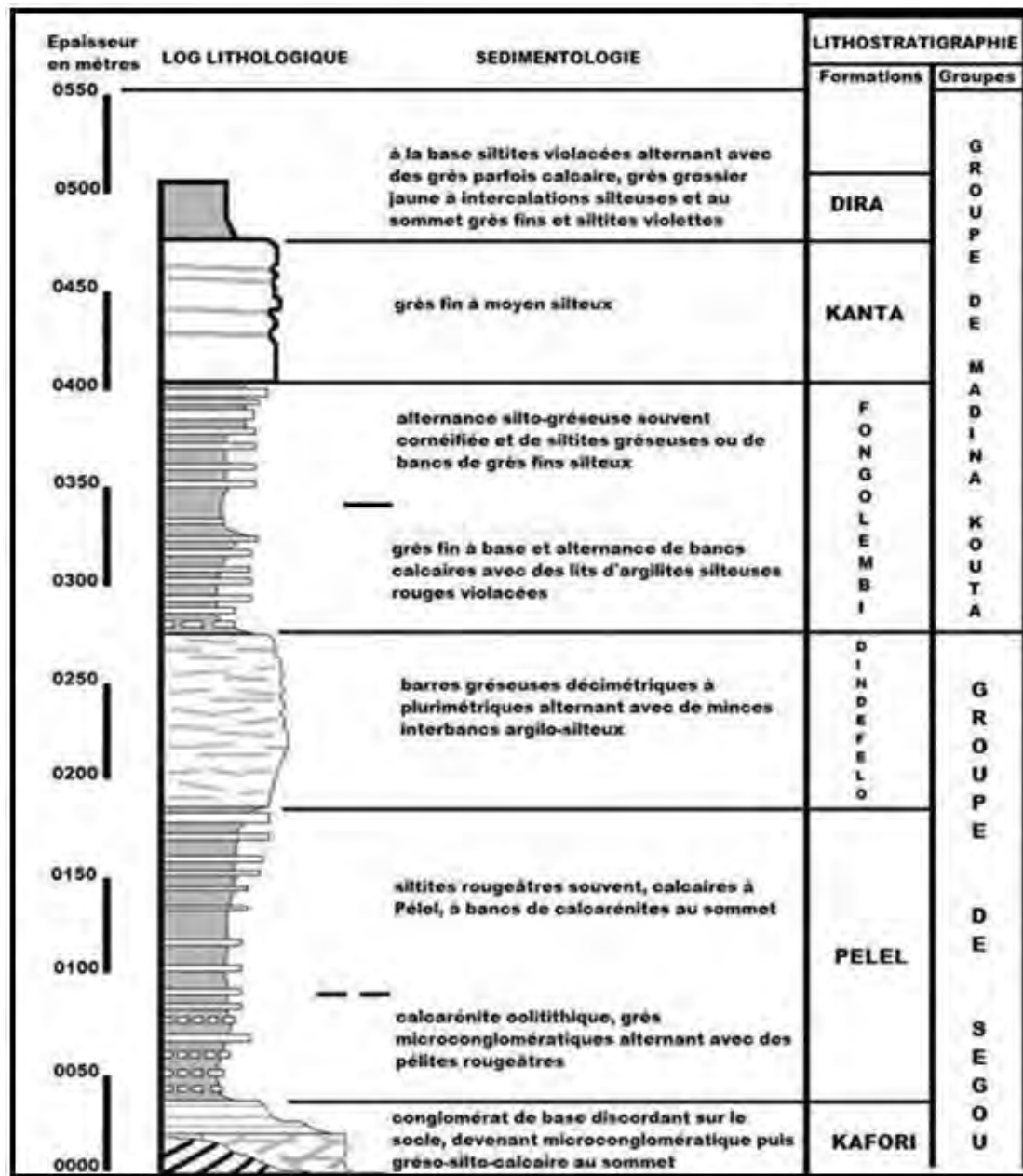


Figure 10 : Découpage lithostratigraphique du Supergroupe de Ségou-Madina Kouta dans le bassin de Madina Kouta (d'après Delor et al., 2010a, modifié).

➤ La Formation de Dira

Elle affleure à l'Est de Sékoto avec une épaisseur ne dépassant pas 50m au Sénégal oriental, mais elle affleure bien en Guinée avec une épaisseur dépassant les 110m. Elle est divisée en trois membres (Cogema, 1982) :

Un membre inférieur : alternance de pélites violacées et grès avec parfois des calcaires sur 50m ;

Un membre moyen : grès grossiers à fins, jaunes, plus ou moins argileux avec intercalations de pélites sur 60m ;

Un membre supérieur : alternance de grès fins argileux et de pélites violettes.

Tableau 1 : Principaux découpages lithostratigraphiques du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta définis par les études antérieures (modifiée d'après Delors et al., 2010a).

Arnould <i>et al.</i> (1959)		Bassot (1966)		COGEMA (1979-1982)			Villeneuve (1984-1989) Deynoux <i>et al.</i> (1993)		Delors <i>et al.</i> (2010)		
Série de Walidiala : Tillite		Tillite		U4 ? Carbonates			Groupe de Mali	Tillite	Groupe de Mali		Tillite
Série de MADINA KOUTA	Argiles supérieures Quartzites de la Kannta	Calcaires maures de Pélèle	Pélites supérieures	Série de MADINA KOUTA	U3c	Pélites rouges et bancs de grès de Médina Kouta	Groupe de MADINA KOUTA	Formation de Dira (MKIII)	Groupe de MADINA KOUTA	Formation de Dira (SMK-Dr)	
	Grès supérieurs ou Grès de Médina Kouta		U3b			Formation de Kanta ou Grès de Kanta (MKII)		Formation de Kanta (SMK-Kt)			
	Pélites inférieures		U3a			Formation de Fongolembi (MKI)		Formation de Fongolembi (SMK- Fg)		Mbre sup	
								Mbre inf			
Série de SÉGOU	Quartzites	Grès inférieurs ou Grès de la falaise de Ségou	Calcaires rouges de Nandouman & argiles rouges associées	Série de SÉGOU	S2d	Grès rouges	Groupe de SÉGOU	Formation de Dindifello (SII)	Groupe de SÉGOU	Formation de Dindifello (SSG-Dd)	Mbre sup
					S2c	Grès ruini formes (Grès de transition)				Mbre inf	
					S2b	Grès quartzites en bancs métriques				Mbre sup	
					S2a	Alternance grès-argiles				Formation de Pélèle (SI)	Mbre inf
					S1	Pélites à bancs de calcaires disséminés Volcano-sédimentaire Grès de base		Formation de Pélèle (SSG-Pi)		Mbre sup	
										Formation de Kafori (SSG-Kf)	Mbre inf
Substratum		Substratum		Substratum			Substratum		Substratum		

b/ Supergroupe des Mauritanides (Figure 11)

Ce Supergroupe affleure principalement dans le secteur de Pélel et repose en discordance de ravinement sur le Groupe de Ségou en particulier sur la Formation de Pélel et le socle. Il a été subdivisé par Delor et al. (2010a) en quatre (4) groupes lithologiquement et génétiquement distincts :

b1/ Groupe de Walidiala : Il est divisé par Delor et al. (2010a) en trois formations :

➤ La Formation de Walidiala 1

Elle est constituée de faciès allant des pélites aux grès fins. Elle est supposée antérieure aux dépôts de Walidiala 2 par Delor et al. (2010a).

➤ La Formation de Walidiala 2

Cette Formation avait pris le nom du chef du village de Tanagué (Hassana Diallo), elle est bien exposée dans la vallée de Walidiala où elle repose en discordance sur les grès rouges de la Formation de Pélel. Elle est constituée d'un conglomérat de type matrice-support à ciment silto-carbonaté et verdâtre sur 15 à 35m (Membre de Pélel de Shields et al., 2007). Ce lithofaciès

correspond à la tillite qui peut être massive ou laminée, présentant beaucoup de dropstones. Sur la tillite nous avons 40 à 60m d'épaisseur, constitués de pélites laminées grises ou verdâtres, intercalées de bancs de grès à stratifications entrecroisées et des rides de courant (Membre de Diagoma de [Shields et al., 2007](#)).

Cette glaciation est datée dans son équivalent en Mauritanie (Groupe de Tbeilat) entre 630 et 595Ma mais un âge Protérozoïque supérieur-Cambrien inférieur est de plus en plus admis ([Culver & Hunt, 1990](#)) ou Vendian ([Culver, 1994](#)).

- **La Formation de Walidiala 3**, ex membre de Tanagué de l'ex Formation de Nandoumari ([Shields et al., 2007](#)) :

Elle repose en discordance de ravinement sur les pélites verdâtres de la Formation de Walidiala 2. Elle est constituée au Sud de quartzarénites non fossilifères qui passent vers le Nord à des pélites intercalées de bancs de grès à rides de courants. Les quartzarénites forment une série discontinue autour de la vallée de Walidiala avec une orientation WNW-ESE et une épaisseur de 3 à 7m. Cette Formation est datée par [Culver et Hunt \(1990\)](#) du Cambrien inférieur.

b2/ Le Groupe de Mali est divisé par [Delor et al. \(2010a\)](#) en trois formations :

- **La Formation de Mali 1** (Membre de Bowal de [Shields et al., 2007](#)).

Cette Formation est constituée de dolomies calcaires et présente des figures de glissement synsédimentaires et postsédimentaires. Trois lithofaciès y ont été identifiés ([Delor et al., 2010](#)) : dolomicrites à laminations algaïres ; dolosparites à stratifications entrecroisées ; dolosparites subgréseuses intercalées de siltites.

Deux spécimens d'*Aldanella attlaborensis*, mollusque univalve, rencontrés dans les dolomies de la Formation de Bowal ont permis de la dater du Près-Tommontien à l'Atdabanien ([Landing, 1988](#)). Les Echinodermes rencontrés sont considérés comme apparus à l'Atdabanien supérieur ([Brasier, 1979](#) ; [Bergson, 1992](#)).

- **La Formation de Mali 2**

Elle regroupe les faciès fins et laminés siliceux (silexites). Il s'agit de roches hyper-siliceuses dures de type jaspe, finement litées, rubanées, à fantômes de fines laminations planes horizontales ou obliques en mamelons souvent estompées qui reposent en concordance sur la dolomie à barytine de la triade de Bassot ([Bassot, 1966](#)).

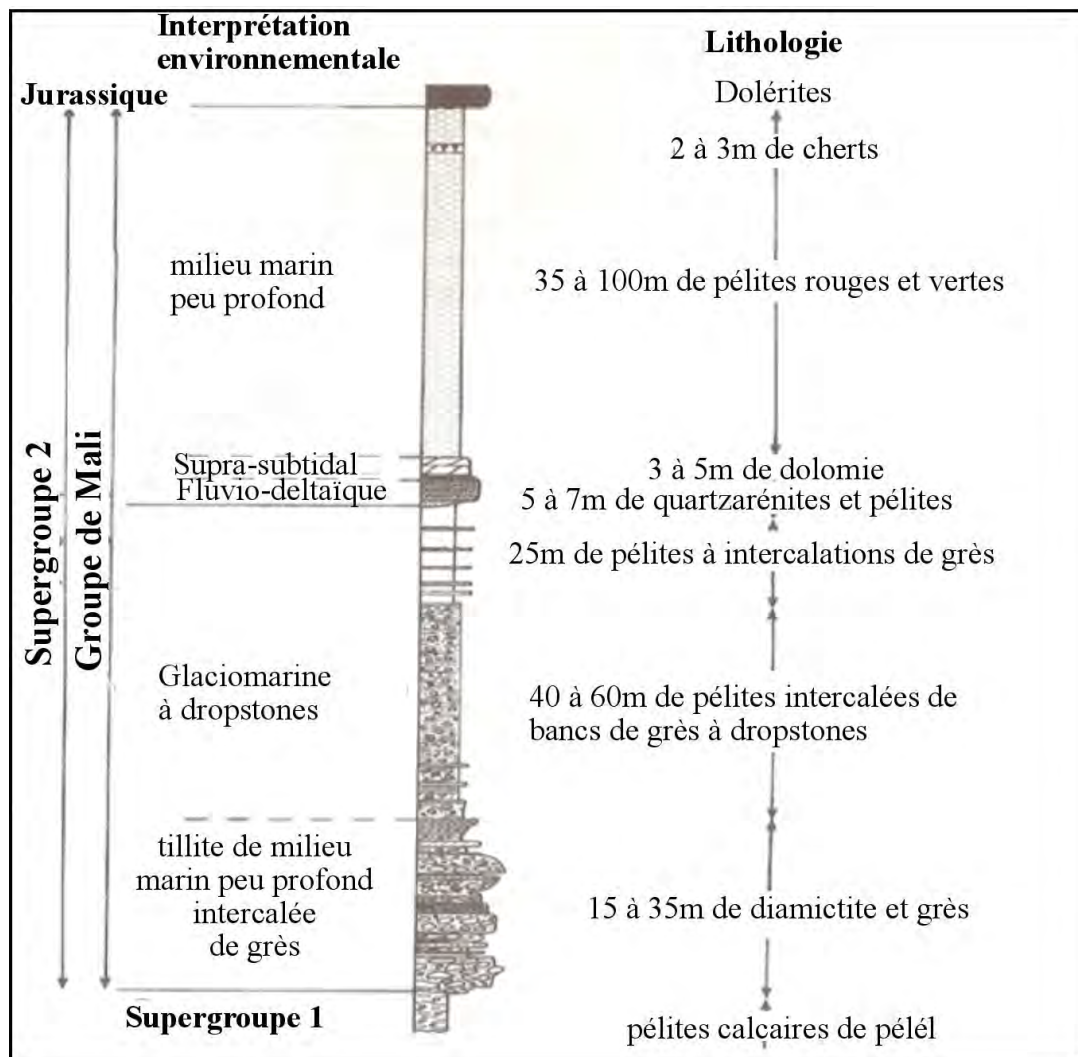


Figure 11 : Découpage lithostratigraphique du Supergroupe des Mauritanides dans la vallée de Walidiala (bassin de Madina Kouta) (modifiée d'après Delor et al., 2010a).

➤ La Formation de Mali 3

Au Sénégal oriental, les observations de terrain amènent à décrire cette formation comme principalement composée de faciès pélitiques fins, faits d'alternances entre des argilites plus ou moins silteuses et feuilletées et des siltites en lits centimétriques à décimétriques. Elle présente des intercalations de bancs de grès fins et massifs, des intercalations de faciès grauwaqueux 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 (Delor et al., 2010a).

b3/ Le Groupe de Soukouta

Dans la littérature, peu d'informations sont disponibles sur ce Groupe et sa position stratigraphique est fortement discutée : [Delors et al. \(2010a\)](#) considèrent que son âge est compris entre celui des Groupes de Ségou et Mali tandis que d'autres le considèrent comme équivalent du Groupe de Walidiala. Au Sénégal, il repose directement sur le socle birimien et est surmonté par le Groupe de Mali.

b4/ Le Groupe de Boundou

Il forme une bande de terrain de plus de 20km de large visible depuis la Mauritanie jusqu'au Sud du fleuve Gambie. Il est corrélé par [Bassot \(1966\)](#) à la « Série de Youkounkoun » sous la dénomination de la série des « grès rouges feldspathiques » alors que [Le Page \(1983\)](#), dans la région de Bakel, l'assimile aux grès arkosiques et pélites qu'il nomme « grès de Gondiourou ». Il 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 siltites probable ([Delors et al., 2010a](#)). La base de bancs, parfois érosive, concentre ces clastes. Localement, à la base des bancs, un granoclassement avec des niveaux plus riches en clastes de feldspaths et de quartz éoliens s'observe. Ces derniers ont une épaisseur métrique et rares sont les structures et figures sédimentaires préservées.

2.5. La chaîne des Mauritanides

Longue de plus de 2000km, la chaîne des Mauritanides est constituée de formations précambriennes et paléozoïques déformées et métamorphisées au cours des orogénèses panafricaine et hercynienne ([Lille, 1967](#) ; [Lécorché, 1980](#) ; [Le Page, 1983](#) ; [Dia, 1984](#) ; [Dallmeyer et Villeneuve, 1987](#) ; [Lécorché et al., 1989](#)). Cette chaîne d'orientation subméridienne limite à l'Ouest les ensembles géologiques du craton ouest-africain et du bassin de Taoudéni. A l'Ouest, la chaîne des Mauritanides disparaît sous les formations sédimentaires des bassins côtiers marocains, de la Mauritanie et du Sénégal. La chaîne des Mauritanides peut être partagée en un segment septentrional, compris entre l'Amsaga et les cordons dunaires de l'Aouker, un segment central s'étendant de ces mêmes dunes jusqu'au fleuve Sénégal et un segment méridional divisé en deux branches : les Bassarides au Sénégal et les Rockelides en Guinée et Sierra Leone. L'avant-pays de la chaîne des Mauritanides est constitué par des Formations métamorphiques archéennes (Amsaga, Tijirit, Tasiast) et paléoprotérozoïques (Birimien de Kayes) et par des terrains sédimentaires néoprotérozoïques à paléozoïques appartenant au bassin de Taoudéni.

**DEUXIEME PARTIE : ETUDE
STRATIGRAPHIQUE,
SEDIMENTOLOGIQUE ET
PETROGRAPHIQUE DU SECTEUR DE
SEGOU-WALIDIALA**

INTRODUCTION

L'étude lithostratigraphique du secteur de Dindéfelo-Walidiala a été faite à travers un total de 18 coupes géologiques dont les douze (12) les plus représentatives ont servi comme base de cette étude lithostratigraphique (*voir Annexes IIa à r*).

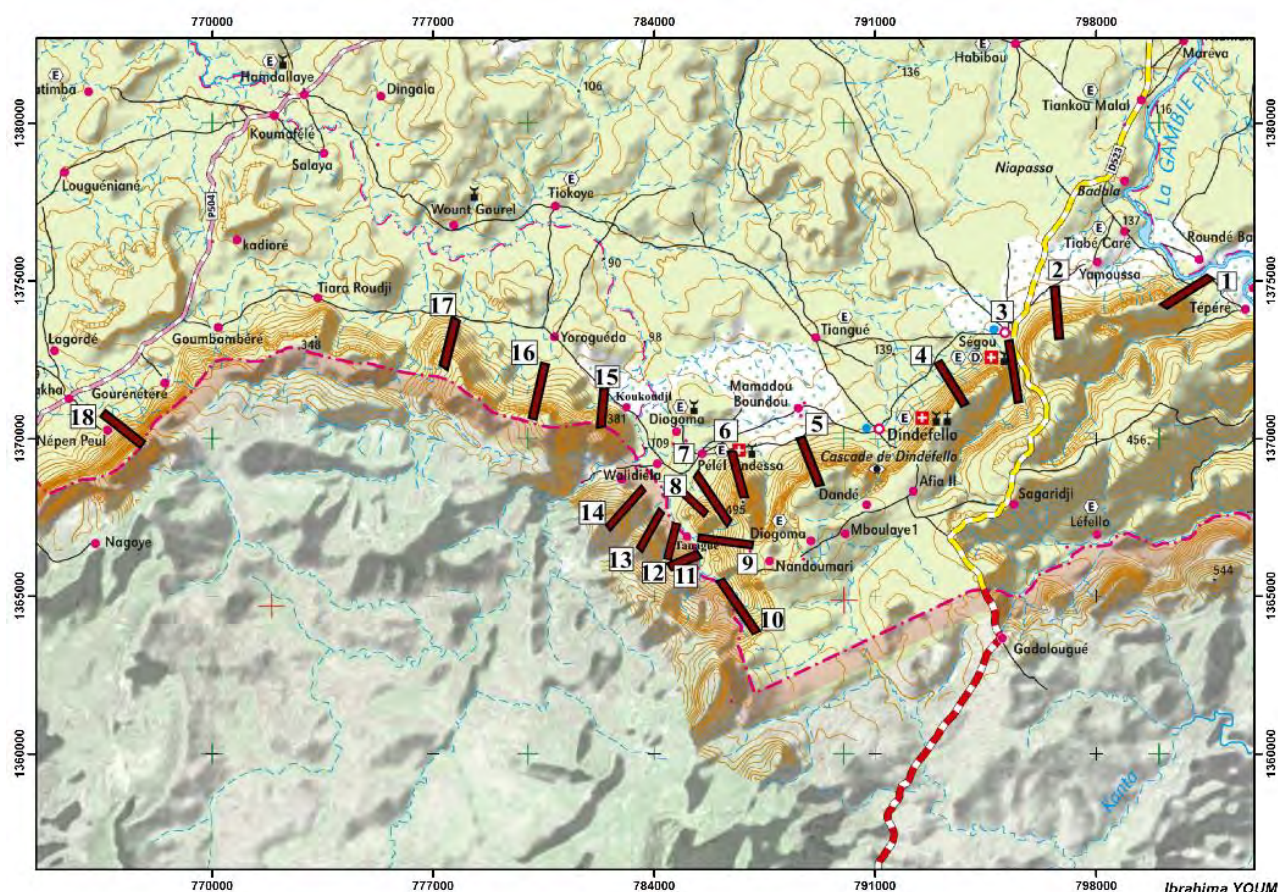


Figure 12 : Carte de localisation des logs du secteur de Ségou-Walidiala

Pour ce faire, nous avons adopté dans le cadre de cette étude le découpage lithostratigraphique et chronologique proposés par [Delor et al. \(2010a\)](#) sauf pour la Formation de Dindéfelo où nous nous sommes référés à [Deynoux et al. \(1993\)](#) avec, cependant, quelques changements.

La corrélation entre les 18 coupes du secteur de Ségou-Walidiala (*voir Annexes IIa*) a permis d'établir une coupe synthétique du secteur qui montre de bas en haut les trois Formations du Groupe de Ségou (Supergroupe méso- à néoprotérozoïque inférieur de Ségou-Madina Kouta) surmontées par les groupes néoprotérozoïques supérieur de Walidiala et Mali appartenant au Supergroupe des Mauritanides (*Annexes IIIa*). Il est à noter que le Groupe de Madina Kouta n'apparaît pas dans la zone d'étude.

CHAPITRE III : LE SUPERGROUPE DE SEGOU-MADINA KOUTA

Nous avons adopté le découpage lithostratigraphique proposé par [Delor *et al.* \(2010a\)](#) avec deux groupes : Ségou et Madina Kouta.

1. LE GROUPE DE SEGOU

Le Groupe de Ségou, qui occupe la base des dépôts sédimentaires, est subdivisé par [Deynoux *et al.* \(1993\)](#) en deux (2) formations : la Formation de Pélel et la Formation de Dindéfelo. [Delor *et al.* \(2010a\)](#) y ont ajouté une troisième formation, la Formation de Kafori qui est surmontée par les formations de Pélel et de Dindéfelo.

1.1. La Formation conglomératique de base de Kafori

Reposant en discordance sur le socle granitique, schisteux ou gneissique d'âge birimien, la formation de Kafori n'affleure dans notre secteur que dans la vallée de Walidiala avec une épaisseur maximale qui dépasse par endroits 50m (Figure 12).

Lithologiquement, elle est constituée de conglomérats et microconglomérats à ciment carbonaté et à intrusions volcaniques basiques alternant avec des turbidites. Dans les secteurs de Hassana Diallo et sur la route de Nandoumari, les conglomérats sont coiffés par un niveau de galets mous. Nous y avons distingué deux unités : une partie basale (Kf1) surmontée d'une partie supérieure (Kf2) décrite pour la première fois.

1.1.1. La partie inférieure (Kf1) est constituée d'une succession de niveaux

conglomératiques métriques à plurimétriques alternant avec des niveaux de calcaires parfois microconglomératiques turbiditiques, à slumps et galets incrustés.

a/ Le premier niveau conglomératique repose en discordance sur le socle granito-gneisso-schisteux (Figure 13 ; Photo 1). C'est un conglomérat bréchique constitué de blocs centi- à décimétriques angulaires de granite essentiellement, de gneiss, de quartz, de schistes..., dépassant rarement 50cm, de type clast-supported (Figure 13 ; Photo 1 à 3). On y observe très souvent des passages latéraux de faciès conglomérat-calcarénite (Figure 13 ; Photo 4). La matrice est gréseuse, parfois microconglomératique à la base. Le ciment est un calcaire ferrugineux, avec de gros cristaux de calcite recristallisée donnant un « aspect de gros sels ».



Figure 13 : Conglomérat de base dans la vallée de Walidiala. Photo 1 : Conglomérat de base éléments très anguleux ; **Photo 2 :** Conglomérat de base à galets peu roulés ; **Photo 3 :** Conglomérat de base à blocs décimétriques ; **Photo 4 :** Passage latéral de faciès conglomérat-calcarénite. **Cong :** conglomérat ; **cal :** calcarenite.

Péetrographiquement, le liant du premier niveau conglomératique de Kfl (Figure 14) est constitué par :

a1/ Une matrice composée de débris de petite taille de calcite et de dolomite (Figure 14 ; photos 1). Certains minéraux de calcite sont en cours d'altération. Des pellets fortement dolomitisés sont parfois observés, de même que des fantômes d'algues (Figure 14 ; photo 2) recristallisés en sparite. Comme éléments non carbonatés, on trouve du quartz avec parfois des microconglomérats.

a2/ Un ciment calcitique et dolomitique. La calcite (rose à rouge brunâtre) essentiellement aciculaire, en aiguille ou en lame, de grande taille, présente des macles de la calcite. L'oxyde de fer est également présent sous forme de tâches noires (Figure 14 ; photos 1 et 2).

L'ensemble calcite et dolomite (jointives, parfois même engrenées) constitue environ plus de 90% de la lame. Le liant du premier niveau conglomératique de Kf1 est donc un calcaire dolomitique sparitique faiblement détritique et à oxydes de fer.

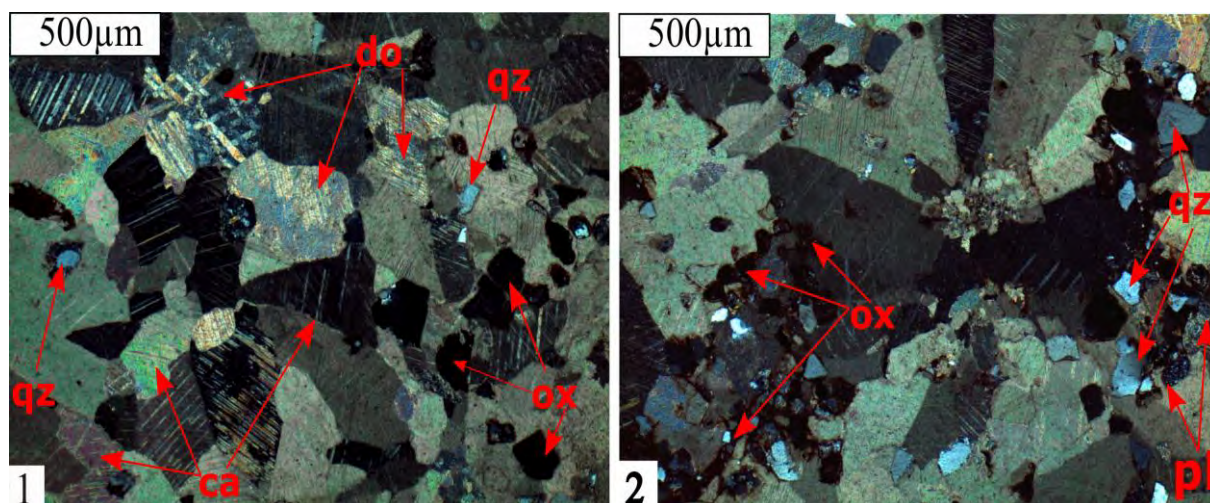


Figure 14 : Liant du premier niveau du conglomérat de base. Photo 1 : Carbonates (calcites et dolomites) ; Photo 2 : à pellets ferruginisés par endroits Fantômes d'algues ferruginisés.

b/ Les niveaux conglomératiques supérieurs

Lithologiquement, les niveaux conglomératiques supérieurs, contrairement au premier niveau, sont marqués par la présence d'éléments variés du substratum birimien sous-jacent (granites très abondants, quartz, schistes), de blocs conglomératiques du premier niveau, de calcaires remaniés et d'argilites repris des niveaux inférieurs : calcarénites finement litées, argilites silteuses carbonatées, fragments de stromatolithes etc.... On y observe souvent des passages latéraux de faciès (Figure 13 ; Photo 4). La taille des éléments devient de plus en plus petite au fur et à mesure que l'on remonte la formation en même temps que la phase carbonatée augmente.

En observant les niveaux de conglomérat supérieurs de plus près, on a l'impression qu'il s'agit en réalité de niveaux de calcaires concentriques de grande taille, en forme de bateau, à structure stromatolitique dans lesquels des galets sont piégés ou incrustés.

La matrice, hétérométrique, est constituée pour l'essentiel d'éléments de quartz subanguleux, mais aussi de débris de calcite, prenant souvent un aspect « gros sel » (Figure 15 ; Photos 1 et 2).

Les éléments du conglomérat, anguleux à subanguleux, sont souvent subjoinctifs, très hétérométriques (centimétrique à pluridécimétrique) et de *type clast-supported*.



Figure 15 : Faciès des niveaux conglomératiques supérieurs. Photo 1 : A l'échelle de l'affleurement, Photo 2 : A l'échelle de l'échantillon.

En lame mince, le liant des niveaux conglomératiques supérieurs de Kfl montre les constituants suivants (Figure 16) :

b1/ Une matrice constituée d'allochèmes et fréquemment de petits grains de quartz. Les allochèmes comprennent :

- des bioclastes algaires présentant un cortex algaire ou microbien et des contours irréguliers (Figure 16 ; photos 1 et 2). Il s'agit de concrétions calcaires, sphériques ou ovoïdes, formées de couches concentriques, d'origine organique (algues) et des pisolites ; ce sont des encroûtements stromatolitiques très nombreux dans la roche. Leur structure primaire est un peu masquée par la forte recristallisation de calcite et de dolomite souvent allongées en lamelles. De nombreuses perforations qui recoupent les laminations de façon quelconque ;
- des ooïdes qui montrent une structure interne constituée par un noyau et un cortex de deux à trois couches ; ce sont des oolithes (Figure 16 ; photos 4). D'autres, par contre, sont peu évolués, mais le noyau est perceptible. La micritisation du cortex par perforation répétée serait causée par les algues ou les bactéries qui étaient présentes dans le milieu.

Sur certaines lames, on observe le passage de niveaux essentiellement constitués d'oolithes et de quartz de petite taille (base) à des niveaux constitués d'encroûtements algaires et de stromatolites (sommet).

b2/ Un ciment constitué de sparite provenant de la recristallisation de la matrice.

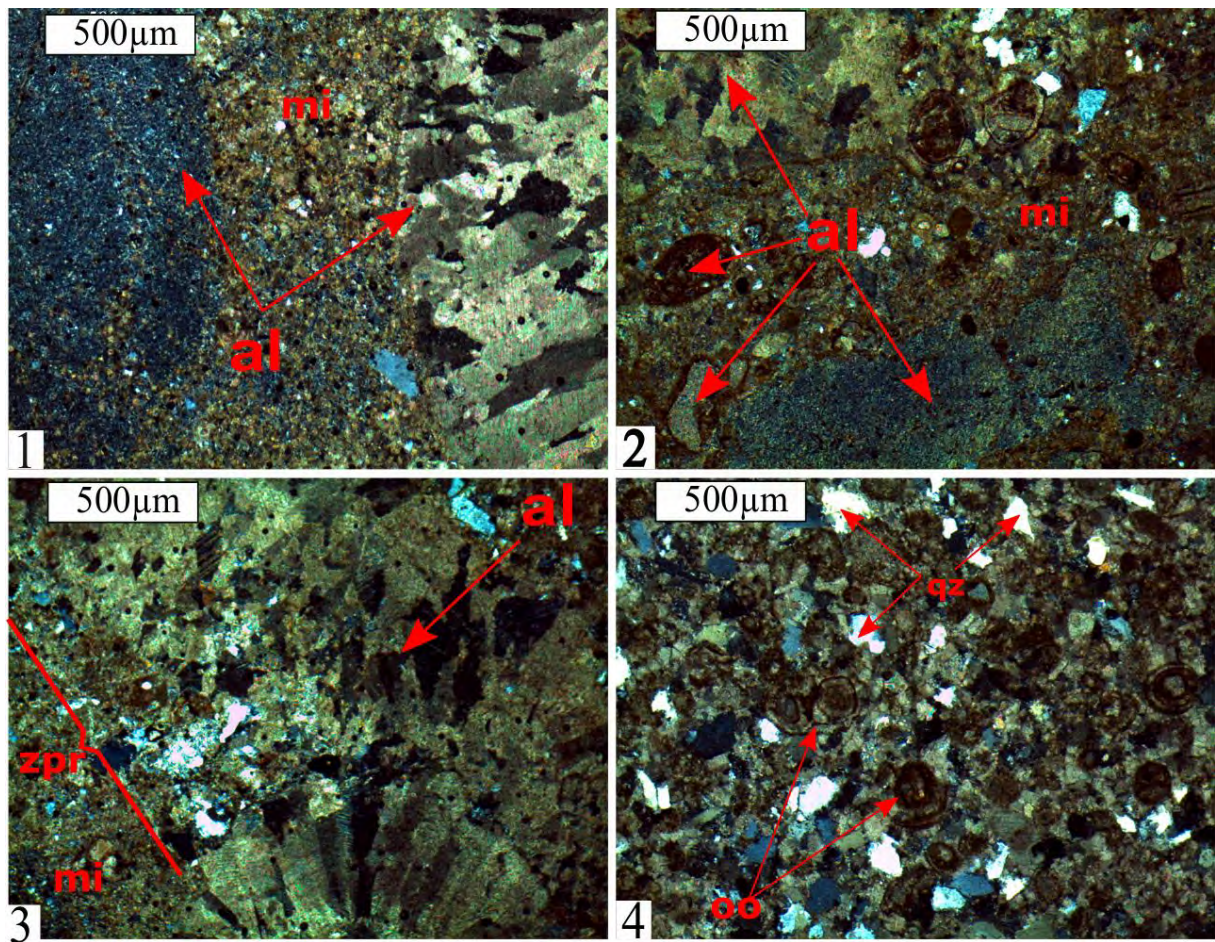


Figure 16 : Liant des niveaux conglomératiques supérieur. Photos 1 à 3 : Calcaire algaire, stromatolithique, Photos 4 : Calcaire oolithique détritique. al : Encroûtements algaires ; zpr : zone perforée ; mi : micrite ; qz : quartz.

Le liant des niveaux conglomératiques supérieurs est donc un packstone détritique algaire, à stromatolithes et oolithes.

c/ Les niveaux intercalaires

Une observation de détail a permis de voir entre les collines de Pélel et de Tanagué, que les niveaux du conglomérat de base que nous venons de décrire sont intercalés de façon presque rythmique de calcaires gréseux parfois microconglomératiques et à rares galets incrustés de granite et parfois des lambeaux d'argilites silteuses carbonatées dans sa partie supérieure (Figure 17 ; photos 1 et 2). L'épaisseur de ces niveaux varie entre 90cm et 2m par endroit. Ils présentent un litage interne et de la base au sommet on distingue :

- des lits centimétriques de calcaires gréseux rougeâtres, grossiers, massifs ou granoclassés (Ta). Le granoclassement est généralement normal. La base des lits est matérialisée par une surface érosive très marquée, irrégulière (Figure 17 ; photo 3 et 4)

et des figures de charge. Les intraclasts argileux baignent dans un ciment calcaire sparitique. Les fragments sont allongés parallèlement à la stratification (laminations parallèles, très souvent obliques) (Figure 17 ; photo 1) ; cependant, ils semblent dans certains endroits former un assemblage chaotique d'intraclasts de faible densité. Ce sont des fragments locaux d'argilites, de forme lenticulaire correspondant à des produits d'arrachement probablement dérivés de l'érosion des lits argilo-silteux sous-jacents. Les structures et figures sédimentaires dans ces calcarénites grossières basales sont : des stratifications obliques, des litages convolutés (*convolute bedding*), des slumps à petite échelle (Figure 17 ; photo 4) et des litages madrées (*flaser bedding*). Les lits (Ta) sont très souvent amalgamés ;

- des lits centimétriques de calcarénites fines, à laminations parallèles (Tb), très souvent granoclassés ;
- des lits centimétriques de calcarénites plus fines, granoclassés (Tc), marqués à la base par des figures de charge en forme de cuvette dont la profondeur et le diamètre sont centimétriques. Les laminations internes dans les lits de calcarénites fines à très fines sont déformées et contiennent des lambeaux d'argilites. Le terme Tc est structuré par des laminations obliques, ou des litages convolutés, des litages en flaser, beaucoup de *flute mark* et parfois des litages en arêtes de poisson ;
- des lits centimétriques d'argilites carbonatées à laminations parallèles au sommet de la succession (Td), moins fréquents.

Le sommet de ces niveaux est marqué par des surfaces négatives, parfois à fentes de dessiccation sur lesquelles reposent des niveaux de conglomérats de plus en plus fins et riches en éléments intra-bassin (calcarénites, fragments de conglomérat, stromatolithes, argilites...) décrits plus haut.

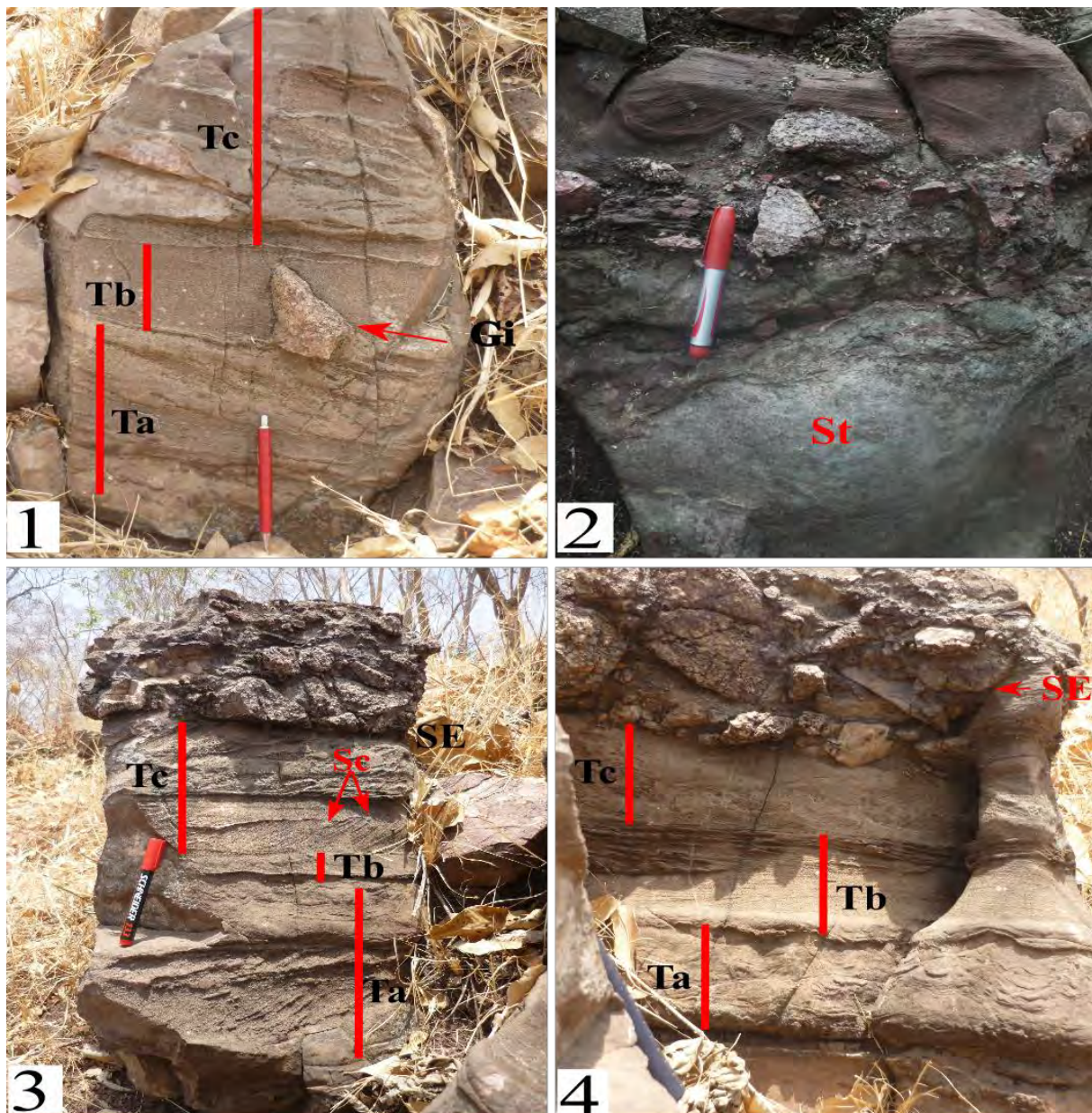


Figure 17 : Bancs intercalés entre les niveaux conglomératiques. Photos 1 et 2 : Calcarénites turbiditiques et stromatolithiques à galets incrustés ; Photos 3 et 4 : Calcaires gréseuses turbiditiques à Ta, Tb et Tc. SE : Surface d'érosion, St : Stromatolithes, Gi : Galets incrustés.

Minéralogiquement, le liant des bancs intercalés (Figure 18) est constitué de :

b1/ Une matrice comprenant :

- des éléments carbonatés issus du bassin : calcarénite et dolomite fortement usés, parfois à grains anguleux de la taille des arénites, et jointifs ;
- des éléments non carbonatés : quartz primaire anguleux de petite taille (arénites fines) (Figure 18 ; photos 1 et 2), rares fragments de roches de grande taille (> 2mm) et pellets ferrugénisés millimétriques.

b2/ Un ciment composé de :

- calcite sparitique de recristallisation remplissant fréquemment les fracturations des roches ;
- quartz secondaire vacuolaire amorphe remplissant les vides ;
- oxydes de fer très fréquents, représentés par des taches noires ou brunes sur les lames (Figure 18 ; photos 1 et 2).

Il s'agit d'une calcarénite dolomitique, gréseuse à texture packstone et à oxydes de fer.

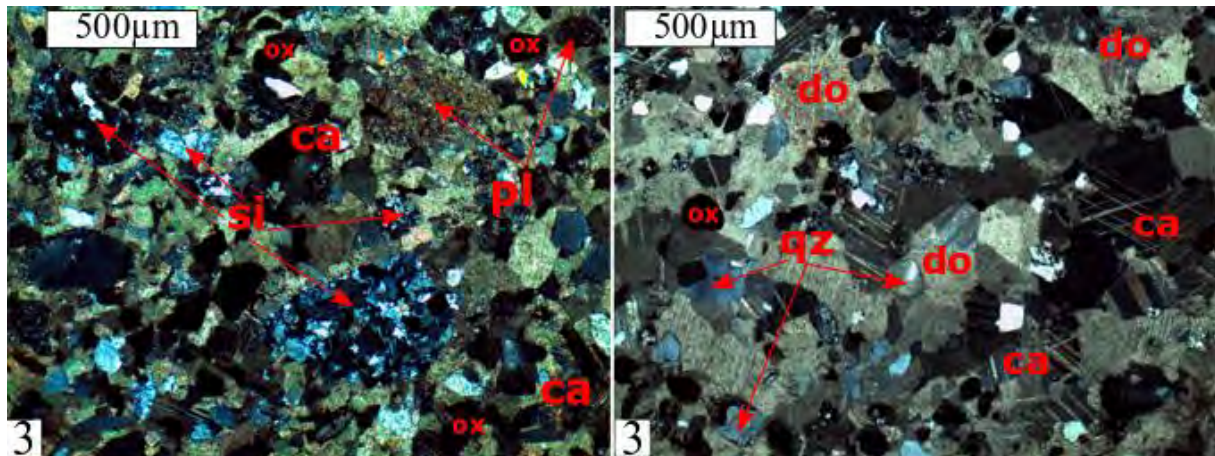


Figure 18 : Bancs intercalés dans les niveaux de conglomérat de base. Photos 1 et 2 : Calcarénites dolomitiques, gréseuse ; ca : calcite ; pl : pellets ; ox : oxydes de fer ; do : dolomite ; si : silice.

1.1.2. La partie supérieure (Kf2)

Définie pour la première dans le bassin de Madina Kouta au Sénégal, ce niveau constitue la partie sommitale du conglomérat de base. Son épaisseur moyenne varie entre 12m et 15m. Elle est observable dans la vallée de Walidiala entre les hameaux de Pélel et de Tanagué, sur le flanc nord-ouest de la colline de Hassana Diallo et en face du hameau de Pelloungue. Cette partie supérieure est constituée d'un microconglomérat calcaire surmonté par un niveau à galets mous.

a/ Le faciès microconglomératique

Le microconglomérat se présente en bancs décimétriques à métriques, blancs, bruns ou rougeâtres à jaunâtres et à intercalations d'argilites rouges carbonatées centimétriques à décimétriques, finement lités et granoclassés (Figure 19 ; Photos 1 et 2), parfois à laminations concentriques (structures stromatolithiques : structure laminaire souvent calcaire) (Figure 19 ; Photo 3) présentant très souvent des figures de charge.

Les éléments du microconglomérat, centimétriques et rarement décimétriques, ne sont pas jointifs et caractérisent un faciès de *type matrice supported*, rarement *clast-supported*. Ils sont constitués d'éléments variés du substratum birimien sous-jacent (fragments millimétriques de granite et quartz essentiellement) mais aussi d'éléments millimétriques à centimétriques des niveaux inférieurs remaniés et repris dans les niveaux supérieurs (calcarénites, siltites argileuses) en flaser (Figure 19 ; photos 1 à 4). Dans la partie supérieure, le faciès microconglomératique alterne avec des niveaux centimétriques à décimétriques d'argilites silteuses carbonatées (Figure 19 ; Photo 4).

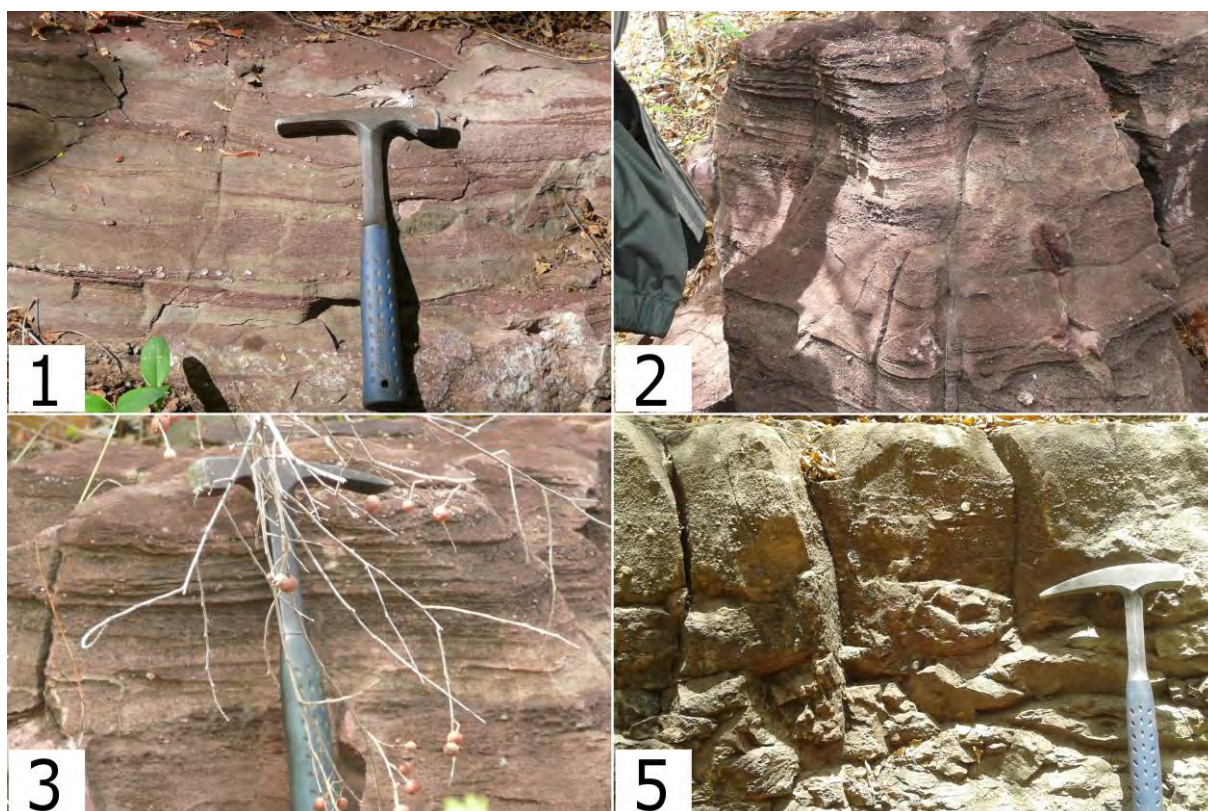


Figure 19 : Microconglomérats de la partie supérieure du conglomérat de base de Kafari. Photos 1 et 2 : Niveaux de microconglomérat à granoclassification normale ; Photo 3 : Niveaux à structure stromatolithique à « gros sel » ; Photo 4 : Partie supérieure, alternance microconglomérat/argilites silteuses carbonatées.

Ces microconglomérats à ciment calcaire observés dans Kf2 montrent une stratification oblique dominante, soulignée par des nappages de graviers et de galets sur les surfaces des sets, des stratifications obliques, arquées, des imbrications de galets à la base, des surfaces érosives très fréquentes, des litages flaser représentés par des lambeaux d'argilites silteuses allongés dans le sens de la stratification, un granoclassification normale, des chenaux remplis de graviers et des drapages d'argilites (Figure 20 ; Photos 1 à 4). On y observe également des slumps de faibles amplitudes, des litages mamelonnés (faisceaux à litages obliques en forme de mamelon) (Figure 20 ; Photo 3) et des surfaces craquelées, à aspect de fentes de dessiccation.

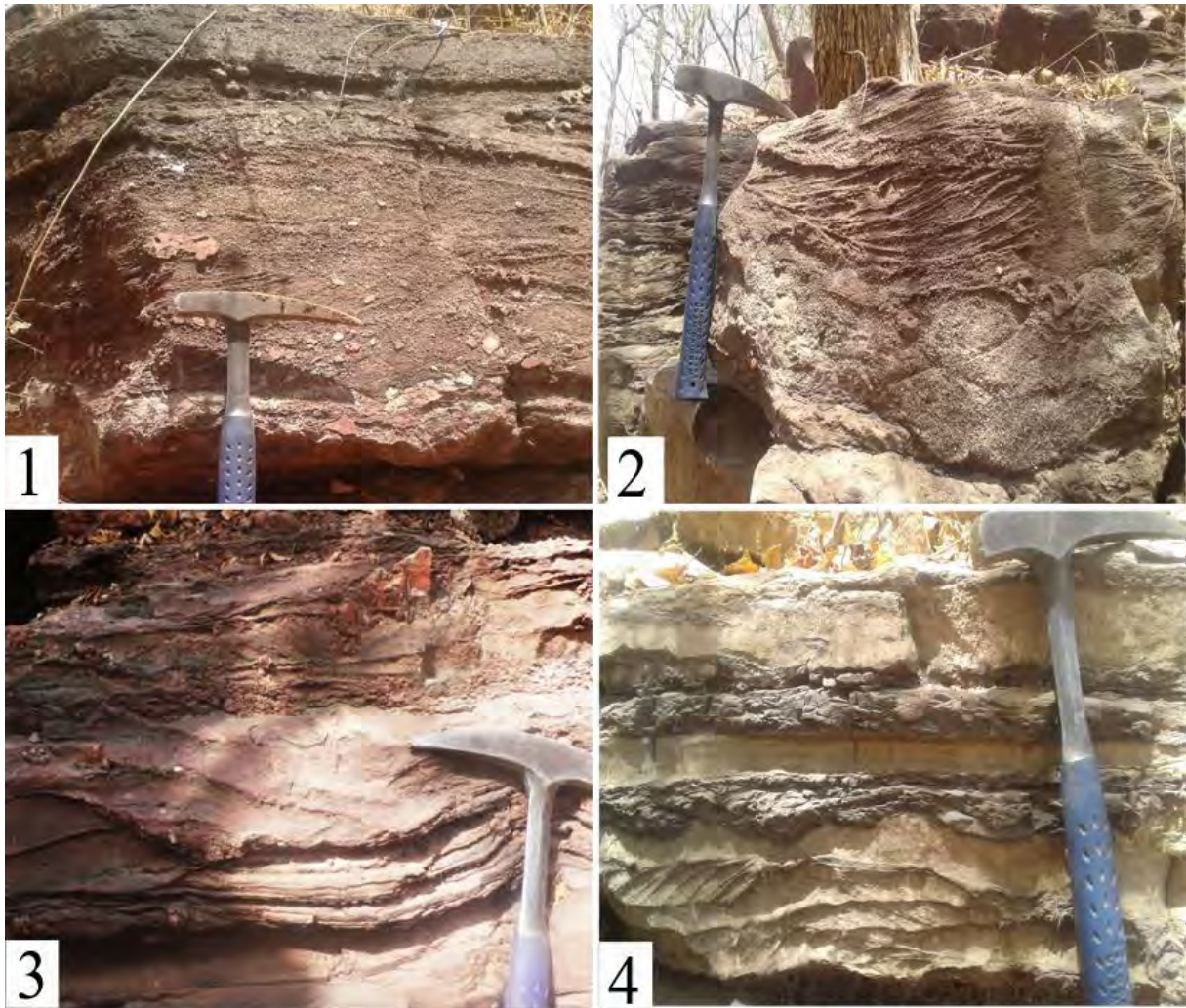


Figure 20 : Structures et figures sédimentaires associées au microconglomérat de base. Photo 1 : Surface érosive et chenaux remplis de graviers ; **Photo 2 :** Stratifications obliques, arquées avec des imbrications de galets à la base, des nappages de graviers et de galets sur les surfaces des sets ; **Photo 3 :** Litages mamelonnés (HCS) ; **Photo 4 :** Litages en flaser.

Les lames observées dans Kf2 ont permis de d'identifier la phase de liaison (Figure 21 ; photos 1 à 4) :

a1/ La matrice du microconglomérat est constituée de :

- calcite sparitique fortement déformées, maclées (macles de la calcite), à grains jointifs, déformés et usés, de rares pellets et de très rares oncolithes (Figure 21 ; photos 1 à 3) ;
- grains de quartz très souvent arrondis à sub-arrondis, parfois anguleux, craquelés ou fissurés. Les grains ne sont pas jointifs. Ils sont bien triés (Figure 21 ; photos 3 et 4).

a2/ Le ciment est composé de :

- cristaux de calcite dolomitisée (dolomicrite) partiellement ou entièrement ;
- silice secondaire amorphe, vacuolaire remplissant les vides ;

- calcite sparitique de recristallisation remplissant les fractures.

La roche est une brèche. Le degré d'arrondi augmente du Sud-Ouest vers le Nord-Est.

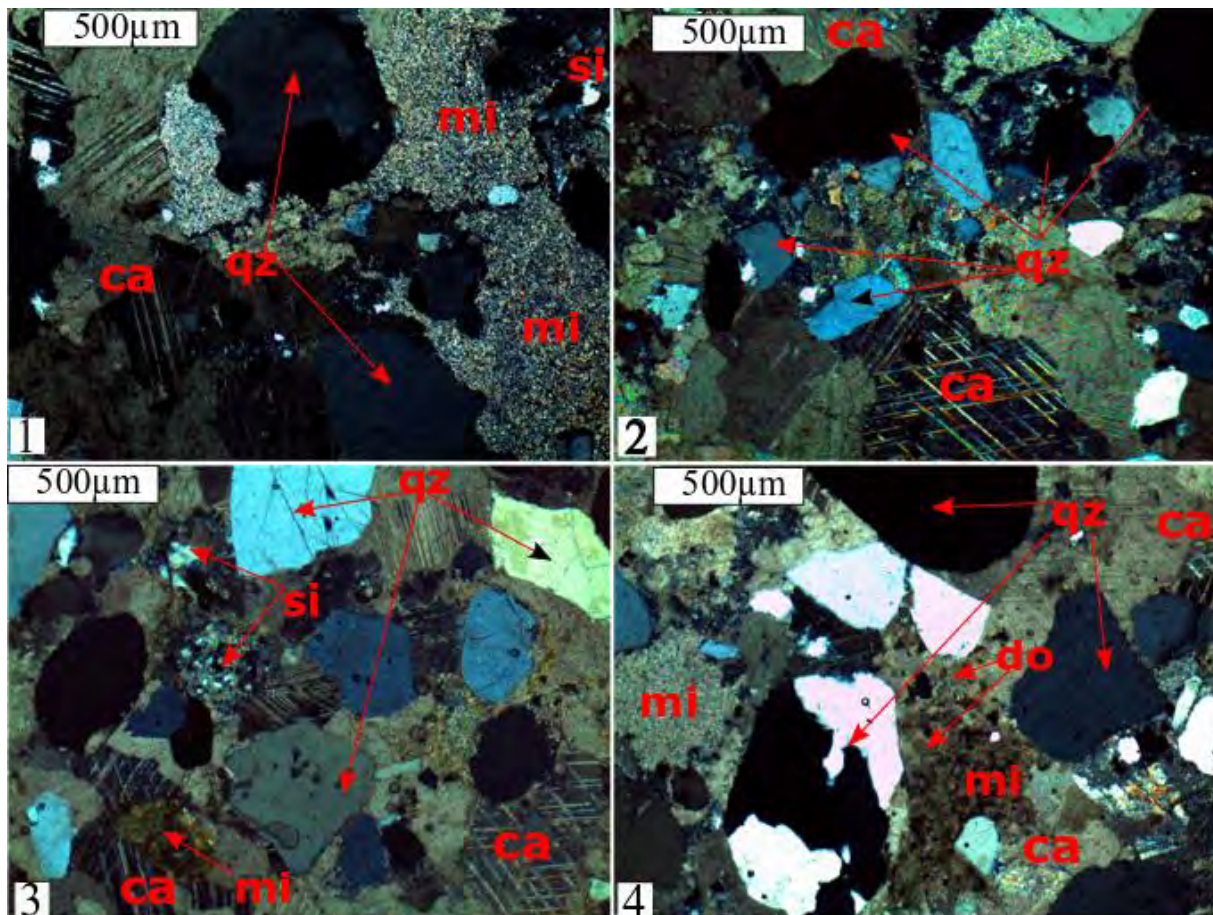


Figure 21 : Microconglomérat de la partie supérieure du conglomérat de base. Photos 1 à 4 :
Microconglomérat à matrice calcaire sparitique ; ca : calcite ; qz : quartz ; mi : micrite ; si : silice ;
do : dolomite.

b/ Le faciès à galets mous

Par endroit, au sommet de la formation conglomératique de base, on rencontre un niveau plurimétrique un peu particulier (entre les hameaux de Pélel et de Tanagué) à galets carbonatés arrondis, rarement des éléments magmatiques, fortement ferrugineux, de type *clast-supported* et à ciment calcaire ferrugineux. Il s'agit de calcirudites (Figure 22 ; Photos 1 et 2).

Les galets de carbonates rougeâtres et d'argilites carbonatées rougeâtres centimétriques à décimétriques sont souvent aplatis en forme de galets étirés parfois ovoïdes et emballés dans un liant carbonaté et fortement ferrugineux. Ils sont parfois orientés de façon quelconque et parfois redressés comme des galets d'un torrent, ce qui indique l'existence d'assez forts courants.



Figure 22 : Conglomérat galets mous coiffant le microconglomérat de base. Photo 1 : Niveau à galets mous à l'affleurement ; Photo 2 : Niveau à galets mous à l'échantillon.

Pétrographiquement, le niveau à galets mous montre les éléments suivants :

b1/ Des éléments figurés, constitués de :

- bioclastes constitués d'algues en filaments recristallisées en cristaux rhomboédriques et xénomorphes de dolomite, fortement ferrugineux. Ce sont des encroutements algaires, de la taille des rudites (> 2mm). Elles représentent plus de 80% des éléments figurés. Elles sont fortement fracturées, perforée et présentent des recristallisations de calcite sparitique (Figure 23 ; photos 1 à 4). Les bioclastes constituent très souvent des pièges à quartz, feldspaths et à micas de très petite taille. On y observe aussi des pseudomorphoses de calcite dolomitisées ;
- oncolithes > 2mm, fréquents ;
- grains de quartz, feldspaths et micas de très petite taille et fragments de roches magmatiques, rarement de schistes (> 2mm).

b2/ Une phase de liaison avec :

- une matrice constituée par une micrite parfois fortement dolomitisée, faiblement gréseuse et fortement ferrugineuse ;
- un ciment constitué de carbonates sparitiques (sparite ou dolosparite) équigranulaire très représentées avec quelques cristaux de plus grande taille sur le pourtour des galets ; du quartz secondaire vacuolaire et amorphe remplissant les vides sur certaines lames et parfois de la glauconie.

L'ensemble de la roche (éléments et liant) est fortement fracturé et les fracturations sont remplies de sparite de recristallisation, à grains équigranulaires. Ce microfaciès correspond à

une grainstone à rudstone à débris de bioclastes (algues vertes), à abondantes vacuoles de dissolution et parfois à accumulations d'éléments détritiques. *Il s'agit d'un bio-intrasparudite détritique, à encroûtements algaires, à texture packstone et oxydes de fer.*

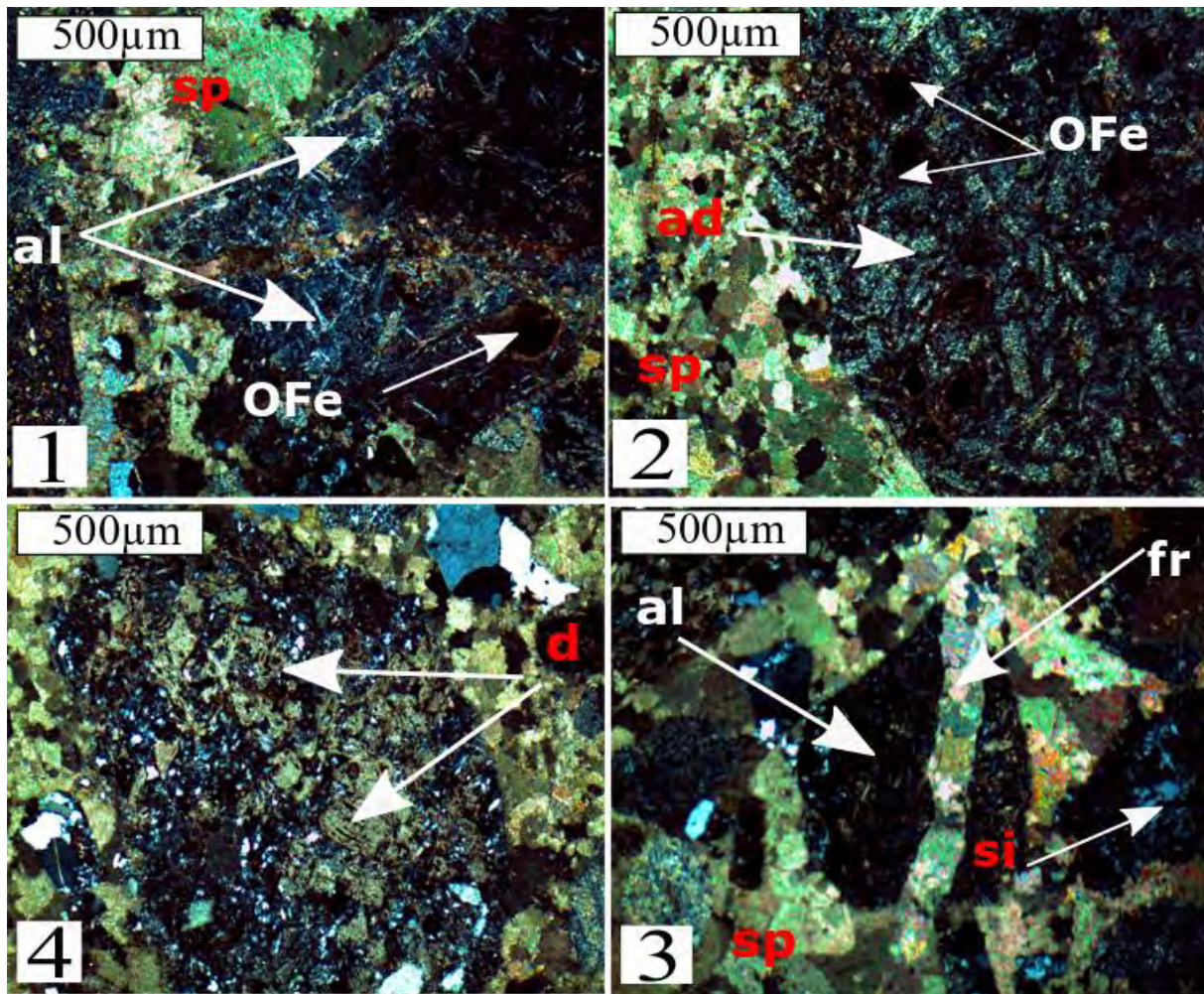


Figure 23 : Conglomérat à éléments calcaires arrondis au sommet de la Formation de Kafori.
Photo 1 : Fantôme d'algues filamenteuses ; **Photos 2 :** Encroûtements algaires à oxyde de fer très fréquents à micrite faiblement dolomitisée ; **Photo 3 :** Gros fantôme d'algue à rhomboédres et cristaux xénomorphes de dolomite ; **Photos 4 :** Encroûtements algaires à traces d'oxyde de fer, fortement fracturés avec recristallisations de calcite secondaire. **Sp :** sparite ; **al :** algue ; **fr :** fractures ; **OFe :** oxydes de fer ; **d :** dolomite.

1.1.3. Interprétation de la Formation de Kafori

Les caractéristiques des niveaux conglomératiques de Kfl (*type grain-supported*) correspondent aux faciès Gbx de Miall (1978) interprétés comme des débris de chute ou d'avalanche de roche, des éboulis de talus et des dépôts proximaux de cône deltaïque ou aux faciès Gcm de Miall (1996) interprétés comme des dépôts de coulées de débris pseudoplastiques (charge inerte, écoulement turbulent).

La nature carbonatée du ciment, associée à des faciès algaires, oolithiques et stromatolitiques, témoignent de l'installation d'une plate-forme carbonatée au moment de l'ouverture du bassin. L'environnement de dépôt oscillait alors entre un domaine intertidal et un domaine subtidal (Eric, 2004), domaine proximal favorable à l'installation de tapis algaires sous faible tranche d'eau. La présence de la dolomite en plus de la calcite dans la phase carbonatée des stromatolithes, confirme le caractère marin des dépôts (Casanova, 1986).

Les niveaux conglomératiques supérieurs se sont formés dans un environnement très peu profond (-10m) à agitation intermittente. La nature des éléments du premier niveau conglomératique, leur angulosité ainsi que la nature de sa matrice impliquent la proximité des sources sédimentaires à partir du substratum birimien directement sous-jacent ; le matériel issu du démantèlement du socle venant se noyer dans les calcaires non encore consolidés. Ce démantèlement se faisait de façon intermittente avec une intensité décroissante du premier niveau au dernier niveau conglomératique (diminution de l'épaisseur des niveaux et de la taille des éléments).

Dans les calcaires gréseux intercalaires, la rareté des éléments conglomératiques est indicatrice d'une diminution de l'énergie du milieu alors que leur caractère turbiditique implique une instabilité du fond. Des structures en slump observées à la base de ces bancs et des variations latérales de faciès (passage des conglomérats aux calcarénites ou vice versa) sont interprétées comme étant le résultat de secousses tectoniques de faible ampleur. Les laminations en *convolutes* sont induites selon Blatt *et al.* (1980a) par des dépôts de suspension rapide ou par une déformation plastique de sédiments partiellement liquéfiés. Les bases érosives (*scoured base*), le granoclassement normal et l'agencement des calcarénites en laminations parallèles et entrecroisées suggèrent un transport et un dépôt par des courants de turbidité par vannage (Wu, 1982). Des surfaces craquelées, à aspect de fentes de dessiccation, indiquent probablement de courtes émergences avec début de dessiccation.

Ainsi, quatre termes de la séquence de Bouma (1962) sont rencontrés : calcarénites grossières à granoclassement normal (Ta), calcarénites fines granoclassées à laminations parallèles (Tb), calcarénites très fines à laminations entrecroisées ou à laminations convolutées et lits déformés (Tc) et argilites à laminations parallèles au sommet des successions (Td). Cette succession est interprétée par Bouma (1962) comme le résultat de la diminution de la vitesse du courant et de la taille des grains dans la direction du courant. L'auteur précise que près de la source, tous les intervalles sont représentés, alors que dans le sens du courant descendant, les

intervalles inférieurs sont manquants. Dans notre cas, la présence des intervalles inférieures confirme la proximité de la source alors que l'absence du terme Te, ainsi que la rareté du terme Td impliquent leur élimination par érosion avant le dépôt de la séquence suivante. Les figures sédimentaires observées (slumps et laminations convolutées notamment) sont fréquemment associées aux séries turbiditiques.

Les fragments flottants dans les turbidites pourraient représenter des galets issus des dépôts conglomératiques sous-jacents. Les fragments incrustés dans les turbidites seraient des résidus de démantèlement tardifs du socle.

Dans le **niveau microconglomératique supérieur**, les conglomérats de type matrix-supported à granoclassement normal peut être assimilés aux faciès Gmg de Miall (1996) interprétés comme des dépôts de coulées de débris pseudoplastiques (de faible consistance, visqueuses) caractéristiques d'une turbulence moins importante qu'en Kf1.

Il s'agit de conglomérats de dépôt en masse rapide (*débris flow*). Les niveaux lenticulaires, les surfaces érosives très fréquentes, les galets d'argilites silteuses allongés dans le sens de la stratification correspondent à des dépôts de remplissage de chenaux mineurs (Miall, 1978). Les stratifications concaves à grande échelle et les drapages d'argilites peuvent être interprétés comme des dépôts de remplissage de chenaux abandonnés formés par aggradation verticale, pendant la baisse du niveau d'eau (Miall, 1985 et 1992 ; Amireh *et al.*, 2001) ou des dépôts de régime d'écoulement inférieur (Reineck et Singh, 1986).

Ces microconglomérats de Kf2 sont des dépôts de transport tractif d'un **système fluvatile proximal**, qui évoluent vers le sommet à des dépôts plus fins à litage horizontal, d'écoulement laminaire, puis à des dépôts à rides de courant asymétriques de **domaine fluvatile distal** (Wasson, 1979 ; Chbani *et al.*, 1999).

Les **faciès des galets mous** formant un niveau métriques au sommet du conglomérat de base, proviennent du remaniement sur place, ou sur une courte distance de couches calcaires en voie de consolidation, fragmentées à la suite d'émersion et de dessiccation ou sous l'action de courants ou de glissements accentués par des rejeux de failles. Les galets mous coiffant les conglomérats indiquent un environnement de haute énergie. Ce sont des conglomérats intraformationnels ou *intraclastic limestones* (Pettijohn et Potter 1964).

Ces dépôts sont interprétés comme des produits de destruction (milieu très agité lié à des failles) d'un tapis algaire (Folk, 1959 ; Trompette, 1973). La texture grossière, la lithologie et la phase biologique suggèrent des **dépôts en milieu littoral (étage supralittoral)**. La

présence parfois de traces de pseudomorphose de calcite, témoigne d'un climat chaud et sec, comparable à ce qu'on connaît actuellement dans le golfe Persique en milieu de sebkha ([Purser, 1983](#)).

1.2. Formation de Pélel

Nous y avons distingué trois ensembles contrairement à [Delor et al. \(2010a\)](#) qui en ont distingué deux.

1.2.1. Ensemble 1 (P11). Il est constitué de calcaires algaires, oolithiques et à oncolithes légèrement gréseux, associés à des argilites rouges carbonatées.

Les roches carbonatées constituent la proportion la plus importante de ses faciès. C'est une succession irrégulière de niveaux de calcaires oolithiques et à oncolithes en bancs décimétriques à métriques, finement lités, rubanés (structure stromatolitique) (Figure 24 ; Photos 1 à 3) séparés par de fines intercalations argilo-silteuses carbonatées (Figure 24 ; Photos 3 et 4).

Sur le terrain, l'ensemble de ces faciès alterne et donne l'impression de gradins constitués de corniches plurimétriques à décamétriques et de replats argilo-silteux métriques à plurimétriques. Ces dépôts se répètent de façon rythmique sur tout l'ensemble.

La base de la formation de Pélel est associée à des sills et dykes volcaniques (colline de Pélel) qui pourrait être différents de ceux de la suite de Bandafassi d'âge Phanérozoïque.

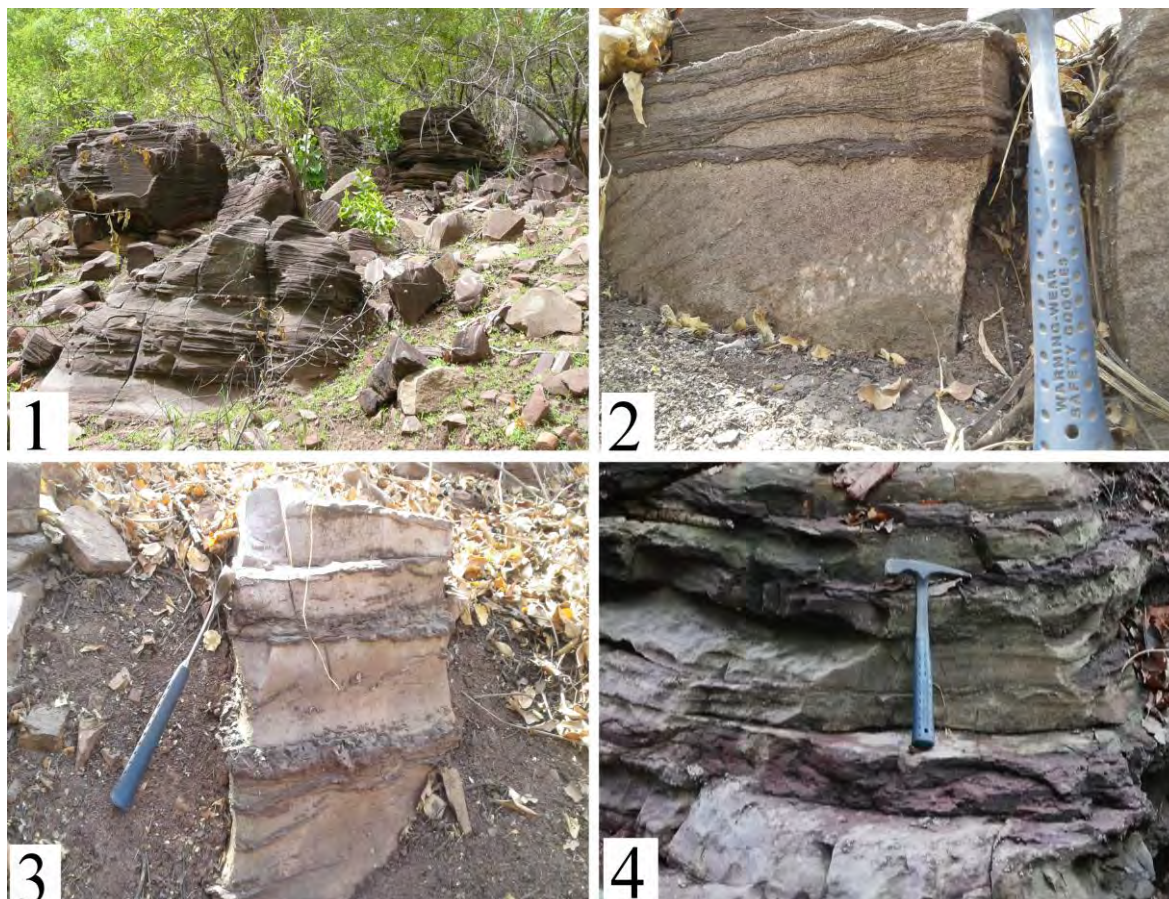


Figure 24 : Calcaires oolithiques et stromatolites associés à des argilites rouges carbonatées de la Formation de Pélel. Photo 1 : Vue d'ensemble des calcaires algaires, oolithiques, finement lités, rubanés ; Photos 2 et 3 : Calcaires à structure stromatolitique ; Photo 4 : Lits décimétriques de calcaires algaires, oolithiques, séparés par de fines intercalations argilo-silteuses carbonatées.

