

République de Côte d'Ivoire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et
de la Recherche Scientifique



Université FHB de Cocody
N° d'ordre : 836/2013



UFR des Sciences de la Terre et des
Ressources Minières

Département de Géosciences Marines

THÈSE

Pour obtenir le titre de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ FÉLIX HOUPHOUËT
BOIGNY DE COCODY EN SCIENCES DE LA TERRE**

*Spécialité : Océanologie
Par*

ASSALÉ Fori Yao Paul

THÈME

**CARACTÉRISATION SÉDIMENTOLOGIQUE, PALYNOLOGIQUE,
GÉOCHIMIQUE ET PALÉOENVIRONNEMENTALE DES FORMATIONS
SÉDIMENTAIRES CONNEXES À LA FAILLE DES LAGUNES (EST DU BASSIN
ONSHORE DE CÔTE D'IVOIRE).**

Soutenue publiquement le 14 Décembre 2013 devant le jury composé de :

M. BIÉMI Jean	<i>Professeur, Université F.H.B</i>	Président
M. AKA Kouamé	<i>Professeur, Université F.H.B</i>	Directeur de thèse
M. SARR Raphaël	<i>Professeur, Université C.A.D</i>	Rapporteur
Mme. COULIBALY Aoua	<i>Maître de conférences, Université F.H.B</i>	Rapporteur
M. MONDE Sylvain	<i>Professeur, Université F.H.B</i>	Examineur
M. DIGBEHI Zéli Bruno	<i>Professeur, Université F.H.B</i>	Examineur

République de Côte d'Ivoire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et
de la Recherche Scientifique



Université FHB de Cocody

N° d'ordre : 836/2013



UFR des Sciences de la Terre et des
Ressources Minières

Département de Géosciences Marines

THÈSE

Pour obtenir le titre de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ FÉLIX HOUPHOUËT
BOIGNY DE COCODY EN SCIENCES DE LA TERRE**

Spécialité : Océanologie

Par

ASSALÉ Fori Yao Paul

THÈME

**CARACTÉRISATION SÉDIMENTOLOGIQUE, PALYNOLOGIQUE,
GÉOCHIMIQUE ET PALÉOENVIRONNEMENTALE DES FORMATIONS
SÉDIMENTAIRES CONNEXES À LA FAILLE DES LAGUNES (EST DU BASSIN
ONSHORE DE CÔTE D'IVOIRE).**

Soutenue publiquement le 14 Décembre 2013 devant le jury composé de :

M. BIÉMI Jean	<i>Professeur, Université F.H.B</i>	Président
M. AKA Kouamé	<i>Professeur, Université F.H.B</i>	Directeur de thèse
M. SARR Raphaël	<i>Professeur, Université C.A.D</i>	Rapporteur
Mme. COULIBALY Aoua	<i>Maître de conférences, Université F.H.B</i>	Rapporteur
M. MONDÉ Sylvain	<i>Professeur, Université F.H.B</i>	Examineur
M. DIGBEHI Zéli Bruno	<i>Professeur, Université F.H.B</i>	Examineur

DÉDICACE

*Ce mémoire est dédié au Dieu trois fois
Saint et à notre Dame du Rosaire.*

AVANT-PROPOS

Dans le souci de professionnaliser sa filière et être plus compétitif sur le marché de l'emploi, le Département des Géosciences Marines de l'UFR-STRM en collaboration avec la PETROCI, ont défini un projet de Thèse qui m'a été confié. La réalisation de ce mémoire issu des travaux de recherche sur ledit projet a été possible grâce au concours de certaines personnes. Parmi elles, je tiens à remercier d'abord du fond du cœur :

- le Professeur AKA Kouamé, Doyen honoraire et Président de la commission scientifique de l'UFR-STRM de l'Université Félix Houphouët Boigny, qui m'a permis d'avoir un stage à la PETROCI pour la réalisation des travaux de recherche. C'est un bon père qui a su m'orienter tout au long de ce travail. Merci cher père pour tes conseils et ton soutien moral. Que Dieu te comble de grâce ;

- le Professeur AFFIAN Kouadio, Vice-Président de l'Université Félix Houphouët Boigny, pour son sens d'écoute et de conseil ;

- le Professeur BOFFOUÉ Olivier, Doyen de l'UFR-STRM, pour ses conseils et ses encouragements ;

- le Professeur MONDÉ Sylvain, Directeur du Département des Géosciences Marines. Il est un modèle. Que Dieu vous garde professeur ;

- le Professeur BIÉMI Jean, Doyen Honoraire à l'UFR-STRM ;

- le Professeur DIGBEHI Zéli Bruno, Responsable de la formation du 3^{ème} cycle des Sciences de la Terre et des Ressources Minières ;

- le Professeur SARR Raphaël d'avoir accepté d'instruire cette Thèse ;

- le Professeur COULIBALY Aoua Sougo, pour ses conseils et suggestions ;

- le Professeur COULIBALY Yacouba, pour ses encouragements ;

- le Docteur N'GUESSAN Yao Alexis et le Docteur ADOPO Laurent, pour leur disponibilité, leurs directives, leurs conseils et leurs encouragements.

Je tiens également à remercier sincèrement les responsables et personnels de la PETROCI à savoir :

- le Directeur Général, Monsieur GNAGNY Daniel, pour son autorisation ;

- la Directrice Générale Adjointe chargée de l'Exploration, de la Production et des Opérations Techniques, Madame Gauly Marcelle ;

- le Directeur du Centre d'Analyses et de Recherche, mon parrain, Monsieur KOFFI Théodore, pour sa paternité à mon égard. Il a toujours été disponible lorsque le besoin se faisait sentir. Merci père pour tes nombreux conseils et pour ton soutien moral. Que Dieu dans sa grande bonté bénisse tes vieux jours ;
- la Conseillère Madame ATTÉBA Adèle, pour sa disponibilité ;
- le Chef de Département de Sédimentologie, Monsieur KPLOHI Yaba Luc Hervé pour son accueil dans son Département. Il a été le coordonnateur du projet au niveau de la PETROCI. Son sens élevé d'écoute, sa promptitude, ses conseils, ses encouragements et ses directives m'ont été d'un apport primordial. Il n'a jamais hésité à participer au renouvellement de mon stage. Grâce à ce Chef, ce travail a pu se faire en un temps record en m'incitant toujours au travail bien fait. Merci Chef et que Dieu illumine le reste de votre chemin dans un succès incommensurable ;
- les Chefs des Départements de Biostratigraphie et de Géochimie organique, nommés respectivement Docteur GOUA Tokpa Emmanuel et FOFANA Bakary, pour l'accueil dans leurs départements ;
- le Chef de Service Analyses Pétrographiques, Monsieur TAHÉ Thierry, pour ses directives ;
- les Chefs des Services de la Palynologie, de la Nannostratigraphie et de la Micropaléontologie respectivement Messieurs KANGAH David, ENNIN Tétchie Maurice et DUFFY Léon. Un merci particulier à Monsieur DUFFY Léon, pour son aide dans les analyses au Microscope Electronique à Balayage ;
- les ingénieurs sédimentologues, Messieurs et Mesdemoiselles FÉA Isaac, KAMARA Boiké, ABLÉ Jonas, OMBLÉA Huguette Laure, KAMAGATÉ Djodjo Maria, WABO Angaman Jean Paul et KOUAMÉ Kouadio Germain, pour leurs aides. Je tiens à remercier particulièrement Monsieur ABLÉ Jonas, pour ses discussions enrichissantes ;
- les assistants géologues, Messieurs KÉÏTA Cheick Oumar et RABÉ Hugues Martial de m'avoir initié aux techniques d'analyses ;
- les ingénieurs géochimistes, Messieurs et Madame AHIENTIO Hugues, ATSÉ Laure et KONÉ Lamissa, pour leurs critiques perfectionnistes ;
- les assistants géochimistes, Messieurs LOKO Oscar Ludovic, DOBO Kalou, LASME Amary Mel Eric, KOUADIO Bah Bedel et N'GUESSAN Siahé Alexandre, pour leur orientation dans les analyses géochimiques ;
- les ingénieurs palynologues, Messieurs TAHI Ignace, DOUKOURÉ Mamery et LOUKOU Joël ;

- les assistants palynologues, Messieurs et Mademoiselle YAYA Coulibaly, OUEGNIN Agnigba Pierre, RAYMOND N'Taho Prisca et WAWAYOU Christian, pour leurs aides dans les analyses et les observations palynologiques ;
- les ingénieurs micropaléontologues, Messieurs BAMBA Moritié Kader, NOBA Sam, BAHIKORO Bamory et DJROUKO N'Tayé Yves ;
- les assistants micropaléontologues, Messieurs et Mademoiselle KOUAMÉ Joseph, ZIDAGO Loïc Armel et OSSEY Kissiédou Kouso Odile ;
- les ingénieurs nannostratigraphes, Monsieur TRAORÉ Famoussa et Mademoiselle ZAGBAYOU Nadège ;
- les assistants nannostratigraphes, Messieurs GAOUTH Hermann et TIEKOURA Alexis ;
- l'assistant au Microscope Electronique à Balayage, Monsieur SOUMAHORO Losseni pour sa compréhension et son aide dans les différentes analyses ;
- les secrétaires Mlle FOFANA Salimata, Mme BAH Sylvie, Mme N'GUESSAN Sabine et Mlle OUATTARA Christiane, pour leur collaboration ;
- le responsable de la Carothèque, Monsieur BODJUI Josué ainsi que ses collaborateurs.

Ma reconnaissance va à l'endroit de :

- Mes grandes sœurs : ASSALÉ Yaa Sakua Elisabeth, ASSALÉ Ama Kani Hélène épouse KIRÉ et ASSALÉ Abénan Kra Agnès. Elles m'ont soutenu moralement, spirituellement, matériellement et financièrement. Que Dieu vous bénisse ainsi que vos progénitures ;
- Monsieur KIRÉ Kouadio Kossonou, pour son soutien moral, financier et ses conseils. Trouvez ici, l'expression de ma profonde gratitude ;
- Ma Chérie bien-aimée SORO Marie Rose, pour son aide et ses prières. Elle a su répondre présente chaque fois que j'aie eu besoin d'elle sur le terrain. Que Dieu bénisse notre amour ;
- Mes amis KOUAO Assiè François et KONÉ Emmanuel, pour leurs disponibilités. Ils m'ont accompagné au cours des différentes sorties géologiques sans hésitation. Que Dieu se souvienne de vos bonnes œuvres ;
- Mon jeune ami KABLAN Kacou Emmanuel Fabrice, pour sa communication orale.

Pour terminer, je remercie tous les étudiants et étudiantes de la promotion AFFIAN Kouadio ainsi que toutes les personnes qui de près ou de loin ont participé à la réalisation de ce mémoire.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE	I
AVANT-PROPOS	II
TABLE DES MATIÈRES	V
LISTE DES FIGURES	XIII
LISTE DES TABLEAUX.....	XVIII
LISTE DES PLANCHES	XX
LISTE DES PHOTOS.....	XXII
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	XXV
RÉSUMÉ	XXVI
ABSTRACT.....	XXVII
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
PRÉMIÈRE PARTIE : GÉNÉRALITÉS	5
CHAPITRE I : CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA CÔTE D'IVOIRE .	6
1. CADRE GÉOGRAPHIQUE DE LA CÔTE D'IVOIRE.....	6
1.1. Relief.....	6
1.2. Végétation.....	6
1.3. Climat.....	6
1.4. Hydrographie	7
2. CADRE GÉOLOGIQUE DE LA CÔTE D'IVOIRE	7
2.1. Socle précambrien.....	7
2.2. Bassin sédimentaire	7
2.2.1. Bassin sédimentaire émergé.....	9
2.2.2. Bassin sédimentaire immergé	9
2.3. Stratigraphie du bassin sédimentaire	10
2.4. Tectonique du bassin sédimentaire	11
CHAPITRE II : CADRE PHYSIQUE DE L'EST DU BASSIN ONSHORE IVOIRIEN	16
1. CARRIÈRES ET FORAGES DE L'EST DU BASSIN ONSHORE	16
2. GÉNÉRALITÉS SUR LES PHYLLOSILICATES.....	20
2.1. Muscovite.....	20
2.2. Illite.....	21
2.3. Minéraux des kaolins	21
2.4. Minéraux de la smectite	22

2.5. Glauconite	22
DEUXIÈME PARTIE : MATÉRIEL ET MÉTHODES D'ÉTUDE	26
CHAPITRE III : MATÉRIEL D'ACQUISITION DES DONNÉES	27
1. MATÉRIEL DE TERRAIN.....	27
2. MATÉRIEL DE LABORATOIRE.....	27
2.1. Matériel de lavage.....	27
2.2. Matériel de traitement.....	27
2.3. Matériel d'analyse.....	29
3. TRAITEMENT NUMÉRIQUE DES DONNÉES.....	29
CHAPITRE IV : MÉTHODOLOGIES MISES EN ŒUVRE.....	30
1. MÉTHODES D'ÉTUDE SUR LE TERRAIN	30
1.1. Méthode d'échantillonnage.....	30
1.2. Méthodes d'analyse lithostratigraphique	31
1.2.1. Description macroscopique.....	31
1.2.2. Variation spatio-temporelle des faciès.....	32
1.2.3. Macrofossiles	32
1.2.4. Structures sédimentaires	32
1.2.5. Établissement de log litho-granulométrique	33
2. ANALYSES AU LABORATOIRE.....	34
2.1. Analyses litho-granulométriques	34
2.1.1. Description lithologique à la loupe binoculaire.....	34
2.1.2. Analyses granulométriques des sables.....	37
2.1.3. Faciès granulométriques	39
2.1.4. Mode de transport des sables	40
2.1.5. Environnement de dépôt sédimentaire.....	41
2.2. Pétrographie sédimentaire.....	42
2.2.1. Confection de lames minces de roches	42
2.2.2. Pétrographie des grès	43
2.2.3. Pétrographie des roches carbonatées	47
2.3. Minéralogie semi-quantitative et exoscopie des grains de quartz	48
2.3.1. Traces d'actions mécaniques	49
2.3.2. Traces d'actions chimiques.....	49
2.4. Étude palynologique	49
2.4.1. Méthodes de traitement palynologiques	49

2.4.2. Technique d'observation.....	50
2.4.3. Détermination des palynomorphes	50
2.4.4. Caractérisation paléoenvironnementale	50
2.5. Analyses géochimiques organiques	51
2.5.1. Pyrolyse Rock-Eval	52
2.5.2. Palynofaciès	55
2.5.3. Indice de coloration des spores (SCI)	57
2.5.4. Extraction de bitume	60
TROISIÈME PARTIE : RÉSULTATS, INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSIONS	61
CHAPITRE V : CARACTÉRISATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET GRANULOMÉTRIQUE	62
1. LITHOSTRATIGRAPHIE DES FORMATIONS DE L'EST DU BASSIN ONSHORE ..	62
1.1. Lithostratigraphie des régions Alépé-Aboisso.....	62
1.1.1. Lithostratigraphie de la carrière Alépé	62
1.1.2. Lithostratigraphie de la carrière Aboisso	65
1.2. Lithostratigraphie des coupes de Bingerville-Bonoua.....	67
1.2.1. Lithostratigraphie de la région de Bingerville	67
1.2.2. Lithostratigraphie des coupes de la région de Bonoua	80
1.3. Lithostratigraphie des coupes de Samo-Adiaké.....	83
1.3.1. Lithostratigraphie de la carrière Samo	83
1.3.2. Lithostratigraphie des sédiments de la région d'Adiaké.....	85
1.4. Lithostratigraphie des forages de la région d'Éboïnda	107
1.4.1. Lithostratigraphie des forages Ebo	107
1.4.2. Lithostratigraphie des forages Ebl	125
1.5. Interprétations lithostratigraphiques	144
1.5.1. Taille des sédiments.....	144
1.5.2. Couleur et nature des roches	145
1.5.3. Minéraux accessoires	146
2. GRANULOMÉTRIE DES SABLES DE L'EST DU BASSIN ONSHORE	147
2.1. Paramètre de distribution granulométrique des sédiments	147
2.1.1. Types de sables	147
2.1.2. Classement (Sorting).....	148
2.1.3. Asymétrie (Skewness)	150
2.2. Différentes allures modales.....	151

2.2.1. Allure unimodale	151
2.2.2. Allure bimodale	152
2.2.3. Allure trimodale	153
2.2.4. Allure quatrmodale	153
2.2.5. Interprétation des types de modes	154
2.3. Faciès granulométriques des sables	154
2.3.1. Faciès granulométriques des sables d'Alépé	154
2.3.2. Faciès granulométriques des sables de Bingerville-Bonoua-Samo	154
2.3.3. Faciès granulométriques des sables d'Adiaké	155
2.3.4. Faciès granulométriques des sables d'Éboïnda.....	155
2.3.5. Interprétation des faciès granulométriques	157
2.4. Mode de transport des sables	157
2.5. Environnement de dépôt	159
CHAPITRE VI : PÉTROGRAPHIE DES SÉDIMENTS CONSOLIDÉS	163
1. PÉTROGRAPHIE DES GRÈS À CIMENT FERRUGINEUX	163
1.1. Pétrographie du grès d'Alépé.....	163
1.2. Pétrographie du grès d'Aboisso	164
1.3. Pétrographie des grès de Bingerville	165
1.4. Pétrographie des grès de Bonoua	168
1.5. Pétrographie des grès de Samo	170
1.6. Pétrographie des grès d'Adiaké	170
1.7. Interprétation pétrographique des grès ferrugineux	176
2. CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE DES GRÈS GLAUCONIFÈRES	177
3. CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE DES GRÈS HYBRIDES.....	178
3.1. Description du Grès hybride Adia5-54	178
3.2. Description du Grès hybride Ebl4-5	180
3.3. Interprétation pétrographique des grès hybrides.....	182
4. CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE DES SURFACES DURCIES	183
4.1. Description de la surface durcie Bing 1	183
4.2. Description de la surface durcie du forage Adia5-49	183
5. CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE DES CARBONATES	185
5.1. Description du carbonate Adia5-50	185
5.2. Description du carbonate Adia5-51	186
5.3. Description du carbonate Ebl4-13	188

5.4. Description du carbonate Ebl4-15	189
5.5. Interprétation pétrographique des carbonates	191
CHAPITRE VII : EXOSCOPIE ET MINÉRALOGIE SEMI-QUANTITATIVE	193
1. CARACTÉRISATION EXOSCOPIQUE DES QUARTZ.....	193
1.1. Exoscopie des quartz du Plio-Quaternaire dans un régime torrentiel.....	193
1.1.1. Exoscopie des quartz d'Alépé.....	193
1.1.2. Exoscopie des quartz d'Aboisso	195
1.2. Exoscopie des quartz du Plio-Quaternaire de Bonoua en régime fluvial	197
1.3. Exoscopie des quartz de la « Terre de barre » de Bingerville	198
2. MINÉRALOGIE SEMI-QUANTITATIVE	201
2.1. Minéralogie semi-quantitative des nodules de glauconites	201
2.1.1. Évolution post-dépôt des glauconites d'Adiaké	201
2.1.2. Évolution post-dépôt des glauconites d'Éboïnda.....	207
2.2. Minéralogie semi-quantitative des quartz oxydés.....	214
2.2.1. Minéralogie semi-quantitative des quartz hématoides.....	214
2.2.2. Rétrodiffusion du grès ferrugineux Bin 1 de Bingerville.	216
CHAPITRE VIII : CARACTÉRISATION PALYNOLOGIQUE.....	219
1. CARACTÉRISATION PALYNOLOGIQUE DES RÉGIONS ALÉPÉ-ABOISSO	219
1.1. Contenu palynologique des formations d'Alépé.....	219
1.2. Contenu palynologique des formations d'Aboisso	219
2. CARACTÉRISATION PALYNOLOGIQUE DE BINGERVILLE ET BONOUA	220
2.1. Contenu palynologique des formations de Bingerville.....	220
2.2. Contenu palynologique des formations de Bonoua	222
3. CARACTÉRISATION PALYNOLOGIQUE DES DÉPÔTS DE SAMO-ADIAKE.....	223
3.1. Contenu palynologique des formations de Samo.....	223
3.2. Contenu palynologique des formations d'Adiaké.....	223
3.2.1. Contenu palynologique du forage Adia 1	223
3.2.2. Contenu palynologique du forage Adia 3	224
3.2.3. Contenu palynologique du forage Adia 4	227
3.2.4. Contenu palynologique du forage Adia 5	229
4. CARACTÉRISATION PALYNOLOGIQUE DE LA RÉGION ÉBOÏNDA	234
4.1. Contenu palynologique des forages Éboïnda hors lagune	235
4.1.1. Contenu palynologique du forage Ebo 1	235
4.1.2. Contenu palynologique des formations du forage Ebo 2.....	237

4.1.3. Contenu palynologique du forage Ebo 5	239
4.1.4. Contenu palynologique du forage Ebo 6	239
4.2. Contenu palynologique des forages Éboïnda lagune	241
4.2.1. Contenu palynologique du forage Ebl 1	241
4.2.2. Contenu palynologique du forage Ebl 2	243
4.2.3. Contenu palynologique du forage Ebl 3	243
4.2.4. Contenu palynologique du forage Ebl 4	246
CHAPITRE IX : CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE	252
1. CARACTÉRISATION DE LA MATIÈRE ORGANIQUE	252
1.1. Caractérisation de la matière organique de Bingerville et de Samo	252
1.1.1. Maturité de la matière organique des affleurements de Bingerville et de Samo	252
1.1.2. Potentiel pétrolier des affleurements de Bingerville et de Samo	253
1.1.3. Types de matière organique des affleurements de Bingerville et de Samo	253
1.2. Caractérisation de la matière organique des roches d'Adiaké	255
1.2.1. Maturité de la matière organique des roches d'Adiaké	256
1.2.2. Potentiel pétrolier des roches d'Adiaké	256
1.2.3. Type de matière organique des roches d'Adiaké	256
1.3. Caractérisation de la matière organique des roches d'Éboïnda	257
1.3.1. Maturité de la matière organique des roches d'Éboïnda.....	257
1.3.2. Potentiel pétrolier des roches d'Éboïnda	258
1.3.3. Type de matière organique des roches d'Éboïnda	260
2. PÉTROGRAPHIE DE LA MATIÈRE ORGANIQUE	263
2.1. Matière organique des affleurements de Bingerville et de Samo	263
2.2. Matière organique des forages d'Adiaké	265
2.3. Matière organique des forages d'Éboïnda	270
2.3.1. Matière organique des forages hors lagune d'Éboïnda.....	270
2.3.2. Matière organique des forages lagune d'Éboïnda.....	275
3. COLORATIONS CARACTÉRISTIQUES DES MIOSPORES	279
3.1. Colorations caractéristiques des miospores de Bingerville	279
3.2. Colorations caractéristiques des miospores d'Adiaké	279
3.3. Colorations caractéristiques des miospores d'Éboïnda.....	281
4. ESTIMATION QUANTITATIVE DES BITUMES	282
4.1. Estimation quantitative des bitumes dans les forages d'Adiaké.....	282
4.2. Estimation quantitative des bitumes dans les forages d'Éboïnda	284

4.3. Interprétation des extractions	285
CHAPITRE X : DISCUSSION ET SYNTHÈSE PALÉOENVIRONNEMENTALE.....	288
1. DISCUSSIONS PALYNOLOGIQUES	288
1.1. Associations palynologiques.....	288
1.1.1. Maastrichtien.....	288
1.1.2. Paléocène	289
1.1.3. Éocène-Oligocène	289
1.1.4. Oligocène	290
1.1.5. Mio-Pliocène.....	291
1.1.6. Plio-Quaternaire	291
1.1.7. Quaternaire.....	292
1.2. Âge de la Faille des Lagunes	293
1.3. Âge des niveaux bitumineux (sables et argiles).....	293
1.4. Remaniements palynologiques	295
2. DISCUSSIONS SÉDIMENTOLOGIQUES.....	296
2.1. Érosion et dépôt des sédiments du bassin onshore Est	296
2.2. Adéquation glauconite-pyrite.....	299
2.2.1. Maturité et présence de SO ₃ dans les glauconites.....	299
2.2.2. Stabilité des glauconites.....	301
2.3. Types de grès ferrugineux.....	301
2.3.1. Framework et ciment ferrugineux.....	302
2.3.2. Arkoses et quartz wackes	302
3. DISCUSSIONS SUR LA GÉOCHIMIE ORGANIQUE	302
3.1. Types de kérogène	302
3.2. Maturité de la matière organique	302
3.3. Estimation quantitative du bitume	303
4. SYNTHÈSE PALÉOENVIRONNEMENTALE.....	303
4.1. Formations des carrières d'Alépé et Aboisso	304
4.2. Formations des carrières de Bingerville et Bonoua et du forage Eloka.....	304
4.3. Formations de la carrière de Samo.....	311
4.4. Formations des forages Adia 1, Adia 2, Adia 3 et Adia 4	311
4.5. Formations géologiques des forages Adia 5 et Adia 6	311
4.6. Formations des forages Ebo 1 et Ebo 2	319
4.7. Formations des forages Ebo 3 et Ebo 4	319

4.8. Formations des forages Ebo 5 et Ebo 6	319
4.9. Formations des forages Ebl 1 et Ebl 2	319
4.10. Formations des forages Ebl 3 et Ebl 4	320
CHAPITRE XI : CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES ET HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE L'EST DU BASSIN ONSHORE DE CÔTE D'IVOIRE	333
1. CORRÉLATION DES DÉPÔTS AU NORD DE LA FAILLE DES LAGUNES	333
1.1. Corrélacion du Maastrichtien	333
1.2. Corrélacion de l'Éocène	333
1.3. Corrélacion de l'Oligocène inférieur	333
1.4. Corrélacion de l'Oligocène supérieur	334
1.5. Corrélacion du Miocène	334
1.6. Corrélacion du Plio-Pléistocène	334
1.7. Corrélacion de l'Holocène	335
2. CORRÉLATION DES DÉPÔTS AU SUD DE LA FAILLE DES LAGUNES	335
2.1. Corrélacion de l'Éocène (?)	335
2.2. Corrélacion de l'Oligocène inférieur	335
2.3. Corrélacion des formations de l'Oligocène supérieur	336
2.4. Corrélacion du Plio-Pléistocène	336
2.5. Corrélacion de l'Holocène	336
3. CORRÉLATION DES DÉPÔTS DE L'EST DU BASSIN ONSHORE	336
4. HISTOIRE GÉOLOGIQUE DES FORMATIONS ETUDIÉES	339
CONCLUSION GÉNÉRALE	343
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	350
ANNEXES	XXVIII

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte géologique simplifiée de la Côte d'Ivoire (TAGINI, 1971)	8
Figure 2 : Bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire (AKA, 1991)	9
Figure 3 : Modèle d'ouverture de l'Atlantique Equatorial (BLAREZ, 1986)	14
Figure 4 : Localisation des carrières et des forages	17
Figure 5 : Localisation des carrières Alépé et Aboisso.....	18
Figure 6 : Localisation des carrières Bin, Eloka et Bonoua.....	18
Figure 7 : Localisation de la carrière Samo et des forages Adiaké.....	19
Figure 8 : Localisation des forages d'Éboïnda	20
Figure 9 : Classification des sédiments mixtes (GARY, 2009)	32
Figure 10 : Exemple de log litho-granulométrique.....	33
Figure 11 : Charte visuelle de détermination de la sphéricité et de l'arrondi des grains PETTIJOHN (1949 ; <i>in</i> : CHAMLEY, 1990).....	35
Figure 12 : Charte d'abondance des minéraux d'une roche (BOULVAIN, 2008).....	36
Figure 13 : Types de facies granulométriques selon TRICART (1965).....	40
Figure 14 : Diagramme de PASSEGA (1957).....	41
Figure 15 : Diagramme de dispersion de FRIEDMAN (1967).....	41
Figure 16 : Diagrammes de dispersions de MOIOLA & WEISER (1968)	42
Figure 17 : Charte visuelle des frameworks (ROBERT, 2012).....	44
Figure 18 : Charte visuelle de l'estimation du classement (MAURICE, 2003 et GARY, 2009 modifié).....	45
Figure 19 : Diagramme de maturité texturale des grès (GARY, 2009 modifié).....	45
Figure 20 : Classification des grès PETTIJOHN (1975 ; <i>in</i> : GARY, 2009).....	46
Figure 21 : Classification de DUNHAM (1962) modifiée par EMBRY & KLOVAN (1971).....	48
Figure 22 : Indice de Coloration des Spores	59
Figure 23 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale de la carrière Alépé.....	64
Figure 24 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale de la carrière Aboisso	66
Figure 25 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale de la carrière Bin 1	69
Figure 26 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale de la carrière Bin 2.....	73

Figure 27 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Eloka	79
Figure 28 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale de la carrière Bonoua	82
Figure 29 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale de la carrière Samo	85
Figure 30 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Adia 1.....	88
Figure 31 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Adia 2.....	90
Figure 32 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Adia 3.....	94
Figure 33 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Adia 4.....	96
Figure 34 : Pourcentage de CaCO ₃ dans le forage Adia 5.....	101
Figure 35 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Adia 5.....	103
Figure 36 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Adia 6.....	108
Figure 37 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Ebo1	111
Figure 38 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Ebo2.....	115
Figure 39 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Ebo3	116
Figure 40 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Ebo4.....	118
Figure 41 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Ebo5	123
Figure 42 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Ebo6.....	126
Figure 43 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Ebl1	128

Figure 44 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Ebl2	132
Figure 45 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Ebl3	137
Figure 46 : Pourcentage de CaCO ₃ du forage Ebl 4	143
Figure 47 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Ebl4	144
Figure 48 : Les différentes allures unimodales des sables étudiés.....	152
Figure 49 : Allures bimodales des sables étudiés	153
Figure 50 : Allures trimodales des sables étudiés	153
Figure 51 : Allures quatrmodales des sables étudiés	154
Figure 52 : Faciès hyperbolique et logarithmique des sables d'Alépé	155
Figure 53 : Faciès Hyperbolique des sables de Bingerville, de Samo et de Bonoua.....	156
Figure 54 : Faciès hyperbolique et logarithmique des sables d'Adiaké	156
Figure 55 : Faciès hyperbolique des sables d'Éboïnda.....	157
Figure 56 : Distribution des sables sur le diagramme de PASSEGA (1957).....	158
Figure 57 : Dispersion des sables sur le diagramme Sk-So de FRIEDMAN (1967)	160
Figure 58 : Dispersion des sables du forage Adia 5 sur le diagramme Sk-Md de MOIOLA & WEISER (1968).....	160
Figure 59 : Corrélation SO ₃ -K ₂ O des glauconites du forage Adia 5 de la cote 60 m.....	203
Figure 60 : Corrélation K ₂ O-FeO et K ₂ O-MgO des glauconites du forage Adia 6.....	205
Figure 61 : Corrélation Al ₂ O ₃ -FeO, Al ₂ O ₃ -MgO et Al ₂ O ₃ -K ₂ O des glauconites du forage Adia 6.....	205
Figure 62 : Transformation de la glauconite en muscovite et kaolinite.....	213
Figure 63 : Corrélation négative dans les quartz du forage Adia 5 (40 m).....	215
Figure 64 : Corrélation positive dans les quartz du forage Adia 5 (40 m).....	216
Figure 65 : Répartition des palynomorphes caractéristiques dans le forage Adia 1	225
Figure 66 : Répartition des palynomorphes caractéristiques dans le forage Adia 3	228
Figure 67 : Répartition des palynomorphes caractéristiques dans le forage Adia 4 (P : présent ; R : rare).....	230
Figure 68 : Répartition des palynomorphes dans le forage Adia 5.....	232
Figure 69 : Répartition des palynomorphes dans le forage Ebo 1	236
Figure 70 : Répartition des palynomorphes dans le forage Ebo 2 (A : abondant ; P : présent ; R : rare)	238

Figure 71 : Répartition des palynomorphes dans le forage Ebo 6 (R : rare)	240
Figure 72 : Répartition des palynomorphes dans le forage Ebl 1 (P : présent ; R : rare)	242
Figure 73 : Répartition des palynomorphes dans le forage Ebl 3	245
Figure 74 : Répartition des palynomorphes dans le forage Ebl 4	247
Figure 75 : Diagramme IH en fonction de Tmax des échantillons de Bingerville	254
Figure 76 : Diagramme IH en fonction de Tmax des échantillons d'Adiaké et Éboïnda	261
Figure 77 : Répartition des points en 3D	262
Figure 78 : Pourcentage de bitume dans les sables bitumineux d'Adiaké.....	283
Figure 79 : Pourcentage de bitume dans les sables bitumineux d'Éboïnda.....	285
Figure 80 : Proportion moyenne de bitume à Adiaké et à Éboïnda.....	285
Figure 81 : Zones à risque de contamination des nappes phréatiques	294
Figure 82 : Disposition des couches sédimentaires suivant la direction W-E.....	297
Figure 83 : Disposition des couches sédimentaires suivant la direction SW-NE.....	298
Figure 84 : Transformation des glauconites en kaolinite et en oxydes et hydroxydes de fer	301
Figure 85 : Log de synthèse de la carrière Alépé.....	305
Figure 86 : Log de synthèse de la carrière Aboisso	306
Figure 87 : Log de synthèse de la carrière Bin 1	307
Figure 88 : Log de synthèse de la carrière Bin 2	308
Figure 89 : Log de synthèse du forage Eloka	309
Figure 90 : Log de synthèse de la carrière Bonoua.....	310
Figure 91 : Log de synthèse de la carrière Samo	312
Figure 92 : Log de synthèse du forage Adia 1	313
Figure 93 : Log de synthèse du forage Adia 2	314
Figure 94 : Log de synthèse du forage Adia 3	315
Figure 95 : Log de synthèse du forage Adia 4	316
Figure 96 : Log de synthèse du forage Adia 5	317
Figure 97 : Log de synthèse du forage Adia 6	318
Figure 98 : Log de synthèse du forage Ebo 1	321
Figure 99 : Log de synthèse du forage Ebo 2	322
Figure 100 : Log de synthèse du forage Ebo 3	323
Figure 101 : Log de synthèse du forage Ebo 4	324
Figure 102 : Log de synthèse du forage Ebo 5	325
Figure 103 : Log de synthèse du forage Ebo 6	326
Figure 104 : Log de synthèse du forage Ebl 1	327

Figure 105 : Log de synthèse du forage Ebl 2	328
Figure 106 : Log de synthèse du forage Ebl 3	329
Figure 107 : Log de synthèse du forage Ebl 4	330
Figure 108 : Corrélation stratigraphique des formations de l'Est du bassin Onshore	338

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I : Unités lithostratigraphiques et étages stratigraphiques du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire (AKA, 1991, modifié)	13
Tableau II : Différents minéraux et leur environnement de dépôt caractéristique	36
Tableau III : Relation entre le framework, la matrice et la porosité (ROBERT, 2012).....	44
Tableau IV : Milieu de dépôt des faciès organiques et leur interprétation environnementale (HABIB & MILLER, 1989 ; in : SAEEDI, 2006, modifié)	51
Tableau V : Potentiel pétrolier des roches mères immatures (PETERS & CASSA, 1994 ; in : MAGOON, 1994, modifié).....	53
Tableau VI : Type de kérogène et les produits expulsés (PETERS & CASSA, 1994 ; in : PETERS <i>et al.</i> , 2005, modifié)	53
Tableau VII : Maturité thermique (PETERS & CASSA, 1994 ; in : PETERS <i>et al.</i> , 2005, modifié).....	54
Tableau VIII : Nomenclature des macéraux et leurs origines (PETERS, 2005, modifié).....	57
Tableau IX : Limites SCI et zones de génération d'hydrocarbures (RAMSEY, 2011) modifié	58
Tableau X : Tableau récapitulatif de la description des grès ferrugineux	175
Tableau XI : Minéralogie semi-quantitative des glauconites du forage Adia 5	202
Tableau XII : Minéralogie semi-quantitative des glauconites du forage Adia 6	204
Tableau XIII : Minéralogie semi-quantitative des glauconites du forage Ebo 5	207
Tableau XIV : Minéralogie semi-quantitative des glauconites du forage Ebo 6.....	207
Tableau XV : Minéralogie semi-quantitative des glauconites du forage Ebl 1	209
Tableau XVI : Minéralogie semi-quantitative des glauconites du forage Ebl 3.....	209
Tableau XVII : Minéralogie semi-quantitative des glauconites du forage Ebl 4	212
Tableau XVIII : Composition chimique des différentes faces des glauconites L1/1 et L3/15	214
Tableau XIX : Minéralogie semi-quantitative des quartz oxydés	215
Tableau XX : Minéralogie semi-quantitative d'un quartz oxydé du grès Bin 1	217
Tableau XXI : Paramètre du Potentiel pétrolier des roches de Bingerville et de Samo	252
Tableau XXII : Type de matière organique des échantillons de Bingerville et de Samo	255
Tableau XXIII : Paramètre du potentiel pétrolier des roches d'Adiaké	255
Tableau XXIV : Type de kérogène des roches d'Adiaké	257
Tableau XXV : Paramètre du potentiel pétrolier des roches d'Éboïnda.....	258

Tableau XXVI : Type de kérogène des roches d'Éboïnda	259
Tableau XXVII : Proportion des macéraux des affleurements de Bingerville et de Samo ...	265
Tableau XXVIII : Pourcentage des macéraux des forages d'Adiaké	267
Tableau XXIX : Proportion des macéraux des forages hors lagune d'Éboïnda	272
Tableau XXX : Proportion des macéraux des forages lagune d'Éboïnda	276
Tableau XXXI : Valeurs SCI des argiles gris clair à gris peu sombre de Bingerville.....	279
Tableau XXXII : Valeurs SCI des roches mères pauvres d'Adiaké.....	280
Tableau XXXIII : Valeurs SCI des roches mères pauvres d'Éboïnda.....	282
Tableau XXXIV : Estimation quantitative des bitumes des roches d'Adiaké.....	283
Tableau XXXV : Estimation quantitative des bitumes des roches d'Éboïnda	284
Tableau XXXVI : Épaisseurs des formations des différents âges caractérisés	337
Tableau XXXVII : Granulométrie des sables de la carrière Bingerville	XXX
Tableau XXXVIII : Granulométrie des sables des carrières Bonoua-Samo-Alépé.....	XXX
Tableau XXXIX : Granulométrie des sables des forages d'Adiake et d'Éboïnda.....	XXXI
Tableau XL : Taille des grains de quartz des différentes carrières en unité phi.....	XXXII
Tableau XLI : Taille des grains de quartz des différents forages en unité phi	XXXIII

LISTE DES PLANCHES

Planche I : Quartz wackes d'Alépé (GX40).	164
Planche II : Quartz wackes d'Aboisso (GX40).....	165
Planche III : Quartz wackes Bin 1 de Bingerville (GX40).	167
Planche IV : Quartz wackes Bin 2 de la « Terre de barre ».....	168
Planche V : Quartz wackes hématitique Bo 1 de Bonoua.	169
Planche VI : Quartz wackes Bo 2 de Bonoua GX40	169
Planche VII : Quartz wackes de Samo.....	170
Planche VIII : Quartz wackes Adia4-20 d'Adiaké.	173
Planche IX : Subarkoses Adia5-40 d'Adiaké.	174
Planche X : Suarkoses à ciment hématitique avec un microcline sur les planches A et A' et un quartz polycristallin sur les planches B et B' (GX40)	174
Planche XI : Glauconites wackes à ciment hématitique Ebo5-12 d'Éboïnda.....	178
Planche XII : Quartz wackes glauconifères à ciment mixte.	179
Planche XIII : Calcaires grésos-glauconifères ferruginisés (GX20).	182
Planche XIV : Siltites argileuses ferruginisées à microfracture.	183
Planche XV : Hard-ground fossilifère.	185
Planche XVI : Grainstone à bioclastes et péloïdes de Adia5-50.	187
Planche XVII : Rudstones à bioclastes d'Adia5-51 (GX20).	188
Planche XVIII : Grainstone à bio-intraclastes et glauconites de taille calcarénite de Ebl4-13.	189
Planche XIX : Floatstone à bio-intraclastes et glauconites de Ebl4-15.	190
Planche XX : Quartz AL 1 et AL 2.....	195
Planche XXI : Quartz AB 1 et AB 2.....	196
Planche XXII : Quartz Bo 1 et Bo 2.	198
Planche XXIII : Quartz Bin 1 et Bin 2.....	199
Planche XXIV : Quartz Bin 3 et Bin 4.	201
Planche XXV : Ultrastructure de la glauconite L2/14.	203
Planche XXVI : A, B et C : Kaolinite néoformée et désordonnée (A : L1/1 ; B : L1/32 ; C : L3/1). D et E : Microexfoliation sur la glauconite L1/1	207
Planche XXVII : A et B : Cristallisation de la calcite sur la glauconite L2/32	208
Planche XXVIII : Cristallisation de jarosite sur la glauconite L1/15	210
Planche XXIX : Ultrastructure de la glauconite L3/15.....	211

