

GENERALITES SUR LE PERMIS DE RECHERCHE DE COKI

Le permis de recherche de Coki fait partie du bassin sédimentaire sénégalais qui occupe la plus grande partie du territoire sénégalais. Les terrains anciens, birrimiens à paléozoïques, n'affleurant qu'au Sud-est du pays, à la frontière avec la Guinée et le Mali. Le bassin forme un vaste plateau qui culmine rarement à des altitudes supérieures à 50 m (Roger et al., 2009).

I. CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL

Le bassin sédimentaire sénégalais constitue un segment du bassin sénégal-mauritano-guinéen, vaste bassin côtier de marge continentale passive (fig. 1), d'âge Méso-Cénozoïque et qui s'étend de la dorsale Reguibat au Nord à la faille guinéenne au Sud. Le bassin sédimentaire sénégalais est limité au Nord par le Fleuve Sénégal, à l'Est et au Sud-est par la chaîne des Mauritanides et au Sud par le bassin de Bové. Ce bassin atteint une largeur maximale d'environ 550 km à la latitude de Dakar (Roger et al., 2009).

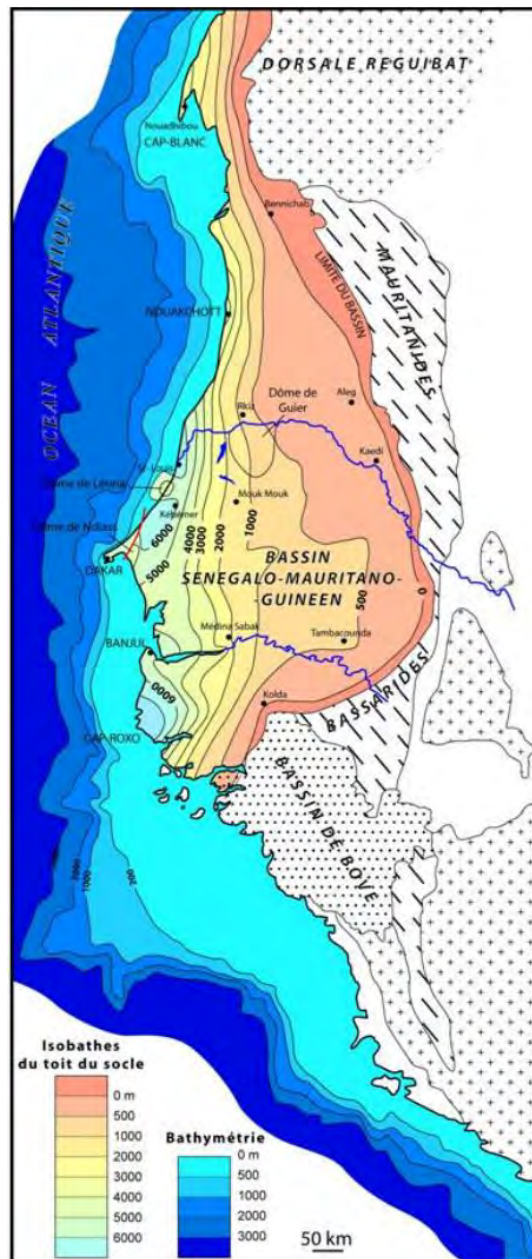


Figure 1 : Situation du bassin sédimentaire sénégalais (Roger et al., 2009)

1. Descriptions des terrains

MESOZOIQUE

CRETACE SUPERIEUR

1.1. Campano-Maastrichtien

c5-6 : Grès et argiles (Groupe de Diass)

A l'échelle du bassin sédimentaire du Sénégal, les terrains les plus anciens à l'affleurement sont attribués au Crétacé supérieur et exposés dans le horst de Diass, où ont été reconnus le Campanien (**Formation de Paki**) (Lappartient et Montellet, 1980 ; Roman et Sornay, 1983 ; Khabib et al., 1990) et le Maastrichtien (**Formation du Cap de Naze**) (Khabib et al., 1990 ; Sow, 1992 ; Sarr, 1995) ; ces deux unités ont été rassemblés à l'échelle de 1/500 000, dans le **Groupe de Diass** (fig.2).