Beaucoup de structures sédimentaires sont observées sur les bancs de calcaires oolithiques: stratifications planes obliques et entrecroisées parfois à grande échelle, laminations fines parallèles, beaucoup de surfaces d'érosion et de réactivation (Figure 25 ; photos 1 et 2), beaucoup de structures mamelonnées (*Hummocky cross stratification*) (Figure 25 ; photos 2 et 3), des rides de courant, des rides d'interférence de faible amplitude, des rides de courant superposées (*climbing ripples*) au toit des bancs (Figure 25 ; photo 4), des chenaux emboîtés, des structures en arêtes de poisson (*herring bone*), des figures de charge. On y rencontre également des galets mous d'argilites rougeâtres, des drapages, des structures madrées (*flaser bedding*), de petites gouttières érosives et des fentes de dessiccation.

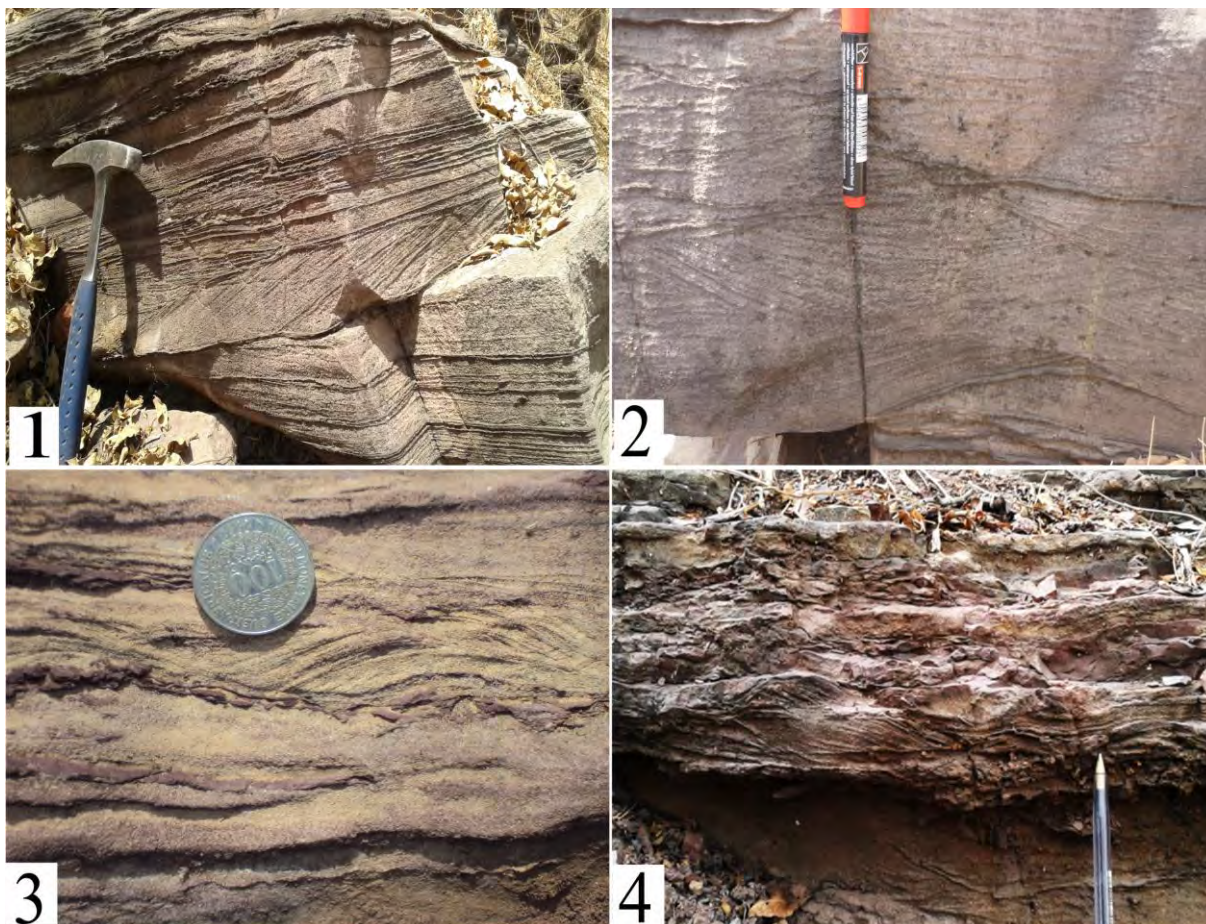


Figure 25 : Structures sédimentaires associées aux calcaires oolithiques et stromatolithes de Pélel.
Photos 1 et 2 : Stratifications planes obliques et parfois entrecroisées, laminations fines parallèles, surfaces d'érosion et de réactivation ; **Photos 2 et 3 :** Structures mamelonnées ; **Photo 4 :** Climblings ripples (ides de courant superposées).

Au microscope optique, on distingue les éléments figurés suivants :

- algues et oncolithes très nombreuses (Figure 26 ; photos 1 à 4) ;
- oolithes simples ou composites micritisées. Elles montrent une structure interne constituée par un noyau et un cortex de deux à trois couches. D'autres sont peu évoluées, mais le noyau est perceptible. La micritisation du cortex des oolithes par perforation répétée serait causée par les algues ou les bactéries qui étaient présentes dans le milieu. Les oolithes sont le plus souvent de taille variable, bien arrondies et à contours souvent réguliers et structure interne visible ;
- très nombreux intraclastes pisolithiques ressemblant plus à des encroutements algaires. Ils sont souvent constitués d'agrégats d'oncolithes et d'oolithes ;
- pellets millimétriques assez fréquents ;
- très rares fragments de grès et grains de quartz anguleux, de grandes tailles.

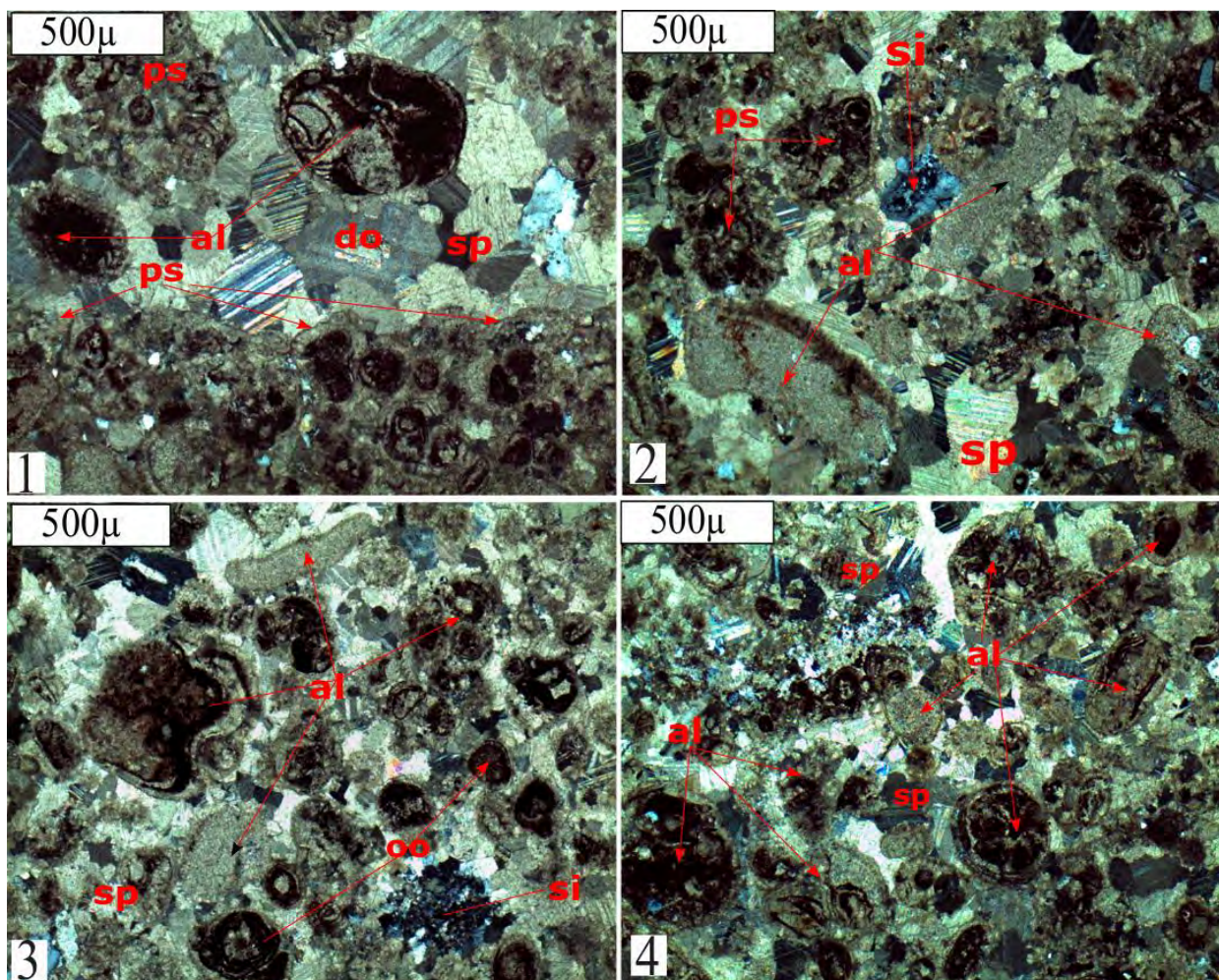


Figure 26 : Calcaires oolithiques et à oncolithes légèrement gréseux de la Formation de Pélel. Photos 1 à 4 : Algues et oncolithes. al : algues, oo : oolithes, si : silice ; sp : sparite ; ps : pisilite ; do : dolomite.

La **phase de liaison** est constituée d'un ciment sparitique ferrugineux et rarement de quartz secondaire, amorphe, remplissant les vides et les fractures. La matrice est quasi-absente.

Il s'agit d'un grainstone selon la classification de [Dunham](#) (...) et d'une biooöpelintrasparite à dasycladacées selon la classification de Folk (1959). Il est constitué de plus de 95% d'éléments carbonatés (algues, oolites, oncolithes, pisolithes, calcite et dolomite...) enchevêtrés, recristallisés et ferrugineux. Le microfaciès de texture grainstone, très rarement packstone, correspond à une oobiosparite à fréquentes sections d'algues et oncolithes en concrétions sphériques apparentés aux stromatolites. Elles remanient parfois des microfragments de bioclastes algaires. Ce faciès oolithique peut passer à des niveaux calcaires oolithiques à lithoclastes et des pelloïdes assez fréquents et quelques rares grains de quartz (grande taille, peu roulés, parfois nourris sur les bords), des trainées de limonite ou film intergranulaire.

1.2.2. Ensemble 2 (PI2) : Les argilites silteuses rouges carbonatées à intercalations de niveaux de calcaires gréseux de la Formation de Pélel

Ce sont des dépôts d'argilites silteuses ou de siltites argileuses carbonatées, massives et rougeâtres, avec des inclusions blanchâtres plus grossières correspondant à des infiltrations de sédiment grossier dans du fin. Elles se débitent en rondelles esquilleuses, parfois en boules ou ovoïdes. La roche est fortement bréchifiée (Figure 27 ; photo 1), affectée de fracturations conjuguées (obliques, transversales et longitudinales) qui la débitent en amas en forme d'amande (boules étirées).

Il n'est pas rare de voir sur le terrain dans ces argilites et siltites fortement bréchifiée, des rides de courant symétriques de taille décimétrique, (rides de vague) (Figure 27 ; photo 2). On y rencontre des fentes de dessiccation (Figure 27 ; photo 3), des intercalations de bancs de calcarénites, centimétriques à décimétriques rarement métriques sur lesquelles reposent en discordance une tillite glaciaire (Figure 27 ; photo 4), à rides de courant asymétriques (*ripple mark*) et stratifications obliques entrecroisées.

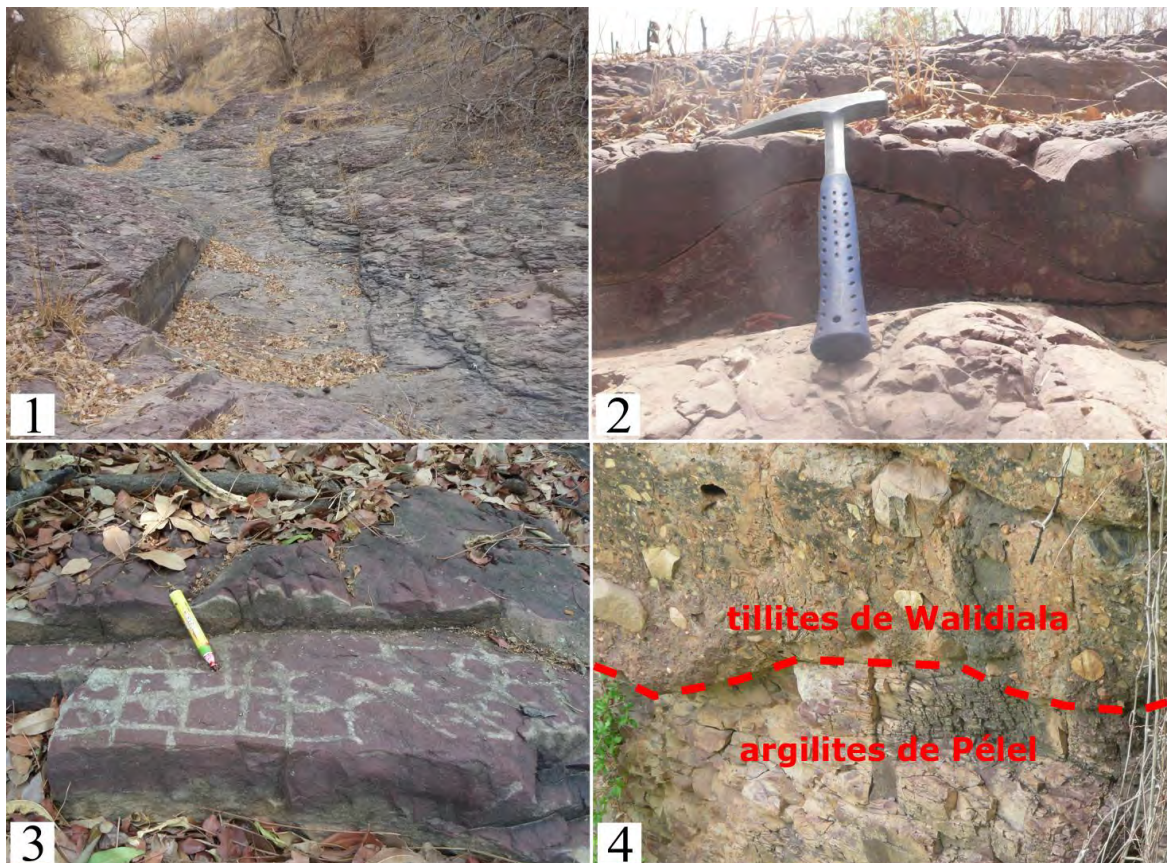


Figure 27 : Argilites silteuses rouges carbonatées de la Formation de Pélel. Photo 1 : Bréchification ; Photo 2 : Ride de vague ; Photo 3 : Fentes de dessiccation ; Photo 4 : discordance argilites silteuses carbonatées et tillites glaciaire.

1.2.3. Ensemble 3 (PI3) : le niveau à stromatolithes de la Formation de Pélel

Cet ensemble est décrit pour la première fois dans le bassin de Madina Kouta. Il a été rencontré dans la vallée de Walidiala, en particulier en deux endroits de la zone d'étude : sur la colline de Pélel aux environs du replat de Nandoumari (10m) où il est surmonté par les argilites silteuses de la Formation de Dindéfélo (Figure 28 ; photo 1) et à la base de la colline de Tanagué (40m) (Figure 28 ; photos 2 et 3) où il peut atteindre une quarantaine de mètres d'épaisseur et est surmonté en discordance par la tillite.

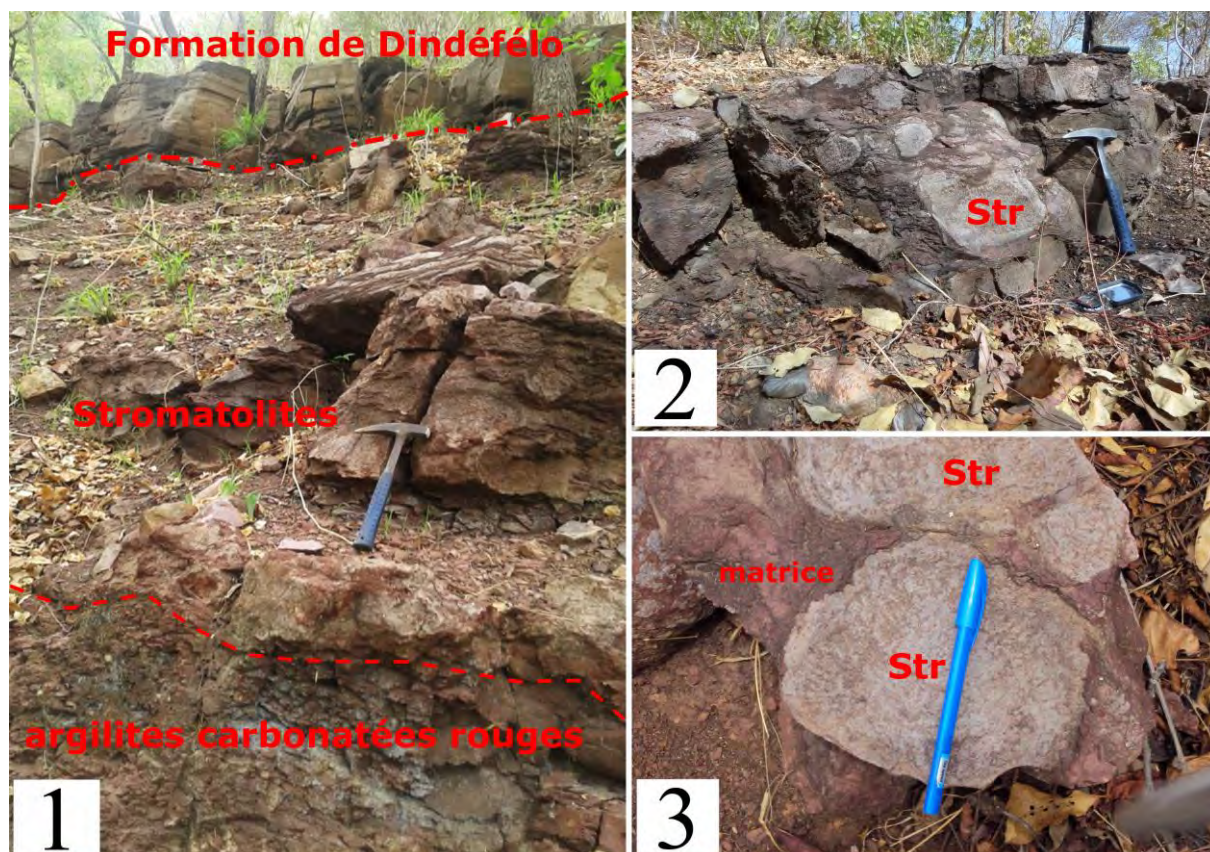


Figure 28 : Bioconstruction algaires à stromatolithes amalgamés de la Formation de Pélel. Photo 1 : Vue d'ensemble de récifs stromatolitiques surmontés par les grès de la Formation de Dindéfélo (colline de Pélel) ; **Photos 2 et 3 :** Détails des récifs stromatolithes (colline de Tanagué). **Str :** stromatolithes.

Il s'agit d'un niveau de bioconstructions algaires, constitué de stromatolithes (structures concentriques, blanchâtres carbonatées), amalgamés, liés par une matrice calcaire fortement ferrugineuse et très faiblement gréseuse, qui coiffe la formation de Pélel partout où elle est rencontrée.

Pétrographiquement, on y distingue les **éléments figurés** suivants (Figure 29) :

- fragments d'algue et débris allochtones d'algues (**algal limeclasts**) : grains micritisés, entiers et fragments de très grande taille (Figure 29 ; Photos ; 1 à 3) ;

- oncolithes (oncoïdes) se présentant en nodules irréguliers à contours convexes et concaves, formés de couches algaires plus ou moins concentriques ;
- pellets micritisés de grande taille (>2mm) qui correspondent en réalité à des fragments d'algues ;
- oolithes simples et composites, parfois en fragments dans les zones à stylolithes ;
- structures concentriques stromatolitiques multifformes, plus ou moins associées (Figure 29 ; photos 1 à 3). Dans l'ensemble des lames observées, la présence de stromatolites se distingue par un empilement de couches hémisphériques épaisses, emboîtées les unes dans les autres, d'une manière assez nette. Ces couches sont très irrégulières, souvent interrompues et s'anastomosent parfois (Figure 29 ; photos 3).

On peut distinguer deux types de couches alternant plus ou moins régulièrement :

- ✓ une couche claire limpide constituée le plus souvent de cristaux de carbonates (sparite ou dolosparite) ; c'est en général la couche la plus développée ;
- ✓ une couche grise, sale, plus intensément pigmentée (argiles ou matière organique ou fer), parfois réduite à une simple ligne sombre ou en lentilles courbes constituées de carbonates très fins (micrite et microsparite ou dolomicrite et dolomicrosparite), avec du quartz détritique, des débris de feldspaths, du zircon et des paillettes de micas.

Sur toutes les lames étudiées, les phénomènes de recristallisation et dolomitisation sont très importants. Les stromatolites sont parfois entièrement masqués par la recristallisation en sparite (calcite et dolomite). Il ne subsiste que quelques lambeaux de micrite ou de dolomicrite au milieu des carbonates largement cristallisés. Les stromatolites constituent très souvent des pièges à pellets et oolithes. On y rencontre également des Fantômes de stromatolites (Figure 29, Photo : 4).

La **Phase de liaison** est constituée d'une matrice composée de micrite, dolomicrite, microsparite et quartz de très petite taille et un ciment sparitique ferrugineux (sparite ou dolosparite et des oxydes de fer très abondants).

La texture est de type packstone, les fractures sont remplies de sparite de recristallisation. On rencontre beaucoup de stylolithes dans la roche.

Il s'agit de récifs stromatolitiques (bioconstructions algaires) ferrugineux ou de calcaires stromatolitiques ferrugineux à oncolithes et pellets.

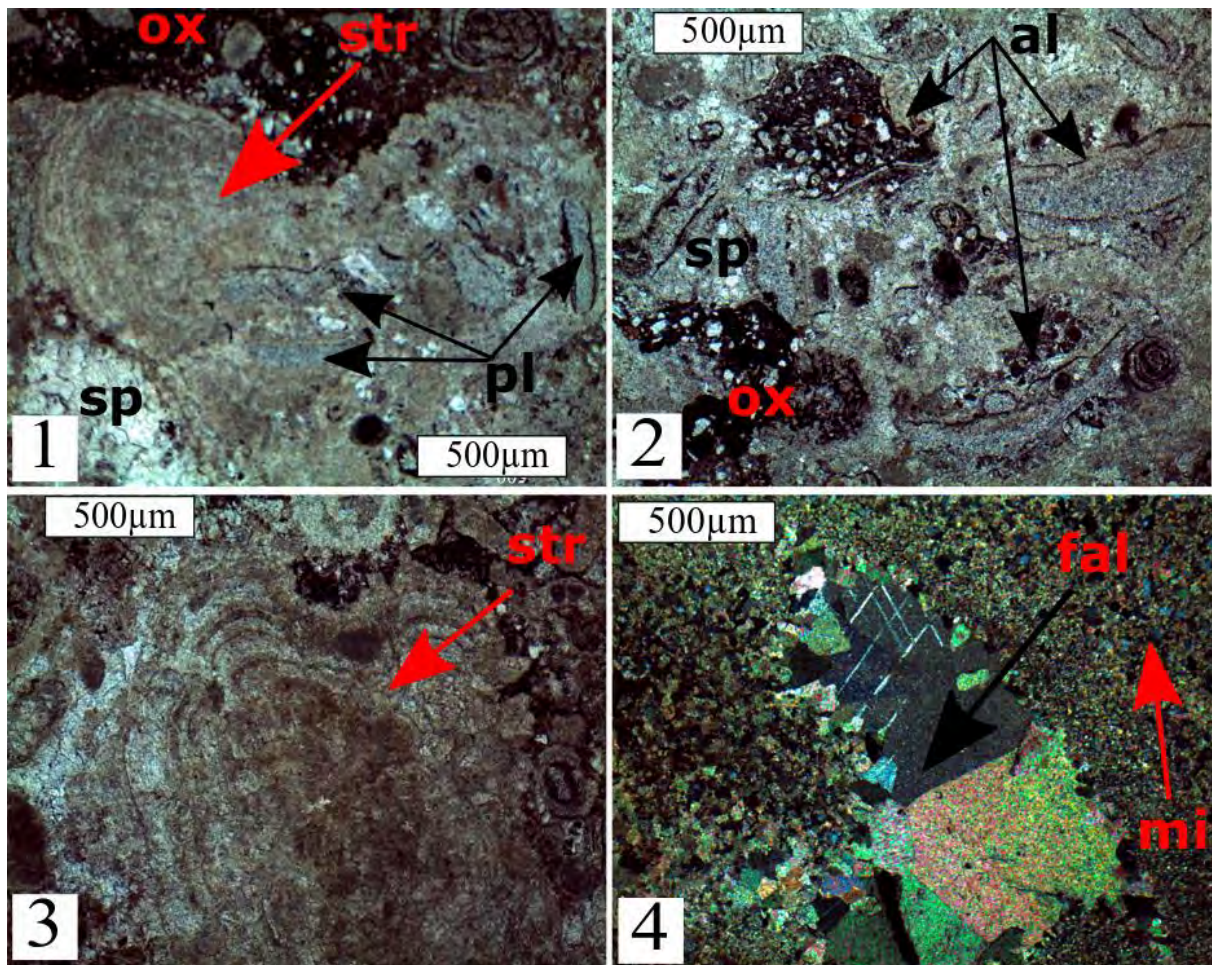


Figure 29 : Récifs stromatolitiques de la formation de Pélel. Photos 1 et 2 : algues et stromatolites ; Photo 3 : Stromatolites fortement dolomitisés ; Photo 4 : Fantômes de stromatolites. Str : stromatolites ; **sp :** sparite, **pl :** pellet, **al :** algue, **ox :** oxydes de fer

1.2.4. Etude du volcanisme dans la Formation de Pélel

a/ Lithostratigraphie

La base de la Formation de Pélel tout comme la Formation de Kafori est affectée d'un volcanisme assez particulier dont l'étude et les datations pourraient contribuer à une meilleure compréhension de la géologie de la zone d'étude (Figure 30 ; Photos 1 à 4). Il s'agit d'intrusions basiques en dykes dans la Formation de Kafori et en sills volcaniques centimétriques à décimétriques dans les sédiments calcaires de la Formation de Pélel. Ces intrusions volcaniques pourraient être contemporaines aux dépôts de la Formations de Pélel dans lesquels elles sont interstratifiées. En attendant d'avoir des datations absolues sur ces roches, nous nous limiterons à une description lithostratigraphique basée sur les observations de terrain à l'échelle de l'affleurement et de l'échantillon mais aussi pétrographiques à l'échelle microscopique.

À l'affleurement, la roche présente une texture porphyrique et une couleur noire. Elle renferme des agglomérats de boules noires et parfois des poches détritiques dans une mésostase parfois verte sans cristaux visibles à l'œil nu. Ces roches volcaniques sont fréquemment interstratifiées avec les calcaires (Figure 30 ; Photos 1 et 2). Dans ce cas, leur épaisseur varie entre 40 et 60cm. Par endroits elles présentent des lamination nette très fine (Figure 30 ; Photo 1 à 4).

Les échantillons prélevés montrent parfois des fragments volcaniques repris dans les faciès sédimentaires (Figure 30 ; Photo 3).

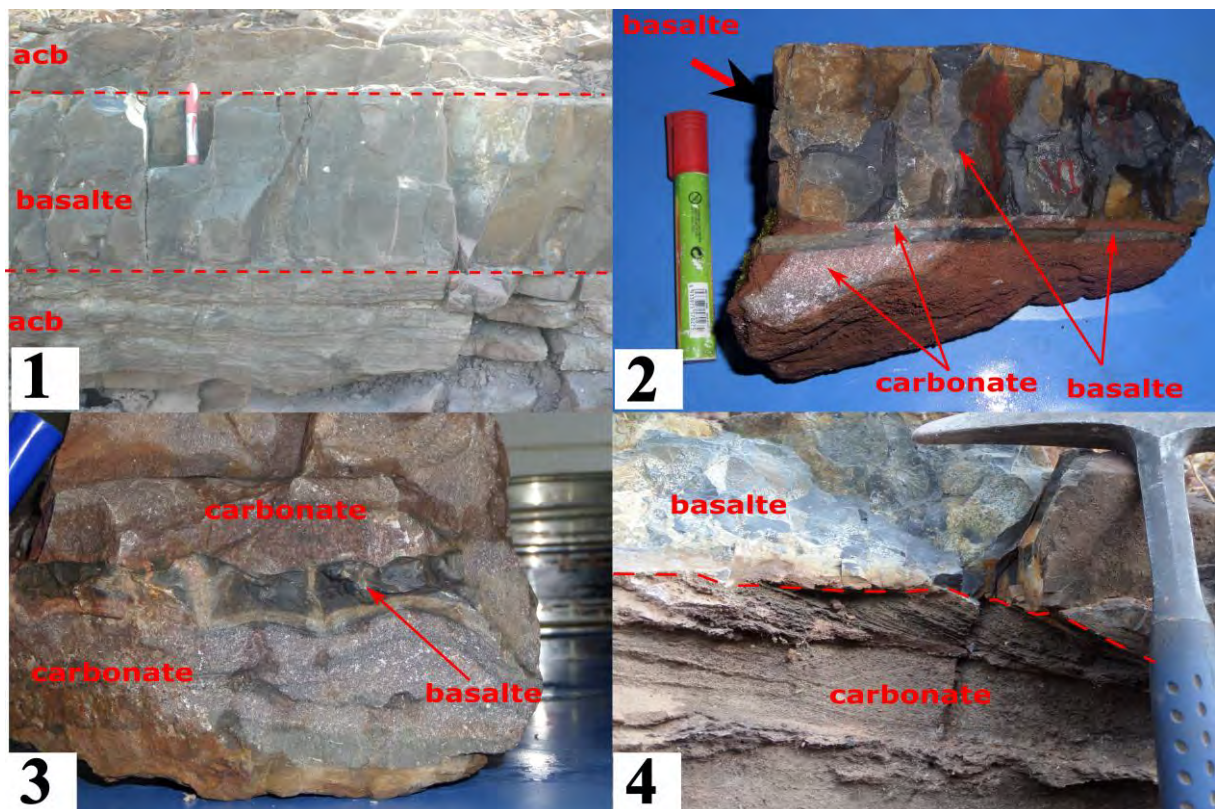


Figure 30 : Lithostratigraphie des faciès volcaniques de la Formation de Pélel. Photos 1 et 2 : Alternances calcaires-intrusions volcaniques observées sur le Terrain ; Photo 3 : lambeau de basalte dans les calcaires, Photo 4 : contact carbonate-volcanique. acb : Alternance calcaires-basalte ; v : Volcanique ; ca : Calcaires.

b/ Pétrographie

En lame mince, on peut observer dans les zones de contact calcarénite/intrusion volcanique :

- des surfaces de contact irrégulières calcaires-basalte (Figure 31 ; photos 1) ;
- des infiltrations volcaniques dans les calcaires (Figure 31 ; photo 2) ;
- une recristallisation de la micrite en sparite ;
- des poches de calcaire à pellets dans les basaltes ;
- une dolomitisation assez poussée des calcaires (Figure 31 ; photos 3) ;

- un enrichissement en matériel volcanique (feldspaths, quartz) des lits calcaires (Figure 31 ; photo 4).

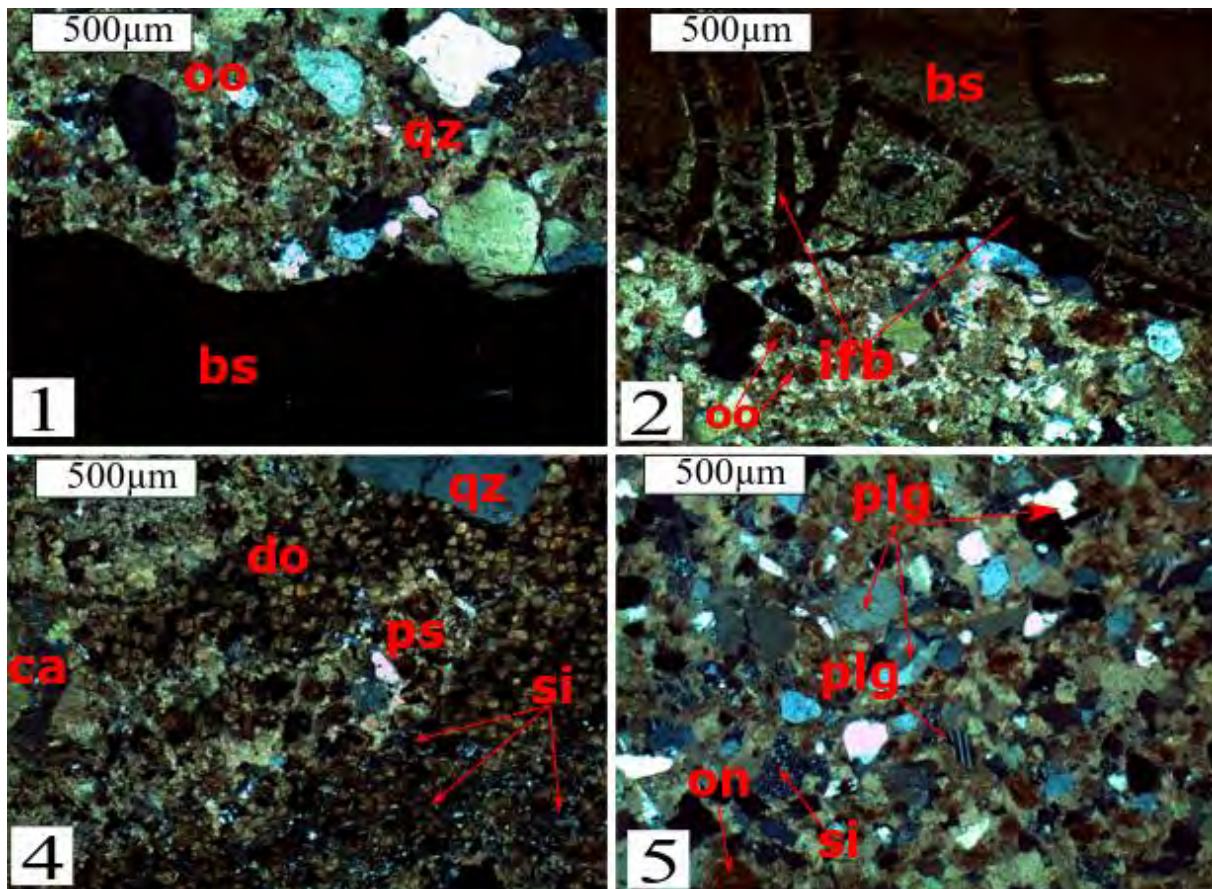


Figure 31 : Pétrographie des zones de contact calcarénite/intrusion volcanique. Photos 1 : Contact irrégulier calcaire-Basalte ; **Photo 2 :** Infiltration volcanique dans les calcaires ; **Photos 3 :** Dolomitisation assez poussée des calcaires ; **Photo 4 :** Calcaires détritiques enrichis en matériel volcanique (feldspaths, quartz microcristallin et quartz à extinction ondulante). **Do :** dolomite ; **ifb :** infiltrations basaltiques ; **ps :** pisolithes ; **oo :** oolithes ; **ca :** calcites ; **qz :** quartz ; **si :** silice ; **bs :** basaltes ; **plg :** plagioclases.

Pétrographiquement, les intrusions basiques en sills dans la formation calcaire de Pélel présentent une texture microlithique à phénocristaux (Figures 32). L'altération est relativement faible, de ce fait la texture primaire est très bien préservée. La roche présente des cristaux de grande taille dispersés au sein d'une pâte, c'est-à-dire sans cristaux visibles ou sous forme de baguettes.

Les phénocristaux sont représentés par des plagioclases, de l'olivine et des pyroxènes. La mésostase légèrement altérée est constituée de microlites de plagioclase dans une masse fine chloriteuse, riche en microcristaux d'oxyde de fer. Les plagioclases forment de petites baguettes différentes des lattes généralement observées dans la texture doléritique (Figure 32 ; photos 1 à 4).

Les intrusions basiques semblent parallèles à la lithologie globale des calcaires de la Formation de Pélel dans lesquels elles sont en intrusion. Le contact avec les calcaires algaires de Pélel est parfois irrégulier mais net. On y rencontre souvent des enclaves détritiques (Figure 32 ; photo 4).

Il s'agit dans l'ensemble des intrusions dans la Formation de Pélel, de basaltes mélanocrates porphyriques à phénocristaux de plagioclase, d'augite et d'olivine et à oxydes de fer.

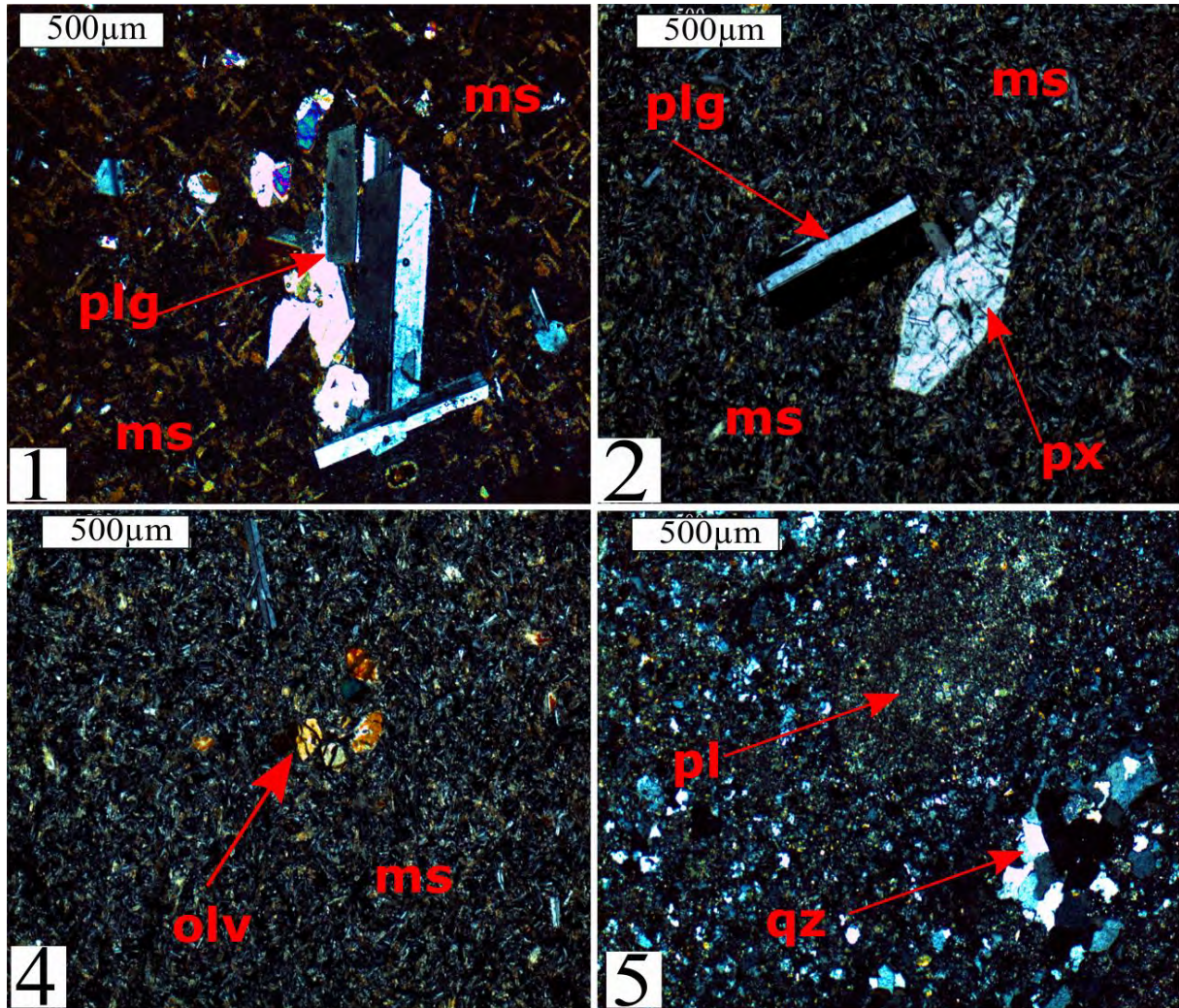


Figure 32 : Pétrographie des intrusions basiques dans la Formation de Pélel. Photo 1 : Phénocristaux de plagioclase dans une mésostase ; **Photo 2 :** Basalte microlithique à phénocristaux altérés de pyroxène et de plagioclase dans une mésostase et Phénocristaux de pyroxène. **Photos 4 e 5 :** Basalte microlithique à phénocristaux altérés d'olivine et de plagioclases agglomérés (base photo 5) et à oxyde de fer ; **Photo 4 :** Poche de calcaire à pellets dans les basaltes ; **p :** Pellet ; **px :** pyroxène ; **olv :** olivine ; **plg :** plagioclase ; **ms :** mésostase ; **qz :** quartz ; **pl :** pellet.

1.2.5. Interprétation de la Formation de Pélel

a/ **Ensemble 1 (P11).** La Formation de Pélel est caractérisée par l'installation à un stade très avancé de la plateforme carbonatée et par l'apparition d'une composante presque totalement carbonatée. L'alternance de lamines obliques entrecroisées en rides et de laminations parallèles dans les calcaires algaires et stromatolitiques séparées par les surfaces de réactivation formées de dépôts de marées (*tidal bundle*) tapissées de fins niveaux (lamines) d'argile est interprétée comme une accrétion verticale (Bhattacharya et Bhattacharya, 2006). Les ensembles tidaux résultent de l'interaction entre les vagues et les courants tidaux de retour (*reversing tidal current*) à travers un cycle unique de marée et désignent une zone de marée significative avec de faibles courants tidaux et une énergie considérable liée aux vagues (Yang et al., 2008). La surface de réactivation se met en place sous forme de lits qui se déplacent durant les cycles dominés par les courants tidaux, puis modifiés et érodés durant les phases subordonnées. La stratification plane au sein des lits de calcaires et de calcarénites horizontaux représente la migration de vagues (dunes 2-d) dans le champ de dunes du régime d'écoulement inférieur (Fritz et Howells, 1991). La migration se renouvelle avec les prochaines phases dominantes (Harms et al., 1975). Les argilites oxydées entre les lamines pourraient représenter le remplissage lors des phases d'eau calme. Les stratifications obliques résultent souvent de la migration de dunes ou de rides et indiquent la direction des courants (Cojan et Renard, 1997). Les alternances de calcaires algaires à stratifications entrecroisées à grande échelle et d'argilites peuvent être déposées par des vagues de tempête (Leckie et Walker, 1982) ; d'autres les interprètent comme des formes amalgamées de HCS (Dott et Bourgeois, 1982 et 1983 ; Walker et Plint, 1992). Le grand nombre de stratifications obliques souvent disposées en « auges et en gouttières » dans les dépôts de la Formation de Pélel, la superposition à différentes échelles de lits de calcaires fins, moyens et parfois grossiers et enfin la relative abondance des calcaires à lambeaux d'argilite (*flaser bedding*), indiquent des eaux assez agitées avec des courants capables d'assurer le triage et le classement des sédiments et même de les remanier localement (Pettijohn et Potter, 1964).

Les sédiments carbonatés, algaires et oolithiques à texture grainstone et ciment sparitique de la Formation de Pélel sont formés dans une **plateforme carbonatée interne, milieu très agité** et qui subit l'**interaction** des **houles**. Les pellets sont d'origine oolithique micritisés et se sont formés dans un **milieu interne** à forte énergie puis transportés par les houles vers la **plateforme externe**, milieu calme, fortement algaire et à faible énergie où se fait la micritisation par les algues. La dolomitisation partielle des calcaires indique un milieu de dépôt **supralittoral** à

médiolittoral (le complexe évaporitique). Les caractéristiques des oolithes, ainsi que la composante biologique (algues) suggèrent des dépôts dans un **milieu marin subtidal peu profond** de type **lagon** à énergie variable. Ce faciès oolithique passe parfois vers le sommet à des faciès oncolithiques à laminations ondulées, ou à des calcaires à stromatolites (biomicrite à laminites algaires), et témoignent d'un dépôt dans des **environnements médiolittoraux**.

b/ Ensemble 2 (PI2). La sédimentation se poursuit par des dépôts d'argilites silteuses carbonatées rougeâtres, à infiltration de matériel plus grossier blanchâtre à jaunâtre qui pourraient être liées à des secousses tectoniques. Elles correspondent à des dépôts de **plaine tidale** (Chbani *et al.*, 1999) sous influence tectonique dues à des rejeux de paléo-failles (Lombard, 1950 in Bassot, 1966).

c/ Ensemble 3 (PI3) La sédimentation se termine par des bioconstructions algaires, à stromatolites amalgamés qui coiffent la formation de Pélel : ce sont des récifs stromatolithiques. Comme défini par Preat *et al.* (1984), le terme de complexe récifal correspond aux biostromes, aux biohermes et à l'ensemble des boundstones récifaux qui sont restés pratiquement en place, et qui sont capable d'ériger des masses carbonatées, barrières, buttes ou monticules et petits amas isolés. Les données fournies par les stromatolites ont permis de préciser leur paléoenvironnement. Actuellement les algues responsable de l'édification des stromatolites vivent dans des eaux marines très peu profondes, aérées, riches en gaz carbonique : **zone intertidale à subtidale** ou plus rarement continentale (Trompette, 1973).

Les algues observées dans les calcaires algaires oolithiques et oncolithes indiquent des **environnements récifaux peu profonds**.

Nous pouvons retenir que la Formation de Pélel s'est déposée dans un environnement peu profond qui oscille entre la **plate-forme interne** et la **plate-forme externe** et à tendance récifale.

La présence dans la Formation de Pélel d'intrusions basiques en sills pourrait indiquer qu'elle s'est déposée durant une période d'activité volcanique. Cela confirmerait le contexte distensif dans lequel se serait déposé le Groupe de Ségou.

1.3. Formation de Dindéfelo

Elle est aisément reconnaissable sur le terrain puisqu'elle forme la falaise armant l'escarpement principal bordant au Sud la pénéplaine birimienne. Sa puissance est de l'ordre de

282m. Il s'agit d'une alternance pélitico-gréseuse (Membre 1) passant à des grès silteux à interlits argileux (Membre 2), surmontés des barres gréseuses ruiniformes à faciès fins à moyens, riches en structures et figures sédimentaires (Membre 3).

Par endroits, la Formation de Dindéfélo repose en discordance sur le socle par l'intermédiaire d'un microconglomérat de base qui affleure au SE du village de Yamoussa et à l'entrée du village de Dindéfélo où il est feldspathique, fortement ferruginisé et renferme des filons pegmatitiques de quartz blanc ou rose. Son épaisseur est faible (1 à 10m). On peut y distinguer deux faciès :

- **Un faciès microconglomératique** d'épaisseur centimétrique à métrique. Il est formé par d'abondants graviers et granules arrondis à subarrondis de quartz, de feldspath, de rares et fines pastilles argileuses, d'une matrice gréseuse fine à grossière et d'un ciment argilo-ferrugineux. Il est poreux, de teinte brune, rose à rouge ou noirâtre, avec une stratification plane parfois ondulée, de très rares stratifications obliques et se débite en blocs chaotiques ;
- **Un faciès grés-microconglomératique.** Vers le haut, le microconglomérat passe à des grès microconglomératiques ou « grès à dragées de quartz ». Ils se présentent en gros bancs massifs, poreux et se débitent en dalles ou blocs. Les granules et graviers de quartz sont arrondis à subarrondis. La matrice, abondante, est constituée de grès moyen à fin. Le ciment est argilo-ferrugineux blanchâtre à noirâtre. On y observe des stratifications obliques.

1.3.1. Membre 1 (Df1) : argilites silteuses mauves à intercalations de niveaux gréseux fins de la Formation de Dindéfélo (Figure 33)

Cette unité, épaisse d'une centaine de mètres, constitue la base des collines longeant la frontière sénégal-guinéenne, entre Tépéré et Pélel Kindessa. Elle montre du bas vers le haut des argilites silteuses mauves avec de très rares niveaux centimétriques de grès fins blancs à rosâtres surmontées par une alternance franche argiles-grès avec prédominance des grès vers le sommet où ils s'amalgament (Figure 33) ; le tout est coiffé par un niveau de conglomérats intraformationnels.

a/ Les argilites silteuses (Figure 33 ; Photos 1 et 2) :

La base de la Formation de Dindéfélo débute au niveau de la colline de Pélel Kindessa par des dépôts d'argilites silteuses dépourvues de carbonates, de couleur mauve à violette intercalées de niveaux de grès fins.

Elle repose en discordance fondamentale sur le socle granitique, à Tépéré et Dindéfélo par l'intermédiaire d'un microconglomérat de faible épaisseur, ou sur la Formation de Pélel (Df3) via une barre de grès fin.

Cette barre, métrique, présente des stratifications planes à grande échelle, des stratifications obliques entrecroisées, en mamelon (HCS), du litage flaser et ondulés mais aussi des figures de charge à la base des bancs. Il s'agit d'un grès fin avec une épaisseur dépassant rarement 2m. Ce banc est très important du fait qu'on ne l'observe que là où le Groupe de Ségo est complet (Sud-Est du village de Pélel). Il constitue un bon niveau marquant le début de la Formation de Dindéfélo dont la délimitation est très discutée (Bassot, 1966 ; Deynoux, 1992).

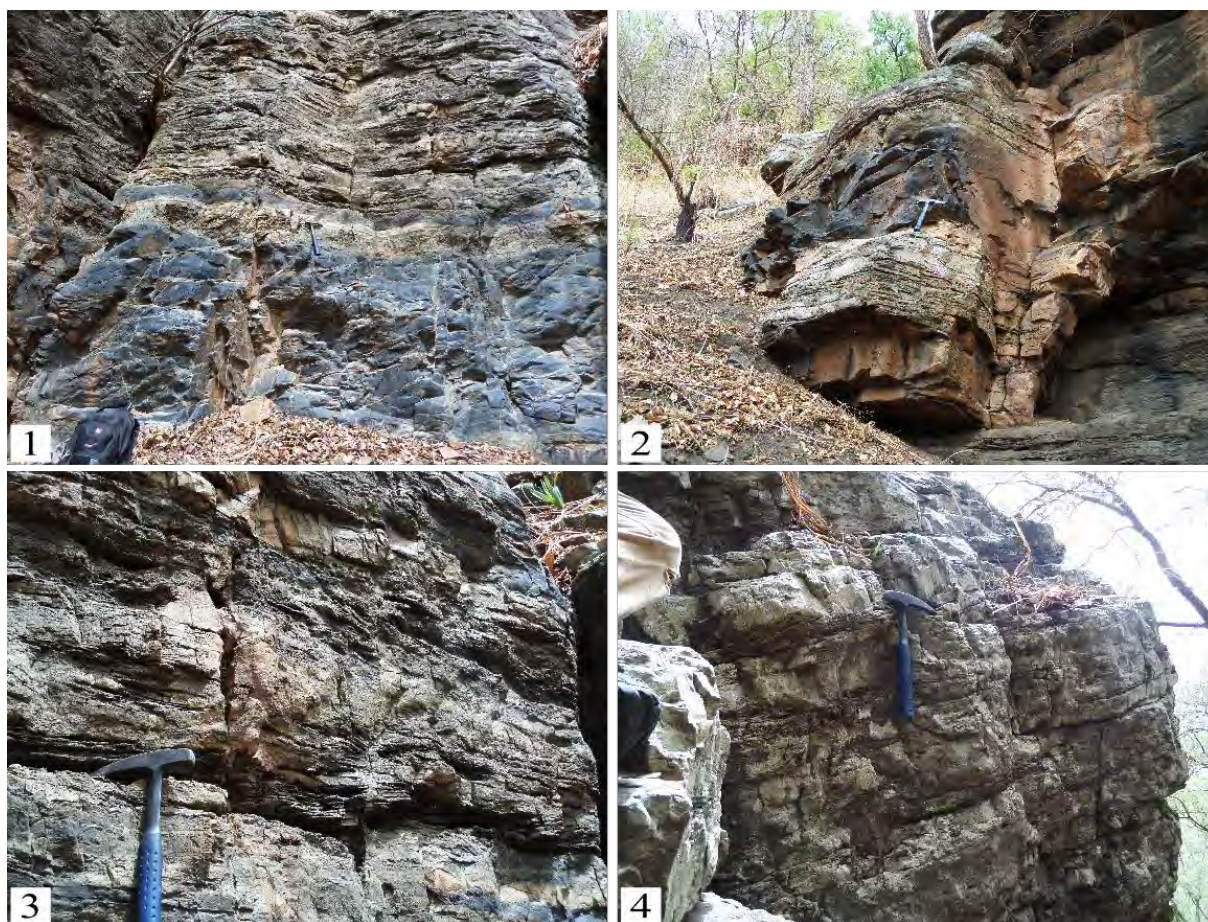


Figure 33 : Argilites silteuses mauves à intercalations de niveaux gréseux fins de la Formation de Dindéfélo. Photo 1 : Faciès basale ; Photos 2 et 3 : Faciès médian ; Photo 4 : Faciès sommital du Membre 1 de la Formation de Dindéfélo.

Dans la zone de Pélel où le volcanisme basique se manifeste, les argilites silteuses sont légèrement transformées par un métamorphisme de contact en cornéennes grises bleutées. Ces faciès présentent beaucoup de fracturations remplies de matériel grossier et des infiltrations de matériel grossier dans les fins très marquées sur le terrain, leurs donnant un aspect tacheté. De loin, ce faciès fait penser à des « conglomérat à éléments blanchâtres ».

La déformation plastique plie les lits d'argilites laminées en lentilles dont certaines sont arrachées et entièrement reprises dans les niveaux de grès très souvent granoclassés. On observe également dans les argilites silteuses de rares plis synsédimentaires, des infiltrations de matériel grossier, des fractures remplies de matériel grossier et des slumps de très petite taille.

Pétrographiquement, la lame mince taillée dans les argilites silteuses mauves de la Formation de Dindefelo (Figure 34 ; photos 1) montre la composition suivante :

Les éléments figurés sont constitués de :

- quartz anguleux, mono et polycristallin, de très petite taille et craquelé, à extinction parfois ondulante ;
- infiltrations gréseuses dans les argilites silteuses témoignant des secousses tectoniques ayant affectées les sédiments au moment du dépôt ;

La phase de liaison est constituée d'une matrice très fine renfermant du quartz détritique, de l'argilite (limonite) et de la séricite. Le liant est une matrice argilo-silteuse ferrugineuse (Figure 34 ; photos 1), brun noirâtre, très abondant.

Le tri est mauvais et les fracturations très fréquentes.

Des micros slumps et des infiltrations de phase gréseuse (grossière) dans les argilites silteuses s'observent dans les lames (Figure 34 ; photos 2). Ces structures s'observent directement sur le terrain donnant ainsi à la roche un aspect tacheté avec des parties grises à blanchâtres grossières infiltrées dans la partie argileuse plus fine.

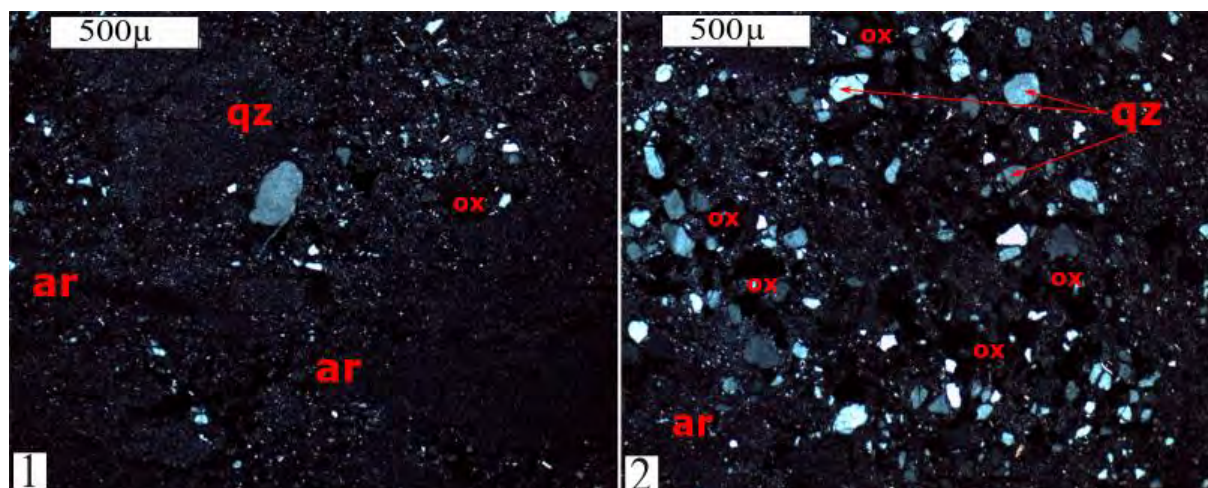


Figure 34 : Argilites silteuses mauves de la Formation de Dindéfelo. Photo 1 : Argilites silteuses à oxydes de fer ; Photo 2 : Argilites silteuses à infiltrations de matériel grossier et à oxyde de fer. ox : oxyde de fer ; **ar :** argilite ; **qz :** quartz.

Les fractures remplies de matériel clastique, les infiltrations de phase grossier et les structures de glissement dans des vases sous-marines déjà reconnues par Bassot (1966) sont

causées par des tassements et des secousses tectoniques. Le matériel grossier est amené par les courants de turbidité issus des mêmes phénomènes (Lombard, 1950, p.335 in Bassot, 1966).

Il s'agit d'une **argilite silteuse** à oxydes de fer à oxydes de fer et infiltrations de phase grossière.

b/ Le faciès gréseux fin à très fin (Figure 33 ; Photos 3 et 4)

Selon l'endroit où l'on se trouve au niveau de la zone d'étude, ces grès peuvent être des grès quartzites fins, durs, blancs ou roses fins, rubanés, à aspect de chert en lits centimétriques (10 à 30cm) ou des grès argileux, friables, bruns à roses.

Des fragments locaux d'argilites lenticulaires, probablement dérivés de l'érosion des lits argileux s'observent également.

Il n'est pas rare de rencontrer dans ces grès fins à très fins des passées centimétriques de grès très grossiers à microconglomératiques, argileux, mauves brun foncés, à structure massive et très poreuse, parfois des microconglomérats à granules et graviers arrondis à subarrondis de quartz, grès et d'argile, à matrice argilo-gréseuse et à ciment ferrugineux.

L'examen des structures sédimentaires internes aux barres gréseuses montre des litages ondulés, des HCS très fréquents, des laminations fines planes, des laminations obliques et entrecroisées, des herring-bones très fréquents vers le sommet, des flaser-beddings, du litage oblique très peu incliné, des surfaces à rides de courant asymétriques et de vagues au sommet des bancs, et un discret granoclassement souvent normal. Elles présentent à leurs bases de belles surfaces érosives très marquées et des figures de charge qui forment des cavités creuses de profondeur et de largeur centimétriques.

Les lits de grès s'amalgament au sommet. Ce sont des lits lenticulaires et d'épaisseur variables, formant de petits lobes d'épaisseur métrique. Les argilites du sommet des lits de grès fins présentent des laminations parallèles et sont souvent fortement érodées (Figure 33 ; Photos 3 et 4). Le sommet de ces lits amalgamés correspond très souvent soit à des surfaces durcies, soit à des conglomérats intraformationnelles interstratifiés.

En lame mince, les bancs de grès intercalés dans les argilites silteuses montrent essentiellement du quartz mono et polycristallin, fortement craquelé, à extinction ondulante, de forme anguleuse et de la taille des arénites très fines à fines et renfermant beaucoup d'oxydes de fer. La texture est plus ou moins jointive et très mal classé. La matrice est gréseuse et très ferrugineuse. La porosité est très élevée (Figure 35 ; photos 1 et 2). On rencontre un minéral non automorphe qui correspond à la glauconie recristallisée.

Il s'agit d'une arénite quartzreuse très fine, à matrice grésio-ferrugineuse, très mal classé et à porosité très élevée.

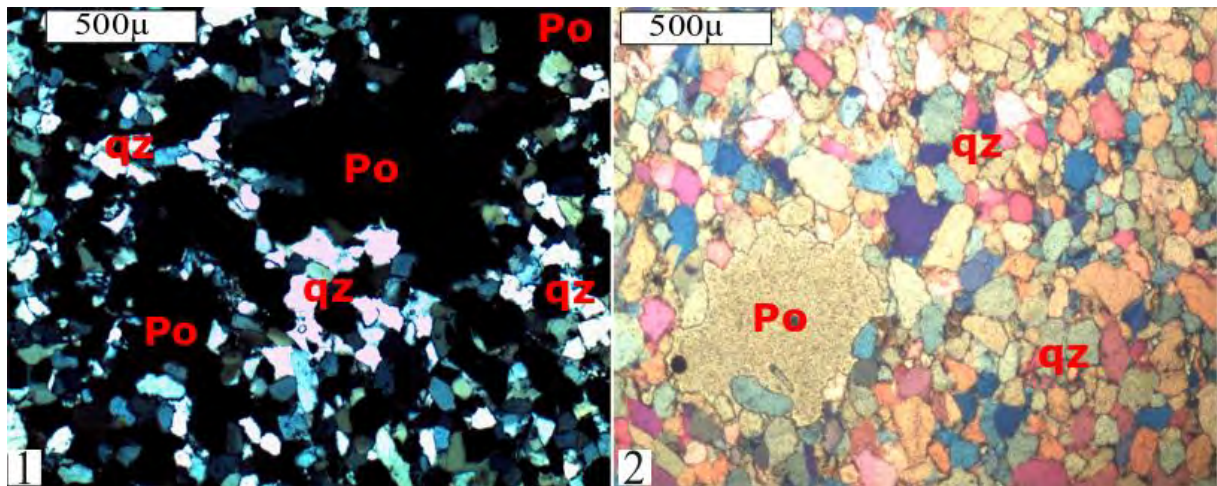


Figure 35 : Argilites silteuses mauves à intercalations de niveaux gréseux fins. Photos 1 (LN) et 2 (LP) : Arénites quartzeuses très fines et très poreuses. Po : porosité ; qz : quartz.

c/ Les conglomérats intraformationnels

Ils forment des niveaux de 3 à 5m d'épaisseur de conglomérats à support granulaire au sommet de la succession. Les intraclastes, constitués de fragments gréseux centimétriques à décimétriques, sont imbriqués. La matrice est grés-microconglomératique, très riche en matériel volcanique et de couleur sombre.

La présence de conglomérats bréchiques discontinus dans les grès pourrait signifier qu'il s'agit de dépôts de torrent avec influence probable de soulèvements mineurs, de failles, érosion ou remplissage de chenaux peu profonds.

En lame mince les éléments sont formés par du quartz à extinction ondulante de grande taille (2mm), anguleux, parfois arrondis, des fragments de grès fins, des fragments de roches volcaniques (2mm), plus ou moins arrondis. Ces éléments sont liés par une matrice gréseuse sombre avec une forte proportion en chlorite et un ciment ferrugineux. La roche est très poreuse avec beaucoup de contacts anormaux entre les éléments (Figure 36 ; photos 1 à 4).

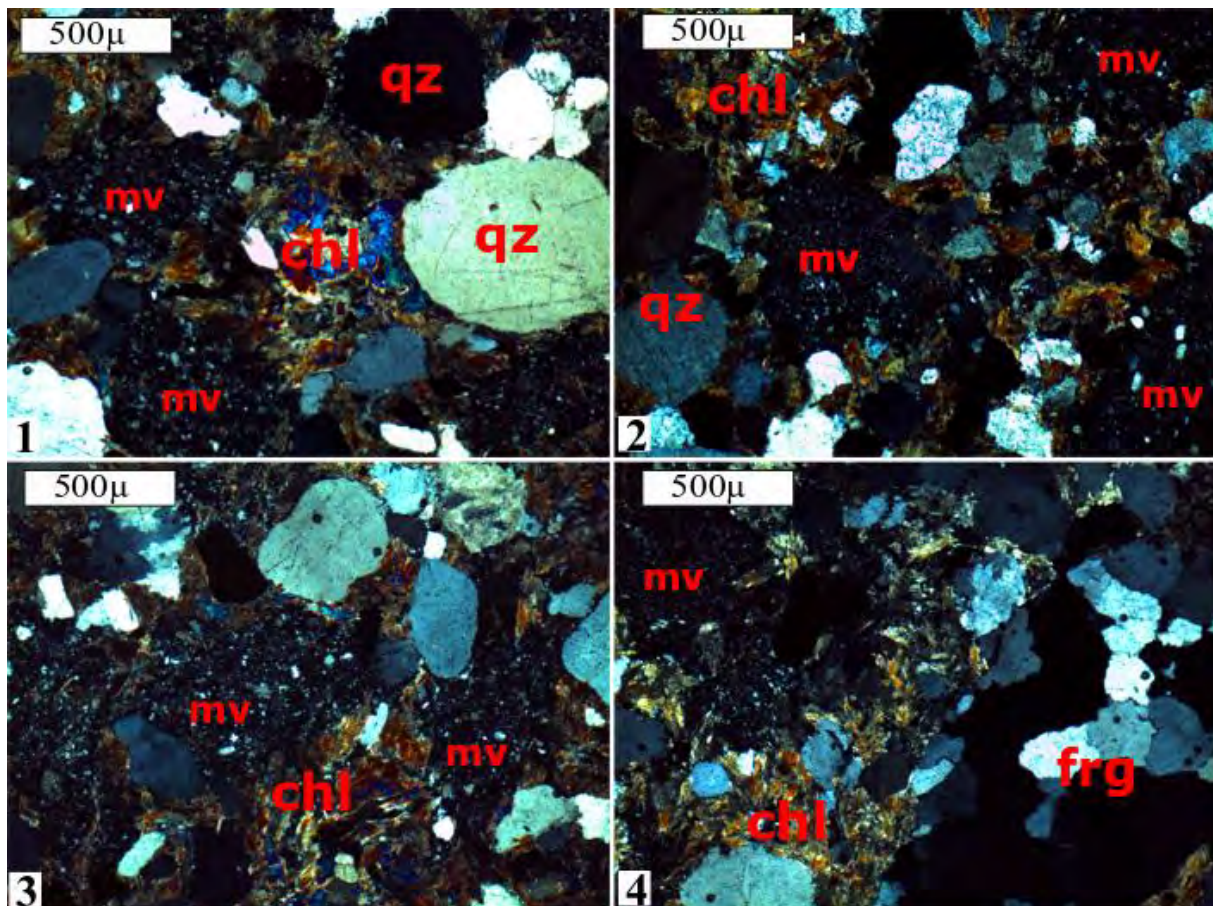


Figure 36 : Pétrographie de la matrice des brèches intraformationnelles du membre 1 de la Formation de Dindéfelo. Photos 1 à 4 : Matrice des brèches intraformationnelles. qz : quartz ; mv : matériel volcanique ; chl : chlorite ; frg : fragment de roche.

1.3.2. Membre 2 (Df2) : grès fins argileux friables à interlits argileux de la Formation de Dindéfelo

Globalement, ce lithofaciès est dominé par les faciès gréseux friable intercalés soit d'une alternance argilo-gréseuse, soit simplement d'interlits d'argilites. L'épaisseur des bancs de grès (décimétriques à métriques) et lits d'argilites est variable à l'affleurement.

Deux faciès sont identifiés dans ce lithofaciès (Figure 37) :

a/ Les grès fins argileux friables violets ou blancs rosâtres.

Ce faciès correspond à des bancs décimétriques à métriques de grès fins à moyens argileux friables, mauves blancs ou rosâtres (Figure 37 ; photos 1 à 4).



Figure 37 : Grès fins argileux à interlits argileux de la Formation de Dindéfelo. Photo 1 à 3 : Vue d'ensemble de grès argileux ; Photo 4 : Stratifications obliques emboîtées dans les grès argileux friables.

On y rencontre également des stratifications parallèles à grande échelle, des laminations obliques, entrecroisées parfois à grande échelle, des herring-bones à la base (Figure 38 ; photo 4), des flaser beddings et des litages ondulés, mais aussi des figures de charge à la base des bancs (Figure 38 ; photo 1). A la surface des bancs on rencontre des rides de courants asymétriques, des fentes de dessiccation (Figure 38 ; photos 1 à 3).

L'ensemble de ces structures pourrait être désigné comme une zone à stratifications entrecroisées en mamelon ou HCS.

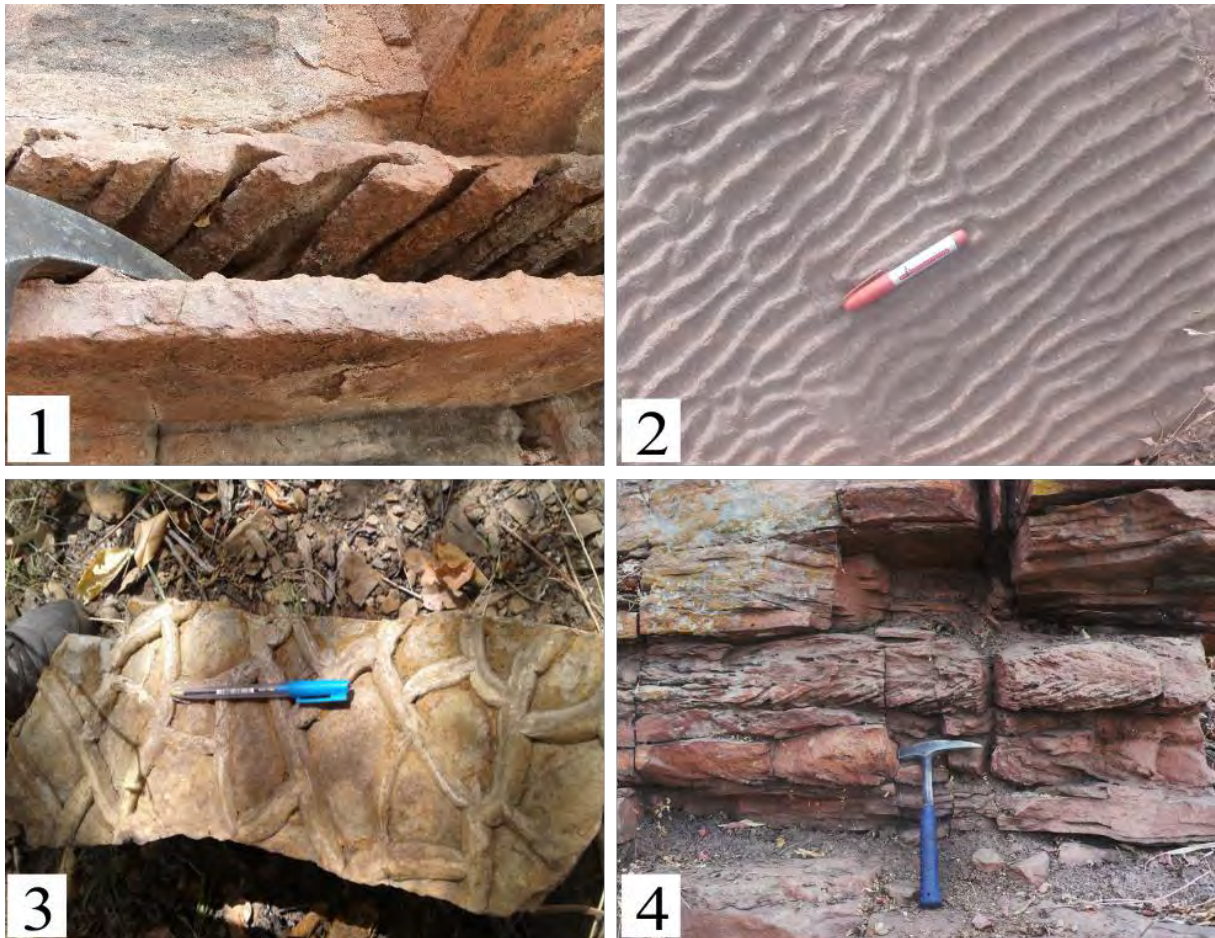


Figure 38 : Structures sédimentaires associées aux grès fins argileux friables à interlits argileux de la Formation de Dindéfelo. Photos 1 et 2 : Rides de courant ; Photo 3 : Fentes de dessiccation ; Photo 4 : Structures en arête de poisson.

Beaucoup de surfaces rugueuses, durcies, recouvertes de croûtes latéritiques sont rencontrées à différentes altitudes dans ces grès et correspondent à des surfaces d'émersion ou « hardground ».

La présence de plusieurs surfaces durcies, de fentes de dessiccation (*mud-cracks*) et rides de courant indique des eaux peu profondes avec de fréquentes émergences.

Péetrographiquement, les éléments figurés sont constitués de grains de quartz avec des alternances de lits à grains très fins et de lits à grains plus grossiers (Figure 39 ; Photos 1 et 2) :

- les **lits à grains fins** sont constitués d'éléments anguleux de la taille des arénites très fines, non jointifs, liés par un ciment très ferrugineux. On y observe des associations de minéraux argileux à forte teneur en fer (glauconie) ;
- les **lits à grains grossiers** sont constitués de grains de quartz de taille fine à moyenne, arrondis à subanguleux, craquelés et fortement usés, liés par une matrice constituée des grains de quartz très fins. Ils sont parfois jointifs et souvent imbriqués. La glauconie est plus fréquente dans ces lits à grains moyen où elle représente l'essentiel de la ferrugénisation.