Planche XXX : Halloysite entremêlée de kaolinite désordonnée (L2/13 ; A et B) et Quartz incrustés dans la glauconite (L2/13 ; Spectrum 2 et 3).....	213
Planche XXXI : Rétrodiffusion du grès Bin 1 de Bingerville.	217
Planche XXXII : Palynomorphes des régions Alépé-Aboisso.	220
Planche XXXIII : Palynomorphes des formations des régions Bingerville-Bonoua.....	222
Planche XXXIV : Palynomorphes des formations des régions Samo-Adiaké.	234
Planche XXXV : Palynomorphes des formations de la région d'Éboïnda.	249
Planche XXXVI : Palynomorphes non identifiés.	250
Planche XXXVII : Palynofaciès des affleurements de Bingerville.	264
Planche XXXVIII : Palynofaciès des argiles bitumineuses de Samo.....	265
Planche XXXIX : Palynofaciès des échantillons du forage Adia 1.....	268
Planche XL : Palynofaciès des échantillons du forage Adia 3.	269
Planche XLI : Palynofaciès des échantillons du forage Adia 4.	270
Planche XLII : Palynofaciès des échantillons des forages Ebo 1 et Ebo 2.....	273
Planche XLIII : Palynofaciès des échantillons du forage Ebo 5.....	274
Planche XLIV : Palynofaciès de l'échantillon Ebo6-16.....	275
Planche XLV : Palynofaciès des échantillons du forage Ebl 1.....	277
Planche XLVI : Palynofaciès des échantillons du forage Ebl 3.	278
Planche XLVII : Coloration des miospores des argiles gris clair à gris peu sombre de Bingerville.....	279
Planche XLVIII : Coloration des miospores d'Adiaké.....	280
Planche XLIX : Coloration des miospores d'Éboïnda.....	282

LISTE DES PHOTOS

Photo 1 : Loupe binoculaire MOTIC reliée à une camera	34
Photo 2 : Calcimètre Bernard.....	37
Photo 3 : Tamiseuse vibrante à une colonne de seize de tamis de type AFNOR	37
Photo 4 : Microscope polarisant muni d'une caméra.....	43
Photo 5 : Microscope électronique à balayage couplé à un E.D.S	48
Photo 6 : Microscope à lumière transmise de type Olympus BX51 couplé à une camera	50
Photo 7 : Rock-Eval 6.....	52
Photo 8 : Microscopie à lumière transmise (Motic BA 300) et à lumière fluorescente (AXIOSKOP 40 FL).....	56
Photo 9 : Carrière Alépé	62
Photo 10 : Kaolins résiduels latéritiques.....	63
Photo 11 : Échantillons d'Alépé	64
Photo 12 : Quartz très anguleux à anguleux et non-usés à sphéricité faible (GX4)	64
Photo 13 : Carrière Aboisso.....	65
Photo 14 : A : Orthopoudingue oligomictique ferrugineux ; B : Quartz très anguleux à anguleux et non-usé à sphéricité faible (GX4)	66
Photo 15 : A : Carrière de sables à coloration variable ; B : Quartz subarrondis à arrondis et émoussés luisant à sphéricité faible	67
Photo 16 : A : Banc de muddy sandstones ferrugineux (Msf) dans les sables argileux ; B : banc de mudrocks ferrugineux (Muf) dans les argiles sableuses.....	68
Photo 17 : A : Stone line dans les argiles sableuses ; B : Quartz subanguleux à subarrondis et émoussés luisants à sphéricité faible (GX4)	70
Photo 18 : A : Mudrocks (Mu) gris clair à gris peu sombre à intercalation de sables quartzeux (Sa) très fins ; B : Mudcracks (Mc) à la surface des mudrocks gris clair à gris peu sombre...	71
Photo 19 : Shale bariolé associé aux corps sableux	71
Photo 20 : Carrière Bin 2	72
Photo 21 : A : grès ferrugineux pris entre les sables et les kaolins ; B : sable quartzeux jaune ocre ; C : sable en début de grésification	73
Photo 22 : Figures sédimentaires	74
Photo 23 : A : Linéations primaires sur une tablette de grès ferrugineux ; B : Marques de ruissellement	75
Photo 24 : Chenaux d'érosion.....	75

Photo 25 : Figures de dessiccation.....	76
Photo 26 : Figures en butte (sens du courant).....	76
Photo 27 : Figures en diaclase	77
Photo 28 : Figures concentriques développées dans un sable grésifié formant une mi-cuvette	77
Photo 29 : A : Stratifications en cross-bedding ; B : Quartz subarrondi à arrondi et émoussé luisant à sphéricité élevée (GX4).....	80
Photo 30 : Carrière Bonoua.....	82
Photo 31 : Kaolins secondaires	83
Photo 32 : Grès ferrugineux.....	84
Photo 33 : Terre de barre	85
Photo 34 : Glauconites autochtones évoluées à très évoluées de la cote 60 m.....	97
Photo 35 : A : Roches carbonatées de la cote 50 m ; B : hard ground de la cote 49 m	98
Photo 36 : Glauconites autochtones oxydées de la cote 45 m	99
Photo 37 : Quartz hématoides	100
Photo 38 : Glauconites para-autochtones à craquelure de la cote 51 m à la cote 50 m avec des microexfoliations (Ge ; GX3 ; ASSALÉ <i>et al.</i> , 2013).....	104
Photo 39 : Glauconites allochtones délavées avec des grains blanchis	105
Photo 40 : Glauconites allochtones délavées de la cote 20 m (GX6 ; ASSALÉ <i>et al.</i> , 2013)	106
Photo 41 : Quartz émoussés luisants, arrondis à très arrondis et à sphéricité élevée (GX4).107	
Photo 42 : Muddy sandstones gris moyennement sombre.....	112
Photo 43 : Grès conglomératiques (sandstone gravelly) brun modéré à rouge très sombre..	113
Photo 44 : Glauconites para-autochtones évoluées de la cote 21 m	120
Photo 45 : Glauconites para-autochtones très évoluées de la cote 10 m présentant des glauconites oxydées avec des phénomènes de microexfoliation	121
Photo 46 : Glauconites para-autochtones évoluées tachetées de bitume et entremêlées dans la kaolinite.....	124
Photo 47 : Glauconites allochtones oxydées et lessivées de la cote 9 m	127
Photo 48 : Grès à ciment bitumineux moyens à grossiers de la cote 25 m.....	130
Photo 49 : Glauconites allochtones.....	133
Photo 50 : A : Pyrites flamboïdes oxydées (Py : pyrite ; GX10) ; B : Glauconites vert-jaunâtre modéré para-autochtones et légèrement évoluées (Cote 25 m ; GX10 ; G : glauconite).....	134

Photo 51 : Glaucrites para-autochtones et allochtones de la cote 7 m	135
Photo 52 : Parapoudingues polygéniques intraformationnels.....	136
Photo 53 : Grès quartzeux bitumineux.....	138
Photo 54 : A : Nodules de glaucrites tachetés de bitume (cote 20 m, GX4) ; B : Pyrite flamboïde oxydée (cote 15 m, Py : pyrite, GX6) ; C : glaucrites para-autochtones évoluées à très évoluées (Gc : glaucrites à craquelure, cote 15 m, GX6) ; D : Muddy sandstones ferrugineux de la cote 17 m	141
Photo 55 : Glaucrites de la cote 10 m.....	141
Photo 56 : A : Coquilles de bivalves dans une matrice glaucriteuse oxydée (cote 5 m) ; B : Moule externe de bivalve (5 m) ; Glaucrites para-autochtones évoluées à très évoluées...	142
Photo 57 : Grès bitumineux des échantillons Ebl2-35 et Ebl2-58.....	286
Photo 58 : Sable quartzeux après extraction	286

LISTE DES ABRÉVIATIONS

AFNOR : Association Française de Normalisation

CAR : Centre d'Analyses et de Recherche

DTH : Direction Territoriale de l'Hydraulique

EDS : Spectrométrie par Diffusion d'Energie

IH : indice d'hydrogène

IO : indice d'oxygène

IP : indice de production

Km : kilomètre

m : mètre

Md : médiane

MEB : Microscope Electronique à Balayage

MO : matière organique

Mz : moyenne

Pdr : profondeur

PETROCI : Société Nationale d'Opération Pétrolière de Côte d'Ivoire

SCI : indice de coloration des spores

Tmax : température maximale

TOC : carbone organique total

UFR-STRM : Unité de Formation et de Recherche des Sciences de la Terre et des Ressources

Minières

WASA : West African-South American

RÉSUMÉ

L'Est du bassin onshore de Côte d'Ivoire est situé dans la marge d'Abidjan. Les analyses sédimentologique, palynologique et géochimique effectuées sur 1 175 échantillons ont permis de comprendre la distribution des cortèges sédimentaires dans cette partie du bassin et les milieux de dépôt au cours des temps. Les résultats majeurs des analyses sont présentés dans ce qui suit.

Les analyses palynologiques permettent d'établir un découpage stratigraphique comprenant le Crétacé supérieur, le Tertiaire et le Quaternaire. Les dépôts correspondants ont été identifiés au Nord de la Faille des Lagunes. Au Sud de cette faille, seul le Tertiaire a été recoupé par les forages et le Miocène est absent. Le paléoenvironnement au Crétacé supérieur comprend une succession de systèmes fluviaux (méandriques et anastomosés) et de mangrove communiquant avec la mer. Au Tertiaire, on a une alternance de dépôts fluviaux (méandriques et anastomosés) et de mangrove, de dépôts lacustres ou lagunaires, d'environnements continentaux oxydés et marins peu profonds à profonds.

L'exoscopie des grains de quartz montre qu'ils peuvent subir des dissolutions et des fragmentations suites aux frottements entre les grains pendant le transport. Des minéraux peuvent s'inclure dans ces zones de dissolution.

La minéralogie semi-quantitative des glauconites et leur ultrastructure révèlent qu'elles s'oxydent pour former de la kaolinite ferrifère désordonnée, de l'halloysite et des oxydes et/ou hydroxydes de fer. Leur lessivage donne également de la kaolinite ferrifère désordonnée et de la muscovite sans fluor. Ces différentes altérations des glauconites réduisent le framework des roches.

La géochimie organique montre que toutes les roches mères sont pauvres et immatures. Les kérogènes sont de type III ou IV et dérivent du remaniement d'anciens types II, III ou II/III. La proportion moyenne de bitume dans les sables est de 8,69 %. Ces bitumes contaminent les nappes phréatiques voisines. Il est possible d'avoir des roches mères effectives et/ou épuisées entre la Faille des Lagunes et celle de la Romanche. C'est l'une d'elles devenue effective qui aurait produit le pétrole piégé dans les paléo-chenaux et probablement dans les paléo-plages sous forme de bitume dans l'Est du bassin onshore.

Mots-clés : Sédimentologie, exoscopie, minéralogie, palynologie, géochimie organique, paléoenvironnement, bitume, Est du bassin onshore, Côte d'Ivoire, Faille des Lagunes, remaniement.

ABSTRACT

The East of onshore basin of Côte d'Ivoire is situated in the margin of Abidjan. The sedimentological, palynological and geochemistry analyses carried out on 1 175 samples permitted to understand the distribution of the cortège sedimentary in this part of the basin and the deposit environment during times. The essential results of the analyses are presented in what follows.

The palynologic analyses permit to establish a stratigraphic cutting including upper Cretaceous, Tertiary and Quaternary. The corresponding deposits were identified to the North of the Lagoons Fault. In the South of this fault, only Tertiary was crosschecked by drillings and Miocene is absent. The paleoenvironment at upper Cretaceous includes a succession of fluvial systems (meandering and anastomosing) and mangrove communicating with the sea. In Tertiary, there is an alternation of fluvial deposits (meandering and anastomosing) and mangrove, lake deposits or lagoony, oxidized continental environments and inner shelf to deep marine environment.

The exoscopy of quartz grains shows that they can undergo dissolutions and fragmentations as a result of rubbing between the grains during the transport. Minerals can be in these dissolution zones.

The semi-quantitative mineralogy of glauconites and their ultrastructure reveal that they oxidize to form disorganized ferriferous kaolinite, halloysite and oxides and/or iron hydroxides. Their washing gives the disorganized ferriferous kaolinite and the muscovite without fluor. These different alterations of glauconites reduce the framework of rocks.

The organic geochemistry shows that all source rocks are poor and immature. The kerogens are of type III or IV and derive from the reworking of old types II, III or II/III. The average proportion of bitumen in the oil sands is 8.69 %. These bitumens contaminate neighbor water table. It is possible to have some effective and/or spent source rocks between the Lagoons Fault and the Fault Romansh. It is one of them becoming effective which may have produced the oil trapped in the paleo-channels and probably in the paleo-beaches in the form of bitumen to the East of onshore basin.

Key-words : Sedimentology, exoscopy, mineralogy, palynology, organic geochemistry, paleoenvironment, bitumen, East of onshore basin, Côte d'Ivoire, Lagoons Fault, reworking.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les hydrocarbures sont de nos jours la source première d'énergie au niveau mondial. Pour répondre au besoin croissant en énergie, de nombreuses investigations sont menées dans la plupart des bassins sédimentaires. La Côte d'Ivoire, à travers sa société pétrolière (PETROCI) ne veut pas rester en marge. C'est pour quoi, de nombreux permis sont accordés aux sociétés pétrolières (TOTAL, FOXTROT, AFRICAN PETROLEUM, PETROCI...) ces cinq dernières années pour l'exploration et l'exploitation du bassin sédimentaire ivoirien. Les champs pétroliers du bassin ivoirien ne concernent actuellement que la partie offshore. La partie onshore n'a pas encore révélé d'intérêt hormis les sables bitumineux d'Éboïnda et d'Adiaké, situés à l'Est du bassin onshore. Un état des connaissances peut être fait sur les différents travaux réalisés dans le bassin sédimentaire ivoirien.

État de connaissance

Au plan de la recherche scientifique : les travaux de YAO (2012) ont permis de faire une révision de la géologie de l'Ouest du bassin onshore ivoirien. Les travaux de MARTIN (1973) et de TASTET (1979) donnent des indications sur les environnements sédimentaires du Quaternaire. Selon un rapport interne de la PETROCI (1983), des études ont été effectuées dans la partie Est du bassin onshore de 1976 à 1983 par la PETROCI pour mettre en évidence les zones bitumineuses à Éboïnda et à Adiaké. L'Est du bassin onshore est également connu grâce aux travaux de BACCHIANA (1981), DIGBEHI (1987), COULIBALY (1998), AKOBÉ (2010) et ASSALÉ (2012) basés sur les affleurements d'Alépé, de Bingerville et de Samo. Mais, toutes ces études restent incomplètes. Pour cela, une révision des travaux dans cette partie du bassin est nécessaire.

Au plan de l'exploration pétrolière : les différentes explorations réalisées dans le bassin offshore de la marge d'Abidjan ont permis le développement et l'exploitation de plusieurs champs pétroliers à savoir : Lion, Panthère, Espoir, Foxtrot et Baobab. L'exploration réalisée de 1976 à 1983 par la PETROCI (1983) dans le bassin onshore Est a mis en évidence des sables imprégnés de bitume.

Au niveau biostratigraphique : les données biostratigraphiques du bassin offshore sont bien établies contrairement à celle de la partie onshore Est qui restent dispersées et non coordonnées. Hormis le Paléocène, le reste du Tertiaire et le Quaternaire sont mal connus car ce niveau stratigraphique ne présente pas d'intérêt pétrolier.

Les résultats incomplets et non concordants issus des études réalisées dans le bassin onshore Est rendent incompréhensifs la stratigraphie de cette partie du bassin.

Problématique

Les travaux antérieurs (MARTIN, 1973 ; TASTET, 1979 ; DIGBEHI, 1987 ; BACCHIANA, 1981 ; COULIBALY, 1998 ; AKOBÉ, 2010 ; ASSALÉ, 2012) effectués dans l'Est du bassin onshore n'abordent pas certains aspects. On s'interroge :

au plan sédimentologique, sur la lithostratigraphie des formations allant du Crétacé au Quaternaire ;

au plan pétrographique, sur les caractères pétrographiques des roches glauconieuses rencontrées dans les forages ;

au plan exoscopique et minéralogique, sur les phénomènes d'oxydation des quartz et d'altération des glauconites ainsi que sur les inclusions que peuvent comporter ces deux minéraux ;

au plan biostratigraphique, sur l'âge réel des sables bitumineux et de la Faille des Lagunes mais aussi sur l'étude corrélatrice des formations de l'Est du bassin onshore ;

au plan géochimique, sur la nature, la maturité et le potentiel pétrolier des roches mères de l'Est du bassin onshore ainsi que sur les différentes étapes de l'évolution du bitume dans cette partie du bassin ;

sur la synthèse des données sédimentologique, géochimique et palynologique permettant de définir le paléoenvironnement de l'Est du bassin onshore.

Objectif principal

C'est pour pallier à ces insuffisances que le présent travail de recherche vise à établir la stratigraphie et les cortèges sédimentologiques des formations de l'Est du bassin ainsi que le paléoenvironnement qui prévalait dans cette partie du bassin.

Objectifs spécifiques

De l'objectif principal, découlent les objectifs spécifiques suivants :

- décrire et quantifier le taux de matière organique présent dans les roches mères de l'Est du bassin onshore ;
- déterminer l'origine, la nature et l'état de maturité de la matière organique de ces roches mères ;
- déterminer la pétrographie et la biostratigraphie des sédiments ;
- déterminer les mouvements migratoires des hydrocarbures qui ont conduit à la formation de bitume dans cette partie du bassin ;

- comprendre l'évolution spatio-temporelle des glauconites et des carbonates ainsi que les phénomènes diagénétiques qui les affectent ;
- déterminer le paléoenvironnement qui a prévalu dans l'Est du bassin onshore pour reconstituer son histoire géologique ;
- caractériser les zones propices à une exploration réussie.

Présentation du mémoire

En harmonie avec les objectifs fixés, l'organisation de ce mémoire de Thèse s'articulera autour de trois principales parties :

- la première partie concerne les généralités sur la géographie et la géologie de la Côte d'Ivoire, sur l'Est du bassin onshore et sur les phyllosilicates ;
- la deuxième partie présente le matériel et les méthodes de travail sur le terrain et au laboratoire ;
- la troisième partie porte sur les résultats, les interprétations et les discussions.

Ce mémoire se termine par une conclusion générale faisant le bilan des connaissances acquises et les perspectives de recherche et une bibliographie.

PRÉMIÈRE PARTIE

GÉNÉRALITÉS :

Cadres physiques de la Côte d'Ivoire et de l'Est du bassin onshore ivoirien

CHAPITRE I : CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA CÔTE D'IVOIRE

INTRODUCTION

Dans ce chapitre, nous passerons en revue le cadre géographique et géologique de la Côte d'Ivoire. Il situe la Côte d'Ivoire dans le monde et décrit sa végétation, son hydrologie, son relief et son climat. Les principales formations géologiques et la mise en place du bassin sédimentaire ivoirien sont présentées.

1. CADRE GÉOGRAPHIQUE DE LA CÔTE D'IVOIRE

La Côte d'Ivoire est un pays de l'Afrique de l'Ouest, située entre 4° et 10° de latitude Nord et 3° et 8° de longitude Ouest. Le territoire ivoirien est distant de l'équateur d'environ 400 km sur ses marges méridionales et d'environ 1 400 km du tropique de Cancer sur ses frontières septentrionales. Ce pays couvre une superficie de 322 462 km². La Côte d'Ivoire est limitée au Nord par le Mali et le Burkina Faso, au Sud par le Golfe de Guinée, à l'Est par le Ghana et à l'Ouest par la Guinée et le Liberia.

1.1. Relief

Le relief de la Côte d'Ivoire est peu élevé. Il est constitué de bas plateaux et de plaines. À l'exception de la région montagneuse qui présente des altitudes supérieures à 1 000 m (le Mont Nimba culmine à 1 752 m), le reste du pays présente des plateaux dont l'altitude se situe entre 200 et 350 m. Au Sud, le relief présente des dépressions comblées par des vasières et des lagunes.

1.2. Végétation

La végétation présente différents types et évolue du Nord au Sud : savane herbeuse, savane arborée, forêt arborée et forêt dense. De petites mangroves existent dans les régions côtières.

1.3. Climat

On distingue deux types de climat qui sont le climat équatorial humide et le climat tropical. Le climat équatorial couvre le Sud du pays et comprend deux saisons pluvieuses et deux saisons sèches. Le climat tropical se retrouve au Centre et au Nord et se caractérise par une saison des pluies et une saison sèche.

1.4. Hydrographie

Le territoire ivoirien compte quatre grands fleuves (Cavally, Sassandra, Bandama et Comoé) orientés suivant la direction générale Nord-Sud (CAMUS, 1970, 1971 ; GIRARD *et al.*, 1971). Il comprend au Sud des fleuves côtiers (Tabou, Néro, San-Pédro, Agnéby, la Mé, Bia...) et des systèmes lagunaires côtiers (Aby, Tendo, Ehy, Ébrié, Grand-Lahou, Tadio, Tagba...). Ces différents cours d'eau transportent des matières dissoutes ainsi que des éléments en suspension, en saltation et en roulement, en direction du plateau continental avec lequel ils sont en contact direct.

2. CADRE GÉOLOGIQUE DE LA CÔTE D'IVOIRE

La Côte d'Ivoire appartient au vieux bouclier précambrien de l'Afrique de l'Ouest (TAGINI, 1971) qui avant l'ouverture de l'Atlantique, était en continuité avec celui du Brésil (BLAREZ, 1986). Elle est caractérisée par deux unités géologiques majeures inégalement réparties : un socle précambrien qui couvre 97,5 % du territoire ivoirien et un bassin sédimentaire secondaire-tertiaire couvrant 2,5 % du territoire formant une mince frange littorale (Figure 1).

2.1. Socle précambrien

Le socle appartient à la partie méridionale du craton Ouest-Africain appelée « Dorsale de Man » ou « Dorsale de Léo ». Cette dorsale est divisée en deux domaines : le domaine Kénéma-Man et le domaine Baoulé-Mossi (BESSOLES, 1977). Ces domaines sont séparés par la Faille de Sassandra.

Le Domaine Kénéma-Man est d'âge Archéen. Il est structuré par les cycles orogéniques Léonien (3 500-2 900 Ma) et Libérien de 2 900-2 400 Ma (CAMIL, 1984). Il occupe l'Ouest et le Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire (24,5 % du territoire ivoirien).

Le Domaine Baoulé-Mossi occupe la presque totalité du territoire, soit 73 % de la superficie totale. Il a été structuré par le mégacycle éburnéen survenu au Protérozoïque inférieur (2 400-1 600 Ma).

2.2. Bassin sédimentaire

Le bassin sédimentaire ivoirien doit son existence à l'ouverture de l'Océan Atlantique. Il occupe une superficie de 30 000 km² s'étendant de Sassandra à l'Ouest jusqu'à Axim au Ghana à l'Est. Il présente une partie émergée et une partie immergée (Figure 2).

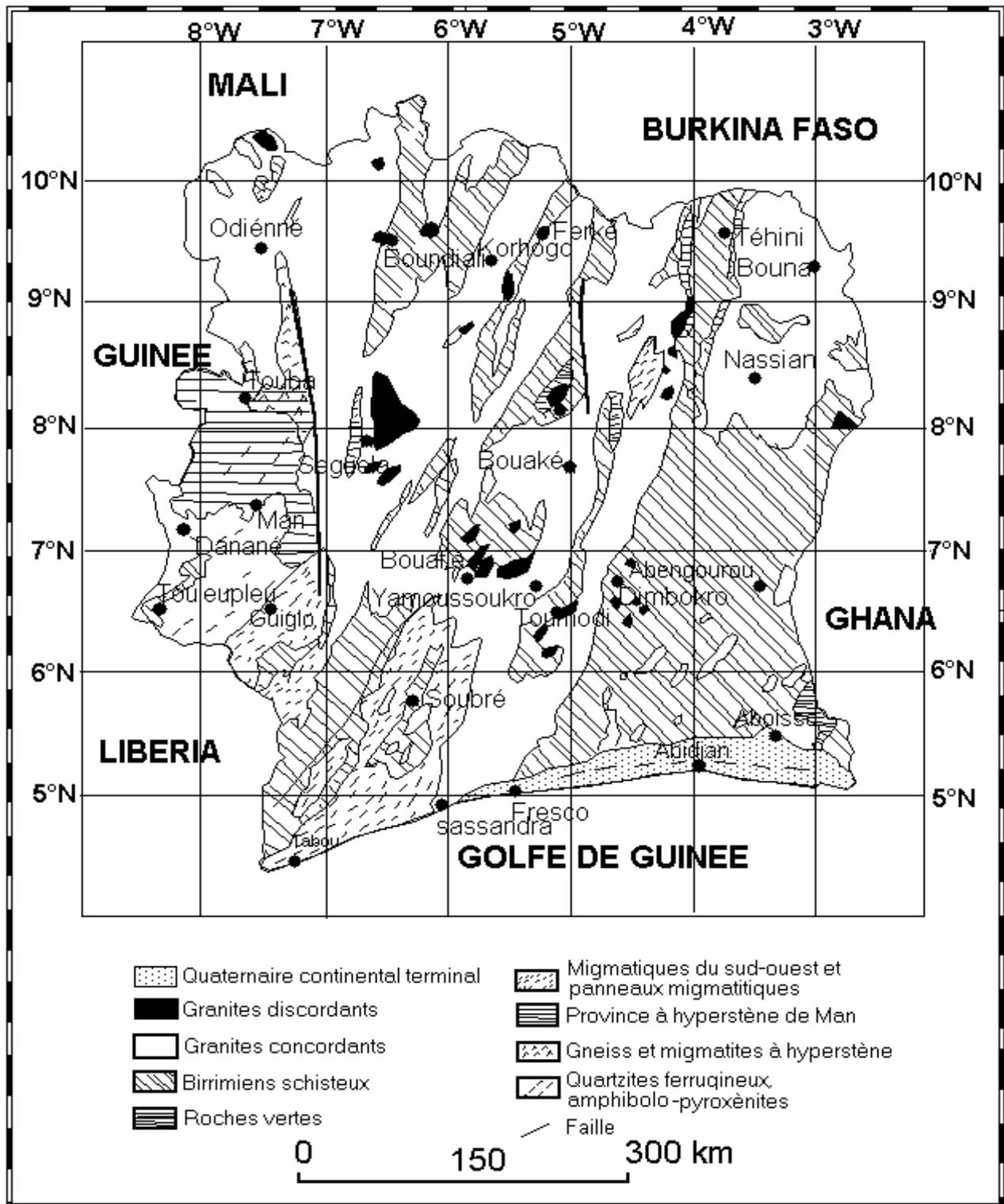


Figure 1 : Carte géologique simplifiée de la Côte d'Ivoire (TAGINI, 1971)

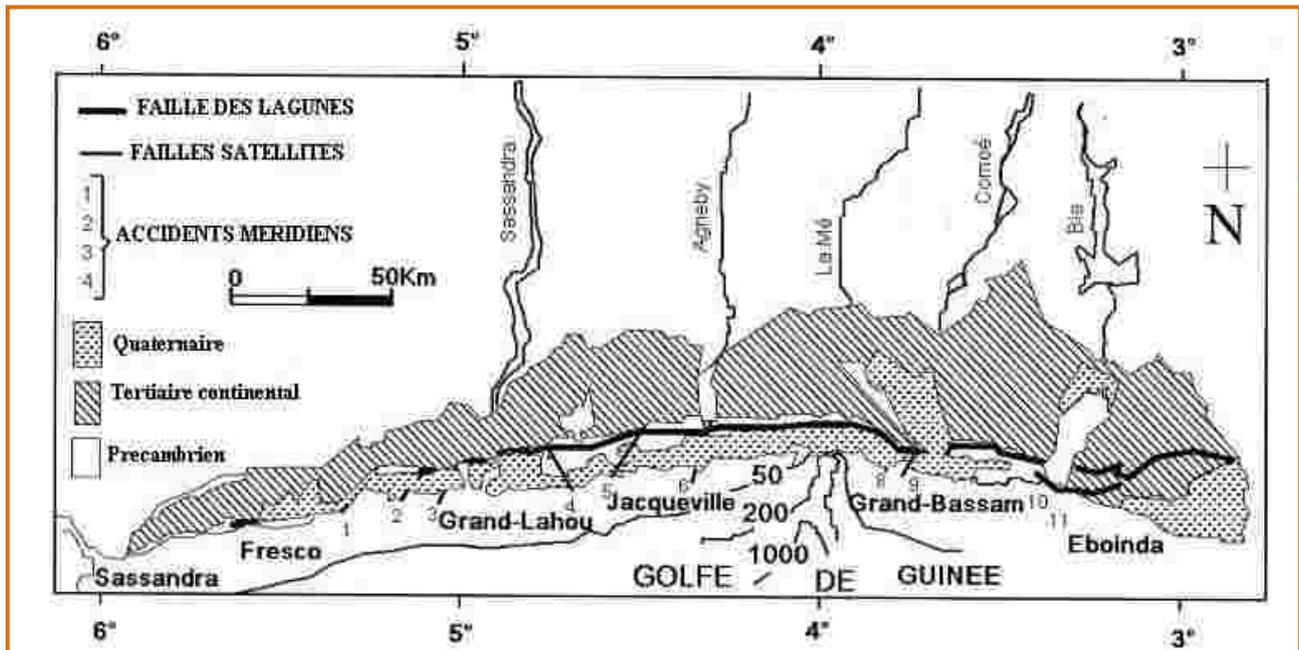


Figure 2 : Bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire (AKA, 1991)

2.2.1. Bassin sédimentaire émergé

Le bassin sédimentaire émergé se présente sous forme de croissant centré sur Jacquerville à 50 km d'Abidjan. D'une superficie de 8 000 km², il s'étend sur 350 km de long sur 40 à 50 km de large. Il ne couvre que 2,5 % du territoire ivoirien. Il est traversé d'Ouest en Est par une faille importante appelée « accident majeur des Lagunes ». Le rejet de cette faille oscille entre 3 500 et 5 000 m. L'action de cette faille sur le bassin émergé permet de distinguer deux zones :

- un compartiment Nord où le socle est peu profond (170 m à Locodjro). Ce compartiment est recouvert par les dépôts du Continental Terminal (argiles, sables argileux et grès plus ou moins ferruginisés) ;
- un compartiment Sud subsident qui est formé d'une épaisse série sédimentaire où n'affleurent que des dépôts quaternaires (sables argileux continentaux, cordons sableux marins et dépressions plus ou moins comblées de vases organiques ou de sables blancs lessivés d'origine lagunaire).

2.2.2. Bassin sédimentaire immergé

Le bassin immergé est la partie la plus étendue et couvre à lui seul une superficie de 22 000 km². Dans la région dite « marge d'Abidjan » du « Trou-Sans-Fond » au « Cap des Trois Pointes » (PETROCI & BEICIP, 1990), sa puissance est estimée à plus de 12 000 m sous les formations superficielles du plateau continental (DELOR *et al.*, 1992).

2.3. Stratigraphie du bassin sédimentaire

Les événements les plus anciens survenus dans le bassin sédimentaire datent au moins du Crétacé moyen. Certains auteurs (SPENGLER & DELTEIL, 1966) pensent qu'ils se prolongeraient jusqu'au Crétacé inférieur, voire même au Jurassique supérieur. Ces événements débutent par le dépôt d'une épaisse formation de sables, de grès, de conglomérats et d'argiles versicolores d'origine continentale (472 m à Adiadon près de Grand-Lahou et 2 000 m au Ghana). L'ensemble de ces événements a duré 100 Ma au minimum et 140 Ma au maximum. À la suite des dépôts continentaux, la stratigraphie s'établit comme suit de la base au sommet (Tableau I) :

- Crétacé inférieur marin (Albo-Aptien) dont l'épaisseur maximale est estimée à 5 000 m à Port-Bouët. Il est formé de sables, de grès conglomératiques et d'argiles versicolores à intercalation d'argiles noires. La première transgression survient à l'Albo-Aptien et les dépôts reposent en discordance sur la série continentale à éléments de socle ;
- Cénomaniens et Turoniens comprenant des argiles noires, sables fins, calcaires et argiles légèrement calcaires et silteuses. Le Cénomaniens a un caractère régressif avec une épaisseur de 600 à 700 m (Abidjan et Grand-Lahou). L'épaisseur du Turoniens n'est pas connue à ce jour ;
- Sénonien : d'épaisseur inconnue, il est caractérisé par des dépôts plus ou moins profonds. Il présente de la base au sommet des : calcaires, sables et argiles à lignite, argiles et calcaires à pyrite (FeS_2), dépôts détritiques à bitume (Éboïnda à l'Est du bassin) et calcaires noirs à microfaunes caractéristiques du Sénonien terminal (Maastrichtien). Cette série est également marquée par une transgression qui se termine par la régression du Maastrichtien ;
- Paléocène comprend 500 m de sédiments marins constitués de sables, d'argilites parfois glauconieuses ou de calcaires coquilliers ;
- Éocène, identifié au SW d'Abidjan (environs de Jacquville), comprend des dépôts argileux, sableux et calcaires (Éocène inférieur), puis des dépôts glauconieux et calcaires (Éocène moyen et supérieur) épais d'environ 490 m ;
- Oligocène limité à la partie centrale du bassin à Abidjan et formé d'argiles grises à noires d'épaisseur inconnue ;
- Mio-Pliocène : le passage est progressif entre le Miocène et le Pliocène d'où l'expression de Mio-Pliocène. Les dépôts correspondants sont encore appelés « Continental Terminal ». Celui-ci est considéré avec le Quaternaire comme le dernier épisode de sédimentation et forme la plus grande partie des affleurements du bassin côtier ivoirien. On y distingue une

alternance de sables grossiers et d'argiles bigarrées, puis des sables argileux latéritiques ferrugineux de colorations diverses et des grès ferrugineux recouvrant les dépôts anciens (LENEUF, 1968) ;

- Quaternaire : cette série est constituée à la base par des dépôts lagunaires à argiles noires intercalées de sables et de tourbes (42 000 ans B.P), de sables marins antéholocènes mis en place au cours du dernier épisode régressif (18 000 ans B.P) (ASSEMIEN *et al.*, 1970 ; *in* : YACÉ, 2002) et de la « Terre de barre » qui est une formation rubéfiée. La série se termine par des vases et des sables fluvio-lagunaires de l'Holocène.

2.4. Tectonique du bassin sédimentaire

L'histoire géologique du bassin sédimentaire a été reconstituée grâce à de nombreux travaux : SPENGLER & DELTEIL (1966) ; MARTIN (1973) et TASTET (1979). Elle débute entre la fin du Carbonifère et le milieu du Crétacé avec la dislocation du Gondwana entre l'Afrique Occidentale et l'Amérique méridionale (Figure 3). La séparation de ces deux continents a commencé au moins au Crétacé inférieur selon un schéma classique de rifting intracratonique (GORINI, 1981). La formation de la marge océanique ivoirienne s'est faite sous l'action des failles transformantes de Saint Paul et de la Romanche. Ces failles limitent un bassin sédimentaire losangique de type méga-pull-apart (BLAREZ, 1986). La structuration du bassin sédimentaire ivoirien se résume en quatre phases (DIGBEHI, 1987; DIGBEHI *et al.*, 1996 ; SOMBO, 2002) :

- la phase de rifting d'âge Barremien-Albien : cette phase est marquée par l'accumulation de plus de 5 000 m de sédiments à Port-Bouët composés de sables, de grès conglomératiques et d'argiles versicolores à intercalation d'argiles noires. Ce sont des sédiments marins margino-continentaux reposant en discordance sur le socle structuré en grabens et horsts. Les premiers dépôts datent de l'Albo-Aptien ;

- la phase d'océanisation initiale date du Cénomaniens-Sénonien. Elle débute par une transgression marine et une baisse rapide de la subsidence au Cénomaniens. Les sédiments comprennent des argiles noires, des sables fins, des calcaires à Oligostegénidés et des argiles légèrement calcaires et silteuses couvrant les crêtes des blocs fracturés alors que les séquences turbiditiques couvrent les demi-grabens. Le Cénomaniens est régressif avec une épaisseur de 600 à 700 m à Abidjan et Grand-Lahou. Au Sénonien inférieur, les sommets des blocs montrent des surfaces d'érosion marine peu profondes ;

- la phase d'océanisation maximale part du Campanien au Maastrichtien. Le Campanien est marqué par une transgression marine qui a permis le dépôt d'argile au sommet des blocs et

des semi-grabens. Le Sénonien inférieur est en partie discordant sur le Cénomaniens. Il sépare le Campanien transgressif du Cénomaniens. Les dépôts du Maastrichtien sont constitués d'argiles et de sables affleurant à l'Est du bassin ;

- la phase d'océanisation finale au Tertiaire marque l'élargissement de l'Océan Atlantique. Le phénomène géologique majeur du Tertiaire est la régression survenue entre l'Éocène supérieur à l'Oligocène.

Tableau I : Unités lithostratigraphiques et étages stratigraphiques du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire (AKA, 1991, modifié)

Unités Lithologiques	Epaisseurs moyennes des couches (m).	Etages stratigraphiques	Agés en millions d'années (M.a.)
Terre de barre (argiles sableuses rubéfiées) et sables marins.	50	Quaternaire	1,5
Continental terminal (sables argileux rougeâtres, argiles sombres)	600	Mio-Pliocène	23,8 à 1,5
Argiles grises à noires	?	Oligocène	31,5 à 23,8
Argiles glauconieuses, sableuses à bancs calcaires	490	Eocène	55 à 31,5
Argilites parfois glauconieuses à passées calcaires ou sableuses	500	Paléocène	65 à 55
Argiles, formations détritiques à calcaires zoogènes, calcaires gréseux et sables	?	Sénonien	89 à 71
Argiles (brunes) légèrement calcaires et silteuses	?	Turonien	93,5 à 89
Argiles noires, sables fins et des calcaires	700	Cénomanién	99 à 93,5
Argiles feuilletées noires à intercalation de grès et de marnes	2000	Albo-Aptien	120 à 99
Série continentale de base (épaisse formation de sables, grès conglomératiques, argiles versicolores à intercalation d'argiles noires)	500 à 5000	Crétacé inférieur	?