En sondage, à l'échelle du bassin sédimentaire sénégalais, le Campanien est souvent difficile à différencier du Sénonien s.s., voire du Maastrichtien, surtout quand il est gréseux et pauvre en faune. La flexure qui sépare ces deux domaines est centrée sur le méridien 15°30 W (Latil-Brun et Flicoteaux, 1986 ; Latil-Brun et Lucazeau, 1988).

Le Campanien est représenté, dans le secteur occidental du bassin du Sénégal, par des dépôts argileux à intercalations gréseuses, puissants de 200 à 300 m (Castelain, 1965 ; Spengler et al., 1966 ; Bellion et Guiraud, 1984) (fig.).

Vers l'intérieur du bassin, les faciès s'amincissent et deviennent franchement sableux ; ceux-ci sont alors difficilement distinguables à l'intérieur du Sénonien s.s. et même du Maastrichtien gréseux, à cause de leur caractère azoïque (Roger et al., 2009).

Après une phase d'érosion du sommet du Sénonien s.s. (Castelain, 1965) et un nouvel épisode transgressif, on retrouve le même dispositif au **Maastrichtien**, gréseux à l'Est et argileux à l'Ouest. La sédimentation terrigène grossière dépose, à l'Est, une puissante série, dont les termes supérieurs présentent des qualités aquifères les « sables aquifères du Sénégal ». Les faciès les plus occidentaux de la presqu'île du Cap-Vert, sont argilo-silteux et localement très épais (Roger et al., 2009).

A l'affleurement, les grès argileux du Maastrichtien sont connus sur le littoral atlantique, dans les falaises du Cap Rouge avec de grands chenaux tidaux divaguants à fort comportement avulsif, les falaises arénitiques de Toubab Dialaw et dans la falaise du Cap de Naze (Khatib et al., 1990 ; Sow 1992 et 1995, Sarr, 1995) où ils dessinent des séquences granocroissantes progradantes. En complément, dans la petite falaise de la plage de Poponguine, des ammonites

ont été découvertes par Tessier (*Daradicerias gignouxi* et *Sphenodiscus corroyi*) (Tessier, 1954a et 1954).

CENOZOIQUE

PALEOGENE

1.2. Paléocène

Le Paléocène marque le début d'un nouveau cycle, caractérisé par l'arrêt de la sédimentation terrigène et le ralentissement de la subsidence. La transgression paléocène débute précocement sur les marges du bassin, au Danien, pour ensuite s'amplifier et envahir tout le bassin au Thanétien.

Danien

e1 : Calcaires coquilliers gréseux, alternances marno-calcaires à foraminifères planctoniques (Formation de Ndayane)

e1-3 : Marnes et argiles à foraminifères planctoniques et benthiques arénacés (base de la Formation des Madeleines)

Le Danien est mal représenté à l'affleurement, uniquement connu sur le littoral atlantique, dans la région de Ndayane-Poponguine (**Formation de Ndayane**) (fig2). Sur le flanc oriental du dôme de Diass (sondages Thiadiaye, Kissane), la présence de Danien est interprétée par Diop (1996), mais probable. En effet, dans la région de Kaolack, Sarr (1995) décrit la présence, dans le sondage de Mbassis, d'une lumachelle argileuse riche en ostréidés, datée du Danien (P1-P2). Sur son flanc occidental, on retrouve du Danien en base des sondages de Pantior, de Diam Niadio 2, de Kabor 1 et de Retba 1 (Toumarkine et al., 1984 ; Diop, 1996).

Dans la tête de la presqu'île du Cap-Vert, le Paléocène a été recoupé (**Formation des Madeleines**) (fig.2) sur une puissance de 100 m, sous un faciès argileux, sans que le Danien soit formellement identifié par les auteurs, mais qui reste probable, grâce au signalement de la présence de foraminifères index du Danien. (Roger et al., 2009).