Les grains de quartz ont une extinction ondulante avec parfois un nourrissage. Dans la roche, on observe également quelques rares plagioclases.

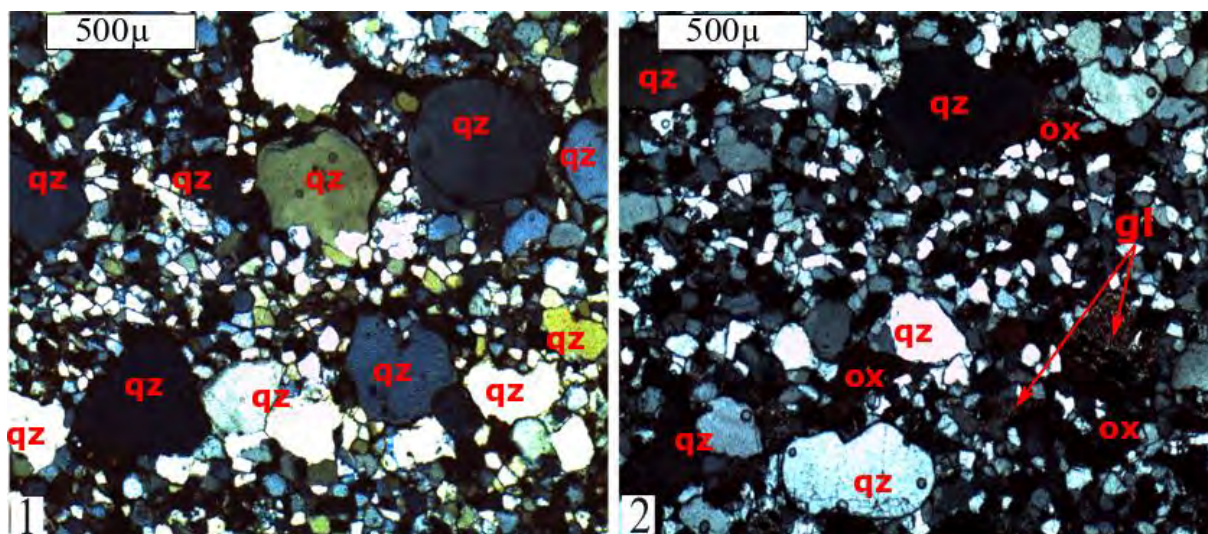


Figure 39 : Grès du Membre 2 de la Formation de Dindéfelo. Photo 1 : Alternance de lits fins et de lits grossiers ; Photo 2 : Alternance de lits montrant la présence de glauconie. gl : Glauconie ; qz : quartz ; ox : oxydes de fer.

Il s'agit d'une arénite quartzo-silteuse, à glauconie, à porosité élevée et à oxyde de fer.

b/ Les interlits argileux

L'épaisseur des interlits d'argilites est centimétrique à décimétrique. Ils sont fortement érodés, laissant entre les bancs de grès des espaces constituant des zones de faiblesse pour ces faciès. Ils sont interrompus par des lits de grès fins et vice versa (Figure 37 ; photos 1 à 4).

1.3.3. Membre 3 (Df3) : les grès ruiniformes de la Formation de Dindéfelo

Ils affleurent de façon spectaculaire au sommet des collines, tout au long de la frontière sénégal-guinéenne, de Tépéré à Pélel où ils disparaissent complètement. Sur le terrain, l'ensemble du Membre 3 est structuré en gradins constitués par des ensembles gréseux plurimétriques séparés par des replats argilo-gréseux décimétriques à métriques. On y rencontre également des poches de brèches monogéniques.

a/ Les grès quartzites fins à moyens

Ce sont des grès quartzites très durs, à cassure lisse, roses blanchâtres, jaunâtres à mauves et brunâtres, parfois grossiers vers le sommet. Ils alternent avec des argilites et des grès fins pélitiques tendres par des contacts érosifs très marqués. De la base vers le sommet les bancs de grès augmentent d'épaisseur et de granulométrie au détriment des lits d'argilites.

Ils sont facilement reconnaissables sur le terrain par leurs fractures conjuguées très caractéristiques d'où leur aspect ruiniforme et leur nom de « grès ruiniformes » (Figure 40 ;

photos 1, 2). Ils se débitent en plaques, dalles et blocs parallélépipédiques (Figure 40 ; photos 3 et 4), donnant naissance à un paysage ruiniforme avec des buttes en forme de dents géantes pouvant dépasser 100m de hauteur tout au long de la frontière et dont les plus spectaculaires sont les **dents de Dandé** qui attirent la curiosité de beaucoup de touristes.



Figure 40 : Vue d'ensemble des grès ruiniformes de la Formation de Dindéfelo. Photos 1 et 2 : Vue d'ensemble des grès ruiniformes fortement fracturés ; Photos 3 et 4 : Bancs de grès ruiniformes plurimétriques.

Les structures sédimentaires les plus caractéristiques des grès ruiniformes de la Formation de Dindéfelo sont les rides de courants asymétriques (*ripple-marks*) et des rides symétriques de vague (Figure 41 ; photos 1 à 4). On y rencontre également des stratifications obliques entrecroisées, parfois arquées, des stratifications parallèles à grande échelle, des flaser-beddings, des HCS (Figure 42 ; photos 1 et 2), des chenaux emboîtés, des rides de courants et des fentes de dessiccation (Figure 42 ; photos 3 et 4).

Les surfaces basales des grès sont érosives et irrégulières avec des empreintes de charge dont la profondeur est centimétrique, des gouttières d'érosion de profondeur centimétrique à décimétrique.

Beaucoup de surfaces durcies recouvertes de croûtes latéritiques sont rencontrées à différentes altitudes.

La surface structurale sommitale fortement incisée (rayée), expose de grands lits obliques plans et d'abondantes surfaces à fentes de dessiccation dans les derniers termes de la Formation, dans un faciès constitué par une alternance argilo-gréseuse fortement latéralisée constituant le plateau de Dandé.



Figure 41 : Rides de courants associées aux grès ruiniformes de la Formation de Dindéfelo. Photo 1 : Rides de courant asymétriques ; Photo 3 : Rides d'interférence ; Photos 2 et 4 : Rides de vague.

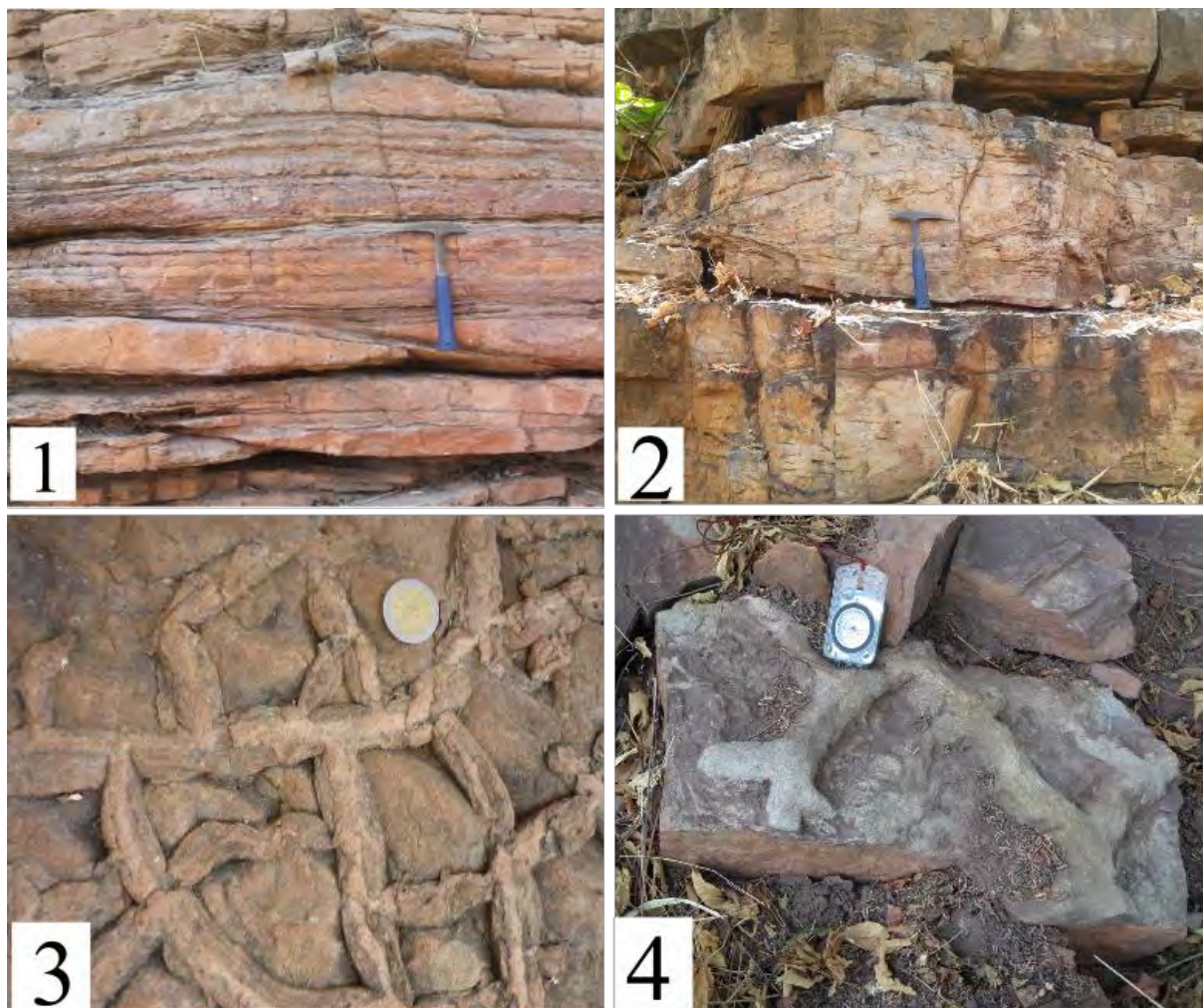


Figure 42 : Autres structures sédimentaires associées aux grès ruiniformes de la Formation de Dindéfelo. Photos 1 et 2 : Litages mamelonnés ; Photos 3 et 4 : Fentes de dessiccation.

b/ Les alternances argilo-gréseuses tendres à lits centimétriques

Ce sont des lits centimétriques d'argilites et de grès fins argileux friables ferrugineux, marron à rougeâtres, décimétriques à métriques, interstratifiés de manière récurrente et parfois même rythmique formant ainsi des replats grés-argileux dans les ensemble gréseux plurimétriques.

c/ Les brèches monogéniques

Les grès ruiniformes sont souvent associés à des poches de brèches monogéniques, très résistantes, très localisées, à ciment siliceux. Les lithoclastes, très anguleux et de petite taille, sont constitués de grès quartzites observés au Nord-Est de Ségou et à l'Est de Dindéfelo où ils sont assez souvent situés le long de failles de faible ampleur. Ce sont des brèches tectoniques.

Pétrographiquement, ces grès ruiniformes, dans leur ensemble, sont constitués presque exclusivement de cristaux anguleux à sub-anguleux de quartz mono et polycristallins à extinction ondulante, intimement soudés, dentelés, engrenés. Granulométriquement, ils sont de

la taille des arénites moyennes à fines et le tri est bon. On y rencontre également de rares fragments lithiques et de la glauconie. Le plan de cassure de la roche traverse les cristaux et ne contourne pas les grains. On note la présence d'un ciment siliceux et ferrugineux (Figure 43 ; Photos 1 et 2).

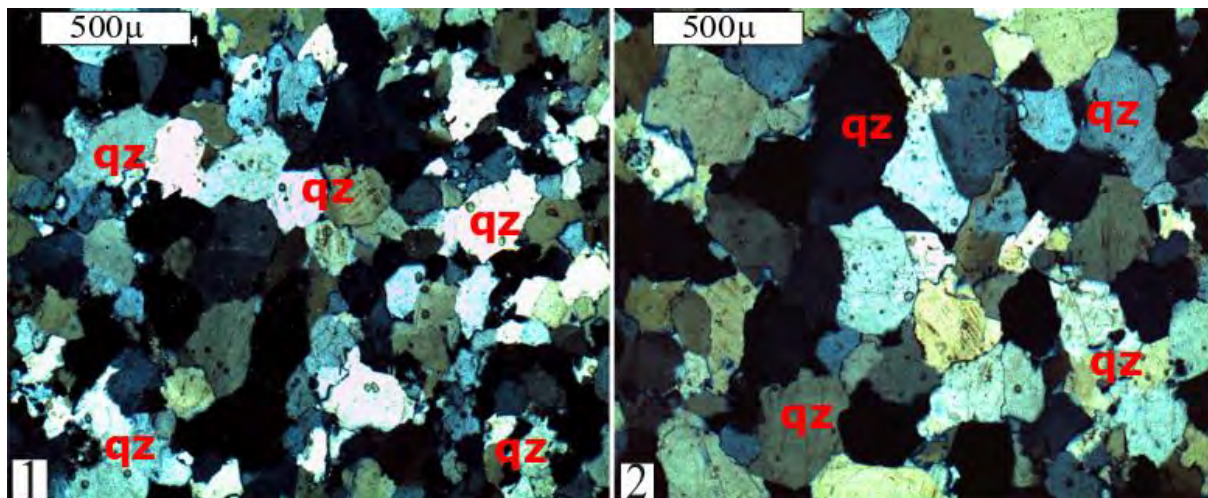


Figure 43 : Pétrographie des grès ruiniformes de la Formation de Dindéfelo. Photo 1 : Grès quartzite fin à moyen, à ciment ferrugineux ; Photo 2 : Arénites quartzites à grains fins à moyens. qz : quartz.

D'une manière générale, le membre supérieur ruiniforme de la Formation de Dindéfelo correspond à des arénites quartzites ferrugineuses, moyennes à grossières, glauconieuses.

1.3.4. Interprétation de la Formation de Dindéfelo

a/ Membre 1 (Df1). Le passage à la Formation de Dindéfelo est marqué par l'envahissement du bassin par le matériel détritique et l'asphyxie de la plate-forme carbonatée. Les dépôts de cette plate-forme détritique ont lieu dans un **environnement tidal** (Deynoux et al., 1993 ; Chbani et al., 1999).

La base, conglomératique et microconglomératique aux endroits où la formation repose sur le socle, témoigne d'une énergie élevée du milieu mais de courte durée (granodécroissance et faible épaisseur). Il s'agit d'un passage d'un milieu subtidal à supratidal. La matrice grésopélique serait probablement fournie par un vaste distributaire deltaïque étendu tout le long de la bordure nord du bassin (Delor et al., 2010a).

La **base du Membre 1**, essentiellement pélique, se serait déposée dans un milieu **subtidal**. Le dépôt des bancs gréseux intercalaires se serait produit dans un environnement moins profond et seraient la conséquence d'événements tectoniques périodiques au moment de leur dépôt dans un environnement marin calme caractérisé par l'accumulation des particules fines (Brenchley et al, 1979). Leur épaisseur croissante, couplée à la réduction des lits d'argilites

et à l'augmentation de la granulométrie, permettent de généraliser cette tendance à la diminution de la profondeur du milieu marin durant toute la période du dépôt du Membre 1, donc une séquence régressive marine. Cette faible profondeur est confirmée par la présence des successions amalgamées de HCS mis en place par des vagues de tempête dans une avant-plage inférieure (Harms et al., 1975 ; Dort et Bourgeois, 1982 ; Colquhoun, 1995), des surfaces durcies, des lits de grès et d'argilites discontinus, des contacts érosifs, des plis synsédimentaires, des variations latérales et verticales de faciès, une rythmicité des dépôts à l'échelle du bassin et des slumps. Ces caractéristiques sont dues à une sédimentation influencée par la tectonique, induisant des subsidences lentes et répétées (Edwards et al., 2005 ; Sepehr et Cosgrove, 2004).

L'identification de ce lithofaciès représente un aspect important dans l'étude sédimentologique de la Formation de Dindéfelo car elle apporte un élément nouveau dans l'environnement de dépôt. Il permet de soutenir l'existence de **dépôts de prodelta** sur une plate-forme littorale dans la Formation de Dindéfelo, la pièce manquante dans les études antérieures pour soutenir un environnement de delta en marge d'un continent (Hyde, 1978).

b/ Le Membre 2 (DF2). La stratocroissance des bancs gréseux au détriment des niveaux argileux confirme la tendance régressive amorcée dans Dfl. Le caractère moins profond du milieu se manifeste par la diversité des structures sédimentaires caractéristiques de milieu très peu profond (herring-bones, ripple-marks, wavy-beddings) et même d'émersion (surfaces durcies, fentes de dessiccation). La présence de glauconie confirme le caractère marin du milieu.

Des lits de grès à stratifications entrecroisées parallèles à grande échelle associées à des laminations parallèles, surfaces érosives et quelques sommets couverts d'argilites sont interprétés comme des dépôts de flux d'inondation de marée, **d'avant-plage inférieure** (Colquhoun, 1995) affectés de crues de vagues élevées (Tunbridge, 1983) ou d'activités de tempête (Dott et Bourgeois, 1982). Les bancs de grès empilés pourraient également être interprétés comme des vagues de sables ou migration des dunes le long de larges chenaux peu profonds (**sandflats**) sous des conditions équivalentes à celles de la partie supérieure du régime d'écoulement inférieur. Les creux peuvent être considérés comme des mégarides tridimensionnelles révélant la courbure des crêtes régulièrement asymétriques (Amirch et al, 2001). Les bancs lenticulaires marqués par une stratification concave sont interprétés comme le remplissage de chenaux abandonnés autour des barres (Miall, 1985 et 1992).

c/ Le Membre 3 (Df3). La stratocroissance et la granocroissance des bancs gréseux se poursuivent. Elles sont accompagnées d'une augmentation considérable de la fréquence des figures sédimentaires caractéristiques d'environnements **supratidaux** soumis aux **vagues de tempête** (HCS, ripple-marks, herring-bones) et d'émersion. Selon [Deynoux et al. \(1993\)](#) les bancs gréseux correspondent à des dépôts de progradation alors que les lits argilo-silteux intercalés se déposent pendant les périodes d'aggradation ; la superposition de ces deux faciès constituant une unité répétitive interprétée par l'auteur comme résultant de la migration de dunes sous-aquatiques surmontées d'un dépôt d'argile. Les empilements de rides et les stratifications entrecroisées à grande échelle peuvent représenter la migration de dunes à grande amplitude ([Harms et al., 1982](#) ; [Fritz et Howells, 1991](#)). Les drapages d'argilites entre les bancs de grès peuvent être interprétés comme des dépôts de remplissage de chenaux abandonnés formés par aggradation verticale, pendant la baisse du niveau d'eau ([Amireh et al, 2001](#)) ou des dépôts de régime d'écoulement inférieur ([Reineck et Singh, 1986](#)).

Le faciès de grès à interlits d'argilites et niveaux de conglomérats bréchiques peut globalement être interprété comme des **ensembles tidaux** déposés par l'**interaction** entre les **vagues** et les **marées** avec plus ou moins l'**influence de fortes tempêtes** ([Dott et Bourgeois, 1982 et 1983](#) ; [Tunbridge, 1983](#) ; [Deynoux et al., 1993](#) ; [Colquhoun, 1995](#)). Ce sont des dunes générées par des vagues dans des conditions énergétiques fluctuantes. Les argilites oxydées très fréquentes entre les barres gréseuses pourraient représenter le remplissage lors des phases d'eau calme.

Cette étude apporte une compréhension toute nouvelle en démontrant qu'il s'agit de dépôts dans un cône deltaïque en progradation sous influence des marées, des vagues et de la tectonique.

1.4. INTERPRETATION GEODYNAMIQUE DU GROUPE DE SEGOU

1.4.1. Initiation et Genèse du bassin de Madina Kouta : dépôt du Supergroupe de Ségou/Madina Kouta sur la marge occidentale du craton ouest-africain

D'après [Delor et al., \(2010a\)](#), le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta constitue l'avant-pays non déformé des Mauritanides. Au sein de la Formation de Pélel, [Bassot et al. \(1963d\)](#) ont publié un âge de **1022 +/- 20Ma** obtenu par méthode Rb/Sr sur des faciès argileux. Cet âge est cohérent avec les âges tardi-mésoprotérozoïque (<1100Ma) admis actuellement pour le début de fonctionnement des grands bassins ouest-africains (Taoudéni et Volta notamment).

La mise en place des dépôts du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta est par conséquent antérieure à l'orogénèse panafricaine I définie par [Villeneuve \(1989\)](#). Comme dans le Supergroupe 1 du bassin de Taoudéni et du Supergroupe de Boumbouaka du bassin des Voltas (équivalents stratigraphiques probables du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta), le dépôt du Groupe de Ségou, le seul présent dans la zone d'étude, semble se faire dans un contexte distensif, et de proto-marge passive d'un proto-océan panafricain en extension comme cela a été démontré dans le bassin voltaïen par [Affaton \(1990\)](#). Les indicateurs de ce proto-océan retrouvés sur les bordures nord et nord-est du bassin de Madina-Kouta au Sénégal oriental peuvent être résumés comme suit :

- (i) Le substratum birimien structuré en horsts et grabens antérieurement au dépôt sédimentaire, contraint la géométrie et la zonation paléoenvironnementale des dépôts de la Formation conglomératique de base de Kafori et de la Formation des calcaires algaires et oolitiques de Pélel ;
- (ii) Le caractère saccadé ou hésitant de la subsidence au cours du dépôt du Groupe de Ségou (fentes de dessiccation, reprises sédimentaires, galets mous, surfaces durcies, brèches intraformationnelles) et la présence de grandes failles normales affectant ce Groupe et le socle birimien ([Arnould et al., 1959](#)) démontrent que l'individualisation du bassin de Madina Kouta est contemporaine d'une phase d'extension modérée, c'est-à-dire des premières manifestations d'une tectonique cassante consistant en des failles normales et produisant des grabens et des horsts (taphrogénèse). [Arnould et al. \(1959\)](#) ont placé le long de l'axe N-S où le Supergroupe de Ségou/Madina Kouta disparaît et son prolongement vers le Sud où se sont mis en place de puissants dykes de dolérites, une faille ayant joué au moins deux fois : une première fois après le dépôt du Supergroupe de Ségou-Madina Kouta (formant un paléorelief antéglaciaire), une deuxième fois après le dépôt des groupes de Walidiala et de Mali (paléorelief postglaciaire).

Ces failles normales (Arnould et al. 1959 ; Bassot, 1966 ; Villeneuve, 1989 ; Deynoux, 1980), sont en fait les témoins de l'importante taphrogenèse dont résulterait le Bassin de Madina Kouta ;

(iii) Une source d'apports conglomératiques dérivés du démantèlement et de l'altération du substratum birimien datés à $1764 \pm 15\text{Ma}$, remaniés localement dans la Formation de Kafori (Delor et al., 2010a), suggérant la présence de paléo-reliefs, émergés ;

(iv) Moins directement, la présence d'intrusions doléritiques (Bassot, 1966 ; Delor et al., 2010a) d'âges K-Ar compris dans un intervalle stratigraphique Mésoprotérozoïque moyen (Ectasien) à Néoprotérozoïque inférieur (Tonien), qui ont affecté le substratum birimien. Jusqu'alors, toutes les dolérites décrites régionalement au Sénégal et dans les pays limitrophes étaient réputées mésozoïques et le plus souvent 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 Taoudéni (équivalent du Groupe de Ségou). On peut citer les générations d'intrusions basiques suivantes (Bassot, 1966 ; Delor et al., 2010a) :

- la **Suite de Noumoufoukha** qui comprend plusieurs lithologies distinctes. Les âges K-Ar et U-Pb présentés pour cette suite pointent clairement vers le Mésoprotérozoïque inférieur, dont le terme **Calymnien** illustre la gamme d'âge 1600-1400Ma dans la classification internationale (Gradstein et al., 2004) ;
- la **Suite de Kédougou** représentée par un dense réseau de dykes orientés N030, composés de dolérites à phénocristaux de plagioclase. Les âges obtenus par datations K-Ar sont calés entre 1400 et 1200Ma. Ces dykes sont donc clairement d'âge mésoprotérozoïque moyen (**Ectasien**) ;
- la **Suite de Sambarabougou** représentée par des dykes de direction est-ouest à faciès de dolérite à microgabbro à macrolattes de plagioclase. Les âges obtenus sont respectivement de 1165 et 1129Ma, donc clairement mésoprotérozoïque supérieur (**Sténien**), âge attribué à la Formation de Kafori et à la base de la Formation de Pélel.

Ces datations viennent conforter l'âge mésoprotérozoïque obtenu par Bassot et al. (1986) sur cette même génération de dyke est-ouest ;

- La **Suite de Boundou Dioé** représentée par des dolérites à macrolattes de plagioclase. Les âges obtenus par datations K-Ar au Sud et au Nord sont de 805, 889 et 945Ma. Ces âges situent cette Suite au Néoprotérozoïque inférieur (**Tonien**), âge attribué à la Formation de Dindéfelo.
- (v) La présente étude a permis de mettre en évidence des roches volcaniques basiques (basaltes porphyriques) pas encore datées. Les lambeaux basaltiques repris dans les dépôts calcaires du bassin de la Formations de Pélel et les fines alternances calcaires et volcaniques, montrent la contemporanéité entre sédimentation et volcanisme.

Le groupe de Madina Kouta tel qu'il est défini dans la littérature ([Arnould et al., 1959, 1960 et 1963](#) ; [Bassot, 1966](#) ; [Villeneuve, 1989](#) ; [Deynoux, 1980](#) ; [Delor et al., 2010a](#)) serait constitué de sédiments souvent fins, immatures et transgressifs, déposés sous des conditions franchement subsidentes dans un environnement marin. A cette époque (-1000Ma), les dimensions du bassin de Madina Kouta était relativement modestes.

Ces observations suggèrent que l'extension crustale s'est accentuée après le dépôt du Groupe de Ségou. Une telle extension correspondrait à la phase majeure d'extension régionale. La taphrogenèse atteindrait son paroxysme et conduirait à la naissance d'une fosse d'effondrement (Rift), associée à des failles longitudinales subméridiennes et à un important magmatisme basique comme dans le bassin des Voltas ([Affaton et al, 1980 et Affaton, 1990](#)).

L'importance probable de telles injections dans le substratum lui conférerait le statut d'une croûte lithosphérique, transitionnelle ou intermédiaire, probablement amincie. L'amincissement lithosphérique est donc devenu de plus en plus important et cette étape de l'évolution pourrait correspondre à la « phase extensive cassante ou phase initiale de rupture cratonique » de [Reyre \(1984\)](#).

Selon [Affaton et al., 1980 et Affaton, 1990](#), l'évolution d'une telle fosse d'effondrement conduirait au « découplage » des blocs cratoniques et à la naissance d'un proto-océan panafricain. Ainsi, le méga-craton éburnéen serait éclaté en un craton ouest-africain et une plaque bénino-nigériane, probablement amincie et intensément fracturée. Le craton ouest africain porterait, sur sa portion occidentale, la proto-marge passive de Madina Kouta. A cette étape de l'évolution, la croûte lithosphérique sous-jacente à cette proto-marge passive serait très amincie et truffée d'injections basiques d'âges différents.

Dans sa totalité, le Supergroupe de Ségou/Madina Kouta se compose de faciès détritiques et calcaires, continentaux à marins peu profonds dont l'épaisseur diminue du Nord-Est au Sud-Ouest. L'épaisseur des sédiments, les structures sédimentaires (rides de courant et de vague, fentes de dessiccation, surfaces durcies) dans les dépôts du Groupe de Ségou, de la zone d'étude, montrent que ce bassin était subsident et on assistait à des émergences très fréquentes et parfois prolongées.

D'après les modèles d'édification d'une marge passive appliqués sur le bassin des voltas par Affaton et al., (1980), suivis des travaux de Bally (1980), Dickinson (1981) et Reyre (1984), c'est à la fin du dépôt d'une séquence comparable au Supergroupe de Ségou/Madina Kouta que se situe la rupture complète des plaques cratoniques et que naît une vraie croûte océanique panafricaine d'un **proto-océan** évoqué par Trompette (1973) dans ces travaux en Adrar de Mauritanie. Il est important de noter **que ce proto-océan panafricain** reste encore hypothétique.

1.4.2. Evolution Paléogéographique et Géodynamique du Supergroupe de Ségou/Madina Kouta sur la marge occidentale du craton ouest-africain

Les conglomérats de base de la formation de Kafori, les dépôts calcaires de la formation de Pélel ainsi que les grès de la formation de Dindéfelo constituent un cycle sédimentaire associé au volcanisme basique qui enregistre trois stades de l'évolution d'une proto-plateforme passive (Chbani et al., 1999) :

a/ Un stade distensif avec des dépôts terrigènes de pente (conglomérat de base de Kafori), à matériaux de démantèlement du socle birimien, qui s'accumulent dans des paléovallées (graben, détroits, fossés...).

Les variations latérales et verticales de faciès sont communes dans les bassins en marge de failles et sont interprétées comme une influence tectonique sur la sédimentation (Mueller et al., 2002). Des discordances mineures intra-bassins, des alternances dans des dépôts sédimentaires, des rythmes sédimentaires, des variations latérales et verticales de faciès impliquant des séquences cycliques positives et négatives et d'épaisseurs (amincissements et épaisissements des lits de calcarénites) sont interprétées comme une influence des processus comme la tectonique, le volcanisme, le climat et la variation de la topographie (Lucente, 2004 ; Edwards et al., 2005 ; Eriksson et al, 2001 ; Lucente, 2004). L'épaisseur des dépôts de la Formation de Kafori relèverait de la tectonique qui entraîne les rythmes et la répétition des dépôts. Les

courants pourraient être accentués par des soulèvements tectoniques mineurs rendant le milieu constamment agité :

- Les **phases actives** se traduisent par des dépôts conglomératiques, associées aux rejets de failles et à la subsidence du bassin qui remobilise les éléments issus du socle et en proportion considérable de fragments d'origine intra-bassin (conglomérats, calcaires, argilites...) dans les niveaux conglomératiques supérieurs.
- Les **phases d'accalmie** se traduisent par des dépôts plus fins. Elles correspondent à la réduction progressive de la taille des fragments au sommet d'une séquence de conglomérats avec des dépôts de microconglomérats et calcarénites à ciment sparitique et des argilites carbonatées. Elles sont aussi interprétées comme correspondant à une pause dans les mouvements de failles ou à une détérioration de la faille ou *back-stepping* de failles (Heward, 1978).

La distribution des conglomérats le long de la marge du Bassin de Madina Kouta est semblable à celle décrite pour des contextes de cônes alluvionnaires (Reineck et Singh, 1986). La composition hétérogène des fragments suggère des sources différentes, intra-bassin et extra bassin. La présence dans les conglomérats de fragments issus des faciès sous-jacents comme les fragments d'algues, les stromatolithes, les conglomérats, les calcaires et siltites est interprétée comme une source intra-bassins remobilisée lors des rejeux de paléo-failles. Les fragments de roches granitiques, de schistes, ainsi que de quartz dans des conglomérats massifs à fragments hétérogènes proviennent sans aucun doute du socle.

b/ Un stade transgressif durant lequel on passe rapidement à des dépôts de plateforme, puis de mer calme et confinée sous climat chaud et aride. L'extension s'est accentuée durant le dépôt de la Formation de Pélel. Elle est marquée par des failles synsédimentaires, des dépôts de pente à matériel carbonaté, des slumps de petite échelle ainsi qu'une série d'émission volcanique, témoin d'une distension crustale (Chbani et al., 1999).

La Formation de Pélel s'est déposée dans un **environnement peu profond**, confiné, sous climat chaud et aride, à salinité élevée et à faible énergie marquée par des apports détritiques peu importants. Ce sont des dépôts à rides de courant, de vague et d'oscillation et à laminations parallèles horizontales interprétés comme des dépôts de rivage (Chauvel, 1968). Ces faciès sont associés à une activité volcanique plus ou moins importante. La présence de laves volcaniques basaltiques synsédimentaires dans les carbonates et les grains de quartz indique que le milieu est une **plateforme interne** (Chbani et al., 1999). Le paléoenvironnement oscillait entre la **plate-forme externe** et la **plate-forme interne** (entre **shoreface** et **forshore**).

Les algues observées dans les calcaires algaires, oolithiques telles que les dasycladacées (*Clypeina*) et oncolithes indiquent des **environnements peu profonds, à tendance récifale** ;

c/ **Un stade de comblement**, qui débute dans la partie supérieure de la Formation de Pélel et qui se poursuit par une sédimentation argilo-gréseuse de la Formation de Dindéfelo, caractérisée par la progradation d'un système fluviatile sous influence des vagues, à écoulement peu sinueux, dans une **plaine margino-littorale**.

L'épaisseur croissante des lits de grès, couplée à la réduction voir la disparition des lits d'argilites et à l'augmentation de la granulométrie, la disposition des lits minces à granulométrie plus fine à la base et des lits épais avec une granulométrie plus grossière au sommet dénotent une séquence de **progradation d'un système deltaïque**. L'épaisseur des dépôts dans cet environnement de faible profondeur s'explique par une **subsidence active** en relation avec la poursuite de l'instabilité du fond marin liée à des **rejets répétitifs de failles**.

CONCLUSION PARTIELLE SUR LE GROUPE DE SEGOU

Dans le bassin de Madina Kouta, l'évolution des faciès du Supergroupe de Ségou/Madina Kouta et la présence de volcanisme contemporain montre le rôle combiné de la tectonique, du magmatisme synsédimentaire ainsi que de l'eustatisme dans l'évolution d'un bassin de proto-marge passive en distension.

Les dépôts fini-mésoprotérozoïques tout comme les dépôts fini-Précambrien et Cambrien basal autour du massif de Kerdous sont contrôlés par une importante activité tectonique extensive. À la base de notre secteur d'étude, les conglomérats de base très localisés, sont caractérisés par une brutale variation d'épaisseur et par des galets peu émoussés et très mal classés, remaniant les matériaux du socle et des formations sous-jacents. Ce sont des dépôts de pente au pied de reliefs vigoureux nouvellement créés par suite de l'activité de failles normales (Soulaimani et al., 2004) qui persistent durant toute la période du dépôts du Bassin.

Ainsi entre le Sténien et le Tonien, la marge passive Madina-koutaenne méso- à protérozoïque se caractérise par une grande hétérogénéité et rythmicité de faciès comme dans le cas de la marge atlantique marocaine phanérozoïque. Ce phénomène d'ordre régional ne serait que la conséquence d'une phase de structuration de la marge le long des failles orientées NE SW. Le résultat final est la réactivation générale des accidents hérités de la période paléoprotérozoïque, provoquant un redécoupage du socle birimien en une suite de blocs plus ou moins basculés aboutissant à la création de zones hautes où se dépose une série récifale, et de zones subsidentes, soumises à une sédimentation à dominante **infralittorale** à **circalittorale**. Ces événements tectoniques d'ordre régional expliquent l'origine du développement des **constructions récifales** pendant la période sténienne finale. Les récifs correspondent donc à des constructions éphémères isolées et établies sur une rampe monoclinale soumise à une activité tectonique distensive : les soulèvements provoqués par les manifestations tectoniques synsédimentaires constituent les éléments moteurs qui induisent l'installation des édifices bio-construits reconnus dans la partie supérieure de la Formation de Pélel (PI3). Les filons basiques sont considérés comme marqueurs d'une extension continentale dans une évolution de type marge passive (Hassenforder, 1987 in Ahmed TOUIL et al., 1999).

Ainsi la configuration en relief du socle birimien due aux jeux de failles normales, a entraîné une érosion continentale fournissant les conglomérats de base. Une remontée progressive de la mer atteint son maximum dans la Formation calcaire de Pélel puis diminue progressivement. Ces dépôts évoluent en progradation vers le bassin. Les grès de Dindéfelo ferment le cycle.

La séquence formée par ces dépôts du Groupe de Ségou est très bien préservée et illustre le système sédimentaire dans une proto-marge passive fini-mésoprotérozoïque à néoprotérozoïque inférieur du bassin de Madina Kouta.

CHAPITRE IV

LE SUPERGROUPE DES MAURITANIDES

1. LE GROUPE DE WALIDIALA

Il n'affleure dans le secteur d'étude que dans Vallée de Walidiala (tout au long de son flanc sud-ouest jusqu'à Népin) où il a fait l'objet de plusieurs études (Arnould et al., 1959 ; Bassot, 1966 ; Villeneuve, 1989 ; Deynoux, 1980 ; Delor et al., 2010a). Dans ce travail, nous nous référons aux travaux du PASMI (Delor et al., 2010a) que nous aurons à compléter à partir de nos observations. Ce groupe est constitué dans la zone d'étude de deux (2) formations au lieu de trois (3) : la Formation glaciaire de Walidiala 1 et la Formation des arénites quartzeuses et conglomératiques de Walidiala 2. La Formation dénommée Walidiala 1 (Delor et al., 2010a) n'a pas été identifiée. Les faciès définis dans le secteur de Népin et considérés comme une formation à part entière (Walidiala 1) par ces auteurs, correspondent en réalité à la partie supérieure de la Formation de Walidiala 2 constituée de pélites laminées grises ou verdâtres, intercalées de bancs de grès à stratifications entrecroisées, des rides de courant, définie dans vallée de Walidiala, ce qui en fait une seule Formation.

1.1. Formation glaciaire de Walidiala 1 (Walidiala 2 de Delor et al., 2010a). Elle a été divisée en deux membres : Walidiala 1a (W1a) et Walidiala 1b (W1b)

1.1.1. Membre 1 (W1a) : alternance de tillite massive et d'argilites silteuses laminées à dropstones (diamictites).

C'est une succession de bancs conglomératiques séparés par des argilites silteuses calcareuses à dropstones et des bancs de grès décimétriques rarement métriques parfois microconglomératiques.

a/ Le faciès conglomératique : tillite massive

Il s'agit d'un conglomérat quelque fois bréchique, à matrice argilo-gréseuse reposant indifféremment par discordance de ravinement sur le socle Birimien ou sur le groupe de Ségou-Madina Kouta (Figure 44). Les éléments du conglomérat renferment des galets, graviers et blocs (taille de 2cm à plus d'1m) non jointifs, anguleux à subarrondis, provenant du socle birimien et des roches sédimentaires sous-jacentes du Supergroupe de Ségou/Madina Kouta. Aucun classement granulométrique n'a pu être mis en évidence à l'échelle de l'affleurement, mais la densité et l'arrondi des éléments tendent à croître vers le sommet.

Dans la vallée de Walidiala, nous avons pu observer sur le terrain des galets à faces tabulaires souvent alignés et parallèles, de forme penta à hexagonale et à extrémités effilées. Ces galets présentent des sortes de rayures faisant penser aux stries glaciaires. Il faut noter que

ces dernières sont très rares dans les sédiments d'origine glaciaire partout où ils ont été étudiés dans le monde.

La matrice, faiblement carbonatée, est argilo-gréseuse parfois microconglomératique, grisâtre à verdâtre. On a un faciès de types *matrix-supported* (Figure 44), rarement *clast-supported*.

La présence d'une phase de liaison très abondante, de galets à facettes penta à hexagonales et la grande expansion géographique de ce conglomérat confirment l'origine glaciaire mise en évidence par nos prédécesseurs (Bassot, 1966 ; Villeneuve, 1989). Quant à son mode de mise en place les interprétations restent ouvertes.

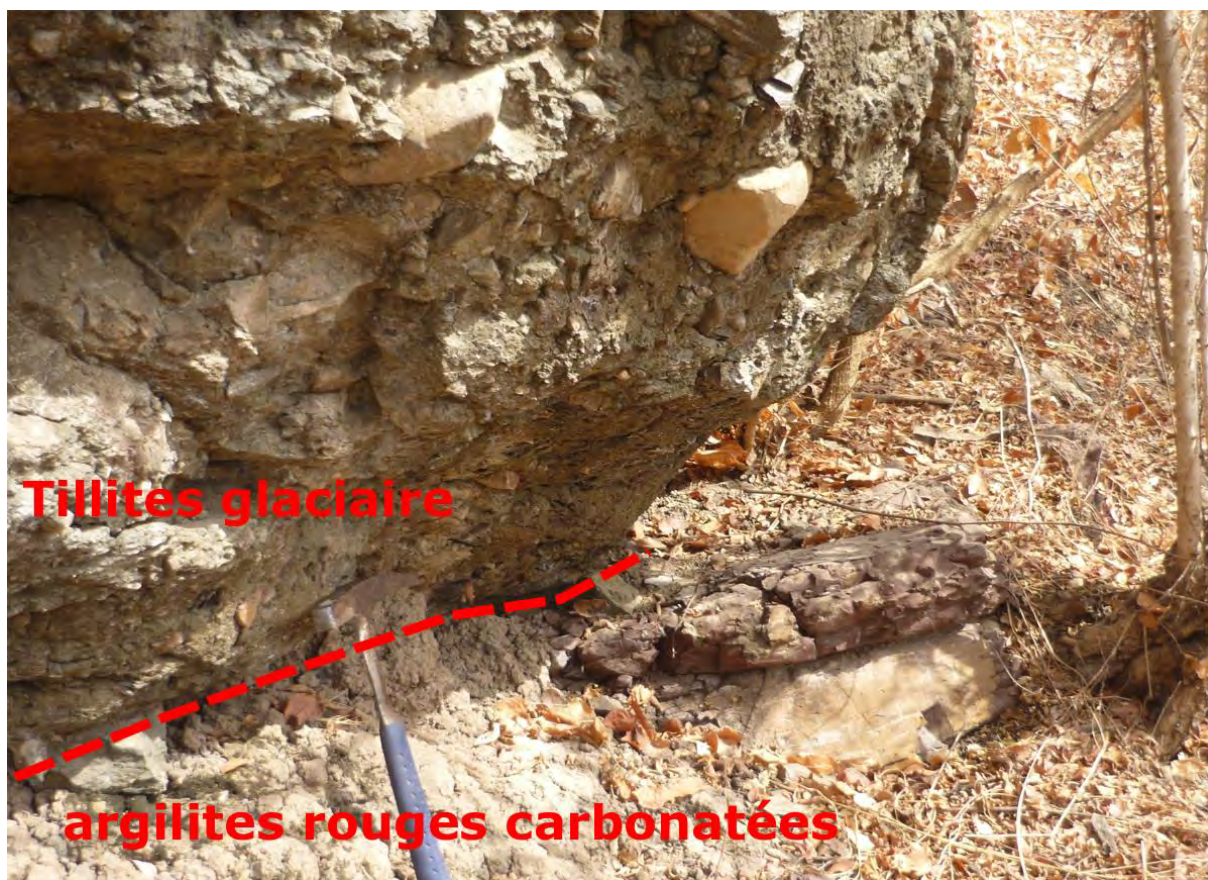


Figure 44 : Tillite massive et argilites à blocs de la Formation de Walidiala 1. Tillite en discordance de ravinement sur les argilites carbonatées de la Formation de Pélel.

Au plan microscopique, les observations de lames minces montrent une matrice composée de sédiments non triés, dont la granulométrie varie depuis des argilites et siltites jusqu'à des grès grossiers à microconglomératiques. Elle est constituée de nombreux grains de quartz esquilleux, de feldspaths assez rares mais non altérés. On y trouve aussi de la calcite, de très petits cristaux de mica blanc en paillettes et en aiguilles flexueuses (séricite) et des minéraux en masses fibreuses et radiées à éclat soyeux, ou en masses mamelonnées verdâtres (malachite).

La partie supérieure de cet ensemble glaciaire est constituée d'un conglomérat de couleur rouge brunâtre à galets de grès très arrondis, de taille centimétrique à décimétrique, de type clast-supported à matrice-supported (Figure 45). Il s'agit d'un poudingue qui s'intercale dans les pélites argilo-gréseuses dans leur partie supérieure. Parmi les éléments on trouve de très rares galets de granites, de quartzites, de quartz et de marbre. Ces niveaux sont rencontrés au Sud-Est de la colline de Hassana Diallo : sur le flanc nord-ouest de la colline de Tanagué et au Sud-Est de la colline de Walidiala où ils plongent vers le Sud-Est et disparaissent à une centaine de mètres.



Figure 45 : Conglomérats à galets arrondis de grès dans la partie supérieure de la tillite.

b/ Le faciès des argilites silteuses calcaires à dropstones ou tillite laminée

Il s'agit d'argilites silto-gréseuses carbonatées, finement stratifiées, à débit en plaquettes centimétriques rarement décimétriques, renfermant des galets lâchés « dropstones » de diverses natures qui déforment la structure initiale originale des lits. Ces argilites silto-gréseuses sont intercalées de bancs centimétriques à décimétriques de grès verts à granoclassement positif et litage contourné et de bancs centimétriques de microconglomérats ferrugineux (Figure 46 ; Photos 1 à 4).

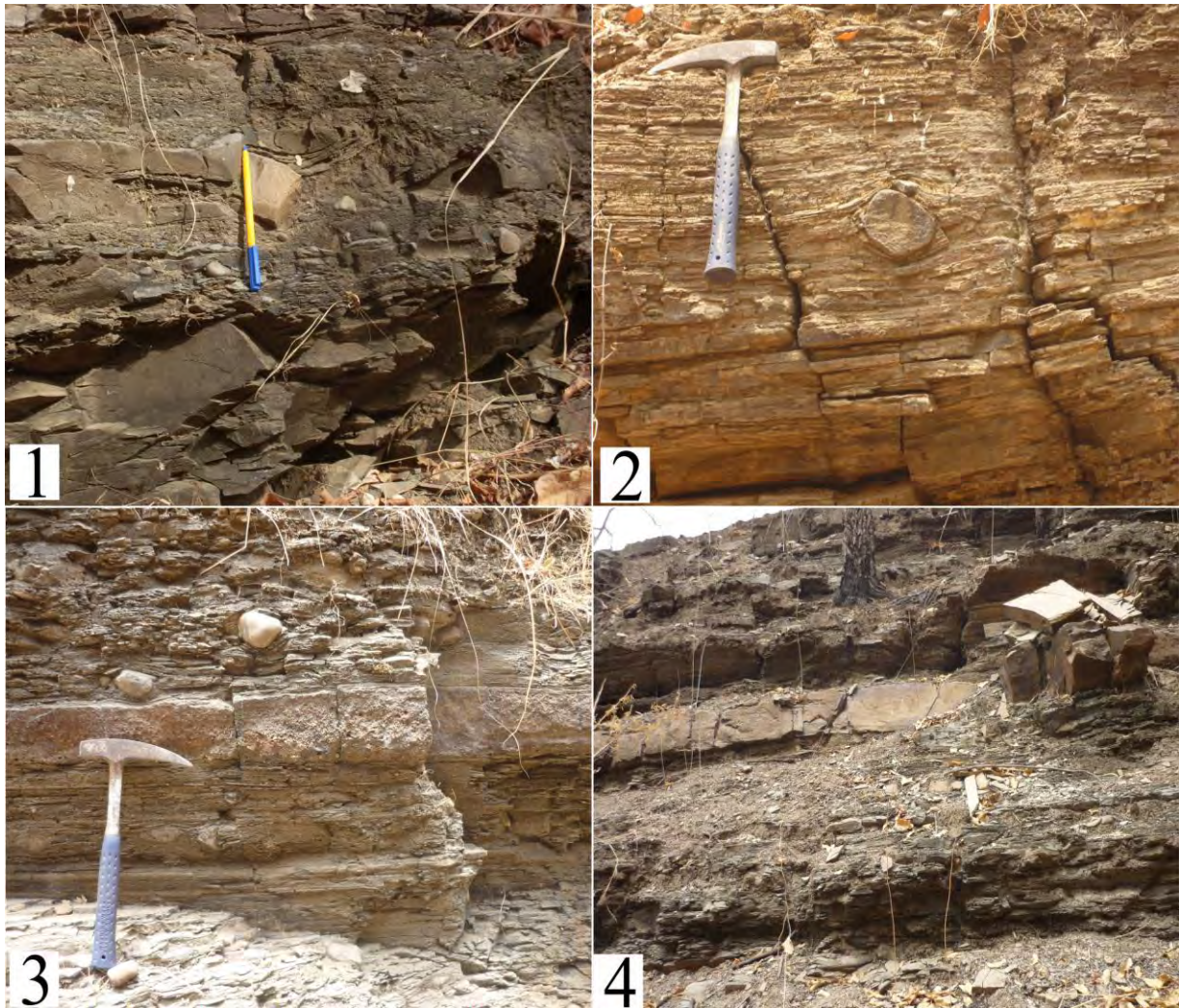


Figure 46 : Faciès des argilites silteuses calcareuses à dropstones (tillite laminée). Photos 1 et 2 : Argilites laminées à dropstones ; Photo 3 : Banc centimétrique microconglomératique ferrugineux ; Photo 4 : Banc de grès vert à litage contourné.

c/ Les niveaux de grès intra-tillite ou niveaux turbiditiques intra-tillite

Ce sont des niveaux gréseux intercalés dans les argilites laminées à dropstones (tillites laminées) séparant les niveaux de tillites conglomératiques massives. Il s'agit de niveaux turbiditiques essentiellement formées de :

- lits centimétriques microconglomératiques (Ta) à granoclassement normal. La base des Ta est matérialisée par une surface érosive très marquée, irrégulière, convexe et des empreintes de charge sur les lits d'argilites laminées sous-jacents déformés (Figure 47 ; photo 1). Les fragments plus ou moins arrondis forment un assemblage chaotique d'intraclastes qui baignent dans une matrice gréso-silteuse. Ce sont des fragments locaux d'argilites silteuses dérivés de l'érosion des lits argilo-silteux sous-jacents ou de grès venant d'ailleurs et apportés par les courants.

- lits de grès fins à très fins à laminations parallèles (Tb), très souvent à granoclassement normal. L'épaisseur des laminations et la taille des grains diminuent vers le sommet des bancs (Figure 47 ; photos 1 et 2).
- lits de grès plus fins, granoclassés (Tc) absents dans certains bancs de turbidites. Ils sont marqués à la base par une surface érosive (surface de réactivation) irrégulière et des empreintes de charge en forme de cuvette de faible profondeur. Le terme Tc est structuré presque exclusivement par des laminations obliques, des litages convolutés et des slumps assez spectaculaires sur le terrain (Figure 47 ; photos 1 à 3).
- lits d'argilites gréseuses à laminations parallèles aux sommets de la succession (Td). Les surfaces de ces lits montrent des structures en polygone donnant l'impression de fentes de dessiccation ou de structure moutonnées (Figure 47 ; photos 2 et 4).

1.1.2. Membre 2 (W1b) : argilites silto-gréseuses calcareuses à débit en plaquettes centimétriques.

W1a est surmonté d'argilites silteuses carbonatées vertes finement laminées dans lesquelles sont intercalés des niveaux centimétriques de grès silteux fins, micacés qui deviennent de plus en plus fréquents vers le sommet, conduisant sur le terrain à des pentes très fortes et difficile d'accès. On y trouve également de rares intercalations lenticulaires de calcaires micritiques.

a/ Les argilites silteuses carbonatées vertes ressemblent beaucoup à la matrice de la tillites décrite ci-dessus. Elles sont finement litées, en plaquettes centimétriques et renferment fréquemment des blocs ou galets isolés. Les éléments contenus dans la matrice ne présentent aucune indication d'orientation ou d'imbrication et sont interprétés comme des dropstones. Des plis isoclinaux parfois métriques et des injections précoces de sables dans des fractures ont été observés dans ces pélites.

Microscopiquement on observe des grains de mica esquilleux et non jointifs, des grains de quartz et plus rarement des grains de feldspaths dans une matrice argileuse calcitique. Le ciment, peu développé, est constitué d'oxydes de fer. Il s'agit de pélites gréso-carbonatées.

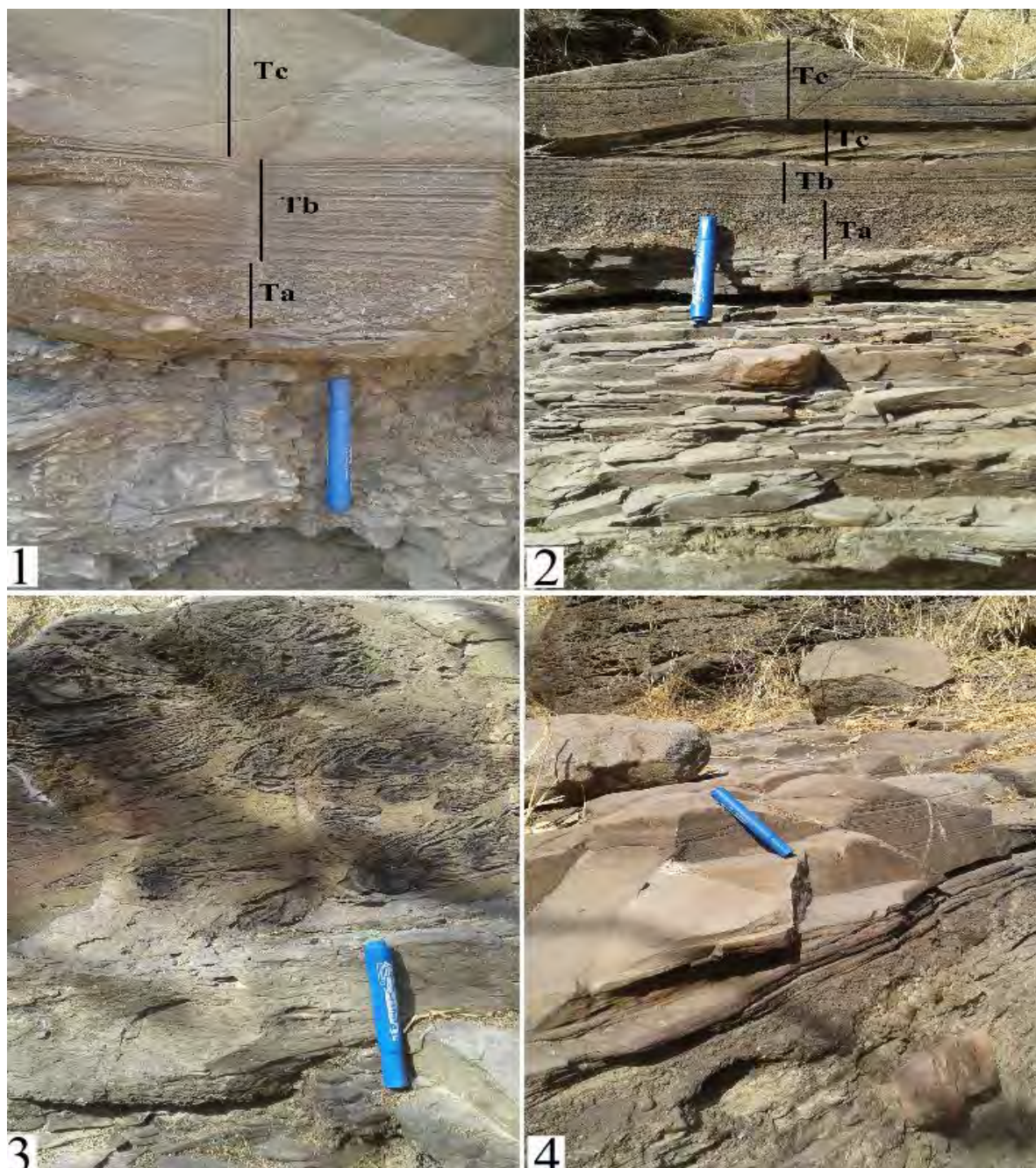


Figure 47 : Niveaux de grès turbiditiques intra-tillite. Photo 1 et 2 : Granoclasement et séquence de Bouma, surface érosive irrégulière et empreintes de charge ; Photo 3 : Convolutes bedding and slumps dans les Tc ; Photo 4 : Surface sommitale de Td structurée en polygones (fentes de dessiccation ou de structures moutonnées).

b/ Les niveaux de grès intercalés dans les argilites silteuses carbonatées (Figure 48) : ce sont des niveaux centimétriques à décimétriques de grès silteux très fins, parfois grauwakeux.

On y rencontre beaucoup de **structures sédimentaires** : litage convoluté, rides de courant superposées et chenaux à remplissage grossier (microconglomératique), qui confirment le caractère turbiditique des dépôts de la partie supérieure de la Formation de Walidiala 1. Dans la partie supérieure, les lits obliques font progressivement place à des structures beaucoup plus

planes (litage plan parallèle) alors qu'apparaissent des failles synsédimentaires ainsi que des slumps et des litages contournés qui indiquent des phénomènes de glissements sédimentaires.

En **lame mince**, ces grès sont micacés et riches en actinote, ce qui pourrait induire la couleur verdâtre. La présence d'actinote pourrait également être associée à une érosion des laves à proximité.

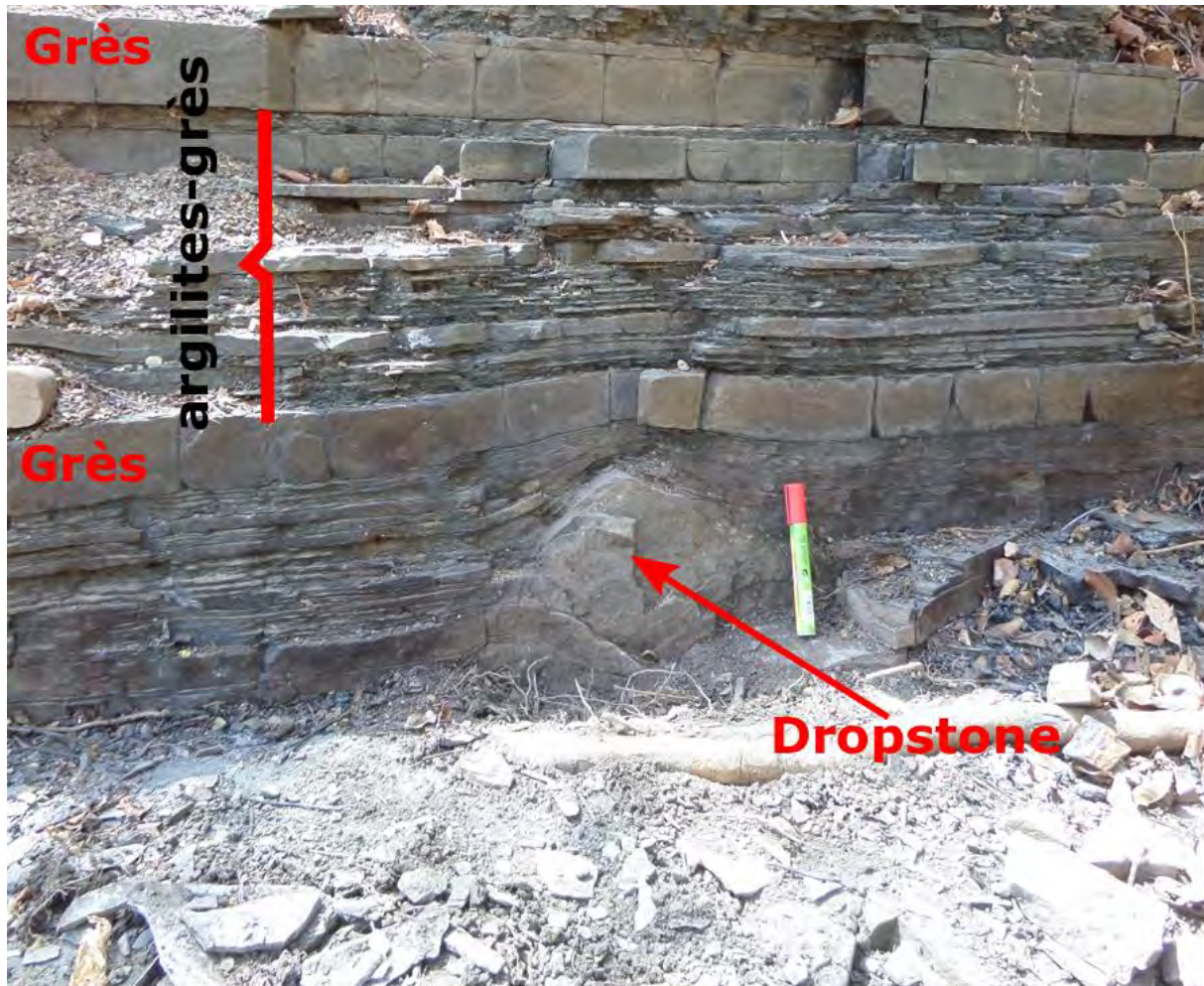


Figure 48 : Argilites silteuses carbonatées à débit en plaquettes centimétriques et à intercalations de grès de la Formation de Walidiala 1.

c/ Les calcaires à fentes de dessiccation remplies de calcite

Quelques rares intercalations lenticulaires de calcaires micritiques (**mudstone**) bleuâtres, à fins lits millimétriques à centimétriques, à structure stromatolithique, gris clair, à patine brunâtre, sont rencontrées dans la partie supérieure du membre 2 (W1b) sur les coupes sud et sud-ouest de Tanagué. Ce sont des calcaires dolomitiques d'épaisseur très réduite, ne dépassant pas 1m. Ces lits sont affectés de failles normales en extensions (Figure 49 ; photo 1) matérialisées par un mouvement de glissement le long des fractures. Ces fractures irrégulières sont remplies de sparite. Des fractures parallèles et sans remplissage ont lieu ultérieurement.

La façon dont les fractures sont remplies à la base des bancs rappelle les injections de sédiments mous (ou d'évaporites ou de « brèche d'effondrement ») plutôt que des fractures affectant une roche indurée. Les fentes observées, à débit en petits parallélépipèdes, ressemblent à des fissures de boue remplies ultérieurement par de la calcite dans du calcaire stromatolitique ou du calcaire dolomitique.

On peut également observer quelques failles synsédimentaires mineures, qui peuvent permettre de mieux comprendre les événements de déformation (directions par exemple) dans le bassin sédimentaire. On peut y observer des structures en mamelons (HCS) à la base des bancs (Figure 49 ; photo 2).



Figure 49 : Faciès des calcaires à fentes de dessiccation remplies de calcite. Photos 1 : Carbonates laminés à fractures irrégulières et ensembles de failles normales en extension ; Photo 2 : Structures en mamelons (HCS).

Microscopiquement, il s'agit d'une boue calcaire ou argilites fortement calcaires à fractures et failles remplies de calcite recristallisée (sparite) (Figure 50 ; photos 1 et 2). La roche est finement litée et on y observe de la fluorine. Ce microfaciès correspond à une micrite à lits millimétriques parallèles, affectés de micro-ondulations évoquant des lamines algaires. Ce faciès se montre parfois dolomitisé et à birdseyes. Il s'agit de Laminites algaires (stromatolithes).

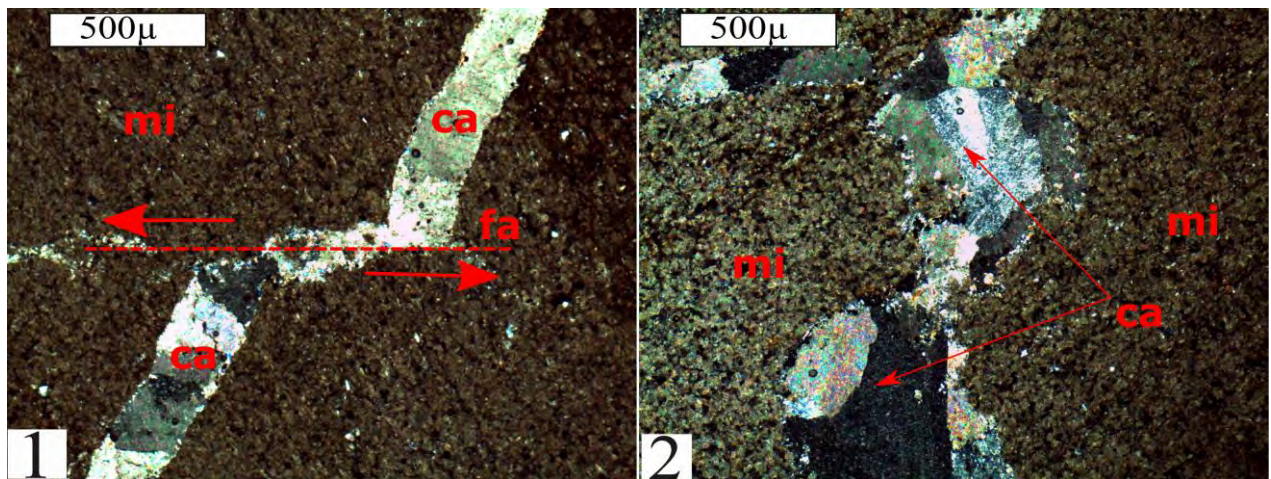


Figure 50 : Microscopie des calcaires ou boue argilo-calcaire à fentes de dessiccation. Photos 1 et 2 : Fractures et failles avec recristallisation de calcite dans la boue argilo-calcaire.

1.2. Formation des arénites quartzeuses et conglomératiques de Walidiala 2 (W2)

1.2.1. Lithostratigraphie

Le lithofaciès des arénites quartzeuses conglomératiques repose par un contact érosif marqué (discordance sédimentaires) sur le Membre 2 de la Formation de Walidiala. Trois faciès ont pu être distingués dans la zone d'étude au sein de cette Formation. Il s'agit, de la base au sommet du :

a/ Faciès conglomératique basal. Il s'agit de conglomérats polygéniques de type *clast-supported*, contenant des éléments centimétriques anguleux, rarement arrondis de quartz blancs, de métapelites (Figure 51 ; photos 1) très abondantes (généralement orientés parallèlement à la stratification), de schistes verts et de carbonates de taille décimétrique à métrique (Népin Peulh, Goumbabéré) au Sud-Ouest de la zone d'étude.

La matrice gréseuse est constituée de grains anguleux à subarrondis, elliptiques, de quartz et de feldspath. On note une granocroissance dans la partie basale de la brèche où la densité des éléments augmente. Des gouttières érosives et des figures d'imbrication de galets y sont observables.

b/ Le faciès médian observé sur le flanc sud-ouest de la vallée de Walidiala (Nandoumari, Walidiala, Sud du village de Pelloungue) est constitué d'arénites quartzeuses et de microconglomérats composés de grains de quartz, de feldspath et de métapelites millimétriques rarement centimétriques subarrondis à subanguleux (généralement orientés parallèlement à la stratification).



Figure 51 : Lithostratigraphie des arénites quartzeuses et conglomérats de la Formation de Walidiala 2. Photos 1 : Conglomérat polygénique à éléments de calcaires, quartz blanc et métapelites (Népin Peulh) ; Photo 2 : Dépôt de chenaux emboîtés dans les arénites quartzeuses ; Photo 3 : flûtes casts ; Photo 4 : Litage convoluté (Vallée de Walidiala).

c/ Le Faciès supérieur observé dans la vallée de Walidiala (entre Pélel et Tanagué) est constitué par des arénites quartzeuses, parfois grossières. La matrice est argilo-gréseuse (Figure 51 ; photos 2 à 4). Les figures sédimentaires sont représentées par du litage plan et plus rarement du litage oblique de grande amplitude qui comble de grands chenaux de profondeur plurimétrique décrits par [Fullgraff et al. \(2010a\)](#). Les chenaux sont comblés par des conglomérats et microconglomérats polygéniques de type *clast-supported*, contenant des éléments centimétriques, arrondis et anguleux de métapelites et de fragments de roches magmatiques. On y rencontre également du litage convoluté (Figure 51 ; photos 4), du litage oblique et de rares *fluts cast* à la base dont certains sont observables clairement sur des éboulis. Quelques galets isolés arrondis, probablement liés à un long transport par les courants, sont disséminés dans les arénites quartzeuses. On y rencontre souvent des galets de schistes et des trous hémisphériques où logeaient des galets arrachés.

Le sommet de ce faciès est surmonté par des argilites vertes à débit en plaquettes et rondelles, observables surtout dans la vallée de Walidiala et à Népin où elles peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres.

1.2.2. Pétrographie

Au plan **microscopique**, ces faciès sont constitués de grains de quartz faiblement nourris, souvent polycristallins et de fragments de roches. La matrice est gréseuse, à quartz de très petite taille anguleux à Népin et arrondis dans la Vallée de Walidiala. Le ciment est ferrugineux et s'insinuent entre les grains.

Il s'agit dans l'ensemble d'arénites quartzeuses conglomératiques.

1.3. INTERPRETATION DU GROUPE DE WALIDIALA

1.3.1. Formation de Walidiala 1

La rupture de Rodinia a entraîné la formation de bassins et marges continentales (650Ma). Des événements majeurs comme la glaciation mondiale de la fin du Néoprotérozoïque appelée « Terre boule de neige » (Hoffman et al. 1998) suivie par le réchauffement planétaire ont été enregistrés à partir de différents continents, y compris le Sénégal oriental dans le bassin de Madina Kouta (dépôts glaciaires de Walidiala d'âge Cryogénien-Ediacarien : Bassot, 1966 ; Deynoux, 2006 ; Shields et al., 2007). La corrélation globale de ces paléoplaques tectoniques est principalement basée sur les successions Tillite-carbonate-cherts (la triade).

a/ Le Membre 1 est interprété comme des dépôts glaciaires mis en place dans un contexte aquatique (Bassot, 1966 ; Villeneuve, 1989 ; Culver et Hunt, 1991 ; Villeneuve, 2006). La présence, dans notre zone d'étude d'une phase de liaison très abondante, de galets à facettes penta à hexagonales et la grande expansion géographique de ce conglomérat confirment l'origine glaciaire mise en évidence par nos prédécesseurs.

L'environnement du dépôt est cependant diversement interprété : dépôt en milieu marin peu profond à la base ou non loin d'une masse glaciaire partiellement continentale (Culver et Magee, 1987) ; dépôt de lobe deltaïque proche d'une masse glaciaire (Deynoux et al., 1993) ; coulées de débris et turbidites sableuses (Deynoux et al., 1991). Le mauvais classement et l'angulosité des lithoclastes dans notre zone d'étude, ne militent pas selon Walemba et Master (2005) en faveur d'un transport fluvial. Selon ces auteurs, ces caractéristiques des lithoclastes, ajoutées à la finesse de leur matrice, militent en faveur d'un dépôt dans un **environnement glacio-marin** au moins dans la partie inférieure du Membre.

Dans les grès intercalaires, la présence de turbidites à lits plus ou moins épais est interprétée par Walker (1984 et 1992) comme étant des turbidites de haute densité. Cette idée est renforcée par le granoclassement, l'absence de structures sédimentaires dans les Ta et la rareté des lits d'argilites. Ces turbidites de haute densité sont identiques au *massive sandstone* (Walker, 1966 et 1978). L'observation de surfaces érosives très marquées dans les Ta et Tc implique des coulées gravitaires ou des coulées de densité. Le dépôt des turbidites du Membre 1 de la Formation de Walidiala 1 ont donc lieu dans un **milieu marin relativement profond**, en dessous de l'action des vagues de tempête (Wu, 1982). La présence des intervalles inférieurs confirme la proximité de la source alors que l'absence du terme Te dans les turbidites implique son élimination par érosion avant le dépôt de la séquence suivante. Les figures sédimentaires observées dans les Tc (slumps et laminations convolutées) sont fréquemment associées aux

séries turbiditiques. Les stratifications entrecroisées à petite échelle dans les turbidites se forment durant les tempêtes, par les rides de courant, les vagues de sable de haute énergie, les mégarides lunaires de beau temps en **milieu marin proximal ou en avant-côte inférieur (lower shoreface)** de haute énergie côtière, des rides de courant ou des rides de vague et pourraient se développer par des flux combinés (Mueller, 1991 ; Fritz et Howells, 1991).

L'association de diamictites stratifiées à dropstones avec des conglomérats tillitiques et des grès indique un **environnement de dépôt glacio-marin proximal**.

Sur le plan **péetrographique**, l'association des éléments angulaires et sub-arrondis révèle une **source proximal** (Bhat et al., 2012). Les variations latérales et verticales de faciès et la rythmicité des dépôts des niveaux turbiditiques intra-tillites et conglomératiques seraient associées aux subsidences lentes et répétées du bassin liées à des rejeux de failles normales répétitives (Sepehr et Cosgrove, 2004).

Dans la partie supérieure du Membre 1 (W1a), l'augmentation de la densité et de l'arrondi des éléments est le signe d'un façonnement nouveau. Les poudingues de type ***clast-supported*** de la partie sommitale correspondent aux faciès Gp et Gh de Miall (1978, 1996) d'origine fluvatile, considérés comme des Dépôts de barres longitudinales à la suite d'une augmentation du régime hydrodynamique. Il s'agit probablement d'un **environnement de type fluvatile proximal en tresse soumis à une influence périglaciaire** tel que rencontré par Konaté (1996) dans la Formation de Wéré. Ces poudingues interstratifiés dans la partie supérieure peuvent témoigner d'un remaniement continental à proximité des dépôts glaciaires autochtones. La moraine peut avoir été également remaniée sur place (blocs arrondis) ou bien peut remanier elle-même un faciès fluvio-glaciaire antérieur (Biju-Duval et Gariel, 1969).

b/ Le Membre 2. Des lits laminés riches en oxyde de fer avec des conglomérats monogéniques, similaires à ceux du Membre 1 ont été décrits par Walemba et Master (2005) dans le Membre de Mukuka (Formation de Nya-Kasiba, Supergroupe d'Itombwe) et interprétés comme des turbidites glaciogéniques. Le matériel (argiles, silts et calcaire) serait fourni par l'érosion des dépôts sous-jacents.

Des argilites finement laminées parallèles, indiquent des dépôts résiduels de suspension (Mueller et al, 2000b ; Chamley et al., 1980 et Chamley, 1987). Les grès intercalaires avec des structures de type HCS d'échelle pluridécimétrique ainsi que des litages obliques plaident en faveur d'une dynamique de tempêtes en domaine relativement profond avec l'action locale de courants unidirectionnels. L'environnement de dépôts des argilites silto-grésocalcareuses se

situé probablement en **domaine de plateforme distale**. Les failles synsédimentaires ainsi que les slumps, les litages contournés et les plis isoclinaux, indiquent des **phénomènes de glissement ou tectoniques** importants pendant les dépôts plus grossiers intercalés dans des fins. Les injections de sables dans des fractures affectant les alternances grès-pélites suggèrent des **phases tectoniques mineures** entraînant une déstabilisation du fond marin et des apports silicoclastiques abondants. Ces phases tectoniques intermittentes auraient occasionnées l'intercalation répétée de séquences turbiditiques.

Les caractéristiques des grains de quartz de la matrice des diamictites du Membre 2 de Walidiala (angulosité, fort relief et structures mécaniques) ont amené [Culver et Magee \(1987\)](#) à suggérer un **dépôt en milieu marin peu profond** à la base ou non loin d'une masse glaciaire partiellement continentale. Nous retenons ce caractère **glacio-marin** qui est d'ailleurs partagé par plusieurs auteurs : [Bassot \(1966\)](#), [Culver et al. \(1978\)](#), [Villeneuve \(1984\)](#), [Villeneuve et al. \(1991\)](#), [Deynoux et al. \(2006\)](#).