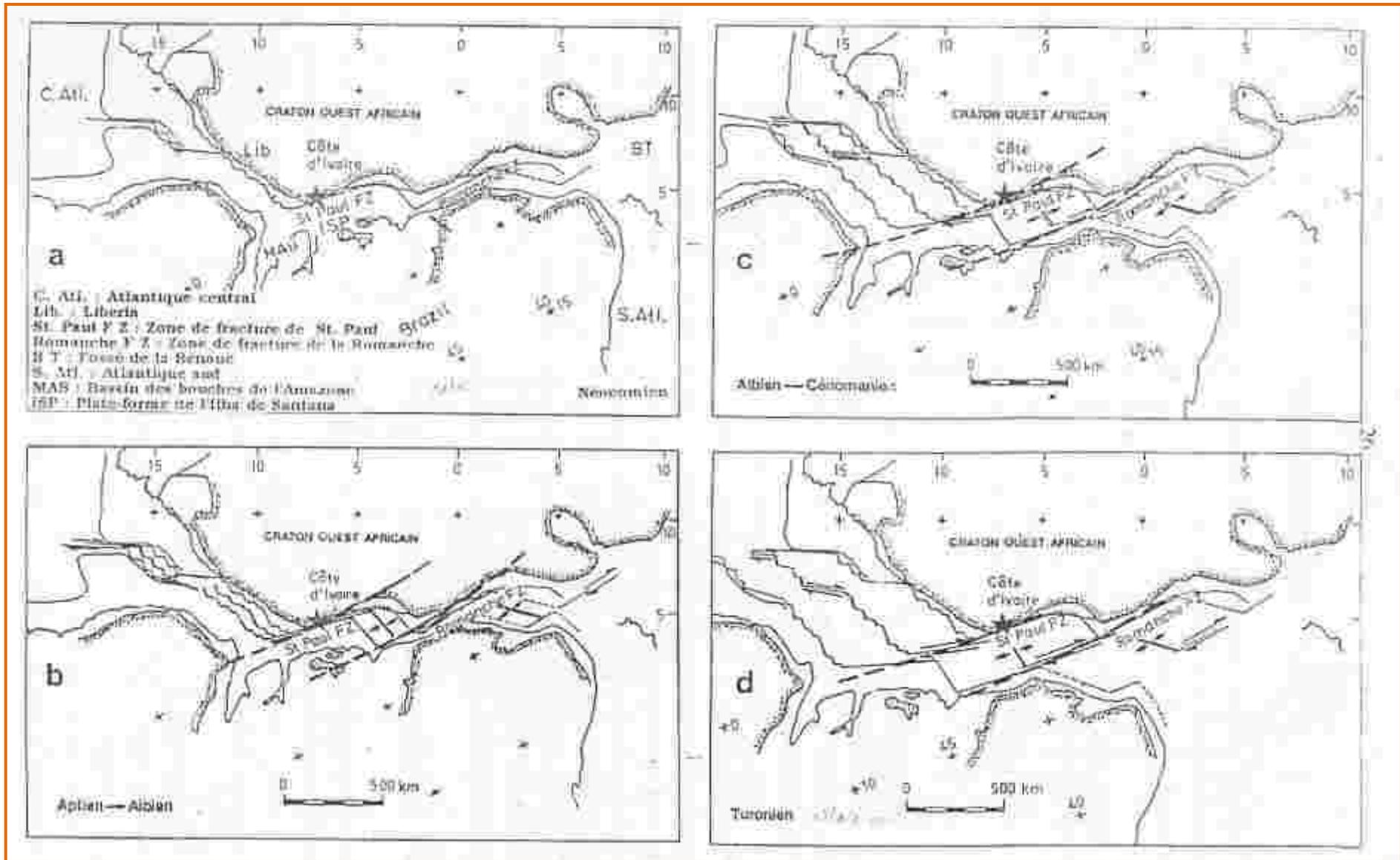


Figure 3 : Modèle d'ouverture de l'Atlantique Equatorial (BLAREZ, 1986)

CONCLUSION

La Côte d'Ivoire est située en Afrique de l'Ouest et est caractérisée par un relief peu élevé et une hydrographie comportant quatre grands fleuves. Ces fleuves traversent tout le pays du Nord au Sud. Sa superficie est de 322 462 km². Sa végétation est composée de savanes et de forêts sous des climats équatorial et tropical. La Côte d'Ivoire est aussi caractérisée par deux unités géologiques inégalement réparties : un socle précambrien (97,5 %) et un bassin sédimentaire (2,5 %). Le bassin sédimentaire repose en discordance sur les formations du socle précambrien. Le bassin sédimentaire doit son existence à l'ouverture de l'Océan Atlantique. Il est subdivisé en deux parties : le bassin sédimentaire émergé et le bassin sédimentaire immergé. Le bassin émergé est affecté par un accident majeur appelé « Faille des Lagunes ». La structuration du bassin sédimentaire ivoirien s'est faite en quatre phases à savoir : la phase rifting d'âge Barremien-Albien, la phase d'océanisation initiale au Cénomaniens-Sénonien, la phase d'océanisation maximale qui part du Campanien au Maastrichtien et la phase d'océanisation finale au Tertiaire.

CHAPITRE II : CADRE PHYSIQUE DE L'EST DU BASSIN ONSHORE IVOIRIEN

INTRODUCTION

Ce chapitre situe l'Est du bassin onshore de Côte d'Ivoire et présente les formations géologiques caractéristiques de la zone. Quelques informations sont données sur certains phyllosilicates comme la muscovite, la kaolinite, l'illite, la smectite et la glauconite.

1. CARRIÈRES ET FORAGES DE L'EST DU BASSIN ONSHORE

La zone d'étude est située au Sud-Est de la Côte d'Ivoire. Sa superficie est de 4 980 km². Elle est située entre 5° 5' 20" et 5° 34' 45" de latitude Nord et 4° 2' 02" et entre 2° 58' 24" de longitude Ouest. Elle couvre les régions de : Alépé, Aboisso, Bingerville, Bonoua, Samo, Adiaké et Éboïnda (Figure 4).

Les régions d'Alépé et d'Aboisso sont caractérisées par une discordance. Il s'agit du dépôt des formations du Plio-Quaternaire sur le socle précambrien du Domaine Baoulé-Mossi. Ces formations sont constituées de conglomérats et de la « Terre de barre ». Dans ces régions, des carrières ont été ouvertes pour l'exploitation de graviers. Leurs coordonnées géographiques sont 5° 28' 29" N et 3° 49' 36" W pour la région d'Alépé et 5° 27' 38" N et 3° 12' 18" W pour la région d'Aboisso. Les deux carrières sont distantes de 68,64 km. La carrière d'Alépé se situe sur l'axe Abidjan-Alépé près du fleuve côtier la Mé et la carrière d'Aboisso sur l'axe Aboisso-Noé à quelques centaines de mètres du carrefour Krindjabo (Figure 5).

Les régions de Bingerville et de Bonoua sont constituées d'affleurements datant du Plio-Quaternaire. On retrouve notamment un affleurement d'argile grise à noire d'âge Oligocène à Bingerville. À Bingerville, deux carrières (Bin 1 et Bin 2) ont été étudiées et sont distantes d'environ 300 m. Leurs coordonnées géographiques sont : 5° 21' 40" N et 3° 54' 45" W pour la carrière Bin 1 et 5° 21' 37" N et 3° 54' 32" W pour la carrière Bin 2. Un forage effectué à Eloka par la Direction Hydraulique Ivoirienne dans la région de Bingerville a été également l'objet de notre étude. Ce forage est séparé des deux carrières de Bingerville d'environ 19,50 km et a pour coordonnées géographiques 5° 18' 0" N et 3° 44' 24" W. Les carrières de Bingerville sont séparées de la carrière d'Alépé de 15,50 km.

Une carrière à Bonoua a été également étudiée. Elle se trouve à l'entrée de Bonoua en venant d'Abidjan. Cette carrière est distante du forage d'Eloka d'environ de 14,50 km et des carrières de Bingerville de 34 km. Elle est située entre 5° 15' 15" de latitude Nord et 3° 37' 01" de longitude Ouest (Figure 6).

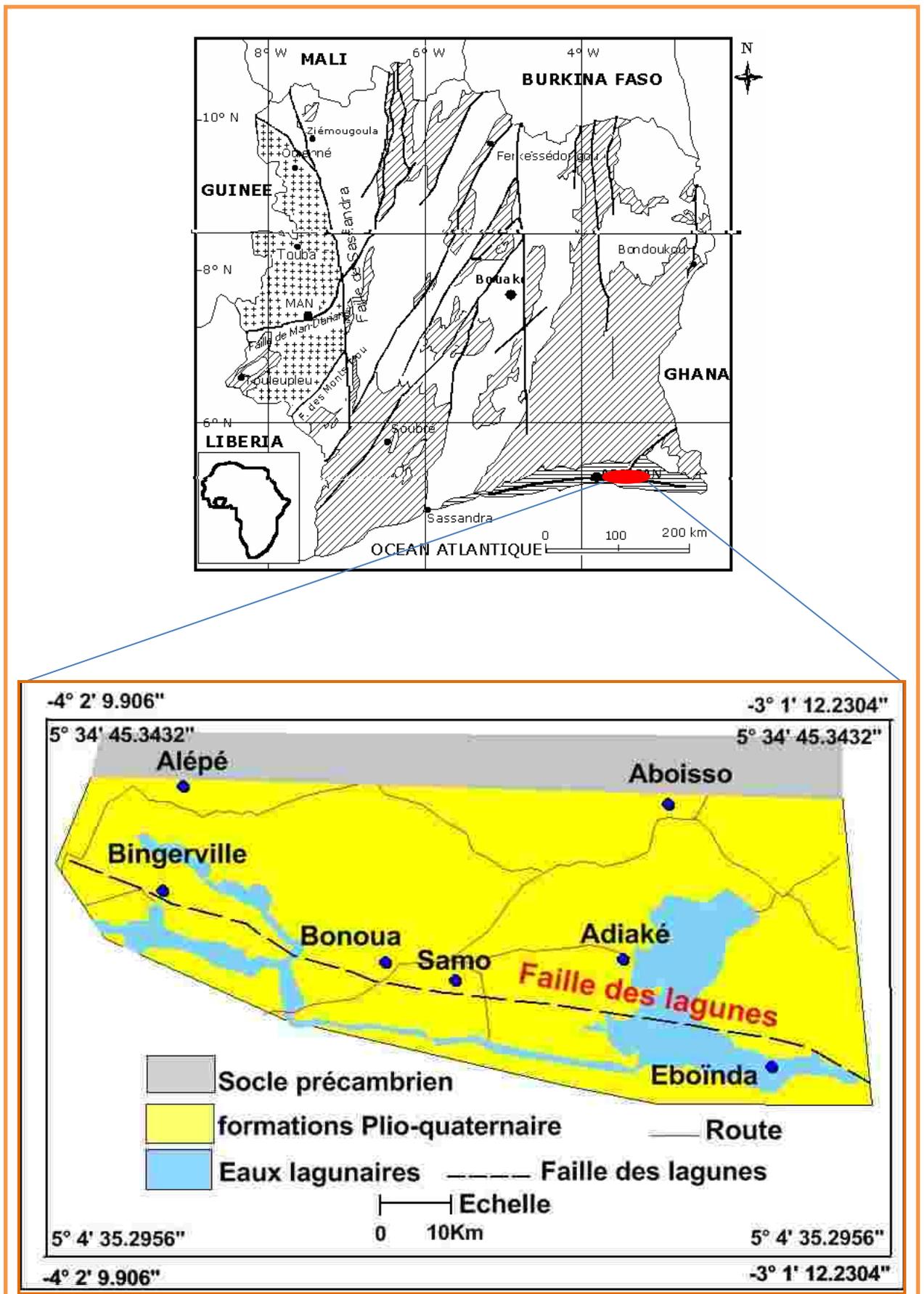


Figure 4 : Localisation des carrières et des forages

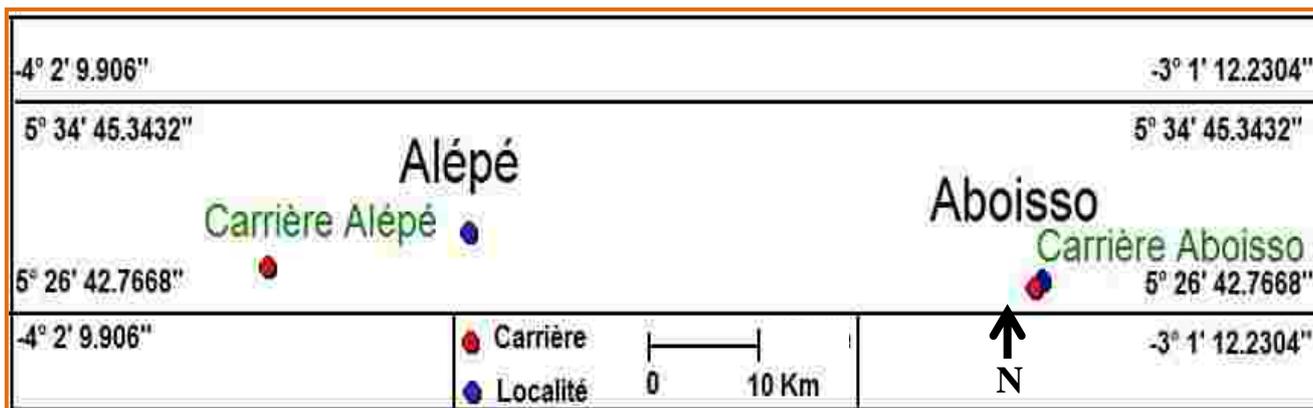


Figure 5 : Localisation des carrières Alépé et Aboisso

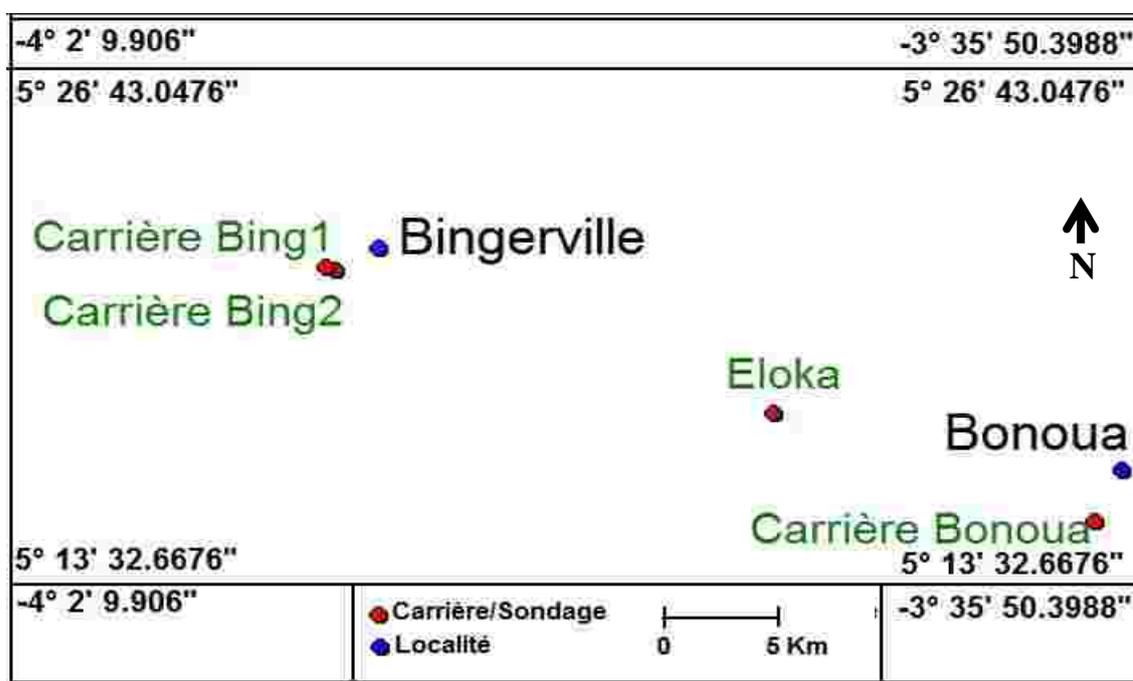


Figure 6 : Localisation des carrières Bin, Eloka et Bonoua

Les régions de Samo, Adiaké et Éboïnda sont situées au Sud-Est de Bonoua. Elles sont caractérisées par la présence d'argiles et de sables imprégnés de bitume. Les argiles bitumineuses affleurent sur l'axe Samo-Assinie dans une carrière. Quant aux sables bitumineux, ils ont été rencontrés dans les forages d'Adiaké et d'Éboïnda réalisés entre 1976 et 1983 par la société PETROCI (PETROCI, 1983). Ces roches sont recouvertes par les dépôts du Plio-Quaternaire. Un nombre total de 185 forages a été réalisé pendant cette campagne d'exploration dont 71 pour la région d'Adiaké et 114 pour celle d'Éboïnda. L'exploration a mis en évidence trois niveaux d'imprégnation de bitume : un niveau supérieur (Éocène à Actuel) constitué d'argiles bitumineuses à Kodjoboué (Bonoua), un niveau moyen (Paléocène) à lentilles de bitume dans des formations argilo-sableuses ou des

cavités calcaires et un niveau inférieur (Maastrichtien) constitué de sables imprégnés de bitume dans la région d'Éboïnda. Les réserves potentielles de bitume sont estimées pour la région d'Éboïnda à 5 275 565 tonnes et pour celle d'Adiaké à 14 096 625 tonnes (COULIBALY, 1998).

Parmi les forages réalisés dans les régions d'Adiaké et d'Éboïnda, 16 ont été étudiés. Dans la région d'Adiaké, 6 forages ont été sélectionnés : Adia 1, Adia 2, Adia 3, Adia 4, Adia 5 et Adia 6. Deux des forages sont situés au Sud de la Faille des Lagunes (Adia 5 et Adia 6) et le reste au Nord de cette faille (Figure 7). Les forages d'Adiaké sont distants d'au moins 2 km et d'au plus 3 km. La carrière de Samo, distante d'environ 3 km du forage Adia 2 et d'environ 16 km de la carrière Bonoua a été également étudiée (Figure 7).

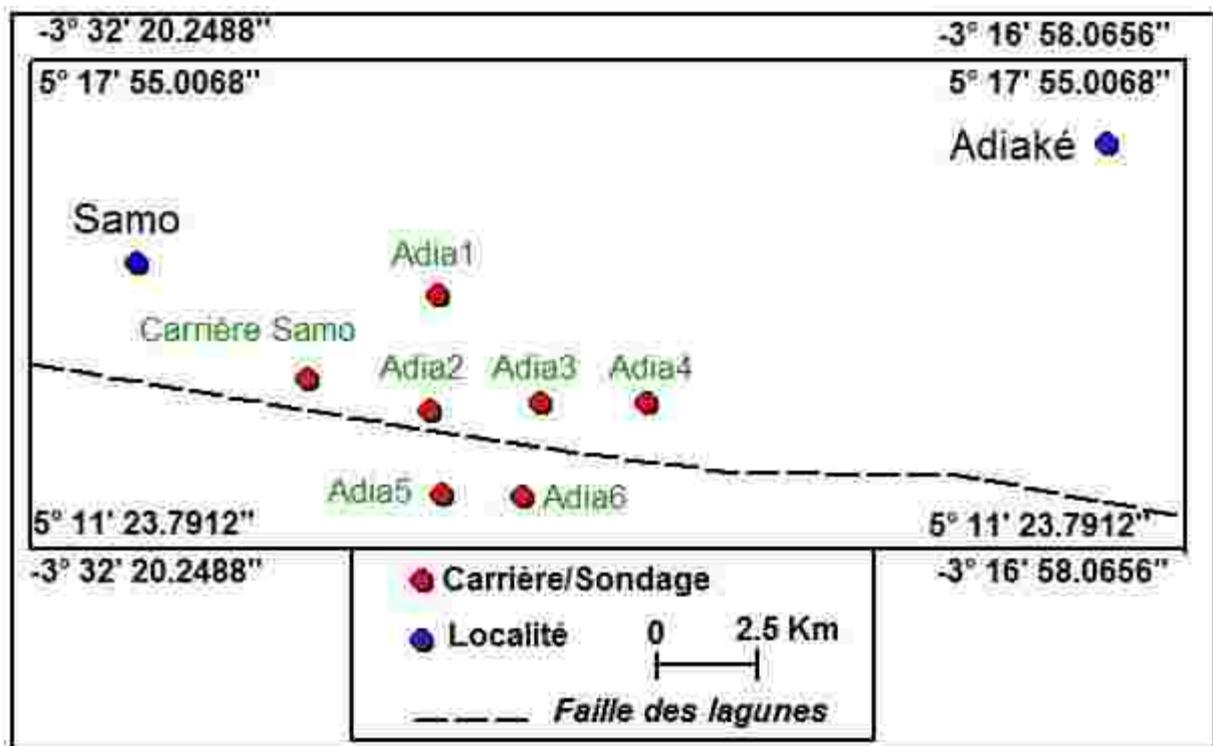


Figure 7 : Localisation de la carrière Samo et des forages Adiaké

Dans la région d'Éboïnda, ce sont plutôt 10 forages qui ont été sélectionnés : Ebo 1, Ebo 2, Ebo 3, Ebo 4, Ebo 5, Ebo 6, Ebl 1, Ebl 2, Ebl 3 et Ebl 4. Tous ces forages sont situés au Sud de la Faille des Lagunes (Figure 8).

Les forages sont distants d'au moins 1,5 km et au plus 7 km. Les forages dénommés Ebl ont été exécutés dans la lagune Tando et les forages dénommés Ebo sur la terre ferme.

Les différentes distances données sont les distances à vol d'oiseau.

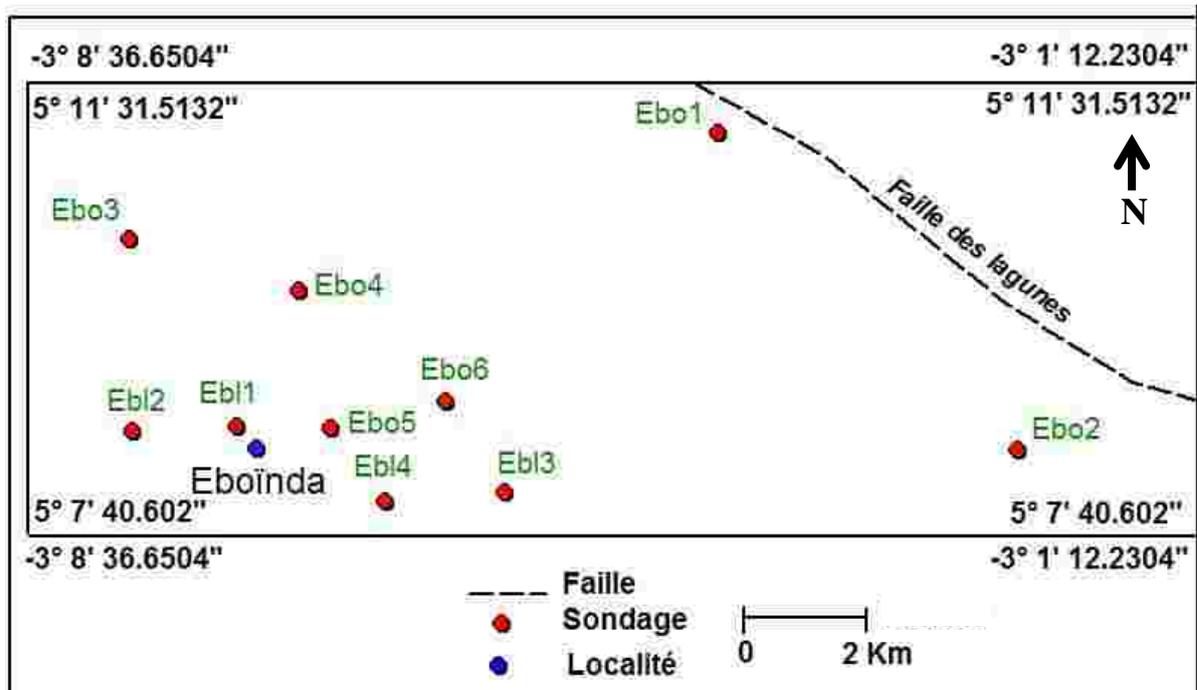


Figure 8 : Localisation des forages d'Éboïnda

2. GÉNÉRALITÉS SUR LES PHYLLOSILICATES

Ces généralités portent sur les minéraux suivants : muscovite, illite, minéraux des kaolins, minéraux de la smectite et glauconite.

2.1. Muscovite

C'est un minéral du groupe des micas composé de feuillets élémentaires épais de 10 Å. Il comporte deux couches de tétraèdres $[\text{SiO}_4]^{4-}$, avec une substitution partielle de Si par Al, encadrant une couche d'octaèdres. Sa formule chimique est $\text{KA}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Les feuillets de la muscovite sont unis entre eux par des cations K, Na, Fe, Mg,...

Ce minéral se rencontre dans les roches plutoniques acides (granites, pegmatites avec parfois des lamelles de plusieurs cm). Elle est difficilement altérable.

La muscovite forme, selon les conditions de drainage du milieu, la kaolinite (milieu lessivé) et les smectites (en milieu confiné). Une grande quantité d'eau est nécessaire pour réduire le taux de potassium et prévoir la formation de l'illite plutôt que la kaolinite lorsque le milieu est moins lessivé.

La transformation de la muscovite en kaolinite se fait avant la compaction mécanique, c'est-à-dire pendant la diagénèse précoce (GLASMANN *et al.*, 1989b ; *in* : MARECHAL, 2000).

2.2. Illite

L'illite est un mica argileux de formule $K_xAl_2[Si_{4-x}Al_xO_{10}](OH)_2$ à feuillets de 10 Å. Ce minéral est très proche de la muscovite, mais moins potassique que ce dernier et contient plus d'eau. L'illite diffère de la muscovite pure par le taux de substitution de Si^{4+} par Al^{3+} . Dans la muscovite, un quart de Si^{4+} est remplacé par Al^{3+} tandis que dans l'illite seulement un sixième est remplacé. L'illite caractérise un milieu moins lessivé. Son espace interfoliaire est occupé par le potassium. La taille, la charge et le nombre de potassium sont tels qu'il s'ajuste parfaitement dans la chaîne (anneau) hexagonale d'oxygène des couches tétraédriques de la silice adjacente. Cela donne la structure d'une liaison ionique forte qui maintient dans un ensemble les feuillets individuels et prévoit l'occupation des espaces interfoliaires par des molécules d'eau comme cela se fait dans les smectites. D'une façon plus simple, l'illite est une smectite potassique. L'illite est communément associée à la kaolinite et à la smectite (MURRAY, 2007).

2.3. Minéraux des kaolins

Le kaolin est un nom donné au groupe de phyllosilicates dont les feuillets de 7 Å sont de type 1:1. Leur formule chimique est $Al_2Si_2O_5(OH)_4$. On distingue deux types de kaolins en fonction du mode de formation : les kaolins primaires et les kaolins secondaires. Les premiers dérivent de l'altération des feldspaths et des muscovites présents dans les granites (leucogranite) ou la rhyolite sous des conditions de fort drainage et de température modérée à élevée ou encore sous des conditions hydrothermales (ROSSMAN & GIESE, 2003 ; *in* : GERARD, 2003). Ce type de kaolin est appelé kaolin résiduel. Les kaolins secondaires sont des kaolins transportés par les eaux de pluie puis sédimentés ; leur formation est favorisée pour un pH faible et de faibles concentrations d'ions alcalins (FAURE, 1998 ; *in* : GERARD, 2003). Les minéraux du groupe des kaolins comprennent la kaolinite, la dickite, la nacrite et l'halloysite. Le rapport théorique SiO_2/Al_2O_3 de la kaolinite est égal à 1,178 (MURRAY, 2007).

La kaolinite peut comporter du fer dans sa structure. On parle alors de kaolinite ferrifère dont la formule chimique est : $Si_2O_5(Al,Fe^{3+})(OH)_4$ (CAILLERE *et al.*, 1982). Dans ce cas, Al^{3+} est remplacé par Fe^{3+} . Selon ces auteurs, la kaolinite s'altère pour donner des micas en milieu riche en sels. Ces auteurs soutiennent aussi qu'elle subit seulement une transformation physique quand elle est soumise à des alternances d'humectation et de dessiccation qui la font passer de la forme kaolinique *stricto sensu* à des kaolinites désordonnées et à l'halloysite. Les

cristaux de plaquettes de la kaolinite peuvent présenter des altérations plus ou moins marquées.

2.4. Minéraux de la smectite

Les minéraux majeurs de la smectite sont constitués de montmorillonite à sodium, montmorillonite à calcium, saponite (montmorillonite à magnésium), nontronite (montmorillonite à fer), hectorite (montmorillonite à lithium) et beidellite (montmorillonite à aluminium). Les minéraux des smectites sont composés de deux couches tétraédriques de silicates avec une couche octaédrique centrale. Ces minéraux argileux ont des feuillets de type 2:1 (MURRAY, 2007). Son rapport théorique $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est environ 2,357. Les molécules d'eau et les cations occupent l'espace entre les feuillets 2:1. Cependant, dans les smectites, il y a des substitutions considérables dans la couche octaédrique et quelquefois dans la couche tétraédrique. Au niveau de la couche tétraédrique, il y a une substitution de l'aluminium par le silicium jusqu'à 15 % (GRIM, 1968 ; *in* : MURRAY, 2007).

Si les positions octaédriques sont occupées par l'aluminium, le minéral type de smectite est appelé beidellite ; si c'est le magnésium, le minéral est appelé saponite ; et si c'est le fer, le minéral est nommé nontronite. Le minéral le plus commun des smectite est la montmorillonite calcique.

2.5. Glauconite

La glauconie, terme introduit par ODIN & LETOLLE (1980 ; *in* : GERARD, 2003) pour représenter un dépôt de faciès correspondant à des grains verts au regard de leur structure minéralogique dont les feuillets sont de type 2:1. Le faciès glauconie est composé de glauconite. Les grains de glauconite apparaissent généralement comme des boulettes vert clair à sombre qui sont riches en potassium et présentent une forte proportion de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. Ces minéraux sont des minéraux dioctaédriques.

La glauconitisation est caractérisée par la formation d'un précurseur glauconieux qui correspond à une smectite pauvre en potassium (ou absence de potassium) et riche en fer. La maturation se fait par l'incorporation progressive de potassium et de fer. On observe un changement de la structure minéralogique vers un membre extrême (non expansible) appelé mica glauconieux riche en potassium (ODIN & MATTER, 1981 ; ODIN & FULLAGAR, 1988 ; *in* : GERARD, 2003) à savoir la glauconite (BURST, 1958 ; HOWER, 1961 ; *in* : GERARD, 2003). Les substratums communs de la glauconitisation sont composés de tests de microfossiles, de grains de carbonates, de boulettes fécales et de fragments de roches.

La glauconitisation peut donner quatre types de glauconites en fonction de la durée d'évolution : les glauconites naissantes, les glauconites légèrement évoluées, les glauconites évoluées et les glauconites très évoluées. Dans ce cas, la proportion de K_2O montre généralement une corrélation positive avec la couleur des grains (ODIN & MATTER, 1981 ; *in* : GERARD, 2003). Si K est pauvre, la glauconite est naissante ($K_2O = 2\%$ à 4%) ou légèrement évoluée ($K_2O = 4\%$ à 6%). Les grains de glauconite ont une coloration vert pâle à vert clair, avec un peu d'exceptions et montrent généralement des traces évidentes du substratum primaire de la glauconitisation.

Par contre, si K est riche, la glauconite est dite évoluée ($K_2O = 6\%$ à 8%) ou très évoluée ($K_2O > 8\%$). Le substratum de ces glauconites a été complètement dissous et la couleur des grains est verte à vert sombre. Ces grains montrent des fractures caractéristiques appelées craquelures sur leur surface. La maturité de la glauconite est fonction de la durée de non-dépôt avant l'enfouissement.

La glauconitisation apparaît typiquement en milieu marin dans des conditions de basse énergie caractérisée par une sédimentation lente. Elle se déroule dans un régime redox approprié appelé milieu suboxydé. Ce milieu est un microenvironnement confiné qui se trouve à l'interface entre les eaux marines oxydantes et les eaux interstitielles légèrement réductrices (AMOROSI, 1997 ; *in* : GERARD, 2003). La glauconitisation peut également se dérouler dans un milieu marin anoxique non sulfuré (BERNER, 1981 ; *in* : SAULO & MÜLLER, 1999). Les profondeurs typiques de glauconitisation sont comprises entre 50 m et 500 m, avec des températures en dessous de $15^\circ C$. Les glauconites peuvent aussi se former dans les plaines abyssales (FÖLLMI & VON BREYMAN, 1992 ; *in* : MACKENZIE *et al.*, 2005). Ces auteurs ont indiqué qu'une portion considérable de boulettes de glauconite autochtone a été trouvée dans la plaine abyssale de la Mer du Japon. Il est donc établi que la formation de la glauconite est restreinte seulement aux zones de sédimentation lente et non à la profondeur d'eau marine.

La glauconite formée de nos jours est naissante ou légèrement évoluée à savoir la smectite glauconitique. Elle peut subir plus ou moins des modifications prononcées dues aux changements dans la subsidence locale, la provision terrigène et d'autres facteurs, comme la disponibilité et l'abondance du fer, le rapport pH/Eh et la dimension et la composition du substratum.

Le faciès glauconie se développe dans les environnements marins ouverts et loin des zones de sédimentation active, de préférence pendant de longues périodes de non-dépôts dues à la montée relative du niveau de la mer (ODIN & FULLAGAR, 1988 ; *in* : GERARD, 2003). Ce

sont des roches sédimentaires autochtones. Mais, les grains de glauconite se rencontrent communément dans une variété de roches sédimentaires. Le remaniement des glauconites par les tempêtes, les courants de marée et les vagues ou le remaniement causé par l'exposition subaérienne du plateau continental au cours d'une régression peuvent apporter une concentration importante de glauconite allochtone dans une variété d'environnements pauvres ou non-appropriés à la glauconitisation. Ces environnements concernent les bordures de mer, les estuaires, les lagunes, les vallées incisées et même les plaines alluviales. Une attention particulière doit être portée sur les glauconites. Cela implique la séparation des glauconites autochtones des glauconites allochtones d'une part et d'autre part la séparation plus loin des glauconites allochtones et para-autochtones (intraséquentielles) des dépôts détritiques (extraséquentiels). L'intégration des études sédimentologiques, pétrographiques et minéralogiques fournit une structure complète des glauconites autochtones aux glauconites allochtones (AMOROSI, 1997 ; *in* : GERARD, 2003). Les critères pour déterminer l'origine allochtone incluent : l'association avec les dépôts non-marins, la distribution spatiale sélective des grains, le haut degré de classement et d'arrondie, l'absence de craquelures sur les glauconites les plus évoluées due aux transports prolongés ou aux remaniements.

Les glauconites sont souvent associées aux grains de phosphate (FONTAINE & MC CLELLAN, 2000 ; *in* : MACKENZIE *et al.*, 2005). Cela indique un environnement de glauconitisation proche de l'emplacement d'un upwelling d'océan profond.

Les gisements de glauconite sont considérés comme des marqueurs de transgression, à cause de leur présence dans les parties inférieures des cycles transgressifs/régressifs. On observe une concentration maximale près de la base de chaque cycle transgressif et une baisse systématique au sommet. Les limites des cycles riches en glauconite correspondent aux surfaces d'inondations marines (transgression) et les cycles verticalement empilés reflètent de courtes variations du niveau de la mer, à l'échelle des paraséquences ou ensembles des paraséquences (AMOROSI & CENTINEO, 2000 ; *in* : GERARD, 2003).

Les glauconites sont généralement instables en subsurface et en surface, au-dessus de la zone de fluctuation de la nappe phréatique. Elles ont tendance à s'oxyder pour former des ocres qui sont des pigments composés de kaolinite et d'oxyde de fer.

L'altération de la glauconite est plus ou moins le revers de sa formation (MACKENZIE *et al.*, 2005). Dans les roches carbonatées, l'influence de l'altération paraît être atténuée.

La glauconite est stable durant les différents stades de la diagénèse. Elle est instable dans les conditions métamorphiques. Le métamorphisme permet la recristallisation de la glauconite en

des assemblages de biotite ou de stilpnomelane (FREY *et al.*, 1973 ; *in* : MACKENZIE *et al.*, 2005).

CONCLUSION

La zone de l'Est du bassin onshore se situe au Sud-Est d'Abidjan et comprend les régions d'Alépé, d'Aboisso, de Bingerville, de Bonoua, de Samo, d'Adiaké et d'Éboïnda. Ces zones présentent des affleurements d'âge allant de l'Éocène à l'Actuel. Les régions de Bonoua, de Samo, d'Adiaké et d'Éboïnda sont caractérisées par la présence de formations bitumineuses (argiles et sables) dont les réserves sont estimées à 19 372 190 tonnes. Les travaux antérieurs sur les phyllosilicates montrent que la muscovite peut se transformer selon le milieu en illite (milieu mal drainé), kaolinite (milieu bien drainé) ou smectite (milieu confiné). La kaolinite peut également se former par l'altération des feldspaths sous des conditions de fort drainage et de température modérée à élevée ou encore sous des conditions hydrothermales (kaolinite primaire). Elle est secondaire lorsqu'elle est transportée puis déposée en sédiment. La glauconite se forme à partir d'un précurseur de type smectite. Le faciès glauconie est un indicateur fiable de sédimentation lente en milieu marin lorsque la glauconite est autochtone. Quand la glauconite est allochtone, elle suggère un remaniement. La glauconite permet aussi de caractériser les variations eustatiques du milieu marin (transgression et régression).

DEUXIÈME PARTIE

MATÉRIEL ET MÉTHODES D'ÉTUDE

CHAPITRE III : MATÉRIEL D'ACQUISITION DES DONNÉES

INTRODUCTION

Dans ce chapitre, on présentera le matériel utilisé pour l'acquisition des données et qui comprend le matériel de terrain, le matériel de laboratoire et les logiciels informatiques.

1. MATÉRIEL DE TERRAIN

Le matériel utilisé sur le terrain comprend :

- un marteau pour le prélèvement des échantillons consolidés ;
- un GPS de type Garmin Legend HCX pour déterminer les coordonnées géographiques ;
- un appareil photo pour prendre les images des affleurements ;
- un flacon à HCl dilué à 37 % pour la mise en évidence des carbonates.

2. MATÉRIEL DE LABORATOIRE

Le laboratoire d'accueil est celui du Centre d'Analyses et de Recherche (C.A.R) de la PETROCI. Dans ce laboratoire, des appareillages et des produits chimiques ont été mis à notre disposition pour le traitement des échantillons. Le matériel peut être subdivisé en trois types : le matériel de lavage, le matériel de traitement et le matériel d'analyse.

2.1. Matériel de lavage

Le matériel de lavage concerne :

- béchers pour la préparation des échantillons ;
- balances électroniques de précision 1 mg pour le pesage avant les lavages ;
- creusets pour sécher les échantillons à l'étuve ;
- colonnes de tamis de type AFNOR qui comprennent une colonne de quatre tamis pour le lavage sédimentologique et une colonne de deux tamis pour les lavages palynologique et géochimique. Toutes ces colonnes de tamis sont de mailles décroissantes ;
- bac à ultrason pour une bonne homogénéisation du contenu palynologique lors du lavage ;
- hotte aspirante sous laquelle se font les différents dosages chimiques ;
- étuve pour le séchage des échantillons.