Dans la carrière de Poponguine, le Danien (**Formation de Ndayane**) débute par une première séquence à faciès de plate-forme, oocalcarénitiques et très bioclastiques à mollusques, coiffée par des alternances marno-calcaires, à faciès de plate-forme externe (offshore supérieur), bien exprimés dans la falaise sous la Résidence présidentielle (**Formation de Ndayane**). Dans la tête de la presqu'île du Cap-Vert (**Formation des Madeleines**), le passage à des faciès argileux indique que l'environnement marin est encore plus distal, interprété comme offshore inférieur (Roger et al., 2009).

Les dépôts marno-calcaires ont été datés du Danien moyen à supérieur, sur la base de leur contenu en nannoplancton : NP2-NP3 (Toumarkine et al., 1984) et en foraminifères planctoniques : P1d-P2 (Sarr, 1995 ; Sarr et Ly, 1998).

Sélandien-Thanéien

e2-3 Calcaires coquilliers à mollusques (Formation de Poponguine)

e1-3 Marnes et argiles à foraminifères planctoniques et benthiques arénacés (sommet de la Formation des Madeleines et Formation de l'Hôpital)

A l'Ouest et au Sud de la falaise de Thiès, ces dépôts constituent une importante source de calcaire pour ciment et blocs d'enrochement. Dans cette région, ils se présentent à l'affleurement sous deux faciès principaux inféodés à deux régions paléogéographiques distinctes : à l'est, des calcaires coquilliers de plateforme (**Formation de Poponguine**) (fig.2) et, à l'Ouest, des marnes de bassin (sommet de la **Formation des Madeleines** et **Formation de l'Hôpital**) (fig.2). La limite paléogéographique se situe à la retombée Ouest du dôme de Diass.

La Formation de Poponguine, la plus largement représentée, est puissante d'une centaine de mètres dans la région de Thiès, du Sine-Saloum ; elle s'amincit dans le Ferlo et au Sénégal oriental (70 m). Les plus faibles épaisseurs se rencontrent en Haute Casamance et dans le dôme de Guier (30-50 m). Elle se compose de faciès carbonatés, plus ou moins enrichis en terrigène, associés à des marnes et des marnocalcaires.

A l'échelle du bassin, la Formation de Poponguine conserve latéralement son caractère carbonaté prédominant. Elle passe aux marges du bassin, dans la région orientale du fleuve Sénégal, à des dépôts grés-argileux, à lits argileux riches en matière organique (Monciardini, 1966).

Dans l'Ouest de la presqu'île du Cap-Vert, le caractère argilo-marneux des dépôts s'impose (sommet de la **Formation des Madeleines** et **Formation de l'Hôpital**).

1.3. Eocène inférieur

L'Eocène inférieur est marqué par un renouvellement des faciès qui deviennent à dominante argileuse. Cette homogénéisation de la sédimentation traduit une forte poussée transgressive dont les dépôts vont déborder les limites du bassin paléocène.

e4a Argiles à foraminifères planctoniques (Formation de Reubeuss)

e4b Argiles et marnes feuilletées blanches à attapulгите et horizons phosphato-glaucieux silicifiés (Formation de Thiès)

La succession stratigraphique est particulièrement bien exprimée dans la presqu'île du Cap-Vert où la série a fait l'objet de nombreux travaux depuis la synthèse fondatrice de Tessier (1952, 1954a et 1954b) : Lappartient (1970a et b), Elouard et al. (1976), Brancart (1977). Dans ce secteur, la série yprésienne (**Formation de Thiès**) (fig.2), puissante de plus de 120 m, se compose essentiellement d'argiles feuilletées blanches à attapulгите (« papyracées » pour les anciens) entrecoupées d'horizons silicifiés, généralement phosphatés. A son sommet, la Formation de Thiès passe à des dépôts marno-carbonatés à lentilles fossilifères, annonciateurs du Lutétien.