Au sommet du Membre 2 (**W1b**), les rares intercalations lenticulaires de calcaires stromatolitiques sont le signe d'une diminution de profondeur du milieu, favorable à l'installation d'une flore algale, accompagnée d'émersions périodiques à l'origine des fentes de dessiccation remplies ultérieurement de calcite. Ce faciès parfois dolomitisé et à *birdseyes*, caractérise des **environnements marins littoraux, de marais algaires** développés de préférence en **domaine médiolittoral** ([Purser, 1980](#) ; [Collinson, 1982](#) ; [James, 1984](#)). Les failles normales synsédimentaires mineures dans ces calcaires témoignent des événements tectoniques distensifs ayant très tôt affectés les dépôts dans le bassin sédimentaire.

1.3.2. Formation de Walidiala 2. Elle montre un retour à un environnement moins profond et sous influence fluviatile ([Shields et al., 2007a et b](#)). Elle est classiquement interprétée comme étant mise en place en contexte fluvio-deltaïque, durant la régression marine induite par la glaciation Marinoan ou immédiatement après lors du rebond isostatique induit par le retrait des glaces ([Fullgraf et al., 2010a](#)). Les laminations convolutées sont induites par des dépôts de suspension rapides ou par une déformation plastique de sédiments partiellement liquéfiés par contrainte de cisaillement sur les lits ([Blatt et al., 1980a](#)). Les caractéristiques de la Formation des arénites quartzeuses et conglomératiques de Walidiala suggèrent une mise en place en milieu fluviatile, avec des apports détritiques au Sud-Ouest constituant des **dépôts proximaux** (Népin Peulh) et des **dépôts plus distaux** au Sud-Est (Vallée de Walidiala).

2. LE GROUPE DE MALI

Ce Groupe correspond à l'ensemble des faciès situés au-dessus des formations glaciaires. Il est subdivisé par [Delor et al. \(2010a\)](#) en trois (3) Formations : Mali 1, Mali 2 et Mali 3. Contrairement à ces auteurs, nous y avons distingué deux Formations : La Formation des dolomies calcaires de Mali 1 et la Formation pélitico-cherteuse de Mali 2 qui englobe les ex Formations de Mali 2 et de Mali 3.

2.1. La Formation des dolomies calcaires de Mali 1 (M1)

2.1.1. Lithostratigraphie

Ce faciès carbonaté (calcaires et dolomies) appartient à la famille des roches bien connues dans la couverture du Craton Ouest Africain dénommées Cap carbonates ou cap dolostones dans la littérature. Il est observable dans les secteurs de la vallée de Walidiala (Figure 52 : Photo 1) et de Namel où il passe latéralement à des phosphates et des schistes graphiteux.

Ce sont des calcaires dolomitiques à barytine et des dolomies calcaires, gris-noirâtres à verdâtres parfois rosâtres très homogènes, en bancs décimétriques à métriques plus ou moins bréchifiés à la base (route de Pélel-Nandoumari) parfois à structure stromatolitique (Figure 52 ; Photo 2). La roche présente de rares joints de stratification et de nombreuses veines de recristallisation dans certains endroits. On y observe un niveau de faible épaisseur de barytine massive (coupe Sud de Tanagué), à éclat gras, de 5 à 10cm. Dans certains endroits, sur la colline de Tanagué par exemple, la roche correspond à un faciès de calcarénite ou de dolosparite avec des passages de dolomicrite. Elle est fortement bréchifiée à sa base, surtout aux endroits où elle est en contact avec les formations glaciaires.

La roche présente des fractures, des structures de flambage, des bancs en forme de « tepee » (Figure 52 ; Photos 3), des slumps et des surfaces basales parfois érosives. Des surfaces sommitales craquelées, à aspect fenté, indiquent probablement de courtes émerSIONS avec début de dessiccation. Ces niveaux carbonatés sont très souvent mollement ondulés et montrent souvent de très beaux synclinaux.

Localement, au sommet de la formation, dans la colline de Tanagué au Sud-Ouest de la vallée de Walidiala, ces dolomies sont souvent interstratifiées de niveaux centimétriques de cherts calcaireux à nodules arrondis de quartz ou de calcite recristallisée et de niveaux de pélites violettes, ce que nous avons considéré comme des termes de passage des dolomies calcaires aux cherts, mise en évidence pour la première fois dans cette partie du bassin de Madina Kouta.

Des géodes de calcite, de dolomite en rhomboédres, de quartz automorphes limpides, des filonnets de calcite blanche et des stylolithes sont surtout abondants dans les calcaires et dolomies souvent associés aux faciès conglomératiques à la base. On y observe également beaucoup de filonnets de chert parfois bréchiques. On peut penser que ce processus est d'origine diagénétique avec des substitutions de carbonates par la silice (Figure 52 ; Photos 4).

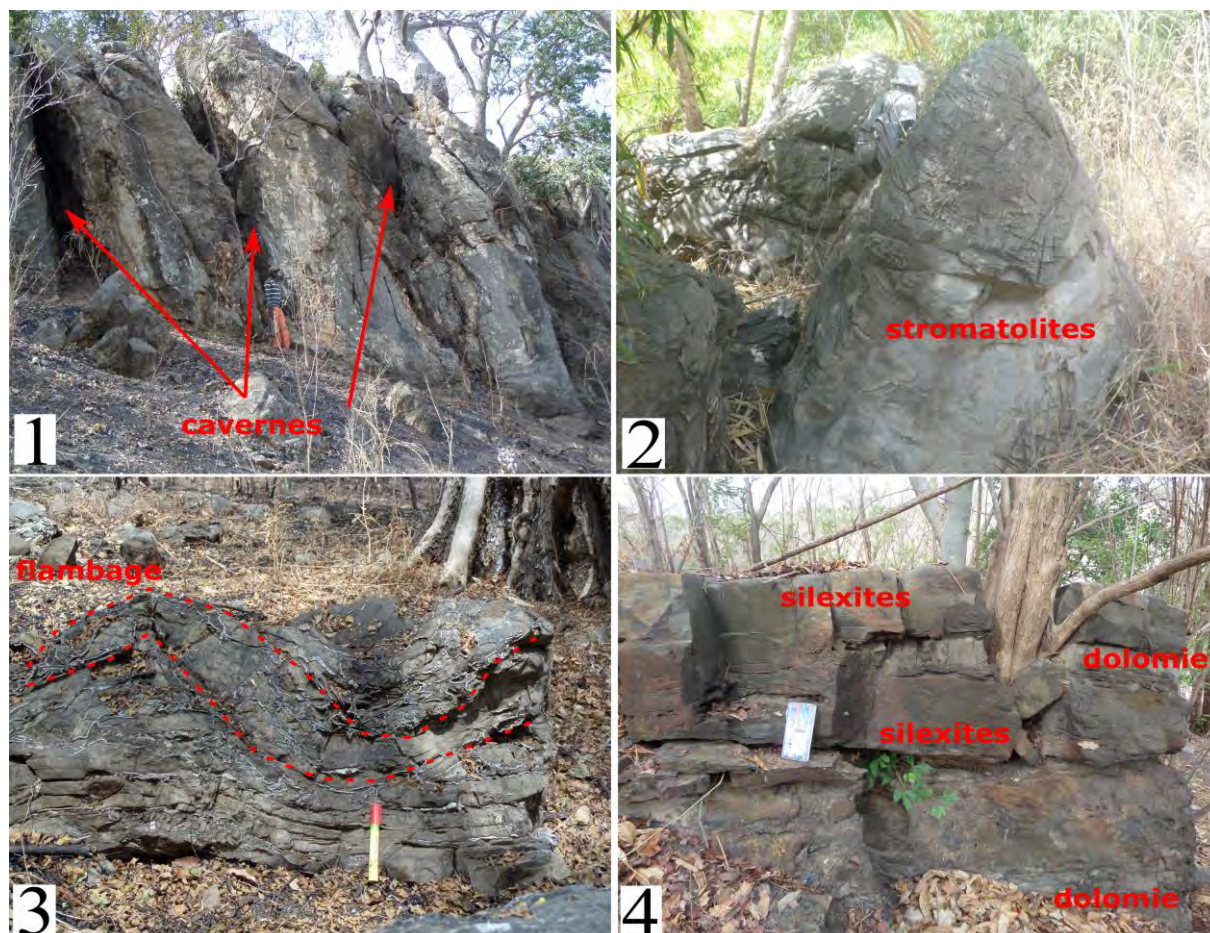


Figure 52 : Lithostratigraphie des faciès des dolomies calcaires et structures associées de Mali 1.

Photo 1 : Vue d'ensemble des carbonates dans la vallée de Walidiala ; **Photo 2 :** Carbonates stromatolitiques en dôme ; **Photos 3 :** Structures de flambage des bancs en forme de « tepee » et Slumps ; **Photos 4 :** Termes de passages dolomies-silexites.

2.1.2. Pétrographie (Figures 53, 54, 55 et 56)

Au Sud du village de Tanagué, les lames minces montrent que les carbonates, essentiellement des dolomites, se présentent en cristaux xénomorphes et rarement en rhomboédres. Sur certaines lames on assiste à une recristallisation progressive de la dolomicrite en dolosparite et parfois une silicification plus ou moins poussée de la dolomie pour donner des cherts ou silexites. La micrite en très faible quantité y est observée par endroit. Les éléments clastiques sont peu abondants avec notamment de petits cristaux de quartz, des feldspaths et de rares micas. On observe également de rares pellets de grande taille. Le ciment, constitué de

limonite et d'hématite, est peu abondant et colore certains grains de dolomite ou forme des granulations dispersées dans les lames minces (Figure 53).

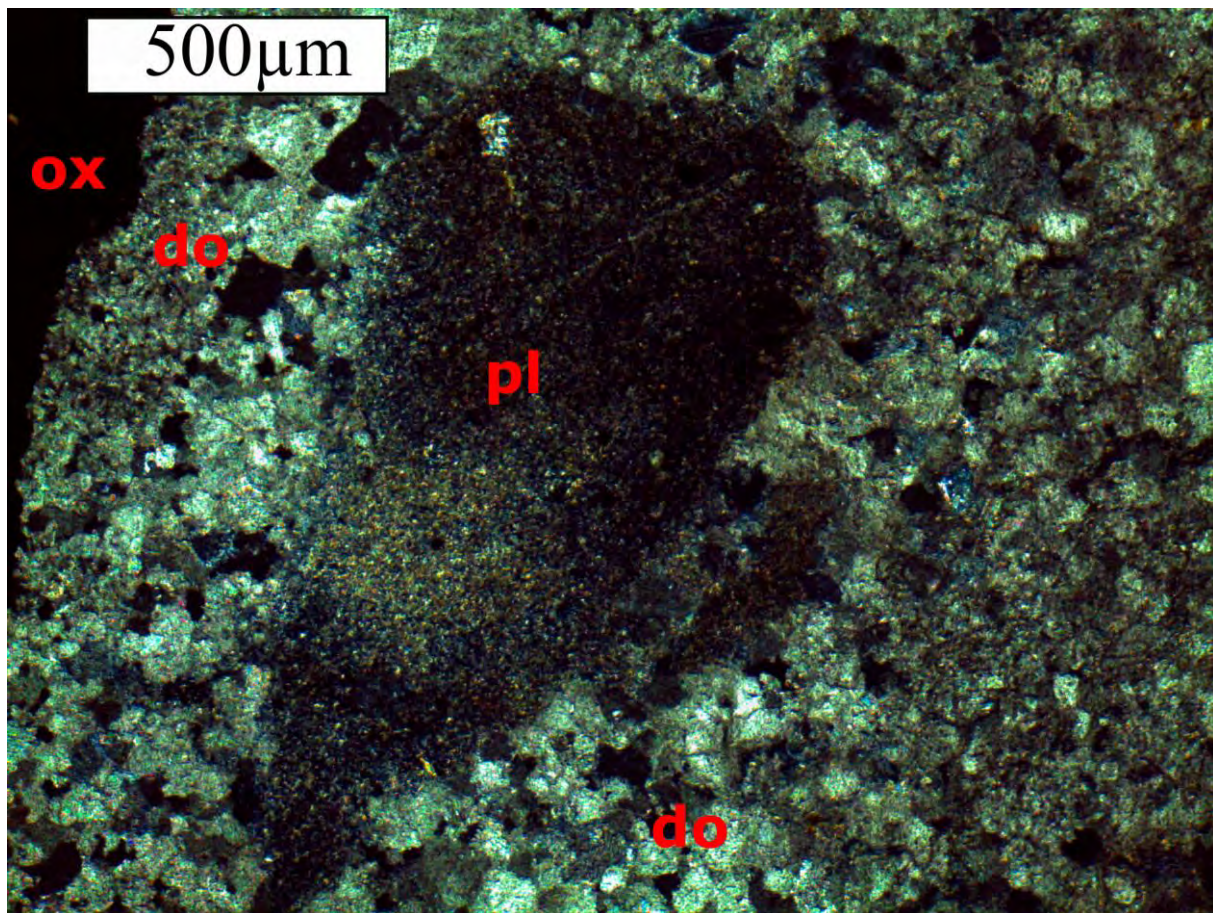


Figure 53 : Microscopie des dolomies calcaires de Walidiala. Dolosparite à pores et oxydes de fer et à pellet fortement oxydés de grande taille.

Au Sud du village de Pelloungue, les lames montrent un faciès formé essentiellement de calcite fortement déformée (présence de macles mécaniques qui sont dues à des déformations secondaires) de grande taille, présentant des fentes de recristallisation et de petits cristaux de dolomite (Figure 54). On trouve également des cristaux aplatis ou allongés, des cristaux aciculaires ou en masses fibreuses, à bons clivages, à éclat vitreux ou nacré, de teinte blanche à bleuâtre ou rougeâtre, polychromique, correspondant à la Célestine (Figure 54). On assiste à une dolomitisation progressive de la calcite. Parfois la roche est entièrement constituée de micrite ou dolomicrite à oxydes de fer (Figure 55). Dans la vallée de Walidiala, on observe une silicification assez poussée des carbonates (Figure 56). Il s'agit d'un calcaire dolomitique à célestine, fortement déformé.

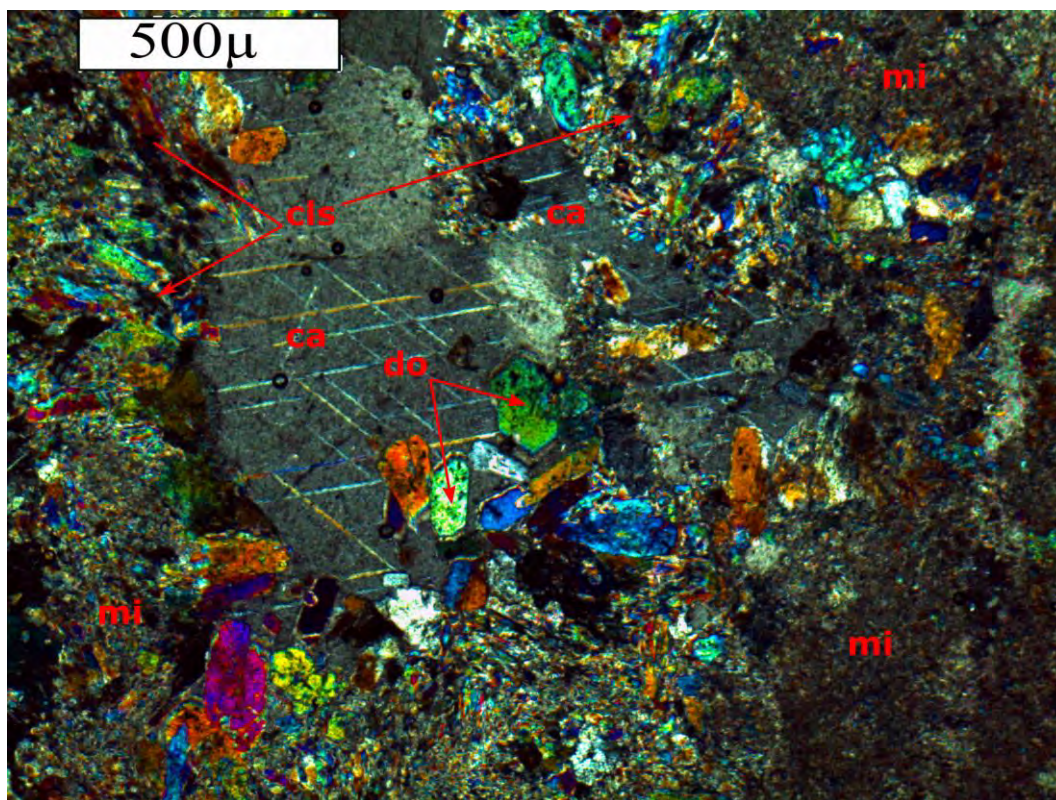


Figure 54 : Microscopie des calcaires dolomitiques à celadonite de Walidiala. Dolomitisation progressive d'un calcaire déformé et à celadonite. *mi* : micrite ; *cls* : celadonite ; *do* : dolomite ; *ca* ; calcite.

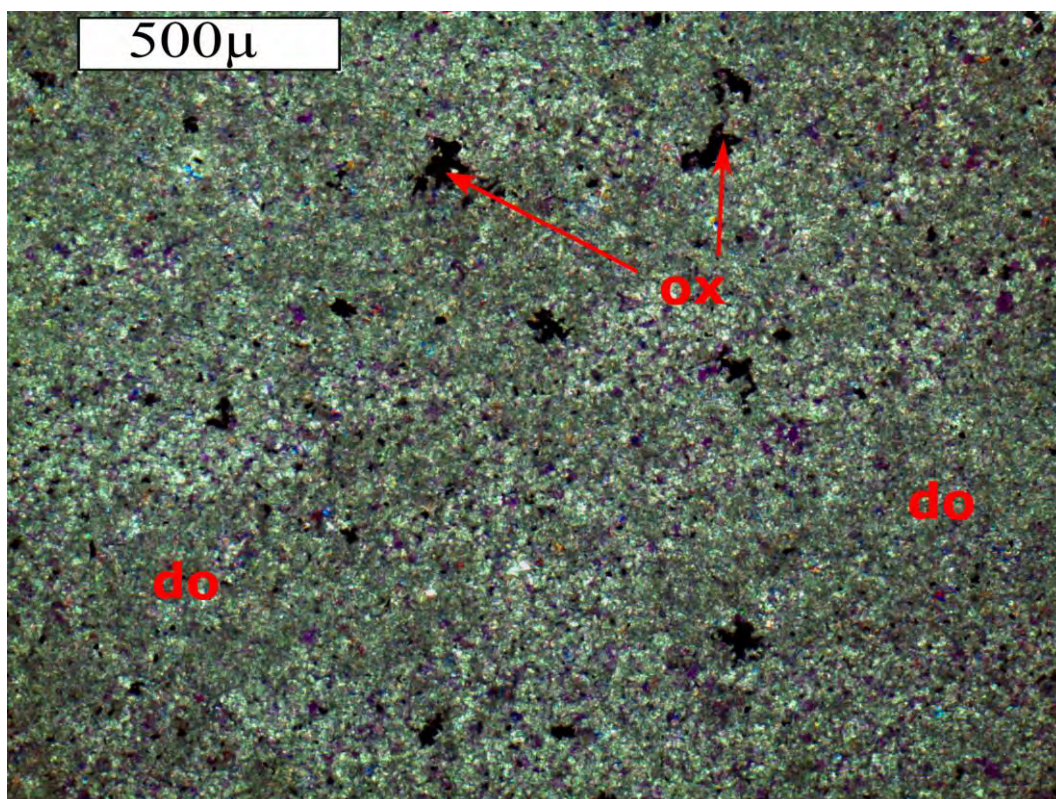


Figure 55 : Microscopie des boues calcaires dolomitiques ou de dolomitic limestones de Koukoudji. Dolomitisation progressive du calcaire micritique et à oxyde de fer. *ox* : oxydes de fer ; *do* : dolomite.

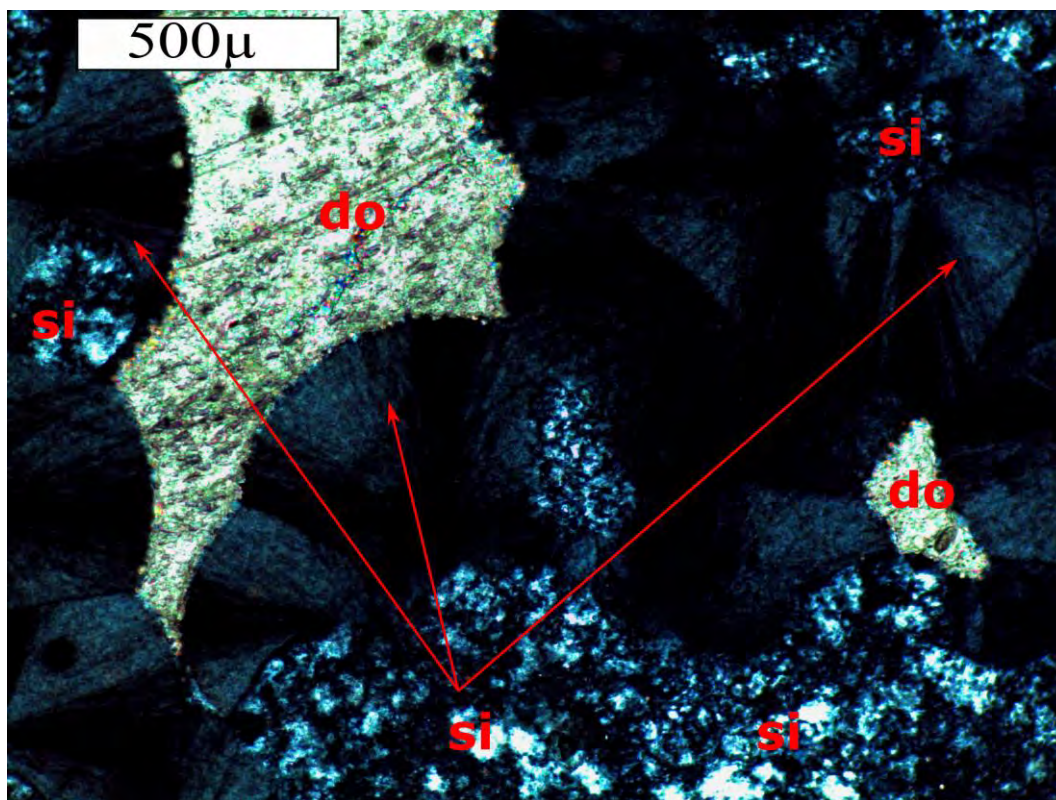


Figure 56 : Termes de passage calcaires dolomitiques et silexites (cherts) de Walidiala. Silicification très poussée avec la présence de quartz en rosette (LN). si : silice ; do : dolomite

2.2. Formation pélitico-cherteuse de Mali 2 (M2)

Elle correspond à l'ensemble formé par les ex Formations de Mali 2 et de Mali 3 de Delor et al. (2010).

2.2.1. Lithostratigraphie

Elle est constituée de siltites argileuses violettes à intercalations de niveaux de silexites et de grauwackes. Nous y avons distingué cinq faciès :

a/ Les premiers niveaux de Silexites (ex Mali 2) :

De couleur verte, blanche, bleue, grise ou noire, souvent rubanés et rarement ocellés, les premiers niveaux de cherts forment des corniches de 0,5 à 1m d'épaisseur, intercalés de pélites en plaquettes violettes. La roche est très résistante et compacte. Le grain n'est pas visible à l'œil nu et la cassure est conchoïdale. Elle présente des joints de stratification et des fracturations conjuguées provoquant un débit parallélépipédique. La puissance de ces premiers banc de chert peut atteindre 8 à 10m (Figure 57 ; Photos 1 et 2).



Figure 57 : Lithostratigraphie des premiers niveaux de chert dans la vallée de Walidiala. Photo 1 : Bords de silicite au Sud du village de Tanagué ; Photo 2 : Silicite sur la colline de Hassana Diallo.

b/ Les niveaux décimétriques de silicites intercalés dans les pélites violettes :

Il s'agit de Silicites plus ou moins argileuses, gris-foncées à rouges ou verdâtres s'individualisant en bancs centimétriques à décimétriques dans les pélites violettes en plaquettes (Figure 58 ; Photo 1 et 2). Elles sont parfois très finement litées, plus ou moins argileuses, silteuses et pyriteuses, très rarement calcaires à la base et séparées par des interbancs centimétriques de siltites micacées, très finement litées, verdâtres à violette, à débit en plaquettes ou rondelles.

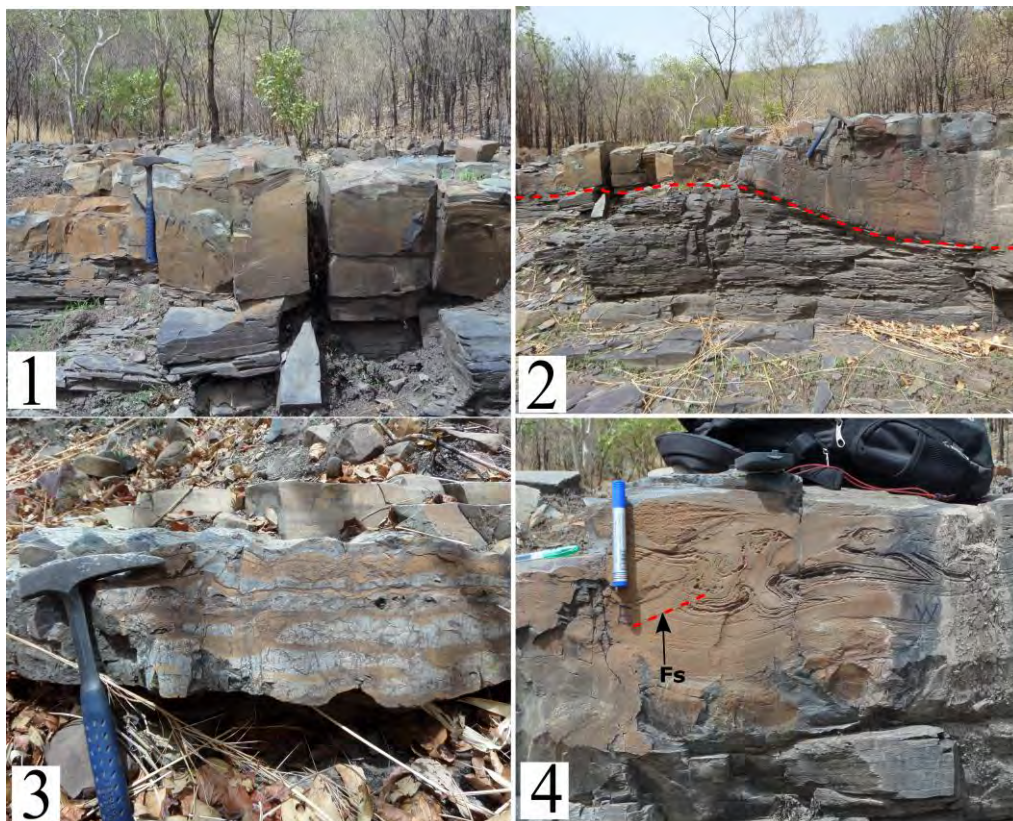


Figure 58 : Bancs décimétriques de silicites et structures sédimentaires associées, intercalés dans les pélites violettes. Photos 1 : Surfaces sommitales à fentes de dessiccation et fracturations conjuguées Photos 2 : Niveaux de silicites intercalés montrant des litages en mamelons et des paléopentes ; Photo 3 : Silicites oeillés (fantômes de rides de courant) ; Photo 4 : Silicites avec slumps et failles synsédimentaires. fs : Faille synsédimentaires

On y rencontre des surfaces sommitales à fentes de dessiccation et fracturations conjuguées (Figure 58 ; Photo 1), des litages en mamelons et des paléo-pentes (Figure 58 ; Photos 2), des rides de courant à la surface des bancs et des structures oeillées d'où le nom de « cherts oeillés » (Figure 58 ; Photo 3), beaucoup de slumps, des failles synsédimentaires, des plis synsédimentaires (Figure 58 ; Photo 4).

c/ Les siltites argileuses à débit en plaquettes centimétriques :

Ce sont des siltites argileuses, à muscovite, très finement litées, de teinte mauve à violette, à débit en plaquettes centimétriques, en rondelles feuilletées et en boules (Figure 59 ; Photo 1). Elles comportent des niveaux, d'épaisseur centimétrique à métrique, de grès fins à moyens parfois grossiers et microconglomératiques, feldspathiques, argileux, généralement massifs, de teinte grise à verte. Vers le sommet, on passe à des siltites en plaquettes tassées et de teinte sombre et salissantes.

d/ Les grauwackes quartzo-feldspathiques sont intercalés dans les pélites violettes dans leur partie supérieure (Figure 59 ; Photo 2). Certains des bancs montrent une limite inférieure plane et une limite supérieure affectée de rides de courant en 3D (longueur d'onde décimétrique, amplitude centimétriques).

e/ Les grès fins feldspathiques en lits parallèles qui alternent avec des lits silteux centimétriques en plaquette, suggérant une rupture dans la sédimentation. On y observe des granoclassements, des surfaces érosives, des structures ondulantes et de petits chenaux dans une succession pélites-grès à faciès turbiditiques.

Ces successions pélites-grès montrent des zones à plis plurimétriques, caractérisés par la variation de leur géométrie : plis isoclinaux symétriques et plis déversés couchés quelquefois replissés avec des flancs inclinés vers le Sud. Sous cette partie supérieure montrant des dépôts déformés, existent des failles normales inclinées légèrement vers le NO, dont les plans montrent des nappages de grès.

Les structures sédimentaires sont représentées par du litage oblique plan, du litage oblique arqué, des lits centimétriques granocroissants et des chenaux de profondeur décimétrique et de largeur métrique. Les drapages sont fréquents, formant du *wavy-* et du *flaser-bedding* caractéristiques d'une séquence marine d'environnement peu profond (shoreface, domaine subtidal), témoignant d'une tendance régressive.



Figure 59 : Lithostratigraphie des siltites argileuses à débit en plaquettes centimétriques. Photo 1 : Siltites argileuses à débit en plaquettes centimétriques faillées ; Photo 2 : Graywackes quartzofeldspathiques intercalés dans les siltites argileuses violettes finement laminées. G : Graywackes.

2.2.2. Pétrographie

a/ Les premiers niveaux de Silexites (ex Mali 2) :

Pétrographiquement, les niveaux de silexites (ex Mali 2) et les bancs intercalés de silexites sont constitués essentiellement de grain de quartz microcristallin (Figure 60). Cependant on peut y observer quelques joints tapissés d'oxydes de fer et de séricite. La silicification des carbonates pourrait être plus ou moins complète, donnant ainsi des silexites. Parfois, on y rencontre de rares éléments détritiques.

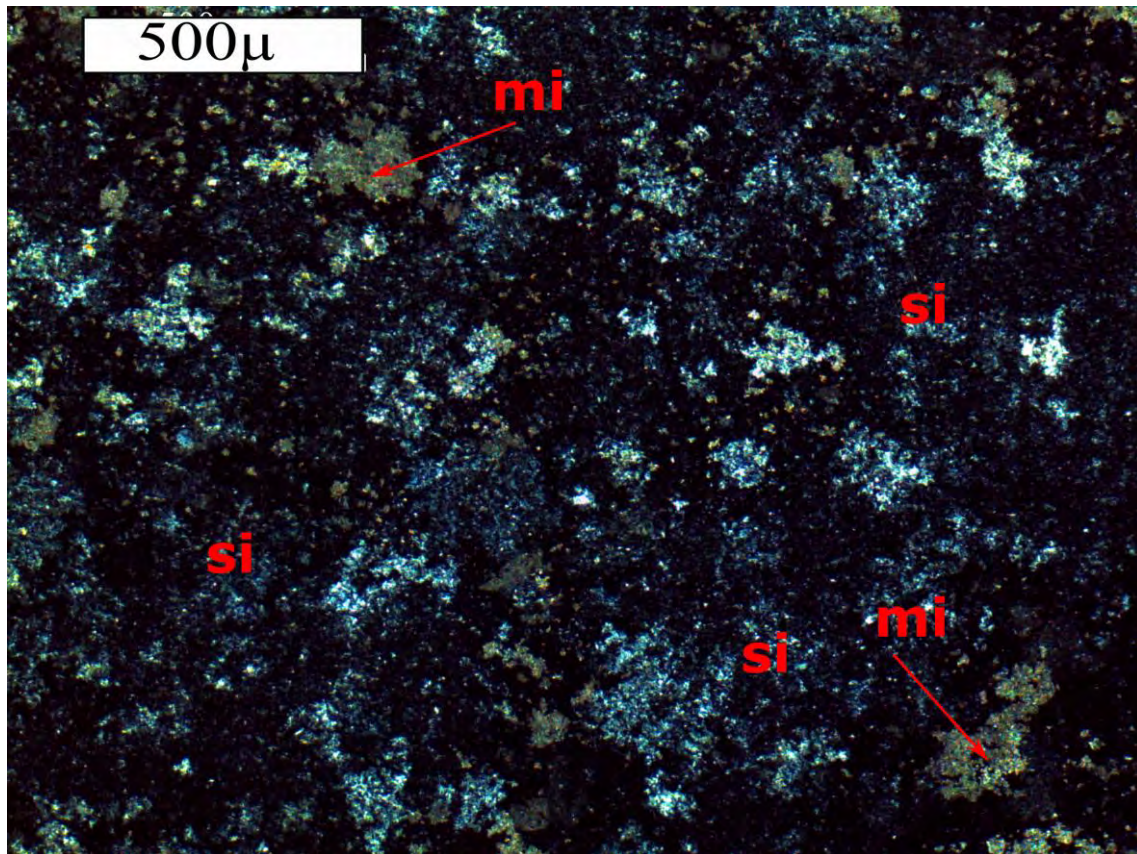


Figure 60 : Microscopie des bancs de silexites intercalés dans les pélites violettes. Silexites à quartz microcristallin et à influence détritique dans les silexites de Walidiala. **si** : silice ; **mi** : micrite.

Ce sont des silexites impures, contenant du matériel volcanique provenant d'un volcanisme sous-marin au moment du dépôt de ce faciès et de reliquat de calcite.

b/ Les siltites argileuses à débit en plaquettes centimétriques :

Au microscope, on observe des grains non jointifs de quartz, de feldspaths et de micas. La matrice est constituée de grains plus fins de minéraux argileux, de quartz, de chlorite, et de séricite. Il s'agit d'une siltites/siltites argileuses, à muscovite.

2.3. INTERPRETATION DU GROUPE DE MALI

2.3.1. Formation de Mali 1. Les dolomies calcaires de Mali 1 correspondent aux cap dolostones qui coiffent les dépôts glaciaires néoprotérozoïques (~635Ma) en Afrique de l'Ouest (Trompette, 1973 ; Deynoux et al., 1978 ; Fairchild, 1993 ; Shields et al., 2007a) et ailleurs dans le monde (Kennedy et al., 1998 ; Hoffman et Schrag, 2002 ; Bhat et al., 2012). Dans la vallée de Walidiala, elles ont été étudiées par Shields et al. (2007a) qui, se basant sur leur composition isotopique et pétrographique, ont retenu que le dépôt a lieu dans un milieu marin proximal, affecté par la glacio-isostasie. La faible profondeur du milieu est attestée par la présence de surfaces sommitales craquelées témoin de périodes d'émersion. La présence de dépôts pyroclastiques mêlés aux caps dolostones suggère que les deux phénomènes sont contemporains et en relation avec les événements tectoniques panafricains. Les glissements et déformations souples dans les bancs dolomitiques seraient provoqués par un important écoulement de débris volcano-clastiques. Les carbonates post-glaciaires montrent des caractéristiques de carbonates bouchon globalement et suggèrent un changement paléo-climatique significatif et brutal passant des conditions glaciaires aux conditions tropicales, marquant ainsi la fin d'une époque glaciaire (Hoffman et al., 1998). Les dolomites et la calcite micritique sont la preuve évidente que la première étape diagénétique était marine peu profonde. Les textures diagénétiques suggèrent que le carbonate originel ainsi que les ciments calcitiques ont été remplacés par la dolomite (dolomitisation) tout en préservant le tissu original des cristaux. La chimie de l'eau de la mer du Néoprotérozoïque Terminal (Ediacarien) doit avoir contribué à la dolomitisation dans ces carbonates (Tewari, 2007 et 2010 in Bhat et al., 2012). Les dolomies calcaire du Groupe de Mali parfois à stromatolites stratifiés ou en dômes caractérisent comme les carbonates de la Haute-Krol en Inde (Tewari 2003 ; Jiang et al. 2003 in Bhat et al., 2012), un environnement de rampe péritidale peu profonde. Ce sont des dépôts post-glaciaires d'eau peu profond, à agitation modérée et périodes d'émersion intermittentes qui surplombent les diamictites glaciomarine de Walidiala et des bassins de Taoudéni et des Voltas en général.

A l'issue de nos travaux, nous retenons comme milieu de dépôt de la Formation de Mali 1 un **milieu peu profond subtidal à supratidal** avec des **périodes d'émersion**.

2.3.2. Formation de Mali 2. Les silexites reposant sur la Formation de Mali 1 sont issues d'une mobilisation importante de la silice lors de la modification précoce du matériau volcanogène (Shields et al., 2007) alors que celles détritiques intercalées dans la partie supérieure des siltites violettes en plaquettes proviennent du dépôt de fines particules pyroclastiques projetées par les

éruptions volcaniques, qui recristallisent dans la mer par précipitation de silice en sursaturation (Bassot, 1966). Quant aux siltites argileuses violettes, elles sont interprétées par Delor et al. (2010a) comme des **turbidites distales**. Les grauweekes sont à leur tour liés aux courants de turbidité issus de rejets de failles de faible intensité (Lombard, 1959). Les figures sédimentaires observées dans ces faciès (litages en mamelons, rides de courant, slumps, failles syn-sédimentaires) sont couramment rencontrées dans les séries turbiditiques.

Les niveaux grossiers intercalés dans les siltites argileuses violettes montrent que la sédimentation ne s'est pas faite dans un milieu parfaitement calme : éruptions volcaniques, phases tectoniques et courants de turbidité ont dû provoquer les arrivées de matériel grossier (Bassot, 1966 ; Shields et al., 2007a). Les limites inférieures planes et les limites supérieures affectées de rides de courant en 3D dans les grauweekes et grès quartzo-feldspathiques pourraient indiquer un **environnement de dépôt turbiditique en domaine de talus ou de plateforme distale**. Les plis et failles dans ces grès sont interprétés comme appartenant à un grand ensemble slumpé avec des indicateurs de transport vers le NO (Delor et al., 2010a), suggérant un **environnement de dépôt en pied de talus**.

Dans l'ensemble siltites argileuses violettes, silixites, grès et grauweekes de la Formation de Mali 2, l'apport massif de matériel en suspension pourrait s'expliquer par une érosion assez active dans une région tectoniquement instable, ce qui implique l'existence de cordillère ou de puissants appareils volcaniques (Bassot, 1966).

Le milieu de dépôt est une mer suffisamment profonde et calme où peuvent se déposer des particules très fines détritiques ou pyroclastiques et/ou des éléments de néoformation comme les argilites et les siltites. Bien que le milieu soit très calme, la sédimentation grossière (grès et grauweekes) dans les siltites et argilites (sédimentation fine), témoigne de ruptures très brèves mais très nettes des conditions de sédimentation et des phénomènes très limités dans le temps. Le **volcanisme** et la **tectonique** ont occupé une place très importante au cours du dépôt des faciès de cette Formation (Bassot, 1966 ; Shields et al., 2007a).

Nous retenons avec Delor et al. (2010a) que la Formation de Mali 2 s'est déposée dans un environnement de **dépôt distal** (plateforme externe) avec des faciès d'affinité **turbiditique** sous forte influence tectonique et volcanique (Bassot, 1966 ; Shields et al., 2007a).

Concernant l'ensemble du **Groupe de Mali**, nous considérons avec Shields et al., (2007a) que l'écoulement de débris et la bréchification, ainsi que les déformations souples dans les grès de Walidiala 2 sous-jacents, ont pour origine une **activité sismique liée à la relaxation**

isostatique de la lithosphère lors de la déglaciation. Les siltites argileuses à intercalations de silicites associées au volcanisme à dominante tholéitique suggèrent un paléoenvironnement de type plancher océanique. Donc le groupe de Mali appartiendrait à une marge passive (Affaton, 1990).

2.4. INTERPRETATION GEODYNAMIQUE DU SUPERGROUPE DES MAURITANIDES

La proto-marge passive ayant donné naissance aux dépôts du Supergroupe de Ségou/Madina Kouta a évolué de manière considérable, permettant le dépôt des faciès du Supergroupe des Mauritanides qui se compose de faciès de démolition ou de comblement, plus ou moins matures, étalés dans un environnement marin sous influence glaciaire.

La mise en place du bassin de Madina Kouta, initiée avec le dépôt du Supergroupe de Ségou/Madina Kouta a connu son évolution ultime lors du dépôt du Supergroupe des Mauritanides. C'est donc probablement à cette époque que la synéclyse de Madina Kouta comme celle voltaïenne ([Affaton, 1990](#)) présentait ses plus grandes dimensions. Cette évolution est marquée par plusieurs indices : (i) Dans le bassin de Madina Kouta au Sénégal, aucune éruption volcanique acide n'est encore observée au-dessus de la tillite (substratum du Supergroupe des Mauritanides). Toutes les éruptions volcaniques reconnues au-dessus du Supergroupe de Ségou-Madian Kouta sont basiques ; (ii) La présence de magmatisme de type transitionnel entre les termes tholéitiques et calco-alcalins dont des reliques sont connues dans le bassin (faciès tuffacés du Groupe de Walidiala à Népin ou grauwakeux lithiques du Groupe de Mali dans la vallée de Walidiala) ; (iii) Le Supergroupe des Mauritanides se trouve en discordance de ravinement glaciaire sur le Supergroupe de Ségou-Madina Kouta. Il est essentiellement constitué par des faciès marins immatures, massifs ou très fins laminés et rythmés, résultant d'une subsidence relativement importante ; (iv) La relative importance de la subsidence au cours de son dépôt serait en partie due à la flexure de la croûte lithosphérique transitionnelle à la marge occidentale du craton ouest-africain d'un proto-océan panafricain. Cette flexure serait facilitée par des fractures plus ou moins profondes et le jeu des fractures antérieures ([Arnould et al., 1959](#)) ; (v) Ces nouvelles fractures seraient probablement à l'origine du magmatisme de type transitionnel entre les termes tholéitiques et calco-alcalins dont des reliques sont connues dans le bassin ([Bassot, 1966](#) ; [Villeneuve, 1989](#) ; [Deynoux, 2006](#)) dans les Groupes de Walidiala et de Mali. Ce sont des intercalations magmatiques probablement péricontemporaines au développement d'un paléo-océan panafricain, suggérant un paléoenvironnement de type plancher océanique dans un contexte de marge passive comme dans le bassin des Volta ([Affaton, 1990](#)).

Les dépôts du Supergroupe des Mauritanides se sont mis en place au stade margino-océanique dans l'évolution du bassin de Madina Kouta, c'est-à-dire au stade de la constitution d'un prisme sédimentaire en bordure d'un paléo-océan ([Affaton et al., 1980](#) ; [Affaton, 1990](#) ; [Trompette, 1973](#)).

Tout comme le Supergroupe de Ségou-Madina Kouta, le Supergroupe des Mauritanides atteint son maximum d'épaisseur dans la vallée de Walidiala ou semblait se trouver le centre du bassin.

Ainsi, à la fin du dépôt du Supergroupe des Mauritanides, le bassin de Madina Kouta correspondrait à une marge passive en bordure d'un paléo-océan panafricain : d'une part, des intercalations volcaniques de type transitionnel, caractéristiques de plancher océanique dans un contexte de marge passive en distension ; et d'autre part, une zone de suture suggérant la disparition d'un paléo-océan au cours de la subduction ayant précédé la collision panafricaine.

Dans les marges passives en général, une phase de quiescence (ralentissement, arrêt de développement) relative s'établit après le découplage (séparation) des plaques lithosphériques (Dickinson, 1974 et 1983 ; Reyre, 1984). Elle permet une pénéplanation générale et un cycle évaporitique avant le dépôt de la séquence supérieure du prisme sédimentaire.

Dans ces conditions, on s'attendrait à trouver des évaporites entre les deux supergroupes ; ce qui n'est pas le cas dans le cadre du Bassin de Madina Kouta. Relativement peu subsidente au cours du dépôt du Supergroupe inférieur, la proto-marge passive de Madina Kouta serait un environnement non-confiné, bien différent de la Mer Rouge, ce qui expliquerait l'absence d'une séquence évaporitique.

La barytine et la Célestine, présente dans les carbonates de la triade, est connue dans tout le bassin de Taoudéni et des voltas. Elle n'est pas l'indice d'un milieu confiné mais serait plutôt associée à des apports volcaniques fins.

Le tableau 2 résume les relations existantes entre les faciès de Delor et al., (2010a) et ceux décrits dans ce travail.

Tableau 2 : relation entre les faciès décrits dans ce travail est ceux de [Delors et al. , \(2010a\)](#).

Secteur de Dindéfelo/Walidiala				Lithologies	Delors et al (2010)	Age
Supergroup	Groupes	Formations	Membres			
	Mali	M2		Siltites argileuses violettes à intercalations de niveaux de silexites et de grauweekes	M2 +M3	Ediacarien supérieur
		M1		Calcaires dolomitiques à barytine et dolomies calcaires	M1	
	Walidiala	Walidia		Arénites quartzeuses conglomératiques	W3	Ediacarien inférieur
		Walidiala 1	W1b	Argilites silto-gréseuses calcareuses à intercalations des niveaux centimétriques de grès silteux fins et lentilles de calcaires micritiques	W1 + W2	
			W1a	Tillite massive/argilites silteuses laminées à dropstones (diamictites) et niveaux turbiditiques. .		
Ségou-Madina Kouta	Ségou	Dindéfelo	Df3	Bancs gréseux plurimétriques séparés par des niveaux argilo-gréseux décimétriques à métriques admettant des poches de brèches monogéniques		Tonien
			Df2	Grès fins argileux friables à interlits argileux		
			Df1	b/ Mince niveau à conglomérats intraformationnels. * a/ Argilites silteuses mauves à rares intercalations de niveaux gréseux fins coiffé par un niveau à conglomérats intraformationnels		
				Infiltration de matériel volcanique dans a, b et c * c/ Niveau à stromatolithes amalgamés b/ Argilites silteuses rouges carbonatées à intercalations de niveaux de calcaires gréseux a/ Calcaires algaies, oolithiques et stromatolitiques et argilites rouges carbonatées	Pl	Sténien-tonien
		Kafori		c/ Niveau à galets mous * b/ Microconglomérat à ciment calcaire * a/ Conglomérats/calcaires parfois microconglomératiques turbiditiques	Kf	Sténien

* Observé pour la première fois

TROISIEME PARTIE

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DU SECTEUR DE LANDIENE- BANDAFASSI

INTRODUCTION

Les rares travaux effectués dans le Mont Bassari du secteur de Landiéné-Bandafassi (Skawytch, 1933 ; Arnould, 1959 ; Bassot et al., 1963a ; Diallo, 1983), situent les formations sédimentaires, peu ou pas déformées de la zone, dans les séries birimiennes du Dialé et de Mako. D'autres auteurs comme Sagatzky (1948) et Bassot (1966) les ont placés dans le Paléozoïque.

Skawytch (1933) signale pour la première fois, dans sa stratigraphie du Sénégal oriental, l'existence de conglomérats subhorizontaux discordants sur le socle redressé, et les assimile à une tillite. Arnould (1959) précise l'appartenance des conglomérats d'Attack, de Horé Landiéné et de Sangola au Birimien (Précambrien moyen) et non au Tarkwaïen (Précambrien supérieur). Une description géologique détaillée de ces formations a été faite par Bassot et al., (1963a) dans la région du Marigot du Dialé au Nord-Ouest de notre secteur. Plus récemment, l'étude des formations du Supergroupe des Mauritanides du secteur a été abordée par Villeneuve (2006) et Delor et al. (2010).

La rareté des informations sur les formations sédimentaires rencontrées a entraîné une approche différente de celle du secteur de Dindéfelo-Walidiala. Ainsi, nous avons utilisé des unités informelles et au sein de chaque unité, nous avons procédé en une analyse lithostratigraphie suivie d'une analyse pétrographique des différents faciès rencontrés.

CHAPITRE V

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE

1. INTRODUCTION

Dix coupes géologiques ont été effectuées dans le secteur de Landiène-Bandafassi (Figure 61) et dont la corrélation par secteur a permis d'obtenir trois coupes stratigraphiques synthétiques partiels (Landiène-Bademba, Bademba-Ibel et Ndébou-Namel (*Voir Annexes III*)) desquelles sera tirée la coupe stratigraphique synthétique du secteur ((*voir Annexes IIIe*)).

2. LITHOSTRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE DU SECTEUR DE LANDIENE-BANDAFASSI

Nous avons choisi de présenter dans le sens des aiguilles d'une montre, les trois (3) coupes synthétiques partielles des trois zones identifiées dans le secteur de Landiène : la zone de Landiène-Bademba, la zone de Bademba-Ibel et la zone de Ndébou-Namel (*voir Annexes III*). Nous avons tiré, à partir de ces observations, une coupe lithostratigraphique synthétique du secteur de Landiène (*voir Annexes IIIe*). Cette coupe servira de base pour la description de l'ensemble des unités identifiées. Ainsi les formations sédimentaires dans le secteur ont été divisées en 4 unités lithostratigraphiques informelles reposant directement sur le socle birimien par une discordance angulaire.

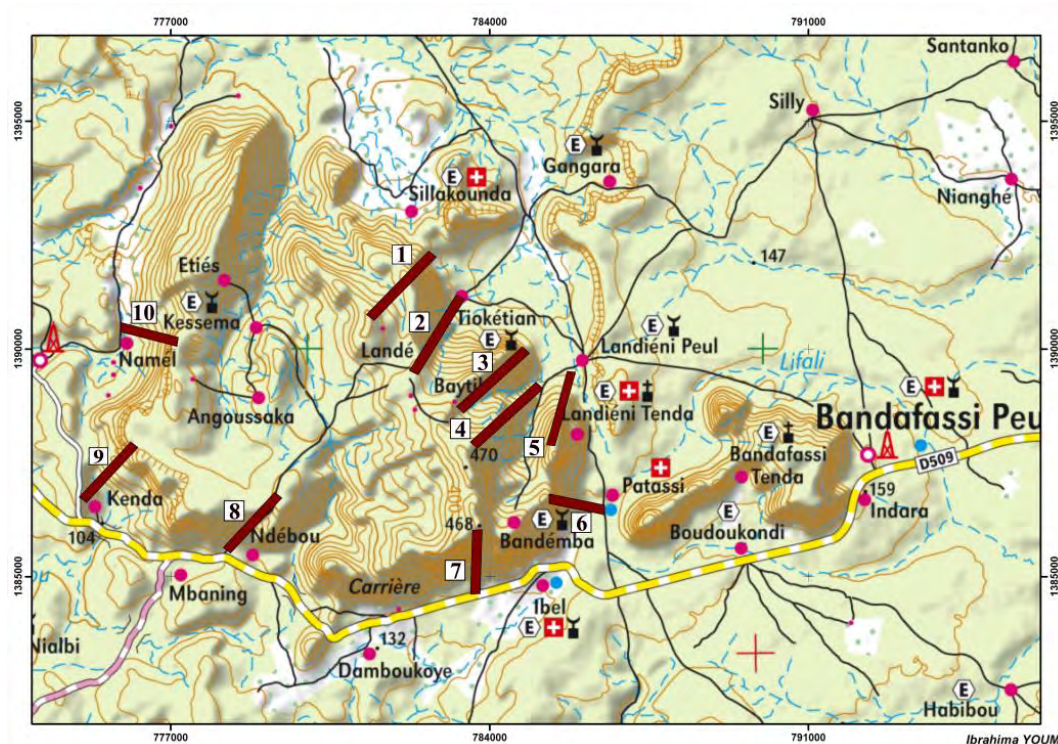


Figure 61 : Carte de localisation des coupes géologiques effectuées dans le secteur de Bandafassi-Landiène.

2.1. L'unité 1 (U1) : Dépôts glaciaires de Landiène (tillite)

Elle a été divisée en deux sous-unités :

2.1.1. La sous unité 1 (U1a)

C'est un conglomérat glaciaire massif surmonté de bancs de grès-pélites à dropstones (diamictite) laissant place à des argilites silteuses finement laminées.

a/ Le conglomérat glaciaire massif affleure au Sud-Ouest du village de Landiéné dans le lit de la rivière Madidin et au Sud du village de Tiokétian où il repose en discordance angulaire sur des schistes fortement redressés et sur des grauweekes verts à éléments conglomératiques blanchâtres appartenant au socle birimien.

Il s'agit d'un conglomérat de faible épaisseur, lenticulaire et sa couleur est verdâtre à brunâtre au Sud du village de Tiokétian. Les éléments figurés, anguleux à subanguleux, de taille centimétrique à décimétrique, sont constitués de granites, de granodiorites, de schistes, de grauweekes, de gneiss, de basaltes, de marbres, d'andésites, de quartzites et de grès (Figure 62). L'altération, développée préférentiellement selon les systèmes de diaclases, débite la roche en blocs polygonaux d'environ 1m.

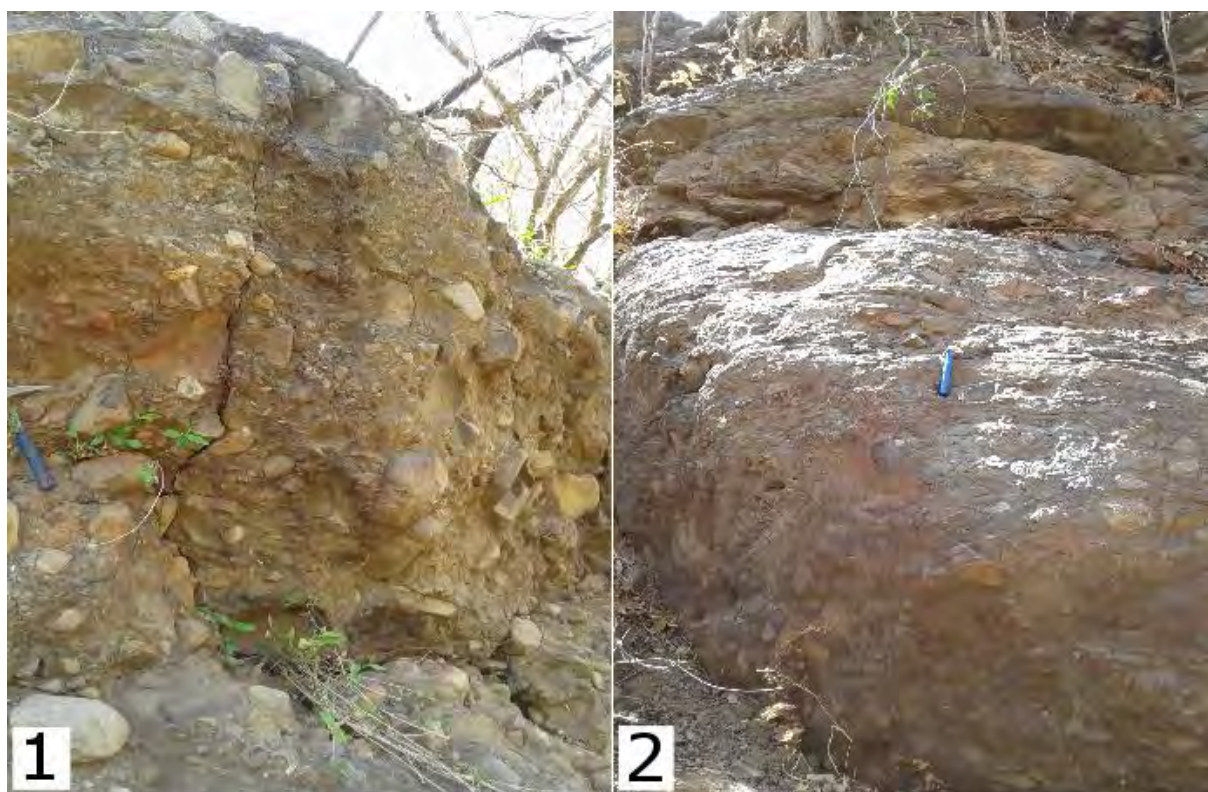


Figure 62 : Conglomérat glaciaire massif de Landiéné. Photo 1 : Conglomérat glaciaire massif ; Photo 2 : Conglomérat glaciaire massif surmonté de bancs de grès à dropstones.

Au microscopique, la matrice de la roche est grésio-argileuse calcaire, gris-claire à verte, fine à moyenne, à rares graviers et granules de quartz, de feldspath, de fragments de roches et à litage discret. Ces éléments sont anguleux à subarrondis.

b/ Les bancs de grès et argilites silteuses à dropstones (diamictite) sont constitués par des grès granoclassés à dropstones intercalés de lits d'argilites silteuses brunâtres finement laminées. Ils reposent par un contact plus ou moins irrégulier sur la tillite conglomératique de base. Les bancs de grès métriques à plurimétriques à la base, diminuent d'épaisseur vers le haut, laissant place au fur et à mesure aux argilites silteuses finement laminées, en boules ovoïdes ou en forme d'amandes. Ils sont constitués d'une succession de lits centimétriques grossiers parfois microconglomératiques et de lits centimétriques plus fins gréseux (Figure 63 ; Photos 1 à 3) avec un granoclassement normal, parfois inverse. On y observe comme structures et figures sédimentaires, des dropstones, des structures en flaser, des chenaux (à granoclassement normal) et surfaces de ravinement à la base des bancs gréseux. Ces grès renferment très souvent des poches ou lentilles de conglomérats (Figure 63 ; Photo 4).

c/ Les argilites silteuses en boules ovoïdes ou en forme d'amandes, sont fortement érodées (érosion différentielle laissant les bancs de grès en saillies) et présentent des structures en cheminée de fée. Ces éléments pourraient correspondre à des figures de charge dues à la compression du matériel argilo-silteux sous l'effet des sédiments sus-jacents. Ils peuvent également être interprétés comme des figures d'altération. On y rencontre des dropstones très fréquents, des litages lenticulaires (lentilles de sables ou de microconglomérats préservées dans les argilites gréseuses) et des passages de grès microconglomératiques.



Figure 63 : Bancs de grès-pélites à dropstones de Landiéné. Photo 1 à 3 : Bancs de grès-pélites à dropstones ; Photo 4 : Bancs de grès à dropstones et à lentilles de conglomérat.

2.1.2. Sous unité 2 (U1b) : les argilites silteuses à débit en plaquettes centimétriques

Ce sont des argilites silteuses à intercalations de niveaux gréseux très fins qui reposent en concordance sur la Sous unité 1. Les argilites silteuses vertes en plaquettes constituent la frange la plus importante de la série glaciaire et affleurent presque dans toute la zone d'étude avec des épaisseurs qui peuvent atteindre une centaine de mètre. Les plans de stratification sont parfois inclinés. Le débit est en plaquettes, parfois en boules ou ovoïdes (Figure 64 ; photos 1 et 2).

Les argilites silteuses contiennent des bancs constitués de matériel plus ou moins grossier (Figure 64 ; photo 1) à tendance microconglomératique de couleur verte sombre, interstratifiés dans des argilites vertes finement laminées (Figure 64 ; photo 2). L'épaisseur des bancs varie entre 10 et 30cm et leur espacement est métrique à plurimétrique. On y observe des minéraux de quartz et de feldspaths. Des figures et bases érosives y sont très fréquentes.

L'alternance argilites silteuses et banc de grès fait apparaître sur les pentes une succession de marches d'escaliers caractéristiques.

Des interstratifications de sills basaltiques dans les argilites silteuses sont souvent observées à Landiéné-Est. Le sommet est caractérisé par une alternance d'argilites silteuses et de microconglomérats blanchâtres. On y rencontre souvent des figures d'érosion et des dropstones mais aussi des stratifications parallèles horizontales. Ces argilites présentent des structures concentriques et des fractures à remplissage de matériel grossier suggérant des secousses tectoniques ou des phénomènes d'entassement de sédiments.



Figure 64 : Argilites silteuses à débit en plaquettes. Photo 1 : Argilites silteuses à intercalations de niveaux microconglomératiques ; Photo 2 : Argilites silteuses vertes en plaquettes.

Microscopiquement, ces argilites sont constituées de quartz xénomorphe de petite taille (10 à 20 micromètres) allongés en baguettes, de biotite en paillette et de chlorite.

2.2. Unité 2 (U2). Elle est constituée de microconglomérats arkosiques à galets de schistes surmontés de conglomérats noirs à galets de quartz et feldspaths.

2.2.1. Sous unité 1 (U2a) : Microconglomérats arkosiques à galets de schistes verts de Landiéné

Les affleurements les plus importants sont rencontrés à Landiéné Peulh où ils arment une spectaculaire falaise de plus de 70m de haut sous forme de plusieurs tonneaux alignés sur plusieurs centaines de mètres (Figure 65 ; Photo 1). Ce sont des grès microconglomératiques arkosiques dont les éléments sont constitués essentiellement de quartz et de feldspaths montrant un granoclassement normal. La roche, massive dans l'ensemble, montre par endroits une stratification soulignée par des feuillets centimétriques à décimétriques de schiste d'orientation N45 avec un pendage de 10° (Figure 65 ; Photo 2). Les fragments de schistes sont souvent accompagnés de galets de basaltes centimétriques et rarement de granites et dolérites. On

observe également des stratifications obliques et quelques chenaux à Landiéné-Est. La roche est fortement fracturée et le débit est en blocs très volumineux, en forme de tonneaux.

A la base, les éléments conglomératiques existent mais sont de petite taille et dispersés dans le microconglomérat. Au sommet, la taille des éléments conglomératiques augmente et devient centimétrique. Les galets de schistes orientés parallèlement à la stratification indiquent des paléocourants orientés principalement vers l'Ouest.



Figure 65 : Microconglomérats à galets de schistes verts de Landiéné. Photo 1 : Vue d'ensemble des microconglomérats arkosiques en forme de tonneaux ; Photo 2 : Microconglomérats arkosiques à stratifications parallèles.

Au **microscope**, le quartz est xénomorphe et polycristallin, à extinction toujours ondulante. Les feldspaths forment l'espèce minérale la plus abondante. L'orthose et le microcline sont plus abondants que les plagioclases. Leurs macles sont visibles sur presque toutes les sections. Le microcline montre un début d'altération. Les plagioclases forment des baguettes à section parfois rectangulaire plus ou moins fraîche et certains sont altérés en illite et chlorite. Les micas détritiques, muscovite et biotite, sont en voie d'altération en chlorite (Figure 66 ; photos 1 à 4).

Au sein des minéraux de grande taille se trouvent en inclusion de petites baguettes de plagioclase et de zircon. Ces inclusions minérales proviendraient des roches plutoniques et s'interprèteraient comme des indices de magmatisme.

La **matrice** peu importante et mal classée, est formée par des grains de très petite taille de quartz, de calcite (micritique), de feldspaths, d'argilites (des paillettes de séricite), de chlorite (chloritisation du microcline). Des minéraux lourds (apatite, tourmaline, zircon) sont présents.

Le **ciment** est ferrugineux et localement carbonaté.

Il s'agit d'un microconglomérat arkosique à matrice grésocalcaro-argileuse (grésocalcaro-chloriteuse).

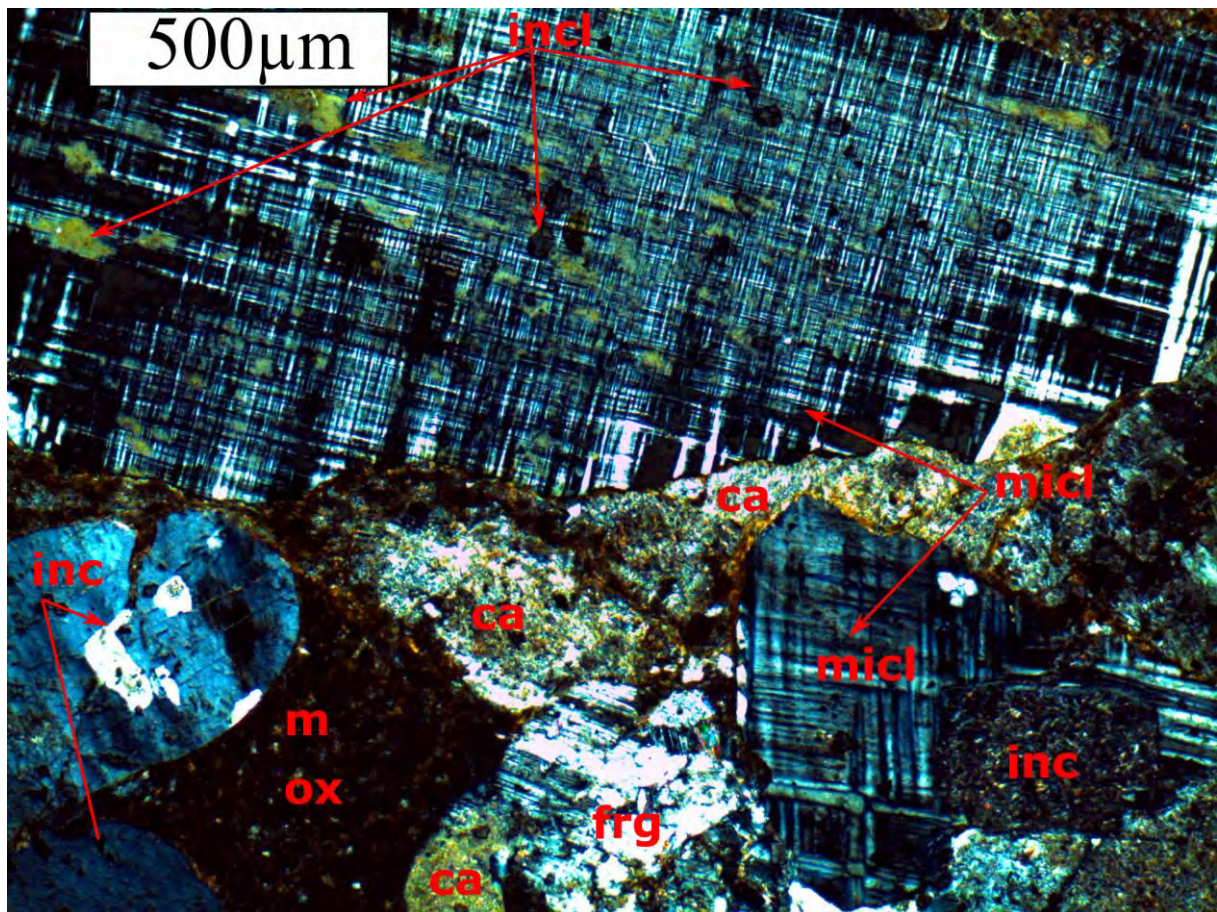


Figure 66 : Microscopie des microconglomérats à galets de schistes. Photo 1 : Microconglomérats arkosiques ; Photos 2 et 3 : Sections à microcline ; Photo 4 : Microconglomérat arkosique à inclusions de zircon.

2.2.3. Sous unité 2 (U2b) : conglomérat noir à galets de quartz de Landiéné

Ce conglomérat repose en concordance sur les microconglomérats à galets de schistes verts de Landiéné. C'est un conglomérat noir, parfois bruns à rougeâtres, à bancs métriques à plurimétriques horizontaux, renfermant des éléments anguleux à subarrondis centimétriques à décimétriques de quartz, d'orthose, de plagioclases, de micas et de rares fragments d'autres roches (basaltes, schistes...) (Figure 67 ; Photos 1 et 2). Il présente sur leur toit de petits reliefs rectilignes, étroits, régulièrement espacés, comparables à ceux décrits dans certains niveaux glaciaires des bassins africains et connus sous le nom d'alignements. De tels alignements ont des crêtes aigues orientées. Il leur est associé des stries et des cannelures plus ou moins bien conservées.



Figure 67 : Conglomérat noir à galets de quartz de Landiéné. Photo 1 : Banc de conglomérat noir à granoclassement normal ; photo 2 : Baux de conglomérat noir à galets de quartz et de feldspaths.

Dans les parties plus fines, la roche présente un rubanement constitué d'une alternance de bandes sombres, riches en minéraux noirs et de bandes claires quartzieuses. Elle présente des stratifications obliques, entrecroisées et parfois en arêtes de poisson, des chenaux de ravinement à remplissage conglomératique granodécroissant (Figure 68 ; Photos 1 et 2). A Landiéné-Est, un granoclassement inverse est parfois noté. A Bademba, la partie supérieure est parfois traversée par des sills de dolérites lenticulaires. A Landé Tanda, la roche présente un débit en blocs et beaucoup de crochons de faille.



Figure 68 : Structures sédimentaires associées au conglomérat noir à galets de quartz de Landiéné. Photo 1 : Granoclassement normal ; photo 2 : Stratifications obliques.

En **lames minces**, les éléments figurés se présentent comme suit :

- Les galets de quartz sont anguleux (Figure 69 ; Photo 1), monocristallins à extinction ondulante ou polycristallins ;
- Les feldspaths (Figure 69 ; Photo 2) sont constitués d'orthose, de plagioclases de grande taille et de microcline altéré présentant beaucoup d'inclusions ;
- La calcite est très rare ;
- des fragments de roche : microconglomérats des niveaux inférieurs, marbres, schistes fortement nourris, fragments de roches magmatiques et volcaniques. La taille des éléments augmente du Nord-Ouest au Sud-Est.

La matrice, assez abondante, est formée de cristaux de très petites taille de mica blanc en paillettes ou en aiguilles (séricite), de fins cristaux de quartz, de la micrite, d'argiles, et de rares tablettes de micas fortement chloritisés. Les micas blancs, chlorites et minéraux argileux plus ou moins abondants, forment parfois autour de certains galets de grande taille, une couronne d'altération plus ou moins bien développée.

Beaucoup de fractures avec ou sans recristallisation affectent certains galets et parfois toute la roche.

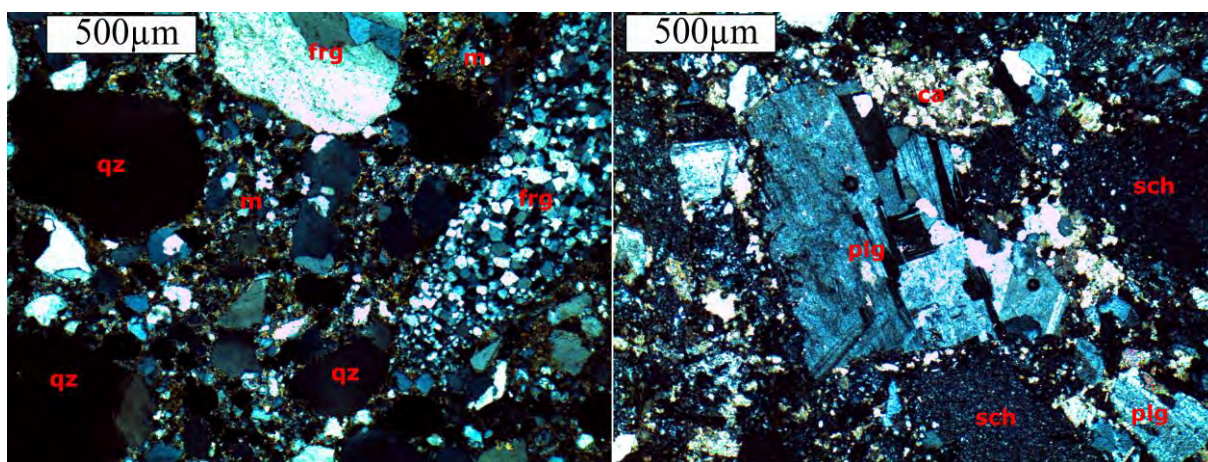


Figure 69 : Microscopie des conglomérats noirs à galets de quartz de Landiéné. Photos 1 et 2 : Conglomérats noirs à éléments de quartz, feldspaths et lithoclastes.

2.3. Unité 3 (U3) : calcaires et dolomies concrétionnés de Landiéné-Namel

Cette unité forme un horizon discontinu épais de quelques mètres (5m et plus localement) et très localisée dans le secteur de Landiéné, reposant en discordance apparente sur les dépôts microconglomératiques de Landiéné où directement sur les formations glaciaires. Elle est observable dans le secteur de Namel où elle passe latéralement à des phosphates et des schistes graphiteux (Bassot, 1966 ; Villeneuve, 2006 ; Delor et al., 2010). Elle est recouverte par des siltites argileuses violettes fortement ferrugénisées à intercalations de niveaux de

sillexite. Il s'agit d'une roche compacte, blanchâtre à gris-verdâtre et à surface mamelonnée (Figure 70 ; Photos 1 à 3). La texture est parfois concentrique, rappelant celle des stromatolites rencontrés dans la vallée de Walidiala aux alentours du village de Pelloungue. La recrystallisation de la roche est très marquée (Figure 70 ; Photo 4). La barytine et les filonnets de chert parfois bréchiques y sont absents. Dans certains endroits, les calcaires et dolomies calcaires sont très ferrugénisés (Figure 70 ; Photo 3). Le litage est plan, rarement oblique. La roche présente des fractures, des structures de flambage, des bancs en forme de « tepee » et des slumps. Ces niveaux carbonatés sont très souvent mollement ondulés et montrent souvent de très beaux synclinaux.