2.2. Matériel de traitement

- lames et lamelles pour la confection de lames minces pétrographique et palynologique ;
- piluliers de 10 ml pour la conservation du bitume et du contenu palynologique ;
- plaque chauffante pour sécher les sucres de roches et les lamelles palynologiques ;

- spatule permettant d'échantillonner quelques poudres de roches pour le pesage ;
- pipettes : deux types de pipettes ont été utilisées, l'une en plastique de 3 ml pour le traitement palynologique et l'autre appelée pipette Pasteur pour le traitement géochimique ;
- mortier et pilon en porcelaine pour le broyage des échantillons ;
- colonne de 16 tamis de type AFNOR à maille décroissante pour l'analyse granulométrique ;
- mini-grippe pour la conservation des échantillons à la fin des traitements ;
- turbovap qui permet la concentration des échantillons en évaporant les produits chimiques présents après les traitements géochimiques ;
- cartouche d'extraction en cellulose 48 x 200 mm pour filtrer le bitume des roches ;
- éprouvette graduée pour recueillir le bitume après filtrage ;
- nacelles dans lesquelles on met les poudres de roches pour l'analyse au Rock Eval 6 ;
- balances électroniques de précision 0,1 mg pour le pesage après les lavages ;
- échantillon de calibrations IFP 55 000 et IFP 16 000 (échantillons standards) ;
- calcimètre Bernard pour déterminer le pourcentage de carbonates de calcium présent dans chaque roche ;
- tronçonneuse débitrice Carela 2 000 pour découper les blocs de roche en sucre de roche de dimension 25 x 35 mm ;
- tronçonneuse automatique de précision LT 260 pour la confection de coupes d'épaisseur bien définies des sucres de roches préalablement montés sur des lames de verre ;
- lames et lamelles de verre pour le montage des roches et des préparations palynologiques ;
- appareil d'imprégnation sous vide LI 240 pour la consolidation des roches meubles, friables et poreuses avant le tronçonnage ;
- polisseuse manuelle ESC 300GT à vitesse variable permettant de faire des pré-polissages ou des polissages en finition ;
- colleuse CLM 8 montée sur une platine chauffante pour coller simultanément 8 sucres de roches sur les lames de verre à 65° C ;
- adhésif Loctite 358 permettant de coller la lamelle sur la lame ;
- dichlorométhane pour extraire le bitume des roches et stériliser le matériel utilisé dans le laboratoire de géochimie ;
- alcool éthylique, acétone, acide chlorhydrique à 37 % à froid et à chaud et acide fluorhydrique à 70 % utilisés lors du lavage palynologique. L'acide chlorhydrique dilué à 10 % également utilisé pour déterminer le taux de carbonate en calcimétrie.

2.3. Matériel d'analyse

Le matériel d'analyse concerne les appareils suivants :

- Rock-Eval 6 permet de caractériser la nature, la maturité et le potentiel pétrolier des roches ainsi que le type de matière organique ;
- loupe binoculaire MOTIC reliée à une caméra pour la description lithologique, minéralogique et morphoscopique des échantillons ;
- microscope polarisant muni d'une caméra pour la caractérisation minéralogique des roches montées entre lames et lamelles ;
- microscope électronique à balayage de type FEG Supra 40 VP de Zeiss couplé à un E.D.S (MEB-EDS) pour l'étude exoscopique, la minéralogie semi-quantitative et l'ultrastructure des argiles. Il permet de faire des grossissements de x 12 à x 1 000 000 ;
- microscope à lumière transmise de type Olympus BX51 couplé d'une caméra de type DP12 pour l'analyse palynologique ;
- microscope à lumière transmise (MET) et à lumière fluorescente de marque MOTIC et de model BA 300 pour le palynofaciès et l'indice de coloration des spores. Ce microscope est couplé à un appareil photo.

3. TRAITEMENT NUMÉRIQUE DES DONNÉES

Les logiciels utilisés pour le traitement numérique des données sont au nombre de quatre :

- le logiciel PSICAT 1.1.0 permet d'établir les différentes colonnes lithologiques (log litho-granulométrique) des forages et affleurements ;
- le logiciel MapInfo professional 7.5 sert à faire la cartographie ;
- le logiciel SURFER 9 sert à faire la représentation 3D ;
- le logiciel EasySieve permet de déterminer les paramètres granulométriques.

CONCLUSION

Le matériel utilisé comprend le matériel de terrain, de laboratoire et des logiciels informatiques. Le matériel de terrain et de laboratoire a permis d'analyser les différents échantillons prélevés dans les carrières et les forages. Les analyses ont fourni des données permettant de caractériser les roches de l'Est du bassin onshore ivoirien. On présentera dans le chapitre suivant les différentes méthodes mises en œuvre pour le traitement des échantillons.

CHAPITRE IV : MÉTHODOLOGIES MISES EN ŒUVRE

INTRODUCTION

Dans ce chapitre, on expliquera les différentes méthodologies utilisées sur le terrain et au laboratoire pour caractériser les formations géologiques. La caractérisation de ces dernières s'est faite sur les échantillons issus des affleurements et des déblais de forage. On a analysé au total 1 175 échantillons dont 63 proviennent d'affleurements et 1 112 de déblais de forage. Dans les régions d'Alépé et d'Aboisso, 15 échantillons proviennent des carrières, 8 de la carrière Alépé et 7 de celle d'Aboisso.

Dans les régions de Bingerville, de Bonoua et de Samo, on a prélevé respectivement 127, 8 et 12 échantillons. Ces échantillons proviennent de carrière sauf à Bingerville où 28 échantillons dérivent d'affleurement et 99 du forage Eloka.

Seuls les déblais issus de forage dans les régions d'Adiaké et d'Éboïnda ont été analysés dont 434 échantillons pour la région d'Adiaké et 579 pour celle d'Éboïnda.

L'étude des formations géologiques se fera en allant du Nord de la Faille des Lagunes au Sud de cette faille. Chaque affleurement ou forage fera l'objet d'un log litho-granulométrique. On tiendra compte des structures sédimentaires rencontrées pour les logs des affleurements. Pour ceux des forages on ne tiendra compte que de la lithologie et de la taille des grains. Les structures sédimentaires ne seront pas représentées.

1. MÉTHODES D'ÉTUDE SUR LE TERRAIN

Les méthodes d'étude de terrain sont l'échantillonnage et l'analyse lithostratigraphique. Les principaux travaux réalisés sur le terrain sont la description macroscopique des formations géologiques qui affleurent. Ces travaux concernent également la description macroscopique des déblais de forage dans les différentes carothèques. Cette description se fera dans le sens de la sédimentation.

1.1. Méthode d'échantillonnage

L'échantillonnage a été fait de la base au sommet dans les carrières pour éviter toute contamination par les retombées des formations. Dans les carrières, le pas d'échantillonnage est de 0,5 m pour les argiles, les sables argileux et les argiles sableuses. Pour les sables, l'échantillonnage est fait suivant la variation de couleur des sables et de la granulométrie. Aussi avons-nous effectué des carottes horizontales dans les argiles grises et bitumineuses. L'échantillonnage a été fait sur des surfaces bien propres.

Pour les déblais de forage, l'échantillonnage a été fait à la carothèque du C.A.R et à la Direction Hydraulique. Le pas d'échantillonnage est d'un mètre. Dans ces déblais, on retrouve parfois de petites carottes.

1.2. Méthodes d'analyse lithostratigraphique

Ces méthodes consistent à décrire les différentes unités lithostratigraphiques définies comme des ensembles de formations individualisées. La description consiste à montrer leur évolution spatio-temporelle, les structures sédimentaires et les macrofossiles présents.

1.2.1. Description macroscopique

C'est la description des roches incluant leur composition minéralogique et leur texture. Elle permet de déterminer les caractéristiques texturales et compositionnelles d'une roche (ALVA *et al.*, 2009).

La détermination macroscopique des roches se base sur leur texture et leur composition minéralogique. La texture des roches sédimentaires concerne la taille (classe granulométrique) des grains et l'induration, le liant et la couleur de la roche. Elle comporte également le test à l'acide chlorhydrique (HCl) à 16 %.

1.2.1.1. Caractéristiques texturales

Les caractéristiques texturales sont les caractères visibles à l'œil nu et comprennent :

- la classe granulométrique : c'est un intervalle de diamètre fixé pour définir les différents types de roches sédimentaires ;
- l'induration de la roche : Les roches sédimentaires présentent cinq types d'induration (MAURICE, 2003) : meuble, friable, dure, très dure et extrêmement dure.
- la nature du liant ne concerne que les roches consolidées. Le liant peut être du ciment ou de la matrice ;
- la couleur est déterminée sur les sédiments secs en s'appuyant sur les couleurs test de Munsell. Les couleurs jaune ore et rouge ocre seront également utilisées. Il est préférable de donner la couleur de la surface fraîche des roches ;
- les sédiments clastiques mixtes : les conglomérats, les sables et les argiles peuvent être présents dans un même sédiment (GARY, 2009). On parle dans ce cas de faciès hétérolitique. Leur classification est présentée à la figure 9 (**sand/sandstone** : sable/grès ; **gravel** : gravier ; **mud/mudrock** : argile silteuse ou silt argileux/argilites silteuses ou siltites argileuses ; **sandy/muddy/gravelly** : sableux/silto-argileux ou argilo-silteuse/gravelleuse) ;
- le test à l'acide chlorhydrique permet de mettre en évidence la présence de minéraux carbonatés dans la formation.

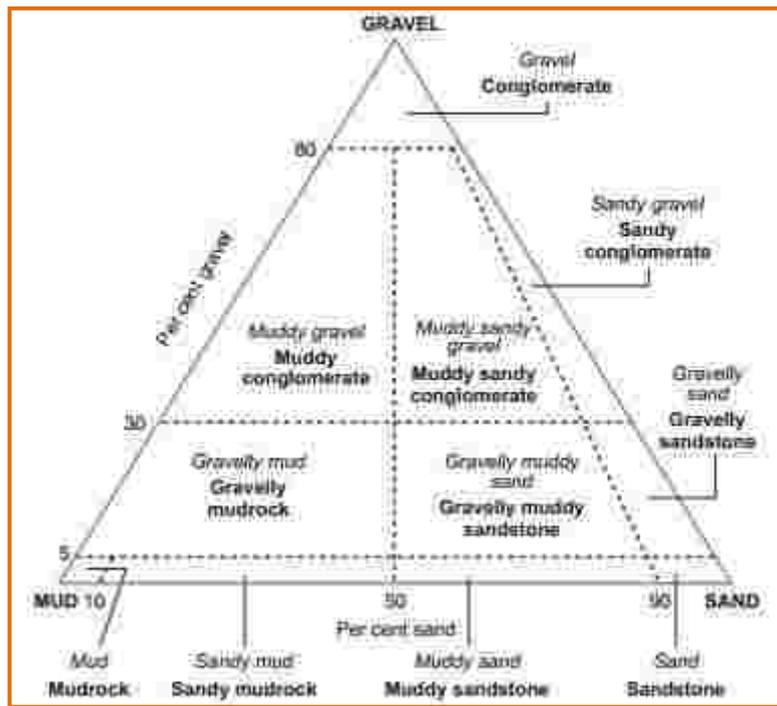


Figure 9 : Classification des sédiments mixtes (GARY, 2009)

1.2.1.2. Composition minéralogique

La composition minéralogique permet de caractériser tous les minéraux présents dans la roche et visibles à l'œil nu. Elle doit se poursuivre au laboratoire.

1.2.2. Variation spatio-temporelle des faciès

Les faciès qui ont évolué dans l'espace au cours des temps géologiques présentent souvent des variations latérales et verticales. Ces variations peuvent s'observer à l'intérieur d'un même faciès ou entre des formations différentes.

1.2.3. Macrofossiles

Les macrofossiles sont constitués de macrofaunes et macroflores. Il s'agira ici de préciser leur présence dans les unités lithostratigraphiques.

1.2.4. Structures sédimentaires

Suivant l'organisation verticale et latérale des faciès, plusieurs types de structures sédimentaires peuvent se former. Ces structures sédimentaires sont des modifications post-dépôts. On distingue les empreintes de surface, les figures de déformation et les figures de traces d'activité organique (ISABELLE & MAURICE, 2006).

1.2.4.1. Empreintes de surface

Ce sont des figures laissées à la surface du sédiment. Elles sont dues à l'action des courants ou d'objets en déplacement dans un courant sur un sédiment plus ou moins cohésif et non consolidé. On distingue dans cette catégorie, les figures d'érosion et les empreintes d'objets.

1.2.4.2. Structures de déformation

Elles se développent au moment ou peu de temps après le dépôt. Ce sont les figures de charge, les convolutes, les rides et les mégarides de courant, les stratifications etc...

1.2.5. Établissement de log litho-granulométrique

Le log litho-granulométrique se fera selon le modèle de la figure 10. La première colonne correspond à la profondeur. La deuxième colonne, indique la nature et la taille granulométrique du sédiment. La ligne verticale à doubles flèches donne la lithostratigraphie des formations rencontrées dans les affleurements ou les forages et la ligne horizontale à double flèches montre la granulométrie (taille) du sédiment concerné. L'intersection de ces deux lignes donne le nom et la granulométrie du sédiment (Figure 10). Dans les sables et les graviers, des subdivisions sont faites.

Dans la colonne 2, la flèche noire indique que le sédiment est un sable moyen et la flèche bleue montre un sable grossier. On remarque que les sables compris entre les cotes 2 et 0 m sont des sables moyens à grossiers. Les sédiments entre les cotes 3 et 2 m sont des argiles (flèche rouge). Lorsque les couches se présentent en dents de scie, cela indique une discordance (flèche verte) entre les couches supérieure et inférieure. Pour les sédiments mixtes, la taille sera donnée par la proportion dominante du sédiment. Dans la troisième colonne, on représentera les minéraux accessoires et/ou les macrofossiles en figuré. La quantité relative des figurés sera faite de la manière suivante : un figuré correspond à un pourcentage compris entre 0 et 10 %, deux figurés entre 11 et 20 %, trois figurés entre 21 et 30 %, quatre figurés entre 31 et 40 % et plus de quatre figurés lorsque la proportion est supérieure à 40 %. Dans la colonne 4, on fera la description sommaire des roches rencontrées. Les colonnes 5 et 6 indiquent respectivement l'évolution du pourcentage des minéraux accessoires spécifiques (pyrite et glauconite) et du pourcentage du carbonate de calcium sur chaque coupe. Dans la colonne 7, on mentionnera l'environnement de dépôt des sédiments étudiés. Dans ce log, on pourra ajouter ou extraire des colonnes en cas de besoin.

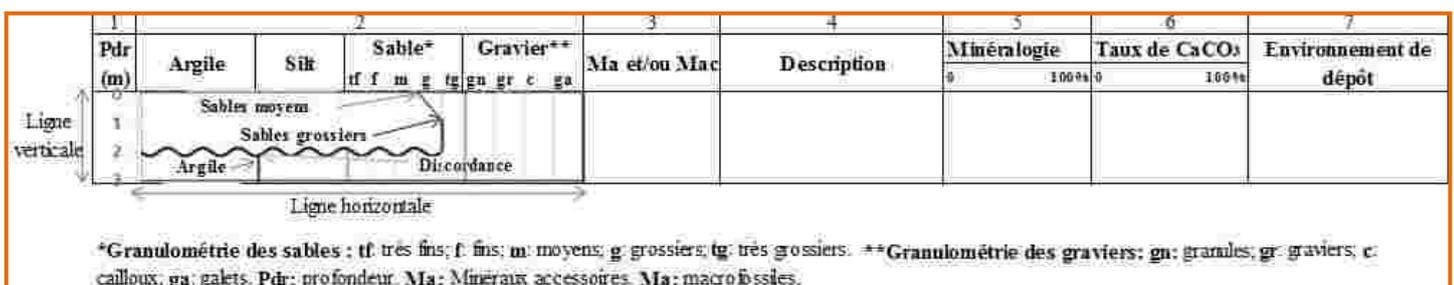


Figure 10 : Exemple de log litho-granulométrique

2. ANALYSES AU LABORATOIRE

Les analyses effectuées au laboratoire comprennent les analyses litho-granulométrique, pétrographique, exoscopique, minéralogique, palynologique et géochimique.

2.1. Analyses litho-granulométriques

Elles concernent la description lithologique à la loupe binoculaire et la granulométrie des sables.

2.1.1. Description lithologique à la loupe binoculaire

Cette description vient en appoint à la description faite sur le terrain. La description se fait à la loupe binoculaire (Photo 1) après le lavage des sédiments prélevés sur une colonne de quatre tamis à mailles décroissantes 500 μ m-250 μ m-125 μ m-63 μ m. Cette description concerne la morphoscopie des grains de quartz, la couleur et la forme des glauconites, la composition minéralogique et la calcimétrie.



Photo 1 : Loupe binoculaire MOTIC reliée à une camera

2.1.1.1. Morphoscopie des grains de quartz

La morphoscopie permet de déterminer l'aspect de la surface et la forme des grains de quartz. Cette étude renseigne sur la distance de parcours du sédiment et l'agent de transport. L'étude morphoscopique s'est basée sur les méthodes de PETTIJOHN (1949 ; *in* : CHAMLEY, 1990) et de CAILLEUX (1947) :

- la méthode de PETTIJOHN tient compte de la forme des grains de quartz (Figure 11). Elle définit six types de grains. Il s'agit des grains très anguleux, anguleux, subanguleux, subarrondis, arrondis et très arrondis (PETTIJOHN, 1949 ; *in* : CHAMLEY, 1990) ;

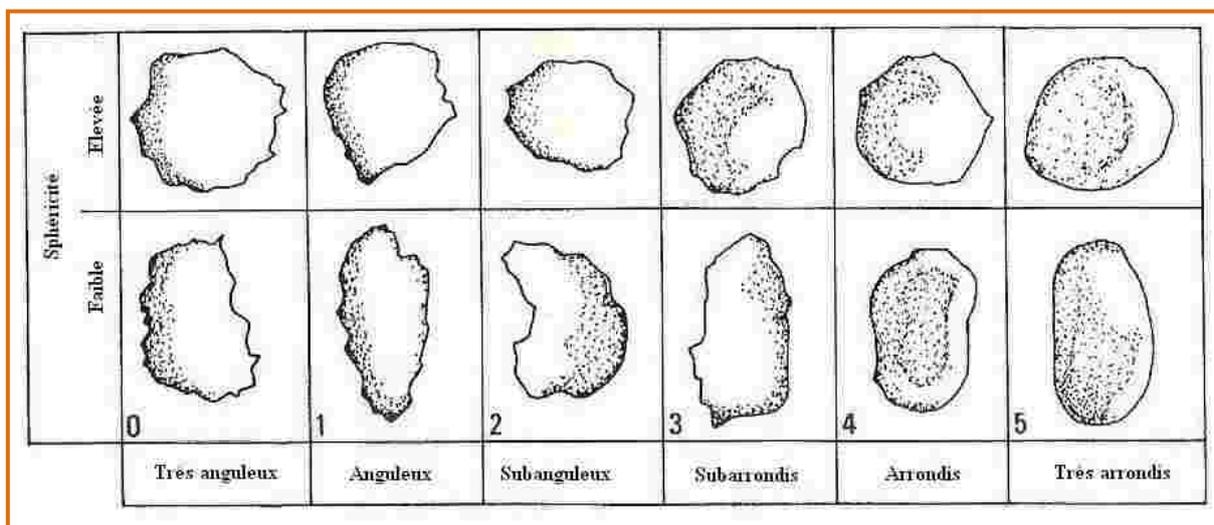


Figure 11 : Charte visuelle de détermination de la sphéricité et de l'arrondi des grains
 PETTIJOHN (1949 ; in : CHAMLEY, 1990)

- la méthode de CAILLEUX (1947) propose quatre aspects de l'état de surface des grains qui sont les non usés, les émoussés luisants, les ronds-mats-propres et les ronds-mats-salis.

2.1.1.2. Couleur et forme des glauconites

La couleur renseigne sur la maturité de la glauconite. Les naissantes et les légèrement évoluées présentent une coloration vert pâle à vert clair, les évoluées et les très évoluées une couleur verte à vert sombre. La forme des glauconites donne des indications sur les différents mouvements eustatiques ainsi que les remaniements s'il y a lieu. Les glauconites évoluées et très évoluées, arrondies à très arrondies et dépourvues de toutes traces de craquelures, correspondent à des glauconites allochtones. Les glauconites associées aux dépôts non-marins avec ou sans craquelures, sont aussi qualifiées d'allochtones.

2.1.1.3. Composition minéralogique

L'analyse minéralogique à la loupe binoculaire ne concerne ici que les sédiments meubles. Elle se fait à la loupe binoculaire sur les fractions de taille comprise entre 63 et 250 µm. Plus la fraction est petite et plus la quantité de minéraux lourds augmente. Ces minéraux peuvent renseigner sur la province distributrice d'un sédiment. Ils permettent de déterminer le degré d'altération de la roche mère. Les minéraux recherchés à la loupe binoculaire sont des minéraux accessoires comme la glauconite, la pyrite, la muscovite et la tourmaline. Les corps organiques sont également recherchés à savoir les débris carbonés. Souvent certains minéraux sont des composants essentiels de certaines roches (muscovite et glauconite). Les minéraux donnent des renseignements sur les environnements de dépôts (Tableau II).

La muscovite et la tourmaline donnent des informations sur la source pourvoyeuse des sédiments. La muscovite est commune aux granites et aux gneiss. La tourmaline est un

minéral lourd présent dans les métasédiments et les granites. Elle reste stable dans un milieu acide bien drainé et lors de l'enfouissement diagenétique.

Tableau II : Différents minéraux et leur environnement de dépôt caractéristique

MINERAUX	ENVIRONNEMENT DE DEPOT
Pyrite	Milieu anoxique sulfuré
Glauconite autochtone	Milieu marin

La détermination du pourcentage relatif de chaque minéral dans l'ensemble des sédiments est faite à l'aide de la charte de BOULVAIN (Figure 12).

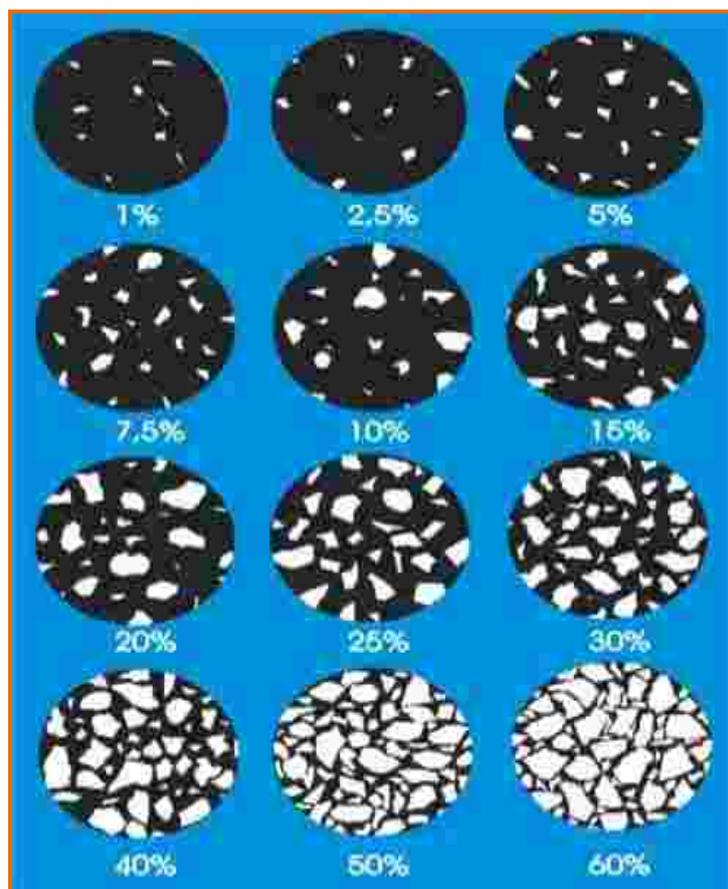


Figure 12 : Charte d'abondance des minéraux d'une roche (BOULVAIN, 2008)

2.1.1.4. Calcimétrie

L'analyse calcimétrique consiste à mesurer le taux de carbonate de calcium (CaCO_3) d'un sédiment. Elle consiste à attaquer le sédiment à l'acide chlorhydrique (HCl) et à mesurer le volume de dioxyde de carbone (CO_2) dégagé dans le tube manométrique gradué du calcimètre

Bernard (Photo 2). La concentration de HCl est à 10 % à froid. La réaction qui se produit à l'attaque de HCl peut s'écrire selon l'équation bilan suivante :

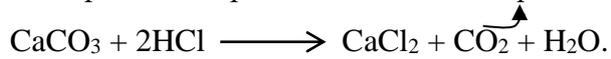


Photo 2 : Calcimètre Bernard

2.1.2. Analyses granulométriques des sables

La granulométrie étudie la taille et la répartition des grains de sables. Son intérêt est de déterminer les paramètres de distribution granulométrique conduisant à la détermination et à l'interprétation du mode de transport et de l'environnement de dépôt des sédiments. L'analyse granulométrique a été effectuée sur les fractions sableuses des sédiments (sables, sables argileux et argiles sableuses). Cette analyse se fera selon la disponibilité et la quantité des échantillons. Elle requiert un prétraitement des échantillons. Les différentes étapes du prétraitement sont le lavage à l'eau courante, l'attaque au peroxyde d'hydrogène (H₂O₂) à 50 %, l'attaque à HCl à 30 % et le tamisage sur une colonne de 16 tamis (Photo 3).



Photo 3 : Tamiseuse vibrante à une colonne de seize de tamis de type AFNOR

Le logiciel « EasySieve » intégré à l'appareillage détermine automatiquement le pourcentage de chaque classe granulométrique, les effectifs cumulés, les quantiles et les représentations graphiques.

2.1.2.1. Paramètres de distributions granulométriques

Les quantiles déterminés au logiciel « EasySieve » permettent de caractériser les différents paramètres de distributions granulométriques. Ces quantiles sont :

- les quartiles Q_{25} , Q_{50} et Q_{75} correspondant respectivement à 25 %, 50 % et 75 % des fréquences pondérales cumulées ;
- les déciles Q_{10} et Q_{90} correspondant respectivement à 10 % et 90 % des fréquences pondérales cumulées ;
- les centiles Q_5 et Q_{95} correspondant respectivement à 5 % et 95 % des fréquences pondérales cumulées ;
- les fractiles Q_{16} et Q_{84} correspondant respectivement à 16 % et 84 % des fréquences pondérales cumulées.

Les différents quantiles déterminés sont exprimés en millimètre. Leur expression en unité phi se traduit par la formule suivante : $\Phi = -3,3219 \log(Q)$ avec "Q" diamètre des grains en mm.

Les paramètres de distributions granulométriques déterminés sont : la moyenne (Mz), l'indice de classement (écart-type ou sorting), l'asymétrie (Skewness), la médiane (Md) et le mode (Mo). Les formules de FOLK & WARD (1957) ont été utilisées pour le calcul de ces paramètres.

La moyenne ou grain moyen définit la taille moyenne des grains de sable. Elle traduit la puissance moyenne des paléoécoulements. Elle est définie par la relation :

$Mz = (Q_{16} + Q_{50} + Q_{84}) / 3$. En fonction des différentes valeurs de la moyenne, on peut différencier les faciès suivants :

- sables très grossiers : $2000 \mu\text{m} > Mz > 1000 \mu\text{m}$ ou $-1 \Phi < Mz < 0 \Phi$;
- sables grossiers : $1000 \mu\text{m} > Mz > 500 \mu\text{m}$ ou $0 \Phi < Mz < 1 \Phi$;
- sables moyens : $500 \mu\text{m} > Mz > 250 \mu\text{m}$ ou $1 \Phi < Mz < 2 \Phi$;
- sables fins : $250 \mu\text{m} > Mz > 125 \mu\text{m}$ ou $2 \Phi < Mz < 3 \Phi$;
- sables très fins : $125 \mu\text{m} > Mz > 63 \mu\text{m}$ ou $3 \Phi < Mz < 4 \Phi$;
- silts et argiles : $Mz < 63 \mu\text{m}$ ou $Mz > 4 \Phi$.

L'écart-type définit le tri du sédiment. Il renseigne sur la régularité des flux au moment de la sédimentation (LOSSON & CORBONNOIS, 2006). Il a pour formule :

σ (en phi) = $(\Phi_{84} - \Phi_{16}) / 4 + (\Phi_{95} - \Phi_5) / 6,6$. On distingue plusieurs types de classes suivant la valeur de l'écart type :

- sables très bien classés : $\sigma < 0,35$;
- sables bien classés : $0,35 < \sigma < 0,50$;
- sables assez bien classés : $0,50 < \sigma < 0,71$;
- sables moyennement classés : $0,71 < \sigma < 1,00$;
- sables médiocrement classés : $1,00 < \sigma < 2,00$;
- sables très mal classés : $2,00 < \sigma < 4,00$.

L'asymétrie ou skewness est le degré d'asymétrie de la courbe de distribution par rapport à la médiane. Elle permet de distinguer de part et d'autre de la médiane la différence de pente de la courbe cumulée. Sa formule est :

$Sk = (\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}) / 2 (\Phi_{84} - \Phi_{16}) + (\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50}) / 2 (\Phi_{95} - \Phi_5)$. En fonction de la différence de pente, on distingue différents types de courbes :

- courbes très asymétriques vers les grossiers : $-1,00 < Sk < -0,30$;
- courbes asymétriques vers les grossiers : $-0,30 < Sk < -0,10$;
- courbes presque symétriques : $-0,10 < Sk < 0,10$;
- courbes asymétriques vers les fins : $0,10 < Sk < 0,30$;
- courbes très asymétriques vers les fins : $0,30 < Sk < 1,00$.

La médiane ou grain médian : de part et d'autre du grain médian, on a 50 % d'éléments grossiers et 50 % d'éléments fins. Elle définit la tendance centrale de la distribution granulométrique. Sa formule est : $Md = \Phi_{50}$.

Le mode représente la fraction granulométrique la plus importante dans le sédiment.

2.1.2.2. Représentation graphique des paramètres de distribution granulométrique

Les graphiques déterminés automatiquement sont les histogrammes, les courbes de fréquence et les courbes cumulatives.

2.1.3. Faciès granulométriques

TRICART (1965) détermine trois (3) types de faciès granulométriques (Figure 13) :

- le faciès hyperbolique ou faciès sigmoïde ("S") représente la sélection limitée d'une seule tranche de matériel. Cette courbe est d'autant plus étroite que la section centrale droite de la courbe est plus redressée. Ce faciès traduit une sédimentation produite par une variation de la compétence du courant. Ce faciès caractérise également des sédiments de taille allant des silts aux argiles transportés en suspension uniforme ;

- le faciès logarithmique : la courbe s'écarte peu d'une droite et correspond aux sédiments déposés par excès de charge après une longue évolution de transport et une diminution progressive de l'énergie de l'agent de transport ;
- le faciès parabolique caractérise des sédiments dont la proportion augmente exponentiellement avec la taille. Le faciès parabolique représente des dépôts peu évolués ou forcés. Il s'observe dans des sédiments où le transport des particules se fait en suspension graduée pour les sédiments grossiers et en suspension uniforme pour les sédiments fins.

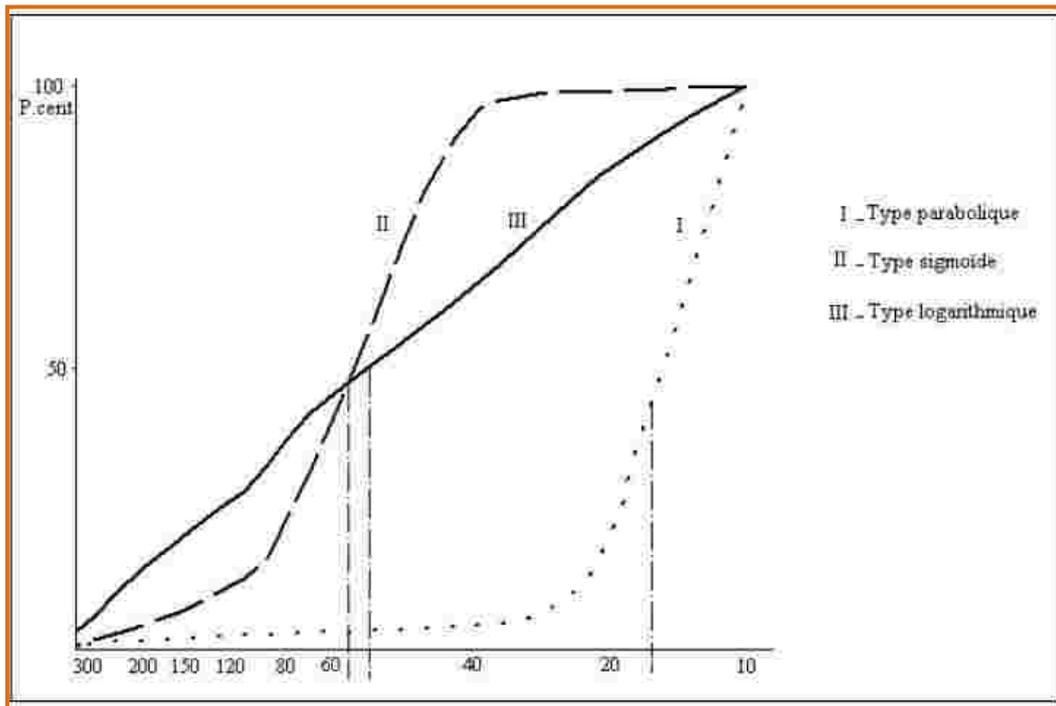


Figure 13 : Types de faciès granulométriques selon TRICART (1965)

2.1.4. Mode de transport des sables

Pour l'étude du mode de transport, on a utilisé l'approche de PASSEGA (1957). Celle-ci ne s'appliquera qu'aux sédiments sableux (Figure 14).

L'approche de PASSEGA (1957) est la représentation du premier percentile (C) en fonction de la médiane (Md) sur un papier bilogarithmique. Le mode de transport le plus complet est celui d'un courant tractif représenté par cinq segments sur le diagramme $C = Md$. Ces segments correspondent chacun à un mode de transport particulier : **ON** (dépôts de roulement), **PO** (dépôts de roulement et de suspension graduée), **QP** (dépôts de suspension graduée et de roulement), **RQ** (dépôts de suspension graduée) et **SR** (dépôts de suspension homogène ou uniforme).

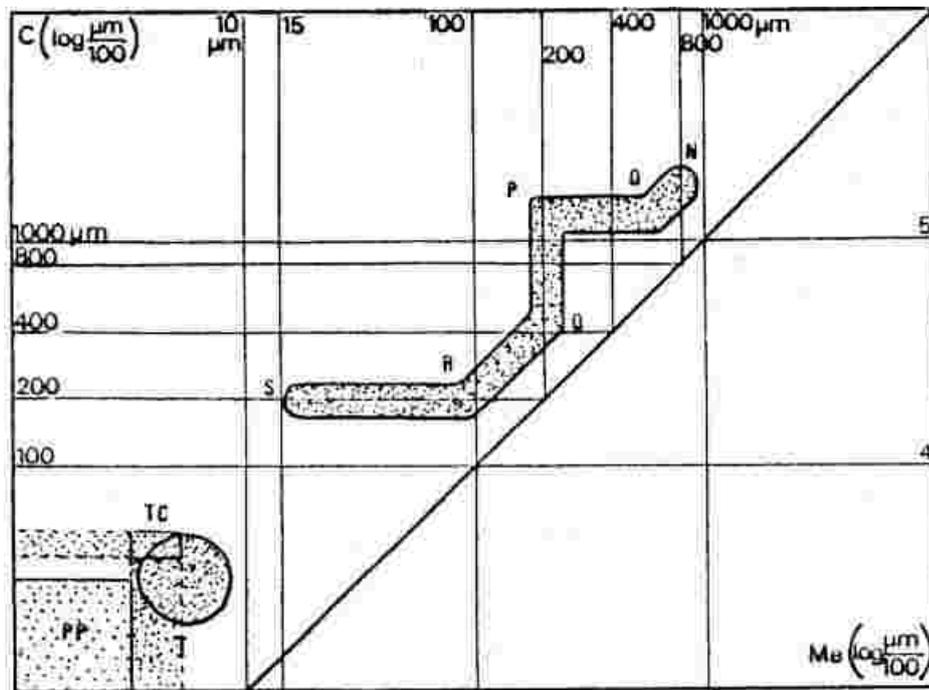


Figure 14 : Diagramme de PASSEGA (1957)

2.1.5. Environnement de dépôt sédimentaire

Pour déterminer l'environnement de dépôt, deux diagrammes ont été utilisés : le diagramme de FRIEDMAN (1967) et le diagramme de dispersion de MOIOLA & WEISER (1968).

Le diagramme de dispersion de FRIEDMAN (1967) permet de déterminer l'origine des sables. Le milieu de dépôt peut être de type plage ou dune et de type fleuve (Figure 15).

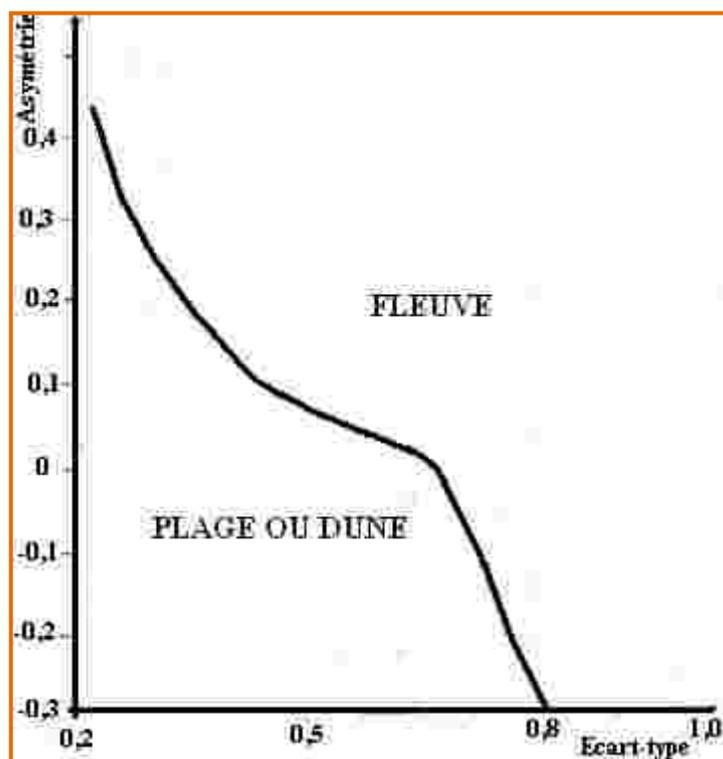


Figure 15 : Diagramme de dispersion de FRIEDMAN (1967)

Le diagramme de dispersion de MOIOLA & WEISER (1968) : il s'agit du diagramme de dispersion Sk-Md. Il permet de différencier les environnements de dépôts suivants : plage et dune côtière (Figure 16). C'est un complément de diagramme qui permet de séparer les sédiments de plage des sédiments de dune côtière du diagramme de FRIEDMAN (1967).

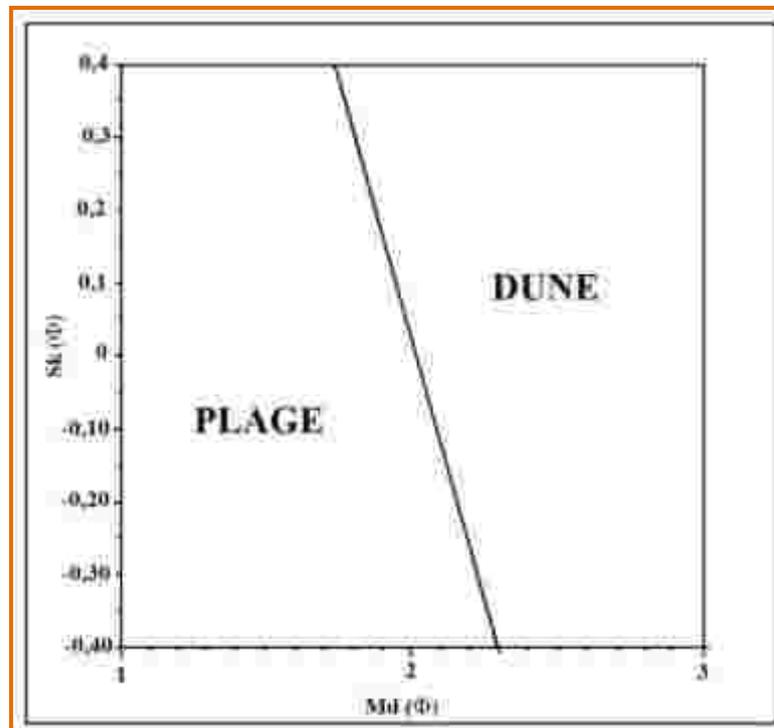


Figure 16 : Diagrammes de dispersions de MOIOLA & WEISER (1968)

2.2. Pétrographie sédimentaire

L'analyse pétrographique permet de décrire les différentes roches sédimentaires rencontrées au microscope polarisant (Photo 4). Ces roches comprennent des grès, des carbonates, des glauconies et des roches mixtes. Cette analyse permet de définir les propriétés optiques des minéraux en lumière naturelle et polarisée. Ces propriétés sont :

- en lumière naturelle : la forme, la couleur, la cassure, l'inclusion, la transparence, le relief, l'altération, le clivage, la corrosion et le pléochroïsme ;
- en lumière polarisée : les mâcles, la teinte de polarisation et l'extinction.