Dans la coupe de Thiès, la série est encadrée par les faciès glauconieux et phosphatés basaux (**Membre de Yène**), datés de la base de l'Yprésien et les marno-calcaires à discocyclines et mollusques du Membre de Ngazobil, datés du sommet de l'Yprésien (Roger et al., 2009d)

Dans la région de Joal, la série s'amincit, en partie du fait de l'érosion de son toit, ne dépassant pas 70 m de puissance (Sarr, 1995). Cet amincissement est encore plus marqué en Casamance à la bordure sud du bassin où la série cumule moins de 50 m de puissance. Dans cette région, les faciès, décrits par Ly (1985) et Ly et Carbonnel (1987), se composent de calcaires argileux à foraminifères planctoniques.

Les faciès argilo-marneux yprésiens affleurent dans la pointe de la presqu'île du Cap-Vert (**Formation de Reubeuss**) (fig.2), où ils ont été étudiés par Castelain (1965), Sarr (1995) et Mbani (2000).

1.4. Eocène moyen

Après le grand épisode d'inondation de l'Yprésien, le Lutétien est marqué par l'installation d'une plate-forme carbonatée à faciès alternants marno-carbonatés, riches en faune marine (discocyclines, oursins et mollusques variés). Ces dépôts sont relayés par des calcaires à nummulites caractéristiques de la fin de l'Eocène moyen (Lutétien supérieur à Bartonien, ancien « Lutétien supérieur » de Tessier).

Lutétien

e5c Alternances de marnes à discocyclines et de calcaires jaunes à mollusques, oursins et algues (Formation de Lam Lam)

Sur la marge occidentale du bassin, la **Formation de Lam Lam** (fig.2) constitue une série marno-carbonatée accessoirement phosphatée, épaisse d'une vingtaine de mètres. Le découpage formationnel de la série basale révisé par Flicoteaux (1974) comprend les « Calcaires et argiles phosphatées de Pallo » coiffés par les « Marnes de Lam Lam ». Ces deux unités ont été rassemblées dans la Formation de Lam Lam.

Lutétien supérieur-Bartonien

e5-6 Calcaires et marnes à nummulites ; phosphatés à l'Ouest (Formation de Taïba)

La multiplication, à partir des années 70, des travaux à connotation litho et biostratigraphique, aiguillonnés par la recherche de phosphates à Lam Lam et Taïba, a fortement enrichi l'état des connaissances de la série sommitale du plateau de Thiès (Brancart et Flicoteaux, 1971 ; Flicoteaux et Tessier, 1971 ; Flicoteaux, 1972, 1974 ; Tessier et al., 1976 ; Flicoteaux, 1980). Au-dessus des « Marnes de Lam Lam », ces travaux ont permis de reconnaître la partie sommitale de l'Eocène moyen et de distinguer au sein du groupe phosphaté à l'origine de la minéralisation économique, une formation phosphatée à gros silex en nodules riches en *Nummulites gizehensis*, coiffée par une seconde formation à silex en plaquettes à daucines et argiles bariolées. Dans ce secteur occidental du bassin ces faciès ont été rassemblés dans la **Formation de Taïba** (Sarr et al., 2008) (fig.2).

1.5. Miocène moyen à supérieur

m Grès bioturbés et argiles sableuses kaoliniques, à terriers et mollusques (Formation du Saloum)

L'appartient (1985), dans sa thèse, a prouvé, notamment sur la présence de faunes marines, le caractère marin des grès rapportés au « Continental terminal » dans la région du Saloum, au nord de la Gambie. Ses travaux ont en outre permis de dater ces niveaux du Burdigalien supérieur et d'élargir fortement le domaine du bassin miocène jusqu'à l'ouest de Kaédi. Malheureusement, son travail de révision n'aboutira pas pour le Continental terminal de la région orientale du fleuve Sénégal (Kaédi, Matam). Pourtant, ces faciès grés-argileux, récemment réévalués (Lahondère et al., 2005 ; Barusseau et al., 2009) ont montré la présence d'une forte bioturbation et de nombreux terriers, ainsi, qu'au sud de Kanel, de petits chenaux à faune marine peu diversifiée (*Ostrea multicostata*, thersités). En conséquence, ces faciès doivent être corrélés avec ceux de la région du Saloum et renommés (**Formation du Saloum**) (fig.2). Dans la région orientale du fleuve Sénégal, ces faciès occupent une place marginale par rapport au bassin miocène, à l'interface entre un milieu marin côtier et une frange laguno-lacustre sous influences continentales.