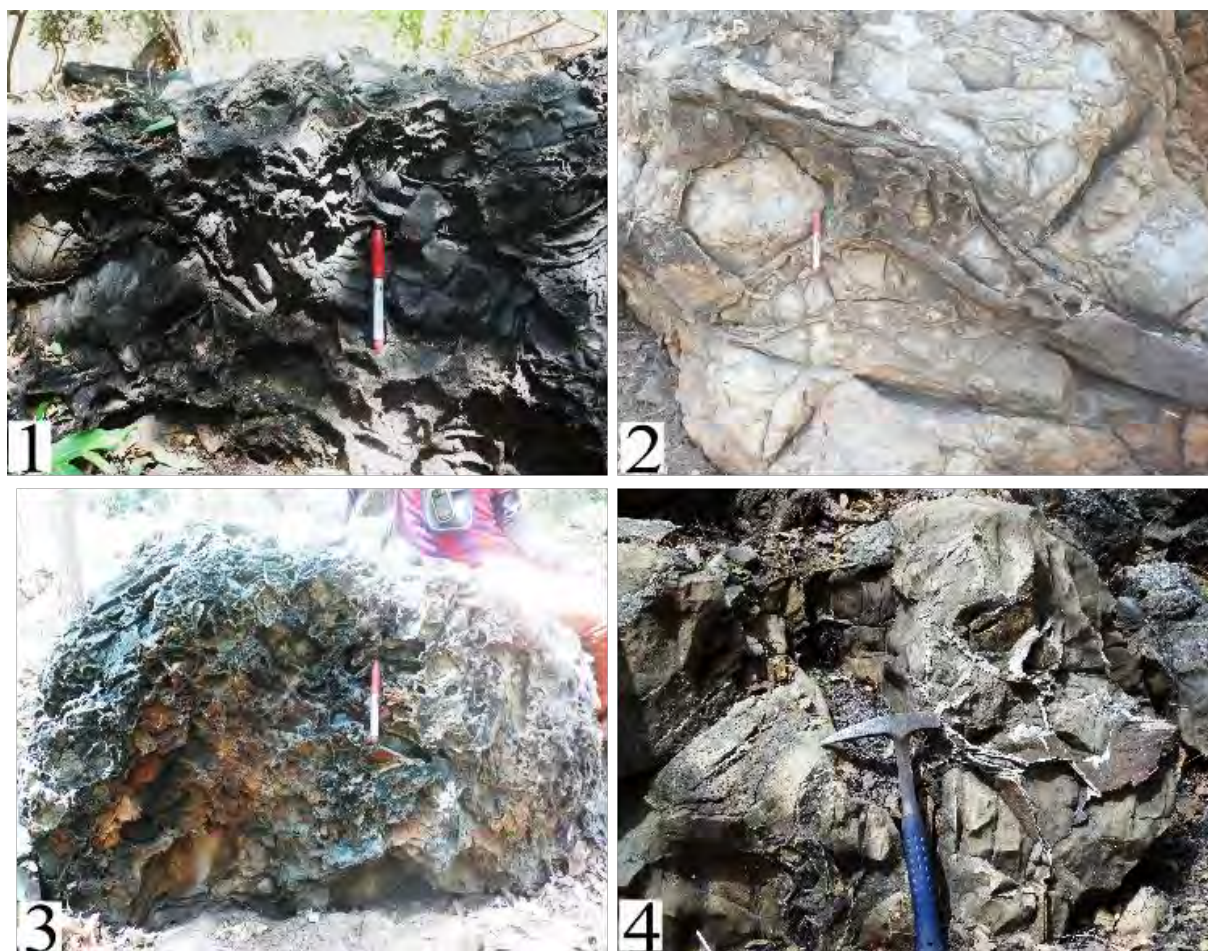


Figure 70 : Faciès des calcaires et dolomies de Landiéné. Photos 1 et 2 : Surfaces mamelonnées à structures stromatolitiques ; Photo 3 : Dolomies calcaires ferrugénisées ; Photo 4 : Recrystallisations de silice et calcites.

Au **plan microscopique**, la roche paraît homogène et constituée de minéraux de calcite fortement déformés, de dolomite de très petite taille (Figure 71 ; Photos 1 et 2). On assiste à une dolomitisation progressive de la calcite. Parfois la roche est entièrement constituée de micrite ou dolomicrite à oxydes de fer. On y observe également des filonnets de recrystallisation de calcite et quelques quartz. On trouve également des cristaux aplatis ou allongés, aciculaires

ou fibreuses, à clivages et éclat vitreux, de teinte blanche à bleuâtre ou rougeâtre, correspondant à la célestine. Ces caractéristiques sont comparables à celles observées sur la lame taillée sur les carbonates de Pelloungue dans la vallée de Walidiala. Il s'agit d'un calcaire dolomitique à célestine, fortement déformé.

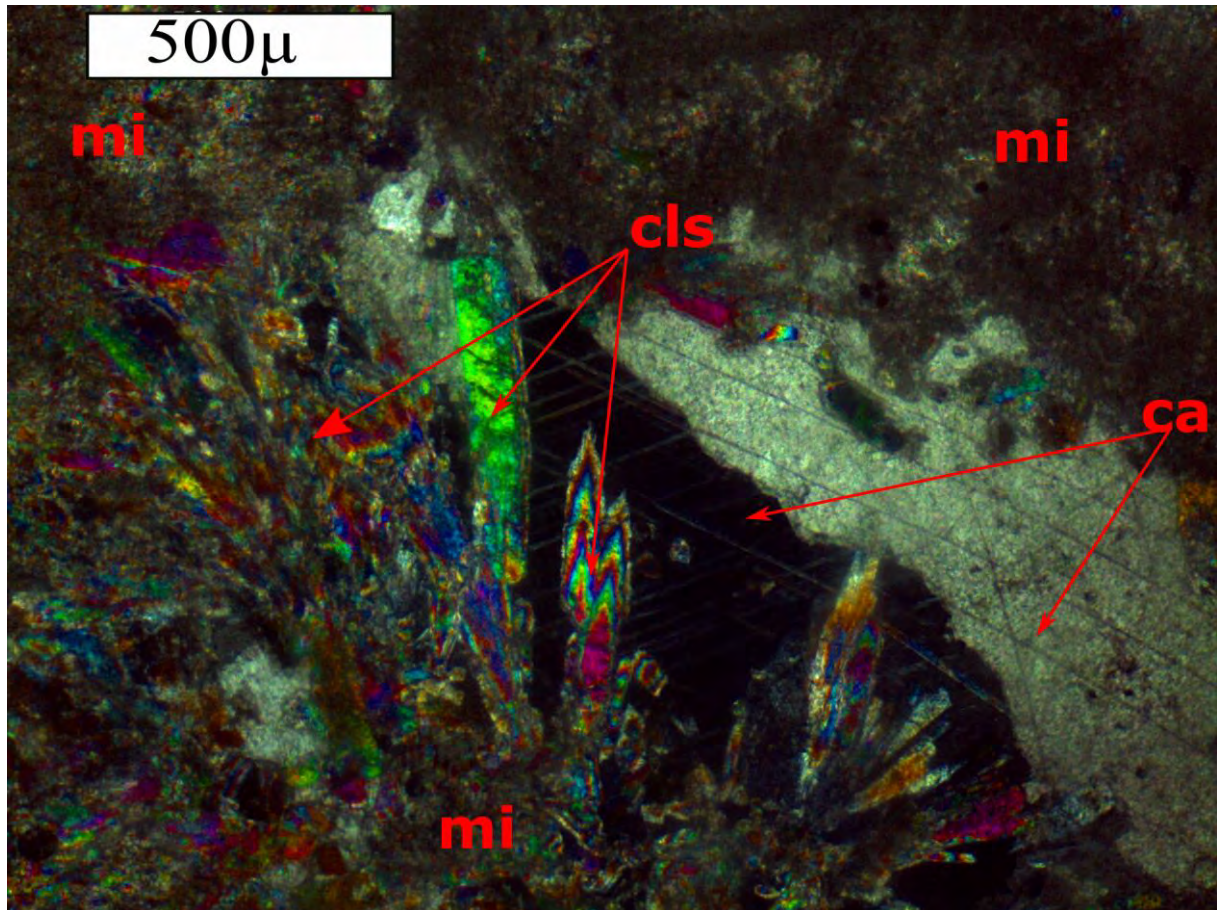


Figure 71 : Dolomies calcaires de Landiéné-Namel. Photo 1 : Calcite fortement déformée ; Photo 2 : Dolomies calcaires à célestine. *mi* : micrite ; *ca* : calcite ; *cls* : célestine

2.4. Unité 4 (U4). Siltites argileuses violettes à intercalations de niveaux de silexites de Landiéné

Elle est discontinue et repose en concordance sur les dolomies calcaires ou les conglomérats et microconglomérats de Landiéné. Deux principaux faciès sont distingués :

2.4.1. Les niveaux de Silexites

Ce sont des roches vertes à grises, finement litées et à cassure conchoïdale, disposées en bancs centimétriques à métriques (Figure 72 ; Photos 1 et 2). Le grain n'est pas visible à l'œil nu et la cassure est conchoïdale. Elle présente des joints de stratification et des fracturations conjuguées provoquant un débit parallélépipédique. Elles sont par endroits très altérées et fortement déstabilisées ou fortement ferrugénisées.



Figure 72 : Niveaux de silexites intercalaires dans les pélites de Landiéné. Photo 1 : Silexites à bancs métriques ; Photo 2 : Silexites centimétriques intercalées dans les siltites argileuses en plaquettes violettes.

On y rencontre des litages en mamelons et des paléo-pentes, des rides de courant à la surface des bancs et des structures ocellées d'où le nom de « cherts ocellés », beaucoup de slumps, des plis et failles syn-sédimentaires et des fracturations conjuguées.

Contrairement à la Vallée de Walidiala, les premiers niveaux repères de silexites métriques (ex. Mali 2) n'affleurent pas dans la zone de Landiéné-Bandafassi.

2.4.2. Les siltites argileuses violettes sont décrites pour la première fois dans la zone de Landiéné, permettant ainsi la mise en évidence des trois éléments de la « [triade glaciaire](#) » (Tillite-Dolomies calcaires-Chert). Les siltites argileuses à muscovite sont de teinte mauve à violette parfois blanchâtre, très finement litées, à débit en plaquettes centimétriques, en rondelles feuilletées ou en boules. Elles comportent des niveaux centimétriques à métriques de grès fins, feldspathiques, argileux, de teinte grise. Leur partie supérieure est fortement latéralisée et forme le plateau latéritique de Landé Baytil. Elles sont principalement composées d'alternances d'argilites plus ou moins silteuses et feuilletées et de siltites en lits centimétriques à décimétriques. Des séquences métriques démontrent la présence (i) de bancs décimétriques de grès fins, massifs à débit en lits grossièrement plans et à rares lamines parallèles, (ii) de lits centimétriques de silexite, (iii) des intercalations à faciès grauwakeux figurant des granoclassements (granodécroissance) et des slumps de petite taille et (iv) des faciès légèrement plus grossiers (siltites et grès fins) montrant localement des convolutes, des fantômes de HCS et des surfaces érosives.

Microscopiquement, les niveaux de silexite sont constitués de petits cristaux de quartz et de plagioclases (Figure 73 ; photos 1 et 2). Le ciment est micro-cristallin et constitué

principalement de silice. On y observe des HCS à éléments d'origine volcanique fortement altéré. Il s'agit de silexites à faible proportion détritique et volcanogène.

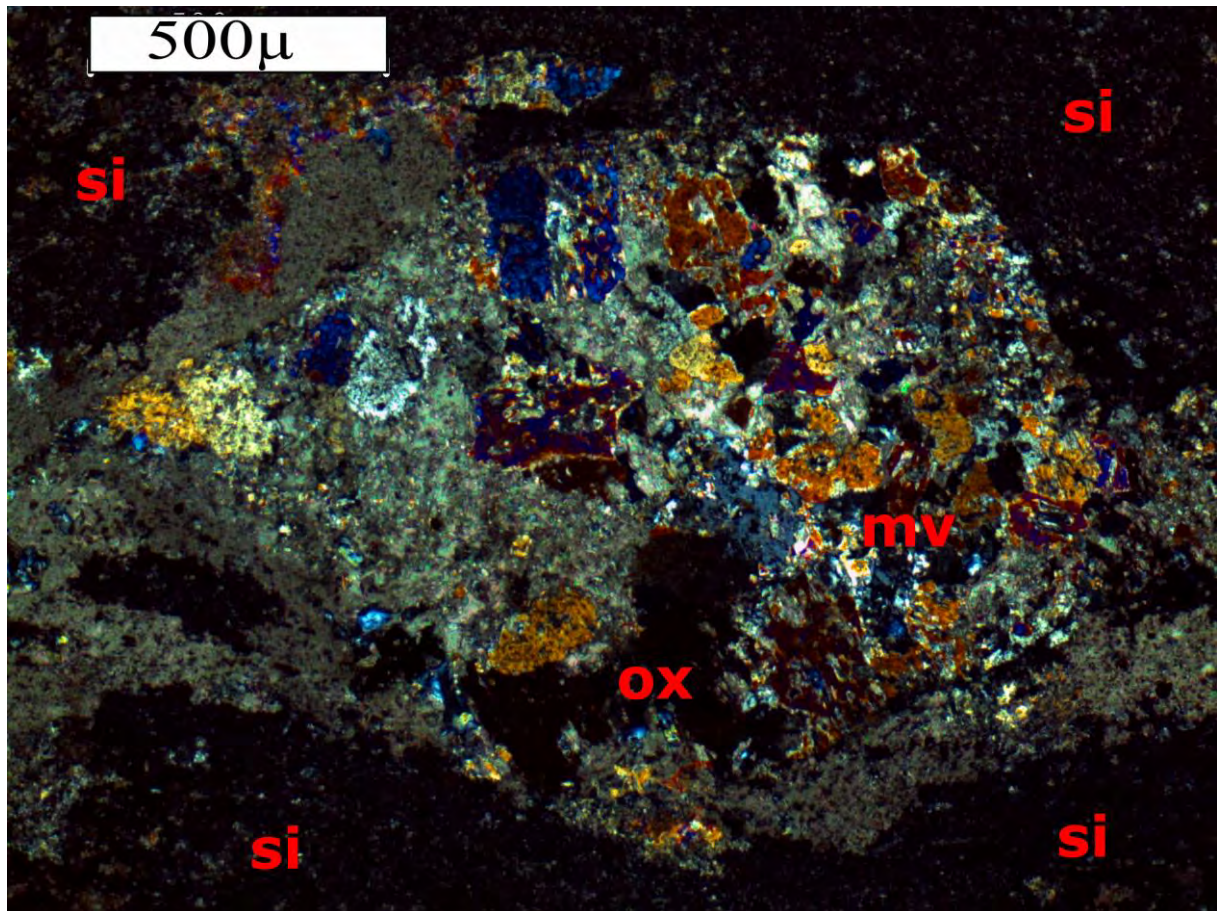


Figure 73 : Microscopie des niveaux de silexites. Photos 1 et 2 : Silexite à litage en mamelon. Ox de fer : dolomite ; si : silice ; mv : matériel volcanique.

CHAPITRE VI. INTERPRETATION DES FACIES DU SECTEUR DE LANDIENE- BANDAFASSI

1. L'unité 1 : Dépôts glaciaires de Landiéné (tillite).

Les caractéristiques des dépôts de l'unité 1 de Bandafassi-Landiéné (conglomérat à éléments anguleux à subanguleux et à matrice grés-argileuse faiblement calcaire surmonté de pélites à débit en plaquettes alternant avec des bancs de grès) sont similaires à celles de la Formation de Walidiala 1 observée dans la vallée de Walidiala et interprétées comme déposées dans un environnement glacio-marin. Cependant, des différences existent en deux points : (i) les éléments du conglomérat sont ici tous originaires du socle granitique ou métamorphique ; (ii) l'absence de carbonates dans l'Unité 1b ; (iii) les dépôts turbiditiques n'ont pas été observés à Bandafassi-Landiéné. Du premier cas, nous pouvons déduire que le Supergroupe de Ségou-Madina Kouta ne s'est pas déposé dans cette partie du bassin et que le Supergroupe des Mauritanides s'est déposé directement sur le socle dont il a mobilisé, à sa base et sur une courte distance ses constituants et sa matrice. L'absence, dans cette partie du bassin, du Groupe de Ségou fortement carbonaté, est à mettre en rapport avec l'absence de la composante carbonatée qui, dans la vallée de Walidiala, serait par l'installation d'une plateforme qui ne pouvait atteindre la zone de Landiéné car étant très élevée, donc continentale. L'absence de turbidites dans cette partie du bassin est interprétée par [Villeneuve \(2006\)](#) comme des dépôts effectués dans la partie amont d'une paléo-vallée coulant vers l'Ouest (Namel et Walidiala) vers le sillon falmien très profond. Ceci atteste du caractère continental ([Affaton, 1990](#)) des formations glaciaires dans la zone de Landiéné-Bandafassi.

2. L'unité 2. Microconglomérats arkosiques à galets de schistes surmontés de conglomérats noirs à galets de quartz.

2.1. La sous unité 1 : Microconglomérats arkosiques à galets de schistes verts

L'abondance des feldspaths, des minéraux lourds (zircon) et des micas confirme leur caractère continental prononcé, souligné par des stratifications planes et obliques de toutes tailles. Ces faciès proviendraient du transport en masse sur de faibles distances d'un matériel d'une importante arène granitique ou dioritique, imbibée d'eau, qui se dépose dans des **lacs périglaciaires peu étendus** ([Villeneuve, 2006](#) ; [Shields et al., 2007](#)). Cet arène pourrait correspondre aux massifs de granodiorites claires situés quelques kilomètres vers l'Est de Landiéné. Les caractères des galets rencontrés vers le toit des arkoses peuvent éventuellement indiquer un **environnement périglaciaire** ([Biju-Duval et Gariel, 1969](#)).

2.2. La sous unité 2

Les conglomérats noirs à éléments anguleux à subarrondis de quartz, d'orthose, de plagioclases, de micas et de rares fragments d'autres roches, présentant des stratifications

obliques, entrecroisées parfois en arêtes de poisson et des chenaux à remplissage conglomératique granodécroissant sont interprétés comme des dépôts deltaïques à fluviatiles. Ils témoigneraient d'un maximum de régression et/ou du rebond isostatique succédant au retrait des glaces (Shields et al., 2007). Avec la présence de microreliefs rectilignes, étroits à crêtes aigues orientées, des stries et cannelures plus ou moins bien conservées, ce conglomérat pourrait être interprété comme une moraine continentale ayant été modelée par une avancée de la glace (Biju-Duval et Gariel, 1969).

Les dépôts de l'unité 2 se sont donc produits dans une ancienne vallée glaciaire dont les moraines tapissaient le fond et les parois, vallée qui a été ensuite envahie par la mer pour devenir un fjord (Villeneuve, 2006). Ces conclusions sont en adéquation avec celles de Fullgraf et al. (2010) qui ont avancé une mise en place en contexte fluvio-glacio- lacustre. Au niveau séquentiel, l'unité 2 de Landiéné 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).

3. L'unité 3 : calcaires et dolomies concrétionnés de Landiéné-Namel

Ce sont des dépôts post-glaciaires d'eau peu profonde, à agitation modérée et périodes d'émersion intermittentes qui surplombent les diamictites continentales de Landiéné et des bassins de Taoudéni et des Voltas en général. Le milieu de dépôt de cette unité correspond à un milieu peu profond : subtidal à supratidal avec des périodes d'émersion.

4. L'Unité 4 : siltites argileuses violettes à intercalations de niveaux de silexites de Landiéné

Au Sénégal oriental, l'ensemble de ces structures et figures sédimentaires suggèrent un environnement de dépôt distal (plateforme externe) (Villeneuve, 1984 ; Brinkmann et al., 2007) avec des faciès d'affinité turbiditique (Lahondère et al., 2005). 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.

CHAPITRE VII. DISCUSSION SUR LE SECTEUR DE LANDIENE- BANDAFASSI

Malgré leur caractère discontinu et localisé, les faciès rencontrés dans le secteur de Landiéné peuvent être corrélés aux faciès du bassin de Madina Kouta. Ils correspondent aux dépôts du Supergroupe des Mauritanides de [Delors et al. \(2010\)](#), équivalent du Supergroupe 2 ([Bassot, 1966](#) ; [Villeneuve, 1989](#)) et particulièrement à deux Groupes : Walidiala et Mali (Tableau 3).

1. L'unité 1, formée de dépôts glaciaires de Landiéné, correspond à la Formation de Walidiala 1, décrite dans la vallée de Walidiala.

2. L'unité 2, formée des conglomérats et microconglomérats de Landiéné, correspond aux quartzarénites de la Formation de Walidiala 2 et aux grès quartzites hétérogranulaires à mégarides du Groupe des Jbéliat définie en Adrar par [Trompette \(1973\)](#).

3. L'unité 3, formée par les dolomies calcaires de Landiéné, correspond à la Formation de Mali 1.

4. L'unité 4, formée par les siltites argileuses violette de Landiéné, correspond à la Formations de Mali 2.

Tableau 3 : Corrélation entre la zone de Landiéné/Bandafassi et la vallée de Walidiala

Zone de Landiéné/Bandafassi			Vallée de Walidiala	Age
Unités	Sous-Unités	Lithologie		
Unité 4		Siltites argileuses violettes à intercalations de niveaux de silexites	M2	Ediacarien
Unité 3		calcaires et dolomies concrétionnés	M1	
Unité 2	U2b	conglomérat noir à galets de quartz	W2	
	U2a	Microconglomérats arkosiques à galets de schistes verts		
Unité 1	U1b	Argilites silteuses à intercalations de niveaux gréseux très fins	W1b	
	U1a	c/ Argilites silteuses finement laminées b/ Bancs de grès-pélites à dropstones (diamictite) a/ Conglomérat glaciaire massif	W1a	

CONCLUSION PARTIELLE

Bien que les faciès de la base du bassin de Madina Kouta et de Taoudéni en général soient absents, les faciès rencontrés dans le secteur de Landiéné ont leurs équivalents dans la vallée de Walidiala et dans les bassins africains. Ils correspondent à la triade glaciaire reconnue presque partout dans la couverture du Craton Ouest Africain ([Bassot, 1966](#) ; [Trompette, 1973](#) ; [Deynoux, 1980, 1983 et 2006](#) ; [Le Page, 1983](#) ; [Affaton, 1990](#) ; [Le Métour et al., 2004](#) ; [Lahondère et al., 2005](#) ; [Shields et al., 2007](#) ; [Delors et al., 2010](#) ; [Fullgraff et al., 2010](#)).

Cette étude effectuée dans le cadre d'une révision des dépôts du bassin de Madina Kouta affleurant à l'extrême Sud-Ouest du territoire sénégalais contribue à une meilleure connaissance de l'étendue des faciès glaciaires d'où leur caractère régional et de l'évolution de la sédimentation dans la couverture du Craton Ouest Africain.

La mise en évidence pour la première dans le secteur de Landiéné-Bandafassi de la triade glaciaire néoprotérozoïque « Tillites, Dolomies calcaires, Silexites » définie dans le bassin de Taoudéni permet de montrer que les bassins africains (Taoudéni, Voltas, Gourma...), bien que séparés dans l'espace, ont eu la même évolution durant les temps géologiques.

QUATRIEME PARTIE :

**NOTIONS DE GEOPARC,
GEOCONSERVATION ET
GEOTOURISME ET APPLICATION A LA
RESERVE NATURELLE
COMMUNAUTAIRE DE DINDEFELO**

CHAPITRE VIII : INTRODUCTION

Le géoparc est un nouveau concept que l'UNESCO a adopté comme programme en 2015 pour participer au développement durable des zones défavorisées surtout en milieu rural. Dans le but de promouvoir ce nouveau concept au Sénégal et la nécessité de l'intégrer dans la politique de développement du tourisme durable dans le pays et dans la stratégie de protection des aires protégées, nous nous sommes proposé de mettre en valeur les particularités géologiques de la Réserve Naturelle Communautaire de Dindéfelo. Ce nouvel intérêt a été guidé par le développement du géotourisme et des géoparcs, qui se basent non seulement sur une valorisation des aspects scientifiques, mais également des autres valeurs additionnelles. D'autant plus que nous estimons que les politiques environnementales de la préservation de la nature de notre pays ont tout à gagner à incorporer les sites naturels exceptionnels ou rares et tous les éléments géologiques qui illustrent une période de l'histoire de notre planète Terre.

L'enchaînement des événements passés, qui pour la plupart n'ont pas été influencés par notre espèce, nous sera d'un grand secours pour interpréter les risques éventuels ou prévisibles de notre action sur l'environnement. Pour atteindre ces objectifs, nous avons consacré cette partie de notre travail à l'inventaire des géosites de la zone de Dindéfelo et du Pays Bassari (région de Kédougou, Sénégal oriental). La géologie est l'élément premier du paysage et du contexte géomorphologique. Si le spécialiste peut lire dans le modelé l'influence de l'évolution climatique et donc l'influence indéniable de la végétation passée et actuelle par exemple, ce que le paysage lui offre essentiellement c'est un ensemble de matériaux géologiques hérités, préservés permanent que subit la Terre.

La **géodiversité** inclue les phénomènes géologiques globaux (tectonique, volcanisme, érosion ...) ainsi que la paléobiodiversité (fossiles), tous témoins de l'évolution de la planète. Les sols développés sur les roches, associés aux influences climatiques, conditionnent les habitats et l'ensemble de la biodiversité. La géodiversité devient dès lors un élément majeur pour comprendre la richesse du système terrestre et son fonctionnement.

Le **géosite** a été défini par [Panizza et Piacente \(1993\)](#) comme une portion de la géosphère ayant acquis une signification particulière en termes scientifiques, culturels/historiques, socio-économiques et/ou scientifiques. Deux définitions principales peuvent être retenues, la première, dite restrictive ([Grandgirard, 1999](#) ; [Brilla, 2016](#)), tient compte seulement de la valeur scientifique d'un objet géomorphologique ; la deuxième définition plus large ([Panizza, Piacente 2003](#), [Reynard, 2005 et 2016](#)), prend en considération toutes les valeurs du paysage géomorphologique. Les géosites ne sont pas pérennes, ils ont leurs agents de destruction : les processus naturels (par exemple, l'érosion, l'altération, les

tremblements de terre) et les interventions anthropiques (extraction, vandalisme ou vol, commercialisation). **Les biens culturels** peuvent aussi être considérés comme des composants des géosites. Étant donnée la forte relation entre le cadre naturel et la culture des régions, [Panizza et Piacente \(2004\)](#) ont mis en évidence certaines composantes culturelles d'un territoire (biens archéologiques, historiques et architecturaux) et le contexte géomorphologique dans lequel celles-ci s'inscrivent (cas du Pays Bassari). La géomorphologie culturelle s'intéresse, dans sa définition large, aux géosites comme composantes du patrimoine culturel d'une part et aux géosites géoculturels comme composante culturelle, d'autre part. Les différents monuments culturels (historiques, architecturaux etc.) font partie de l'environnement géologique et géomorphologique et, en effet, la notion de culture comprend toutes les relations entre les éléments naturels et l'histoire de l'humanité. L'apparition d'un site anthropique/historique est le résultat indubitable de l'environnement socio-économique, religieux, militaire ou naturel. Pour le moment c'est important de mentionner qu'il existe, de plus en plus, la tendance de dire et d'analyser comme des géosites les éléments culturels tangibles qui caractérisent un territoire. Cet aspect souligne fortement (encore une fois) le rôle de la géographie physique dans l'établissement et le développement de la culture ([Iosif, 2011](#)).

La géoconservation est un élément essentiel du développement durable. Elle consiste en la conservation des témoins du passé, des processus géologiques naturels et des sols qui supportent les habitats. Elle représente ainsi, un élément primordial pour notre compréhension du développement durable. Elle concerne l'ensemble des éléments de la géodiversité. Grâce à une géoconservation systématique et globale, assurant le maximum de relations et d'échanges entre les composantes des systèmes géologiques, nous serons sûrs d'obtenir les meilleurs résultats ; le principe de précaution devra être alors la base de notre philosophie de la conservation. Pour ce faire, il faut une politique éducative avant-gardiste sur l'environnement qu'il faut promouvoir. L'[UNESCO en 2000](#), propose d'utiliser « les sites géologiques pour l'éducation du grand public et l'enseignement des sciences géologiques et des questions environnementales ». Pour mieux comprendre et prévenir notre futur, nous devons améliorer sans cesse notre compréhension du passé autant que celle du présent. C'est donc à travers la sauvegarde de notre « héritage terrestre » que nous devons rechercher une plus grande connaissance de la mémoire de la Terre. La notion de protection du monde vivant doit obligatoirement rechercher les liens entre le passé et le présent : le témoin du passé devient l'assise du témoin d'aujourd'hui. De nombreux pays ont su utiliser le patrimoine géologique pour générer des emplois et des activités économiques.

Le **géotourisme** est la liaison entre le tourisme et les géosites, un tourisme inspiré par les beautés naturelles d'une région, notamment les curiosités géologiques, botaniques ou les vestiges archéologiques (Iosif, 2011). Les géosites constituent ainsi une ressource touristique. La notion de géotourisme est un concept assez récent. Hose (1995) la définit comme « La mesure pour offrir aux touristes des facilités d'interprétation et de services leur permettant d'acquérir des connaissances et la compréhension de la géologie et de la géomorphologie d'un site, au-delà du niveau de la pure appréciation esthétique ». Autant comme processus qui se déroulent ou formes, ceux-ci offrent ou peuvent offrir un potentiel de développement touristique à un lieu qui se modifie en fonction de l'évolution morphologique, politique ou économique. En effet, les géosites représentent des composantes culturelles (au sens large) de l'offre touristique, au même titre que le patrimoine biologique, archéologique, historique ou architectural.

« Pour saisir le sens des choses, il faut éviter de les perdre » (Iosif, 2011). De leur compréhension découlera une meilleure éducation, particulièrement en ce qui a trait à l'environnement. Protéger et conserver les systèmes géologiques, c'est assurer notre sécurité. Le Géosite réunit souvent biodiversité et paléobiodiversité. La connaissance de l'évolution de la Terre est basée, entre autres, sur les données précises fournies par la paléontologie, qui s'intéresse aux 99% des êtres vivants disparus (animaux ou plantes). Le visage de la biodiversité actuelle est donc un aboutissement ou une étape de plus, des longues transformations subies par les êtres vivants, eux-mêmes ayant interagi avec leurs milieux, les ayant même façonnés en quelque sorte.

Pour le Sénégal, l'intégration des géosites et des géoparcs dans sa stratégie des aires protégées et dans le concept du développement durable est important aussi bien du point de vue de la science et de la culture que sous les aspects des impacts économiques.

L'UNESCO (2000) propose trois objectifs majeurs à viser grâce à la promotion du patrimoine géologique et géomorphologique ou géopatrimoine : (i) l'utilisation des géosites pour l'éducation du grand public et l'enseignement des sciences géologiques et des sujets environnementaux ; (ii) leur intégration dans les outils ou les moyens d'assurer un développement durable ; (iii) et la conservation de l'héritage géologique pour les générations futures.

La société sénégalaise ne peut qu'être bénéficiaire d'une politique de promotion du géosite comme élément de définition ou de reconnaissance de l'aire protégée, chaque fois que possible :

- celui-ci apportera à la culture scientifique un complément qui est malheureusement sous-estimé dans le système éducatif sénégalais. De ce fait, il sera possible de préparer les bases pour une intégration des connaissances en sciences de la Terre dans le curriculum ;
- la recherche de géosites d'intérêt pour renforcer les outils du développement régional permettra aux responsables locaux de comprendre que la géodiversité est beaucoup plus variée qu'ils ne le pensent. Les paysages, les sols, les sites archéologiques, les minéraux particuliers, les fossiles (souvent inconnus), les processus dynamiques (le long des rivières, des pentes, ...), les grottes, les dunes réactivées suite à un feu de forêt, et bien d'autres phénomènes à trouver et à valoriser attendent d'être intégrés dans un circuit touristique captivant. De l'artiste qui viendra peindre une chute cachée à l'étudiant(e) qui expliquera aux « touristes » l'histoire d'un océan disparu ou le tremblement de terre à l'origine d'une fracture minéralisée, chacun trouvera son compte dans ce développement. On sait que le public sera vite conquis par ce bain de science qu'il n'a que rarement eu l'occasion d'apprécier, sur son territoire.

Enfin, à partir des phénomènes passés ou présents, le visiteur, à la suite du promoteur ou de l'éducateur, saisira mieux, grâce à ces « objets naturels », le rôle de l'héritage du passé de la Terre dans la compréhension de son avenir, et donc son rôle dans l'environnement. La valeur et l'importance de la conservation n'auront plus besoin d'être justifiées.

Notons aussi que c'est à partir d'une large base de géosites, aux contenus les plus diversifiés possibles, qu'il sera facile d'envisager la création des GÉOPARCS de l'UNESCO, quand le temps sera venu. La promotion culturelle et touristique régionale ne pourra que bénéficier largement de telles créations.

CHAPITRE IX : EVALUATION DES VALEURS CULTURELLES DU PAYS BASSARI

1. PRESENTATION DU PAYS BASSARI

Le pays Bassari est un site inscrit au patrimoine mondial de l'UNESCO et est classé par *l'arrêté n°008836 du 12 septembre 2007*, portant publication de la liste des nouveaux monuments historiques classés. Situé à 15km de Kédougou dans l'arrondissement de Bandafassi, il constitue la richesse et l'authenticité de la région. Les paysages culturels et géologiques du Pays Bassari sont à cheval sur trois régions géographiques différentes : les Bassari (zone de Salémata), les Bédik (zone de Bandafassi) et les Peul (zone de Dindéfelo). Ce site est un paysage multiculturel extrêmement bien conservé, abritant des cultures autochtones originales et toujours vivantes. Il suscite la curiosité des professionnels du tourisme dans le monde et est agréable à visiter. Les peuples bassari, peul et bédik se sont installés entre le 11^{ème} et le 19^{ème} siècle dans l'actuelle région de Kédougou et y ont développé des « cultures spécifiques ». Ils y vivent en symbiose avec leur environnement (Holl, 2010).

Ce complexe géologique, géomorphologique et socio-culturel multifonctionnel est aménagé dans les maisons et campements communautaires de la Réserve naturelle, Communautaire de Naturelle de Dindéfelo et dans le village communautaire de Bandafassi. Il se présente comme la vitrine de la géologie, de l'environnement et de la culture des ethnies dites minoritaires. Il contribue à représenter les populations de Bandafassi, Dindéfelo et Ethiolo et leur cadre de vie entre nature et culture. Elle offre également aux communautés locales un cadre de développement et la sauvegarde du patrimoine local.

Le pays Bassari est inclus en quasi-totalité dans le territoire du Parc national du Niokolo-Koba. Il est organisé en terrasses sur les collines bassaris et des rizières entrecoupées de villages et de hameaux. C'est une région marginale, très peu urbanisée. Son enclavement est dû aux faibles réseaux de communications et à son éloignement de la capitale (plus de 700km). Cet isolement explique en partie le fort maintien des traditions au sein de la population. Mais l'amélioration du réseau routier en fait désormais une destination accessible. Il fait partie de ce que l'on considère au Sénégal aujourd'hui comme « l'arc de pauvreté », une délimitation invisible en forme d'arc, constituée par les régions les plus pauvres du Sénégal, en partant de Matam à Ziguinchor.

Les Bassaris du Sénégal, peuple forestier constitué de chasseurs et de cueilleurs, comptent aujourd'hui près de cinq mille personnes. Bien qu'enclavé, le pays Bassari constitue un espace de confluences culturelles partagé avec les Peul, les Malinké, les Sarakolés, les Cognaguis, les Bedik, les Bassaris et les Diakhankés. Les Bassari ont progressivement adopté l'agriculture dans un paysage à l'origine très sauvage qu'ils ont peu à peu défriché. Cette

artificialisation du milieu a, en partie, dénaturé leurs rapports avec les forces invisibles, creusant un fossé entre eux et la nature. Si leurs traditions restent fortement imprégnées des échanges avec les génies, ils s'en éloignent inexorablement avec l'ouverture au monde contemporain. Tirailé entre sa propre représentation du monde et le poids chaque jour plus grand de la mondialisation, le peuple Bassari entre dans le XXI^e siècle persuadé qu'il en sortira forcément transformé, voire profondément acculturé.

L'objectif général est de contribuer à la lutte contre la pauvreté par le développement d'activités économiques au niveau des industries géologiques et culturelles du Pays Bassari et particulièrement dans la réserve naturelle communautaire de Dindéfelo.

2. IMPORTANCE ECOLOGIQUE DU PAYS BASSARI

2.1. Le Parc National du Niokolo Koba

La principale potentialité du Sénégal en matière de tourisme est le parc national du Niokolo-Koba qui a été créé par *décret N° 6009 du 19.08.54*. Ce dernier couvre une superficie de 913000ha dont une bonne partie se retrouve dans la région de Kédougou. Il est classé **patrimoine mondial de biodiversité** (Ecosénégal Kédougou, 2011 ; [ANSD/SRSD Kédougou, 2012-2015](#)). Cette réserve de Biosphère est un véritable sanctuaire de la nature dans lequel on trouve de nombreuses espèces végétales et animales parfois en voie de disparition. D'ailleurs, avec le braconnage et la régression de leur habitat naturel (extension des surfaces cultivées), la réserve du parc constitue le dernier refuge de la faune sauvage.

2.2. La Réserve Naturelle Communautaire de Dindéfelo (RNCD)

La Réserve Naturelle Communautaire de Dindéfelo est située entre deux importantes zones naturelles : au Nord et à l'Ouest sur le territoire sénégalais, on trouve le Parc National de Niokolo Koba (PNNK) qui est contiguë à celui de Badiar en Guinée-Conakry et immédiatement au Sud, on trouve le massif montagneux du Fouta-Djalon, en Guinée-Conakry. Ce massif montagneux offre une grande diversité géologique, à l'origine d'un paysage géomorphologique fait de cascades, cavernes et plateau, compatible avec l'installation d'une communauté biologique particulière.

La RNCD abrite une faune très diversifiée constituée essentiellement de mammifères, oiseaux et reptiles. Parmi la faune aviaire, on distingue des oiseaux montagnards, de zones rocheuses et de forêts guinéennes dont certains sont uniques au Sénégal.

Le relief est constitué d'une chaîne de collines rocheuses essentiellement gréseuses constituant l'abri d'espèces très rares dans d'autres régions plates (grands rapaces diurnes et nocturnes, petits carnivores, etc.), tandis que le « plateau » s'étendant au-dessus des collines est une zone peu fréquentée.

2.3. La ZIC (Zone d'Intérêt Cynégétique) et les Zones amodiées

La ZIC fait partie du territoire où le gibier et la chasse présentent un intérêt scientifique ou économique majeur et où la faune sauvage est susceptible de permettre son exploitation rationnelle à des fins touristiques et cynégétiques. Elle couvre une superficie de 1 336 000 ha. Elle a été créée pour mieux répondre aux impératifs de l'organisation de la grande chasse et de l'exploitation rationnelle de la grande faune qui constitue l'une des richesses de la région de Kédougou. C'est d'ailleurs la seule zone au Sénégal où se pratique la grande chasse aux bovidés. On rencontre au niveau de la ZIC Falémé la grande faune composée de bandes d'antilopes les plus prestigieuses du monde dont l'hippotrague (antilope cheval ou Koba) et l'élan de derby. On y trouve aussi des hippopotames, des buffles, des lions, des panthères, des crocodiles.... La région abrite également une grande partie du PNNK ([ANSD/SRSD Kédougou, 2012-2016](#)).

La ZIC joue un rôle très important dans l'économie de la région : un total variant entre 196 et 229 chasseurs constitué à plus de 95% de touristes a été enregistré au cours de ces campagnes de chasse. La ZIC à elle seule a accueilli 177 chasseurs (touristes et résidents), soit 90,30% des entrées régionales. Les recettes générées par la chasse varient entre 31 676 000 FCFA et 33 103 000 FCFA ([ANSD/SRSD Kédougou : 2012-2016](#)).

Il est important de noter que la biodiversité de la région de Kédougou est l'une des plus abondantes du pays. Il existe de fortes potentialités en bois d'œuvre, en bois d'artisanat, en bois de services et en bois d'énergie. Les espèces forestières telles que le *Saba senegalensis* (maad), le pin de singe etc., constituent des valeurs sûres pour lutter contre la pauvreté dans la région. Cependant avec la prolifération des feux de brousse, l'absence d'un plan de gestion des aires protégées, les faibles moyens humains et logistiques et la faible implication des Collectivités Locales dans la gestion de l'environnement, l'avenir du potentiel environnemental de la région reste préoccupant.

3. EVALUATION CULTURELLE

Nous présentons successivement les religions dans le Pays Bassari, les rites et croyances, l'importance historique et artistique et le calendrier de la vie (rythme des saisons et des fêtes en pays bassari).

3.1. Les religions dans le Pays Bassari

Si les Peuls sont des musulmans qui pratiquent une religion monothéiste bien codifiée, il en est autrement des Bassari et des Bédik qui baignent dans une ambiance métaphysique radicalement différente.

Pour eux, Dieu est le ciel, celui qui sépare les couches de terre superposées dans la représentation de l'univers Bédik. Dieu est loin des hommes, alors qu'il est présent dans les grands arbres, dans les forêts, dans les cavernes ; un esprit, qui peut désigner les « morts » ressuscités et invisibles et qui peut prendre des manifestations multiples avec lesquelles les hommes tentent d'établir divers échanges.

Chez les Bédik, ces rapports sont organisés sous le monde du secret et du mystère : le chef religieux Bédik est « le propriétaire, le responsable du secret », cet homme est maître de l'initiation des hommes.

Chez les Beliyen (Bassari), ce titre n'existe pas et les fonctions sont partagées entre plusieurs hommes qui en héritent par voie matrilineaire. Les morts de ce lignage rejoignent dit-on les esprits qui siègent sur la montagne de Paté (Holl, 2010).

L'Esprit peut accepter de se laisser manipuler dans une pierre que l'on aura vue se déplacer toute seule. Cette pierre est, après différents rites où on s'assure de son accord, posée pour fonder un autel. Tout le monde peut s'adresser directement aux différents autels (Figure 74 ; photos 1 et 2) faits de quelques pierres rassemblées en déposant un morceau de fer en formulant une demande. Lorsque cette prière est accordée, un animal domestique est apporté en remerciements. C'est alors le propriétaire de l'autel qui seul peut sacrifier l'animal, généralement un lundî. Sacrificateur, il est aussi médiateur car il se charge de faire aboutir la parole par cet acte qui donne son nom aux autels sacrificiels ou sanctuaires. À ce dernier on demande de protéger le village et de favoriser : fécondité, fertilité et chasse.



Figure 74 : Autels ancestraux des ethnies minoritaires.

La religion n'existe pas au seul niveau de ces recours où on cherche protection et guérison auprès des puissances occultes. Elle constitue un système de pensées, une représentation du monde que l'on retrouve, avec difficulté car il faut souvent raisonner en deux dimensions, mais que l'observation de leur mode de vie et l'étymologie des termes qu'ils utilisent permet d'esquisser.

L'âme pour les uns comme pour les autres est ce principe qui rejoint Dieu à la mort mais qui peut revenir habiter un nouveau-né de la famille assurant ce cycle, cette « marche du soleil », dans lequel la mort apporte une « coupure » depuis que le ciel ne communique plus directement avec les hommes.

Les Bédik sont enterrés en « coupant la marche du soleil », c'est-à-dire nord-sud avec la tête au Sud. Le visage de l'homme est tourné à l'Est vers le jour et celui de la femme à l'Ouest vers la nuit. Les « morts » autrefois revenaient et les femmes les reconnaissant pleuraient ; c'est depuis que l'Esprit proposa aux hommes les masques, pour que les femmes ne pleurent pas.

3.2. Les rites et croyances liés au monde végétal chez les ethnies minoritaires

Chez les Bassaris et les Bedik, le végétal est considéré comme ce qui « habite » avec un sujet humain. Il partage avec l'homme et avec tout ce qui vit un principe que l'on peut traduire par âme. C'est un principe qui est responsable du rêve : ce dernier s'explique par le voyage de l'âme qu'on possède en plusieurs exemplaires, généralement trois. Quand une seule âme nous quitte, on rêve, on voit son voyage, mais si deux âmes quittent le corps de l'homme, il tombe malade et meurt quand il perd la dernière.

Le végétal n'est donc pas isolé, il est en relation avec l'ensemble des êtres morts ou vivants, naturels ou surnaturels, et il possède une âme. Les grands arbres peuvent être habités par les esprits, les ancêtres. Les tas de pierre, sur lesquels sont aussi déposés bracelets ou objets

de laiton, ou d'aluminium aujourd'hui, rassemblés au pied de certains caïlcédrats, témoignent des sacrifices offerts à l'habitant surnaturel de cet arbre. L'univers végétal, réel ou virtuel, participant de ce qui vit, renvoie sans cesse aux animaux ou aux hommes : « fructifier », « accoucher », « mettre bas » est traduit par un seul verbe qui est proche du radical « germer » dans les autres langues, ou aussi « habiter, prendre racine ».

Cette charge rituelle et symbolique apparaît, avec le recul, comme un puissant instrument de protection de la faune et de la flore, dispositif beaucoup plus efficace que certains règlements ont rendu difficiles par le déficit en personnel de surveillance.

A côté de ces deux groupes nous avons une importante communauté de Peulhs sédentarisés. Contrairement aux Peulhs nomades, ils sont devenus agriculteurs et ont gardé d'importants troupeaux de bovins et de caprins. Tous islamisés, ils n'en ont pas moins élaboré un paysage culturel et une économie de subsistance en tous points originaux. Ils pratiquent l'agriculture du mil, du maïs, du fonio à côté d'importants apports en protéines animales (lait et viande) apportés par le troupeau. Ils entretiennent maintenant des relations pacifiées avec les Bassari et les Bédik après avoir été leurs pires prédateurs durant la période de la traite.

3.3. L'importance historique, un potentiel archéologique en devenir

Longtemps éclipsés des paysages culturels vivant du pays Bassari, les vestiges archéologiques sont restés en marge des préoccupations des chercheurs plutôt attirés par l'ethnologie. Il y a eu peu de recherches archéologiques effectuées dans le Sud du Sénégal oriental et dans les régions habitées aujourd'hui par les populations bassari, bédik et Peul. [Jean Joire \(1947\)](#) a publié une note sur la découverte d'un gisement de microlithes, qu'il a attribué à la période néolithique, dans la vallée de la Mitji, aujourd'hui en Guinée Conakry. Cette région, qui se trouve dans l'aire d'extension de l'occupation bassari dans sa portion guinéenne, aurait donc connu un peuplement préhistorique datant de ce qu'il est convenu d'appeler l'Age de la Pierre. [Raymond Mauny, \(1963\)](#) a effectué une mission de prospection archéologique dans la région de Kédougou. Dans son rapport, il annonce la découverte de plusieurs sites néolithiques « trouvés, tant sur les basses terrasses exondées des bords mêmes de la Gambie que sur le rebord du plateau latéritique enserrant la vallée ». Les sites découverts lors de cette prospection ont été répartis en deux catégories, les sites préhistoriques et protohistoriques.

Les sites dits « préhistoriques » contiennent essentiellement des pièces lithiques variées. Des outils en pierre sont trouvés en surface dans le site de Kédougou-Nouvelle Résidence. Des disques, nucleus et éclats en quartz sont trouvés à 3km au SE de la ville de Kédougou. Un biface

est trouvé à Kédougou-Camp militaire. Des disques et éclats en quartz sont trouvés en surface à Fadiga-Sud-Est et des pièces lithiques non précisées ont été mises à jour à Angueniapissa et Samékouta. Des pierres sonnantes trouvées à Iwol-haut et Iwol-Aperg, des dossiers de siège en pierre à Iwol-haut, et les ruines d'un tata à redoute de 100 x 100m à Yourou-Moussa à une vingtaine de kilomètres au NNO de Kédougou (Mauny, 1963). En ce qui concerne les vestiges archéologiques, Monique de l'Estrange (1947) a publié une note à propos d'une terre cuite bassari découverte à Itiu, à Youkounkoun. À proximité des placers d'or de la haute Falémé qui ont livré haches polies, sphères de quartz et pierres percées, les sites découverts aux environs de Kédougou ont livré un matériel divers : pebble-tools, disques, nucléus, pièces et éclats en quartz et grès quartzites taillés, « enclume » à cupules opposées, bifaces roulés, haches polies, fragments de poteries. Depuis les premières prospections, les découvertes de sites livrant des hachettes en hématite se sont multipliées.

Aux environs de Kédougou, l'outillage présente une certaine unité de l'ensemble oriental par la présence de petites haches polies en hématite, trouvées ou signalées dans 120 localités du Sénégal oriental et une vingtaine autour de Kédougou. Elles sont traditionnellement considérées comme tombées du ciel au moment des orages et sont supposées pouvoir protéger leur détenteur. Il existe également des mégalithes sur des lieux de culte, mais ils sont moins spectaculaires que ceux de Sénégalie inscrits au patrimoine mondial en 2006.

3.4. L'importance artistique : savoir-faire et artisanat chez les ethnies minoritaires du pays bassari

En raison de leur mode de vie, essentiellement articulé autour de l'exploitation des ressources naturelles du terroir ainsi qu'à la relative faiblesse de l'impact des produits importés, les populations du Pays Bassari ont gardé un important patrimoine artisanal. Ce patrimoine qu'ils ont généralement su préserver malgré les assauts de la modernité peut devenir une valeur économique forte dans le cadre de l'aménagement culturel du Pays Bassari dont le Plan de gestion sera un des maillons forts.

C'est ainsi que les hommes savent généralement encore allumer le feu à la manière traditionnelle. Il s'agit, à l'aide d'un anneau ouvert de fer plat, de frapper sur un morceau de galet de rivière, pour faire jaillir une étincelle avec laquelle on enflamme des fibres conservées dans une noix de rônier, ou une corne d'antilope, parfois après les avoir trempées dans de l'eau filtrée sur des cendres amères. Cette maîtrise du feu trouve son expression la plus achevée dans une pratique artisanale aujourd'hui disparue depuis la fin du siècle dernier, il s'agit de la technique de l'extraction du fer. Les Bassaris d'Ethiolo se souviennent du temps où l'on

extrayait le fer de la latérite, « la pierre des Bassari ». Pour s'éclairer la nuit dans les maisons, en plus de la lueur du foyer, on peut utiliser des torches de tiges sèches de mil ou de graminée sauvage.

Dans cette société qui n'a pas développé le système des castes, les forgerons (Figure 75 ; photo 1) fabriquent essentiellement des instruments agricoles, des outils à travailler le bois, des clous, des armes, des instruments de musique (cloches et grelots) (Figure 75 ; photo 2). Ils sont aussi bijoutiers et fabriquent des anneaux, bracelets et plaques. Les anneaux se placent aux mains, aux pieds, ou sont attachés à la ceinture, les plaques de cuivre s'attachent à même la ceinture ou contre la peau de chèvre dont les femmes se servent pour porter leur nourrisson. Ils fabriquent les manches aussi bien que les lames des outils, il n'y a pas d'artisans spécialisés dans le travail du bois ; les forgerons feront à l'occasion des portes de maison en bois ou divers types de tabourets, taillés dans un tronc de fromager ou un bois plus dur, en forme de sablier. De légers sièges en palmier raphia que savent faire de nombreux hommes et garçons sont également fréquents.



Figure 75. Photo 1 : Atelier de Forgeron ; Photo 2 : Instruments de musique.

En hivernage, ils font des houes, en saison sèche ils fabriquent des bracelets ou taillent des portes. Agriculteur, le forgeron a peu de temps à consacrer à son champ en hivernage, car c'est l'époque où tous ont des outils agricoles à faire réparer.

Dans le domaine de la tannerie, les Bassari ont la réputation d'être habiles à préparer les peaux, épilées ou non, parfois blanchies, mises à plat ou non, pour en faire par exemple des contenants à grains. Les hommes en préparent pour eux-mêmes et aussi quelquefois pour en vendre. Grattée, séchée, la peau est tannée avec des cendres amères de bambou, ou de coques de pois de terre ou d'un mélange de bois et de fruits de fromager et de lianes.

Les peaux (de chèvre, mouton, antilope ou divers petits mammifères sauvages) servent essentiellement à fabriquer des sacoches, des carquois à flèches, des sacs à provisions de bouche

pour la journée, des sacoches pour récolter le miel, des porte-bébés, des ceintures triangulaires de peau, des fourreaux, des ornements de danse et des chasse-mouches.

La vannerie est une autre spécialité des Bassari. Leurs nattes et leurs paniers en bambou sont d'une exécution remarquable. Les meilleurs ouvriers sont ceux qui tressent les grands paniers, dits Bassari. Les vanniers sont toujours des hommes, sans qu'il semble interdit aux femmes de faire de la vannerie.

La calebasse est également un objet très utilisé. Sa préparation demande beaucoup d'habileté. Les grandes calebasses sont coupées en deux parties lorsqu'elles sont encore fraîches. Les calebasses plus petites sont vidées et utilisées telles quelles, comme récipients pour les liquides. Le fruit frais est alors percé d'un trou et mis dans l'eau pendant environ une semaine pour faire pourrir chair et graines. Cela enlève en même temps l'aigreur, on n'a donc pas besoin de les faire bouillir.

La poterie n'est pratiquée que par un petit nombre de femmes. Ces femmes, souvent âgées, appartiennent à n'importe quelle lignée et peuvent épouser n'importe quel homme. Il n'y a donc aucune forme de discrimination pouvant rappeler le système des castes. Elles héritent fréquemment leur technique de leurs mères, sans qu'il n'y ait là rien d'obligatoire.

La terre de termitière crue est également utilisée dans le modelage de lits, paravents, pots à conserver les graines, sièges bas, supports à poterie ou calebasses (Figure 76 ; photo 1) et greniers-pots à couvercle. Avec le même matériau cru et séché, les femmes bassari façonnent aussi des poupées jouets (Figure 76 ; photo 2). Enfin, les seins en terre de termitière, modelés par les jeunes filles lorsqu'elles construisent le mur d'un *ambofor* (case commune des adolescents) ou de la maison d'un jeune homme, relèvent de la même technique.



Figure 76. Objets d'art et bijoux de femmes du pays bassari. Photos 1 et 2 : Calebasses bassari ; Photos 3 et 4 : Bijoux bassari.

Les arts de la parure et de la vêtue occupent une place essentielle chez les populations du pays Bassari en raison de la fréquence et de l'importance des rituels durant tous les cycles de la vie. La coiffure en fines tresses qui dessinent des croissants ou une crête sagittale requiert des heures de patience. Chaque classe d'âge est marquée par une manière de s'habiller et par des ornements particuliers. Les bijoux (Figure 76 ; photo 3 et 4), aujourd'hui en aluminium, autrefois en cuivre ou en laiton, sont plutôt féminins et gardés dans un panier dont on hérite de mère en fille. Cependant, suivant les rituels et le type de danse surtout quand il est jeune, l'homme aura recours à sa mère ou à sa sœur pour se parer.

3.5. Le calendrier de la vie : le rythme des saisons et des fêtes en pays bassari

3.5.1. L'initiation

L'initiation est une rupture avec le monde féminin auquel sont associés les enfants pour un temps donné. Elle est aussi un passage de l'adolescence à la vie adulte. Les hommes préparent arcs, carquois et sabres, armes de chasse, et le sac de brousse où chacun rangera ce qu'il a de plus précieux (Figure 77 ; photos 1 et 2).

L'initiation est appelée « sortie » car il s'agit d'ennemer en brousse le futur homme. Il devra, une fois « sorti » initié, suivre un camp de brousse qui le mènera de chasse en chasse, de camp en camp, jusqu'à des sites historiques où on peut encore voir des fortifications datant de la fin du 19^e siècle, vestiges des guerres provoquées par les musulmans. Les Bédik résistèrent farouchement à l'Islam en n'abandonnant jamais le droit de boire la bière de mil, substance vivifiante qui, à l'analyse des scientifiques, s'est révélé un complément nutritif important. Sur ces sites, on retrouve aussi des bas-fourneaux élevés par les Malinké voisins où étaient fondues les loupes de fer. Cette école de brousse est également le temps de l'apprentissage des chants et des langues secrètes, des paroles d'hommes et des secrets de masques (Figure 77 ; photos 3 à 6).



Figure 77. Cérémonies d'Initiation et masques en pays bassari. Photos 1 et 2 : Cérémonie d'initiation chez les bassari ; Photo 3 : Masque bassari ; Photo 4 : Masque caméléon ; Photo 5 : Masques blancs et rouges bédik ; Photo 6 : Cimier Cognaguis.

Chaque village a son lieu d'initiation qui serait alors quelque chose qui vous vide, en rapport avec le réapprentissage de la vie qui suit. Les nouveaux initiés n'entreront à la petite maison des hommes, auprès des classes d'âge des hommes âgés, qu'en septembre à la fête du « commencement », et devront attendre pour avoir des rapports sexuels. Il faudra encore cinq ans maximum avant d'être admis à la grande maison des hommes et devenir père de famille : le changement de classe est quinquennal et indépendant de l'initiation.

3.5.2. Les fêtes en Pays Bassari

Les fêtes marquent toutes les étapes chronologiques que rencontre un homme ou une femme au cours de sa vie en société, le mariage étant traité avec la parenté, ainsi que l'héritage. Les classes d'âge bédik illustrent superbement cette conception de la vie : parti de la petite

maison des hommes, après un stage de cinq ans une fois initié, on y revient vieux pour terminer sa vie au conseil des anciens. On y retrouve ses petits-fils, qui sont eux-mêmes des réincarnations d'ancêtres : une petite fille peut être la réincarnation du père de la mère de son père, ceci est surtout vrai pendant l'enfance et n'est évoqué que pour souligner certains traits de caractères ; devenus adultes, ces réincarnés devront seulement veiller à la bonne tenue des autels ancestraux.

Les fêtes qui ponctuent l'année bédik forment elles aussi les maillons d'une chaîne fermée dont chacune prépare la suivante. Il est convenu qu'aucune dispute ne doit troubler le temps de la fête, même entre mari et femme, ces jours sont une parenthèse.

Chez les Bassaris, il existe une relation particulière entre classe alternée : les membres de ces deux classes se désignent par un terme de parenté : grand père (mère)/petit fils (fille). Jeux, insultes, plaisanteries et moqueries sont favorisés, alors que deux classes qui se suivent sont marquées par le respect des plus jeunes vis à vis des plus âgées. Cette relation donne lieu à de vraies scénettes, elle est appelée : plaisanterie entre les classes. Un rite important a lieu la troisième année du cycle des classes d'âge qui dure 6ans. Pendant la saison des pluies, les femmes passent la nuit sur la montagne au lieu de sacrifice où elles retrouveront des camarades d'autres villages. Ce rite nécessite de la bière et des travaux collectifs exécutés lorsqu'elles étaient dans la classe précédente. Certaines seront désignées pour veiller sur la coutume. En descendant de la montagne, elles sont femmes accomplies. Elles pourront danser en tournant, la danse de jouissance (Figure 78 ; photos 1 à 4) ce qui peut symboliser leur accession à l'espace-temps, ayant par leurs enfants assuré la succession des générations. L'habillement est aussi une protection : dans les contes on voit comment une très jeune fille va attraper son pagne et l'attacher très solidement sur ses reins avant d'affronter le génie.



Figure 78. Dance de jouissance de jeunes filles avec les masques caméléon maîtres de tous les masques.

4. EVALUATION ECONOMIQUE

L'évaluation économique regroupe l'agriculture et l'agroalimentaire, le tourisme, l'artisanat et le mode d'habitation

4.1. L'agriculture et l'agroalimentaire :

L'agriculture constitue l'activité économique dominante dans la région et représente 60% du secteur primaire dans le PIB régional. Elle mobilise plus de 80% des actifs. Le système agricole est caractérisé par la culture itinérante sur brûlis, tournée d'une manière permanente vers la conquête de nouvelles terres de culture. Une telle pratique a des conséquences néfastes sur l'environnement en général, sur le peuplement forestier en particulier.

Le coton (Figure 79, photo 1) occupe généralement près de 40% des superficies cultivées, ce qui crée les conditions favorables au développement agro-industriel avec la mise en service d'une usine d'égrenage de la SODEFITEX dans la zone.

Les produits vivriers tels que, le riz (Figure 79 ; photo 2), le maïs, le mil, le sorgho (Figure 80 ; photo 3), le bissape (Figure 79 ; photo 4), le pain de singe (Figure 79 ; photo 5),

l'arachide (Figure 79 ; photo 6) et le fonio sont les principales céréales cultivées dans la région. Les cultures céréalières occupent près de 60% des superficies emblavées. Les cultures de rente sont essentiellement constituées par le coton et accessoirement par le maïs.

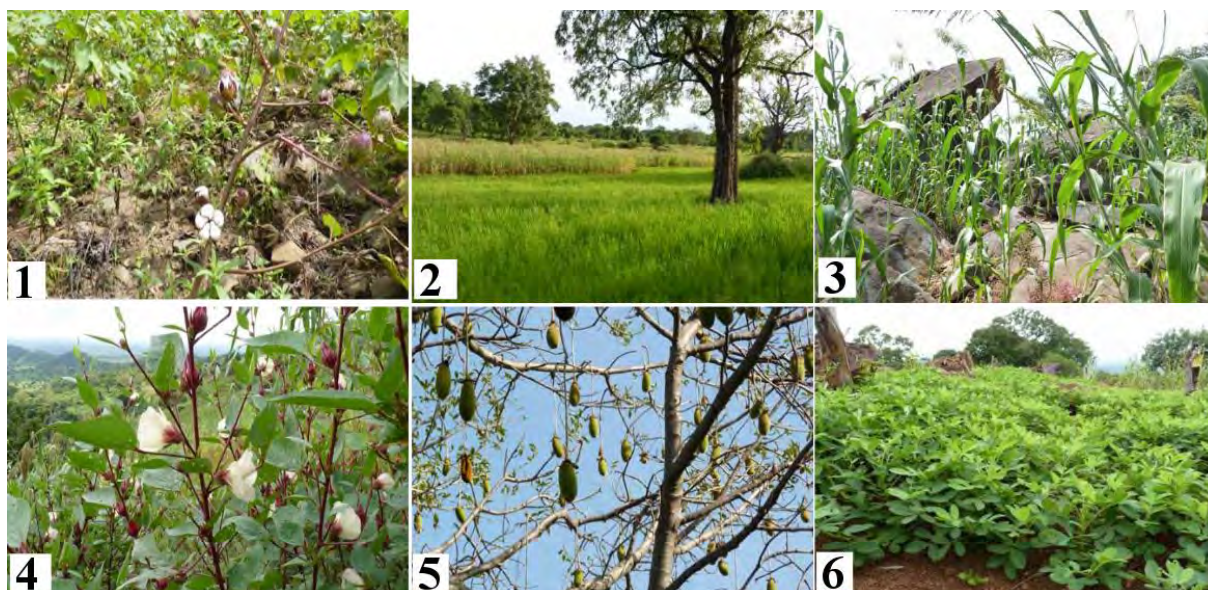


Figure 79. Plantes cultivées au pays bassari. Photo 1 : Champ de coton ; Photo 2 : Rizière ; Photo 3 : Champ de mil ; Photo 4 : Hibiscus sabdarifa (bissap) ; Photo 5 : Baobab portant des pins de singe ; Photo 6 : Champ d'arachide.

Les unités de transformation (généralement financées par les structures d'appui au développement ou les projets) sont localisées dans les zones de : Salémata (GPF et GIE de femmes), Dindéfelo (GIE Mixte), Bandafassi (GIE « Wakilaari » ; GIE Ibel) et Wula Tono (GIE « Diapal ma Diap »). Les GIE transforment les produits avec un conditionnement précaire (sachets en plastique) pour les revendre à nouveau à un autre GIE « client » qui se charge de la commercialisation surtout dans le grand marché de Kédougou et les autres régions du pays.

4.2. Le tourisme

La région de Kédougou dispose d'immenses potentialités touristiques encore non ou peu exploitées. Les potentialités touristiques sont basées sur des infrastructures hôtelières, un Agenda culturel, des sites touristiques et le tourisme cynégétique dans le parc de Niokolo Koba et dans les zones amodiées. Le potentiel touristique, riche et varié, reste faiblement exploité. Différents types de tourisme sont pratiqués dans la région : tourisme de vision et Safari photo, tourisme cynégétique, tourisme culturel et de découverte.

4.2.1. Le tourisme de vision :

La principale potentialité en matière de tourisme de vision et de safari photo est constituée par le parc national du Niokolo Koba, l'un des plus attrayants et la plus grande réserve de

l'Afrique de l'Ouest. Grâce à son écosystème particulier, à la diversité de sa faune sauvage et de ses paysages constitués par les savanes boisées, les galeries forestières, les reliefs et la vision panoramique du fleuve Gambie, il offre d'énormes possibilités de développement à ce type de tourisme.

4.2.2. Le tourisme cynégétique : la chasse sportive

La région de Kédougou est la région la plus giboyeuse du pays. Le tourisme cynégétique repose essentiellement sur une Z.I.C de 1 336 000 ha et deux (02) zones amodiées. La ZIC a, pour principale vocation l'exercice d'activités touristiques de chasse. N'étant pas une zone d'exclusion, les populations y pratiquent diverses activités de subsistance comme les activités agricoles, horticoles, de chasse, de pêche, de cueillette etc. Les zones amodiées relèvent du domaine forestier protégé où l'exercice du droit de chasse appartient à l'Etat qui les loue aux exploitants cynégétiques. La durée moyenne du séjour des chasseurs est généralement de 10 jours. Les campements soutiennent surtout le tourisme cynégétique qui reçoit plus de 550 chasseurs en moyenne par an auxquels s'ajoutent les 3000 touristes de vision dans le Niokolo Koba. Chaque campement organise des safaris touristiques à bord de véhicules bien adaptés sur le territoire de la zone amodiée.

4.2.3. Le tourisme culturel et de découverte

Ce type de tourisme est essentiellement exploité à travers des manifestations culturelles en pays bedik (Iwol, Ethiowar, Dandé), en pays Bassari (Ethiolo, Eganga, Koté) et dans les sites historiques ou naturels. Pour les manifestations culturelles, il s'agit surtout des cérémonies initiatiques des Bassaris qui se situent en général en fin Avril et mi-Mai de chaque année. A cette occasion des caravanes sont organisées depuis Dakar par certaines agences de voyage. Au niveau local cette opportunité est peu exploitée.

Les sites ou monuments historiques sont principalement constitués par les sites naturels correspondant aux Cascades (Dindéfelo, Afia, Fongolembi, Pélel...) et au Mont Assirick situé à l'intérieur du Parc National du Niokolo Koba.

Les sites historiques et naturels sont faiblement exploités par les professionnels locaux du tourisme. Malgré les énormes potentialités touristiques que possède la région, la promotion de la destination est quasi inexistante sinon timide.

Les contraintes liées au tourisme sont :

- L'enclavement de la région et l'insuffisance des infrastructures touristiques ;
- L'absence d'une politique de promotion de la destination Kédougou ;

- L'absence d'une liaison aérienne régulière et l'impraticabilité des pistes du parc national du Niokolo Koba pendant la saison des pluies ;
- La persistance du braconnage et le développement timide du tourisme rural intégré ;
- La dégradation croissante de l'environnement ;
- L'insuffisance des moyens de communication et la faiblesse de la qualité des services ;
- La faiblesse de l'environnement financier et du cadre institutionnel ;
- La faiblesse des capacités techniques des ressources humaines ;
- L'absence d'un système d'information permanente sur les activités du sous-secteur.

4.2.4. Les aménagements pour les visiteurs et statistiques les concernant

Les aménagements pour visiteurs sont peu nombreux, bien que le Conseil régional de Kédougou souhaite développer un tourisme équitable avec les populations de la région, qui respecte les principes de vies et coutumes locales. Le tourisme actuel est un tourisme essentiellement culturel et sportif. Il est très limité en nombre de visiteurs, et ne pourra se développer que dans des proportions raisonnables, les sites étant difficiles d'accès. Les touristes s'aventurant dans le pays Bassari ont pour la plupart traversé le Sénégal pour visiter le parc naturel du Niokolo Koba, inscrit sur la Liste du patrimoine mondial ([Analyse de terrain pays bassari, 2009](#)). Accéder aux sites les plus connus comme les chutes de Dindéfelo requiert plusieurs heures de marche sur des sentiers à forte dénivellation. Le pays ne peut que très partiellement se visiter en voiture, beaucoup de routes étant impraticables.

Les richesses du pays Bassari attirant les touristes sont : l'authenticité des pistes de brousse et la grande sérénité de la région ; l'accueil réservé par les populations et l'authenticité des modes de vie ; les festivités régulières ; la beauté et la diversité des paysages et de certains phénomènes naturels (formations géologiques, chutes d'eau), l'observation de la nature (richesses ornithologiques, hippopotames, chimpanzés, patas, vervets, antilopes, phacochères...).

4.2.5. Le Village d'interprétation de Bandafassi

Pour conserver l'héritage culturel des différents groupes et éviter que les traditions ne se perdent, la réalisation d'un village communautaire est planifiée dans la communauté rurale de Bandafassi. La construction de ce village est prévue dans une vaste clairière au pied de la montagne d'Ethiolo. Ce village communautaire, partiellement construit, comportera :

- **un centre multimédia communautaire**, qui comportera une radio permettant aux communautés d'échanger entre elles ainsi qu'avec l'extérieur ;
- **un campement touristique** avec une capacité de 20 lits, géré de manière communautaire, qui servira de base pour des circuits touristiques, mais aussi de lieu de formation à la gestion hôtelière pour les autres propriétaires de campements ;
- **un écomusée** ;
- **un village artisanal** avec des sites de confection et des sites d'exposition et de vente.

Ces activités concourent à préserver l'héritage culturel de ces groupes minoritaires tout en promouvant leur développement. La réalisation du projet va concourir à une plus grande visibilité de ces groupes dans le paysage culturel et le tissu économique du Sénégal. Il présente des avantages comme :

- la diversification des pôles et des produits touristiques ;
- l'intégration de ces groupes minoritaires dans le tissu économique national ;
- la valorisation des produits culturels locaux ;
- la création d'emplois encourageant la fixation des populations locales dans leur terroir.

4.2.6. Les logements des visiteurs

Les touristes résident généralement à Kédougou, où se concentre toute l'offre hôtelière. Les petits campements se sont toutefois multipliés dans les villages, et permettent une vraie immersion dans la vie villageoise. Certains campements tels que celui de Dindéfelo sont exemplaires dans leur gestion communautaire qui se fait à tour de rôle, et permet de réinvestir les bénéfices dans des actions sociales, telle que l'aide aux personnes malades...

4.3. L'artisanat

Grâce à son poids économique, à la diversité et à la qualité des services offerts, à sa souplesse d'adaptation, à ses potentialités en matière de formation et d'emploi (souvent non rémunéré), l'artisanat reste un secteur clef de l'activité économique de la région. Après l'agriculture, l'artisanat occupe la plus grande partie de la population active.

Les corps de métiers les plus importants sont la menuiserie-bois, la maçonnerie, la teinture, la bijouterie et les BTP. Sur un potentiel de plus de 1500 artisans au niveau régional, seuls 705 environs sont inscrits actuellement à la Chambre des Métiers de Kédougou.

L'artisanat de production mobilise 57,97%, l'artisanat de service 25,92% et l'artisanat d'art 16,11% des effectifs ([Analyse de terrain pays bassari, 2009](#)).

Les principales contraintes du sous-secteur sont :

- L'accès au crédit pour le financement des activités du secteur ;
- Les difficultés d'approvisionnement en matières premières ;
- L'absence de politique de promotion et de commercialisation et l'étroitesse du marché intérieur ;
- L'absence de domaines viabilisés permettant d'accueillir des unités artisanales ;
- La faiblesse des capacités techniques et technologiques des artisans ;
- L'absence de centrale d'achat et l'insuffisance de structures de formation et d'encadrement.

4.4. Le mode d'habitation

Les villages Peul (Figure 80 ; photo 1) sont répartis dans tout le territoire bassari et bédik, principalement dans les plaines où l'espace et les pâturages sont plus abondants. Le village de Dindéfelo par exemple s'inscrit dans ce contexte. Situé au pied des contreforts du Fouta Djallon, son nom signifie « au pied de la montagne » en langue peul. Chaque village est composé de plusieurs concessions, plus ou moins dispersées dans la plaine. Les concessions sont clôturées, ce qui permet d'y parquer le bétail. Les clôtures ne s'ouvrent pas mais s'enjambent grâce à un système d'échelle infranchissable par les animaux. Si certains villages semblent éclatés dans le paysage, ils sont en réalité organisés en une seule entité gravitant autour de la mosquée, qui forme le cœur de la vie sociale.



Figure 80. Type d'habitation en Pays bassari. Photo 1 : Village peul ; Photos 2 et 3 : Villages bassari ; Photos 4 : Village bédik.

Les villages Bassari (Figure 80 ; photos 2 et 3) du siècle dernier étaient toujours groupés et situés sur une hauteur d'où l'on pouvait surveiller la plaine. Les habitations étaient regroupées en cercle autour d'un espace central qui constituait la place du village. Ce type d'habitat a beaucoup évolué à travers l'histoire avec des adaptations liées aux modifications du contexte socio-politique et sécuritaire. Durant les périodes troubles de la Traite négrière le village était, avant tout, un refuge ([Analyse de terrain pays bassari, 2009](#)).

Les villages Bédik (Figure 80 ; photo 4) se présentent de loin comme un ensemble de cases aux toits pointus, serrés entre les éboulis rocheux que l'on découvre sur un plateau après avoir escaladé la montagne. Tous les villages bédik sont perchés sur des sites défensifs, alors que les Malinké et les Peul occupent la plaine.

CHAPITRE X : LE GEOSITE DE LA CASCADE DE DINDEFELO : BIODIVERSITE ET GEODIVERSITE ENTRE CONSERVATION ET VALORISATION

INTRODUCTION

La commune de Dindéfélo est située au Sud-Est du Sénégal, dans la région de Kédougou, entre le Parc National du Niokolo Koba et le massif montagneux du Fouta-Djalon en Guinée-Conakry. Ce dernier offre une grande diversité géologique et géomorphologique (géodiversité) qui supporte une importante diversité biologique (biodiversité) unique au Sénégal. Cette géodiversité et la qualité de ses affleurements ont fait de cette région une destination prisée pour les écoles de terrain des étudiants du département de Géologie et de l'Institut des Sciences de la Terre de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar.

Pour préserver la biodiversité et assurer le développement durable de ce territoire, l'état du Sénégal, en collaboration avec plusieurs organismes nationaux et internationaux, a créé en 2010 la RNCD qui fait partie du territoire des Pays Bassari déclaré, en 2012, patrimoine mondial (FFEM, 2010). Ce dernier est composé de trois régions géographiques avec des caractéristiques géomorphologiques et ethniques particulières : la région de Salémata avec le peuple Bassari, la région de Bandafassi avec le peuple bédik et la région de Dindéfélo abritant la RNCD, avec le peuple Peul. Ces peuples installés dans la région depuis le XI^{ème} siècle (Paysages Culturels Bassari, Peul et Bédik, 2011), offrent un paysage multiculturel original respectueux de son environnement et extrêmement bien conservé, structuré en villages, hameaux et groupes denses de huttes aux toits de chaume pentus. Ce classement du Pays Bassari en tant que patrimoine mondial de l'UNESCO est basé seulement sur des critères de sélection presque exclusivement culturels sans les critères ayant trait à la géodiversité. La zone est devenue une destination touristique avec des activités culturelles riches et diversifiées grâce notamment à la présence de la cascade de Dindéfélo située à 1,5km du village qui porte le même nom. Cette cascade abrite une chute d'eau de plus de 110m de hauteur avec une piscine de 2 à 3m de profondeur autour de laquelle règne un microclimat caractérisé par une humidité relativement élevée et une température relativement basse qui ont permis l'installation d'une flore constituée de plantes ligneuses très diversifiées et des herbacées (Goudiaby et al., 2001) ainsi qu'une riche microflore à diatomées rencontrée dans les différents micro-écosystèmes autour de la cascade (Sow et al., 2013). La faune regroupe diverses espèces de reptiles, amphibiens, oiseaux et mammifères dont certaines tels que les chimpanzés sont menacées de disparition (Ecosénégal Kédougou, 2011).