Pour la description pétrographique, il est nécessaire de confectionner des lames minces.

2.2.1. Confection de lames minces de roches

Le mode opératoire de la confection des lames minces est le suivant :

- on débite les blocs de roches afin d'obtenir des sucres de roches de dimension 25 x 35 mm à l'aide de la tronçonneuse débiteuse CARELA 2000 ;
- on polit les sucres de roches à la polisseuse manuelle ESC 300GT ;

- on les met dans une moule de diamètre 3 cm contenant de la résine bleutée ;
- on imprègne l'ensemble moules-sucres de roches à l'aide de l'appareil d'imprégnation sous vide LI 240 ;
- on laisse sécher à l'air libre puis on extrait les sucres de roches des moules. On obtient des sucres moulés ;
- on polit à nouveau les surfaces planes des sucres de roches moulées pour les rendre lisses ;
- on les sèche sur la platine chauffante ;
- on colle ces sucres sur des lames préalablement polies à l'aide de l'adhésif Loctite 358 puis on homogénéise la surface des lames ;
- on polymérise ces lames aux ultra-violets pendant 5 mn ;
- on nettoie ensuite à l'acétone les restes de l'adhésif sur la lame puis on rince à l'eau savonneuse ;
- on sèche l'ensemble lame-roche à l'air libre ;
- on découpe les sucres moulés à la tronçonneuse automatique avec une précision de 150 μm ;
- on polit à la polisseuse manuelle jusqu'à obtenir une épaisseur de 30 μm ;
- à la fin du polissage manuel on obtient une lame mince pétrographique.



Photo 4 : Microscope polarisant muni d'une caméra

2.2.2. Pétrographie des grès

Les grès sont des roches issues de la consolidation des arénites (taille comprise entre 63 μm et 2 mm). La pétrographie des grès se fera suivant les caractéristiques suivantes :

- la composition minéralogique donne par ordre d'abondance les différents minéraux identifiés dans les grès ;

- la taille des grains (WENTWORTH, 1922 ; modifié) permet de distinguer les très fins (0,063-0,125 mm), les fins (0,125-0,250 mm), les moyens (0,250-0,500 mm), les grossiers (0,5-1 mm) et les très grossiers (1-2 mm) ;
- le granoclasement permet d'indiquer s'il y a présence ou absence d'un granoclasement dans la roche ;
- la nature du ciment sera déterminée ;
- le type de porosité intergranulaire, intragranulaire ou porosité de fracture sera précisé. On fera une estimation visuelle de la porosité ;
- le framework est le rapport entre les particules de taille supérieure à 1/16 mm (63 µm) et les particules primaires (matrice) qui remplissent les pores dont la taille est inférieure à 1/16 mm (Figure 17 et tableau III) ;

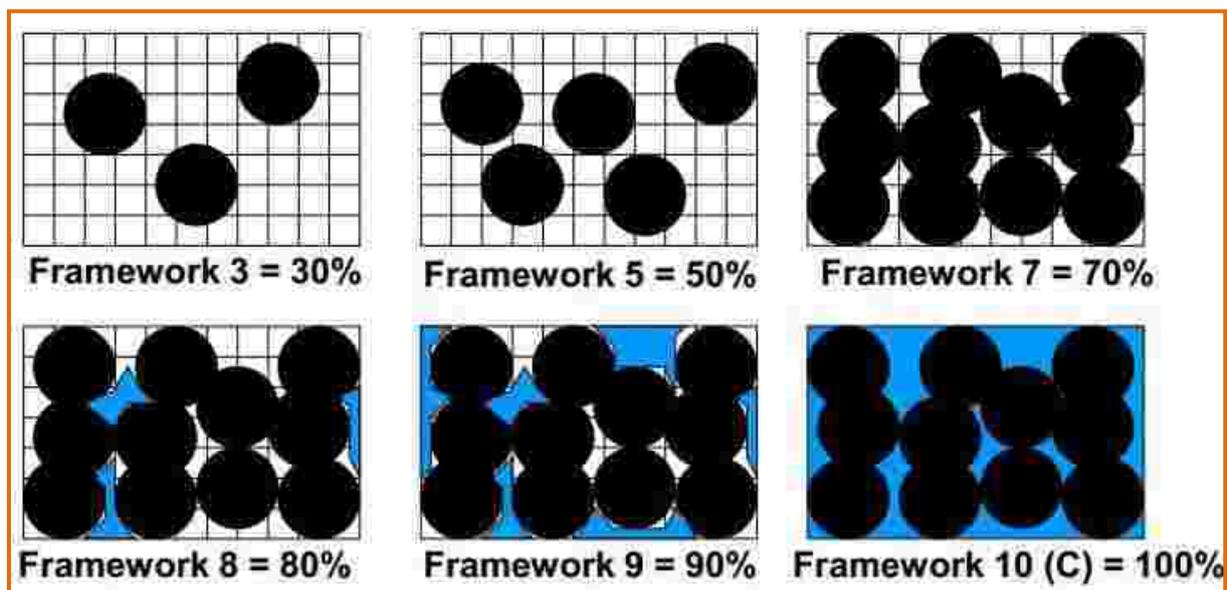


Figure 17 : Charte visuelle des frameworks (ROBERT, 2012)

Hachuré : matrice ; Bleu : porosité

Tableau III : Relation entre le framework, la matrice et la porosité (ROBERT, 2012)

Framework	Grains (>1/16mm)	Particules de remplissage (matrice) (<1/16mm)	Porosité et/ou ciment
C	70%	0%	30%
9	70%	10%	20%
8	70%	20%	10%
7	70%	30%	0%

- le sorting : quatre type de classement (MAURICE, 2003 ; GARY, 2009) sont connus : très bien classé ($< 0,35$), bien classé ($0,35-0,5$), modérément classé ($0,5-0,71$) et pauvrement classé ($1-2$) (Figure 18) ;

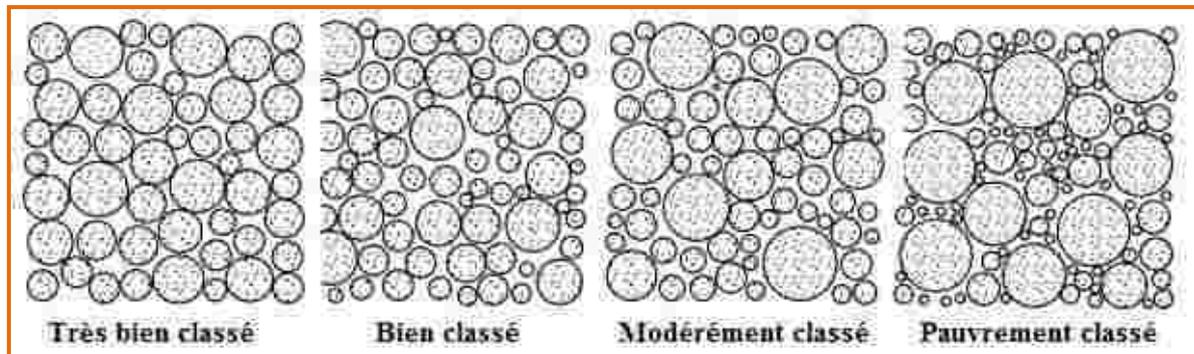


Figure 18 : Charte visuelle de l'estimation du classement (MAURICE, 2003 et GARY, 2009 modifié)

- l'arrondi et la sphéricité : leur détermination se fera à l'aide de la charte visuelle de PETTIJOHN (1949 ; *in* : CHAMLEY, 1990) ;

- la maturité est la comparaison d'un sédiment ponctuel avec l'équivalent dont il dérive. Il existe deux types de maturité : la maturité minéralogique ou compositionnelle (ADAMS *et al.*, 1984 ; GARY, 2009) et la maturité texturale (GARY, 2009). La maturité minéralogique est fonction de la présence des composés ultrastables (minéraux lourds), stables et instables dans la roche : zircon et tourmaline (ultrastable), quartz et chert (stable), feldspath et fragments de roches (instables). Plus la roche est stable, plus elle est composée de minéraux stables. Quant à la maturité texturale, elle dépend de la quantité du liant, du classement et de l'arrondi des grains de sable (Figure 19) ;

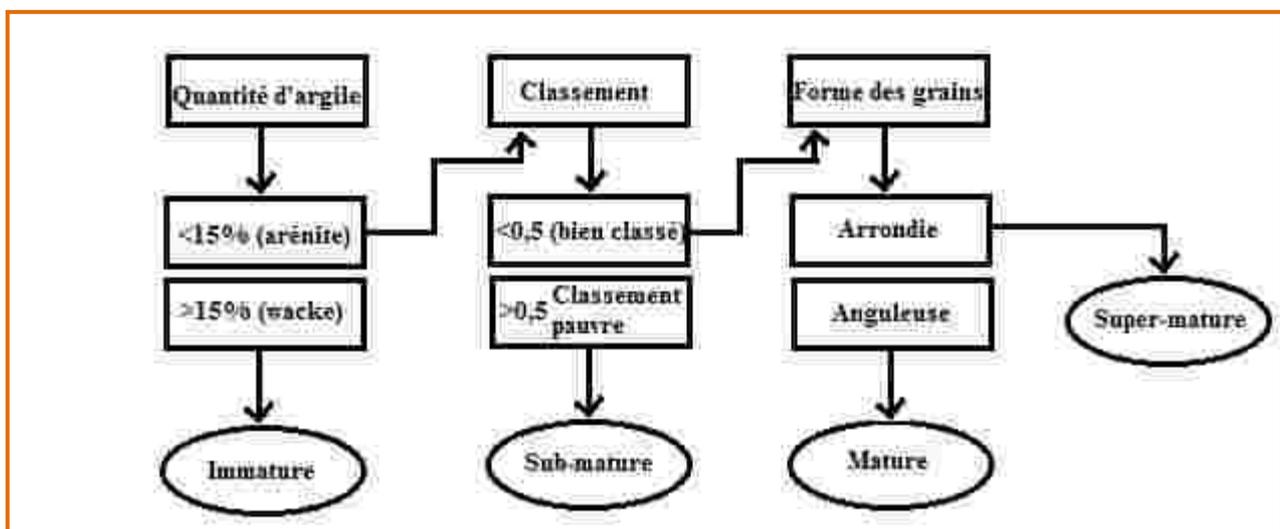


Figure 19 : Diagramme de maturité texturale des grès (GARY, 2009 modifié)

- le type de grès : la classification utilisée pour caractériser les grès est celle préconisée par PETTIJOHN *et al.* (1987 ; *in* : GARY, 2009). Cette classification combine les critères texturaux, la proportion de la matrice avec les critères compositionnels comme les pourcentages relatifs des minéraux les plus communs des grès : quartz, feldspaths et débris lithiques. Les proportions relatives de ces minéraux sont portées à chaque angle du triangle Q, F, L (Figure 20). Les débris biogéniques et les micas sont discriminés. En se basant sur la proportion de la matrice on distingue : les arénites si la proportion de la matrice est inférieure à 15 %, les wackes si elle est comprise entre 15 et 75 % et les « mudrocks » si elle est supérieure à 75 %.

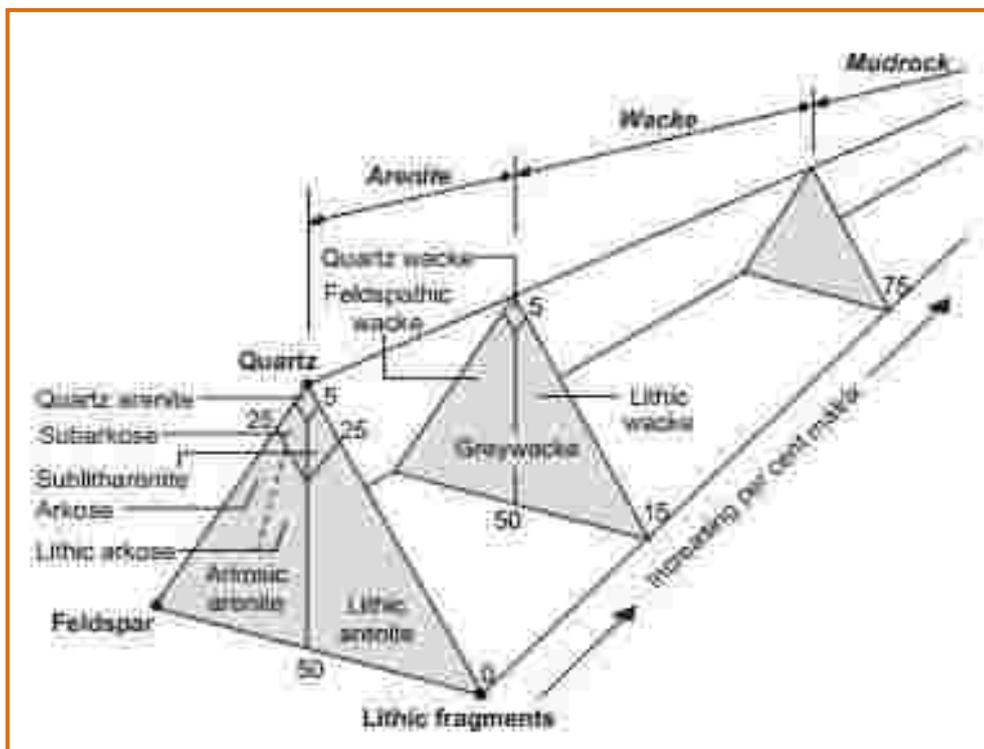


Figure 20 : Classification des grès PETTIJOHN (1975 ; *in* : GARY, 2009)

Si un minéral autre que les trois principaux composants a une proportion d'au moins 10 % alors son nom sera utilisé comme adjectif du nom du grès. Par exemple le quartz arénite glauconifère à une proportion de glauconites supérieure à 10 %.

Si les grès sont hybrides (carbonates et sables), la pétrographie se fera en se basant sur la combinaison des grès et des carbonates. On parle de grès carbonatés lorsque le pourcentage de carbonates (fragments squelettiques et ooïdes, pisolites et oncoïdes) est compris entre 10 et 50 %. Au-delà de 50 % on parle de carbonates sableux (MAURICE, 2003).

2.2.3. Pétrographie des roches carbonatées

Les roches carbonatées sont des roches sédimentaires composées d'au moins 50 % de carbonates (calcite, aragonite et dolomite). Leur pétrographie concerne les caractéristiques suivantes :

- le liant est une micrite ou une sparite. La micrite est la boue infiltrée entre les grains (< 4 μm) et la sparite le ciment infiltré entre les grains. Le ciment est soit de la calcite ou de l'aragonite. Si la matrice subit une recristallisation avec augmentation de la taille des cristaux, on parle alors de microsparite (4-30 μm) ou de pseudosparite (30-50 μm) (FOLK, 1965 ; *in* : SCHOLLE & SCHOLLE, 2003). On parle également de dismicrite lorsque la matrice et le ciment ou la micrisparite coexistent ;
- la micritisation est le remplacement du bord du fragment coquillier par la micrite. La coquille affectée par ce processus est une enveloppe micritisée. Il s'agira de préciser sa présence ;
- les différents constituants seront donnés par ordre d'abondance. On distingue les bioclastes, les intraclastes, les oïdes, les psoïdes, les oncoïdes et les peloïdes ;
- le type de porosité est primaire ou secondaire. Les terminologies sont intraparticules, interparticules, porosité de fracture ;
- les structures sédimentaires des roches carbonatées comprennent les bioturbations, les perforations, les structures geopetales, les fenestraes et les laminations (MAURICE, 2003 ; SCHOLLE & SCHOLLE, 2003) ;
- le type de diagénèse : compaction, cimentation, dissolution, recristallisation et remplacement ;
- le type d'épigénisation : dolomitisation, quartzification, glauconitisation etc... ;
- la classification des roches carbonatées se basera sur celle établie par DUNHAM (1962 ; *in* : GARY, 2009) et modifiée par EMBRY & KLOVAN (1971 ; *in* : GARY, 2009). La combinaison de ces deux classifications est la plus utilisée pour caractériser les roches carbonatées (Figure 21). Cette classification combinée se base sur la proportion de la matrice, des grains et des organismes constructeurs. On distingue plusieurs types de texture : mudstone, wackestone, packstone, grainstone, floatstone, rudstone, boundstone et cristalline. La texture boundstone est subdivisée en bafflestone, bindstone et framestone.
- l'environnement de dépôt : les organismes à coquilles carbonatées peuvent renseigner sur l'environnement de dépôt.

Texture de dépôt reconnaissable										Texture de dépôt non reconnaissable
Composants originels non unis durant le dépôt						Composants organiques originels unis durant le dépôt			Crystalline	
Présence de boue (argile et silts fins carbonatés)		Supportée par les grains	Absence de boue et est supportée par les grains	> 10% de grains > 2mm		Boundstone <i>(peut être subdivisée suivant trois types)</i>				
Supportée par la boue				Packstone	Grainstone	Supportée par la matrice	Supportée par les composants dont la taille > 2 mm	Par des organismes qui font office de chicanes	Par des organismes qui encroûtent et unissent	Par des organismes qui construisent une structure rigide
Moins de 10% de grains	Plus de 10% de grains	Mudstone	Wackestone							

Figure 21 : Classification de DUNHAM (1962) modifiée par EMBRY & KLOVAN (1971)
(modifiée à nouveau)

2.3. Minéralogie semi-quantitative et exoscopie des grains de quartz

Ces analyses ont été effectuées au microscope électronique à balayage (M.E.B) du Centre d'Analyses et de Recherche de la PETROCI (Photo 5). Le MEB-EDS donne une estimation semi-quantitative des pourcentages en poids des oxydes des éléments majeurs et l'ultrastructure des glauconites et des grains de quartz.



Photo 5 : Microscope électronique à balayage couplé à un E.D.S

L'ultrastructure des grains de quartz appelée exoscopie permet de déterminer leur histoire et la nature de la roche source. Elle permet également de comprendre les phénomènes d'inclusion et de dissolution des quartz.

L'exoscopie consiste à identifier les microcaractères dus aux actions chimiques et mécaniques qui ont pu modifier le relief des grains de quartz aux cours des temps géologiques (LE RIBAUT, 1977). En se basant sur les traces d'actions mécaniques et chimiques l'auteur

identifie six catégories de quartz : quartz non-évolués, quartz d'altérites et pédologiques, quartz glaciaires, quartz fluviatiles, quartz marins et quartz éoliens.

2.3.1. Traces d'actions mécaniques

Ces traces permettent de spécifier le milieu où ces actions se sont produites (aérien ou aquatique). En milieu aérien, les bords des traces sont aigus, tranchants avec un recoupement des plus anciennes par les plus récentes.

Par contre, en milieu aquatique, on observe un gradient de polissage. Lorsqu'un quartz éolien passe en milieu aquatique, toutes les traces d'actions mécaniques éoliennes présenteront le même stade de polissage (notamment les croissants et les cupules) sur les arêtes exposées au brassage, tandis qu'apparaîtront de nouvelles traces de chocs en « V » avec un gradient de polissage. Dans le cas inverse, le gradient de polissage est recoupé par les « V », les croissants et les cupules à bord tranchant (LE RIBAUT, 1977).

2.3.2. Traces d'actions chimiques.

Elles sont caractéristiques de l'évolution aquatique et indiquent s'il y a eu immobilisation du grain de quartz ou si les actions chimiques se sont produites dans un environnement où ce dernier était libre. LE RIBAUT (1977) définit deux types de traces d'actions chimiques :

- les dépôts secondaires de silice se subdivisent en coulées et en amas dissimés ;
- les figures de dissolution sont sous forme de tétraèdres ou le plus souvent de triangles qu'il ne faut pas confondre avec les « V » de chocs. Les figures de dissolution ont toujours, sur une face cristalline donnée d'un même grain, la même orientation et le même angle d'ouverture, quelle que soit leur dimension. Elles permettent de distinguer les milieux aquatiques sous-saturés en silice dissoute et les horizons pédologiques où se produit une corrosion du quartz.

2.4. Étude palynologique

La palynologie est l'étude des microfossiles organiques actuels ou fossiles (spores, pollens, dinoflagellés et acritarches). L'objet est ici de dégager les organismes et les éléments figurés de la matière organique des roches sédimentaires par des techniques utilisées.

2.4.1. Méthodes de traitement palynologiques

Les méthodes de traitement qu'on a adoptées et celles dites classiques. Elles consistent à prélever 20 g d'échantillons préalablement broyés puis à les soumettre à des traitements chimiques sous des hottes aspirantes. Ces traitements concernent les traitements à l'acide chlorhydrique (HCl à 37 %), à l'acide fluorhydrique (HF à 70 %) et l'acide chlorhydrique (HCl à 37 %) à chaud. Après ces traitements, chaque échantillon est lavé et tamisé au travers

d'une toile en nylon de maille 10 µm montée sur un boîtier. À la fin du lavage-tamissage, deux lames minces sont confectionnées par échantillon.

2.4.2. Technique d'observation

Les lames palynologiques sont examinées sous des microscopes à lumière transmise (Photo 6) à sec puis à l'huile d'immersion sous l'objectif à lentilles. Ce microscope est équipé d'un appareil photo et d'un écran qui permettent d'acquérir des prises de vues des spécimens.



Photo 6 : Microscope à lumière transmise de type Olympus BX51 couplé à une camera

2.4.3. Détermination des palynomorphes

La détermination des palynomorphes a été effectuée à partir des travaux réalisés en palynologie, principalement sur le Tertiaire d'Afrique de l'Ouest et d'Amérique du Sud. Ces travaux sont regroupés dans des catalogues et dans des rapports internes du laboratoire de la PETROCI. On s'est basé également sur les travaux de TRAVERSE (2007). L'abondance relative des palynomorphes dans les deux lames de chaque échantillon s'établira comme suit : rare (0 à 5 spécimens), présent (6 à 15 spécimens), abondant (16 à 50 spécimens), très abondant (> 50 spécimens).

2.4.4. Caractérisation paléoenvironnementale

La caractérisation du paléoenvironnement a été faite à partir de l'abondance relative des palynomorphes (spores, grains de pollen et dinokystes) et de la pétrographie de la matière organique. On se basera sur les critères établis par HABIB & MILLER (1989 ; *in* : SAEEDI, 2006) pour la classification des environnements de dépôt (Tableau IV).

Des phénomènes de remaniement peuvent se produire. Ces remaniements sont caractérisés par un mélange de palynomorphes d'âges différents ou par un mélange de spores et pollen de

coloration différente en raison de différences de températures de carbonisation ou d'oxydation.

Tableau IV : Milieu de dépôt des faciès organiques et leur interprétation environnementale
(HABIB & MILLER, 1989 ; in : SAEEDI, 2006, modifié)

Faciès organiques	Définition	Interprétation paléoenvironnementale
Faciès des débris amorphes	<ul style="list-style-type: none"> - abondance et bonne conservation des débris amorphes et des assemblages de dinoflagellés ; - boulettes fécales rares ; - débris de végétaux rares. 	Plateau continental loin des apports terrigènes.
Côtier	<ul style="list-style-type: none"> - forte concentration d'inertinites ; - mauvaise conservation de débris de végétaux ; - peu ou absence de dinoflagellés ; 	Environnements côtiers : estuaire, milieux tidaux, lagunes à interdistribution de baies.
Non-Marin	<ul style="list-style-type: none"> - abondance de débris amorphes oxydés ; - palynomorphes remobilisés. 	Environnement subaérien (excepté les charbons et les tourbes etc.)
Faciès des débris de végétaux	<ul style="list-style-type: none"> - abondance et bonne conservation de débris de végétaux (cuticules et débris ligneux) ; - abondance relative d'inertinites ; - peu de dinoflagellés ou abondance relative de dinoflagellés. 	Front delta, prodelta proximal, prodeltaïque à excursion sur le plateau continental.

2.5. Analyses géochimiques organiques

Les analyses géochimiques ont été effectuées au laboratoire de géochimie organique du Centre d'Analyses et de Recherche (C.A.R) de la PETROCI. Elles concernent la pyrolyse Rock-Eval, le palynofaciès, l'indice de coloration des spores et l'extraction de bitume.

2.5.1. Pyrolyse Rock-Eval

La pyrolyse Rock-Eval consiste à soumettre des échantillons de roches broyées à une pyrolyse (température allant de 300 à 600° C), sous un courant d'hélium puis d'oxygène, selon un programme de température croissante (25° C/mn) et à oxyder le carbone résiduel. Cette pyrolyse se fait au Rock-Eval 6 (Photo 7) qui est un appareil qui permet de caractériser le potentiel pétrolier et la teneur en matière organique des échantillons de roches mis au point à l'Institut Français du Pétrole (ESPITALIE *et al.*, 1977).



Photo 7 : Rock-Eval 6

Au cours de l'analyse, des flux d'ions sont émis lors de l'élévation de température. Ces flux sont récupérés et quantifiés. Quatre paramètres peuvent ainsi être déterminés (Tableau V) :

- **S1** : caractérise la quantité d'hydrocarbure libre (sous forme de gaz ou d'huile) contenu dans l'échantillon. Il s'exprime en mg HC/g roche. La quantité d'hydrocarbure libre est en général significative et présente un intérêt lorsque $S1 > 1$ mg HC/g de roche ;
- **S2** : hydrocarbure produit lors du craquage de la matière organique non extractible (kérogène). Ce paramètre est donc une évaluation de la quantité de gaz et d'huile susceptible d'être produite lors de l'évolution de cette roche. Il s'exprime en mg HC/g roche ;
- **S3** : quantité de CO₂ issue du craquage du kérogène qui s'exprime en mg CO₂/g roche ;
- **Tmax** : température maximum de production d'hydrocarbures (sommet du pic S2). Elle caractérise la maturité thermique de la roche. Elle dépend de la nature du kérogène (donc du type de MO) et de son degré d'évolution diagénétique. Ce paramètre n'est crédible que si S2 est supérieur à 0,2 mg HC/g roche (PETERS, 1986).

Ces paramètres déterminés permettent de calculer quatre paramètres additionnels qui sont :

- **TOC** (Carbone Organique Total) : exprimé en pourcentage pondéral de la roche totale (% poids), il permet de déterminer le potentiel pétrologène de la roche mère. TISSOT & WELTE (1984) ont défini la quantité minimale de TOC que doit contenir les carbonates et les shales pour être qualifiés de roches mères. Ces quantités sont respectivement de 0,3 % et 0,5 % poids. Le S2 est plus réaliste que le TOC pour l'estimation du potentiel pétrolier car le TOC inclut les carbones inertes qui sont incapables de générer des hydrocarbures ;

Tableau V : Potentiel pétrolier des roches mères immatures (PETERS & CASSA, 1994 ; *in* : MAGOON, 1994, modifié)

Potentiel pétrolier	Matière organique				
	TOC	Pyrolyse Rock-Eval		Bitume	
		% poids	S1	S2	% poids
Pauvre	< 0,5	< 0,5	< 2,5	0 - 0,05	0 - 500
Moyen	0,5 - 1	0,5 - 1	2,5 - 5	0,05 - 0,10	500 - 1000
Bon	1 - 2	1 - 2	5 - 10	0,10 - 0,20	1000 - 2000
Très bon	2 - 4	2 - 4	10 - 20	0,20 - 0,40	2000 - 4000
Excellent	> 4	> 4	> 20	> 0,40	> 4000

- **IH** (Indice d'Hydrogène) : il correspond au degré d'aliphaticité de la matière organique, exprimé en mg HC/g TOC ($S2 \times 100/TOC$). Il permet de déterminer le type de matière organique présent (Tableau VI) ;

Tableau VI : Type de kérogène et les produits expulsés (PETERS & CASSA, 1994 ; *in* : PETERS *et al.*, 2005, modifié)

Type de Kérogène	IH (mg HC/g TOC)	S2/S3	Produits expulsés
I	> 600	> 15	Huile
II	300 – 600	10-15	Huile
II/III	200 – 300	5-10	huile et gaz
III	50 – 200	1-5	Gaz
IV	< 50	< 1	Rien

- **IO** (Indice d'Oxygène) : il correspond au degré d'oxydation de la matière organique et s'exprime en mg CO₂/g COT ($S3 \times 100/TOC$). Le S3 n'est pas trop fiable comme les autres paramètres du Rock-Eval 6 à cause de la présence des minéraux carbonatés ou des kérogènes

oxydés résultant de la pulvérisation des échantillons (PETERS & CASSA, 1994 ; *in* : MAGOON, 1994). Il est donc conseillé d'utiliser le diagramme IH-Tmax d'ESPITALIE *et al.* (1977) pour la détermination graphique du type de matière organique ;

- **IP** = $S1/(S1+S2)$: il correspond à l'indice de production qui caractérise l'évolution de la matière organique. L'indice de production augmente avec la profondeur. Certains critères doivent être respectés pour les valeurs de IP (PETERS & CASSA, 1994 ; *in* : MAGOON, 1994) :

- si Tmax est comprise entre 390° et 435° C alors $IP \leq 0,1$;

- si Tmax est comprise entre 436° et 445° C alors $IP \leq 0,3$;

- si Tmax est comprise entre 445° et 460° C alors $IP \leq 0,4$.

Si ces critères ne sont pas respectés alors, on a un cas de contamination due à la boue de forage ou à la migration d'hydrocarbure (PETERS & CASSA, 1994 ; *in* : MAGOON, 1994).

Les paramètres Tmax et IP permettent de caractériser la maturité thermique (Tableau VII).

Tableau VII : Maturité thermique (PETERS & CASSA, 1994 ; *in* : PETERS *et al.*, 2005, modifié)

Maturité thermique	Maturation		Génération	
	T max (°C)	Bitume mg/g de roche	Indice de production (IP)	
Immature	< 435	< 50	< 0,10	
Maturité	précoce	435-445	50 - 100	
	culminée	445-450	150 - 250	
	retardée	450-470	-	> 0,40
Post-mature	> 470	-	-	

Les indices IH et IO sont respectivement une bonne approximation des rapports H/C et O/C de la MO. On peut les classer dans les diagrammes de Van Krevelen utilisés pour caractériser l'origine de la matière organique. Le logiciel d'interprétation (Rock int) du Rock-Eval 6 permet de tracer automatiquement le diagramme IH-Tmax.

Sur ces diagrammes le kérogène d'un échantillon est comparé à celui de trois séries types de référence :

- **Type I** : la série des Green River Shales (Éocène du Bassin de l'Uinta, Utah aux USA) est censée représenter la matière organique d'origine lacustre ou lagunaire. Cette matière organique est très aliphatique et pauvre en oxygène et caractérise un fort rapport H/C (donc un

indice IH élevé) et un faible rapport O/C (indice IO bas). Le kérogène est issu d'un matériel algaire ou bactérien ;

- **Type II** : il correspond à la série des Schistes Carton du Bassin de Paris (Toarcien inférieur, France). Il caractérise la matière organique d'origine marine. Celle-ci dérive alors du phytoplancton, du zooplancton et des bactéries marines. Le kérogène est aliphatique, à légèrement aromatique et enrichi en oxygène par rapport au type I. Il représente la source principale de pétrole ;

- **Type III** : cette matière organique est aromatique et riche en oxygène. Ce type correspond aux sédiments du delta de la Mahakam (Indonésie) et du Wesphalien (Carbonifère) du Nord du bassin de Paris. Il a été défini dans un premier temps dans la Formation Logbaba (Crétacé supérieur du Cameroun). Leur origine est continentale. Ce type de kérogène provient de débris de végétaux supérieurs ou encore de la matière organique de type II altérée. Il ne génère que peu d'huile mais peut produire du gaz lors de l'enfouissement.

On distingue un autre type qui ne figure pas sur le diagramme IH-Tmax. C'est le type IV qui ne génère aucun hydrocarbure (TISSOT & WELTE, 1984). Il provient du kérogène résiduel ou réfractaire composé de matière organique oxydée ou resédimentée.

Il existe néanmoins des matières organiques à caractères intermédiaires. Dans les conditions naturelles il existe plusieurs types mélangés. Au cours de l'évolution diagénétique le domaine des 3 séries tend à se recouvrir dans les diagrammes et la distinction des origines de la matière organique mature devient délicate.

2.5.2. Palynofaciès

Le palynofaciès est l'étude de la matière organique isolée de la matrice minérale au microscope électronique à lumière transmise (M.E.T) et fluorescente (Photo 8). L'isolement de la matière organique de la matrice minérale se fait par un traitement aux acides chlorhydrique et fluorhydrique (DURANT & NICAISE, 1980) puis montée entre lame et lamelle. La pétrographie de la matière organique au M.E.T permet une estimation qualitative et semi-quantitative des différents macéraux. Cette pétrographie permet de caractériser le type de kérogène.

Les macéraux sont des composés individuels du kérogène qui ont des propriétés pétrographique et géochimique distinctes. Trois principaux groupes de macéraux existent dans les roches sédimentaires (STACH *et al.*, 1982 ; TAYLOR *et al.*, 1998 ; *in* : PETERS, 2005) :

- **les liptinites** produisent de l'huile. Elles ont une haute transmittance, une fluorescence intense de maturité peu élevée, des textures et des formes caractéristiques comme les algues

(Tasmanites), la résine (imprégnations des vides) et les spores. Elles sont subdivisées en alginites et exinites ;

- **les vitrinites** produisent du gaz. Ces macéraux sont de forme anguleuse et sont usuellement gélifiés avec parfois des structures cellulaires. Les vitrinites ont une transmittance intermédiaires (BOSTICK, 1979 ; *in* : PETERS, 2005). Elles n'ont pas de fluorescence à moins qu'elles soient incorporées de liptinites ;

- **les inertinites** sont les macéraux inertes avec des formes anguleuses. Elles sont constituées typiquement de structures cellulaires. Elles n'ont pas de fluorescence et sont opaques en lumière transmise (Tableau VIII).



Photo 8 : Microscopie à lumière transmise (Motic BA 300) et à lumière fluorescente (AXIOSKOP 40 FL)

Tableau VIII : Nomenclature des macéraux et leurs origines (PETERS, 2005, modifié)

Groupe des macéraux	Type de kérogène*	Type de macéraux	Origine probable
Liptinite	II	Resinite	Résines de plantes /macéraux dégradés
	II	Sporinite	Spores/pollens
	II	Cutinite	Cuticules des plantes
	II	Bituminite	Algues dégradés
	I	Alginite	Algues
	II	Liptodetrinite	Origine mixtes/matériels aliphatiques biologiques
Vitrinite	III	Vitrinite	Tissus de bois
Inertinite		Semifusinite	Tissus de bois partiellement carbonisés
		Fusinite	Tissus de bois carbonisés
	IV	Micrinite	Tissus de bois /incertain
		Macrinite	Tissus de bois /incertain
		Inertodetrinite	Fragments de tissus de bois carbonisés
		Sclerotinite	Hyphe de Fungal

* Seulement pour les matières organiques immatures.

2.5.3. Indice de coloration des spores (SCI)

L'indice de coloration des spores est déterminé par les colorations que présentent les miospores dans les lames géochimiques au microscope à lumière transmise. Les couleurs varient du jaune au noir en passant par l'orange et le brun. On appelle miospore l'ensemble des spores et des pollens qui ont un diamètre inférieur à 200 µm, indépendamment des fonctions biologiques (GUENNEL, 1952 ; *in* : TRAVERSE, 2007).

La couleur des miospores est déterminée grâce à une charte appelée « FRL Spore Colour Index (1-10) » (Figure 22) qui est utilisée au C.A.R de la PETROCI. La détermination des couleurs des miospores permet de définir le degré de maturité de la matière organique et les différentes zones de génération des hydrocarbures (Tableau IX).

L'indice de coloration des spores permet également de savoir si les miospores sont en place (*in situ*), remaniés ou des retombés mécaniques de forage.

Tableau IX : Limites SCI et zones de génération d'hydrocarbures (RAMSEY, 2011) modifié

Limites SCI	Valeurs SCI
Valeur de Basse	1.0
Début des principales fenêtres à huile	± 5.0
Maturité optimum de l'huile	± 7.5
Fin de la fenêtre à huile, début des principales fenêtres à gaz	± 8.5
Fin des principales fenêtres à gaz	10

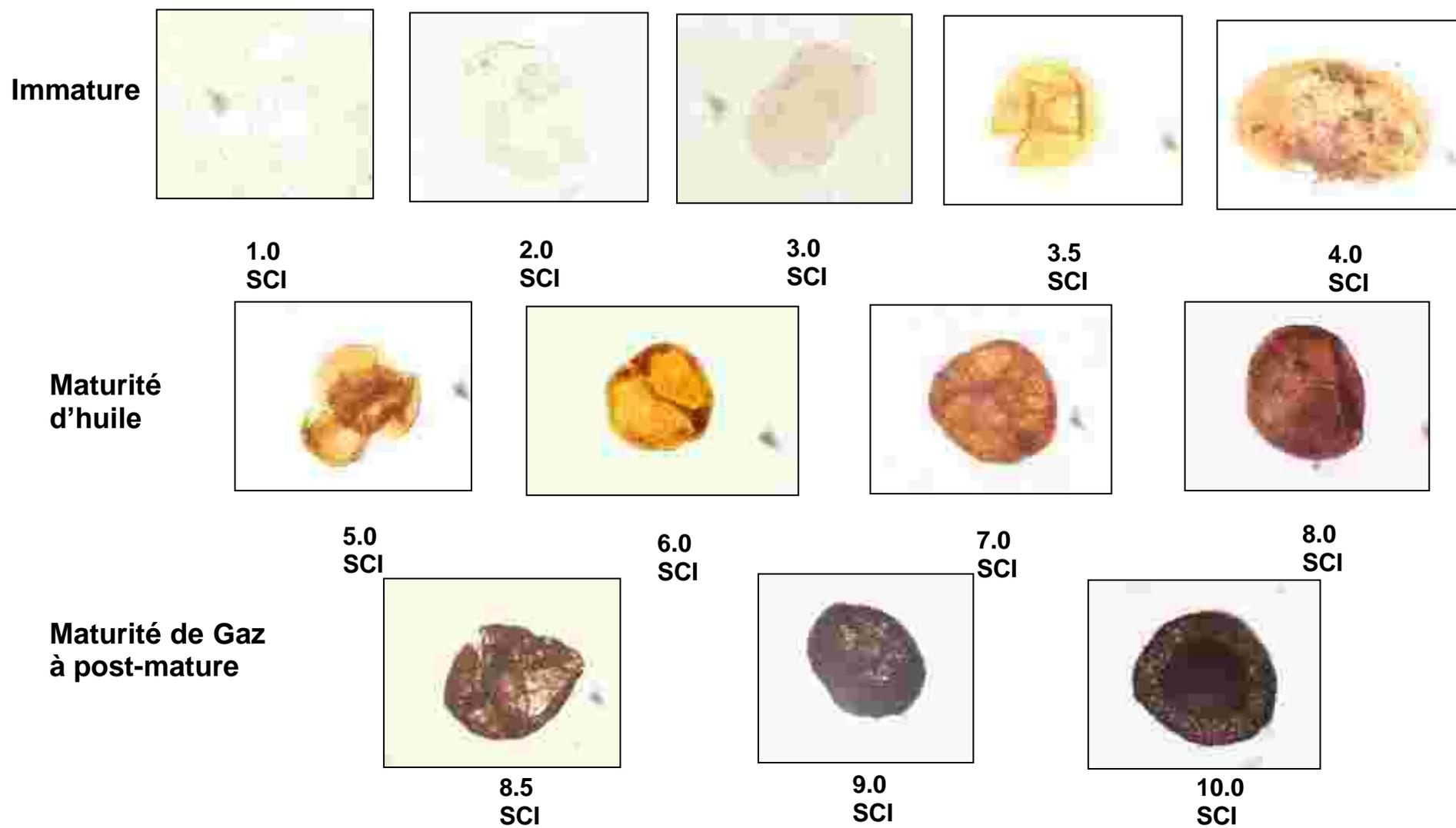


Figure 22 : Indice de Coloration des Spores

2.5.4. Extraction de bitume

L'extraction consiste à récupérer dans un échantillon de roche (déblais ou carotte) la matière organique extractible (MOE). Cette matière appelée également bitume est extraite à l'aide du dichlorométhane (DCM) pendant 30 mn. Les échantillons de roche utilisés sont des sables et des grès bitumineux. L'échantillonnage se fait selon la concentration de bitume dans la roche et en fonction de la quantité disponible.