NEOGENE

1.6. Pliocène

p£ Cuirasse ferrugineuse

Les formations indurées par les oxydes de fer couvrent de larges superficies et témoignent de conditions climatiques humides de mise en place que souligne la présence fréquente de gaines racinaires. Tantôt c'est une cuirasse très compacte, se fragmentant en gros blocs, tantôt un niveau de gravillons ferrugineux légèrement recimentés. Ces revêtements s'étendent sur la majeure partie du Ferlo, au-dessus de la Formation du Saloum ; ils disparaissent uniquement dans les entailles évasées de l'ancien réseau hydrographique où ils ont été érodés. Des chapeaux de cuirasse ferrugineuse coiffent les principales buttes.

Ces latérites sont attribuées au Pliocène sur base d'observations et de datations réalisées à Dakar où la cuirasse s'observe au toit des coulées volcaniques du Cap Manuel dont les plus récentes sont datées de $5,30 \pm 0,30$ Ma et se trouvent recouvertes par les formations volcaniques des Mamelles dont l'une des plus anciennes a été datée à $1,50 \pm 0,10$ Ma (Cantagrel et al., 1978).

QUATERNAIRE

La sédimentation quaternaire qui suit est essentiellement détritique à faciès continentaux, entrecoupée de temps à autre par des dépôts margino-littoraux sur la bordure atlantique et dans les deltas et estuaires du Sénégal, du Sine-Saloum, de la Gambie et de la Casamance.

1.7. Pléistocène

CF1 Colluvions et alluvions indifférenciées

La base du Pléistocène correspond à la formation du haut glacis et des hautes terrasses détritiques alluviales des bassins des fleuves Sénégal et Gambie, à l'Est et au Sud du pays. Ces dépôts sont constitués de galets et de graviers, matériel qui sera par la suite cuirassé au cours d'une période humide.

Le moyen glacis et la moyenne terrasse des fleuves Sénégal et Gambie sont rapportés au Tafarien. Ils comprennent des dépôts graveleux qui ont fourni une industrie préhistorique de l'Acheuléen moyen sur un affluent de la rive droite du Sénégal. Les éléments issus du démantèlement de la cuirasse pliocène ont été accumulés et cimentés lors d'une période humide pour former une cuirasse gravillonnaire. Dans les vallées du Sénégal et de la Gambie, le bas glacis et la basse terrasse renferment une industrie de l'Acheuléen final et du Levalloisien. Ce glacis est rarement cuirassé.

L Calcaires lacustres

Dans les régions de Diourbel, Louga et du Ferlo, l'Eémien présumé comprend des calcaires lacustres formés au cours d'une période très humide. D'autres repères régionaux, notamment en Mauritanie, existent sous forme de grès calcaires à stratification entrecroisée ou de calcaires

très fossilifères qui passent au sommet à des grès fins à débris coquilliers.