Ce travail vise à démontrer l'importance de la géodiversité que constitue la cascade de Dindéfélo et les géosites environnants en tant que support de la biodiversité, ainsi que les

valeurs scientifique, pédagogique, économique et socio-culturelle de ce géosite en faisant appel aux critères de sélection VIII et X de l'UNESCO pour renforcer le statut de patrimoine mondial de la zone. La finalité est de conscientiser la population de la communauté de Dindéfelo à tous les niveaux de l'importance de ce géopatrimoine dans la conservation des espèces animales et végétales, et de la nécessité de le préserver et de le valoriser au même niveau que la biodiversité en vue d'un développement humain et socio-économique durable de la région car la survie de la faune et de la flore passe obligatoirement par la pérennité de la géodiversité. Cela permettra surtout aux femmes, la couche de la population la plus vulnérable de cette région, d'avoir des revenus supplémentaires à travers le géotourisme.

La cascade de Dindéfelo, de par la variété de son géopatrimoine, ses micro-écosystèmes diversifiés, les activités socio-économiques qui y sont menées, mérite d'être érigée en géosite protégé et valorisé en vue de préserver sa faune et sa flore (biodiversité). L'aménagement de ce dernier permettra de créer les prémices d'un géoparc dans la région. Pour cela, un inventaire préliminaire des autres géosites de la RNCD associés au géosite principale, la cascade de Dindéfelo, a été effectué dans le cadre de ce travail.

Selon le Réseau Africain des Géoparcs (AGN) ([Errami et al., 2015](#)), un géoparc est un territoire où le patrimoine géologique ou géomorphologique (géopatrimoine) et toutes les autres composantes patrimoniales du territoire (archéologique, écologique, historique, culturel matérielle et immatérielle) devraient être utilisées pour : *i*) renforcer les infrastructures des zones rurales à travers le développement du géotourisme, à savoir la création et l'amélioration des infrastructures routières et d'hébergement, l'alimentation des zones éloignées en eau potable et en électricité, la création d'espaces pour la vente des produits locaux, des musées et des centres d'information et d'interprétation ; *ii*) renforcer le développement humain et ; *iii*) promouvoir la paix en Afrique et au Moyen-Orient. L'AGN créée par l'Association Africaine des Femmes en Géosciences (AAWG) en 2009 à Abidjan (Côte d'Ivoire), durant le pré-congrès de sa cinquième Conférence ([Errami 2009](#)) vise à identifier, promouvoir et renseigner sur l'importance et la préservation des sites géologiques en Afrique et au Moyen-Orient, à renforcer les capacités des chercheurs, des professionnels et du grand public dans le domaine du géopatrimoine, géotourisme et géoparcs et à accompagner les régions à créer leurs géoparcs. Ainsi plusieurs conférences, tables rondes, ateliers et cours ont été organisés dans plusieurs pays africains et plusieurs comités d'initiative nationaux ont été mis en place ([Errami et al.,](#)

2012 et 2013). Malgré toutes cette dynamique, la mise en place de géoparcs tarde à voir le jour en Afrique en général et au Sénégal en particulier.

Cette étude est le début d'un vaste travail de recherche multidisciplinaire prévu dans cette partie du Sénégal naturellement riche et socialement pauvre pour la promotion de la géodiversité à travers son rôle écologique, scientifique, pédagogique et économique.

1. CADRE GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

1.1. La situation géographique

La commune de Dindéfelo est située au Sud-Est du Sénégal, dans la région de Kédougou, département de Kédougou, sous-préfecture de Bandafassi. La région de Kédougou, issue du découpage de l'ancienne région de Tambacounda par la loi 2008-14 du 18 Mars 2008, s'étend sur une superficie de 16896km² et est limitée à l'Ouest et au Nord par la région de Tambacounda, à l'Est par la République du Mali et au Sud par la République de Guinée (Figure 81). Elle abrite la RNCD, créée en 2010 ([acte 005 du 05-Janvier-2010](#)), qui couvre une superficie de 14000ha ([Ecosénégal Kédougou, 2011](#) ; [USAID/Wula Nafaa, Plan d'aménagement de la RNCD, 2012-2016](#)) entre Tépéré et Walidiala. D'orientation NE-SW, la RNCD se situe entre les latitudes 12°18'24"N et 12°25'51"N et les longitudes 12°11'35"O et 12°23'28"O. Le village centre, Dindéfelo, qui signifie « au pied de la montagne » en langue peul, est fondé entre 1921 et 1923 par un chasseur du nom de Manga Dian Pathé Traoré. Il est situé à 37km de la ville de Kédougou. Ses coordonnées géographiques sont 12°22'58.64"N/12°19'22.32"O.

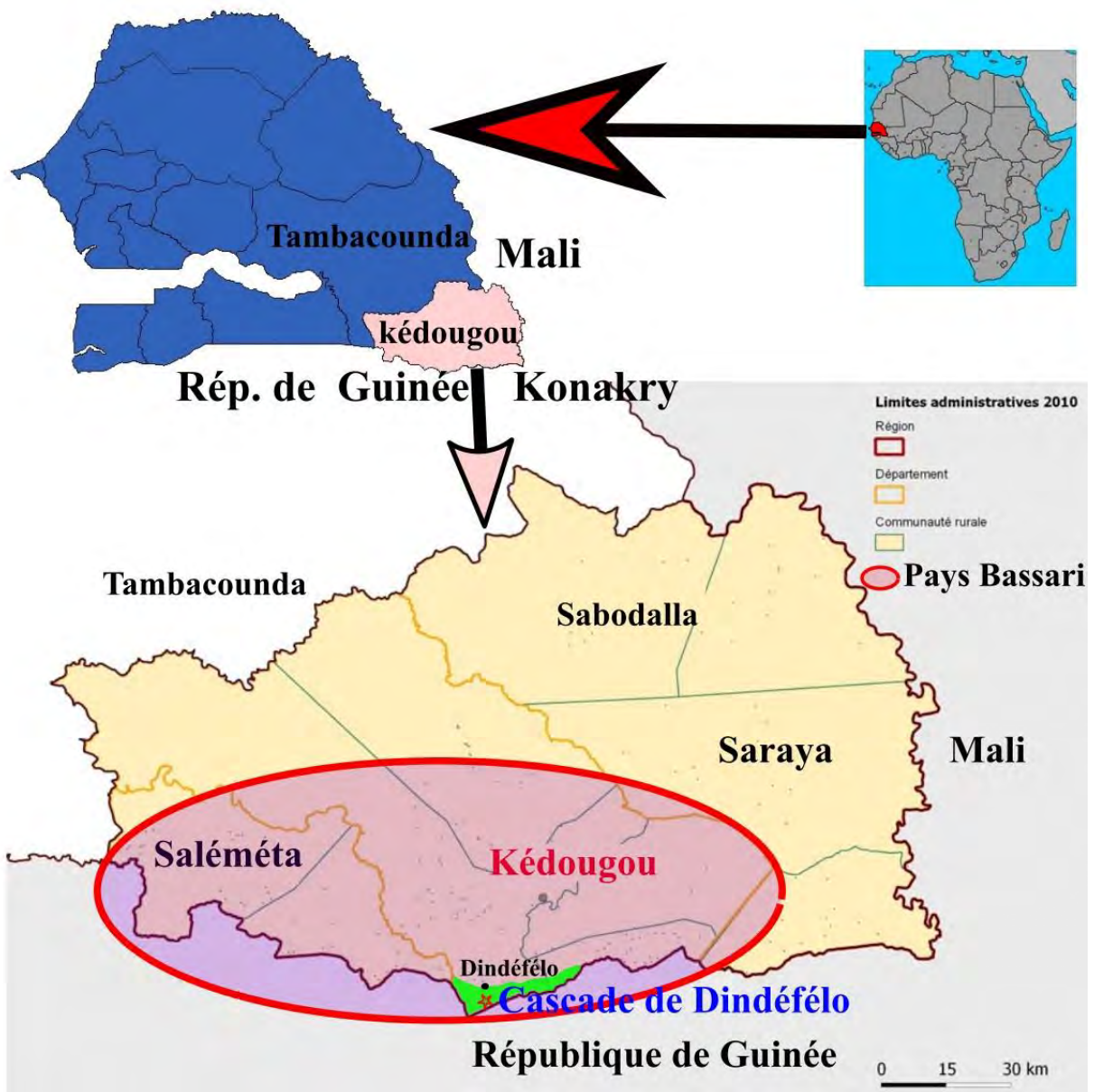


Figure 81. Carte de localisation de la RNCD et des géosites.

1.2. Le climat et la pluviométrie

La région de Kédougou est dotée d'un climat de type soudano-guinéen avec une alternance de saisons sèches et humides. Située entre les isohyètes 500 et 1500mm, elle est l'une des plus pluvieuses régions du Sénégal. Les pluies débutent entre Avril et Mai pour culminer pendant le mois d'Août et s'arrêter en Octobre. La température moyenne annuelle est de 28°C, avec une moyenne des maxima pouvant atteindre les 40°C entre Avril et Octobre. 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 ([Ecosénégal Kédougou, 2011](#)).

1.3. La géomorphologie et l'hydrographie

La géomorphologie de la région de Kédougou est assez particulière par rapport à celle du reste du Sénégal. Près de la frontière avec la Guinée se dressent les plateaux gréseux néoprotérozoïques des contreforts du Fouta Djallon avec le point culminant du pays à 581m d'altitude (Mont Sambagalou). Des collines de roches volcaniques alignées NNE-SSW dominant le bas pays. L'ensemble de ces reliefs est couvert par des latérites et des colluvions, les sols à dominance argileuse se rencontrant plutôt sur les bas versants et les piémonts.

Le réseau hydrographique est représenté par le fleuve Gambie et ses affluents (le Thiokoye notamment) et la Falémé qui prennent leur source en Guinée.

1.4. La flore et la faune

La région de Kédougou abrite une végétation (i) de forêts galerie à affinité guinéenne qui occupent les bas-fonds avec de grands arbres, (ii) de savane avec des espèces à affinité soudanienne, (iii) de forêt claire avec un mélange d'essences soudanienues dominantes et d'espèces guinéennes (Goudiaby et al., 2001).

La faune est marquée par une variété d'espèces parmi lesquelles on a des antilopes, la plupart des espèces carnivores africaines (lions, hyènes...) et des hippopotames dans la Gambie. Il est fréquent de rencontrer des phacochères, des singes et des groupes de cynocéphales, et de nombreuses espèces aviaires. Les reptiles y sont aussi représentés par les serpents, les lézards et les varans.

1.5. La population et les activités économiques

La région de Kédougou est l'une des moins peuplées du Sénégal avec une densité d'environ 7 habitants/km². Les villes les plus importantes sont la capitale régionale Kédougou, Saraya et Salémata. Ailleurs, ce sont des villages peuplés par quelques dizaines à quelques centaines d'habitants qui se trouvent reliés par des pistes. Ces dernières années, on assiste à l'érection de nouvelles zones d'habitations anarchiques à proximité des zones d'orpaillage. La population est constituée à majorité de malinkés et d'ethnies apparentées (Soninké, Diakhanké, Diallonké et Bambara) et de peuls. Ces deux groupes ethniques sont de confession musulmane. On trouve aussi les Bassaris et les Bediks de confession chrétienne et parfois animistes dans les villages situés sur le Mont Bassari. Les expressions culturelles des habitants manifestent des traits originaux dans leurs pratiques agropastorales, sociales, rituelles et spirituelles.

La RNCD se trouve dans le territoire déclaré paysage culturel du patrimoine mondial, composé par les peuples Bassari, bedik et peul du Sénégal. Ce catalogue a été octroyé en 2012 par l'UNESCO comme reconnaissance à l'intéressant acquis culturel de ce recoin de l'Ouest africain. Sa mise en place avait pour objectif stratégique de contribuer à la lutte contre la pauvreté par l'accroissement du revenu des populations partenaires à travers la promotion d'une gestion intégrée, décentralisée et participative des ressources naturelles dans la région de Kédougou en particulier dans la commune de Dindéfelo ([plan d'aménagement de la RNCD, 2012-2016](#)).

Sur le plan économique, malgré sa jeune population (55,9% ayant moins de 20ans), ses nombreuses ressources minières et une bonne pluviométrie, la région de Kédougou est la plus pauvre du Sénégal avec 86% de la population qui vit au-dessous du seuil de pauvreté ([ANSD/SRSD Kédougou, 2012](#) ; [USAID/Wula Nafaa, 2010](#)). L'activité économique y est dominée par l'élevage des bovins et caprins, l'agriculture généralement organisée en terrasses et en rizières et l'orpaillage. La zone de Dindéfelo abrite trois campements à décor local (cases) gérés par les jeunes du village. Ce dernier reçoit tous les dimanches l'un des marchés hebdomadaires les plus importants de la région de Kédougou.

2. CADRE GEOLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

L'histoire géologique de la région de Kédougou s'étend du Paléoprotérozoïque (Birimien) au Paléozoïque. Au Birimien, de -2.25 à -2.20Ga, sont formées les roches basaltiques et ultrabasiques du Groupe de Mako, témoins de la mise en place d'une croûte océanique. La fusion partielle de ces roches basiques à la suite d'une subduction aboutit à la formation de roches majoritairement dioritiques entre -2.17 et -2.14Ga, constituant la suite de Sandikounda-Soukouta. Vers -2.1Ga, des phénomènes distensifs permettent la formation du bassin silico-clastique du Groupe de Dialé-Daléma auquel succède dans l'intervalle -2.1 à -2.06Ga, 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).

Postdatant le socle Birimien, plusieurs générations de dykes et sills de dolérites mésoprotérozoïques à néoprotérozoïques se sont mises en place entre -1.5 et -0.8Ga. Les dolérites datées de l'Ectasien (-1.3Ga, Suite de Kédougou) et du Sténien (-1.15Ga, Suite de Sambarabougou) sont considérées par [Delor et al. \(2010a\)](#) comme des étapes successives d'un cycle distensif qui va aboutir à l'initiation d'un grand bassin dont le Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta représente les premiers termes du remplissage sédimentaire. Ce dernier

est constitué de deux séquences de dépôts qui enregistrent deux cycles d'enneigement puis de progradation de sédiments silico-clastiques. La première séquence (Groupe de Ségou) est la plus représentée au Sénégal (Figure 83) et débute par des dépôts fluviatiles (Formation de Kafori) alimentés par l'altération et l'érosion suivis d'un faible transport depuis le substratum birimien, recouvert localement par des épanchements rhyolitiques post-birimien (galets datés à -1.7Ga, Delor et al., 2010a). La base du cortège transgressif (Formation de Pélel) voit l'installation locale d'une plate-forme carbonatée (oolithes, stromatolithes) avec des récurrences silico-clastiques 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 silico-clastiques perdurent, se renforcent et conduisent à la progradation d'un système fluvio-deltaïque (Formation de Dindéfelo) dans un environnement marin peu profond à dynamique mixte tidale et de houle. La seconde séquence (Groupe de Madina-Kouta), moins complète en termes de cortèges de dépôt, enregistre une évolution similaire des environnements de dépôt (Figure 82).

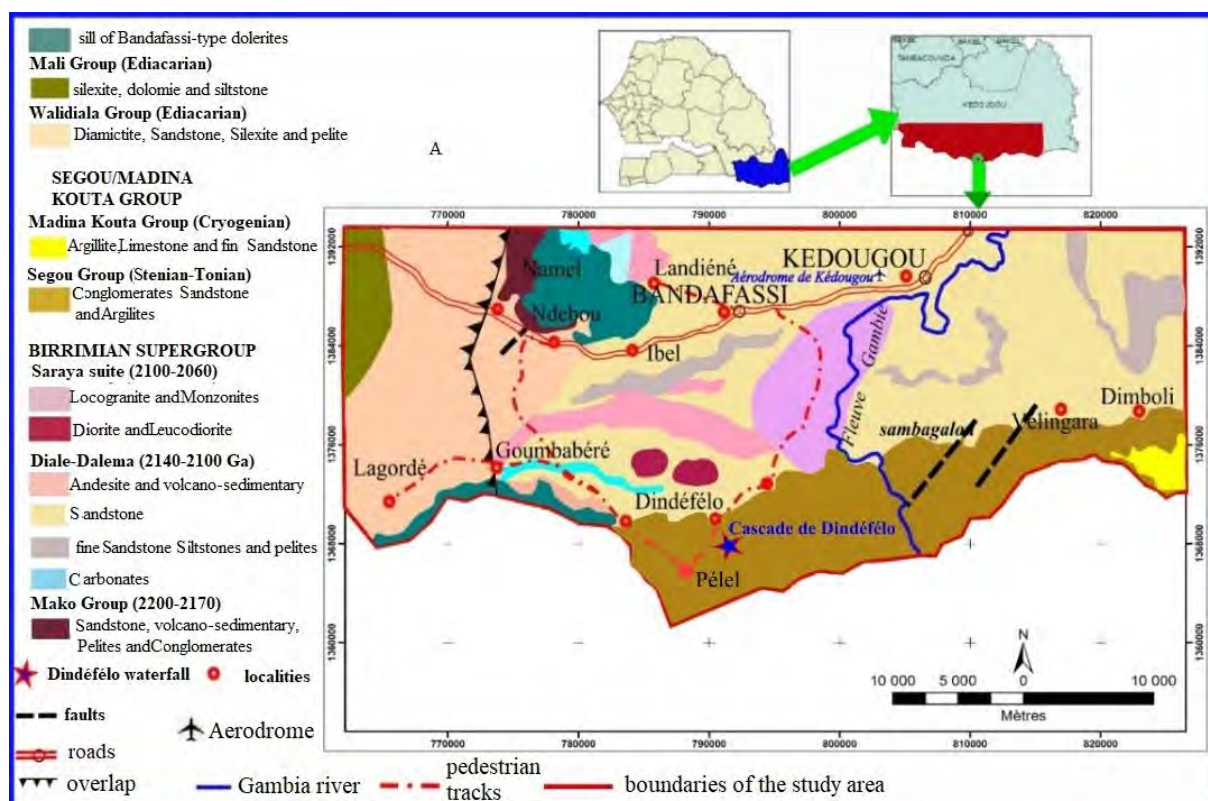


Figure 82. Carte géologique de la région de Kédougou (Delor et al., 2010b, modifiée).

Cette longue et riche histoire géologique, qui a duré environ 2000Ma, a donné lieu à de nombreux sites géologiques et géomorphologiques (géodiversité) qui, en plus des intérêts scientifiques, pédagogiques et socio-économiques, sont de véritables remparts écologiques en

constituant le dernier refuge pour des espèces biologiques fortement menacées au Sénégal. Le choix dans ce travail du géosite de la Cascade de Dindéfelo, site le plus connu et le plus visité, va nous faciliter la promotion de la géodiversité en tant que outil de préservation de la biodiversité et de développement durable de la région.

3. LE GEOSITE DE LA CASCADE DE DINDEFELO

3.1. Introduction

La cascade de Dindéfelo est un géosite localisé dans la RNCD qui a été mis en place avec un objectif stratégique de contribuer à la lutte contre la pauvreté en créant des revenus additionnels pour les populations locales à travers la promotion d'une gestion intégrée, décentralisée et participative des ressources naturelles dans la région de Kédougou, en particulier dans la commune de Dindéfelo ([Pacheco et al., 2012](#)). Cette initiative fait suite aux actions menées par le Programme Agriculture-Gestion des Ressources Naturelles « Wula Nafaa » initiées conjointement par le Département des Eaux et Forêts du Ministère de l'Environnement du Sénégal et l'USAID en janvier 2003, avec la collaboration de l'Institut Jane Goodall d'Espagne et la Fundación Biodiversidad qui s'intéressent au suivi et à la protection des chimpanzés menacés de disparition ([Camara, 2016](#) ; [USAID/Wula Nafaa : Plan d'aménagement de la RNCD, 2012-2016](#)). Ce programme a apporté un appui technique et financier à la création de la RNCD qui est située entre deux importantes zones naturelles. Au Nord et à l'Ouest sur le territoire sénégalais, on trouve le Parc National de Niokolo Koba (PNNK) qui est contiguë à celui de Badiar en Guinée-Conakry et immédiatement au Sud, on trouve le massif montagneux du Fouta-Djalou en Guinée-Conakry. Bien qu'elle n'occupe qu'une petite partie de l'aire comprise entre ces deux zones de haute valeur faunistique, la RNCD a une grande valeur en tant que corridor faunique entre les deux. L'installation de cette communauté biologique unique au Sénégal qui a abouti à la mise en place de la RNCD est possible grâce aux éléments abiotiques riches (géodiversité) et variés offrant habitats, refuges et nourritures favorable à leur développement et leur maintien.

3.2. La cascade de Dindéfelo, un géosite à valeur écologique

Le relief aux alentours de la cascade est constitué par une chaîne de collines rocheuses essentiellement gréseuses constituant des abris pour les espèces très rares dans d'autres régions plates (grands rapaces diurnes et nocturnes, petits carnivores, etc.), tandis que le « plateau » s'étendant au-dessus des collines est une zone peu fréquentée.

La RNCD abrite une faune très diversifiée constituée essentiellement de mammifères, d'oiseaux et de reptiles. Les mammifères sont dominés par les primates parmi lesquels le chimpanzé d'Afrique occidentale (*Pan troglodytes verus Schweinfurthii*) (Figure 83 ; photo 1), une espèce en voie de disparition (Ecosénégale Kédougou, 2011). Des phacochères (Figure 83 ; photo 2), des damans (Figure 83 ; photo 3), des lézards (Figure 83 ; photo 4) sont également fréquents. Parmi la faune aviaire (Figures 83 ; photo 5), on distingue des oiseaux montagnards de zones rocheuses et de forêts guinéennes dont certains sont uniques au Sénégal. La RNCD abrite également des populations de quelques espèces aviaires sérieusement menacées dans toute l'Afrique occidentale, comme des vautours et d'autres rapaces. Les ruches d'abeille (Figure 83 ; photo 6) sont aussi très fréquentes dans la RNCD.

Les chimpanzés sont suivis par l'Institut Jane Goodall d'Espagne depuis 2008. Les informations fournies par cet Institut sur l'avifaune (Fernandez-Garcia et al., 2013) ont amené BirdLife International, l'organisation mondiale de référence en conservation des oiseaux, à inscrire la RNCD sur la liste IBA (Important Bird and Biodiversity Area). Cette reconnaissance vient renforcer l'importance de la RNCD pour la biodiversité.

La conservation des forêts-galeries aux alentours de la cascade, un habitat particulièrement précieux pour la faune en raison de sa richesse en ressources alimentaires, abri, ombre et eau, y est bien développée. Les forêts semi-décidues sur les pentes bordant la vallée menant à la cascade, bien conservées constituent un autre habitat qui génère des conditions favorables pour de nombreuses espèces animales et végétales.

L'accès à la RNCD est compliqué car il n'y a pas de routes pavées menant à la réserve et la zone du plateau est accessible uniquement à pied ; par conséquent, le braconnage y est fortement réduit.



Figure 83. Faune de la RNCD. Photo 1 : *Pan troglodytes* versus *Schweinfurthii* (Chimpanzé) ; Photo 2 : *Phacochères* ; Photo 3 : *Daman* de la RNDC ; Photo 4 : *Lézard* ; Photo 5 : *Oiseau* dans la RNCD ; Photo 6 : *Ruche d'abeille*.

3.3. La cascade de Dindéfelo, géosite d'intérêt socio-économique et touristique

La RNCD est surtout célèbre par ses cascades, dont la plus connue et la plus visitée est celle de Dindéfelo. Nichée au fond des contreforts du Fouta Djalon, à 739km de Dakar, la cascade de Dindéfelo, portant le même nom que la commune (10473habitants), est taillée dans la formation gréseuse néoprotérozoïque inférieur de Dindéfelo. Les eaux de la chute proviennent de sources de résurgence situées sur le plateau de Dandé, village qui surplombe la cascade, au niveau de la grotte historique de Dandé, en République de Guinée sur une hauteur de l'ordre de 110m (Figures 84 et 85).

La Cascade de Dindéfelo est la plus élevée du Sénégal, mais aussi, la plus accessible de toutes les autres cascades de la RNCD (Ségou, Pélel, et Afia). Elle dispose aussi d'une large piscine de 2 à 3m de profondeur, lieu de baignade des visiteurs et des populations locales. Elle a été déclarée, en 2011, patrimoine mondial ([Paysages Culturels Bassari, Peul et Bédik, 2011](#)). L'eau de la chute s'écoule vers le Nord le long d'un ruisseau à écoulement superficiel sur 1100m puis souterrain avant de rejoindre le Thiokoye, affluent de la Gambie (Sow et al., 2013). Sa source coule, sans discontinuité toute l'année. C'est un abreuvoir pour les animaux et un lieu de bains rituels pour les enfants du village et des visiteurs.

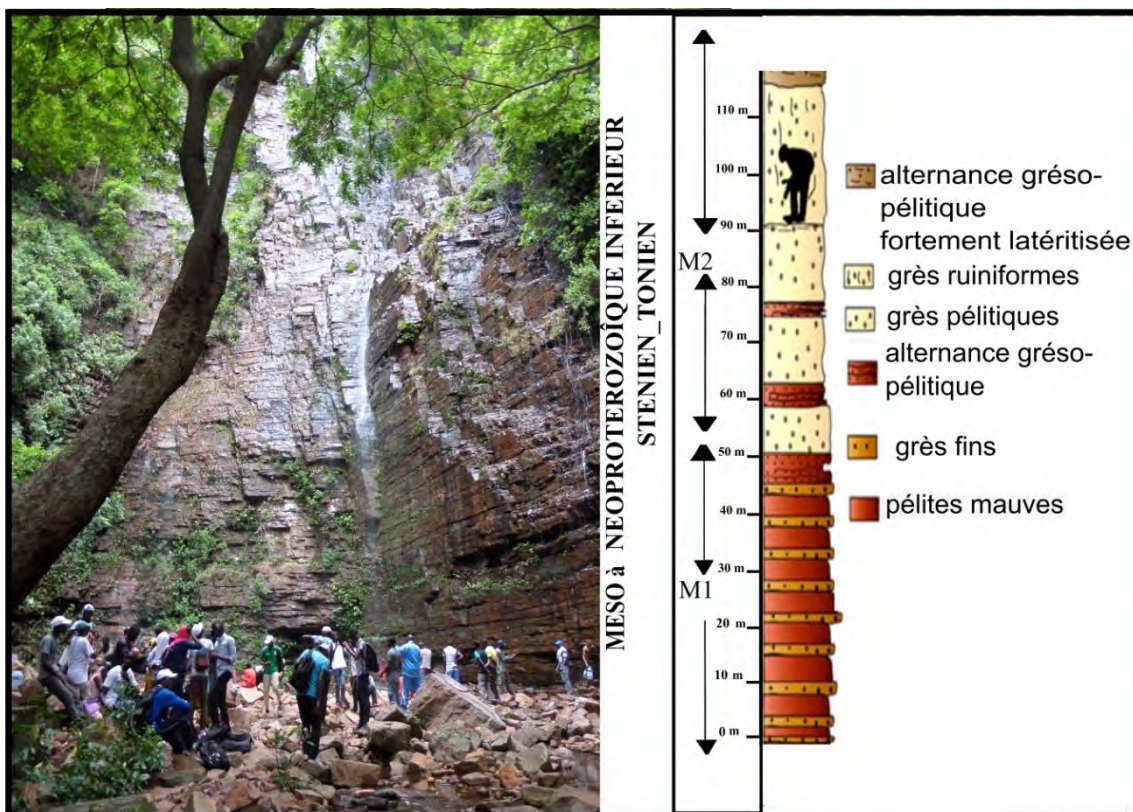


Figure 84. Cascade de Dindéfelo et Log stratigraphique correspondant



Figure 85. Cascade de Dindéfelo. Vue de la partie supérieure montrant les fracturations caractéristiques de la Formation de Dindéfelo.

De Dakar, le visiteur peut voyager par voie terrestre via les bus de transport inter-urbain menant à Kédougou ou par voie aérienne jusqu'à l'aérodrome de Kédougou. À partir du centre-ville de Kédougou, on peut accéder à Dindéfelo par voiture en empruntant une piste latéritique.

Une demi-heure de marche est nécessaire pour arriver à cette cascade, mais le spectacle au bout de l'effort vaut tous les sacrifices. L'endroit est d'une beauté à couper le souffle, à braver tous les interdits et à annihiler toutes les légendes. La pulvérisation d'une partie de l'eau en fines gouttelettes au cours de sa chute le long de la falaise crée une brume d'embruns et humidifie l'air (Adam, 1965). Ce processus engendre un microclimat humide dans une région aux conditions climatiques marquées par une longue saison sèche. L'encaissement de la vallée en forme de gorge a pour conséquence une augmentation de l'humidité relative et une baisse de température à proximité de la cascade. L'eau de la chute est aujourd'hui exploitée comme eau de source par la population et commercialisée un peu partout au Sénégal permettant à la fois la création de revenus et d'emplois au sein de la population.

La cascade de Dindéfelo, par sa chute d'eau, son microclimat et sa riche biodiversité reçoit un nombre de plus en plus important de visiteurs : touristes, étudiants et chercheurs.

Aujourd'hui, plus qu'un lieu de tourisme, la cascade de Dindéfelo joue un rôle très important dans l'économie de la localité. Pourvoyeuse d'emplois, elle a permis à plusieurs jeunes de la localité d'investir dans leur terroir en mettant en place des campements pour accueillir des touristes.

A ces débuts, les visites à la cascade étaient gratuites, mais, étant conscientes des énormes avantages qu'elle regorge, les autorités municipales ont décidé de rentabiliser les activités qui gravitent autour d'elle. Les visites sont désormais payantes, ce qui permet à la mairie de recouvrer 3 à 5 millions de FCFA par année en fonction du nombre de visiteurs étrangers qui varie entre 1200 et 2000 par an, même si l'apparition du virus hémorragique Ebola en Guinée proche a porté un sacré coup de frein à l'affluence touristique ces dernières années.

Ce site est devenu, depuis quelques années, un lieu touristique très important pour la localité avec des activités sportives et culturelles riches et diversifiées. Le village de Dindéfelo est doté d'un centre d'accueil dirigé par un Directeur accompagné de 8 personnes originaires de la commune dont six (6) éco-gardes formés en gestion comptable administrative et financière, conduite de patrouilles, rédaction de procès-verbaux, suivi des indicateurs biologiques, accueil et communication, planification, informatique.

Dans la Réserve Naturelle Communautaire de Dindéfelo il y a six (6) campements touristiques, dont deux (2) sont de gestion communautaire. Pour leur construction les matériaux de la région tels que le bambou, la paille ou le torchis ont été utilisés, et l'architecture peul traditionnelle a été respectée. De cette façon, les campements s'intègrent dans le paysage.

Le tourisme est l'une des activités les plus importantes dans la Réserve. Il permet de conserver l'espace protégé, il rapporte des bénéfices économiques et crée de l'emploi. Les bénéfices dérivés du tourisme provenant des campements de gestion communautaire sont destinés à financer des projets en vue d'améliorer le cadre de vie de la population locale tels que l'investissement dans les services publics comme les dispensaires, les sanitaires ou les écoles, la réparation de puits, etc...

Les recettes provenant par exemple du Campement villageois de Dindéfelo, implanté par les populations presque au bas de la montagne permettent de payer l'impôt pour tout le village. Pour s'acquitter de ce devoir civique, les autorités prélèvent une partie des recettes générées par le campement villageois pour honorer la taxe rurale de tous les chefs de ménage. L'argent collecté permet aussi d'aider les malades démunis, de réparer les deux forages du village en cas de panne et d'assurer les repas servis pendant les cérémonies religieuses dans la grande mosquée. L'infrastructure, constituée de dix cases et d'une grande salle de réunion, sert d'hôtel aux touristes venus visiter les cascades, la grotte ou la source de Dandé, les empreintes du chasseur de Tépéré, etc...

Éclairé grâce à l'énergie solaire, le campement villageois de Dindéfelo accueille souvent des touristes. La pension et les nuitées varient selon les options, avec des pics de recettes mensuelles aux mois d'août, d'avril et de décembre. Les populations ont, ainsi, rentabilisé les nombreuses visites des sites naturels de leur village. Avant, les touristes venaient visiter la cascade et d'autres curiosités, puis retournaient aussitôt ; ceux d'entre eux qui souhaitaient passer la nuit, n'en avaient pas la possibilité.

Dindéfelo est aussi connu pour son pain de singe, son fonio, son karité, son huile de palme, son pain local, son miel et beaucoup d'autres produits, qui constituent les principales ressources économiques de la localité et surtout pour les femmes, actrices sûres du développement rural.

La population constituée en majorité de peuls et de malinkés, vit essentiellement d'agriculture, d'élevage et de tourisme. Elle voue à la cascade un réel respect parce qu'elle lui

doit presque tout. Si aujourd'hui le village de Dindéfélo est mondialement connu, c'est grâce à cette cascade qui a permis l'installation d'une diversité biologique rare par rapport au reste du pays, qui lui a valu son érection en communauté rurale et ensuite en commune. L'avenir de la commune ainsi que son développement sont liés à ce géopatrimoine.

3.4. La cascade de Dindéfélo, géosite d'intérêt historique

Manga Dian Pathé Traoré, un valeureux chasseur, s'enfonce dans les tréfonds de la forêt kédovine à la quête de gibiers. L'endroit est ombragé et le soleil perce les lieux par intermittence. Au loin, le chuintement gracile d'une eau qui coule attise sa curiosité. Il tend l'oreille et poursuit sa marche. Quelle ne sera sa surprise ! Quand, au bout de 20 à 30 minutes, il tombe sur une source d'eau claire alimentée par une cascade qui s'échoue au pied des contreforts du Fouta Djallon et l'appela « Dindéfélo » ou « près, ou au pied de la montagne ». Le nom restera. A l'orée, le gibier y était abondant et le pâturage très vert. Mais, aujourd'hui, beaucoup d'espèces ont disparu ou sont fortement menacées. Cette histoire montre l'importance historique de la cascade de Dindéfélo comme support de la biodiversité dans la région.

3.5. Les groupements de femmes et la transformation des céréales

La commune de Dindéfélo a accueilli son centre d'appui à l'autopromotion locale le 22 février 2016, grâce au soutien du *Rotary Club Passau-Dreiflüssestadt d'Allemagne* en partenariat avec l'Association d'appui aux initiatives locales et à l'environnement. Le centre permettra aux femmes et aux jeunes d'apprendre des métiers comme la couture, la coiffure, la restauration, l'initiation à l'informatique et la transformation des produits locaux. Le centre vise à promouvoir l'insertion dans le tissu économique les filles et les garçons ayant abandonné l'école à travers une formation professionnelle, trouver une alternative à la déperdition scolaire et accompagner les femmes dans la transformation des produits locaux, le tout dans un environnement sain afin de permettre aux apprenants de créer des emplois et par conséquent de la valeur ajoutée.

Dans la commune de Dindéfélo, plusieurs groupements de femmes s'activent dans différentes filières (Production et transformation du fonio et de produits de cueillette (pin de singe, tamarin...), maraîchage, Tontine, riziculture, production d'arachide, petit commerce et élevage...) dans le but d'améliorer leurs conditions de vie. La mise en place d'une fédération des transformatrices et l'appui à la construction d'un complexe de transformation à Dindéfélo vont contribuer à l'harmonisation du processus de fabrication et de la qualité et à faciliter la collecte des produits. Plusieurs organismes nationaux et internationaux aident les femmes dans

la diversification de leurs activités. Ils supportent les associations de femmes dans le maraichage, dans l'entrepreneuriat féminin rural avec la transformation des céréales, fruits et légumes dans le but d'augmenter la valeur ajoutée et les revenus.

3.6. Le marché hebdomadaire

Depuis les années 1980, dans un contexte de désengagement de l'État consécutivement à l'application des Programmes d'Ajustement Structurel (P.A.S), les zones frontalières ouest africaines connaissent une intense circulation marchande. En effet, entre le Sénégal et la Guinée Conakry en particulier, les zones frontalières sont le théâtre d'une intense activité marchande portée par les marchands et les consommateurs. Cette connexion spatiale entre les différents points de l'espace marchand traduit une forme d'intégration sous-régionale et permet une articulation entre des espaces situés de part et d'autre de la frontière. C'est le cas de Dindéfelo, trait d'union entre le Sénégal et la Guinée Conakry.

Les habitants de Dindéfelo, de la région de Kédougou en général et de la Guinée se donnent rendez-vous tous les dimanches à la place du marché pour échanger des produits locaux mais aussi en profiter pour se ravitailler en produits manufacturés venus de l'intérieur du pays. L'un des spectacles les plus frappants c'est de voir des femmes chargées, dévaler la montagne pour se rendre au marché hebdomadaire de Dindéfelo tous les dimanches. Avec ténacité, dextérité et courage, elles descendent des collines le matin pour retourner le soir, et transpirent avec beaucoup de dignité. Cette rencontre commerciale réunit des populations venues des villages de la Guinée Conakry à quelques encablures de là et des autres villages sur les sommets des collines comme sur les flancs.

3.7. La cascade de Dindéfelo, un géosite à valeur scientifique et pédagogique

Géologiquement, la RNCD renferme une grande variété de roches, notamment sédimentaires appartenant à deux Supergroupes (Figure 86), Ségou/Madina Kouta Méso-Néoprotérozoïque et Mauritanides d'âge Néoprotérozoïque (Deynoux et al., 1993 ; Delors et al., 2010a ; Fullgraf et al., 2010a). La base du Supergroupe 1 (groupe de Ségou) discordante sur le socle birimien, est observable dans la vallée de Walidiala. Elle est constituée par un faciès grés-conglomératique dominant à matrice grés-silto-calcaire surmonté de calcaires oolithiques et des argilites silteuses carbonatées rouges à stromatolites et à intercalations de calcarénites (Formation de Pélel) et se termine par des grès ruiniformes à stratifications entrecroisées, rides de courant et litages lenticulaires (Formation de Dindéfelo). La partie supérieure, Groupe de Madina Kouta, est absente dans cette partie du bassin. Le Supergroupe

2 ou Supergroupe des Mauritanides commence dans la vallée de Walidiala par un conglomérat glaciaire matrice-support à clast-support, la tillite, discordante sur le groupe de Ségou suivi d'une alternance d'argilites plus ou moins silteuses à galets lâchés (dropstones) et de bancs lenticulaires de siltites gréseuses fines à Hummocky Cross Stratification (HCS) et de barres gréseuses plurimétriques. Cet ensemble est surmonté par des calcaires dolomitiques ou des dolomies décrites sous le terme de « cap carbonate / dolostone » dans la littérature, des barres de silexites à faciès de jaspe puis des pélites et siltites surmontées de grauwackes.

Les dépôts de la falaise au niveau de la cascade appartiennent à la Formation de Dindéfelo d'âge Néoprotérozoïque inférieur (Deynoux et al., 1993 ; Delors et al., 2010a ; Youm, 2012), subdivisée en deux membres : un membre inférieur constitué de grès à lamines de pélites mauves, et un membre supérieur constitué de grès fortement fracturés « ruiniformes » avec des interbancs grésio-pélitiques de plus en plus rares vers le sommet. Cette formation repose en discordance sur les grès, pélites calcaires et conglomérats à stromatolithes et à roches basiques qui affleurent 1km plus à l'Ouest où ils sont surmontés par des formations fluvio-glaciaires montrant l'existence d'une ancienne période glaciaire dans la zone.

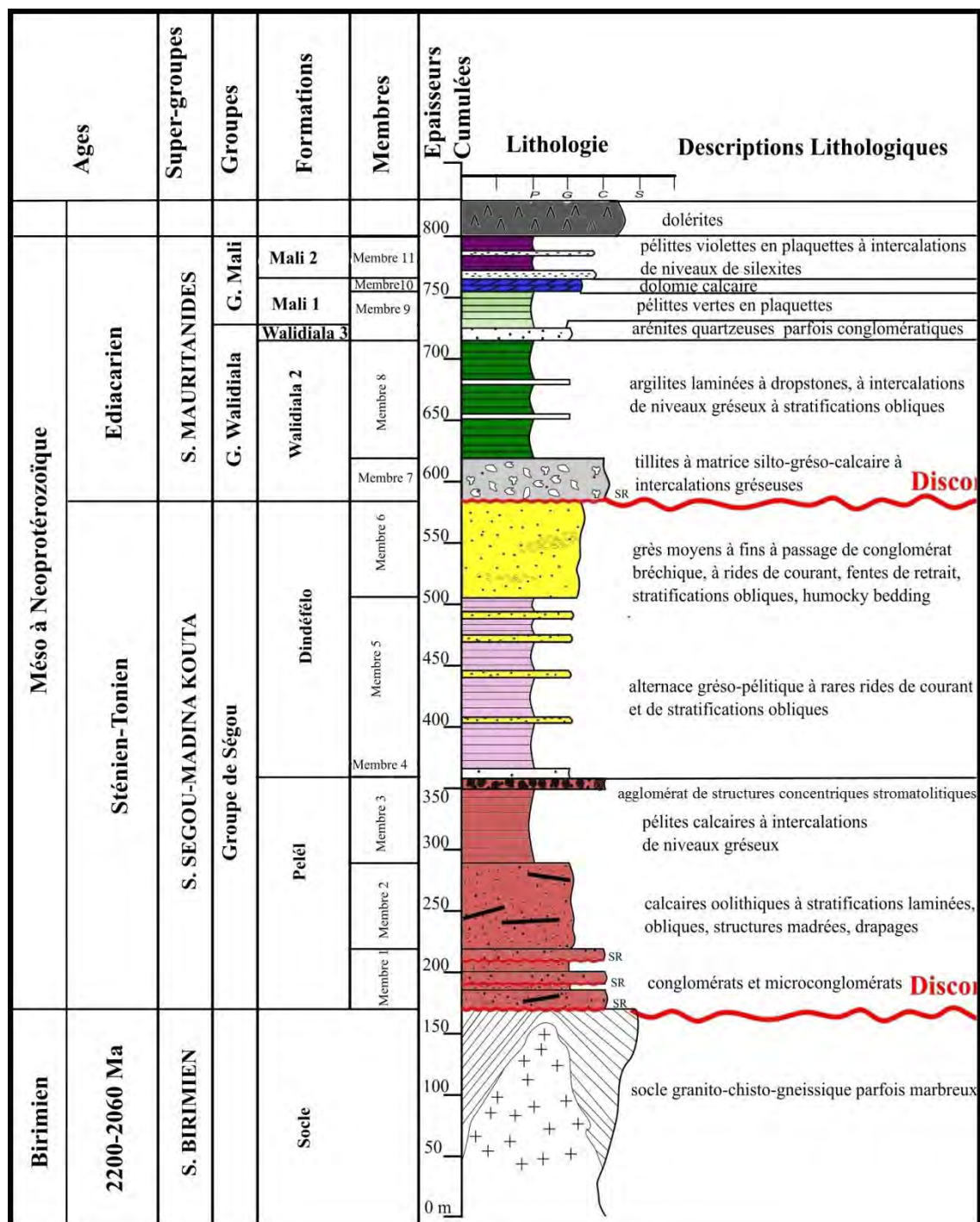


Figure 86. Coupe lithostratigraphique synthétique de la zone de Dindéfelo

Les grès de la formation de Dindéfelo (Sarr et al., 2012) sont affectés par des fracturations conjuguées d'orientations NW-SE, WNW-ESE et NNE-SSW entre Dindéfelo et Pélel et d'orientation NNW, NE et ENE entre Dindéfelo et Ségou. Ces fracturations sont très marquées et provoquent un débit en bloc sous forme de losanges et un aspect en ruines d'où l'appellation de « grès ruiniformes ».

Cette géodiversité, qui englobe aussi bien la géologie que le paysage qui l'accompagne, favorise la formation de cascades, de cavernes et l'installation d'une biodiversité (faune et flore particulières) qui font la popularité de cette zone sur le plan écologique.

Le microclimat aux environs de la cascade a permis l'installation d'une flore ligneuse diversifiée à prédominance guinéenne (Goudiaby et al., 2001). Les différents micro-écosystèmes autour de la chute abritent une microflore à diatomées riche de 62 espèces appartenant à 28 genres (Sow et al., 2013) qui illustrent la variété d'habitat de ces micro-algues : (i) aquatiques fixées sur des rochers dans la marre et le long du ruisseau, (ii) aériens humide sur le flanc de la cascade et sur des fougères et (iii) aériens sec dans la caverne.

La RNCD et particulièrement la cascade de Dindéfelo reçoit également des visites pédagogiques et de détente de nombreux établissements scolaires venant surtout des régions de Kédougou et Tambacounda (Figure 87 ; photo 1). Les étudiants en Géosciences du département de géologie et de l'institut des Sciences de la Terre de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar et leurs encadreurs (Figure 87 ; photo 2) font chaque année leur école de terrain dans la zone vue les bonnes conditions d'affleurement des formations géologiques. Les écoliers fréquentent aussi l'endroit pour étudier la biodiversité et les phénomènes géologiques.



Figure 87. Cascade de Dindéfelo, espace pédagogique et de détente ; **Photo 1 :** La cascade espace de détente ; **Photo 2 :** Etudiants en école de terrain.

3.8. Mythes et légende du secteur de Dindéfelo

Les derniers contreforts du Fouta Djallon, constituant « les murailles » de la région de Kédougou, sont jalonnés d'histoires. Autant de mythes et de légendes façonnés à partir de la montagne rythment la vie des populations, dans cette partie orientale du « pays du soleil levant sénégalais ». La cascade a été toujours entourée d'un certain mysticisme et les circoncis y étaient regroupés durant les cérémonies d'initiation. Semi-fermée, difficile d'accès avec un

micro climat à la limite doux, la cascade était un endroit où jadis le lundi et le jeudi, il était interdit de s'y rendre. La « forêt de termitières » qui jalonne le site renferme selon les populations autochtones beaucoup d'esprits et de mystique.

Au nombre des mythes et légendes figure la « malle » de Pélel, située dans la RNCD à sept kilomètres de Dindéfelo, malle mystiquement suspendue sur les flancs de la montagne par la nature. Les habitants disent qu'elle contienne des richesses, des pierres précieuses comme de l'or ou du diamant. Cette malle fait l'objet de plusieurs convoitises et de curiosités, mais gare à ceux qui s'en approchent. Cette valise résiste encore au temps. Personne n'ose l'ouvrir, parce qu'il y a des abeilles qui veillent et qui font la sentinelle. Selon les populations locales, les gens qui s'en approchent pour en avoir le cœur net ne trouvent pas les clefs pour ouvrir les cadenas. S'ils retrouvent les clefs, c'est le cadenas qui devient invisible ; jamais les deux à la fois selon la légende. La grotte de Dandé et la source de la cascade sont également entourées de mythes et légendes.

3.9. Les géosites associés au géosite de la cascade de Dindéfelo

En plus de la cascade de Dindéfelo, objet de cette étude, l'inventaire préliminaire a permis d'identifier treize géosites dans la RNCD. Il s'agit de *i)* Des cascades de Ségou, situées au Sud-Ouest de Dindéfelo (Figure 88) et de Pélel dans la vallée de Kondoodji à environ 5km du village de Dindéfelo et d'Affa (Figure 89) ; *ii)* Du fleuve Gambie qui traverse la RNCD dans ses parties sud et est (Figure 90) ; *iii)* Du socle montrant des géosites structuraux et sédimentaires (Figure 91) ; *iv)* Des marbres rubanés de Walidiala et Koukoudji (Figure 92) ; *v)* Des structures et figures sédimentaires de la formation grés-carbonatée de Pélel et des grès de Dindéfelo (Figure 93) : drapages préservés sous forme de flaser et de wavy-bedding, galets mous et copeaux de boue argilo-silteuses remaniés au sein des bancs les plus épais, litage lenticulaire et oblique (plan, arqué, entrecroisé, plus rarement sigmoïdal), rides de vague, de courant, de clapot et d'interférence souvent associées à des fentes de dessiccation sur le toit des bancs ; *vi)* Des fracturations des grès ruiniformes dans la partie supérieure des grès de la formation de Dindéfelo, entraînant un débit en bloc sous forme de losanges et portant des rides de courant. Ces fracturations sont à l'origine des « Dents de Dandé » surplombant la plaine de Dindéfelo (Figure 94) ; *vii)* De la grande vallée de Nandoumari située entre Nandoumari et Pélel, lieu de regroupement des primates pendant la nuit et les périodes très chaudes ; *viii)* Des stromatolites du Groupe de Ségou (Figure 95) qui affleurent dans la vallée de Walidiala sous forme de boules de calcaires cristallins remaniés, emballés dans une matrice d'argilites

carbonatées qui coiffent la formation calcaire de Pélel du groupe de Ségou. On les rencontre également vers Afia et dans le conglomérat de base de Pélel toujours sous forme remaniée ; ix) Les formations glaciaires (Tillites) dans la vallée de Walidiala (Figure 96) ;



Figure 88. Cascade de Ségou. Vue de dessus

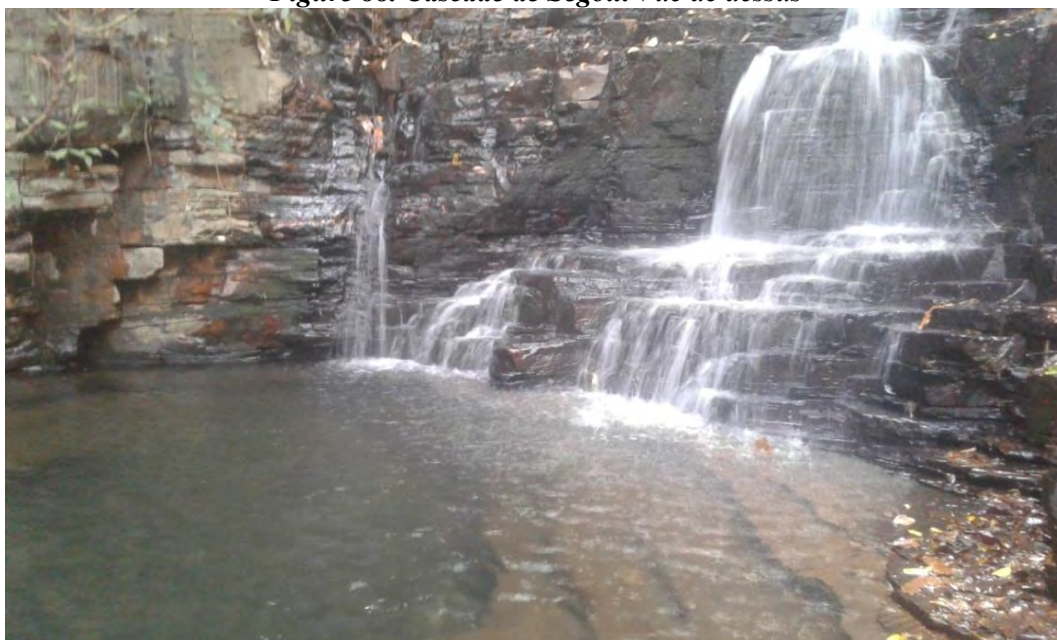


Figure 89. Cascade d'Afia.



Figure 90 : Le Fleuve Gambie. Le long des collines de Tépéré

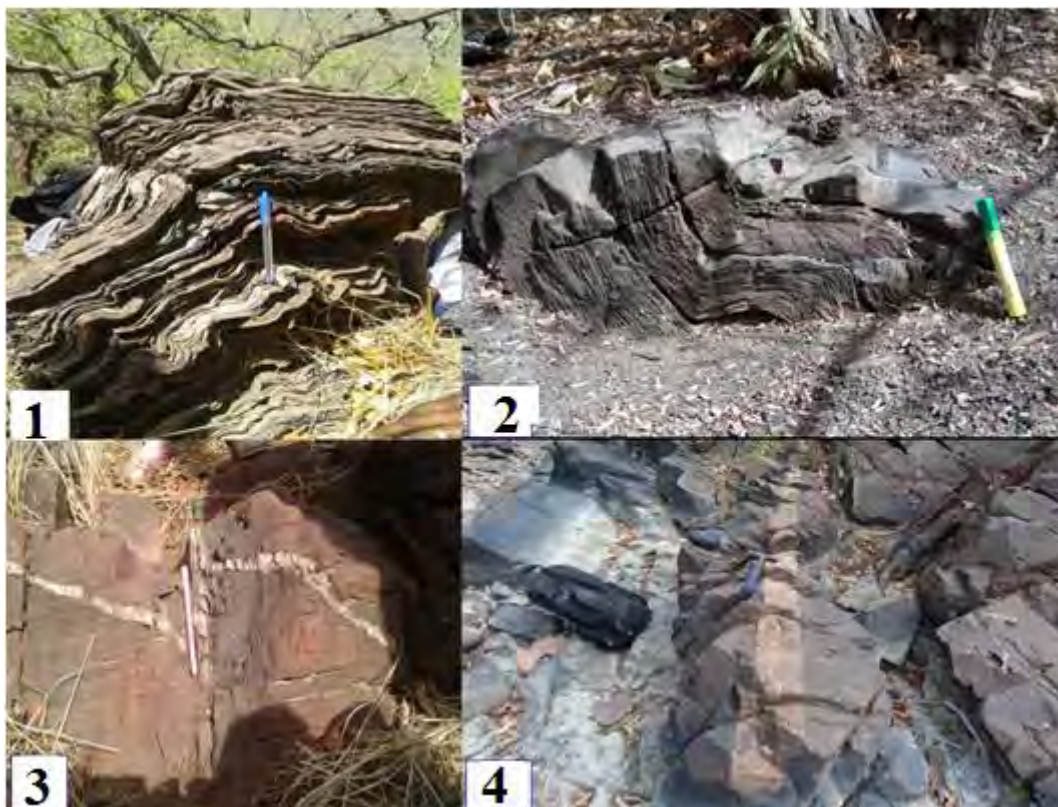


Figure 91. Socle birimien et déformations. Photo 1 : Calco-schistes sur la colline de Hassana Diallo ; Photo 2 : Plissement dans les schistes birimiens de la vallée de Walidiala ; Photo 3 : Faille remplie de calcite recristallisée calco-schistes birimiens du ravin de Guinée ; Photo 4 : Faille listrique et recristallisation affectant les calco-schistes birimiens du ravin de Guinée dans la vallée de Walidiala.



Figure 92. Marbres et schistes birimiens de Walidiala. Photo 1 : Filon de recrystallisation dans les marbres rubanés de Walidiala ; **Photos 2 et 3 :** Plissement des filons de recrystallisation dans les marbres rubanés de Walidiala et Koukoudji ; **Photo 4 :** Schistes de Walidiala fortement plissés par endroits.

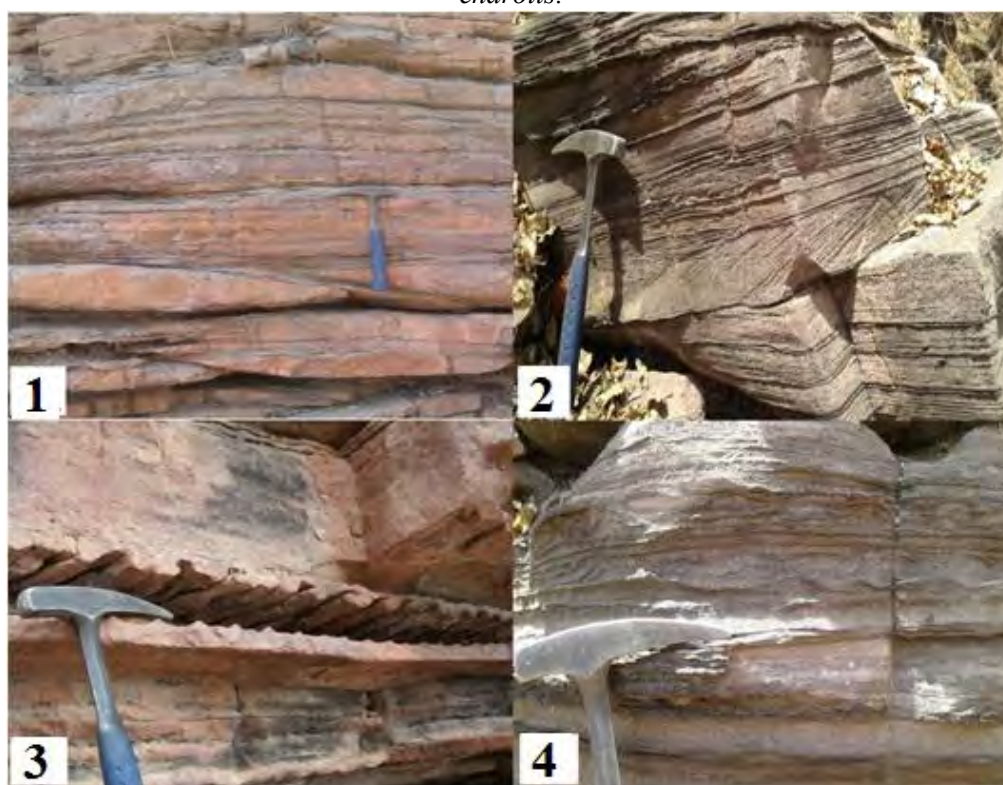


Figure 93. Structures sédimentaires dans les formations gréseuses de Dindéfelo et dans les faciès carbonatés de la formation de Pélel. Photo 1 : Lenticular bedding dans les grès ruiniformes de Dindéfelo ; **Photo 2 :** Stratifications planes, obliques et surfaces érosives sur les calcarénites de la Formation de Pélel ; **Photo 3 :** Rides de courant vues en coupe dans les grès ruiniformes de Dindéfelo ; **Photo 4 :** Rides de courant fossilisées dans les calcarénites de la Formation de Pélel.



Figure 94. Dents de Dandé dans les grès ruiniformes (Tonien) près de la cascade de Dindéfelo



Figure 95. Stromatolites dans les formations grésocalcaires du Groupe de Ségou.



Figure 96. Les formations glaciaires (Ediacarien) de la RNCD. Photo 1 : Formations glaciaires massives (conglomérat) ; **Photos 2 et 3 :** Formations glaciaires laminées à dropstones ; **Photos 4 et 5 :** Dropstones dans les formations glaciaires ; **Photo 6 :** Niveau de microconglomérat ferrugineux intercalé dans les formations glaciaires laminées.

x) Plusieurs discordances d'âge différent sont observables dans la RNCD (Figure 97) : discordances du Groupe de Ségou sur le socle birimien et du Supergroupe sur le Groupe de Ségou (Figure 97) ; xi) La grotte de Dandé : le village de Dandé a été fondé en 1945 par les frères Manga Kouladio Diallo et Manga Véro Binté Diallo qui venaient de Douari en République de Guinée Conakry. Ces autochtones fuyaient le joug colonial qui leur enlevait leurs bêtes. Plus tard, par vagues successives, d'autres arrivèrent en provenance du même pays. Le haut plateau, au-delà de ses étendues de savanes avec quelques composantes ligneuses, présente des grottes parmi lesquelles la grotte historique de Dandé (Figure 98) qui reçoit beaucoup de visiteurs. Ces lieux étaient jadis habités par les Bediks et les bassaris, des animistes qui vivaient dans ces cavernes afin d'échapper à l'islamisation de Karamokho Alpha Yaya (roi de Labé en Guinée) ; xii) Des empreintes de « pas » de Tépéré Diang Toung sur la cuirasse ferrugineuse paléozoïque qui couvre les formations granitiques birimiennes (Figure 99), correspondent d'après la légende, aux empreintes d'un « pas » de chasseur et le sabot du gibier qu'il poursuivait qui sont restés gravés sur la latérite au niveau du village mythique de Tépéré Diang Toung. Le visiteur est étonné par cette image qui date de longtemps. xiii) la forêt des termitières sur le plateau de Dandé qui est l'une des plus spectaculaires constructions biologique actuelles dans la région (Figure 100).

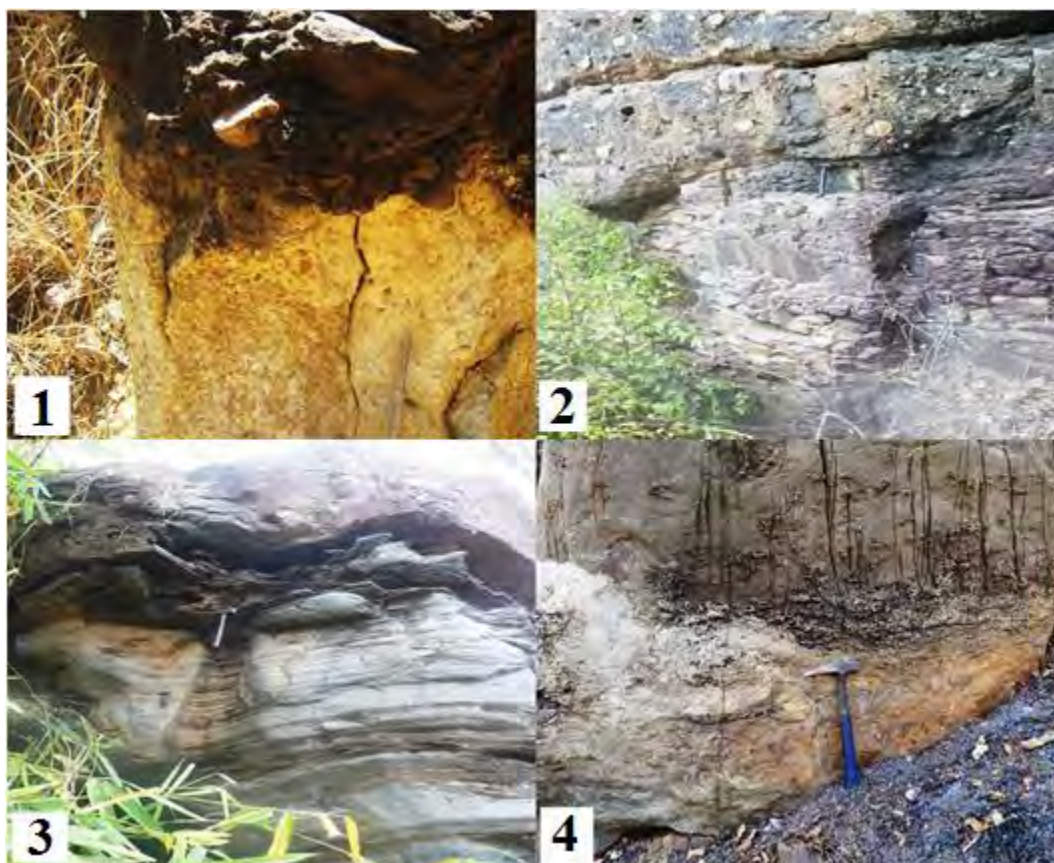


Figure 97. Discordances dans les formations géologiques de la RNCD. Photo 1 et 3 : Discordance Groupe de Ségou/socle birimien) ; Photo 2 : Discordance Supergroupe 2/ Groupe de Ségou ; Photo 4 : Discordance Groupe de Mali/Groupe de Walidiala.



Figure 98. Grotte de Dandé creusée dans les formations néoprotérozoïques inférieur de Dindéfelo. Photo 1 : Vue de dessus de la grotte avec une chute d'eau ; Photo 2 : Piste à l'intérieur de la grotte ; Photo 3 : Caverne dans la grotte.



Figure 99. Empreintes de « pas » de chasseur de Tépéré sur la latérite (Paléozoïque) couvrant les formations birimiennes. **Photo 1 :** Empreinte de « pas » de chasseur ; **Photo 2 :** Empreinte de « sabot » de gibier.



Figure 100 : La forêt des termitières sur le plateau de Dandé

4. DISCUSSION ET CONCLUSION

Le géosite de la Cascade de Dindéfélo fait partie de la Réserve Naturelle Communautaire de Dindéfélo (RNCD), créé pour préserver la biodiversité et assurer le développement durable de ce territoire. Dans ce contexte, seulement la biodiversité a été prise en considération. Ce géosite fait partie aussi des Pays Bassari qui ont été classés patrimoine mondial en 2012, en se basant sur les critères III, V, VI de la convention du patrimoine mondial. Ces critères privilégient surtout le patrimoine culturel de la région sans tenir en compte son patrimoine géologique et géomorphologique (géopatrimoine) qui constitue les éléments naturels qui ont façonnés et qui ont préservés cette culture tout en constituant en même temps le support de la biodiversité, ce qui a maintenu les populations locales et a empêché leur exode.

Selon la convention du patrimoine mondial culturel et naturel de l'UNESCO (1972), est considéré comme patrimoine naturel «...les formations géologiques et géomorphologiques et les zones strictement délimitées constituant l'habitat d'espèces animales et végétales menacées, qui ont une valeur universelle exceptionnelle du point de vue de la science ou de la conservation... ». Cette définition montre de façon très claire le lien entre les notions de la biodiversité et de la géodiversité, ce qui n'a pas été pris clairement en compte dans le classement du Pays Bassari en tant que patrimoine mondial. Autrement dit, le lien entre la géographie, les traits morphologiques, les expressions culturelles et les pratiques agropastorales, sociales, rituelles et spirituelles des populations locales avec leurs environnements naturels y ont été clairement mentionnés. L'environnement dans ce contexte inclut implicitement toutes les composantes du patrimoine naturel y compris la diversité géomorphologique mais pas géologique ; même si c'est cette dernière qui a participé à façonner la géomorphologie (nature des roches, reliefs, fracturations...).

Dans le cadre de cette étude, nous avons essayé de démontrer l'importance de la géodiversité dans la reconstitution de l'histoire de la Terre et en tant que support de la diversité culturelle matérielle et immatérielle et de la biodiversité en prenant comme exemple le géosite de la cascade de Dindéfélo qui fait partie de la RNCD et du Pays Bassari. Ce géosite, représente, en plus de son paysage scénique, un témoin de l'histoire géologique de cette partie de notre planète Terre pendant le Néoprotérozoïque et constitue l'habitat naturel de plusieurs espèces animales et végétale menacées ou en voie de disparition et qui ont une valeur exceptionnelle du point de vue de la science ou de la conservation. Ce massif offre aussi une grande diversité abiotique ou géodiversité, des roches de natures et d'âges variés et des paysages

géomorphologiques faits de cascades, grottes et plateaux, compatible avec l'installation d'une diversité biotique particulière, fortement menacée.

Au Sénégal, la plupart des sites classés sont des sites historiques ou préhistoriques ou de biosphère (parcs, réserves...). Sur les quelques sites naturels classés, peu d'attention a été accordée aux aspects géomorphologiques et géologiques qui conditionnent la présence des éléments biotiques qui font l'objet de protection. Ainsi, le contexte géologique qui a permis la formation des cascades, des grottes et des paysages compatibles avec l'installation d'une flore et d'une faune riches et diversifiées dans le Pays Bassari a retenu peu d'attention malgré les études géologiques réalisées dans la zone. Cette géodiversité qui constitue un véritable réservoir de biodiversité et sert de refuges écologiques pour de nombreuses espèces végétales et animales menacées et souvent en voie d'extinction, n'a jamais été prise en compte dans les inventaires nationaux du patrimoine naturel. Ce travail vise à promouvoir la géodiversité en tant que support de la diversité culturelle et biologique et la nécessité de sa valorisation et de sa protection et de conscientiser les communautés locales et les décideurs locaux sur l'importance de cette composante de leur patrimoine naturel. Les enjeux de conservation de ce territoire portent aussi bien sur le vivant que le non vivant et la destruction du deuxième entraîne automatiquement la disparition du premier donc nécessite l'intervention de tous les acteurs locaux à savoir les communautés locales, les décideurs locaux et la société civile dans le cadre d'une stratégie de gestion intégrée où les autorités de gestion du territoire RNDC et des pays Bassari devraient optimiser leurs moyens humains et financiers. Cette stratégie de conservation intégrée permettrait en plus de la protection de toutes les composantes de la nature, leur valorisation en vue d'un développement humain et socio-économique local durable de la région et la création d'un nouveau label, le géoparc qui regrouperait aussi bien le territoire de la RNDC que celui des pays Bassari et où le géopatrimoine serait pris en considération pour créer une nouvelle niche touristique, le géotourisme. Cette démarche qui, en plus de l'écotourisme, permettrait, à l'instar de ce qui se fait dans le monde depuis des décennies (Hose, 1994, 1995, 1997), de raconter et de vendre l'histoire de la géodiversité de cette région du Sénégal naturellement riche et socio-économiquement pauvre. Ceci permettrait de promouvoir le territoire à l'échelle locale, nationale, continentale et internationale, de créer et de drainer des fonds pour renforcer les infrastructures des zones rurales à travers la création et l'amélioration des infrastructures routières et d'hébergement, d'alimenter tous le territoire y compris ses zones éloignées en eau potable et en électricité, de créer de nouveaux produits liés au géopatrimoine et à toutes les autres composantes patrimoniales du territoire, et des espaces adéquats pour la

valorisation et la vente des produits locaux, la création de musées et des centres d'information et d'interprétation pour promouvoir la géodiversité et la biodiversité de ce territoire.

De nos jours, le géotourisme, se développe de plus en plus dans le monde. Il est impératif d'inscrire ce concept aux objectifs du développement durable au Sénégal, particulièrement dans le monde rural dans un contexte de changement climatique où la faune et la flore sont fortement menacées de disparition.

CONCLUSIONS GENERALES

Les conclusions tirées de ce travail peuvent être classées en trois catégories :

1. Sur le plan lithologique, dix (10) éléments majeurs sont apportés : **i)** la mise en évidence de conglomérats et microconglomérats feldspathiques à la base de la Formation de Dindéfélo observés au niveau des villages de Dindéfélo, Yamoussa et Tépéré, différents du conglomérat de base de Kafori ; **ii)** la mise en évidence de la phase de liaison du conglomérat de base constituée presque exclusivement d'un ciment carbonaté ; **iii)** la mise en évidence de niveaux calcaires algaires à structures stromatolitiques et oolithiques dans la Formation de Pélel, considérés par nos prédécesseurs comme niveaux gréseux ; ainsi cette Formation est caractérisée par sa phase presque exclusivement carbonatée ; **iv)** la mise en évidence d'un volcanisme synsédimentaire dans la Formation de Pélel ; **v)** le rattachement des alternances de grès/pélites de la base des collines entre les villages de Tépéré et de Dindéfélo à la Formation de Dindéfélo, montrant ainsi que les formations de Kafori et de Pélel sont très localisées dans la vallée de Walidiala; **vi)** la mise en évidence de brèches tectoniques, de brèches intraformationelles et surface durcies (hard grounds) dans les grès ruiniformes, témoins d'activités tectoniques et les phases d'émersion suffisamment longues au cours de la sédimentation de la Formation de Dindéfélo; **vii)** la mise en évidence d'un volcanisme contemporain aux dépôts du Groupe de Ségou observé et signalé pour la première fois dans la vallée de Walidiala; **viii)** la mise en évidence de niveaux centimétriques à métriques de calcaires stromatolitiques fortement tectonisés dans les diamictites de la formation glaciaire de Walidiala (W1b); **ix)** les brèches intraformationelles soulignées à Népin Peulh dans les formations glaciaires sont les équivalents des arénites quartzeuses de Walidiala 2 dont elles constituent la partie proximale; **x)** la mise en évidence d'une succession de niveaux conglomératiques alternant avec des pélites calcareuses à dropstones intercalées de bancs de grès montrant la séquence de [Bouma \(1962\)](#), à la base de la tillite glaciaire.

2. Sur le plan stratigraphique les âges définis dans les travaux antérieurs ont été retenus. Cependant, six (6) éléments majeurs sont apportés par ce travail : **i)** introduction de la nature faciologique des Formations décrites dans le Bassin de Madina Kouta au Sénégal. Pour ce faire nous avons ajouté au nom de chaque Formation retenue dans cette étude le nom du faciès le plus caractéristique. Ainsi le lecteur qui ne connaît pas le terrain pourra comprendre à quoi nous faisons allusion; **ii)** la mise en évidence et la proposition d'un deuxième membre (Kf2) au sommet du conglomérat de base de Kafori, constitué de calcaires bréchiques microconglomératiques coiffés d'un calcirudite à galets mous, reconnu pour la première fois

dans le bassin ; **iii)** la mise en évidence et la proposition d'un troisième membre dans la Formation de Pélel, constitué par bioconstructions algaires : les récifs stromatolitiques (P13) ; **iv)** les nouvelles observations nous ont conduit à proposer un nouveau découpage dans le Groupe de Walidiala avec deux (2) formations au lieu de trois (3) ; la Formation de Walidiala 1, définie dans le secteur de Népin Peulh, correspondant en réalité à la partie supérieure de la Formation de Walidiala 2 de [Delor et al. \(2010a\)](#) ; **v)** un nouveau découpage lithostratigraphique est proposé dans le Groupe de Mali en regroupant les formations de Mali 2 et de Mali 3 en une seule formation. Ainsi, le Groupe de Mali est constitué de deux (2) Formations : la Formation des calcaires dolomitiques et dolomies calcaires à célestine et barytine (M1) et la Formation pélitico-cherteuse violette (M2) ; **vi)** le Groupe de Ségou est totalement absent dans la zone de Landiéné-Bandafassi qui devrait être émergée.

3. Sur le plan géodynamique et paléo-environnemental

Il a été retenu au cours de ce travail que l'évolution du bassin de Madina Kouta s'inscrit dans le cadre de l'évolution d'une marge passive en plusieurs phases.

a) Ouverture du bassin de Madina Kouta : dépôt du Supergroupe de Ségou/Madina Kouta

L'évolution des faciès et la présence d'un volcanisme contemporain montrent le rôle combiné de la tectonique, du magmatisme synsédimentaire ainsi que de l'eustatisme dans l'évolution d'un bassin de la proto-marge passive en distension, lors des dépôts du Supergroupe de Ségou (méso- à néoprotérozoïque). Cette ouverture s'est faite en trois étapes :

- Un stade distensif (sténien) correspondant aux dépôts du conglomérat de base de la Formation de Kafori, à matériaux de démantèlement du socle birimien ;
- Un stade transgressif (sténien-tonien) correspondant aux dépôts de la Formation de Pélel consécutifs à l'installation d'une plateforme carbonatée associés à des laves volcaniques basaltiques synsédimentaires ; le paléoenvironnement oscillait alors entre une **plate-forme externe** et une **plate-forme interne, environnements peu profonds, à tendance récifale** ;
- Un stade de comblement (Tonien) correspondant aux dépôts de la partie supérieure de la Formation de Pélel et l'ensemble de la Formation de Dindéfelo dans un contexte de **progradation d'un système deltaïque** sous influence des vagues, associé à une **subsidence active** due à des **rejets répétitifs de failles**.

b) Evolution ultime de la marge passive de Madina Kouta : dépôt du Supergroupe des Mauritanides (Néoprotérozoïque).

La proto-marge passive a connu son évolution ultime lors du dépôt du Supergroupe des Mauritanides. La synéclyse de Madina Kouta présentait ses plus grandes dimensions avec des dépôts atteignant la zone de Bandafassi-Landiéné située plus au Nord. Durant cette période, l'environnement de dépôt a été fortement influencé par la glaciation Marinoan.