CONCLUSION

Les méthodologies présentées dans ce chapitre permettront de connaître les caractéristiques sédimentologique, palynologique et géochimique des formations géologiques de l'Est du bassin sédimentaire onshore de Côte d'Ivoire ainsi que le paléoenvironnement ayant prévalu au cours du temps. La troisième partie présente les résultats des différentes analyses effectuées.

TROISIÈME PARTIE

RÉSULTATS, INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSIONS

CHAPITRE V : CARACTÉRISATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET GRANULOMÉTRIQUE

INTRODUCTION

Ce chapitre présente les résultats issus de la description lithostratigraphique et granulométrique ainsi que les interprétations qui en découlent.

1. LITHOSTRATIGRAPHIE DES FORMATIONS DE L'EST DU BASSIN ONSHORE

1.1. Lithostratigraphie des régions Alépé-Aboisso

Ces deux régions se situent au Nord de la Faille des Lagunes. Elles sont caractérisées par la présence d'une discordance entre le socle précambrien et les dépôts sédimentaires.

1.1.1. Lithostratigraphie de la carrière Alépé

La carrière Alépé présente un affleurement épais d'environ 7 m (Photo 9 et Figure 23). La lithostratigraphie de la région d'Alépé comprend trois ensembles lithologiques qui reposent en discordance sur le socle précambrien. Ce sont les roches résiduelles, les conglomérats et les sables.



Photo 9 : Carrière Alépé

1.1.1.1. Roches résiduelles

Les roches résiduelles sont issues de l'altération superficielle du socle précambrien. Ce sont des kaolins primaires latéritiques micacés non stratifiés mais ferruginisés (Photo 10). Ces roches sont bariolées et friables. Leur épaisseur est d'environ 0,5 m. Les grains de quartz présents dans les kaolins sont très anguleux et non-usés à sphéricité faible. Les kaolins primaires ne présentent aucune trace de minéraux carbonatés.



Photo 10 : Kaolins résiduels latéritiques

1.1.1.2. Conglomérats et sables

Ces dépôts sont caractérisés par l'alternance de conglomérats et de sables parfois grésifiés. Ils présentent un granoclassement positif et répétitif. Les éléments les plus grossiers correspondent à l'augmentation de la vitesse du courant suivie de sa décélération qui favorise le dépôt d'éléments plus fins. Les conglomérats sont des dépôts torrentiels et les sables, des dépôts fluviaux. L'épaisseur des sables est inférieure à celle des conglomérats.

Les conglomérats ont une matrice sablo-argileuse avec des concentrations d'oxyde et d'hydroxyde de fer donnant une coloration variée. L'argile kaolinique leur donne une couleur blanche. La couleur des conglomérats varie donc du blanc au brun rougeâtre en passant par le jaune ocre. Ces conglomérats présentent des grains dont la taille varie de 2 à 75 mm. Ce sont des roches friables (matrice non-ferruginisée) à très dures (matrice ferruginisée). Les conglomérats à matrice ferruginisée forment le toit de l'affleurement. Les graviers des conglomérats sont arrondis et dispersés dans la matrice. Ce sont donc des orthopoudingues oligomictiques (Photo 11 A). Le test à HCl négatif montre l'absence de calcaire. Les minéraux comprennent des galets et des granules de quartz et de muscovite. Au sommet des conglomérats se développent des végétaux supérieurs.

Les sables sont quartzeux grossiers à très grossiers et renferment des galets de kaolins et de la muscovite. Les sables sont massifs. Les grains de quartz sont très anguleux à anguleux et non-usés à sphéricité faible (Photo 12). Ils ne comportent pas de minéraux carbonatés. Vers le sommet de l'affleurement, ils sont grésifiés et donnent des grès ferrugineux très grossiers à grossiers (Photo 11 B). Ces grès sont très durs. L'épaisseur de l'ensemble conglomérats-sables est de 6,5 m. Les conglomérats et les sables sont du Plio-Quaternaire (YACÉ, 2002) et les kaolins latéritiques d'âge probablement Mio-Pliocène.

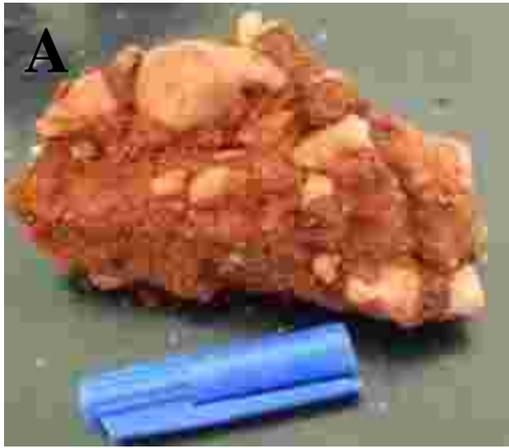


Photo 11 : Échantillons d'Alépé

(A : orthopoudingue oligomictique à matrice ferruginisée. B : grès ferrugineux)

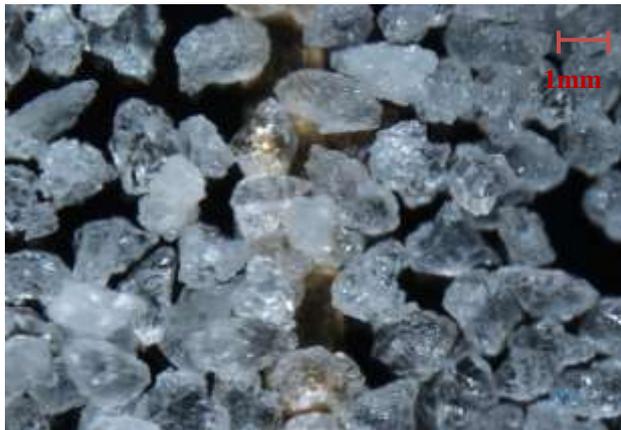


Photo 12 : Quartz très anguleux à anguleux et non-usés à sphéricité faible (GX4)

Pdr	Argile	Silt	Sable*					Gravier**				Description	Environnement de dépôt	
			tf	f	m	g	tg	gn	gr	c	ga			
0													1,5-0m: Conglomérats à matrice ferruginisée. 2-1,5m : grès ferrugineux 6,5-2m: alternance de conglomérats à matrice sablo-argileuse et de sables. 7-6,5m: Kaolins latéritiques issus de l'altération du socle précambrien granitique	Milieu continental (alternance de dépôts torrentiels et de dépôts fluviatiles)
1														
2														
3														
4														
5														
6														
7												Milieu continental		

LEGENDE



Conglomérats



Kaolins latéritiques



Socle

*Granulométrie des sables : tf: très fins; f: fins; m: moyens; g: grossiers; tg: très grossiers.
 **Granulométrie des graviers: gn: granules; gr: graviers; c: cailloux; ga: galets. Pdr: profondeur en mètre.

Figure 23 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale de la carrière Alépé

1.1.2. Lithostratigraphie de la carrière Aboisso

La carrière Aboisso présente les mêmes caractéristiques que celle d'Alépé. Elle affleure sur environ 3 m d'épaisseur (Photo 13 A et figure 24). Elle comprend deux types de faciès : les kaolins latéritiques et les conglomérats. À la base, on trouve des kaolins primaires résiduels latéritiques épais d'environ 0,5 m qui reposent en discordance sur le socle précambrien. Les kaolins sont composés de kaolinite, de quartz et de muscovite et dateraient du Mio-Pliocène. Le socle présente des filons de quartz affleurant par endroits (Photo 13 B).

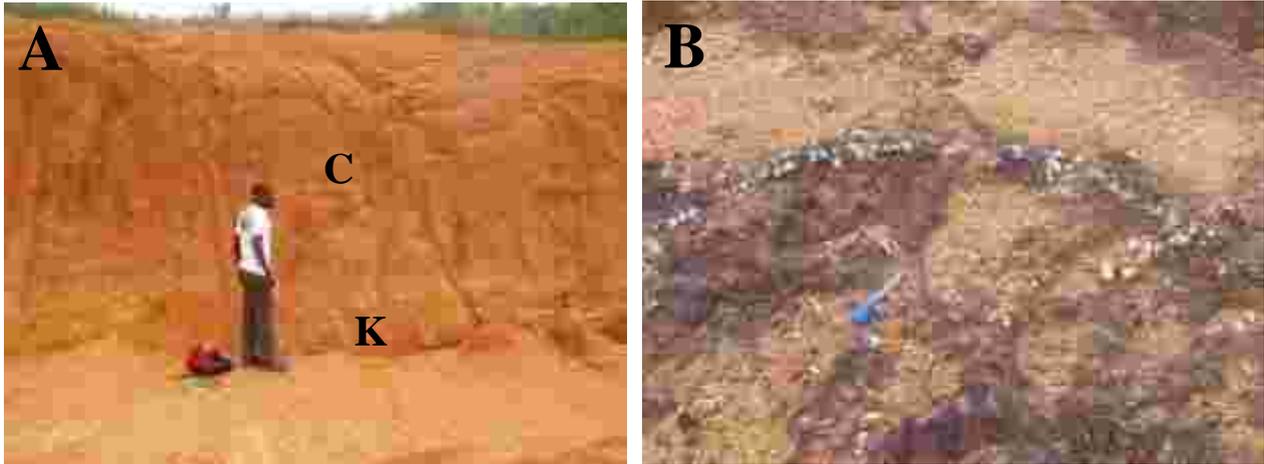


Photo 13 : Carrière Aboisso

(A : C-conglomérats ; K-kaolins résiduels latéritiques. B : Filon de quartz dans le socle altéré)

Les niveaux conglomératiques, d'épaisseur avoisinant 2,5 m, sont des dépôts torrentiels d'âge Plio-Quaternaire. Leur coloration varie du jaune au brun foncé en fonction de l'oxydation. Ces conglomérats renferment des graviers arrondis dispersés dans la matrice sablo-argileuse. Ce sont des orthopoudingues oligomictiques extraformationnels de la classe des rudites (Photo 14 A). Ils sont constitués de blocs et de granules de quartz de taille allant de 2 à 90 mm. Ces roches sont friables à dures. La partie quartzeuse de la matrice a des grains très anguleux à anguleux et non-usés à sphéricité faible (Photo 14 B). Les conglomérats d'Aboisso présentent un granoclassement positif avec un conglomérat de base en discordance de ravinement sur les kaolins latéritiques. Au sommet des roches se développent des végétaux supérieurs.

La lithostratigraphie des carrières Alépé et Aboisso est semblable, mais on observe une différence au niveau des sables et de la taille des éléments constituant le conglomérat. Les sables ne sont présents qu'à Alépé et les conglomérats de la carrière d'Alépé sont plus grossiers que ceux d'Aboisso. Cela montre que l'énergie de transport a été plus irrégulière dans la carrière Alépé que dans celle d'Aboisso. Les graviers quartzeux des conglomérats des

deux carrières sont arrondis. Cela traduit un long transport dans le milieu aquatique loin de la source pourvoyeuse. Les sables quartzeux proviennent de la fragmentation de ces graviers lors du transport. C'est ce qui explique les formes très anguleuses avec des états de surfaces non-usés.



Photo 14 : A : Orthopoudingue oligomictique ferrugineux ; B : Quartz très anguleux à anguleux et non-usé à sphéricité faible (GX4)

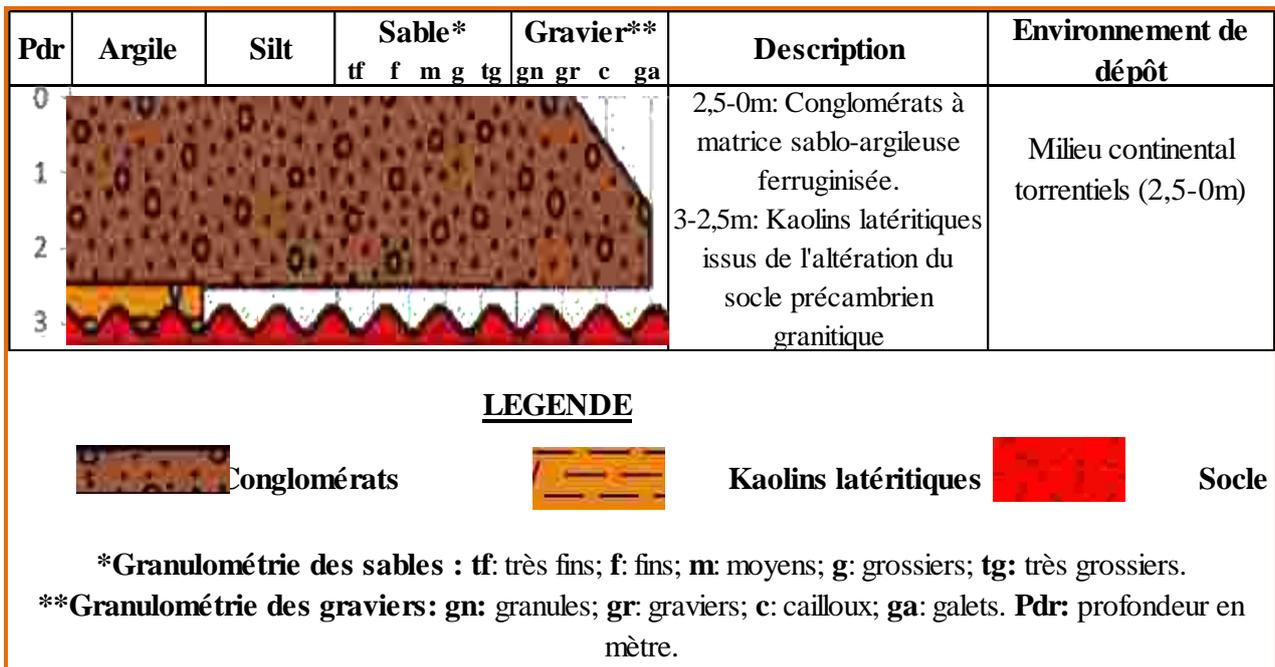


Figure 24 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale de la carrière Aboisso

Les kaolins résiduels dérivent de l'altération des feldspaths et des muscovites du socle granitique sous un paléoclimat tropical humide bien drainé. La ferrugineuse (oxydes et hydroxydes de fer) des kaolins et des conglomérats traduit une alternance de climat tropical

sec et humide en milieu oxydé. La dispersion des graviers arrondis dans la matrice sablo-argileuse montre qu'il y a eu une baisse brutale de l'énergie de transport, ce qui a favorisé le dépôt du conglomérat.

L'analyse calcimétrique des sédiments des carrières Alépé et Aboisso ne révèle aucune trace de calcaire.

1.2. Lithostratigraphie des coupes de Bingerville-Bonoua

1.2.1. Lithostratigraphie de la région de Bingerville

La lithostratigraphie des carrières Bin 1 et Bin 2 et du forage Eloka de Bingerville est caractérisée par quatre intervalles qui sont de la base au sommet : intervalle Bi 1, intervalle Bi 2, intervalle Bi 3 et intervalle Bi 4. Les deux carrières de Bingerville sont distantes d'environ 300 m. Le forage Eloka est séparé de ces carrières de 19,50 km.

1.2.1.1. Lithostratigraphie de la carrière Bin 1

La carrière Bin 1 montre deux intervalles successifs Bi 3 et Bi 4 (Figure 25).

L'intervalle Bi 3 est constitué de sables diversement colorés contenant des galets et des plaquettes de kaolinite (Photo 15 A). Leur couleur est : blanche, jaune clair, jaune ocre, rose, brun à brun rougeâtre. L'épaisseur est d'environ 12 m. Ce sont des sables quartzeux massifs. Les grains de quartz sont moyens à grossiers, émoussés luisants et de forme subarrondie à arrondie avec une sphéricité faible (Photo 15 B). On retrouve de rares quartz ronds-mats-propres. Ce sont des niveaux d'âge Plio-Quaternaire (YACÉ, 2002) issus d'un dépôt fluvial. Ils ne contiennent pas de carbonate car leur test à HCl est négatif.



Photo 15 : A : Carrière de sables à coloration variable ; B : Quartz subarrondis à arrondis et émoussés luisant à sphéricité faible

(EL : émoussé luisant, Rmp : Ronds-mats-propres ; GX4)

L'intervalle Bi 4 est une unité datée du Quaternaire et dénommée « Terre de barre » (YACÉ, 2002). Ce sont des dépôts mixtes constitués de sables argileux passant latéralement et verticalement à des argiles sableuses ou des microconglomérats. Ce sont des dépôts issus d'un transport de type « mud flow » ou « debris flow ». Ces roches sont constituées de quartz et de granules de kaolins. Leur coloration varie du jaune ocre au brun rougeâtre en raison de la présence d'hydroxydes et d'oxydes de fer. L'épaisseur maximale est d'environ 10 m et l'épaisseur minimale de 1,5 m. Ces roches présentent par endroits des bancs de « muddy sandstones » (grès silto-argileux) à ciment ferrugineux ou des « mudrocks » à ciment ferrugineux. L'épaisseur des roches ferrugineuses varie de 10 cm à 0,5 m (Photos 16 A et B).

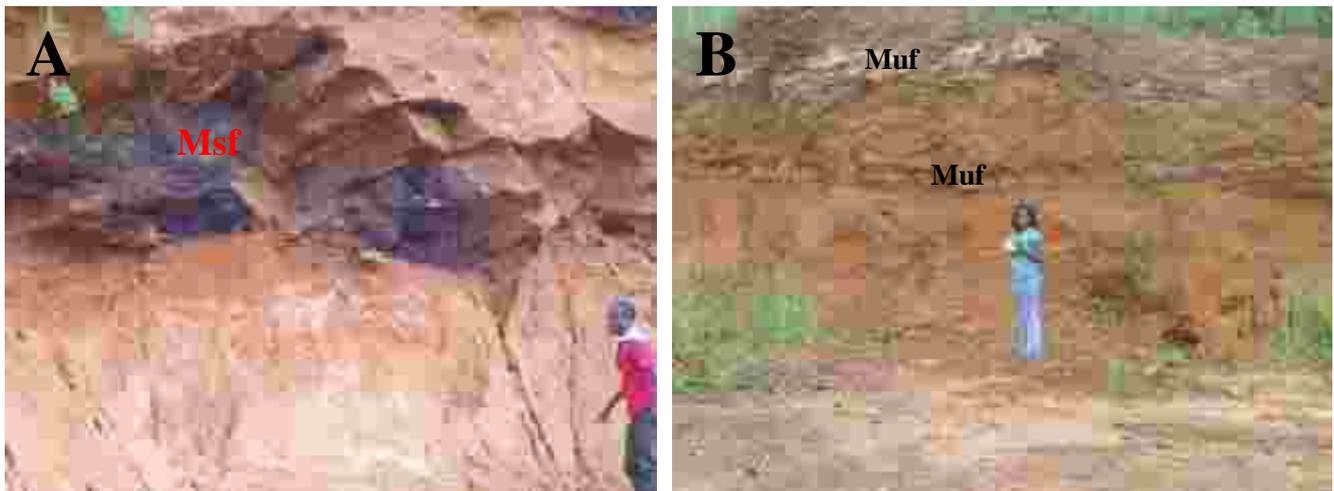


Photo 16 : A : Banc de muddy sandstones ferrugineux (Msf) dans les sables argileux ; B : banc de mudrocks ferrugineux (Muf) dans les argiles sableuses

On rencontre dans la « Terre de barre » un « stone line » (ligne de fragments de roches) constitué de fragments de grès ferrugineux et de granules de quartz. Les fragments de grès ferrugineux ont un diamètre compris entre 64 mm à plus de 256 mm. Ces fragments très anguleux montrent une origine très proche de la source pourvoyeuse. Ils sont issus de la désagrégation des grès ferrugineux formés antérieurement sous l'action des variations climatiques du Quaternaire. Le « stone line » est issu d'un transport de type « debris flow ». Ce sont des orthobrèches polymictiques et intraformationnelles de la classe des rudites (Photo 17 A). Les grains de quartz présents dans la « Terre de barre » sont subanguleux à subarrondis et émoussés luisants avec une sphéricité faible (Photo 17 B).

La taille des éléments du « stone line » varie latéralement pour donner des microconglomérats. Ce sont des orthopoudingues oligomictiques extraformationnels à matrice argileuse. Cette variation traduit un arrêt brutal du transport. Ces roches ne contiennent pas de

carbonates. Ils sont constitués de granules de quartz arrondis. Ces conglomérats sont friables, mais peuvent être extrêmement durs lorsque la matrice est ferrugineuse.

La surface de la « Terre de barre » est marquée par des bioturbations dues aux actions des racines des végétaux supérieurs.

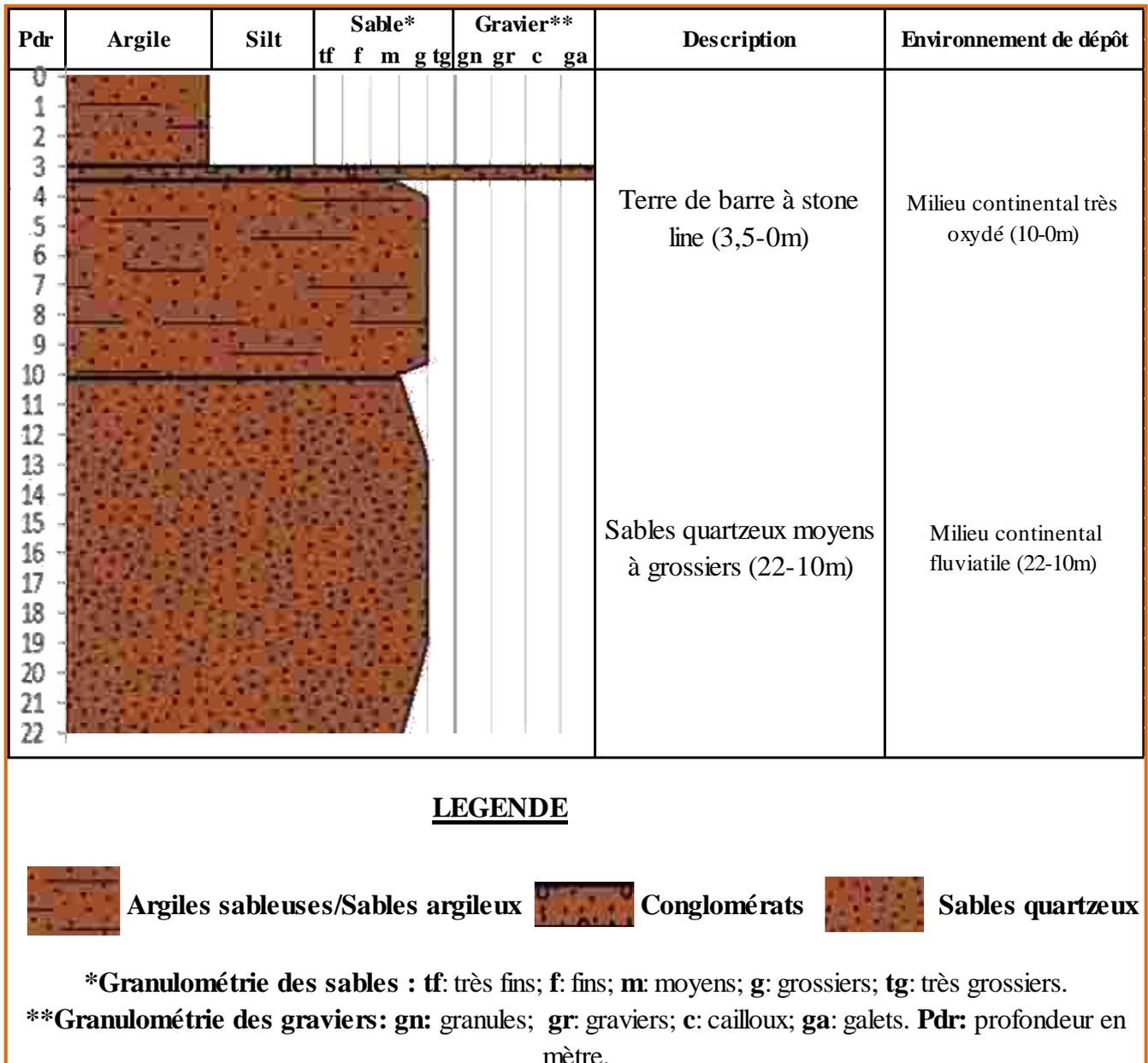


Figure 25 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale de la carrière Bin 1

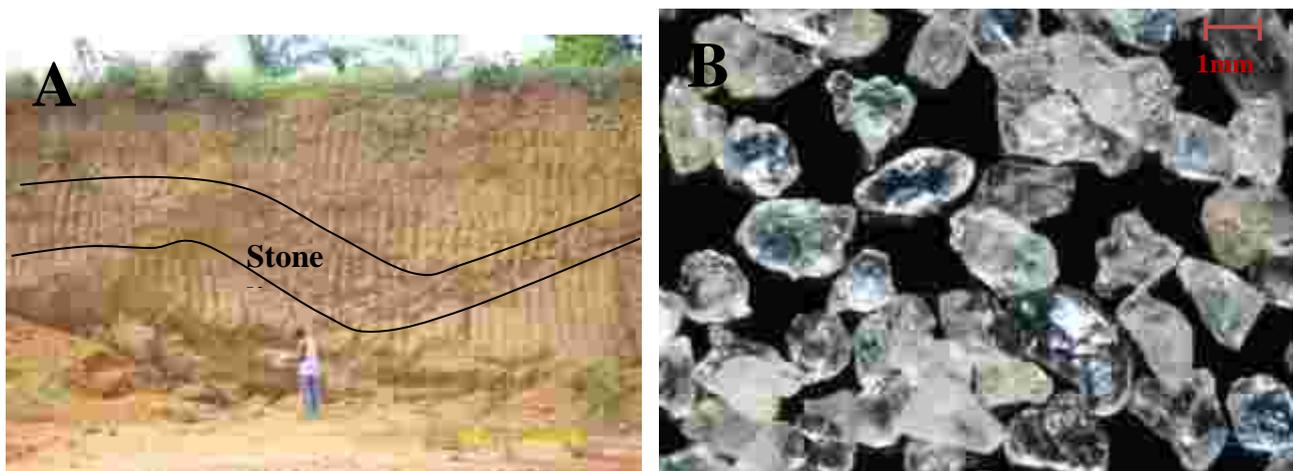


Photo 17 : A : Stone line dans les argiles sableuses ; B : Quartz subanguleux à subarrondis et émoussés luisants à sphéricité faible (GX4)

1.2.1.2. Lithostratigraphie de la carrière Bin 2

Dans cette carrière, on ne rencontre que les intervalles Bi 1 et Bi 2 (Figure 26).

L'intervalle Bi 1 comprend des argiles gris clair à gris peu sombre à intercalation de sable quartzueux très fin (Photo 18 A). Elles sont datées de l'Oligocène (DIGBEHI *et al.*, 2011). Ces argiles sont des « mudrocks ». On y trouve de la pyrite sous forme flamboïdale et de rare débris carbonés. Les pyrites sont oxydées et constituent 10 % de la roche. Ces roches sont pâteuses en présence d'eau. L'épaisseur de l'affleurement est d'environ 2 m. Les sables fins (épaisseur millimétrique) alternent avec les argiles (épaisseur centimétrique). La rythmicité du dépôt est due à des apports saisonniers de sédiments qui se déposent dans une plaine d'inondation de type lacustre. Ces dépôts sont des varves. Les lits clairs sableux se sont déposés en saison sèche et les lits sombres argileux en saison humide. L'épaisseur des sables fins étant inférieure à celle des argiles suggère une alternance de longue saison humide et de courte saison sèche.

Ces roches seraient des schistes bitumineux dont le kérogène n'a pas atteint une température et une pression suffisantes pour se transformer en pétrole. Cette hypothèse sera vérifiée par les analyses géochimiques. Leur surface est encroûtée par des oxydes de fer. Ce sont des « mudcraks » extrêmement durs comme des schistes ardoisiers (Photo 18 B).

Un forage d'environ 100 m de profondeur réalisé en 2002 au camp d'entraînement d'Akandjé par la Direction Territoriale de l'Hydraulique (DTH) révèle la présence d'argiles de couleur variant dans le sens du forage du gris clair au vert clair avec un passé bleu clair (GAOUTH, communication orale).

L'intervalle Bi 2 est constitué d'argilites silteuses souvent associées à des corps sableux qui comblent des paléo-chenaux (Photo 19). Ce sont des dépôts fluviaux. Les corps sableux ont

une épaisseur qui n'excède pas 0,5 m et sont séparés des argilites par des « mudcraks » (Photo 20 A). L'épaisseur de cet affleurement est de 6 m dans la carrière 2. L'âge de ces formations est du Mio-Pliocène (DIGBEHI *et al.*, 2001). L'intervalle Bi 2 est séparé de l'intervalle Bi 1 par les « mudcraks » des « mudrocks » gris clair à gris sombre.

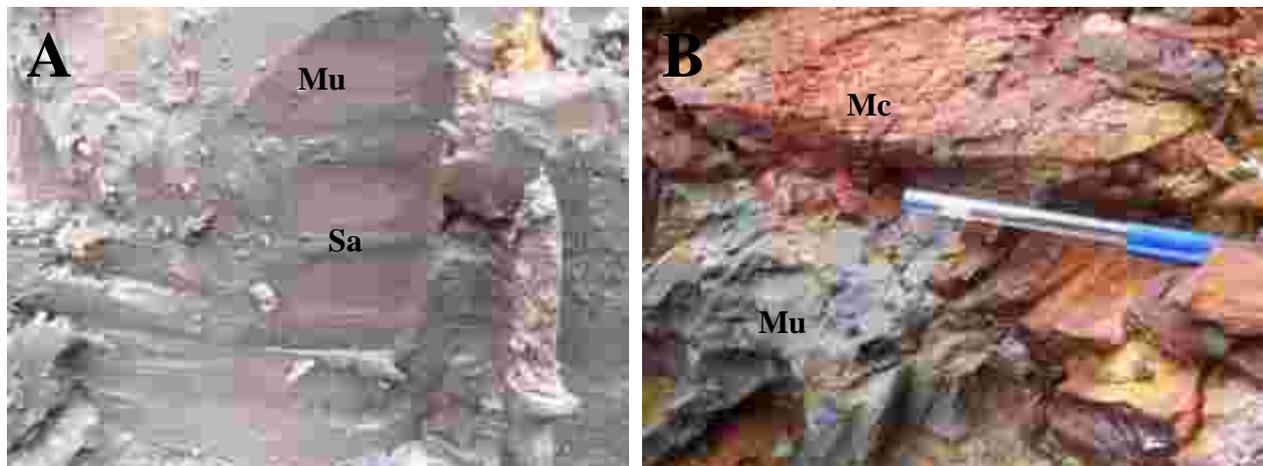


Photo 18 : A : Mudrocks (Mu) gris clair à gris peu sombre à intercalation de sables quartzeux (Sa) très fins ; B : Mudcracks (Mc) à la surface des mudrocks gris clair à gris peu sombre

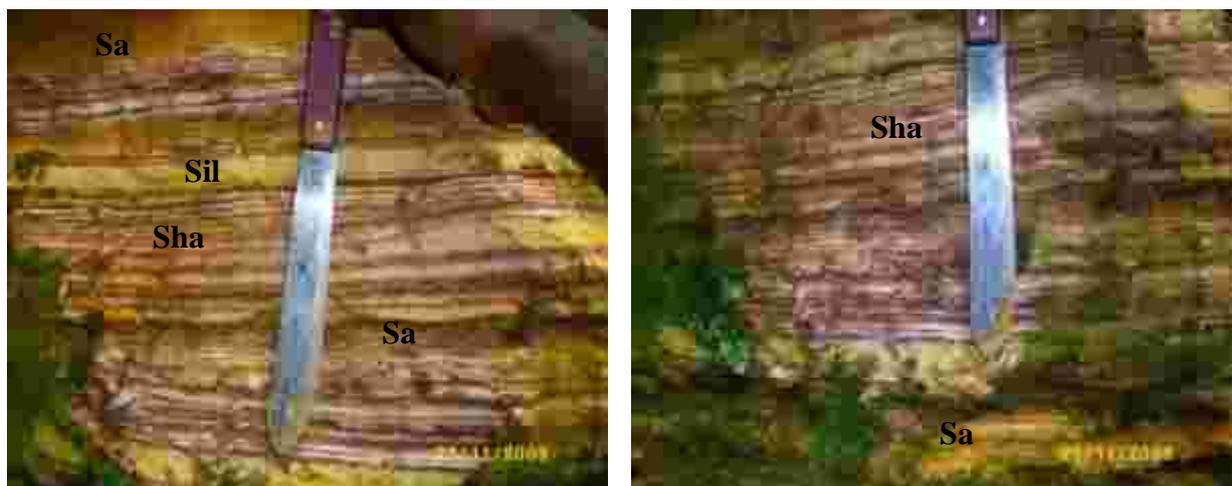


Photo 19 : Shale bariolé associé aux corps sableux
(Sa : sable quartzeux ; Sil : silt quartzeux ; sha : shale bariolé)

Les argilites silteuses sont des « mudrocks » qui sont oxydés par endroits pour donner des « mudcraks » (Photo 20 B). Ces « mudrocks » évoluent verticalement vers des shales bariolés (Photo 20 C). Leur couleur varie du jaune ocre au bariolé. La variation de coloration est due aux différences de concentrations en oxydes et hydroxydes de fer. Ils sont composés de kaolinite et de quartz. Ce sont des kaolins secondaires qui proviennent de kaolins primaires issus de l'altération du socle précambrien.

Les sables, uniquement quartzeux, sont de couleur jaune ocre avec un début de grésification. Certains sont totalement grésifiés sous forme de bancs ferrugineux (Photo 21). Ce phénomène est dû à des concentrations d'oxydes et d'hydroxydes de fer. Ces sables sont moyens à grossiers et massifs avec des grains de quartz subarrondis et arrondis à sphéricité faible et de rares grains très arrondis. L'état de leur surface est émoussé luisant. Les grès sont extrêmement durs et résultent de la ferruginisation des sables intercalés dans l'argile bariolée. Ils sont rouge sombre à noirs. La ferruginisation est postérieure et date du Quaternaire.