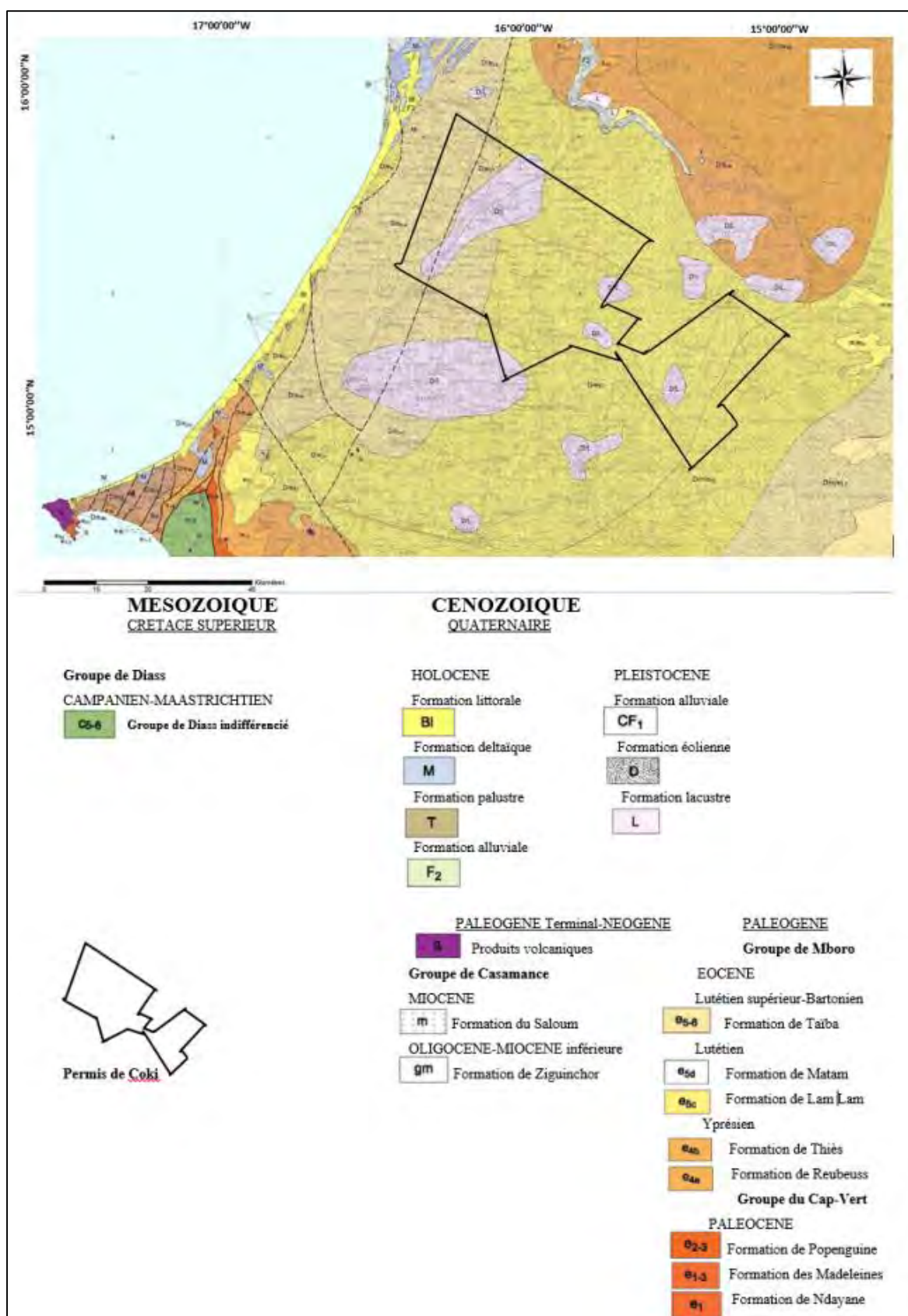


Figure 2 : Description des terrains Méso-Cénozoïque du bassin sédimentaire sénégalais (Roger et al., 2009, modifiée)

A l'Eémien, de nombreuses formations de zone littorale sont connues mais ne sont représentées que par de faibles affleurements qui ne peuvent être cartographiés à l'échelle du 1/500 000. Dans le delta du fleuve Sénégal, il s'agit de grès calcaires homogènes (5 m) associés à des sables très fins à moyens (10 à 12 m) enfouis à une profondeur de 10 à 30 m. A Louga, l'Eémien correspondrait aux sables à passées argilocalcaires alternant avec des calcaires limoneux (6 m) enfouis entre -10 et -30 m.

❖ Géologie de la zone d'étude : âge et étapes de la phosphatogenèse

Le permis de COKI se situerait dans un environnement assimilable à celui du gisement de Taïba – formé au cours de l'Éocène moyen (lutétien supérieur-Bartonien) – mais remanié.