Les dépôts du Groupe de Walidiala d'âge Ediacarien inférieur ont eu lieu dans un environnement **glacio-marin proximal** ou **fluviatile proximal en tresse** soumis à une influence **périglaciaire** associé à une **subsidence lente et répétitive** contrôlée par les **rejeux de failles normales (W1)** dans la vallée de Walidiala. Ces formations glaciaires montrent un caractère continental dans la zone de Landiéné-Bandafassi où elles reposent directement sur le socle granitique et métamorphique. A la fin de cette période, la régression marine induite par le rebond isostatique succédant au retrait des glaces (W2) a entraîné la mise en place d'un environnement fluvio-deltaïque dans l'ensemble du bassin avec des dépôts progradants dans la zone de Landiéné-Bandafassi.

A la fin du dépôt du Supergroupe des Mauritanides (Groupe de Mali), le bassin de Madina Kouta correspondrait à une marge passive en bordure d'un paléo-océan panafricain, mais sans évaporites, ce qui indique son caractère non-confiné contrairement à la Mer Rouge. Durant cette période d'âge Ediacarien supérieur, la sédimentation est fortement influencée par une **activité sismique** liée à la **relaxation isostatique** de la lithosphère lors de la **déglaciation**, associées au **volcanisme à dominante tholéitique** et suggèrent un **paléoenvironnement** de type **plancher océanique**. Donc le groupe de Mali appartiendrait à une **marge passive**.

4. Sur le plan géopatrimoine, le géosite de la Cascade de Dindéfelo, comme les géosites associés de la RNCD, répond aux critères de patrimoine naturel de l'Unesco en jouant un rôle très important dans la reconstitution de l'histoire de la Terre. En plus d'être exceptionnel, il constitue l'habitat naturel de plusieurs espèces animales et végétale menacées ou en voie de disparition et qui ont une valeur exceptionnelle du point de vue de la science et de la conservation. Une bonne stratégie de conservation intégrée permettrait en plus de la protection du géopatrimoine, sa valorisation en vue d'un développement humain et socio-économique durable de la région et la création d'un nouveau label, le géoparc dans le pays Bassari en général pour créer une nouvelle niche touristique, le géotourisme. Il est impératif d'inscrire ce concept aux objectifs du développement durable, particulièrement dans le monde rural dans un contexte de changement climatique où la faune et la flore sont fortement menacées de disparition.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Adam J.G., 1965. Tourisme et flore du Fouta Djallon au Sénégal. *Notes Afr.*, Dakar, 105, 12-15.

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

Affaton P., 1990. Le bassin des Volta (Afrique de l'Ouest) : une marge passive, d'âge protérozoïque supérieur, tectonisée au Panafricain ($600 \pm 50\text{Ma}$). Editions ORSTOM, Collection Etudes et Thèses, Paris, 500 pp.

Affaton P., Sougy J., Trompette R., 1980. The tectonostratigraphic relationships between the Upper Precambrian and Lower Paleozoic Volta Basin and the Pan-African Dahomeyide orogenic belt (West Africa). *American Journal Sciences* 280, 224–248.

Agence Nationale de la Démographie et de la Statistique. Situation économique et sociale du Sénégal Edition 2010.

Amireh B. S., Schneider, W., and Abed, A. M., 2001. Fluvial-shallow marine-glaciofluvial depositional environments of the Ordovician System in Jordan. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 19, p. 45-60.

ANSD/SRSD Kédougou, 2012. Situation Economique et Sociale régionale ; 2012, 16p.

Arnould M., Ayme J.M., et Guillaume R., 1960. Nouvelle stratigraphie des séries primaires du Nord du Fouta Djallon (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. et 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 Y. et 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. et 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., et De Carvalho H., 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 tholéitique « continental » à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. *Garcia de Orta, Séria Geologica*, Lisboa, 9 (1-2), 1-14.

Baud L., 1933. Nouvelle échelle stratigraphique des « grès horizontaux » pour la région de Kayes (Soudan occidental). *Comptes rendus sommaires Société Géologique France* **14** : 214- 216.

Bayer R., Lesquer A., 1978. Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest africain : géométrie d'une suture panafricaine. *Bulletin Société Géologique de France* **20**, 863–876.

Bense C., 1964. Les formations sédimentaires de la Mauritanie méridionale et du Mali Nord-occidental (Afrique de l'Ouest). *Memoire Bureau Recherches Géologiques et Minières, Paris* **26**, 270p.

Bergson S., 1992. Proterozoic and earliest Cambrian metazoans, *in* Schopf, J. W. and Klein C. (eds.), *The Proterozoic Biosphere*. Cambridge University Press, Cambridge : 1017- 1033 p.

Bertrand-Sarfati J. et Raaben M. E., 1970. Comparaison des ensembles stromatolitiques du Précambrien supérieur du Sahara occidental et de l'Oural. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. **12** : 364-371, 6 fig.

Bertrand-Sarfati J., Moussine-Pouchkine A., Caby R., 1987. Les corrélations du Protérozoïque au Cambrien en Afrique de l'Ouest : nouvelle interprétation géodynamique. *Bulletin Société' Géologique de France* **3**, 855–865.

Bessoles B., 1977. Géologie de l'Afrique. Le craton Ouest-africain. *Mém. n° 88. BRGM, Orléans : 402 p.*

Bétard F., Peulvast J.P, D'Oliveira M.A., 2011. Biodiversité, géodiversité et enjeux de leur conservation dans les montagnes humides du Nord-est brésilien (Biodiversity, geodiversity and conservation challenges in the humid mountains of Northeast Brazil). In: Bulletin de l'Association de géographes français, 88e année. Montagnes tropicales, pp. 17-26; http://www.persee.fr/doc/bagf_0004-5322_2011_num_88_1_8201.

Bhat G. M., Craig J., Thurow J. W., Thusu B. & Cozzi A. (eds), 2012. Geology and Hydrocarbon Potential of Neoproterozoic–Cambrian Basins in Asia. *Geological Society, London, Special Publications, 366, 265-276.* First published online January 19, 2012, <http://dx.doi.org/10.1144/SP366.3>. The Geological Society of London 2012. Publishing disclaimer: www.geolsoc.org.uk/pub_ethics.

Bhattacharya H. N. and Bhattacharya, B., 2006. A permo-Carboniferous tide-storm interactive system: Talchir formation, Raniganj Basin, India: *Journal of Asian Earth Science*, v. 27, p. 303-311.

Biju-Duval B. et Gariel O., 1969. Nouvelles Observations sur les Phénomènes Glaciaires « Eocambriens » de la Bordure Nord de la Synéclyse de Taoudeni, entre le Hank et le Tanezrouft, Sahara Occidental. *Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 6 (1969) 283-315. Elsevier Publishing Company, Amsterdam - Printed in The Netherlands.

Blatt H., Middleton G. and Murray R., 1980, Origin of sedimentary rocks. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, Inc, p. 782.

Bose P. K. and Das N. G., 1986. A transgressive storm- and fair-weather wave dominated shelf sequence: Cretaceous Nimar Formation, Chakrud, Madhya Pradesh, India: *Sedimentary Geology*, v. 46, p. 147-167.

Boukongo M. A. S., 2000. Caractéristiques géotechniques des grès de la falaise de Ségou (Sénégal oriental), implications économiques. Mémoire D.E.A de Géosciences, option environnements sédimentaires. Dakar, 60 p.

Bouma A. H., 1962. Sedimentology of some flysch deposit: a graphic approach to facies interpretation, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, p. 168.

Bourgeois J., 1980. A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: the Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, p. 681-702.

Brasier M.D., 1979. The Cambrian radiation event, p. 103- 159. In M. R. House (ed.), The Origin of Major Invertebrate Groups. Academic Press, London.

Brenchley P. J., Newall G. and Stanistrret I. G., 1979. A storm surge origin for sandstone beds in a epicontinental platform sequence, Ordovician, Norway: *Sedimentary Geology*, v. 22, p. 185-217.

Brilha J., 2016. Inventory and Quantitative Assessment of Geosites and Geodiversity Sites: a Review. *Geoheritage* 8 : 119–134.

Brinckmann J. et Meinhold K.D., 2007. La géologie de la chaîne des Bassarides et des terrains environnants au Nord-Ouest de la Guinée. *Geologische Jahrbuch. Hannover*, B, SB1, 446 p.

Buatois L. A. and Mangano M. G., 1994. Lithofacies and depositional processes from a Carboniferous lake, Sierra de Narvaez, northwest Argentina: *Sedimentary Geology*, v. 93, p. 25-49.

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., Couëffé R., 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.

Camara C., 2016. Le petit Chimpanzé. Bulletin d'information de la réserve naturelle communautaire de Dindéfelo : 4p.

Casanova J., 1986. Les Stromatolites continentaux : Paléontologie, Paléohydrologie, Paléoclimatologie. Applications au rift Gregory. Thèse de doctorat. Université d'Aix-Marseille II, 2 volumes.

Cavallin A., Marchetti M., Panizza M. & Soldati M., 1994. The role of geomorphology in environmental impact assessment, *Geomorphology*, 9, 143-153.

Chamley H., 1987. Les milieux de sédimentation. BRGM et Lavoisier TEC & DOC. p. 1-171

Chamley H., Deynoux M., Robert C., Simon B., 1980. La sédimentation argileuse du Précambrien terminal au Dévonien dans la région du Hodh (Bassin cratonique de Taoudéni, Sud-Est Mauritanien). *Ann. Soc. géol. Nord.* **100** : 73-83.

Chbani B., Beauchamp J., Algouti A., Zouhair A., 1999. Un enregistrement sédimentaire éocambrien dans un bassin intracontinental en distension : le cycle (conglomérats de base - unité calcaire - grès de Tikirt) de Bou Azzer El Graara (Anti-Atlas central, Maroc). Académie des sciences / Editions scientifiques et médicales Elsevier SAS.). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planetes / Earth & Planetary Sciences*, 1999.329,317-323.

Choubert G., 1963. Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. *Notes et Mémoires Service Géologique du Maroc*, 162, 352.

Chtocolov L.P. et Korj V.V. 1973. Mission Sénégal-Soviétique. Projet de recherches minières Sénégal-soviétiques (contrat n° 2.000). Rapport final sur les travaux de prospection pour la recherche de l'or filonien et alluvionnaire au Sénégal oriental en 1971-73, 278 p., 48 pl.

Chudeau R., 1911. Note sur la géologie de la Mauritanie. *Bull. Sco. Géol. France*, 10 :413-428.

Clauer N. et Deynoux M., 1987. New information on the probable isotopic age of the Late Proterozoic glaciation in West Africa. *Precambrian Research* 37, 89–94.

Cojan I. et Renard M., 1997. Sédimentologie, Masson, Paris, 407 p.

Collinson J. D. et Thompson D.B., 1982. Sedimentary Structures. (Chapman et Hall), London, 207 p.

Colquhoun G. P., 1995. Siliciclastic sedimentation on a storm- and tide-influenced shelf and shoreline: the Early Devonian Roxburgh Formation, NE Lachlan Fold Belt, southeastern Australia: *Sedimentary Geology*, v. 97, p. 69-98.

Cooke D. L. and Moorhouse W. W., 1969. Timiskaming volcanism in the Kirkland Lake area, Ontario, Canada: *Canadian Journal of Earth Scienc*, v.6, p. 117-132.

Culver S.J. et Hunt D., 1991. Lithostratigraphy of the Precambrian-Cambrian boundary sequence in the southwestern Taoudéni Basin, West Africa. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 13, p. 407-413.

Culver S. J., Williams H.R., 1979. The Late Precambrian and Phanerozoic geology of Sierra Leone. *Journal Geological Society London* 136, 605–618.

Culver S. J., Williams H.R., Bull P.A., 1978. Infracambrian glaciogenic sediments from Sierra Leone. *Nature* 247, 49–51.

Culver S. J., Williams H.R., Bull P.A., 1980. Late Precambrian glacial deposits from the Rokelide fold belt, Sierra Leone. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 30, 65 81.

Culver S.J., Magee A.W., 1987. Late Precambrian glacial deposits from Liberia, Sierra Leone and Senegal, West Africa. *National Geographic Research* 3, 69-81.

Culver S.J., Pojeta Jr. and Repetski J.E., 1988a. First record of Early Cambrian shelly microfossils from West Africa, *Geology*, 16: 596- 599.

Culver, S.J., Pojeta, Jr., and Repetski J.E. and Robineau B., 1988b. Signification stratigraphique de microfossiles du Cambrien inférieur dans le Bassin de Taoudéni, à la frontière Guinée- Sénégal. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307: 651- 656.

Culver S.J., Repetski J.E., Pojeta Jr., Hunt D., 1996. Early and Middle (?) Cambrian Metazoan and Protistan fossils from West Africa. *Journal Paleontology*, 70, 1-6.

- Culver S.J., 1991.** Early Cambrian foraminifera from West Africa. *Science*, **254**: 689-691.
- Culver S.J., 1994.** Early Cambrian foraminifera from the southwestern Taoudeni Basin, West Africa. *Journal of Foraminifera Research*, **24** (3): 191-202.
- Dabo M. et Aïfa T., 2010.** Structural Styles and Tectonic evolution of the Kolia-Boboti sedimentary basin, Kédougou-Kéniéba inlier, eastern Senegal. *C.R. Geoscience*, **342**, 796-805.
- Dabo M. et Aïfa T., 2011.** Late Eburnean deformation in the Kolia-Boboti sedimentary basin, Kédougou-Kéniéba inlier, Sénégal. *J. Afr. Earth Sci.*, **60**(3) : 106-116.
- Dabo M. et Aïfa T. 2013.** Architecture tectonique des formations paléoprotérozoïques de la Daléma (Sénégal oriental) : apport des linéaments d'images landsat-7 ETM+/SRTM et aéromagnétiques. *J. Sci.* Vol. 13, N°1, 32-45.
- Dallmeyer R.D. and Villeneuve M., 1987.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age record of polyphase tectonothermal evolution in the southern Mauritanide orogeny, south-eastern Senegal. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **98**: 602- 611.
- Dallmeyer R.D., Lécorché J.P., 1989.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ polyorogenic mineral record within the central Mauritanides orogen, West Africa. *Geological Society America Bulletin*, **101**, 55-70.
- Dallmeyer R.D. and Villeneuve M., 1987.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ polyorogenic mineral age record of a polyphased tectonothermal evolution in the southern Mauritanides orogen, southeastern Senegal. *Geological Society America Bulletin*, **98**, 602-611.
- Debat P., Diallo D.P, Ngom P.M., Rollet L., Seyler M., 1984.** La série de Mako dans ses parties centrales et méridionales (Sénégal Oriental, Afrique de l'Ouest). Précisions sur la série volcano-sédimentaire et données géochimiques préliminaires sur les formations magmatiques post-tectoniques. *Journal of African Earth Sciences*, **2**, p. 71-79.
- De Lestrangé M., 1947.** A propos d'une terre cuite Bassari. *Notes Africaines* **36**: 4-5.
- 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.
- Destombes J., Sougy J., Willefert S., 1969.** Revisions et découvertes paléontologiques (Brachiopodes, Trilobites et Graptolites) dans le Cambro-Ordovicien du Zemmour (Mauritanie septentrionale). *Bulletin Société' Géologique de France*, **11**, 185–206.

Destombes J., Hollard H., Willefert S., 1985. Lower Palaeozoic rocks of Morocco. In: Holland, C.H. (Ed.), Lower Palaeozoic of Northwestern and West-Central Africa. John Wiley, pp. 91–336.

Deynoux M., 1980. Les Formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandis sur une plateforme stable. Thèse, Université d'Aix-Marseille, 553 pp.

Deynoux M., 1983. Glaciations du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien dans le bassin de Taoudéni, Afrique de l'Ouest. Introduction à l'excursion scientifique du symposium «Till. Mauritania 83». 85 pp.

Deynoux M., Trompette R., Clauer N., Sougy J., 1978. Upper Precambrian and Lowermost Palaeozoic correlations in West Africa and in the Western part of Central Africa. Probable diachronism of the Late Precambrian tillite. *Geological Rundschau* 67, 615–630.

Deynoux M., Marchand J., Proust J.N., 1989. Notice explicative de la carte géologique du Mali occidental au 1/200.000. Feuilles Kankossa, Kayes, Kossanto. République du Mali, Direction Nationale de la Géologie et des Mines, Bamako, Klöckner Industrie-anlagen, Duisburg, pp. 54-81.

Deynoux M., Proust J. N., and Simon B., 1991. Late Proterozoic glacially controlled shelf sequences in Western Mali (West Africa). *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 12, No. 1/2: 181- 198.

Deynoux M., Düringer 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.

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

Deynoux M., Affaton P., Trompette R. and Villeneuve M., 2006. Pan-African tectonic evolution and glacial events registered in Neoproterozoic to Cambrian cratonic and foreland basins of West Africa *Journal of African Earth Sciences* 46 (2006) 397-426

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

Dia A., Van Schmus W.R., Kroner A., 1997. Isotopic constraints on the age and formation of a paleoproterozoic volcanic arc complex in the Kédougou Inlier, Eastern Senegal, West Africa. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 24, No.3, p. 197-213.

Dia O., 1984. La chaîne panafricaine et hercynienne des Mauritanides face au bassin protérozoïque supérieur à dévonien de Taoudéni dans le secteur clef de Mejeria (Tagenet, sud

République Islamique de Mauritanie). Lithostratigraphie et tectonique. Un exemple de tectonique tangentielle superposée. Thèse, Université d'Aix-Marseille III, 516 pp.

Diallo, D.P., 1983. Contribution à l'étude des séries de Dialé (Birimien) dans les Monts Bassaris, Sénégal oriental (secteur de Bandafassi, Ibel, Ndébou, Landienné). Thèse, Université de Dakar, 185 pp.

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.

Dott J. and Bourgeois J., 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: *Geological Society of American Bulletin*, v. 93, p. 663-680.

Dott R. H., and Bourgeois J., 1983. Hummocky stratification: Reply: *Geological Society of American Bulletin*, v. 94, p. 1249-1251.

Doumbia S.M, 2010. Processus et environnement de dépôt des grès néoprotérozoïques de la région de Bamako (Ouest Mali). Mémoire Master de Géoscience, Dakar, n° 001. P. 1-40.

Drouet J.J., Affaton P., Seddoh K.F., Godonou K.S., Lawson L.T., 1984. Synthèse lithostratigraphique du Précambrien supérieur infratillitique du bassin des Volta au Nord-Togo. In: Klerks, J., Michot, J. (Eds.), *Géologie africaine*, Tervuren, pp. 217–225.

Ducrot J., 1979. Datation à 615 Ma de la granodiorite de Bleida et conséquences sur la chronologie des phases tectoniques, métamorphiques et magmatiques pan-africaines dans l'Anti-Atlas marocain. *Bulletin Société Géologique de France*, 21, 495–499.

Dunham R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (ed.), Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir, p.108-121.

Dupont P.L., 1983. Les unités volcano-sédimentaires protérozoïques de Termessé et de Guinguan au sein d'une paléosuture panafricaine. Rapport DEA, Université de Nancy, 35 pp.

Dupont P.L., Villeneuve M. et Lapierre H., 1984. Mise en évidence de reliques océaniques au sein de la chaîne des Bassaris (Guinée-Sénégal). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, Vol. 299, p. 65-70.

Ecosénégal Kédougou, 2011. Réserve Naturelle Communautaire de Dindéfelo : Programme de conservation du chimpanzé de l'Afrique de l'Ouest au Sénégal. www.ecosenegal.org/fr/Kédougou/sustainability.

Edwards C.M., Hodgson D.M., Flint S.S. and Howell J.A., 2005. Contrasting styles of shelf sediment transport and deposition in a ramp margin setting related to relative sea level change and basin floor topography, Turonian (Cretaceous) Western Interior of central Utah, USA: *Sedimentary Geology*, v. 179, no. 1-2, p. 117-152.

Embry A.F. and Klovan J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT: *Canadian Petroleum Geology Bulletin*, v. 19, p. 730-781.

Errami E., 2009. Pre-congress meeting of the fifth conference of the African Association of Women in Geosciences entitled "Women and Geosciences for Peace"; 2009, Episodes 32 (3), 210-211.

Errami E., Schneider G., Ennih N., Nirina Randrianaly H., Bendaoud A., Noubhani A., Norman N., Allan M., Vasconcelos L., Costa L., Al-Wosabi M., Al-Subbary A., Mabvuto-Ngwira P., Okunlola G., Lawal Halliru S., Andrianaivo L., Siby S., Ketchemen B., Gauly M., Hassine M., Azki F., Juliette T., Latrache K., Omulo M. and Bobrowsky P., 2015. Geoheritage and Geoparks in Africa and the Middle-East: Challenges and Perspectives. In Geoheritage to Geoparks: Case Studies from Africa and Beyond. E. Errami, M. Brocx, & V. Semeniuk; (eds), 3-23. Springer Verlag. ISBN; 2015, 978 -3-319 -10707-3.

Errami E., Andrianaivo L., Ennih N., Gauly M., 2011. The first international conference on African and Arabian Geoparks -Aspiring Geoparks in Africa and Arab World. El Jadida, Morocco, 20-28 November 2011; Episodes; 2012, 35(2) 349-351.

Errami E., Andrianaivo L., Ennih N., Gauly M., 2012. The first international conference on African and Arabian Geoparks -Aspiring Geoparks in Africa and Arab World. El Jadida, Morocco, 20-28 November 2011; Episodes; 35(2) 349-351.

Errami E., Ennih N., Bendaoud A., Bouzidi O., Chabou M.C., Andrianaivo L., Ben Ismail-Latrache K. and Hassine M., 2012. Inventaire du géopatrimoine en Afrique, 2013. Etat des lieux et perspectives. In G. Egoroff, A. Cornée, P. De Wever & A. Lalanne (eds.). Actes du

colloque « Géopatrimoine, un lustre d'inventaire en France », Digne-les-Bains. -*Mém. H.S. Soc. géol. France* ; 10-12 octobre 2012, 13, 128-139.

Eriksson K.A., 1978. Alluvial destructive beach facies from the Archean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa and Swaziland, *in* Miall, A. D., éd. Fluvial sedimentology, Canadian Society of Petroleum Geology, Mem. 5, p. 287-311.

Eriksson P.G. A.M.N.M., Nelson D.R., Aspler L.B., Chiarenzelli J.R.O.C, Sarkar S.W.A. and J., D. W. R. C, 2001. An introduction to Precambrian basins: their characteristics and genesis: *Sedimentary Geology*, no. 141-142, p. 1-35.

Fernández-García M.F., Ruiz de Azua N. and Pacheco L., 2013. Birds of Dindéfello Nature Reserve, south-east Senegal; *Bull ABC*; 20 (1), 49-59.

FFEM, 2010. Appui à la mise en place de la Réserve Communautaire de Dindéfello. Document interne Programme de Petites Initiatives (PPI) du FFEM, 1-2.

Flügel E. 2004. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Springer Berlin Heidelberg, New York: 983 pages, 330 figure, 151 planches.

Folk R.L., 1959. Practical petrographic classification of limestones: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 43, p. 1-38.

Folk R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types, in Ham, W.E., ed., Classification of carbonate Rocks-A Symposium: American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, p. 62-84.

Folk R. L., Andrews P.B. and Lewis D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 13, p. 937-968.

Foucault A. and Raoult J.F., 2001. Dictionnaire de la Géologie, Dunod, Paris, p. 380.

Fritz W.J. and Howells M.F., 1991. A shallow marine volcanoclastic facies model: an example from sedimentary rocks bounding the subaqueously welded Ordovician Garth Tuff, North Wales, U.K: *Sedimentary Geology*, v. 74, P. 217-240.

Fullgraf T., Ndiaye P.M., Buscail F., Caby R., Lahondère D., Le Métour J., Martelet G. et Villeneuve M., 2010a. Carte géologique à 1/200000 du Sénégal, feuille Linkering/KoldaKédougou Ouest. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Fullgraf T., Ndiaye P.M., Couëffé R., Buscail F., Caby R., Blein O., Lahondère D., Le Métour J., Martelet G., Sergeev S., Tegye M. et Villeneuve M., 2010b. Notice explicative de la carte géologique à 1/200000 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 1/200000 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.

Goudiaby A., Bâ A.T., Sambou, B., 2001. La flore ligneuse du site de Dindéfelo, au Sud-est du Sénégal. *Annales de Botanique de l'Afrique de l'Ouest*, 2001, 00(0), 21-33.

Goujou J.C., Buscail F., Théveniaut H., Dioh E., Delor C., Blein O., Diallo D.P., Ndiaye P.M., Le Métour J., Fullgraf T., Caby R., Couëffé R., Martelet G., Sergeev S., Tegye M., Villeneuve M. et Wemmer K., 2010a. Notice explicative de la carte géologique à 1/200000 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 1/200000 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.

Grandgirard V., 1999. L'évaluation des géotopes. *Geologia Insubrica* 4: 59-66.

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.

Harms J.C., Southard J.B., Spearing D.R. and Walker R.G., 1975. Depositional environment as interpreted from primary sedimentary structures: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes, v.2, p. 161.

Heward A.P., 1978. Alluvial fan sequence and megasequence models : with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, northern Spain., in Miall, A. D., éd., *Fluvial Sedimentology*: Canadian Society of Petrology, p. 669-702.

Hirdes W. et Davis D.W., 2002. U-Pb geochronology of paleoproterozoic rock 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.

Hoffman P.F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out. *Science* 252, 1409–1412.

Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P. et Schrag D.P., 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science* 281, 1342–1346.

Hofmann H.J., Narbonne G.M., Aitken J.D., 1990. Ediacaran remains from intertillite beds in northwestern Canada. *Geology* 18, 1199–1202.

Holl A., 2010. Pays Bassari, Pays Bédik : Recherches sur la Genèse des Paysages Culturels
Prospection archéologique dans le Pays Bassari et la Montagne Bédik, projet MDG-F.

Hooke J.M., 1994. Strategies for conserving and sustaining dynamic geomorphological sites.
In: O'Halloran D. et al. (Eds.). Geological and Landscape Conservation, London, Geological
Society, 191-195.

Hose T.A., 1994. Telling the story of stone, assessing the client base. Geological and Landscape
Conservation. London.

Hose T.A., 1995. Selling the Story of Britain's Stone. Environmental Interpretation, 10-2, 16-
17.

Hose T.A., 1997. Geotourism –selling the Earth to Europe. Engineering Geology and the
Environment. Rotterdam.

Hubert H., 1926. Note sur la découverte par le Capitaine Huguet de « troncs d'arbres calcifiés
» au voisinage d'Atar, d'âge non antérieur au Tertiaire. *Bull. Comité Etudes Sci., A. O. F.*, **9**:
182.

Hubert H., 1933. Sur la présence d'organismes voisins des *Collenia* dans la région d'Atar.
Compt. Rend. Soc. Géol. France, **10**: 123- 124.

Hyde R.S., 1978. Sedimentary, volcanology, stratigraphy and tectonic setting of the Archean
Timiskaming Group, Abitibi greenstone belt, northeastern Ontario, Canada (Ph.D
Unpublished): McMaster Univ., 422 p.

Iosif D., 2011. La recherche géographique des géosites : quelles perspectives ? *Cinq Continents*
1 (3) : 218-231 [En ligne] URL : http://www.cinqcontinents.uv.ro/1/1_3_Iosif.pdf.

Iosif D., 2012. Les Portes de Fer sous la loupe d'une recherche des géosites. Caractéristiques
géo (morpho) logiques et enjeux. *Cinq Continents* **2**(6) : 216.

Iosif D., 2014. La fiche d'évaluation des géosites. Un exemple exhaustif utilisé sur des sites
roumains. *Cinq Continents* **4** (10) : 158- 180. iosif.daniel@ymail.com.

Jacquet F., 1937. Sur la structure du Sahara mauritanien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. **7**: 3-8, 1.

James W.C. 1980. Limestone channel storm complex (Lower cretaceous, Elkhorn Mountains,
Montana): *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, p. 447-455.

James N.P., 1984. Shallowing-upward sequences in carbonates, in Walker, R.G., ed., Facies
Models: Geological Association of Canada, Geoscience Canada, Reprint Series 1, p. 213–228.

Joire J. 1947. Sur un gisement de microlithes néolithiques de la vallée de la Mitji (Guinée
Française). Actas de Conference international dos africanistes occidentalisé em Bissau, vol IV,
la parte, pp : 369-373. Lisboa.

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'AgroIndustrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Kennedy M.J., Runnegar B., Prave A.R., Hoffmann K.H., Arthur M.A., 1998. Two or four Neoproterozoic glaciations. *Geology* 26, 1059–1063.

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

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

Kitson A.E., 1928. Provisional geological map of the Gold Coast and Western Togoland with brief description notes. *Gold Coast Geological Survey Bulletin*, No. 2, 13 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 géologiques 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., Roger J., Le Métour J., Donzeau M., Guillocheau F., Helm C., Thiéblemont D., Cocherie A. et 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., Théveniaut H., Ndiaye P.M., Fullgraf T., Caby R., Blein O., Delor C., Diallo D.P., Dioh E., Goujou J.C., Buscail F., Le Métour J., Martelet G., Sergeev S., Tegye M., Villeneuve M. et Wemmer K., 2010. Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 du Sénégal, feuille Bakel-Semme Sud-Ouest. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Leckie D. A. and Walker R. G., 1982. Storm-and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower gates Interval-outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in Western Canada: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 66, p.138-157.

Lécorché, J.P., 1980. Les Mauritanides face au craton Ouest-africain. Structure d'un secteur-clé : la région d'Irjibiten (est d'Akjout, République Islamique de Mauritanie). Thèse, Université Aix-Marseille III, 446 pp.

Lécorché J.P., Dallmeyer R.D. et Villeneuve M., 1989. Definition of tectonostratigraphic terranes in the Mauritanide, Bassaride, and Rokelide orogens, West Africa. -in: Dallmeyer,

R.D. (Ed.): Terraines in the CircumAtlantic Paleozoic orogens Africa. *Geological Society of America* Special Publication, Vol. 230, P. 131-144.

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

Le Metour J., Donzeau M., Lahondere D., Roger J., Marchand J., Guerrot C., Cocherie A., Le Goff E., Deynoux M., Bouamatou M., 2004. Age Néoprotérozoïque des dépôts glaciaires du groupe des Jbeliat du bassin de Taoudéni. Colloque PICG 485, Nouakchott, Abstract, pp. 35-36.

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

Lille R., 1967. Etude géologique du Guidimaka (Mauritanie). Mémoires du B.R.G.M., Vol. 55, 399 pp.

Lowe D.R., 1982. Sediment gravity flows, II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, p. 279-297.

Lowe D.R., 1997. Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma: Discussion: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 81, p. 460-465.

Lucente C.C, 2004. Topography and palaeogeographic evolution of a middle Miocene foredeep basin plain (Northern Apennines, Italy) *Sedimentary Geology*, v. 170, n° 3-4, p. 107-134.

Makhlouf I., 2002. Sea-level fluctuations and storm-wave influence on Ordovician shelf sediments, Jordan: Littoral 2002, *The Changing Coast*, p. 319-324.

Marchand J., Sougy J., Rocci G., Caron J.P.H., Deschamps M., Simon B., Deynoux M., Tempier C. et Trompette R., 1971. Etude photogéologique de la partie orientale de la dorsale Réguibat et de sa couverture sud (Mauritanie). Tome I : synthèse géologique. Travaux des Laboratoires des Sciences de la Terre St-Jérôme, Marseille, X-11, 167 pp.

Marchand J., Trompette R. et Sougy J., 1972. Etude photogéologique de la région El Mrei-ti-Méjahouda-Agaraktem. Travaux des Laboratoires des Sciences de la Terre St-Jérôme, Marseille, X-21, 30 pp.

Marchand J., Bassot J.P. et Simon B., 1987. Notice explicative de la carte photogéologique au 1/200.000 Kossanto (feuille ND-29-VI). République du Mali, Direction Générale de la Géologie et des Mines, Bamako, 28 pp.

Mauny R. 1963. Contribution à la préhistoire et à la protohistoire de la région de Kédougou (Sénégal Oriental). Cahiers de Centre du Recherche Anthropologique 1-10 ; *Bulletin et Mémoire de la Société Anthropologique de Paris* 5, XIe série: 113-122.

McCurry P., 1976. The geology of the Precambrian to Lower Palaeozoic rocks of northern Nigeria. A review. In: Kogbe, C.A. (Ed.), *Geology of Nigeria*. Elisabethan Publ., Lagos, pp. 15-39.

McFarlane A., Crow M.J., Arthurs J.W., Wilkinson A.F. et Aucott W., 1981. The geology and mineral resources of northern Sierra Leone Overseas. *Mem. Institute Geological Sciences, London* 7, 103.

McPhee I., Anderson D.D. and Muret G., 1958. Geology and petroleum prospects of the western Taoudenni Bassin. *Conorada Petroleum Corporation*, Dakar : 27 pp (non publié).

Menchikoff N., 1946. Les formations à stromatolithe dans le Sahara occidental. *Bull. Soc. Géol. France*, 16: 451-461.

Mensah M.K., 1973. On the question of the age of the Sekondi Series: Upper Devonian or Lower Carboniferous rocks of Ghana. *Ghana Journal Sciences* 2, 134-139.

Miall A. D., 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews*, v. 13: p. 1-62.

Miall A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits. A summary., in Miall, A. D., éd., *Fluvial Sedimentology*, *Canadian Society of Petroleum Geologist*, p. 801-829.

Miall A.D., 1982. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary, fluvial sedimentology, Andrew D. Miall *geological Survey of Canada*, p. 507-625.

Miall A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits: *Earth Science Review*, v. 22, p. 261-308.

Miall A.D., 1992. Alluvial Deposits, in Walker, R. G., and James, N. P., eds., *Facies models. Response to sea level change: Geological Association of Canada*, p. 119-142.

Milési J.P., Feybesse J. L., Ledru P., Dommanget A., Quedraogo M.F., Marcoux E., A. Prost, C. Vinchon, Sylvain J.P., Johan V., Tegye M., Calvez J.Y. et 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.

Monod T., 1937. Sur la constitution géologique de l'Adrar mauritanien. *Comptes Rendus Académie Sciences Paris* 205: 74-76.

Monod T., 1952. L'Adrar mauritanien (Sahara occidental). Esquisse géologique. *Bulletin de la Direction des Mines de l'Afrique occidentale française*, Dakar, 15.

Monod T., 1953. Un type aberrant de stromatolithe ouest-africain. *Bull. Inst. Franç. Afrique Noire*, **15**: 895- 900.

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'AgroIndustrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Mueller W., 1991. Volcanism and related slope to shallow-marine volcanoclastic sedimentation: an Archean example near Chibougamau, Quebec, Canada: *Precambrian Research*, v. 49, p. 1-22.

Mueller W., Chown E.H. and Potvin R., 1994. Substorm wave base felsic hydroclastic deposits in the Archean Lac des Vents volcanic complex, Abitibi belt, Canada: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 60, p. 273-300.

Mueller W., Chown E.H. and Thurston P. C, 2000a. Processes in physical volcanology and volcanoclastic sedimentation: modern and ancient: *Precambrian Research*, v.101, p. 81-85.

Mueller W.U., Garde A.A. and Stendal H., 2000b. Shallow-water, eruption-fed, mafic pyroclastic deposits along a Paleoproterozoic coastline: Kangerluluk volcanosedimentary sequence, southeast Greenland: *Precambrian Research*, v. 101, p. 163-192.

Mueller W. U., Corcoran P. L. and Donaldson J. A., 2002. Sedimentology of a tide-and wave-influenced high-energy Archean coastline: the Jackson Lake, Slave Province, Canada: *Special Publications International Association of Sedimentologist*, v. 33, p. 153-182.

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, 372p.

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 birimienne de Mako dans le secteur aurifère de Sabodala (Sénégal Oriental). Thèse 3^o 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.

Pacheco L., Fraixedas S., Fernández-Llamazares A., Estela N., Mominee R. et Guallar F., 2012. Perspectives on Sustainable Resource Conservation in Community Nature Reserves: A case study from Senegal. *Sustainability*, 4, 3158-3179.

Panizza M., 2001. "Geomorphosites: Concepts, Methods and Examples of Geomorphological Survey". *Chinese Science Bulletin*, 46, 4-5.

Panizza M. and Piacente S., 1993. "Geomorphological Assets Evaluation". *Fur Geomorphologie N.F. Suppl. Bd.*, 87, 13-18.

Panizza M. and Piacente S., 2003. Geomorfologia culturale. Pitagora Editrice Bologna, 350 pages.

Panizza M. et Piacente S., 2004. "Pour une géomorphologie culturelle", in E. Reynard, J.-P. Pralong (eds.). *Paysages géomorphologiques. Compte-rendu du séminaire de 3^{ème} cycle*. Institut de Géographie, Lausanne.

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 du bassin de la Haute-Gambie. Rapport BRGM DAK 67 A 4, 90 pp., 16 pl. hors texte.

Piqué A., Bouabdelli M., Darboux J.R., 1995. Le rift cambrien du Maroc occidental. *Comptes Rendus Académie des Sciences*, Paris 320, 1017-1024.

Piqué A., Bouabdelli M., Soulaïmani A., Youbi N. et Iliani M., 1999. Les conglomérats du P III (Néoprotérozoïque supérieur) de l'Anti-Atlas (Sud du Maroc): molasses panafricaines, ou marqueurs d'un rifting fini-protérozoïque. *Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris* 328, 409-414.

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

Ponsard J.F., Roussel J., Villeneuve M., Lesquer A., 1988. The Pan- African orogenic belt of southern Mauritanides and Northern Rokelides (Southern Senegal and Guinea, West Africa): gravity evidence for a collisional suture. *Journal African Earth Sciences* 7, 463–472.

Porter S.M., Knoll A.H., Affaton P., 2004. Chemostratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates from the Volta Basin, West Africa. *Precambrian Research* 130, 99–112.

Programme USAID/Wula Nafaa, 2012-2016. Dindéfelo, Sénégal ; Plan de Gestion de la Réserve Naturelle Communautaire de Dindéfelo, 1st Ed.; Institut Jane Goodall Espagne, 3p.

Proust J. N., 1990. Expression sédimentologique et modélisation des fluctuations glaciaires. Exemple des dépôts du Protérozoïque terminal au Mali occidental. *Thèse*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, Fr. : 165 p.

Proust J.N., 1992. Expression sédimentologique et modélisation des fluctuations glaciaires. Exemple des dépôts du Protérozoïque terminal au Mali Occidental. *Sciences Géologiques Mémoire, Strasbourg* 92, 150 pp.

Proust J.N. et Deynoux M., 1994. Marine to non-marine sequence architecture of intracratonic glacially related basin. Late Proterozoic of the West African platform in western Mali. In: Deynoux, M.M., Miller, J.M.G., Domack, E.W., Eyles, N., Fairchild, I.J., Young, G.M. (Eds.), *Earth's Glacial Record*. Cambridge Univ. Press, pp. 121–145.

Purser B.H. 1980. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. *Publ. Inst. Français de Pétrole*, Ed. Technip, 366 p.

Rapport d'études, 2009. Cartographie territoriale du pays bassari. Analyse de terrain pays bassari.

Reichert R., 1972. Géologie du Gourma (Afrique occidentale). Un « seuil » et un bassin du Précambrien supérieur. Stratigraphie, tectonique, métamorphisme. *Mémoires Bureau Recherches Géologique Minières, Paris* 53, 213.

Reineck H.E. and Singh I.B., 1986. Depositional Sedimentary Environments, Berlin, Springer. 550 pages

République du Sénégal. Pays Bassari, Paysages Culturels Bassari, Peul et Bédik ; Proposition d'inscription sur la liste de Patrimoine mondial, 2011, 316p.

Reynard E., 2004. L'évaluation des géotopes géomorphologiques en Suisse, in Paysages géomorphologiques-Compte-rendu du séminaire de 3ème cycle, E. Reynard and J.-P. Pralong, Editors. Institut de Géographie : Lausanne. p. 137-149.

Reynard E. et Panizza M., 2005. Géomorphosites : définition, évaluation et cartographie. Une introduction. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 3: 177-180.

Reynard E., Perret A., Bussard J., Grangier L. and Martin S., 2016. Integrated Approach for the Inventory and Management of Geomorphological Heritage at the Regional Scale. *Geoheritage* 8:43-60

Rossi P., 1982. Lithostratigraphie et cartographie des formations sédimentaires du pourtour du massif du Kaarta, Mali occidental, Précambrien terminal, Paléozoïque inférieur (?) du Sud-Ouest du bassin de Taoudéni. Travaux des Laboratoires des Sciences de la Terre St-Jérôme, Marseille, B-18, 274 pp.

Rossi P., Deynoux M. et Simon B., 1984. Les formations glaciaires du Précambrien terminal et leur contexte stratigraphique (formations pré- et postglaciaires et dolérites permienes (?) du massif du Kaarta) dans le bassin de Taoudéni au Mali occidental (Afrique de l'Ouest). *Sciences Geologiques Bulletin, Strasbourg* 37, 91–106.

Sarr D., Fall M., Ngom P.M., Ndiaye, P.M., Kane C.H., Ba M., 2012. Geomechanical Characterization of Sandstones Cliffs of Segou (Senegal, West Africa) in the Madina Kouta Basin. *International Journal of Geosciences*; 3, 166-174.

Schmitt M., 1978. Stromatolites from the Tiout section, Precambrian– Cambrian boundary beds, Anti-Atlas. *Geological Magazine* 115, 95–100.

Scholle P.A. and Ulmer-Scholle D.S., 2003. A Color Guide to the Petrography of carbonate Rocks: AAPG Memoir 77, 474 p.

Sepehr M. and Cosgrove J. W., 2004. Structural framework of the Zagros fold-thrust Belt, Iran: *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 829-843.

Shanmugam G., 1997. The Bouma Sequence and the turbidite mind set: *Earth-Science Reviews*, v. 42, p. 201-229.

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

Shields G. A., Deynoux M., Strauss H., Paquet H. et Nahon D., 2007b. Barite- bearing cap dolostone of the Taoudéni Basin, northwestern Africa: Sedimentology and isotopic evidence for methane seepage after a Neoproterozoic glaciation. *Precambrian Research* **153**: 209- 235.

Soulaimani A., Essaifi A., Youbi N. et Hafid A., 2004. Les marqueurs structuraux et magmatiques de l'extension crustale au Protérozoïque terminal–Cambrien basal autour du massif de Kerdous (Anti-Atlas occidental, Maroc). *Académie des sciences. C. R. Geoscience* 336 (2004). Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Soulaimani A., Piqué A. et Bouabdelli M., 2001. La série du PII–III de l'Anti-Atlas occidental (Sud marocain): un olistostrome à la base de la couverture post-panafricaine (PIII) du protérozoïque supérieur. *Comptes Rendus Académie des Sciences*, Paris 332, 121-127.

Sustrac G., 1984. Plan minéral de la République du Sénégal, Ministère du Développement industriel et de l'artisanat, Direction des Mines et de la Géologie, 3 volumes, 725 p.

Sow E., Fofana C.A.K. et Aw C., 2013. Diatoms of Dindéfelo fall (upper Basin of the Gambia River, Senegal): floristic inventory. *African Journal of Ecology*; 51 (4), 352-362.

Thévéniaut 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.

Thévéniaut H., Ndiaye P.M., Buscail F., 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.

Thomas R.J., Chevallier L.P., Gresse P.G., Harmer R.E., Eglinton B.M., Armstrong R.A., de Beer C.H., Martini J.E.J., De Kock G.S., Macey P.H. et Ingram B.A., 2002. Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Precambrian Research* 118, 1-57.

Thomas R.J., Fekkak A., Ennih N., Errami E., Loughlin S.C., Gresse P.G., Chevallier L.P. et Liegeois J.P., 2004. A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 39, 217-226.

TOUIL A., El-Boukhari A., Bilal E. et Moutte J., 1999. Les tholéiites à affinité alcaline du secteur ouest du Siroua (Anti-Atlas central, Maroc) : témoins d'une distension au Néoprotérozoïque. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 29, No. 4, pp. 699-713. 2000 Elsevier Science Ltd.

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*, Univ. St Jérôme, Marseille, B, 7, 702 pp.

Trompette R., 1981. Late Precambrian Tillites of the Volta Basin and the Dahomeyides orogenic belt (Benin, Ghana, Niger, Togo and Upper- Volta). In: Harland, W.B., Hambrey, M.J. (Eds.), *Earth's Pre- Pleistocene Glacial Record*. Cambridge Univ. Press, pp. 135-139.

Trompette R., 1994. Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma). Balkema, Rotterdam, 350 pp.

Trompette R., 1997. Neoproterozoic (600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research* 82, 101-112.

Trompette R., 2000. Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. *Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris* 330, 305-315.

Trompette R., Affaton P., Joulia F. et Marchand J., 1980. Stratigraphic and Structural Controls of Late Precambrian Phosphate Deposits of the Northern Volta Basin in Upper Volta, Niger and Benin, West Africa. *Economic Geology* 75, 62-70.

Tucker M.E. and Reid P.C., 1973. The sedimentology and context of late Ordovician glacial marine sediments from Sierra Leone, West Africa: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 13, p. 289-307.

Tucker M.E. and Reid P.C., 1981. Late Precambrian glacial sediments, Sierra Leone. In: Harland, W.B., Hambrey, M.J. (Eds.), *Earth's Pre- Pleistocene Glacial Record*. Cambridge Univ. Press, pp. 132-134.

UNESCO, 1972. Convention concernant la protection du patrimoine mondial culturel et naturel adoptée par la conférence générale à sa dix-septième session, Paris, 16 novembre, 15p.

UNESCO, 2000. Rapport du directeur général sur l'étude de faisabilité sur la mise en place d'un programme Géosites/Géoparks de l'UNESCO. O.N.U., 160ième session, 8 p.

UNPD, 2010. Rapport National sur le Développement Humain au Sénégal. Changement climatique, Sécurité alimentaire et Développement humain : 102p

USAID/Wula Nafaa, Juillet 2010. Rapport des enquêtes socio-économiques de Dindéfelo. Programme agriculture, gestion des ressources naturelles.

Villemur J.R., 1967. Reconnaissance géologique et structurale du nord du bassin de Taoudéni. Mémoires Bureau Recherches Géologiques minières, Paris 51, 151 pp.

Villeneuve M., 1981. Résultats préliminaires d'une Synthèse géologique du Sud du Fouta Djallon (Guinée). *Comptes Rendus Sommaires Société Géologique de France* 2, 55-59.

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 Doct., Université d'Aix-Marseille III, 552 p.

Villeneuve M., 1988. Evolution comparée du bassin de Taoudéni et de la chaîne des Mauritanides en Afrique de l'Ouest. *Comptes Rendus Academies des Sciences, Paris* 307, 663-668.

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.

Villeneuve M., 2006. Les dépôts glaciaires du Néoprotérozoïque à l'Ordovicien supérieur dans la partie sud-ouest du craton Ouest-africain : cadre géodynamique et paléogéographique. *Africa Geoscience Review*, Vol. 13, No. 2: 185- 210 pp.

Villeneuve M. et Dallmeyer R.D., 1987. Geodynamic evolution of the Mauritanide, Bassaride and Rokelide orogens (West Africa). *Precambrian Research*, 37, pp. 19-28.

Villeneuve M. & Da Rocha Araujo P. T., 1984. La stratigraphie du bassin paléozoïque de Guinée (Afrique de l'Ouest). *Bulletin Société Géologique France* **26**, 1033-1039.

Villeneuve M. and Dallmeyer R.D., 1987. Geodynamic evolution of the Mauritanides, Bassarides and Rokelides orogens (West Africa). *Prec. Res.*, 37, 19-28.

Villeneuve M., Bonvalot S. et Albouy Y., 1990. L'Agencement des chaînes (Panafricaines et Hercynienne) de la bordure occidentale du craton ouest africain. *Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris* 310, 955-959.

Villeneuve M., Bassot J.P., Robineau B., Dallmeyer R.D. et Ponsard J.F., 1991. The Bassaride Orogen. In: Dallmeyer, R.D., Lécorché, J.P. (Eds.). The West African Orogens and Circum Atlantic Correlatives. Springer-Verlag, Berlin, pp. 151-185.

Villeneuve M. et Cornée J.J., 1991. Evolution paléogéographique de la marge nord-ouest de l'Afrique, du Cambrien à la fin du Carbonifère (du Maroc au Liberia). *Canadian Journal Earth Sciences* 28, 1121-1130.

Villeneuve M. et Cornée J.J., 1994. Structure, evolution and palaeogeography of the West African craton and bordering belts during the Neoproterozoic. *Precambrian Research* 69, 307-326.

Walker R. G., 1984. Facies models. Geoscience, Canada: 317 p.

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

Walker R. G., 1966. Shale grit and Grindslow shales: transition from turbidities to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of northern England: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 36, p. 90-114.

Walker R. G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps: *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin*, v. 62, p. 932-966.

Walker R. G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphy concepts, in Walker, R. G., and James, N. P., eds., Facies model. Response to sea level change: *Geological Association of Canada*, p. 1-14.

Walker R. G. and Plint A. G., 1992. Wave-and storm-dominated shallow marine systems, in Walker, R. G., and James, N. P., eds., Facies models. Response to sea level change: *Geological Association of Canada*, p. 219-238.

Walsh G.J., Aleinikoff J.N., Benziene F., Yazidi A., Armstrong T.R., 2002. U-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagrara de Tata inlier and its Neoproterozoic cover, western Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research* 117, 1-20.

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'AgroIndustrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.

Wu X.T., 1982. Storm-generated depositional types and associated trace fossils in Lower Carboniferous shallow-marine carbonates of Three Cliffs Bay and Ogmores-by-Sea, South Wales: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 39, p. 187-202.

Yang B., Gingras M.K., Pemberton S.G. and Dalrymple R.W., 2008. Wave generated tidal bundles as an indicator of wave-dominated tidal flat: *Geology*, v. 36, p. 39-42.

Youm C.I., 2012. Révision lithostratigraphique de la Formation de Dindéfelo-Bassin de Madina Kouta Mémoire D.E.A de Géosciences, option environnements sédimentaires. Dakar, 43p.

Youm C.I., Errami E., Sow E.H., 2018. Neoproterozoic Dindéfelo waterfall geosite (DCNR, Bassari country, Eastern Senegal): biodiversity and geodiversity between conservation and valorization. *Journal of Chemical, Biological and Physical Sciences An International Peer Review E-3 Journal of Sciences*. Vol. 8, No. 3; 197-224.

Young G.M., 1992. Late Proterozoic stratigraphy and the Canada- Australia connection. *Geology* 20, 215-218.

Young G.M., 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? *Geology* 23, 153-156.

Zimmermann M., 1960. Nouvelle subdivision des séries antégothlandiennes de l'Afrique occidentale (Mauritanie, Soudan, Sénégal). In: 21th Sess. Intern. Geol. Congr., Copenhagen, part VIII, pp. 26-36.

TABLE DES MATIERES

PREMIERE PARTIE : CADRE GENERAL	1
CHAPITRE I - INTRODUCTION GENERALE.....	2
1. CADRE DE L'ETUDE.....	3
2. PROBLEMATIQUE	4
3. OBJECTIFS	5
4. ORGANISATION DU MEMOIRE	5
CHAPITRE II : CONTEXT GENERAL	6
1. CADRE GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE.....	7
1.1. Présentation administrative de la région de Kédougou.....	7
1.2. Caractéristiques physiques	7
1.2.1. Le relief	7
1.2.2. Le climat	8
1.3. Le réseau hydrographique	10
1.4. Les types de sols.....	10
1.5. La flore et la faune.....	10
1.5.1. La végétation.....	10
1.5.2. La faune	11
1.6. Population et activités économiques.....	12
1.6.1. Démographie, activités socio-culturelles, touristiques et sanitaires.....	12
1.6.2. Activités économiques	13
2. CONTEXTE GEOLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE.....	17
2.1. Introduction	17
2.2. La boutonnière de Kédougou-Kéniéba (BKK) ou Supergroupe du Birimien	19
2.2.1 Groupe de Mako.....	21
2.2.2 Suite de Sandikounda-Soukouta	22
Les formations qui constituent la Suite magmatique de Sandikounda-Soukouta (âges 2170-2140Ma, Théveniaut <i>et al.</i> , 2010a et Delor <i>et al.</i> , 2010b) regroupent tous les termes plutoniques antérieurement rattachés au batholite « Badon-Kakadian » ainsi que des termes plus basiques, les gabbros, intrusifs dans le Groupe de Mako.	22
2.2.3. Groupe de Dialé-Daléma	24
2.2.4. Suite de Saraya.....	25
2.2.5. Suite de Boboti.....	27
2.3. Les zones mobiles du Sénégal.....	28
2.3.1. La série de la Falémé.....	28
2.3.2. La série de Youkounkou.....	28

2.3.3. La série de Bakel.....	29
2.3.4. La série des Bassaris	30
2.3.5. La série de Koulountou	31
2.4. Couverture sédimentaire Méso-Néoprotérozoïque à Paléozoïque du Craton Ouest Africain.....	32
2.4.1. Le bassin de Taoudéni.....	32
2.4.2. Le Bassin de Madina Kouta.....	36
2.5. La chaîne des Mauritanides.....	45
DEUXIEME PARTIE : ETUDE STRATIGRAPHIQUE, SEDIMENTOLOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE DU SECTEUR DE SEGOU-WALIDIALA.....	46
INTRODUCTION	47
1.1.1. La partie inférieure (Kf1) est constituée d'une succession de niveaux	49
1.1.2. La partie supérieure (Kf2)	56
1.1.3. Interprétation de la Formation de Kafori	61
1.2. Formation de Pélel.....	64
1.2.1. Ensemble 1 (P11). Il est constitué de calcaires algaires, oolithiques et à oncolithes légèrement gréseux, associés à des argilites rouges carbonatées.	64
1.2.4. Etude du volcanisme dans la Formation de Pélel	71
1.2.5. Interprétation de la Formation de Pélel	75
1.3. Formation de Dindéfelo	76
1.3.1. Membre 1 (Df1) : argilites silteuses mauves à intercalations de niveaux gréseux fins de la Formation de Dindéfelo (Figure 33).....	77
1.3.2. Membre 2 (Df2) : grès fins argileux friables à interlits argileux de la Formation de Dindéfelo	82
1.3.3. Membre 3 (Df3) : les grès ruiniformes de la Formation de Dindéfelo	85
1.3.4. Interprétation de la Formation de Dindéfelo	89
1.4. INTERPRETATION GEODYNAMIQUE DU GROUPE DE SEGOU	92
1.4.1. Initiation et Genèse du bassin de Madina Kouta : dépôt du Supergroupe de Ségou/Madina Kouta sur la marge occidentale du craton ouest-africain.....	93
1.4.2. Evolution Paléogéographique et Géodynamique du Supergroupe de Ségou/Madina Kouta sur la marge occidentale du craton ouest-africain.....	96
CONCLUSION PARTIELLE SUR LE GROUPE DE SEGOU.....	99
CHAPITRE IV	102
LE SUPERGROUPE DES MAURITANIDES	102
1. LE GROUPE DE WALIDIALA.....	103
1.1. Formation glaciaire de Walidiala 1 (Walidiala 2 de Delor et al., 2010a). Elle a été divisée en deux membres : Walidiala 1a (W1a) et Walidiala 1b (W1b).....	103
1.1.1. Membre 1 (W1a) : alternance de tillite massive et d'argilites silteuses laminées à dropstones (diamictites).	103

1.1.2. Membre 2 (W1b) : argilites silto-gréseuses calcaireuses à débit en plaquettes centimétriques.....	107
1.2. Formation des arénites quartzeuses et conglomératiques de Walidiala 2 (W2).....	111
1.2.1. Lithostratigraphie	111
1.2.2. Pétrographie	113
1.3. Interprétation du Groupe de Walidiala	114
1.3.1. Formation de Walidiala 1	115
1.3.2. Formation de Walidiala 2.	117
2. LE GROUPE DE MALI.....	118
2.1. La Formation des dolomies calcaires de Mali 1 (M1).....	118
2.1.1. Lithostratigraphie	118
2.1.2. Pétrographie (Figures 53, 54, 55 et 56).....	119
2.2. Formation pélitico-cherteuse de Mali 2 (M2)	122
2.2.1. Lithostratigraphie	122
2.3.1. Formation de Mali 1.	128
2.3.2. Formation de Mali 2.	128
2.4. INTERPRETATION GEODYNAMIQUE DU SUPERGROUPE DES MAURITANIDES.....	131
TROISIEME PARTIE.....	135
ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DU SECTEUR DE LANDIENE- BANDAFASSI.....	135
INTRODUCTION	136
ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE	137
1. INTRODUCTION.....	138
2. LITHOSTRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE DU SECTEUR DE LANDIENE- BANDAFASSI.....	138
2.1. L'unité 1 (U1) : Dépôts glaciaires de Landiéné (tillite).....	138
2.1.1. La sous unité 1 (U1a)	139
2.1.2. Sous unité 2 (U1b) : les argilites silteuses à débit en plaquettes centimétriques	141
2.2. Unité 2 (U2). Elle est constituée de microconglomérats arkosiques à galets de schistes surmontés de conglomérats noirs à galets de quartz et feldspaths.	142
2.2.1. Sous unité 1 (U2a) : Microconglomérats arkosiques à galets de schistes verts de Landiéné	142
2.2.3. Sous unité 2 (U2b) : conglomérat noir à galets de quartz de Landiéné	144
2.3. Unité 3 (U3) : calcaires et dolomies concrétionnés de Landiéné-Namel	146
2.4. Unité 4 (U4). Siltites argileuses violettes à intercalations de niveaux de silexites de Landiéné	148
2.4.1. Les niveaux de Silexites	148

2.4.2. Les siltites argileuses violettes.....	149
CHAPITRE VI. INTERPRETATION DES FACIES DU SECTEUR DE LANDIENE-BANDAFASSI	151
1. L'unité 1 : Dépôts glaciaires de Landiéné (tillite).....	152
2. L'unité 2. Microconglomérats arkosiques à galets de schistes surmontés de conglomérats noirs à galets de quartz.	152
2.1. La sous unité 1 :.....	152
2.2. La sous unité 2.....	152
4. L'Unité 4 :	153
CHAPITRE VII. DISCUSSION SUR LE SECTEUR DE LANDIENE-BANDAFASSI..	154
CONCLUSION PARTIELLE	156
QUATRIEME PARTIE :	157
NOTIONS DE GEOPARC, GEOCONSERVATION ET GEOTOURISME ET APPLICATION A LA RESERVE NATURELLE COMMUNAUTAIRE DE DINDEFELO	157
CHAPITRE VIII : INTRODUCTION.....	158
CHAPITRE IX : EVALUATION DES VALEURS CULTURELLES DU PAYS BASSARI	163
1. PRESENTATION DU PAYS BASSARI.....	164
2. IMPORTANCE ECOLOGIQUE DU PAYS BASSARI.....	165
2.1. Le Parc National du Niokolo Koba	165
2.2. La Réserve Naturelle Communautaire de Dindéfelo (RNCD)	165
2.3. La ZIC (Zone d'Intérêt Cynégétique) et les Zones amodiées	166
3. EVALUATION CULTURELLE	167
3.1. Les religions dans le Pays Bassari.....	167
3.2. Les rites et croyances liés au monde végétal chez les ethnies minoritaires	168
3.3. L'importance historique, un potentiel archéologique en devenir	169
3.4. L'importance artistique : savoir-faire et artisanat chez les ethnies minoritaires du pays bassari	170
3.5. Le calendrier de la vie : le rythme des saisons et des fêtes en pays bassari.....	173
3.5.1. L'initiation	173
3.5.2. Les fêtes en Pays Bassari.....	174
4. EVALUATION ECONOMIQUE	176
4.1. L'agriculture et l'agroalimentaire :	176
4.2. Le tourisme	177
4.2.1. Le tourisme de vision :	177
4.2.2. Le tourisme cynégétique : la chasse sportive	178
4.2.3. Le tourisme culturel et de découverte	178

4.2.4. Les aménagements pour les visiteurs et statistiques les concernant	179
4.2.5. Le Village d'interprétation de Bandafassi	179
4.2.6. Les logements des visiteurs	180
4.3. L'artisanat	180
4.4. Le mode d'habitation	181
CHAPITRE X : LE GEOSITE DE LA CASCADE DE DINDEFELO : BIODIVERSITE ET GEODIVERSITE ENTRE CONSERVATION ET VALORISATION	183
INTRODUCTION.....	184
1. CADRE GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE	186
1.1. La situation géographique	186
1.2. Le climat et la pluviométrie	187
1.3. La géomorphologie et l'hydrographie	188
1.4. La flore et la faune.....	188
1.5. La population et les activités économiques.....	188
2. CADRE GEOLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE	189
3. LE GEOSITE DE LA CASCADE DE DINDEFELO.....	191
3.1. Introduction	191
3.3. La cascade de Dindéfelo, géosite d'intérêt socio-économique et touristique	193
3.4. La cascade de Dindéfelo, géosite d'intérêt historique	197
3.5. Les groupements de femmes et la transformation des céréales	197
3.6. Le marché hebdomadaire	198
3.7. La cascade de Dindéfelo, un géosite à valeur scientifique et pédagogique	198
3.8. Mythes et légende du secteur de Dindéfelo	201
3.9. Les géosites associés au géosite de la cascade de Dindéfelo	202
4. DISCUSSION ET CONCLUSION.....	210
CONCLUSIONS GENERALES.....	214
1. Sur le plan lithologique.....	215
2. Sur le plan stratigraphique	215
3. Sur le plan géodynamique et paléo-environnemental.....	216
4. Sur le plan géopatrimoine,.....	217
LISTE DES FIGURES	247
LISTE DES TABLEAUX	253
ANNEXES	254

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Carte de localisation des deux secteurs d'étude dans la région de Kédougou.

Figure 2 : Localisation et découpage administratif de la région de Kédougou (modifié, Agence Nationale de l'Aménagement du Territoire (ANAT), Mars 2018).

Figure 3. Topographie et principaux bassins hydrographiques (d'après le SRTM au pas de 90 m, Wuilleumier et al., 2010) de la région de Kédougou (Sénégal oriental).

Figure 4. Table climatique de la région de Kédougou (Source : climate-data.org 2017)

Figure 5. Exportations en or industriel entre 2009 et 2013 (ANSD/SRSD Kédougou, 2012)

Figure 6. Carte géologique schématique de l'Afrique de l'Ouest (d'après Deynoux et al., 1988).

Figure 7. Répartition des grandes séries du Birimien et des Mauritanides (d'après Delor et al., 2010a, modifiée).

Figure 8. Coupe stratigraphique synthétique du Bassin de Taoudéni, de l'Adrar en Mauritanie (d'après Trompette, 1973).

Figure 9. Situation géologique du bassin de Madina Kouta (modifiée, d'après Deynoux et al., 1993)

Figure 10. Découpage lithostratigraphique du Supergroupe de Ségou-Madina Kouta dans le bassin de Madina Kouta (d'après Delor et al., 2010a, modifié).

Figure 11. Découpage lithostratigraphique du Supergroupe des Mauritanides dans la vallée de Walidiala (bassin de Madina Kouta) (modifiée d'après Delor et al., 2010a).

Figure 12. Carte de localisation des logs du secteur de Ségou-Walidiala

Figure 13. Conglomérat de base dans la vallée de Walidiala.

Figure 14. Liant du premier niveau de conglomérat de base.

Figure 15. Faciès des niveaux conglomératiques supérieurs.

Figure 16. Liant des niveaux conglomératiques supérieur.

Figure 17. Bancs de calcarénites microconglomératiques intercalés entre les niveaux conglomératiques.

Figure 18. Bancs intercalés dans les niveaux de conglomérat de base.

Figure 19. Microconglomérats de la partie supérieure du conglomérat de base de Kafori.

Figure 20. Structures et figures sédimentaires associées au microconglomérat de base.

Figure 21. Microconglomérat de la partie supérieure du conglomérat de base.

Figure 22. Galets mous coiffant le microconglomérat de base.

Figure 23. Conglomérat à éléments calcaires arrondis au sommet de la Formation de Kafori.

Figure 24. Calcaires oolithiques et stromatolites associés à des argilites rouges carbonatées de la Formation de Pélel.

Figure 25. Structures sédimentaires associées aux calcaires oolithiques et stromatolithes de Pélel.

Figure 26. Calcaires oolithiques et à oncolithes légèrement gréseux de la Formation de Pélel.

Figure 27. Argilites silteuses rouges carbonatées de la Formation de Pélel.

Figure 28. Bioconstruction algaires à stromatolites amalgamés de la formation de Pélel.

Figure 29. Récifs stromatolitiques de la formation de Pélel.

Figure 30. Lithostratigraphie des faciès volcanosédimentaires du groupe de Ségou.

Figure 31. Pétrographie des zones de contact calcarénite/intrusion volcanique.

Figure 32. Pétrographie des intrusions basiques dans la Formation de Pélel.

Figure 33. Argilites silteuses mauves à intercalations de niveaux gréseux fins de la Formation de Dindéfelo.

Figure 34. Argilites silteuses mauves de la Formation de Dindéfelo.

Figure 35. Argilites silteuses mauves à intercalations de niveaux gréseux fins.

Figure 36. Pétrographie de la matrice des brèches intraformationnelles du membre 1 de la Formation de Dindéfelo.

Figure 37. Grès fins argileux à interlits argileux de la Formation de Dindéfelo.

Figure 38. Structures sédimentaires associées aux grès fins argileux friables à interlits argileux de la Formation de Dindéfelo.

Figure 39. Grès du Membre 2 de la Formation de Dindéfelo.

Figure 40. Vue d'ensemble des grès ruiniformes de la Formation de Dindéfelo.

Figure 41. Rides de courants associées aux grès ruiniformes de la Formation de Dindéfelo.

Figure 42. Autres structures sédimentaires associées aux grès ruiniformes de la Formation de Dindéfelo.

Figure 43. Pétrographie des grès ruiniformes de la Formation de Dindéfelo.

Figure 44. Tillite massive et argilites à blocs de la Formation de Walidiala 1.

Figure 45. Conglomérats à galets arrondis de grès dans la partie supérieure de la tillite.

Figure 46. Faciès des argilites silteuses calcareuses à dropstones (tillite laminée).

Figure 47. Niveaux de grès turbiditiques intra-tillite.

Figure 48. Argilites silteuses carbonatées à débit en plaquettes centimétriques et à intercalations de grès de la Formation de Walidiala 1.

Figure 49. Faciès des calcaires à fentes de dessiccation remplies de calcite.

Figure 50. Microscopie des calcaires ou boue argilo-calcaire à fentes de dessiccation.

Figure 51. Lithostratigraphie des arénites quartzeuses et conglomérats de la Formation de Walidiala 2.

Figure 52. Lithostratigraphie des faciès des dolomies calcaires et structures associées de Mali 1.

Figure 53. Microscopie des dolomies calcaires de Walidiala.

Figure 54. Microscopie des calcaires dolomitiques à célestine de Walidiala.

Figure 55. Microscopie des boues calcaires dolomitiques ou de dolomicrite calcaires de Koukoudji.

Figure 56. Termes de passage calcaires dolomitiques et silexites (cherts) de Walidiala.

Figure 57. Lithostratigraphie des premiers niveaux de chert dans la vallée de Walidiala.

Figure 58. Bancs décimétriques de silexites et structures sédimentaires associées, intercalés dans les pélites violettes.

Figure 59. Lithostratigraphie des siltites argileuses à débit en plaquettes centimétriques.

Figure 60. Microscopie des bancs de silexites intercalés dans les pélites violettes.

Figure 61. Carte de localisation des coupes géologiques effectuées dans le secteur de Bandafassi-Landiéné.

Figure 62. Conglomérat glaciaire massif de Landiéné.

Figure 63. Bancs de grès-pélites à dropstones de Landiéné.

Figure 64. Argilites silteuses à débit en plaquettes.

Figure 65. Microconglomérats à galets de schistes verts de Landiéné.

Figure 66. Microscopie des microconglomérats à galets de schistes.

Figure 67. Conglomérat noir à galets de quartz de Landiéné.

Figure 68. Structures sédimentaires associées au conglomérat noir à galets de quartz de Landiéné.

Figure 69 : Microscopie des conglomérats noirs à galets de quartz de Landiéné.

Figure 70. Faciès des calcaires et dolomies de Landiéné.

Figure 71. Dolomies calcaires de Landiéné-Namel.

Figure 72. Niveaux de silexites intercalaires dans les pélites de Landiéné.

Figure 73. Microscopie des niveaux de silexites.

Figure 74. Autels ancestraux des ethnies minoritaires

Figure 75. Atelier de Forgeron et instruments de musique

Figure 76. Objets d'art et bijoux de femmes du pays bassari.

Figure 77. Cérémonies d'Initiation et masques en pays bassari.

Figure 78. Dance de jouissance de jeunes filles avec les masques caméléon maîtres de tous les masques.

Figure 79. Plantes cultivées au pays bassari.

Figure 80. Type d'habitation en Pays bassari.

Figure 81. Carte de localisation de la RNCD.

Figure 82. Carte géologique de la région de Kédougou (Delor et al., 2010b, modifiée).

Figure 83. Faune de la RNCD.

Figure 84 Cascade de Dindéfélo et Log stratigraphique correspondant

Figure 85. Cascade de Dindéfélo. Vue de la partie supérieure montrant les fracturations caractéristiques de la Formation de Dindéfélo.

Figure 86. Coupe lithostratigraphique synthétique de la zone de Dindéfélo.

Figure 87. Cascade de Dindéfélo, espace pédagogique et de détente.

Figure 88. Cascade de Ségou. Vue de dessus

Figure 89. Cascade d'Affia.

Figure 90. Le Fleuve Gambie. Le long des collines de Tépéré

Figure 91. Socle birimien et déformations.

Figure 92. Marbres et schistes birimiens de Walidiala.

Figure 93. Structures sédimentaires dans les formations gréseuses de Dindéfélo et dans les faciès carbonatés de la formation de Pélel.

Figure 94. Dents de Dandé dans les grès ruiniformes (Tonien) près de la cascade de Dindéfélo

Figure 95. Stromatolites dans les formations grésocalcaires du Groupe de Ségou.

Figure 96. Les formations glaciaires (Ediacarien) de la RNCD.

Figure 97. Discordances dans les formations géologiques de la RNCD.

Figure 98. Grotte de Dandé creusée dans les formations néoprotérozoïques inférieure de Dindéfélo.

Figure 99. Empreintes de «pas » de chasseur de Tépéré sur la latérite (Paléozoïque) couvrant les formations birimiennes.

Figure 100. La forêt des termitières sur le plateau de Dandé

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Principaux découpages lithostratigraphiques du Supergroupe de Ségou/Madina-Kouta définis par les études antérieures (modifiée d'après [Delors et al., 2010a](#)).

Tableau 2 : relation entre les faciès décrits dans ce travail est ceux de Delors et al. , 2010a.

Tableau 3 : Corrélation entre la zone de Landiéné/Bandafassi et la vallée de Walidiala

ANNEXES

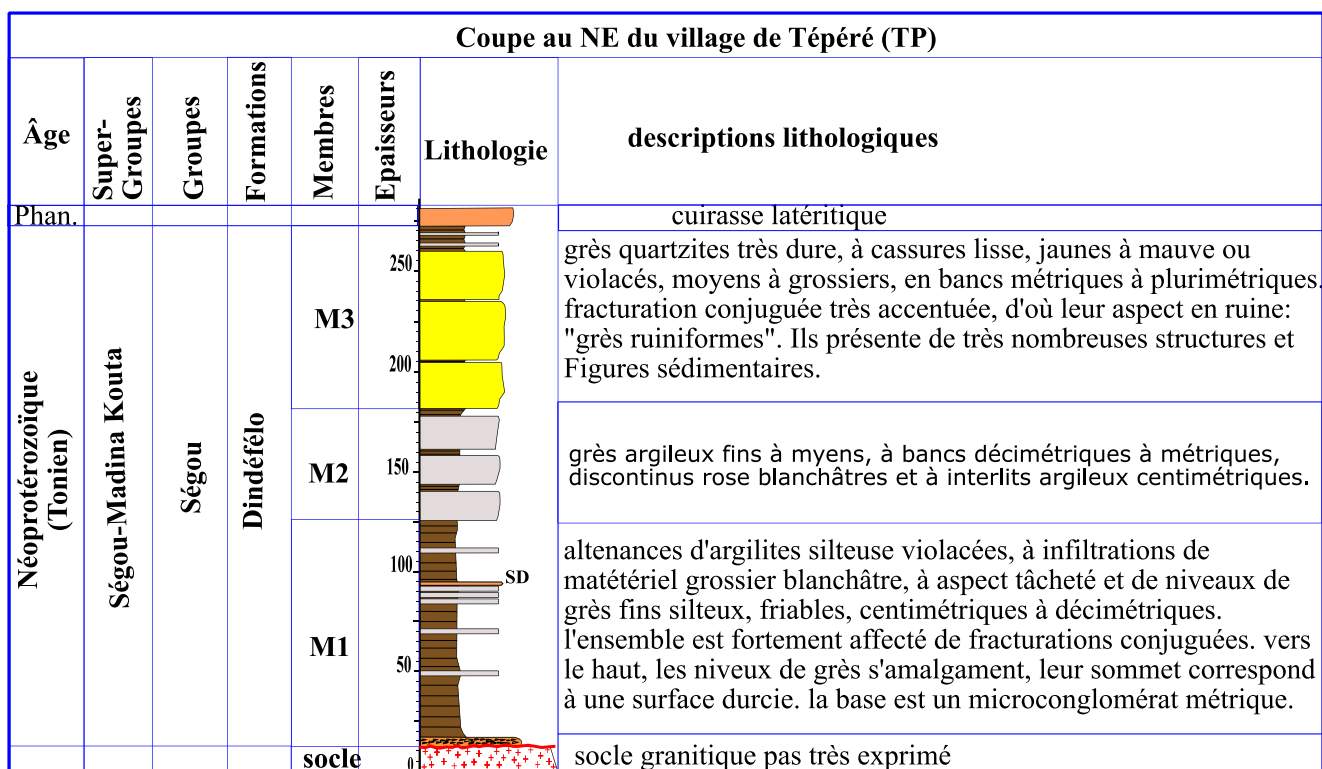
ANNEXES I

Article paru :

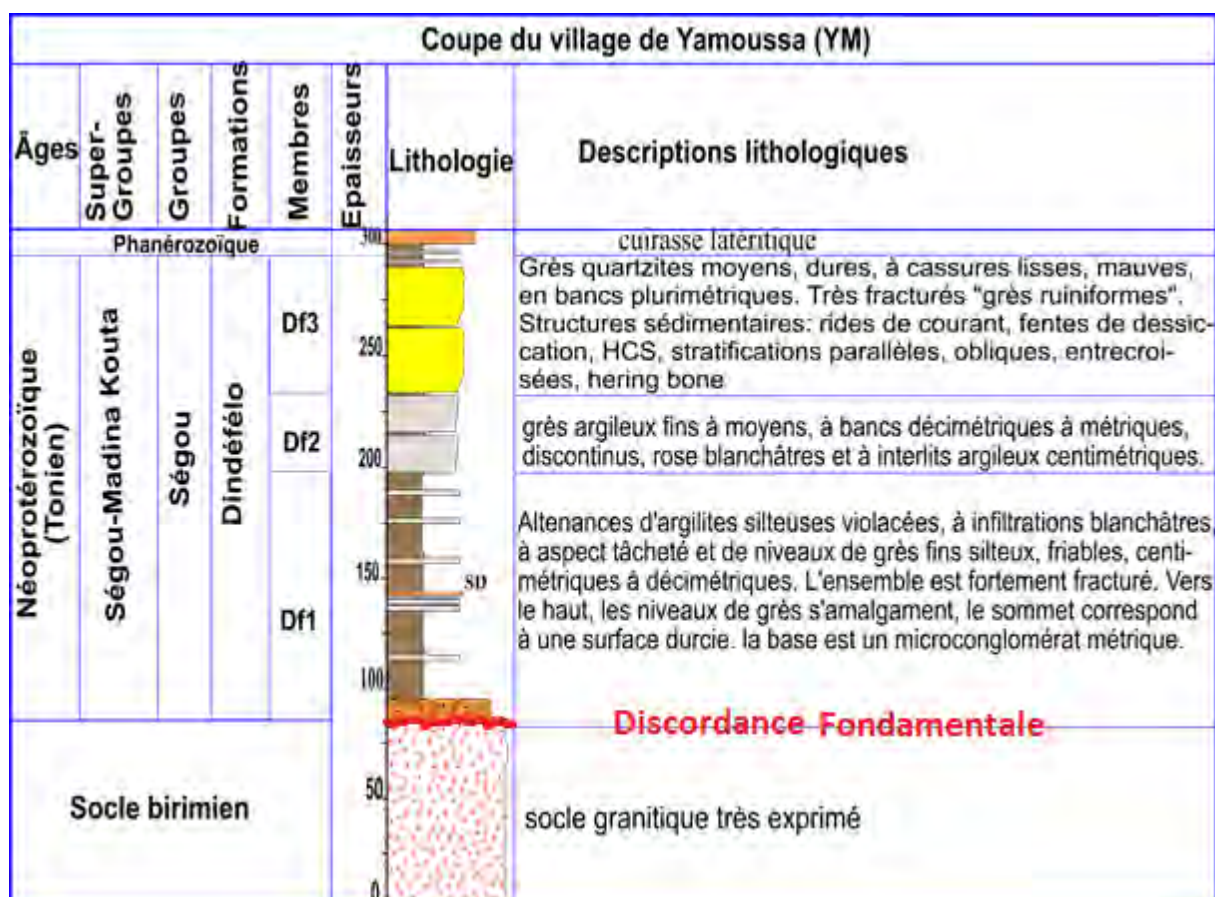
YOUM (CI), ERRAMI (E) & **SOW (E)** (2018) - Neoproterozoic Dindéfelo waterfall geosite (RNCD, Bassari country, Eastern Senegal): biodiversity and geodiversity between conservation and valorization. *Journal of Chemical, Biological and Physical Sciences, Section D: Environmental Sciences*, Vol. 8, N° 3 : 197-224.