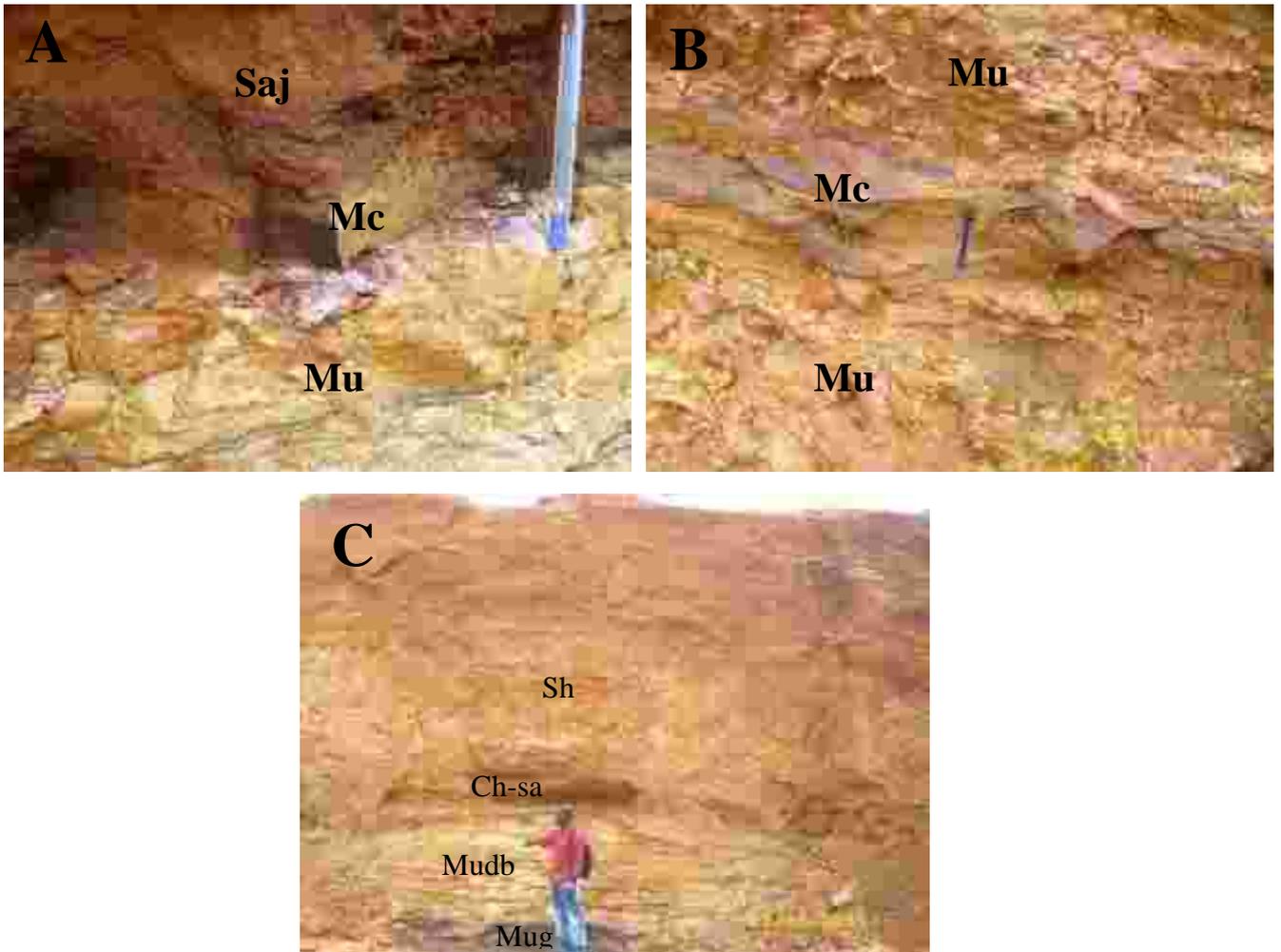


Photo 20 : Carrière Bin 2

A : Mudcracks (Mc) séparant les sables jaune (Saj) ocre et les mudrocks (Mu) bariolés ; B : Mudcracks dans les mudrocks bariolés ; C : Affleurement de l'intervalle 2 (Mug : mudrocks gris ; Mudb : mudrock bariolée ; Ch-sa : chenal de sable quartzeux ; Sh : shale bariolé)

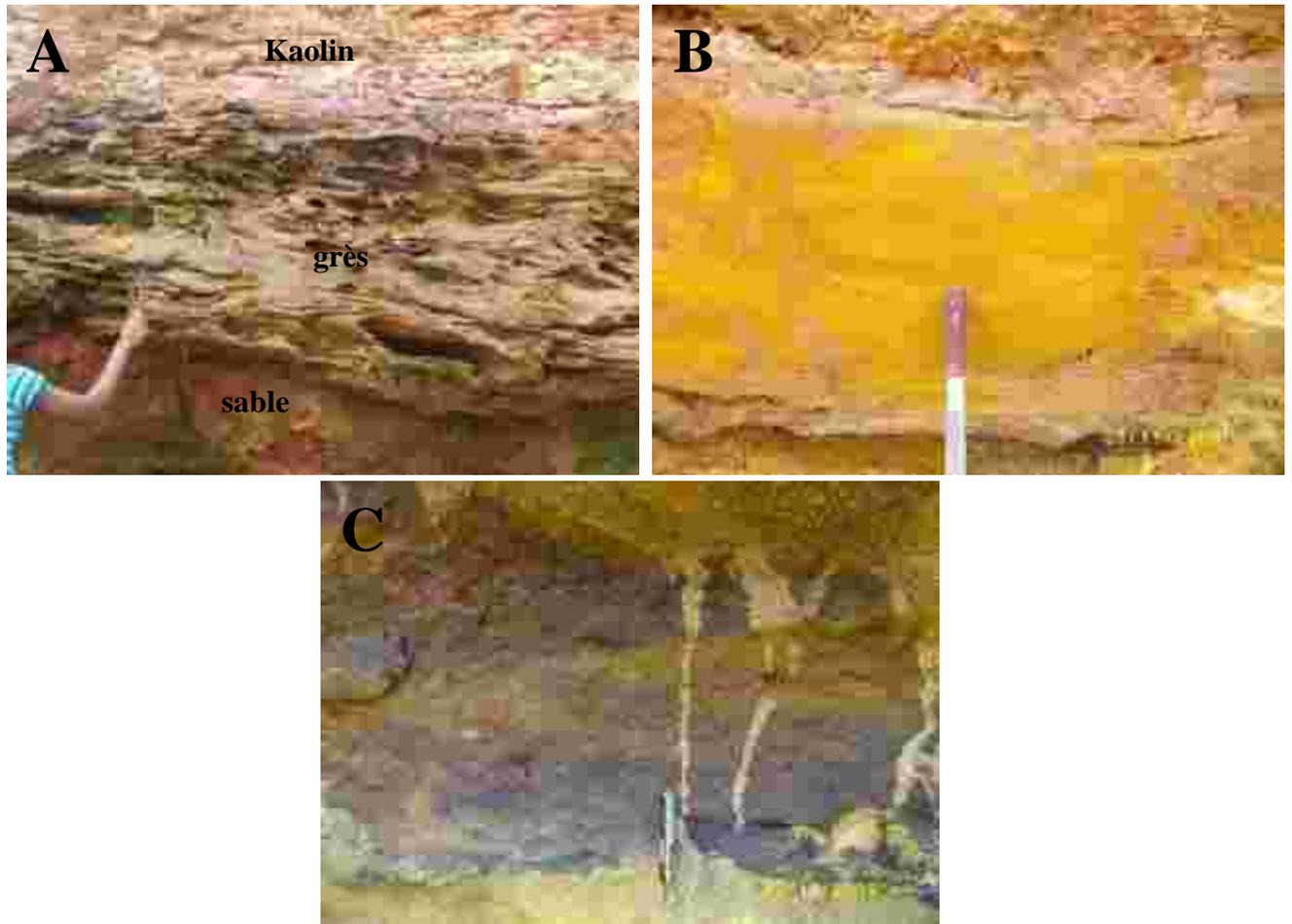


Photo 21 : A : grès ferrugineux pris entre les sables et les kaolins ; B : sable quartzeux jaune ocre ; C : sable en début de grésification

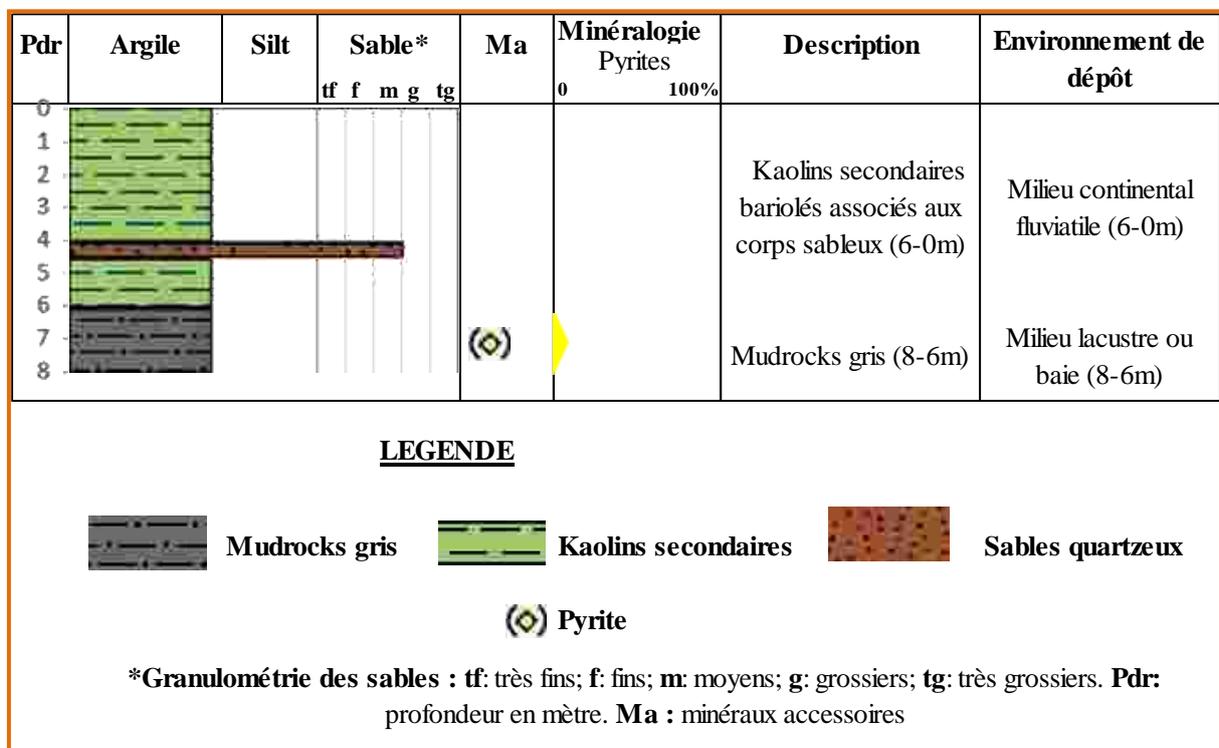


Figure 26 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale de la carrière

Bin 2

1.2.1.3. Structures sédimentaires des carrières de Bingerville

La majorité des structures sédimentaires observées se situe dans les carrières de Bingerville.

Les structures observées sont :

- les figures en tunnel et en cavité sont des figures d'érosion qui s'observent sur le flanc des argiles silteuses bariolées dans les niveaux gréseux de l'intervalle Bi 2 de Bingerville. Les figures en cavité sont produites par un mitraillage de gouttes d'eaux pluviales sur les grès. Quant aux figures en tunnel, elles sont dues à un lessivage par les eaux de l'intérieur des niveaux sableux non encore grésifiés. Ces eaux entraînent sur leur passage le sable contenu dans les grès. Ces grès présentent des périphéries consolidées et un cœur sableux (Photo 22 A) ;

- les micro-cheminées de fées sont des figures d'érosion créées par de petits ruissellements sur un sédiment sableux à plaquettes de kaolins ou à cailloux de grès ferrugineux. Les plaquettes de kaolins ou les cailloux de grès ferrugineux sont disposées au sommet des sables, disposition qui protège les figures de l'érosion. Ces figures se forment dans les sables de l'intervalle Bi 3 de Bingerville (Photo 22 B) ;

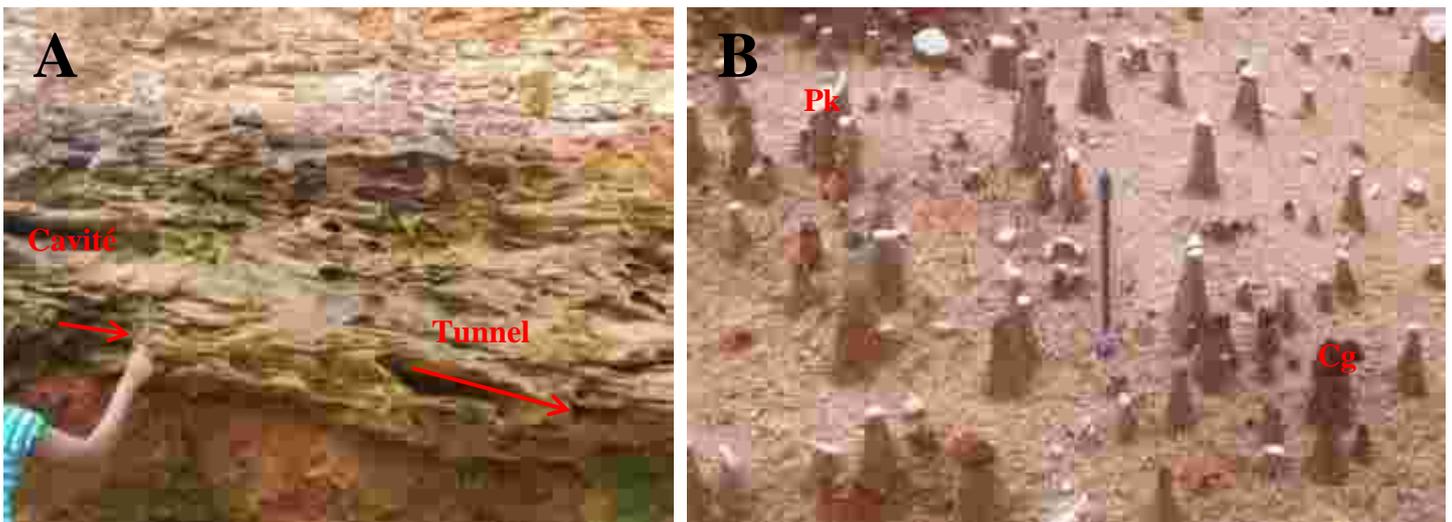


Photo 22 : Figures sédimentaires

A : Figures en cavité et en tunnel. B : Micro-cheminée de fées (Pk : plaquette de kaolins ; Cg : cailloux de grès ferrugineux)

- les figures d'écoulement se développent à la surface supérieure des sables des intervalles Bi 2 et Bi 3 de Bingerville. Dans l'intervalle Bi 2, les figures d'écoulement sont caractérisées par les linéations primaires occasionnées par un écoulement de type laminaire. Ces figures se sont conservées grâce à la grésification des sables (Photo 23 A). Les sables de l'intervalle Bi 3 montrent des marques de ruissellement dues à de petits ruisseaux (Photo 23 B) ;



Photo 23 : A : Linéations primaires sur une tablette de grès ferrugineux ; B : Marques de ruissellement

- les chenaux d'érosion se développent dans les argiles silteuses bariolées et dans les sables jaune ocre de Bingerville (Photos 24 A et B). Ce sont des chenaux nouvellement creusés par les eaux turbulentes ;



Photo 24 : Chenaux d'érosion

(A : Chenaux d'érosion développé dans les sables ; B : chenaux développé dans l'argile silteuse bariolée)

- les figures de dessiccation sont produites après une pluie. Ce sont des polygones d'environ 15 cm d'épaisseur formés à la surface des sables de l'intervalle Bi 3 de Bingerville. Ces polygones (triangle, rectangle, carré...) se sont formés par la décantation des argiles silteuses (Photo 25 A). Ces figures traduisent une exposition à l'air libre (au soleil) de la surface plane du sédiment et une période de non-dépôt avant leur formation. Les fissures laissées peuvent être comblées plus tard par un sédiment pour former des « mudcracks ». Sur certaines figures

de dessiccation se développent de micro-figures de dessiccation d'épaisseur millimétrique (Photo 25 B) ;

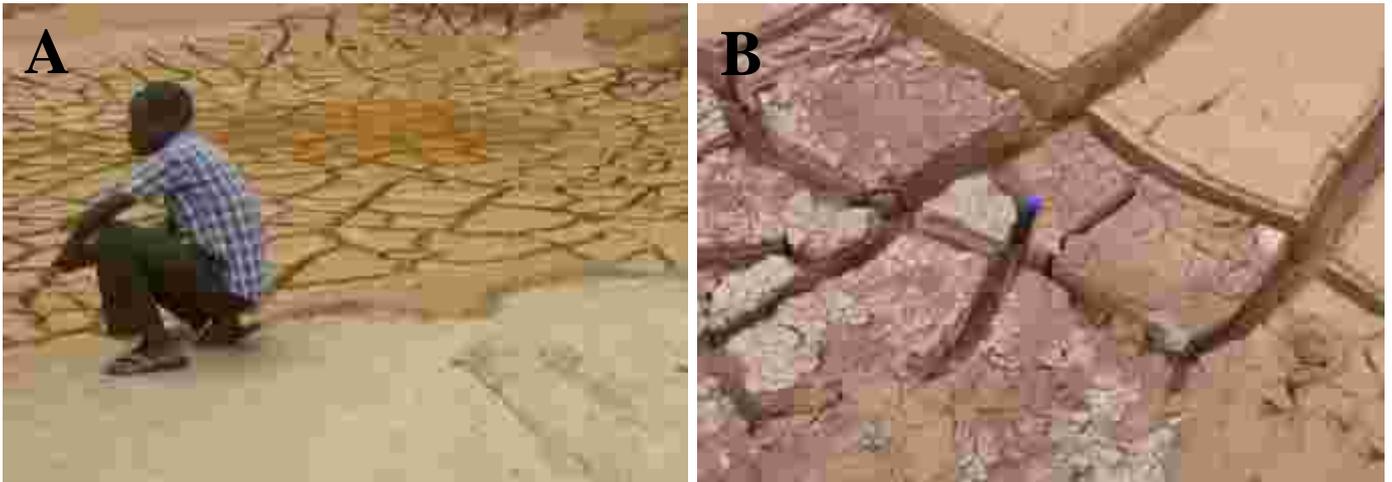


Photo 25 : Figures de dessiccation

(A : Figures de dessiccation nouvellement formées. B : Figures de dessiccation partiellement séchées au soleil avec des microfigures totalement séchées)

- les figures en butte sont des rides formées à la surface supérieure des sables de l'intervalle Bi 2 de Bingerville. Elles ont été façonnées ultérieurement par de petits ruissellements. La conservation de la forme en butte est due à la grésification du sédiment originel (Photo 26) ;

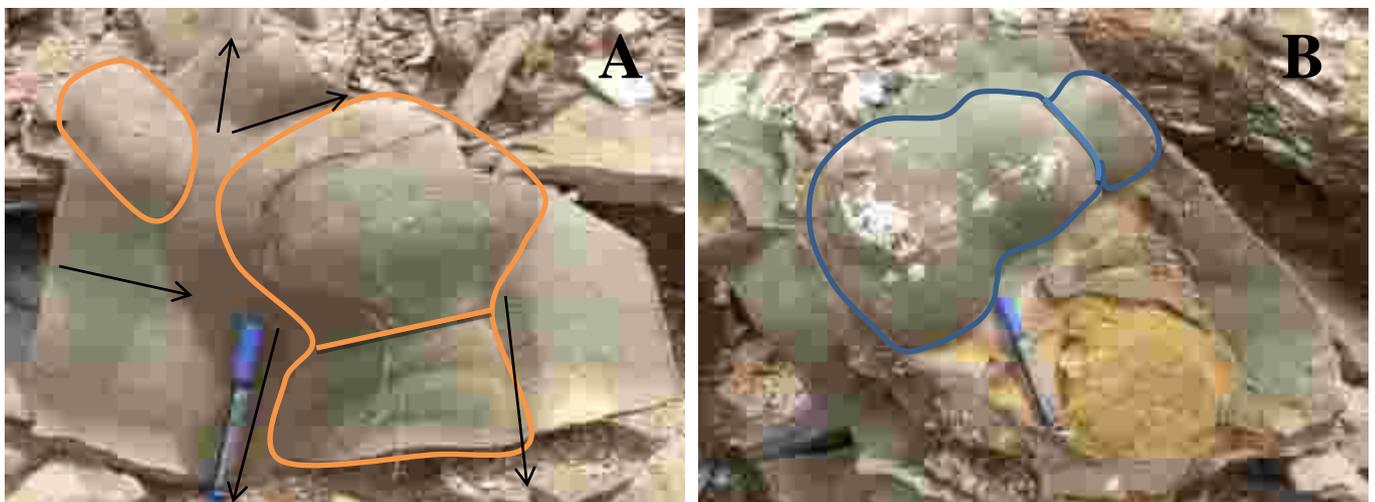


Photo 26 : Figures en butte (sens du courant) →

- les figures en diaclase sont des cassures perpendiculaires ou sub-perpendiculaires aux couches d'argiles gris clair à gris peu sombre de Bingerville, sans déplacement relatif des deux compartiments (Photo 27) ;

- les figures concentriques s'observent au pied de la pente abrupte des argiles silteuses bariolées de Bingerville. Elles se forment lorsqu'un courant d'eau dévale la pente abrupte et

créé sur le sol sableux un réseau de courant concentrique (Photo 28). Ces figures ont été conservées grâce à la grésification de ces sables formant une cuvette. Cette cuvette a été scindée en deux. Sur la photo 28, on voit une moitié de la cuvette. À l'extrémité droite de la mi-cuvette, on observe des linéations primaires.



Photo 27 : Figures en diacalse

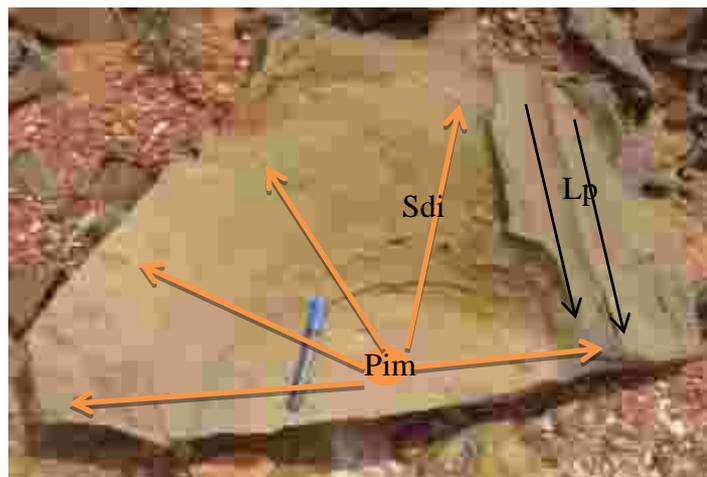


Photo 28 : Figures concentriques développées dans un sable grésifié formant une mi-cuvette (Pim : point d'impact d'eau ; Sdi : sens de dispersion des eaux après le point d'impact ; Lp : linéations primaires)

1.2.1.4. Lithostratigraphie du forage Eloka

Le forage Eloka est caractérisé par la présence des intervalles Bi 3 et Bi 4. Les échantillons du forage n'ont pas subi de traitement au laboratoire et seule une description macroscopique a été effectuée. La profondeur du forage est de 99 m.

- L'intervalle Bi 3 a une épaisseur de 91 m et se rencontre entre les cotes 99 et 8 m. Ce forage présente la plus grande épaisseur dans l'intervalle 3. Ces dépôts comblent un grand paléochenal continental correspondant à un paléo-fleuve. La couleur des sables est variable :

blanche, jaune clair, orange et brun rougeâtre. Ces sables sont quartzeux et présentent des granoclasses positifs et négatifs avec quatre types de granulométrie : sables fins à moyens, sables moyens à grossiers, sables grossiers à très grossiers et sables très grossiers à granulés.

Les sables fins à moyens, épais de 4 m, sont de couleur orange et se rencontrent dans le sous-intervalle 42-38 m.

Les sables moyens à grossiers se rencontrent dans les sous-intervalles 99-42 m, 38-33 m et 20-8 m avec une épaisseur totale de 74 m. Leur couleur varie du blanc (à la base) au brun rougeâtre au sommet.

Les sables grossiers à très grossiers sont jaune clair dans le sous-intervalle 33-32 m et brun rougeâtre entre 29-20 m et sont épais de 10 m.

Les sables très grossiers à granulés, de couleur jaune clair, sont épais de 3 m et caractérisent le sous-intervalle 32-29 m.

- L'intervalle Bi 4 se caractérise par la présence de la « Terre de barre » dépourvue de « stone line » dans le forage. La « Terre de barre » est rouge ocre et a une épaisseur de 8 m. On la rencontre dans le sous-intervalle 8-0 m. Elle est constituée de sables quartzeux argileux moyens à granules de quartz (« muddy sands »). C'est une roche mixte issue d'un écoulement de forte densité. Au sommet de la « Terre de barre », on a un sol renfermant des débris de racines des végétaux supérieurs.

Le log litho-granulométrique du forage ne tiendra pas compte des structures internes des sables. On considérera les sables comme étant des sables massifs (Figure 27).

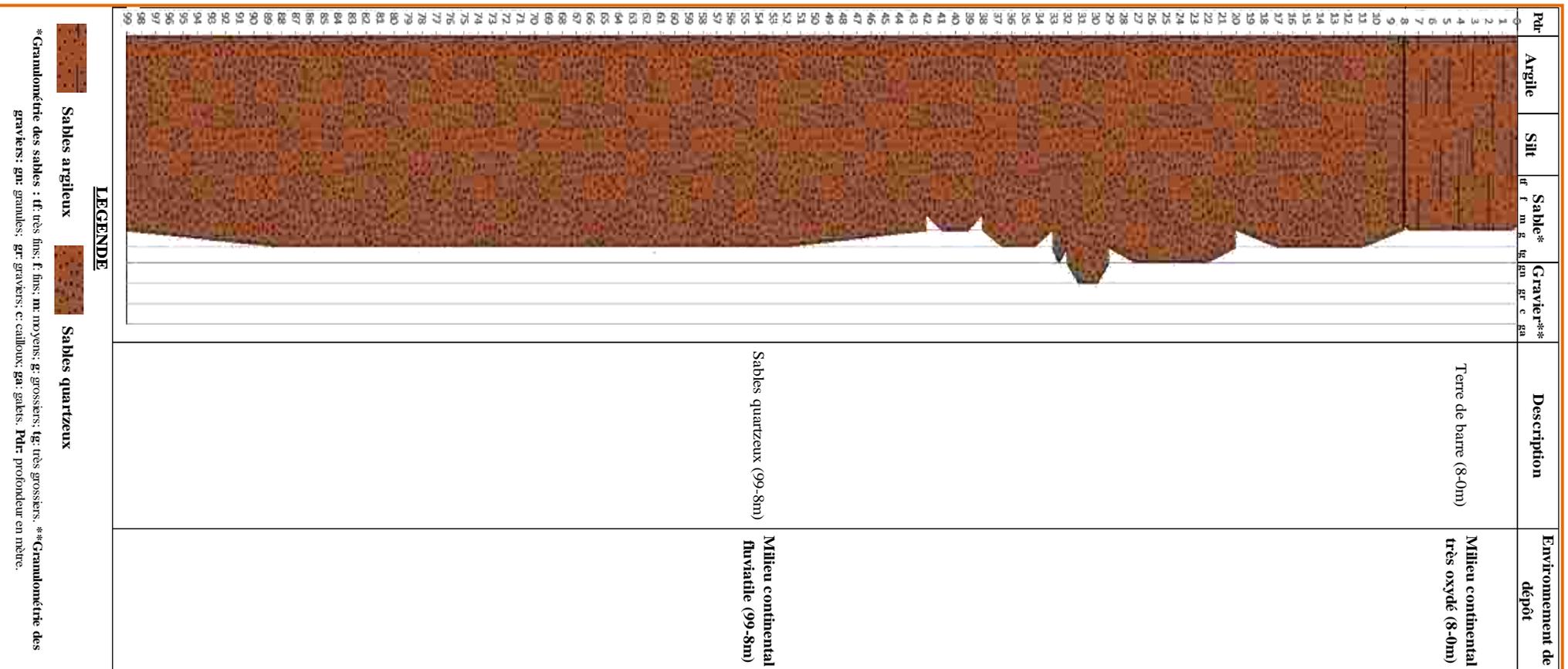


Figure 27 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Eloka

1.2.2. Lithostratigraphie des coupes de la région de Bonoua

La carrière Bonoua comprend les intervalles Bo 1 et Bo 2.

1.2.2.1. Intervalle Bo 1

Il est caractérisé par l'association de kaolins secondaires avec des sables quartzeux multicolores (rouge, jaune et blanc) à galets de kaolins. Ceci indique la présence d'un paléo-chenal de type fluviatile. Les sables sont moyens à grossiers et présentent des stratifications de type « cross-bedding » (Photo 29 A). Les grains de quartz sont émoussés luisants et subarrondis à arrondis avec une sphéricité élevée (Photo 29 B). On rencontre quelques grains très arrondis et des ronds-mats-propres. Ces sables ne contiennent pas de minéraux carbonatés. Les kaolins sont de couleur blanche et jaune ocre. Ce sont des « mudrocks » composés de silts quartzeux et de kaolinite. Ces « mudrocks » ne présentent aucune structure interne. L'intervalle Bo 1 a une épaisseur d'environ 1,5 m (Figure 28). Cet intervalle est contemporain de l'intervalle Bi 2 de Bingerville.

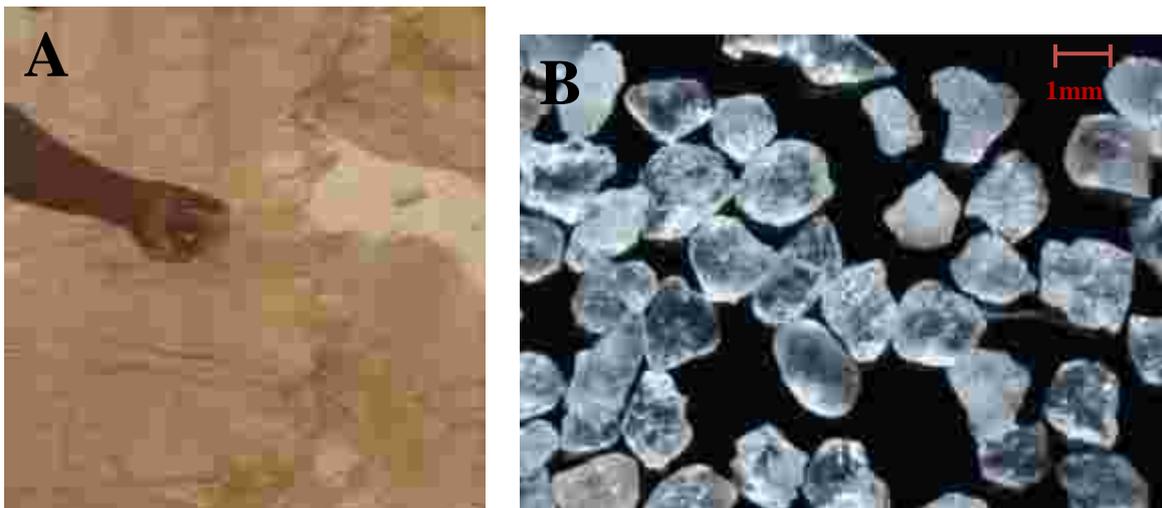


Photo 29 : A : Stratifications en cross-bedding ; B : Quartz subarrondi à arrondi et émoussé luisant à sphéricité élevée (GX4)

1.2.2.2. Intervalle Bo 2

Il est constitué par la « Terre de barre » de couleur rouge ocre composée de sables argileux à grains grossiers à très grossiers. La proportion d'argile augmente de la base au sommet. L'épaisseur de l'affleurement est d'environ 8 m (Figure 28). La partie sableuse est composée de quartz émoussés luisants de forme subanguleuse à subarrondie avec une sphéricité faible. La « Terre de barre » est marquée par deux types de « stones lines ». Le premier « stone line » est constitué de granules et cailloux de quartz dispersés dans une matrice argileuse. Le deuxième est caractérisé par des blocs de grès ferrugineux et des cailloux quartzeux dispersés

dans une matrice sablo-argileuse. Le premier « stone line » délimite les deux intervalles de Bonoua (Photo 30 A). C'est un orthopoudingue oligomictique extraformationnel. Le deuxième est une orthobrèche polymictique et intraformationnelle. Il ressort de cette description que la « Terre de barre » résulte d'un transport de type « debris flow » (conglomérats) et d'un écoulement de forte densité (sables argileux et argiles sableuses à granules de quartz). Il y a eu donc des variations brutales de l'énergie de transport. L'intervalle Bo 2 correspond à l'intervalle Bi 4. Le deuxième « stone line » provient de la désagrégation des grès ferrugineux antérieurement formés due aux variations climatiques.

La « Terre de barre » est également grésifiée par endroits donnant des « muddy sandstones » très grossiers à ciment ferrugineux (Photo 30 B). Ces « muddy sandstones » sont formés de quartz. Les « muddy sandstones » sont durs à extrêmement durs.

Les corps sableux associés aux kaolins secondaires traduisent la présence d'un paléo-chenal fluvial. Ce type de dépôt se développe dans les environnements continentaux des cours d'eaux. En se basant sur l'épaisseur des corps sableux, on remarque que ces cours d'eaux correspondent à des paléo-rivières. L'intervalle Bi 3 (carrière 1 et forage Eloké) montre par contre l'existence de grands paléo-fleuves qui ont été comblés avant le dépôt des formations de l'intervalle 4. La grésification montre que le paléoclimat du Quaternaire était un climat tropical semi-aride. Les sédiments concernés sont restés en contact permanent avec l'atmosphère.

La proportion (10 %) de pyrite dans les « mudrocks » gris clair à gris peu sombre traduit un milieu anoxique peu sulfuré. Les « mudcracks » sont d'anciennes figures de dessiccations qui ont été sédimentées. Ils expliquent des conditions d'exposition subaérienne à aérienne. Leur présence à la surface des « mudrocks » gris clair à gris peu sombre a été favorisée par la régression de l'Oligocène qui a entraîné le retrait de la mer dans cette partie du bassin.

La couleur gris clair à gris peu sombre des « mudrocks » de l'intervalle Bi 1 traduit la présence de matière organique en quantité modérée. Les couleurs bleu clair et vert clair témoignent respectivement de la présence d'anhydrite et de glauconite (ou chlorite ou verdine). L'anhydrite est une évaporite formée dans les argiles grâce à l'évaporation des eaux marines probablement au cours du passage Paléocène-Éocène. Ce passage caractérise le seul maximum thermique qui a entraîné le réchauffement climatique juste avant l'Oligocène.

Les diverses colorations des sables de l'intervalle Bi 3 et des kaolins secondaires indiquent un écoulement irrégulier d'eau dans ces roches, ce qui crée un lessivage partiel des sédiments et une distribution aléatoire des oxydes et hydroxydes de fer.

Les différentes variations de granulométrie des sables du forage Eloka montrent une variation de l'énergie de dépôts des sédiments. On remarque aussi une variation de couleur dans le forage entre le blanc et le rouge ocre. Cela traduit une concentration décroissante des oxydes et hydroxydes de fer au cours du temps.

La calcimétrie des sédiments des carrières Bingerville et Bonoua et du forage Eloka ne montre aucune trace de carbonate de calcium.

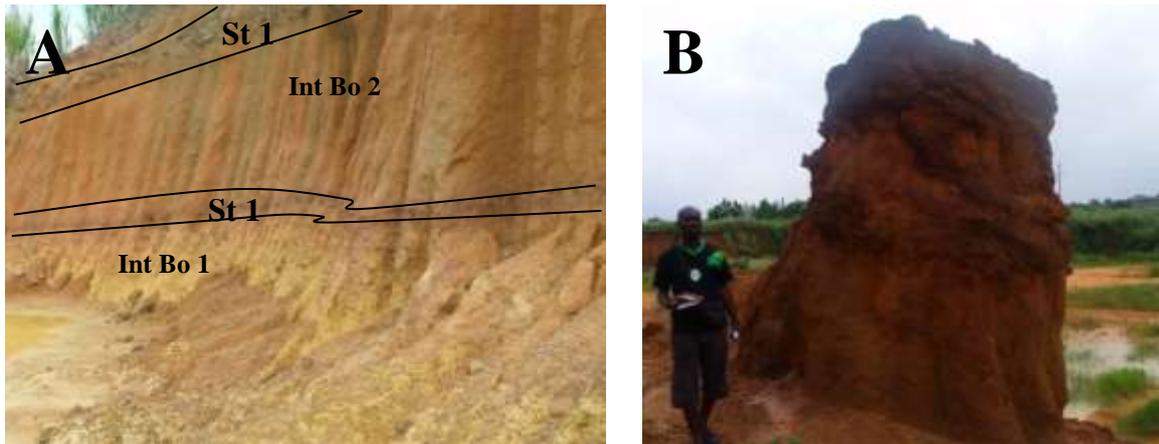


Photo 30 : Carrière Bonoua

A : Limite entre l'intervalle Bo 1 et l'intervalle Bo 2 (Int-Intervalle, St-Stone line) ; B : Grésification de la Terre de barre

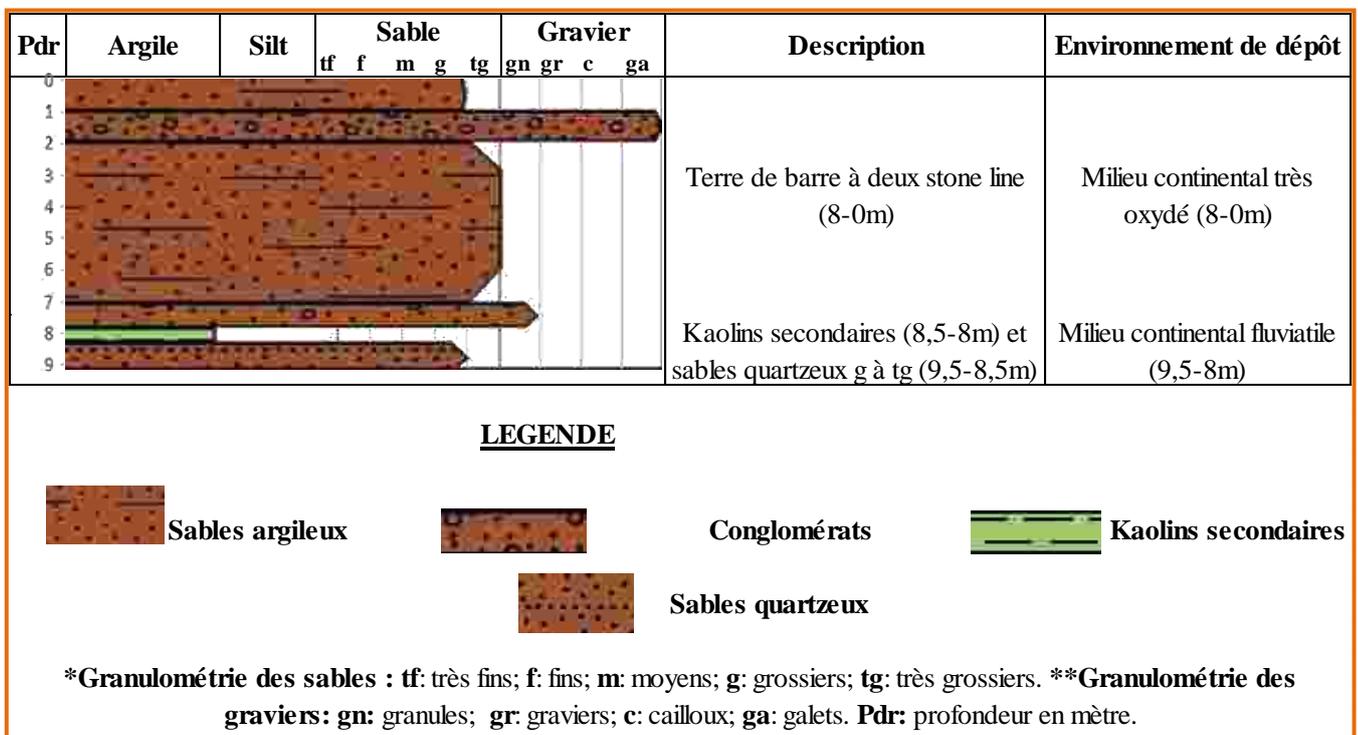


Figure 28 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale de la carrière Bonoua

1.3. Lithostratigraphie des coupes de Samo-Adiaké

1.3.1. Lithostratigraphie de la carrière Samo

On y distingue deux intervalles Sa 1 et Sa 2 (Figure 29).

1.3.1.1. Intervalle Sa 1

Il est formé de kaolins secondaires oxydés associés à un corps sableux. Les sables forment un chenal dans les kaolins. Leur couleur varie du jaune ocre au blanc souvent orangé (Photos 31 A et B). On est en présence d'un paléo-chenal qui caractérise un milieu continental fluvial. La base des kaolins est bitumineuse, donnant une coloration gris sombre à noire. Ce sont des argiles contaminées par le pétrole lors de leur migration en surface. Ce pétrole a été biodégradé pour donner le bitume. L'épaisseur des kaolins bitumineux est d'environ 2,5 m. Les kaolins sont composés en majorité de kaolinite et de quartz. L'épaisseur de l'intervalle Sa 1 est de 6 m. Ces kaolins sont gorgés d'eau à la base, ce qui rend leurs parois très glissantes. Ils présentent en surface des « mudcracks » ferrugineux extrêmement durs qui épousent le paléorelief. Les sables sont massifs et constitués de grains de quartz fins à moyens de couleur blanche à brune. Les grains de quartz sont émoussés luisants et de forme subarrondie à arrondie avec une sphéricité élevée. On ne rencontre pas de minéraux carbonatés dans les sédiments de l'intervalle Sa 1. L'intervalle Sa 1 serait contemporain de l'intervalle Bi 2, ce que confirmera l'étude biostratigraphique par la suite.

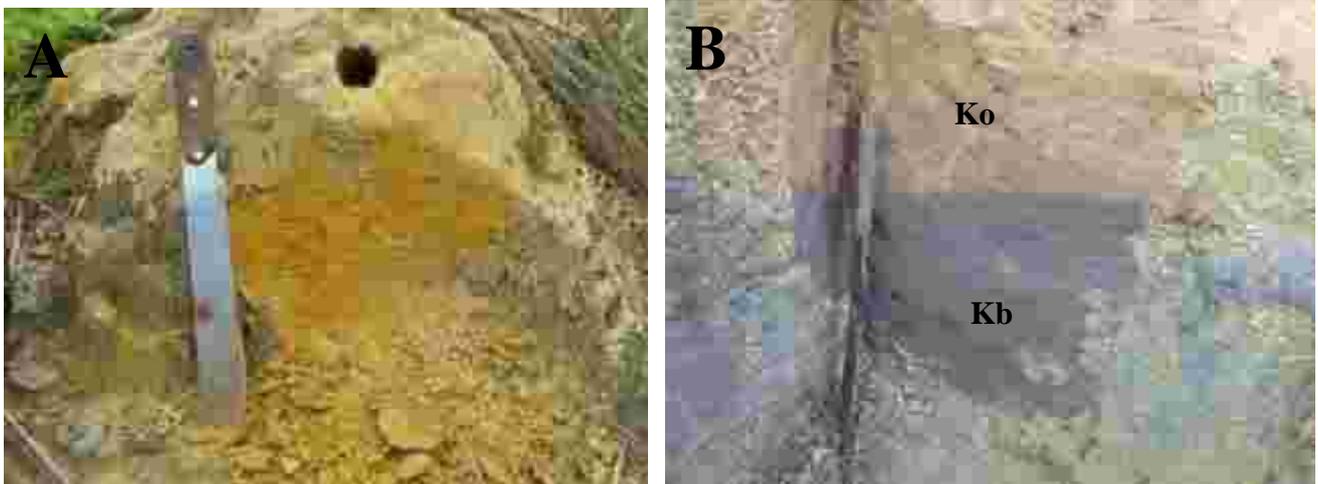


Photo 31 : Kaolins secondaires

A : Kaolins secondaires jaune ocre ; B : Kaolins à base bitumineuse (Ko-Kaolin orangé ; Kb-Kaolin bitumineux)

1.3.1.2. Intervalle Sa 2

Cet intervalle correspond à la « Terre de barre » avec une épaisseur d'environ 2 m. Elle est composée de microconglomérats à matrice sablo-argileuse de couleur brune à brun rougeâtre. Les microconglomérats évoluent latéralement vers des sables argileux. Le transport est de type « debris flow » pour les microconglomérats alors que les sables argileux ont été déposés par un écoulement en masse. Cela provient de l'augmentation du fluide dans le sédiment lors du transport. Les microconglomérats sont constitués de granules de quartz arrondis et correspondent à des orthopoudingues oligomictiques extraformationnels. Les sables sont riches en quartz avec des concentrations d'oxydes et d'hydroxydes de fer. Les grains de quartz sont subanguleux à subarrondis, émoussés luisants et à sphéricité faible.