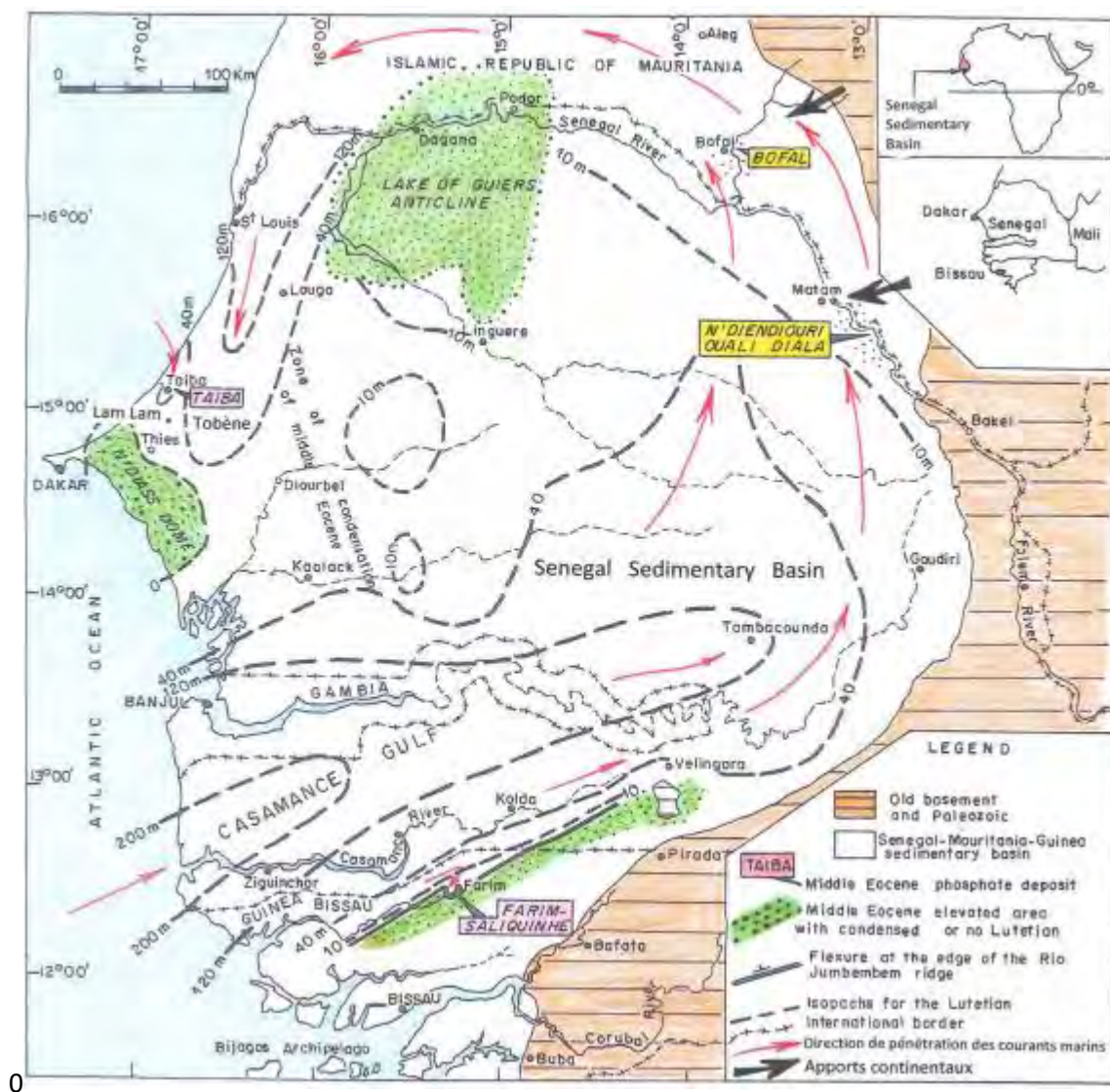


Figure 3 : Carte montrant les dépôts des formations phosphatées éocène du bassin sénégalo-mauritanien (d'après Prian, 1989, modifiée).