ANNEXES II

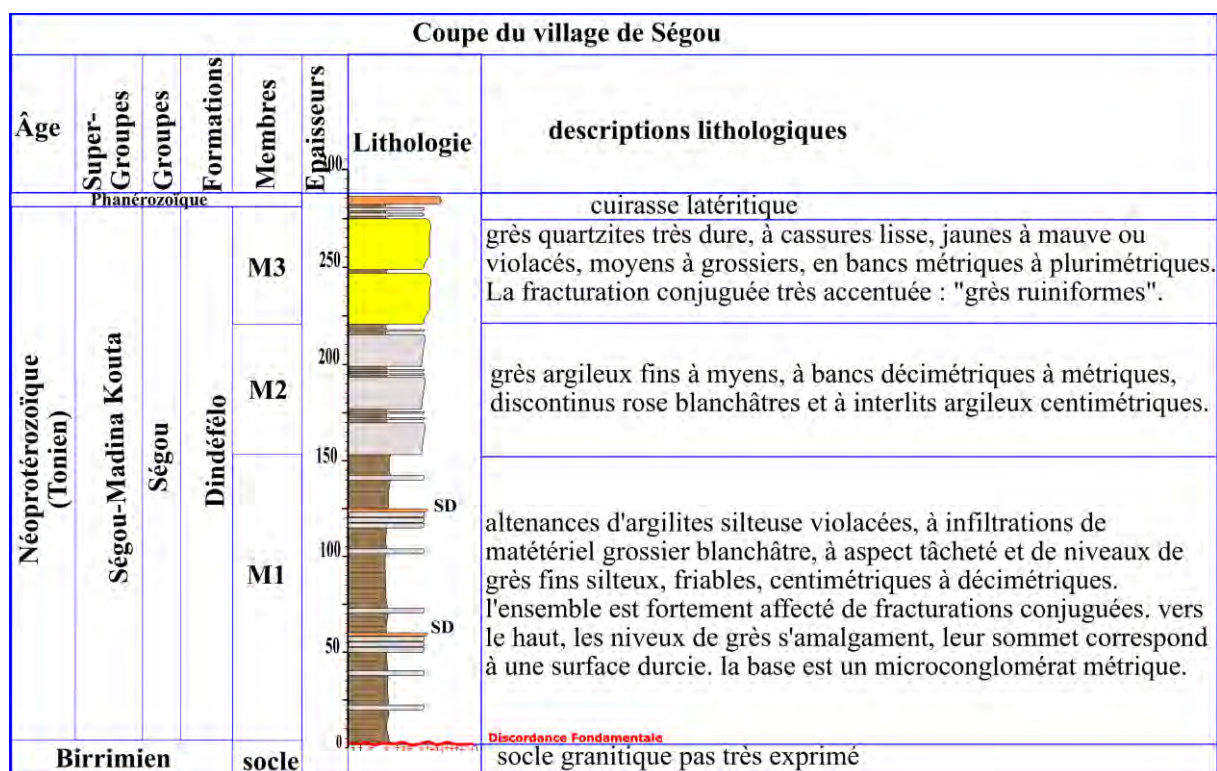
COUPES LITHOSTRATIGRAPHIQUES REALISEES DANS LE SECTEUR SEGOU - WALIDIALA



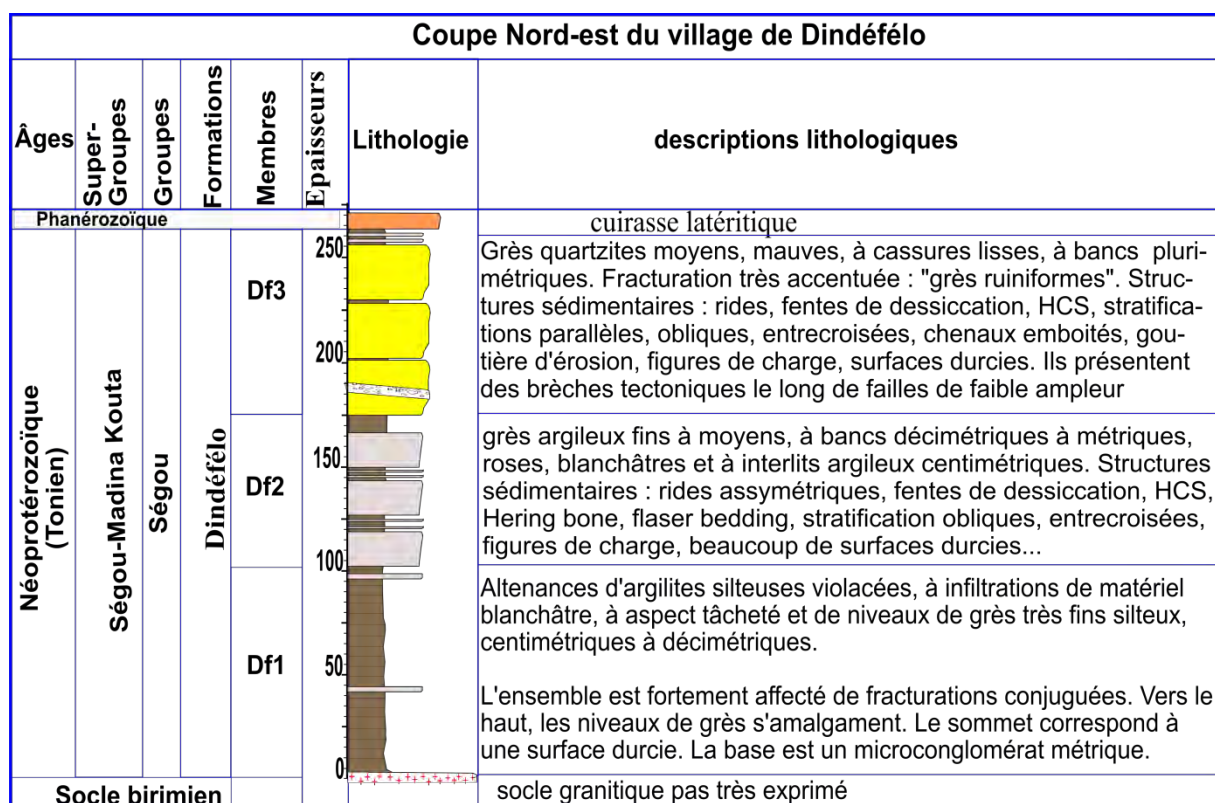
Ila : Coupe lithostratigraphique du Village de Tépéré (N60)



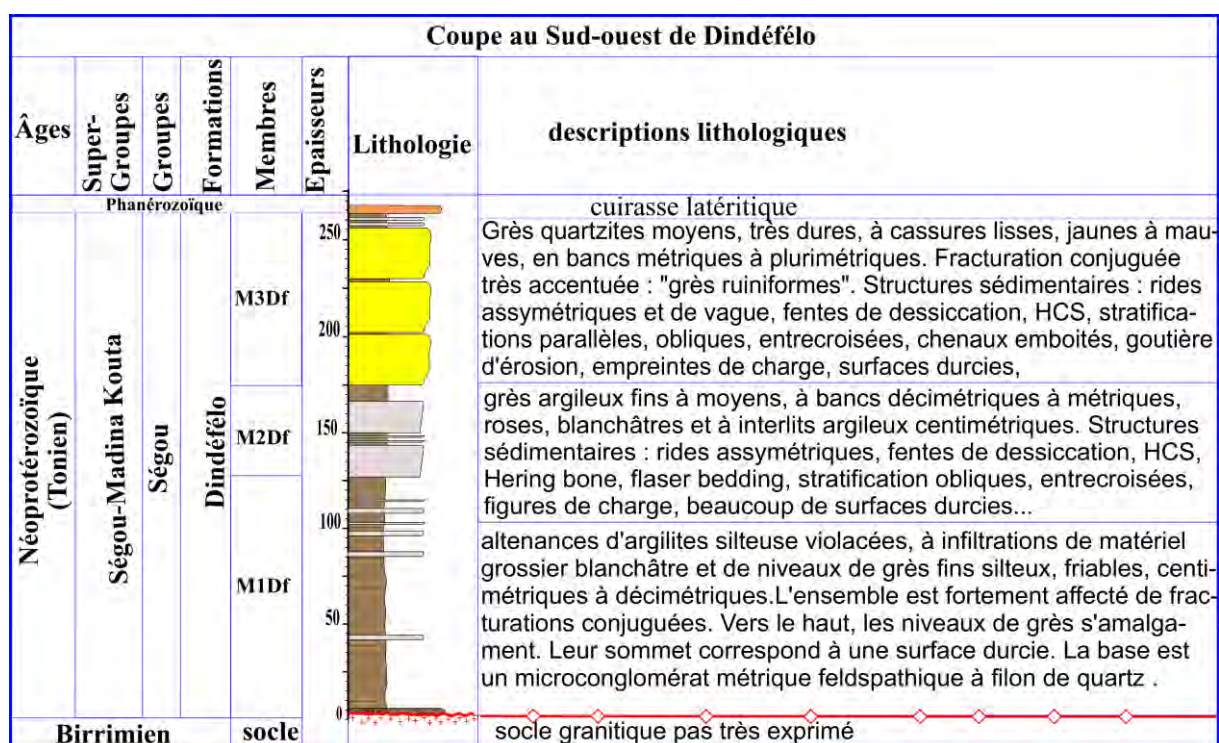
I Ib : Coupe lithostratigraphique du Village de Yamoussa (YM) (N30)



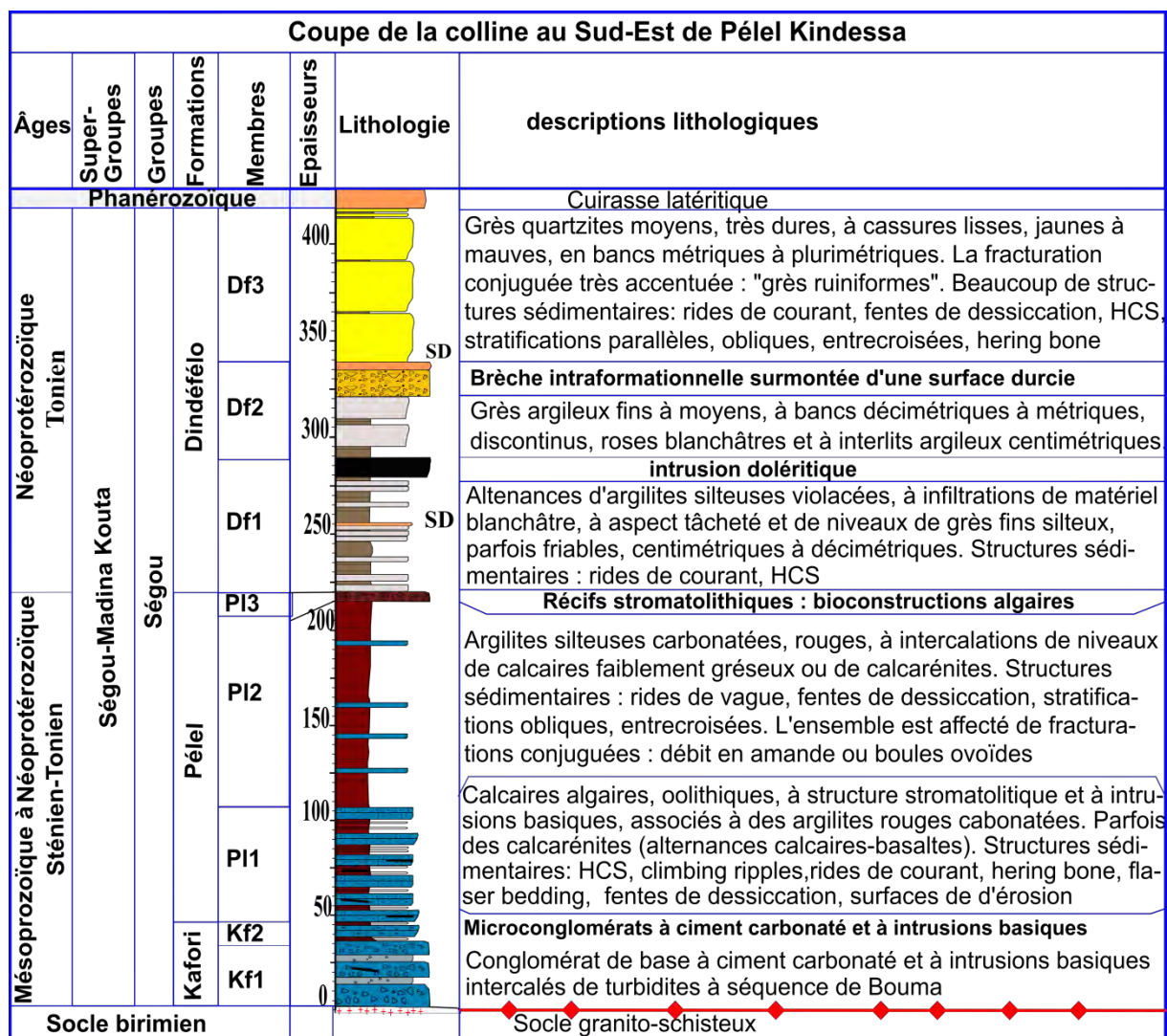
I Ic : Coupe lithostratigraphique du Village de Ségou



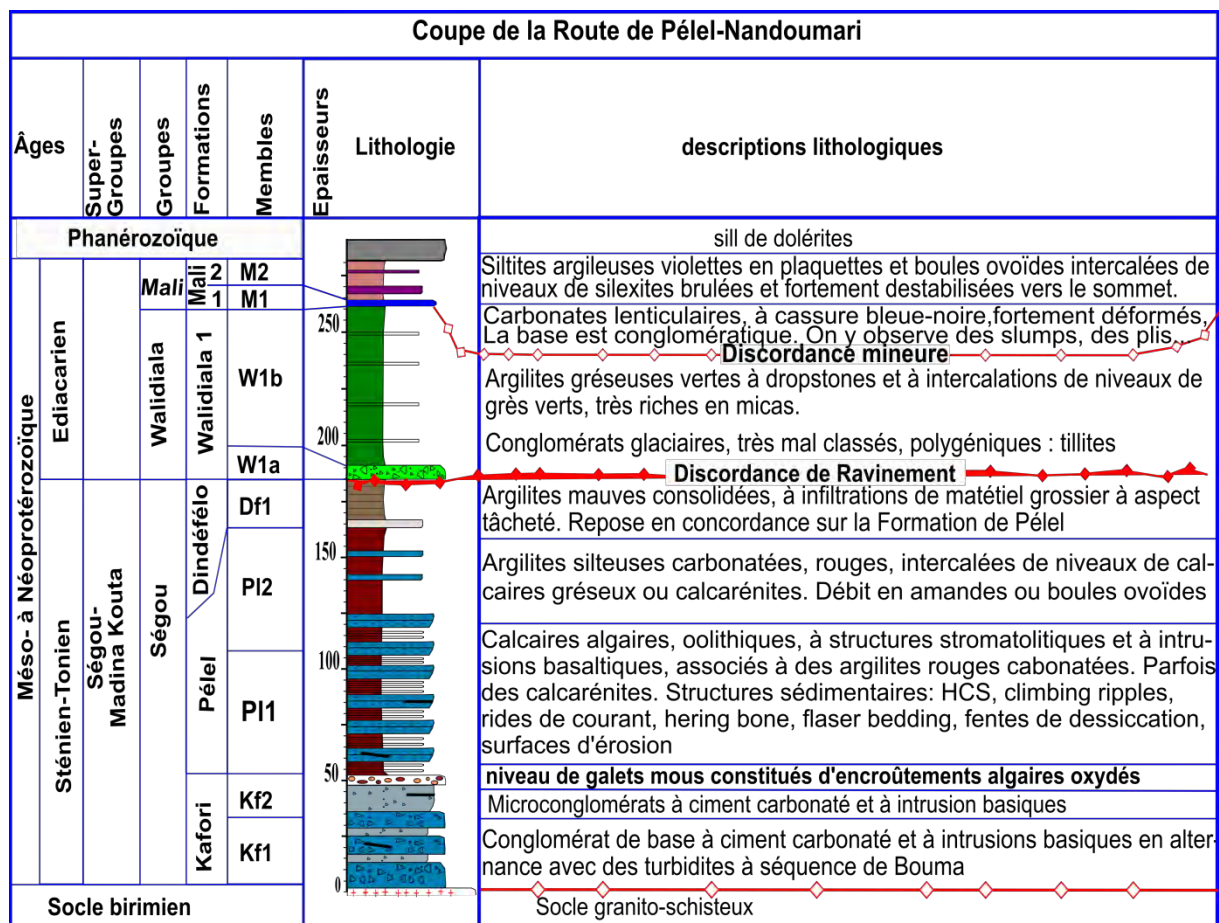
IId : Coupe lithostratigraphique levée au Nord-Est du Village de Dindéfelo (NE-DF) (N40)



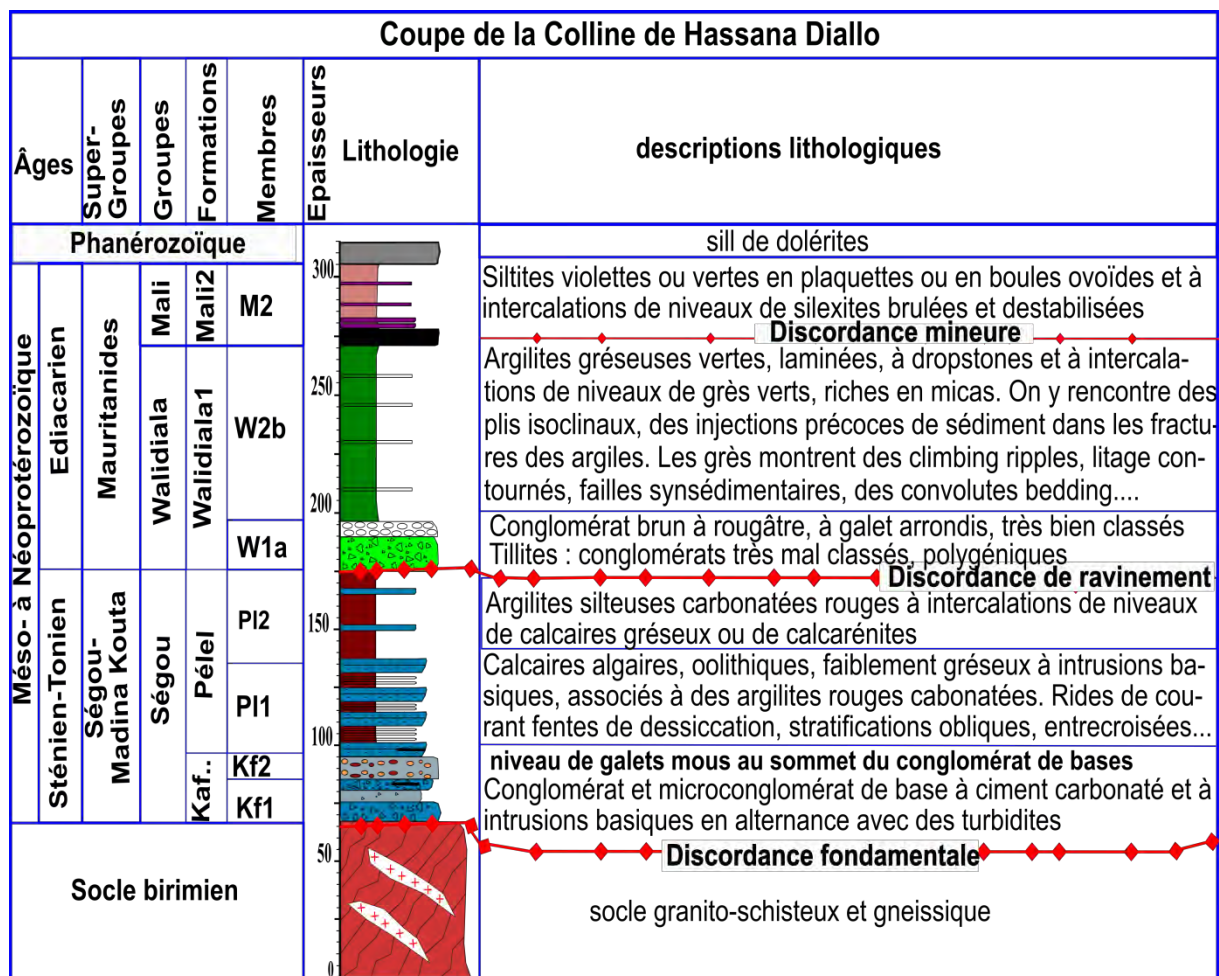
Ile : Coupe lithostratigraphique levée au Sud-ouest du Village de Dindéfelo



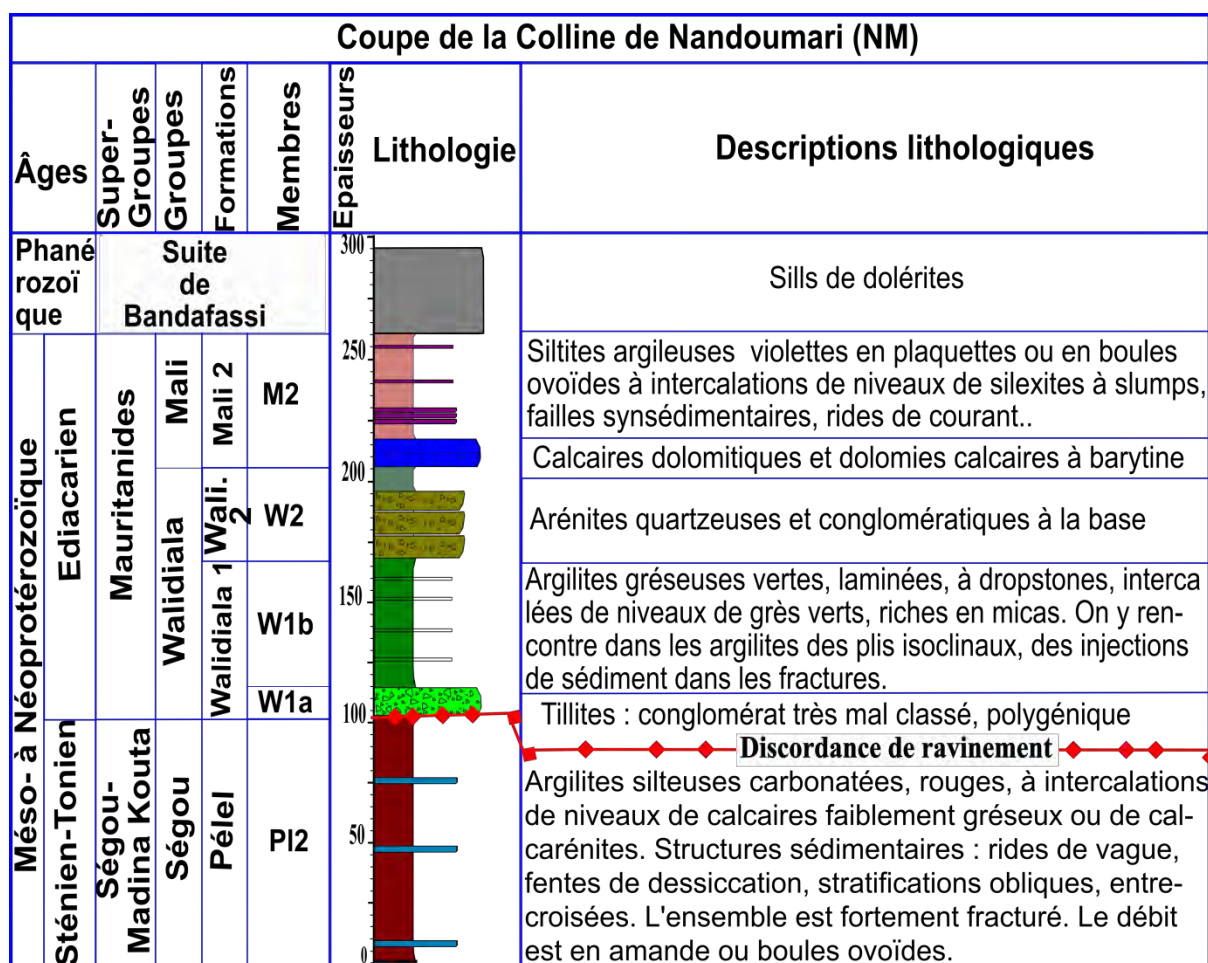
Iif : Coupe lithostratigraphique synthétique de la colline de Pélel

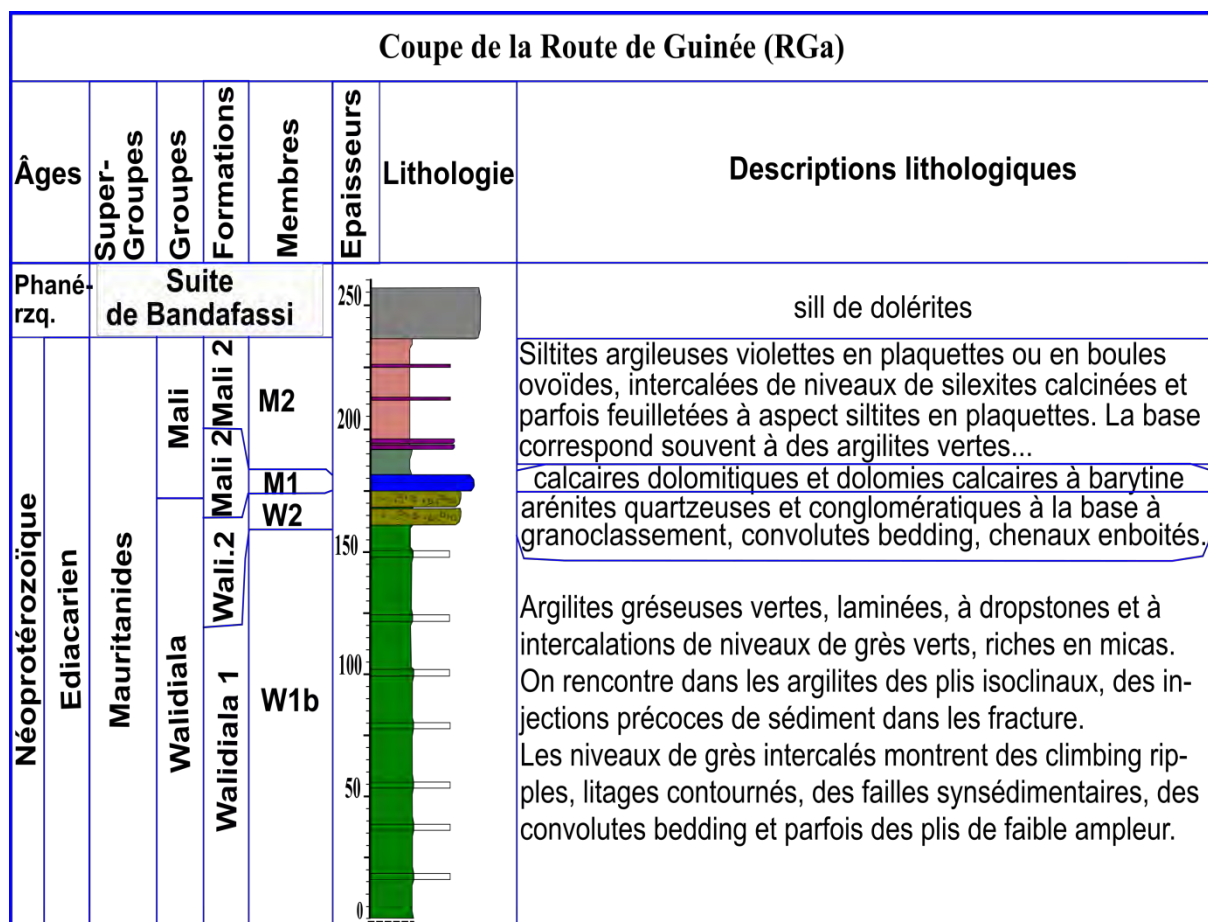


IIg : Coupe lithostratigraphie sur la route Pélel-Nandoumari (RNM) (N170)

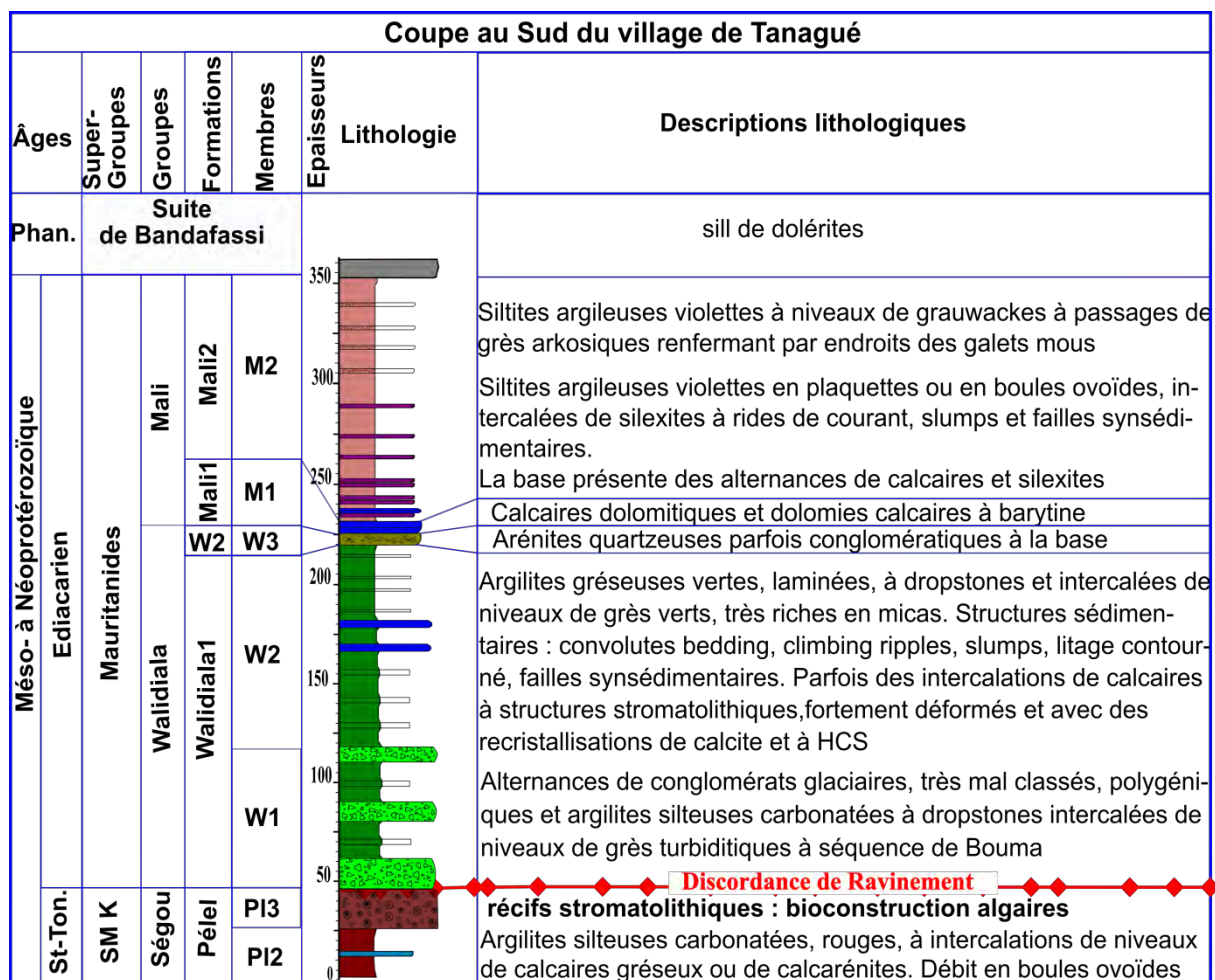


IIh : Coupe lithostratigraphique de la colline de Hassana Diallo (Nord-Est village de Tanagué, HDa) (N90)

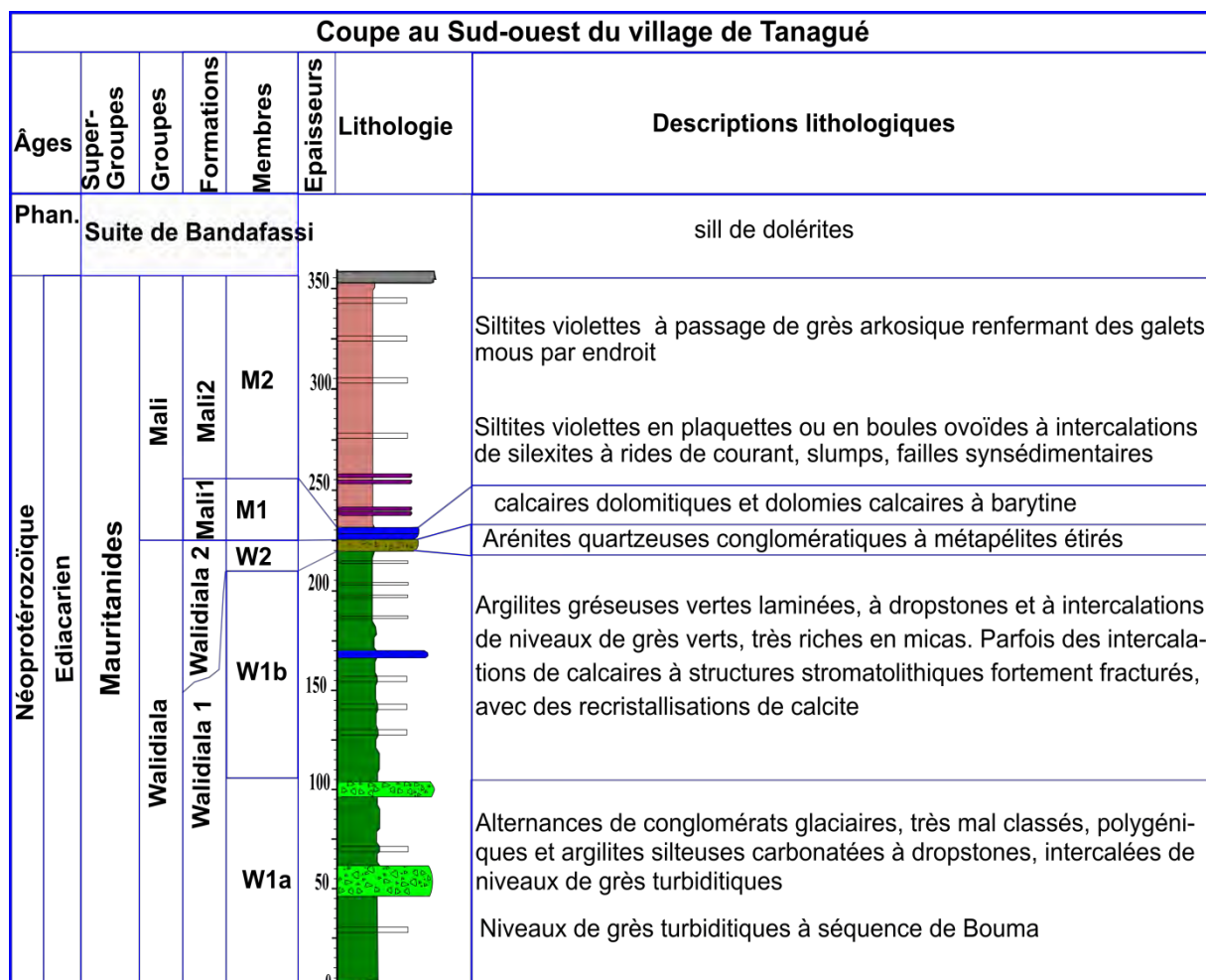




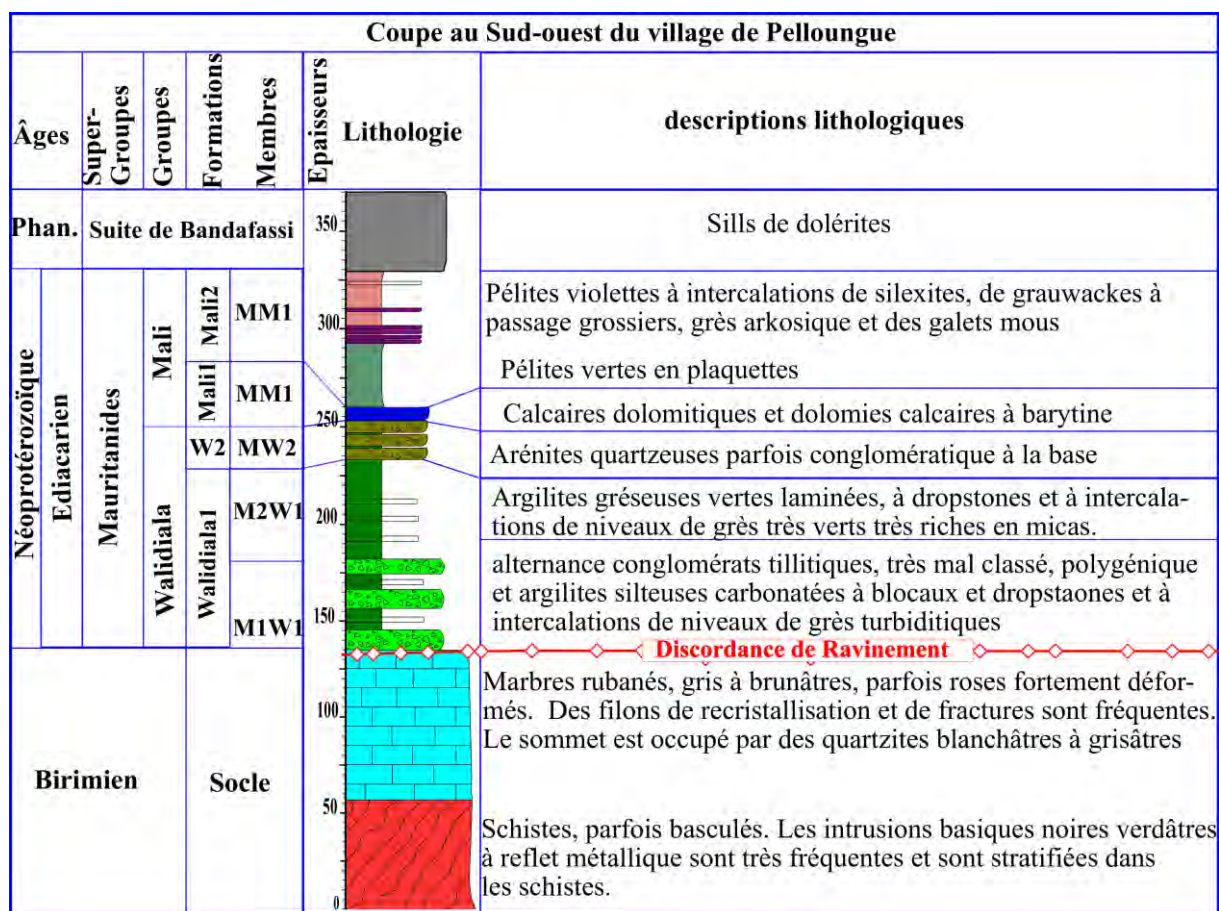
IIj : Coupe lithostratigraphique de la Route de Guinée (RGa) (N170)



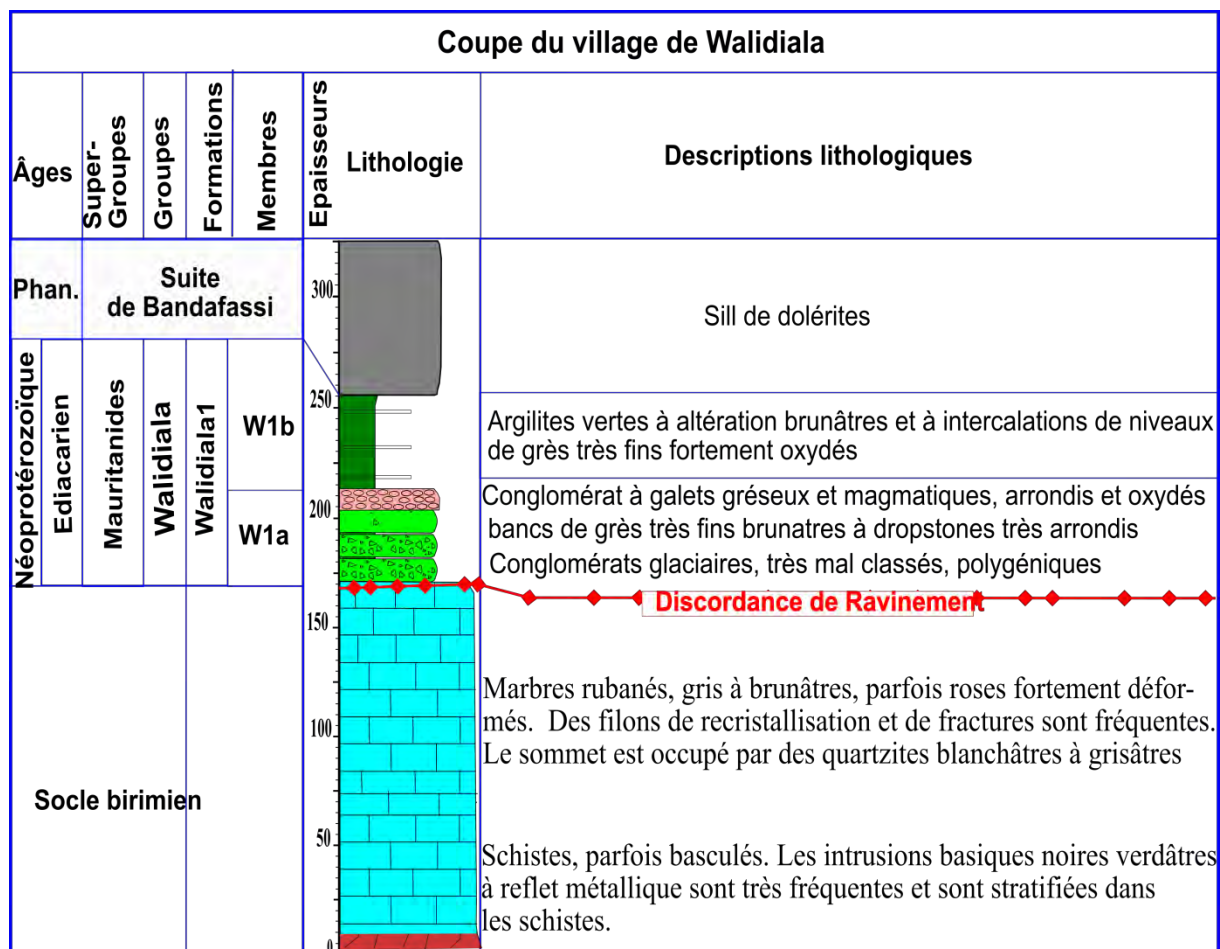
Ilk : Coupe lithostratigraphique au Sud du Village de Tanagué (N30)



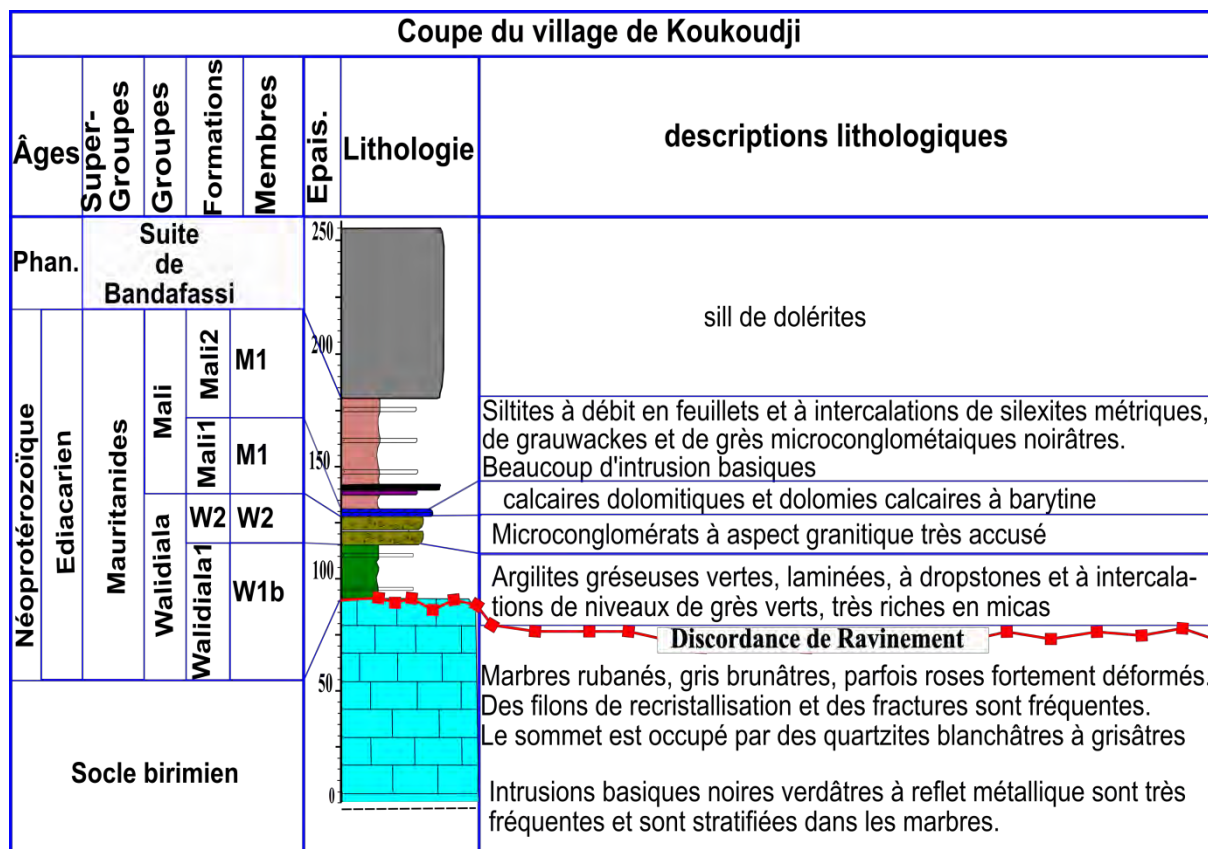
III : Coupe lithostratigraphique au Sud-Ouest du Village de Tanagué (N50)



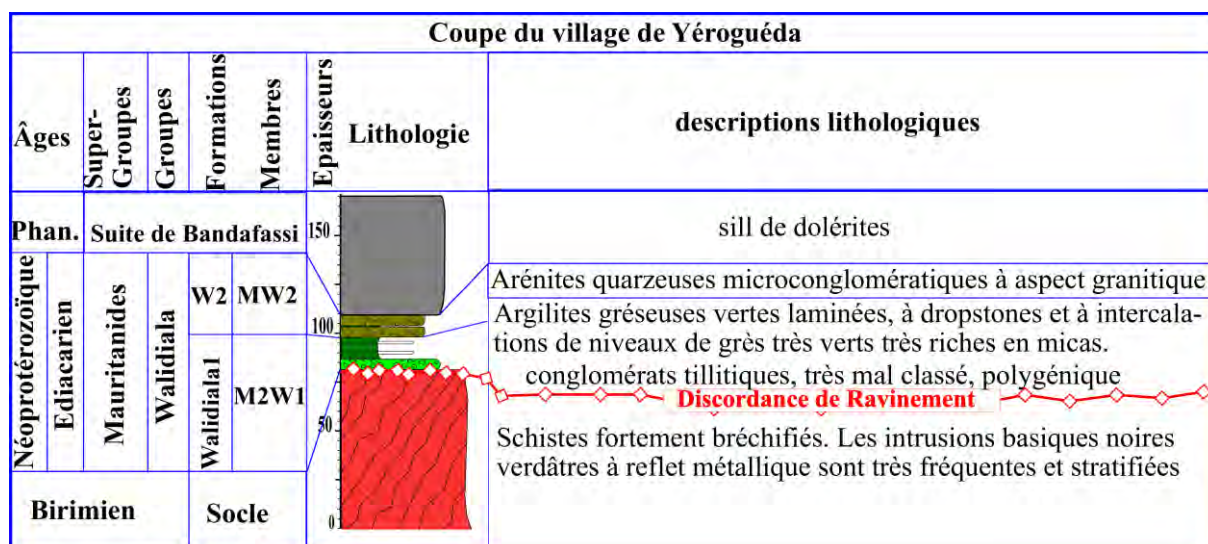
IIm : Coupe lithostratigraphique au Sud-Ouest du Village de Péloungue



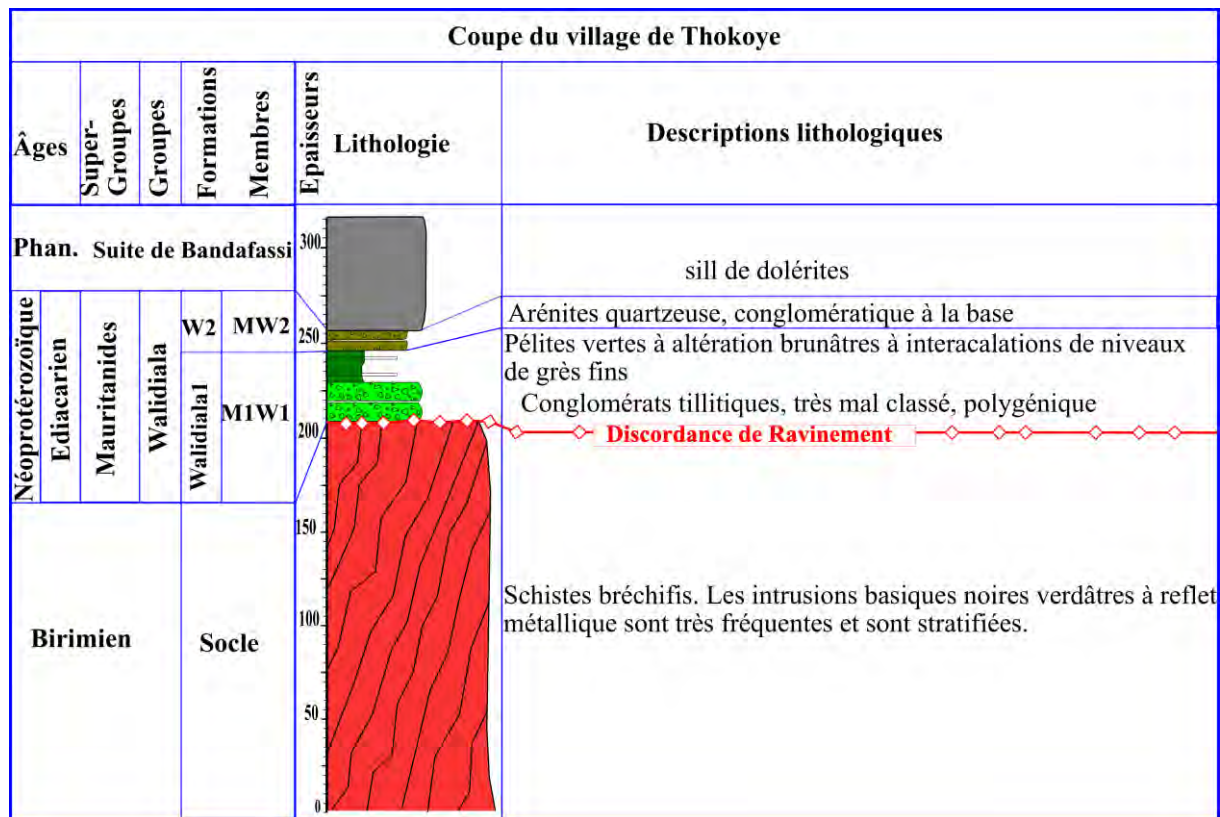
IIn : Coupe lithostratigraphique synthétique au Sud-Ouest du village de Walidiala (WD)



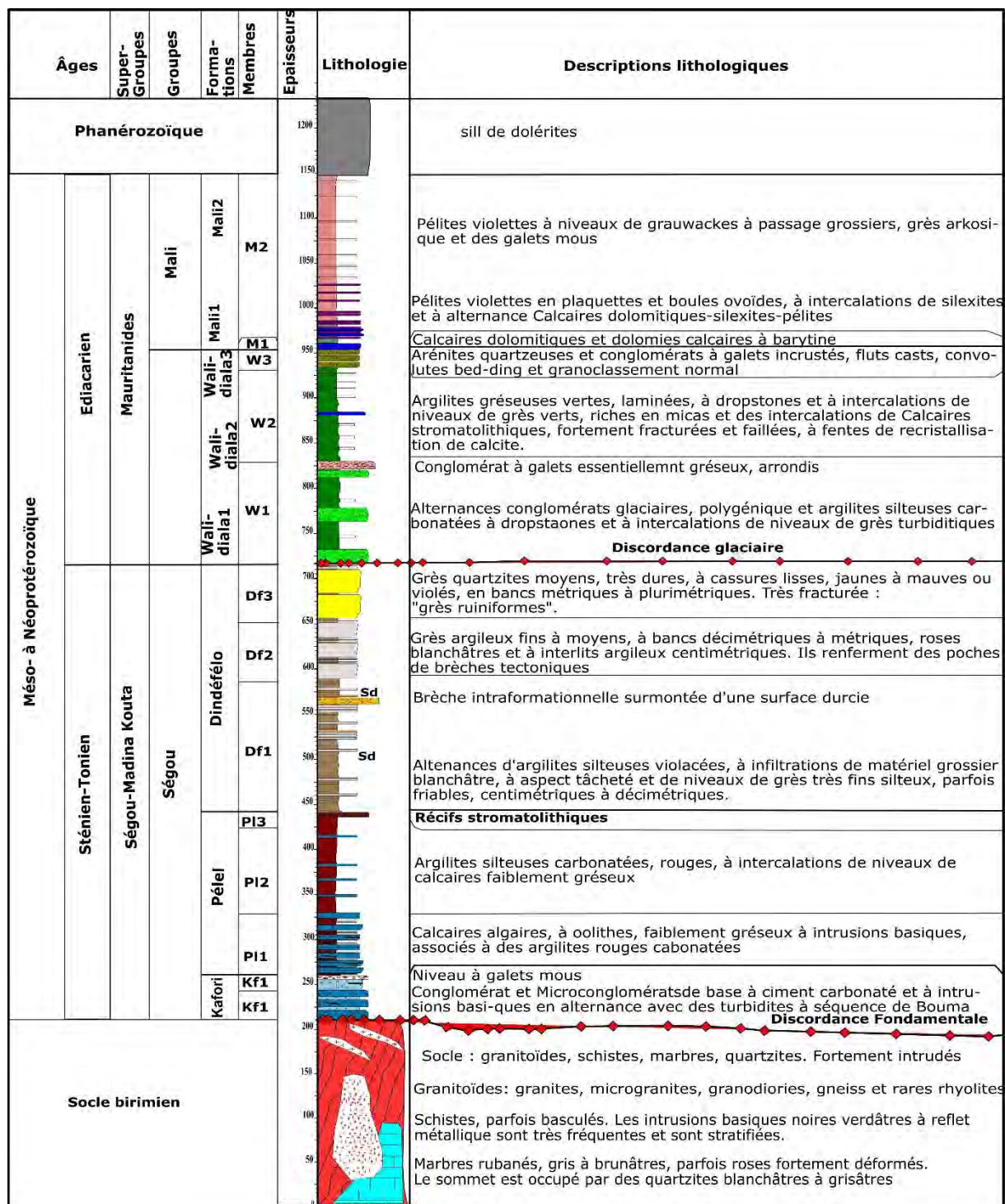
Ilo : Coupe lithostratigraphie levée au Sud-Est du village de Koukoudji (KK) (N60)



Iip : Coupe lithostratigraphie levée au Sud-Est du village de Yéroguéda



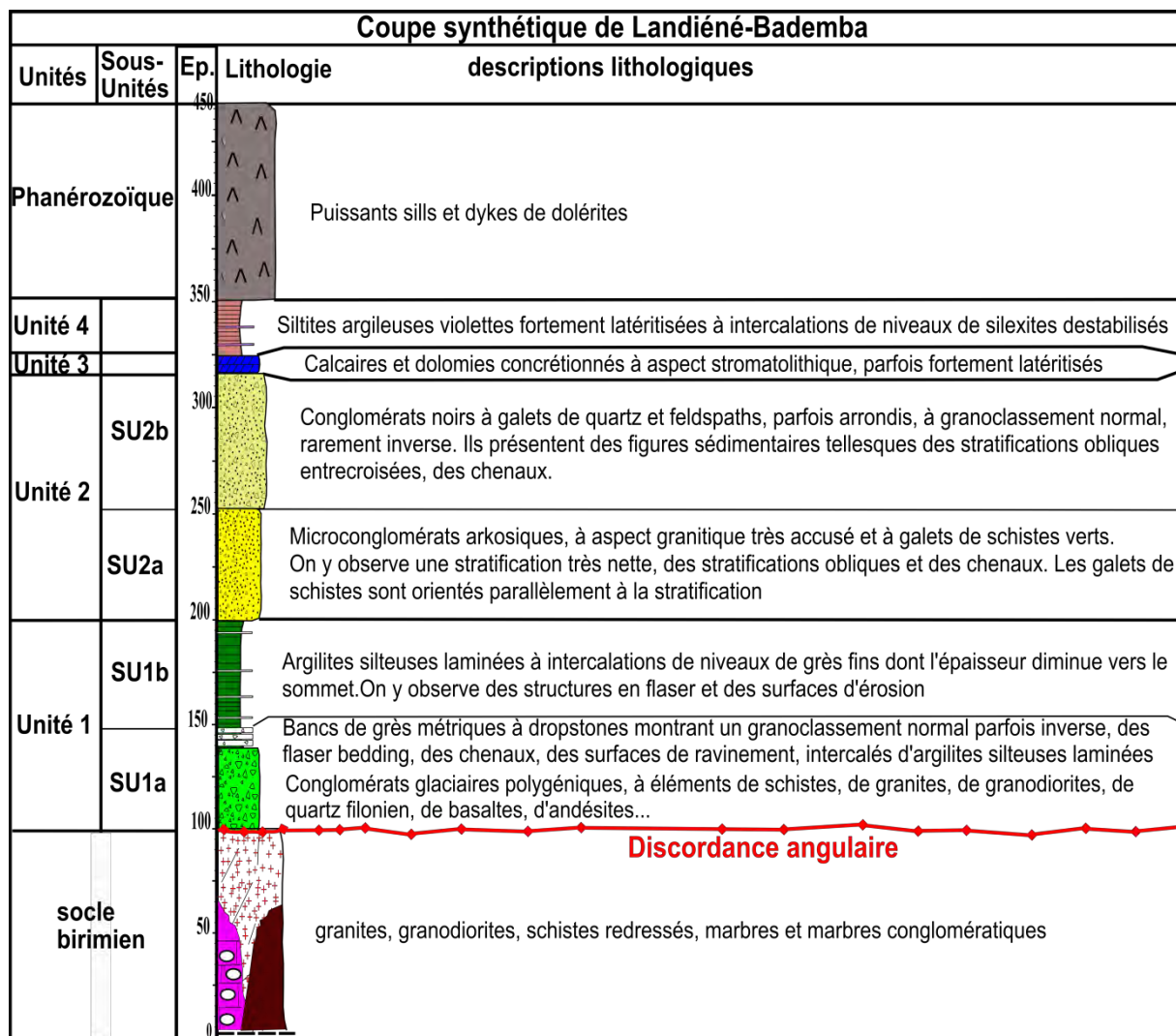
IIq : Coupe lithostratigraphie levée à hauteur du village de Thiokoye



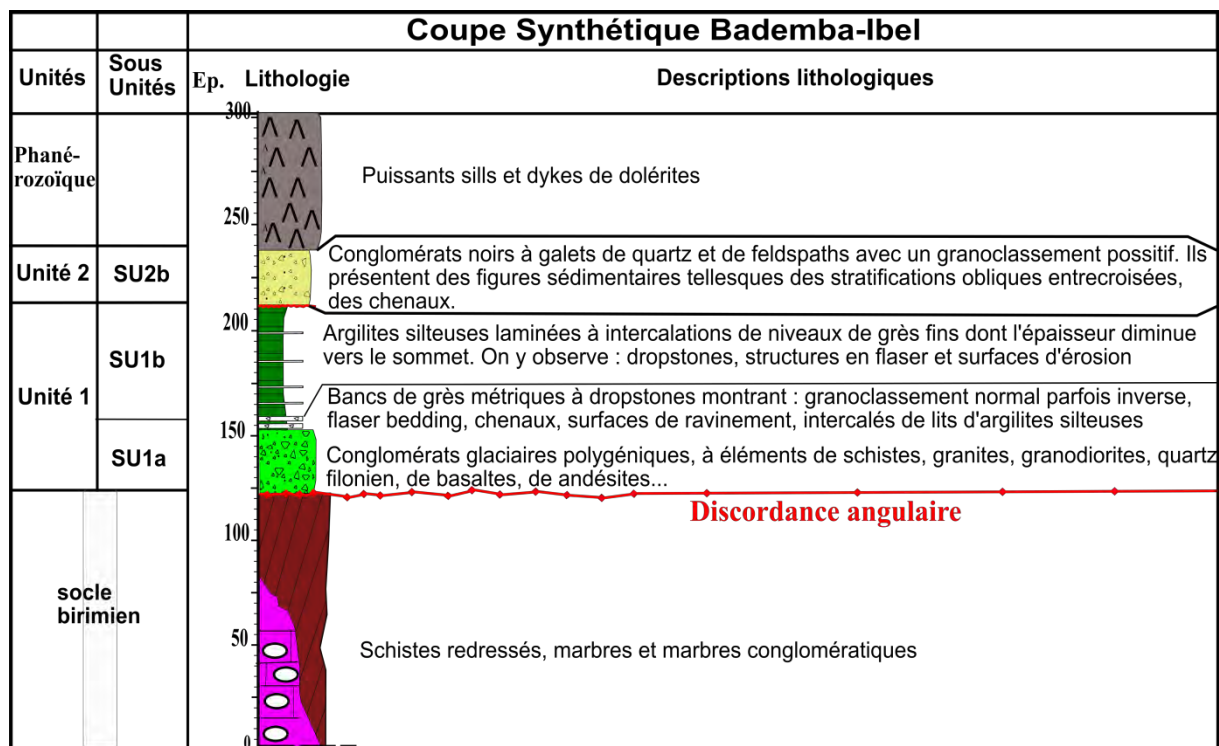
III t : Log lithostratigraphique synthétique du secteur de Dindéfelo-Walidiala

ANNEXES III

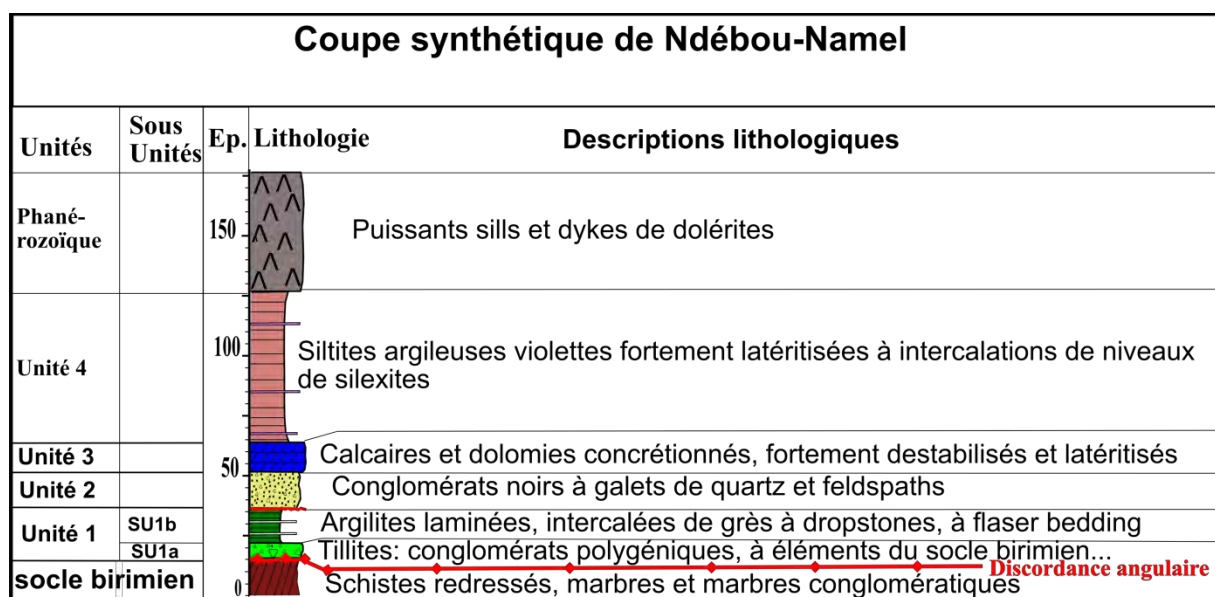
Coupes lithostratigraphiques levées dans le secteur de Landiéné-Bandafassi



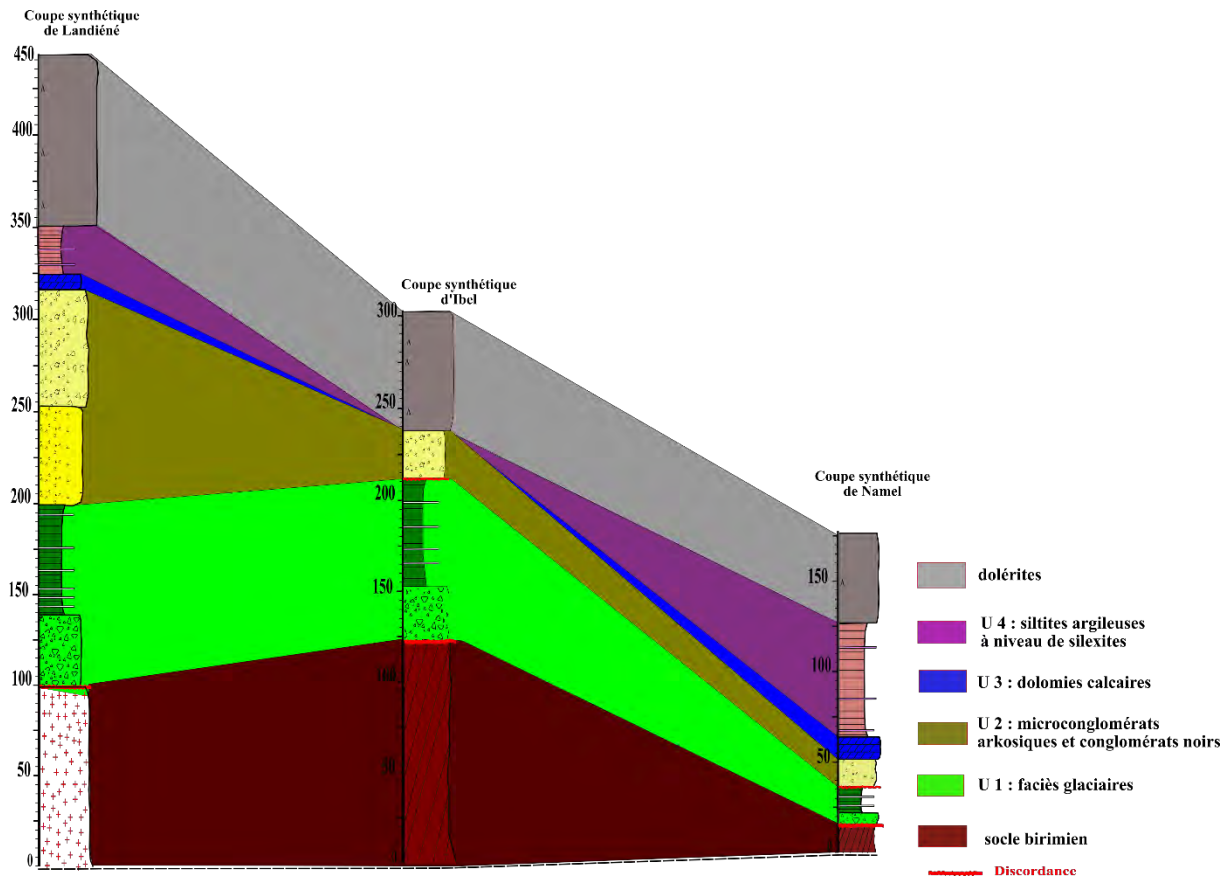
IIIa : Coupe stratigraphique synthétique de la zone de Landiéné-Bademba



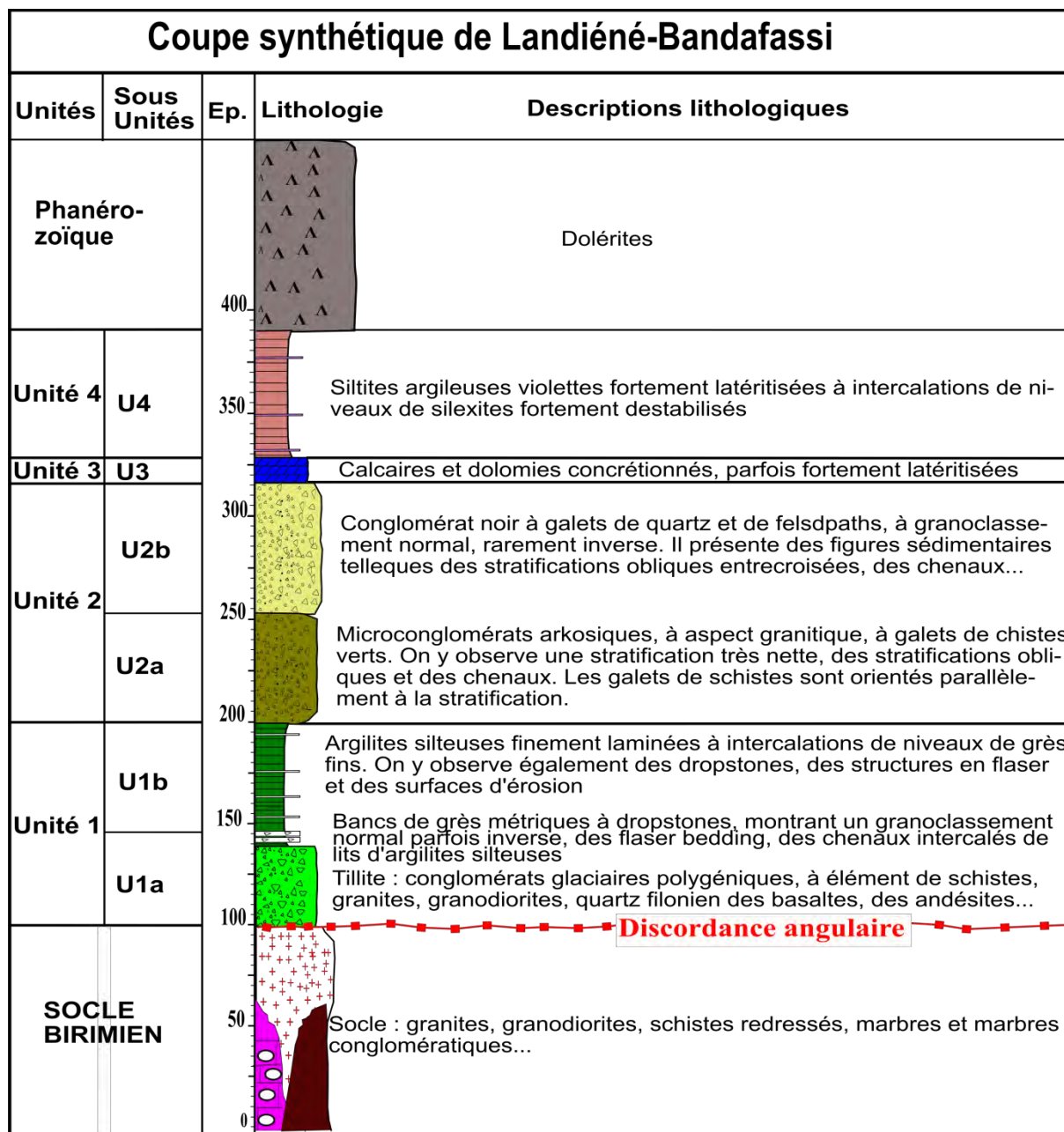
IIIb : Coupe stratigraphique synthétique de la zone de Bademba-Ibel



IIIc : Coupe synthétique de la zone de Ndébou-Namel



III d : Corrélation des Coupes Synthétiques de Landiéné_Bandafassi



IIIe : Coupe lithostratigraphique synthétique de la zone de Landiéné-Bandafassi