Les grains de phosphate présents dans cet environnement, et qui ont été recoupés par certains sondages choisis comme sites d'études (KDD054 et KDD057) (Fig. 3), ont été remaniés et triés par action hydrodynamique, avant de se redéposer dans des pièges morphologiques voisins. Ces concentrations de phosphate ont ensuite progressivement émergé, entraînant une forte altération et une lixiviation par l'eau de pluie qui a provoqué la dissolution complète de la calcite et son remplacement par le phosphate (plus précisément l'épigenèse des tests de calcite fossile par le phosphate). Tout phosphate remobilisé lors de la lixiviation pouvait précipiter sous forme de ciment pour les grains de phosphate. Avec l'émersion continue, l'altération pédogénétique s'est développée avec la précipitation locale de produits ferrugineux dans le ciment.

Cette paléo-altération s'est produite de la fin de l'Éocène jusqu'au début de l'Oligocène (Prian, 2014).

II. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

Le Permis de Recherche se situe dans la région de Louga et couvre une superficie de 4 396 Km² (Fig. 5). Le Permis de Recherche est grossièrement limité à l'Ouest par une ligne Guéoul-Sakal, englobe Louga et se poursuit vers l'Est jusqu'aux environs de Linguère. Il est traversé sur toute la partie médiane par la route Louga - Dahra - Linguère. Son accès à partir de Dakar se fait par la RN3 (le tronçon Dakar-Louga) jusqu'à Louga puis par les routes Louga-Linguère et Louga-Keur Momar Sarr qui passent à l'intérieur du permis.

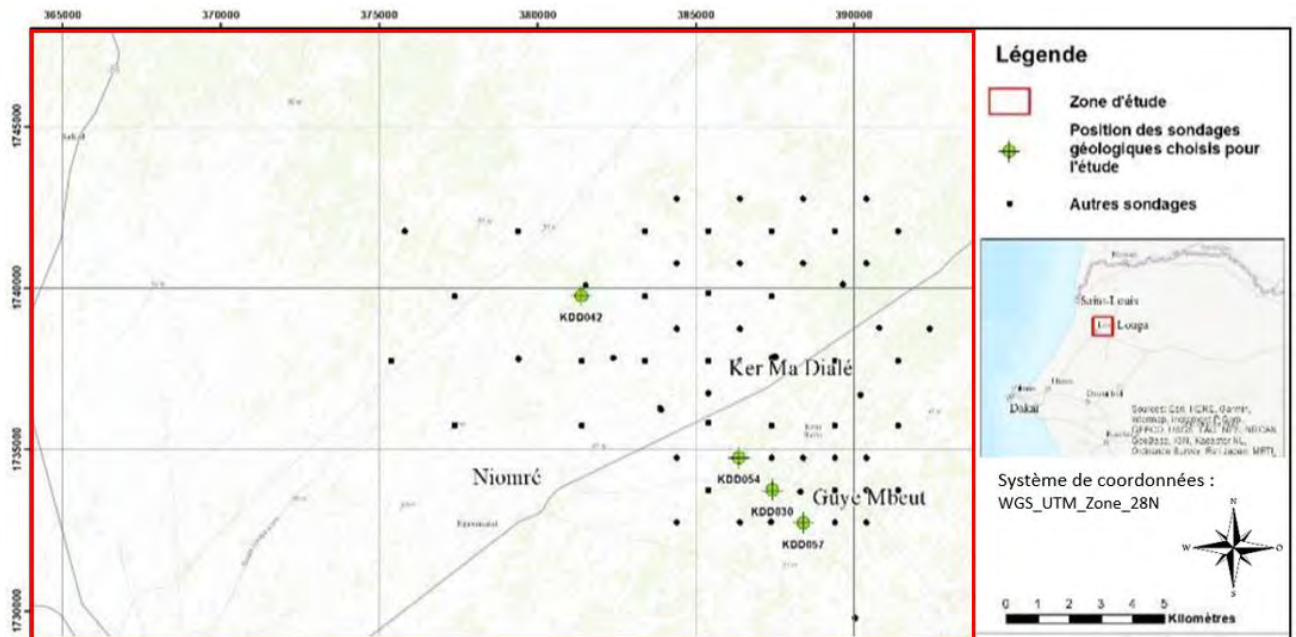


Figure 4 : Situation des sondages géologiques choisis comme site d'étude. Les points noirs représentent les autres sondages géologiques réalisés dans la zone du permis de recherche de COKI.