On trouve dans la « Terre de barre » des blocs de grès grossiers à très grossiers et des « muddy sandstones » à ciment ferrugineux (Photos 32 A et B). Les grès et les « muddy sandstones » sont extrêmement durs. Leur formation est due à la ferruginisation des sables argileux et des microconglomérats. Les minéraux sont constitués principalement de quartz. La « Terre de barre » repose soit sur les kaolins par l'intermédiaire des « mudcracks » de l'intervalle Sa 1 (Photo 33 A), soit directement sur les sables de l'intervalle Sa 1 (Photo 33 B). L'étude calcimétrique des échantillons de la carrière Samo s'est avérée négative, les roches ne renfermant pas de carbonate de calcium.

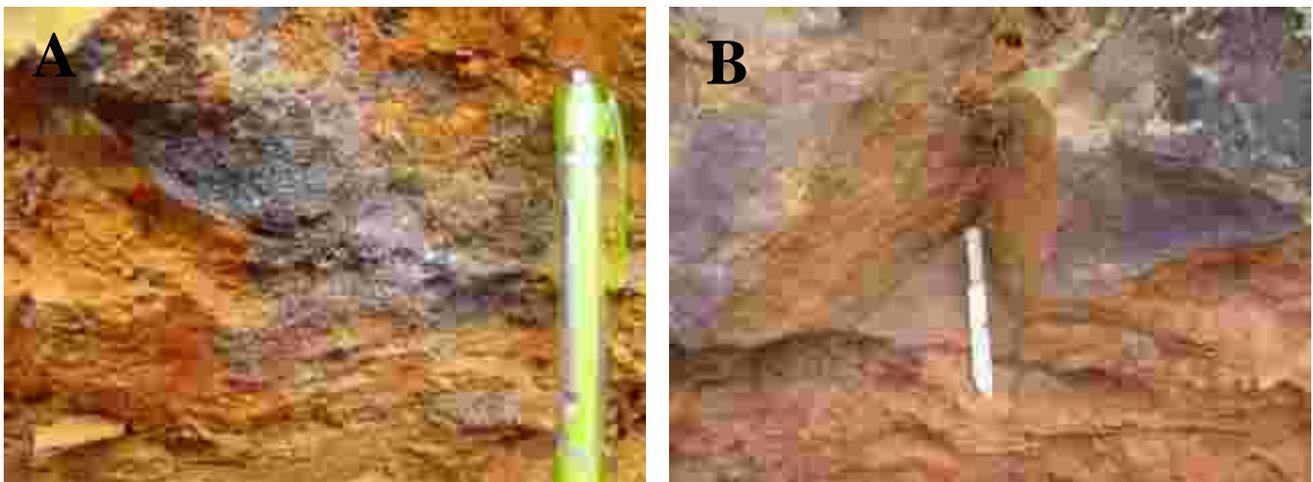


Photo 32 : Grès ferrugineux

A : Grès très grossiers à granulés à ciment ferrugineux ; B : Muddy sandstone ferrugineux

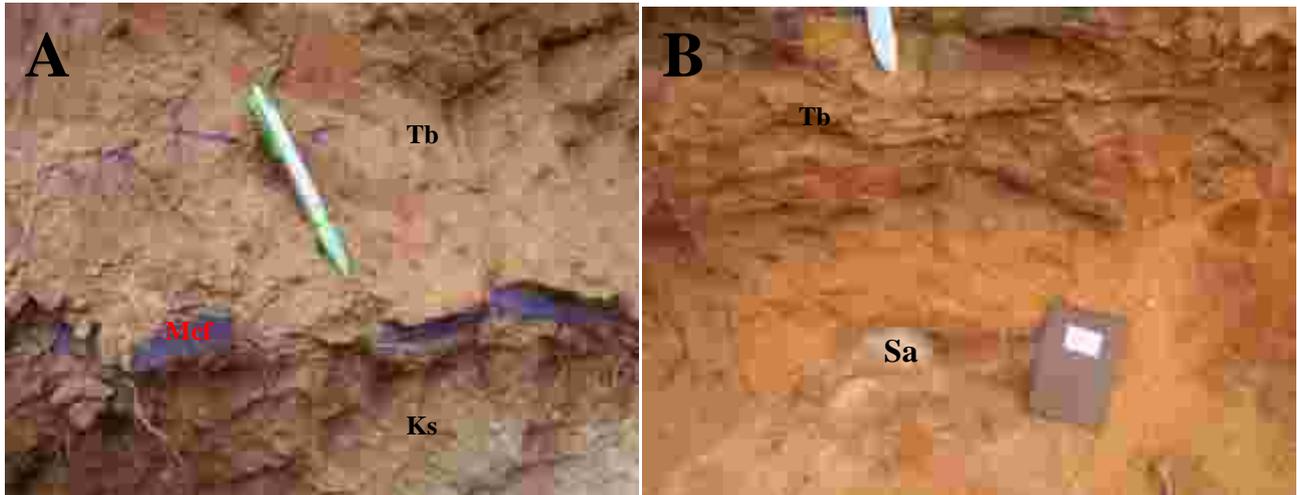


Photo 33 : Terre de barre

A : Terre de barre séparée des kaolins secondaires par un mudcrack (Ks-Kaolin secondaire ; Tb-Terre de barre) ; B : Terre de barre reposant sur les sables (Sa- sable)

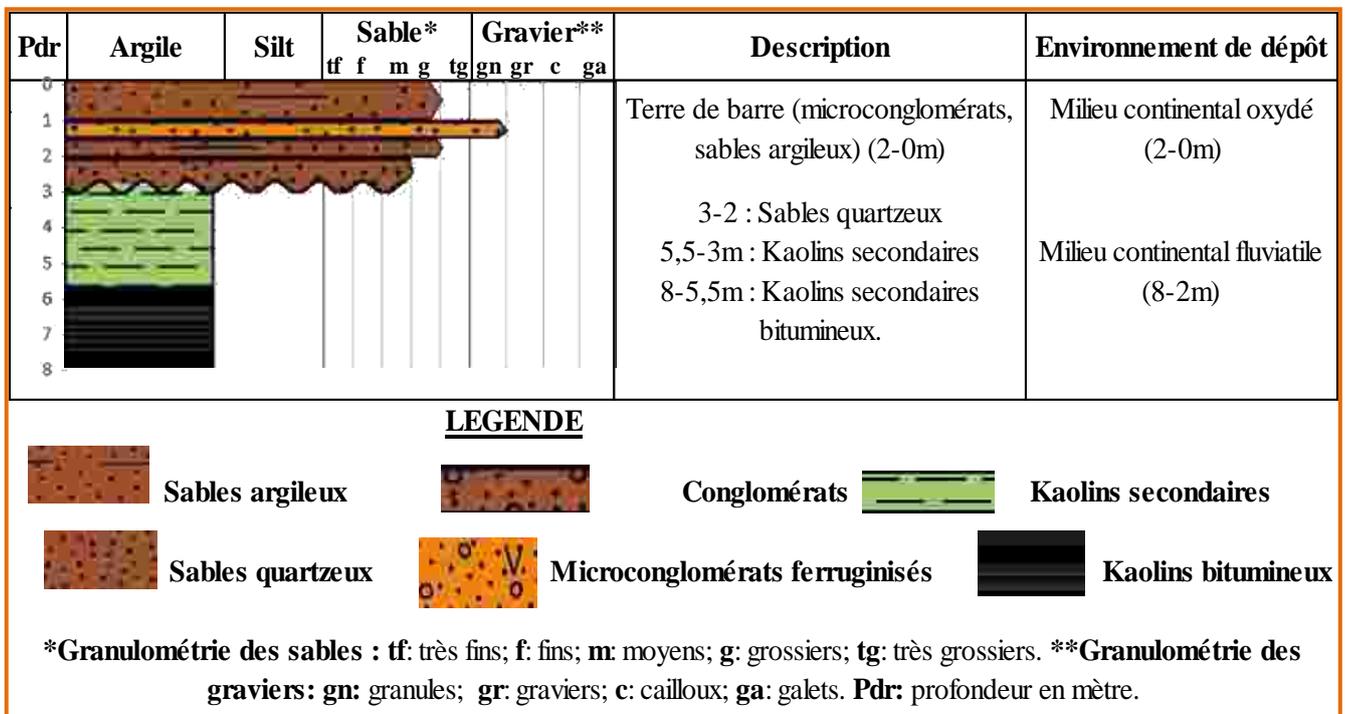


Figure 29 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale de la carrière Samo

1.3.2. Lithostratigraphie des sédiments de la région d'Adiaké

La lithostratigraphie de la région d'Adiaké a été établie par l'étude de six forages : Adia 1, Adia 2, Adia 3, Adia 4, Adia 5 et Adia 6.

1.3.2.1. Lithostratigraphie du forage Adia 1

Le forage Adia 1 a une profondeur de 58 m. La lithostratigraphie de ce forage est constituée de quatre intervalles : intervalle A1.1, intervalle A1.2, intervalle A1.3 et intervalle A1.4 (Figure 30).

- L'intervalle A1.1 (58-24 m) comprend des sables à banc d'argile kaolinique. Ces sables contiennent du bitume qui forme des grès bitumineux. Ce sont des sables d'origine fluviatile. On distingue trois sous-intervalles.

- Sous-intervalle 58-42 m

Les sédiments sont typiquement composés de sables quartzeux tachetés de bitume. Ces taches proviendraient d'une contamination lors de la remontée dans le tubage des sédiments bitumineux des niveaux supérieurs. La couleur des sables varie du jaune ocre au brun clair entre les cotes 58 et 49 m et du jaune brun modéré au jaune brun clair entre les cotes 48 et 43 m. La taille des grains diminue dans le sens de la sédimentation. Les sables sont grossiers à très grossiers avec des granules de quartz aux cotes 58-57 m et 53-52 m, moyens à grossiers entre les cotes 57-53 m, fins à moyens aux cotes 52-48 m et fins entre 48 et 43 m.

- Sous-intervalle 42-39 m

On trouve des grès souples à ciment bitumineux. Ce sont principalement des grès grossiers à très grossiers avec des granules de quartz.

- Sous-intervalle 39-38 m

Les kaolins secondaires friables gris orange violacé (mudrock) sans litage caractérisent ce niveau. Le bitume n'imprègne pas totalement la roche. Ces kaolins ont pu jouer le rôle de roche couverture empêchant la migration des hydrocarbures vers les niveaux supérieures.

- Sous-intervalle 38-34 m

Il est caractérisé par des grès à ciment bitumineux brun noir avec des grains de quartz brun clair. Le bitume rend les grès très souples à souples. La granulométrie passe de grossière à très grossière avec des granules de quartz à 38 m pour devenir moyenne à grossière à 35 m. La minéralogie n'a pas pu être déterminée à cause du bitume qui rend les grains mal identifiables à l'exception du quartz.

- Sous-intervalle 34-24 m

Ce sont des sables quartzeux très fins à fins et silto-argileux. Leur couleur varie du gris orange violacé au jaune brun modéré (jaune clair) dans le sens du forage. La partie argileuse est principalement composée de kaolinite. On rencontre des sables grossiers à très grossiers avec des granules de quartz dans le sous-intervalle 31-30 m. Ils sont de couleur jaune brun modéré.

- L'intervalle A1.2 (24-23 m) se caractérise par des shales sub-fissiles de couleur gris olive clair. Ces shales indiquent un milieu suboxydé à anoxique. L'environnement de dépôt est de type lac, lagune ou delta.

- L'intervalle A1.3 (23-9 m) est marqué à la base par des kaolins secondaires et des sables quartzeux grossiers à très grossiers dont la couleur varie du gris orange au gris jaune vers le bas. Les kaolins secondaires sont friables et de couleur rose (mudrock) sans litage. La partie silteuse est constituée essentiellement de quartz et la partie argileuse de kaolinite. Le milieu de dépôt est continental fluvial.

- L'intervalle A1.4 (9-0 m) est composé d'argiles sableuses (« sandy muds ») brunes à rouge ocre. La fraction sableuse présente des grains de taille moyenne. Le sable est constitué surtout de grains de quartz. Il s'agit de la « Terre de barre » déposée dans un milieu continental très oxydé lors d'un écoulement en masse.

Le forage Adia 1 est caractérisé par un paléoenvironnement de type continental à intercalation de milieu de transition. Les grains de quartz sont tous émoussés luisants avec une sphéricité élevée. Ils sont subarrondis à arrondis sauf dans l'intervalle A1.4 où ils sont subanguleux à subarrondis. On ne retrouve pas de carbonates dans le forage Adia 1.

1.3.2.2. Lithostratigraphie du forage Adia 2

Le forage Adia 2 comprend deux intervalles A2.1 et A2.2 sur une profondeur de 57 m (Figure 31).

- L'intervalle A2.1 (57-14 m) renferme des sables quartzeux comportant deux bancs de kaolins secondaires bariolés épais d'au plus un mètre chacun. L'alternance de sables quartzeux et de kaolins secondaires bariolés suggère l'existence de paléo-chenaux fluviaux.

- Sables quartzeux

Ils sont fortement présents dans le forage où ils constituent la majeure partie des formations avec une puissance de 43 m. En fonction de la granulométrie, on distingue les sables fins à moyens, moyens à grossiers et grossiers à très grossiers.

Les sables fins à moyens ne caractérisent qu'une couche épaisse d'un mètre. Ils se situent dans le sous-intervalle 55-54 m. Leur couleur est orange très pâle.

Les sables moyens à grossiers représentent 95,34 % des sables du forage. Ils se rencontrent dans tous les sous-intervalles sauf aux cotes 55 m et 17 m. Leur épaisseur est d'environ 41 m. En fonction de la concentration en minéraux de fer, on distingue quatre colorations : orange très pâle, orange grisâtre, brun clair et orange jaunâtre pâle. La couleur brun clair se rencontre vers la surface entre les cotes 16 et 14 m. Les autres couleurs se distribuent dans tout le forage. Dans ces sables, on signale la présence de granules de quartz entre 52 à 49 m, 20 à 18 m et 16 à 15 m.

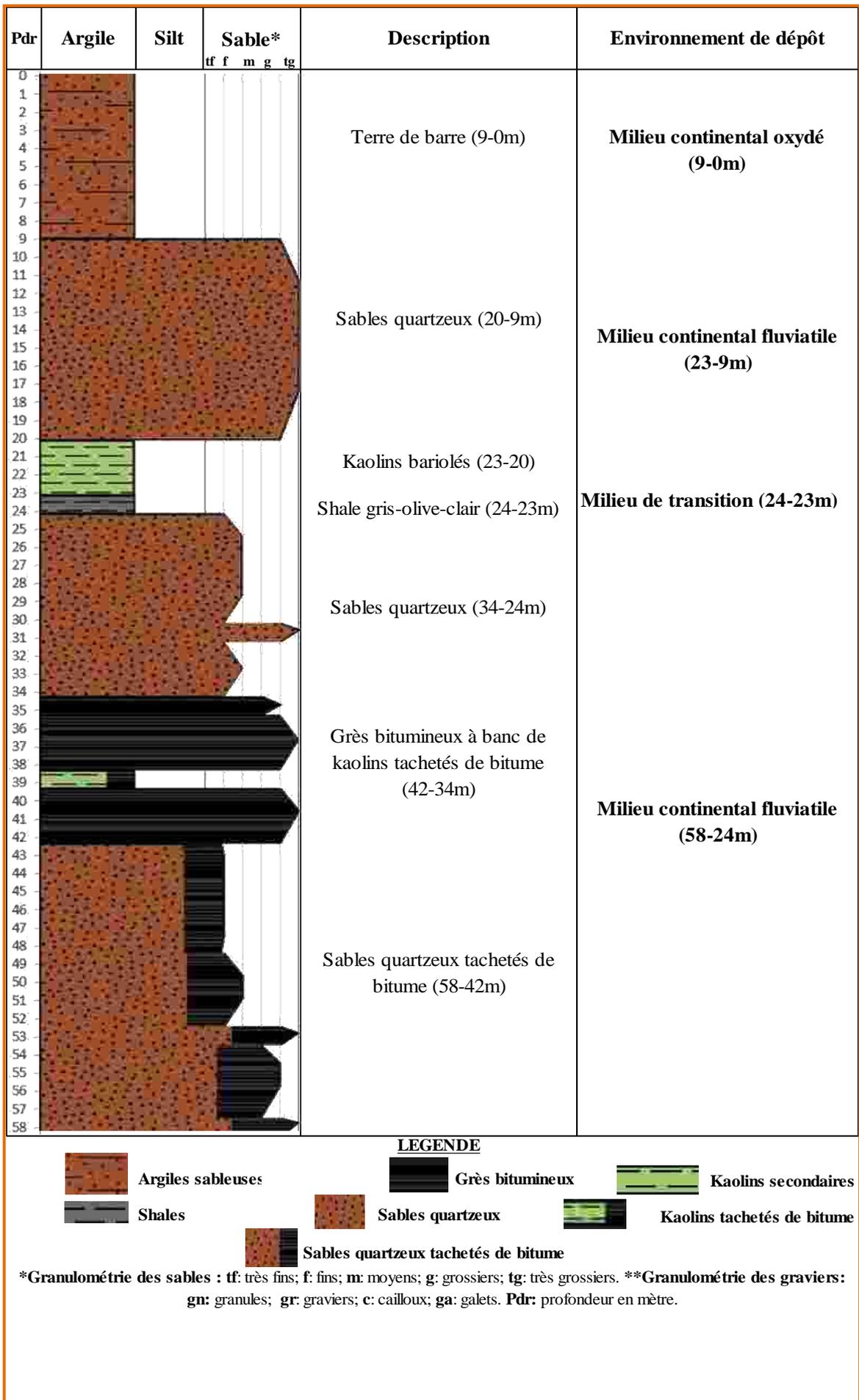


Figure 30 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Adia 1

Les sables grossiers à très grossiers se trouvent entre 17 et 16 m. Leur couleur varie de l'orange très pâle à l'orange grisâtre. Ils contiennent des granules de quartz. Leur épaisseur est d'environ 1 m.

- Kaolins secondaires bariolés

Ce sont des « mudrocks » composés de kaolinites et de silts quartzeux intercalés dans les sables sous forme de bancs d'un mètre chacun. Ils sont présents entre les sous-intervalles 47-46 m et 36-35 m.

- L'intervalle A2.2 (14-0 m) montre des sables silto-argileux (« muddy sands ») formant le toit du forage Adia 2. Ces sédiments constituent la « Terre de barre » et traduisent un milieu continental oxydé. La partie sableuse renferme des grains de quartz moyens à grossiers et des granules de quartz. La partie silteuse est quartzeuse et la partie argileuse est formée de kaolinite. La couleur varie du brun clair au brun modéré. Dans l'intervalle, on remarque la présence d'un banc de grès ferrugineux entre les cotes 9 et 8 m. Ce sont des grès moyens à texture macro-granulaire. On y trouve aussi des micro-nodules de siltstones ferrugineux. Leur classe granulométrique est de type aréno-lutite.

Les grains de quartz du forage Adia 2 sont tous émoussés luisants avec une sphéricité élevée. Ils sont arrondis à très arrondis sauf dans l'intervalle A2.2 où ils sont subarrondis à arrondis. Les carbonates sont absents du forage.

1.3.2.3. Lithostratigraphie du forage Adia 3

Les sédiments recoupés par le forage Adia 3 sont épais de 99 m avec une succession de quatre faciès lithologiques : sables silto-argileux, argilites silteuses, grès bitumineux et sables. Ces faciès se répartissent dans six intervalles : A3.1, A3.2, A3.3, A3.4, A3.5 et A3.6 (Figure 32).

- L'intervalle A3.1 (99-94 m) est constitué de kaolins secondaires bariolés, de microconglomérats et de sables quartzeux. Cet intervalle caractérise un milieu fluviatile. On distingue trois sous-intervalles :

- Sous-intervalle 99-98 m

Il est constitué seulement de kaolins secondaires. Ce sont des roches friables sans structure interne, constituées de kaolinite et de silts quartzeux.

- Sous-intervalle 98-95 m

Il est constitué de microconglomérats friables correspondant à des orthopoudingues oligomictiques et extraformationnels renfermant des granules de quartz. Leur couleur est orange très pâle.

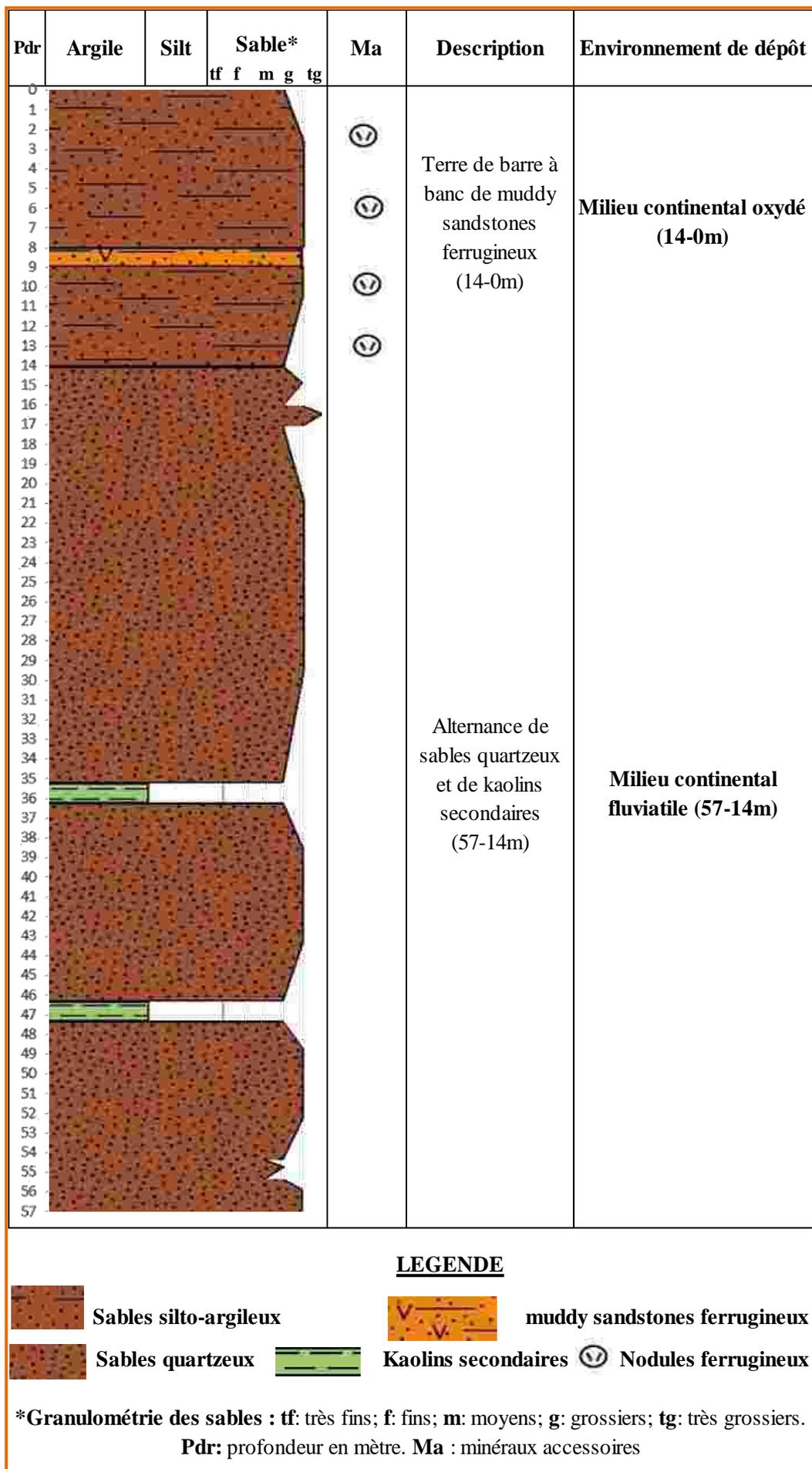


Figure 31 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Adia 2

- Sous-intervalle 95-94 m

Il est formé de sables quartzeux moyens à grossiers renfermant le plus souvent des granules de quartz. Leur couleur est orange grisâtre.

- L'intervalle A3.2 (94-90 m) présente des shales sub-fissiles peu friables avec une intercalation de sables quartzeux fins à moyens. La couleur varie du gris moyen au gris sombre. Les shales sont présents dans les sous-intervalles 94-93 m et 92-90 m. Les sables quartzeux renferment le plus souvent des granules de quartz particulièrement dans le sous-intervalle 93-92 m. Leur coloration varie de l'orange très pâle à l'orange grisâtre. L'environnement de dépôt est transitionnel.

- L'intervalle A3.3 (90-73 m) comprend une alternance de kaolins secondaires et de sables quartzeux au sommet de laquelle on trouve des microconglomérats. Les kaolins sont roses et friables et composés de silts quartzeux et de kaolinites formant des bancs dans les sous-intervalles 90-89 m et 84-83 m. L'environnement de dépôt est fluviatile.

Les sables quartzeux sont présents entre les cotes 89 à 84 m et 83 à 74 m et renferment le plus souvent des granules de quartz. En fonction de leur granulométrie, on distingue les sables fins à moyens et les sables moyens à grossiers. Les sables quartzeux fins à moyens sont présents dans le sous-intervalle 80-74 m. Ils sont de couleur orange très pâle à orange grisâtre. Ceux qui sont moyens à grossiers se retrouvent entre les cotes 89 et 84 m et les cotes 82 et 80 m où la couleur varie de l'orange très pâle à l'orange grisâtre. Elle est gris rosé entre 85 et 84 m.

Les microconglomérats sont des orthopoudingues oligomictiques et extraformationnels. Ils sont friables de couleur orange très pâle et se rencontrent dans le sous-intervalle 74-73 m.

- L'intervalle A3.4 (73-47 m) se subdivise en trois sous-intervalles 73-70 m, 70-52 m et 52-47 m. L'intervalle caractérise un milieu transitionnel où peut s'intercaler un milieu fluviatile.

- Sous-intervalle 73-70 m

On y trouve des shales sub-fissiles peu friables gris à gris sombre à la base entre 73 et 72 m. Au-dessus, les sables silto-argileux se sédimentent. Ces sédiments mixtes se localisent entre les cotes 72 et 71 m. Ce sous-intervalle se termine avec le dépôt de silts argilo-sableux entre 71 et 70 m. Les sables silto-argileux et les silts argilo-sableux sont formés surtout de grains de quartz. Sur ces grains on observe une couche d'argile peu épaisse. La couleur des deux sédiments mixtes est gris moyennement sombre. Ces sédiments sont issus d'un écoulement de faible à forte densité.

- Sous-intervalle 70-52 m

Il est caractérisé par des sédiments bitumineux. Il débute par des microconglomérats bitumineux noirs à noir brunâtre. Ces microconglomérats sont souples et fortement imprégnés

de bitume. Ils se rencontrent entre 70 à 69 m de profondeur. Au-dessus, on trouve des grès souples noirs à noir brunâtre avec un ciment bitumineux. Ces grès ont une granulométrie moyenne à grossière et se situent entre les profondeurs 69-68 m, 65-58 m et 57-54 m. Le bitume empêche de bien caractériser les minéraux autres que les grains de quartz. On rencontre des sables quartzeux silto-argileux à grains fins à moyens entre les cotes 68 et 67 m surmontant le niveau bitumineux compris entre les profondeurs 69 et 68 m. Ces sédiments mixtes sont de couleur gris olive et ne contiennent que des traces de bitume.

Les shales forment le toit des sédiments du sous-intervalle. On les trouve aussi entre les grès bitumineux moyens à grossiers et les sables silto-argileux fins à moyens. Les shales sont sub-fissiles et tachetés de bitumes à cause d'une injection d'hydrocarbure. Ils se situent entre les cotes 67-65 m, 58-57 m et 54-52 m. Ces shales n'ont pas atteint leur seuil de saturation et ont servi de roches couvertures qui empêchent la migration des hydrocarbures. Par contre, les niveaux situés de part et d'autre des shales tachetés de bitume contiennent du bitume, ce qui suppose une contamination diffuse par le bitume. La couleur des shales varie du gris moyen au gris moyennement sombre en passant par le gris olive.

- Sous-intervalle 52-47 m

Il est formé de shales sub-fissiles de couleur gris moyen à gris sombre avec une intercalation de sables quartzeux silto-argileux fins à moyens. Ces sédiments mixtes se situent entre 49 et 48 m de profondeur. Leur couleur varie du gris jaunâtre au gris olive clair. Les shales qui les surmontent contiennent une proportion de 2,5 % de pyrite alors que ceux des niveaux inférieurs n'en contiennent pas.

- L'intervalle A3.5 (47-9 m) comprend trois épais niveaux de sables quartzeux avec des intercalations de deux bancs de kaolins secondaires jaune ocre à bariolés épais chacun d'un mètre. Ceci suggère l'existence d'un paléo-chenal fluvial.

Le premier niveau, constitué de sables quartzeux, se situe dans le sous-intervalle 47-36 m. Les sables sont moyens à grossiers de couleur orange très pâle à orange grisâtre vers le sommet.

Le deuxième niveau se situe entre les profondeurs 35 et 21 m. Il montre à la base des sables quartzeux fins à moyens principalement entre les cotes 35 et 33 m. Entre 33-21 m, les sables sont moyens à grossiers dont la couleur varie de l'orange grisâtre au jaune ocre vers le sommet.

Le troisième niveau comprend également des sables quartzeux moyens à grossiers de couleur jaune ocre à orange très pâle. On les retrouve dans le sous-intervalle 20-9 m.

Le premier et le deuxième banc des kaolins secondaires se situent respectivement entre 36-35 m et 21-20 m. Leur couleur est jaune ocre à bariolée et sont constitués de silts quartzeux et de kaolinites. Ce sont des roches très friables sans structure interne.

- L'intervalle A3.6 (9-0 m) présente des sables silto-argileux formant le toit du forage Adia 3. Ces sédiments mixtes constituent la « Terre de barre » et l'environnement de dépôt est de type continental oxydé. Ils se rencontrent dans les neuf premiers mètres de profondeur. La partie sableuse présente des grains de quartz grossiers à très grossiers. Ces sédiments sont de couleur brun modéré et jaune ocre. Les sables silto-argileux ont été ferruginisés en donnant des concrétions ferrugineuses entre 4 et 2 m de profondeur.

Le forage Adia 3 est caractérisé par une alternance de milieu continental et de milieu transitionnel. Les grains de quartz sont tous émoussés luisants. Ceux présents entre les cotes 99-47 m et 9-0 m sont subarrondis à arrondis avec une sphéricité faible. Les grains de quartz compris entre les cotes 47 et 9 m sont arrondis à très arrondis avec une sphéricité élevée. Il n'y a pas de carbonate dans ce forage comme le montre l'absence d'effervescence à HCl des échantillons.

1.3.2.4. Lithostratigraphie du forage Adia 4

Le forage Adia 4 a une profondeur de 95 m et comprend trois intervalles A4.1, A4.2 et A4.3 (Figure 33).

- L'intervalle A4.1 (95-91 m) comprend des sables quartzeux montrant à leur base des kaolins secondaires bariolés entre 95 et 94 m de profondeur. Ces sables présentent deux granulométries : les sables moyens à grossiers aux cotes 94-93 m et les sables fins à moyens entre les cotes 93-91 m. La couleur des sables varie de l'orange très pâle à l'orange jaunâtre pâle. Les kaolins secondaires sont constitués de silts quartzeux et de kaolinites. Cet intervalle montre l'existence d'un paléo-chenal fluvial.

- L'intervalle A4.2 (91-90 m) est constitué d'une couche de shales sub-fissiles d'environ un mètre d'épaisseur. Ces shales sont gris moyennement sombre et traduisent un milieu transitionnel.

- L'intervalle A4.3 (90-0 m) présente neuf alternances de sables quartzeux et de kaolins secondaires. Ces alternances suggèrent la présence de paléo-chenaux correspondant à des paléo-rivières et paléo-fleuves comblés aujourd'hui par des sédiments.

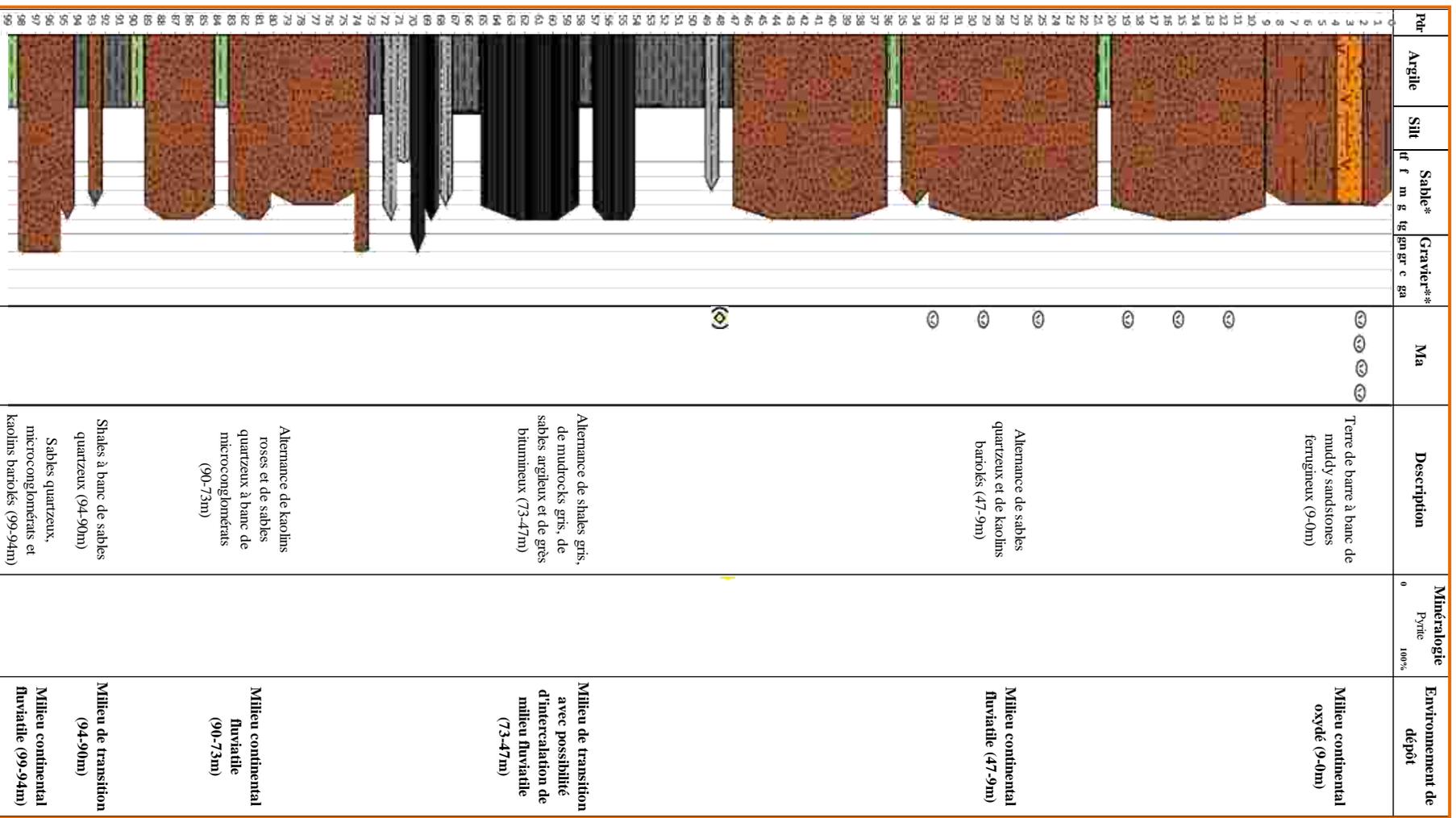


Figure 32 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Adia 3

- Sables quartzeux

Ils se retrouvent dans les sous-intervalles 90-87 m, 86-84 m, 83-72 m, 71-66 m, 65-37 m, 36-35 m, 34-27 m, 26-22 m, 21-18 m et 17-15 m ; soit une épaisseur totale de 66 m. Les sables sont plus souvent de couleur orange très pâle à orange jaunâtre pâle. Seuls les sables du sous-intervalle 17-15 m sont de couleur brun jaunâtre modéré. Selon la granulométrie, on distingue les sables quartzeux fins à moyens, moyens à grossiers et grossiers à très grossiers.

Les sables quartzeux fins à moyens sont connus dans les sous-intervalles 79-76 m, 74-72 m, 71-66 m, 65-37 m, 36-35 m, 34-27 m et 21-18 m. Ces sables forment une épaisseur d'environ 49 m. Ils sont grésifiés dans le sous-intervalle 21-18 m donnant des grès à ciment ferrugineux dont la couleur est brun modéré. Quant aux sables moyens à grossiers, ils se rencontrent aux sous-intervalles 86-84 m, 83-79 m, 76-74 m, 26-22 m et 17-15 m avec une épaisseur globale d'environ 14 m. Ceux qui sont grossiers à très grossiers débutent la sédimentation de l'intervalle A4.3. Ils sont épais d'environ 3 m et se retrouvent dans le sous-intervalle 90-87 m.

- Kaolins secondaires

Ils sont très friables et leur couleur évolue du blanc au bariolé dans le sens de la sédimentation. Ils se répartissent dans neuf couches d'environ 1 m d'épaisseur chacune alternant avec les sables. Ces couches se localisent aux cotes 87 m, 84 m, 72 m, 66 m, 37 m, 35 m, 27 m, 22 m et 18 m. On rencontre également un niveau d'environ 15 m dans le sous-intervalle 15-0 m. Ce dernier présente des « mudcracks » entre les cotes 9 et 8 m et contient du bitume entre les profondeurs 8 et 6 m. Ces « mudrocks » à bitume ne sont pas des roches mères car le bitume est allochtone. Mais, ils ont pu jouer le rôle de roches couvertures empêchant la remontée du bitume en surface. En surface (4 à 0 m), ils forment des kaolins ferrallitiques résultant de l'encroûtement des kaolins secondaires sous-jacents à cause de la précipitation d'oxydes et hydroxydes de fer et d'aluminium.

Le paléoenvironnement du forage Adia 4 est de type continental fluvial à passage de paléoenvironnement transitionnel. Les roches caractéristiques du forage Adia 4 ne contiennent pas de carbonates car leur calcimétrie est négative. Les grains de quartz du forage Adia 4 sont émoussés luisants à sphéricité élevée et arrondis à très arrondis avec des grains subarrondis.

1.3.2.5. Lithostratigraphie du forage Adia 5

La description lithologique du forage Adia 5, profond de 70 m, porte sur quatre faciès : sables, grès, glauconie et carbonates (ASSALÉ *et al.*, 2013). On y distingue les intervalles A5.1, A5.2 et A5.3.

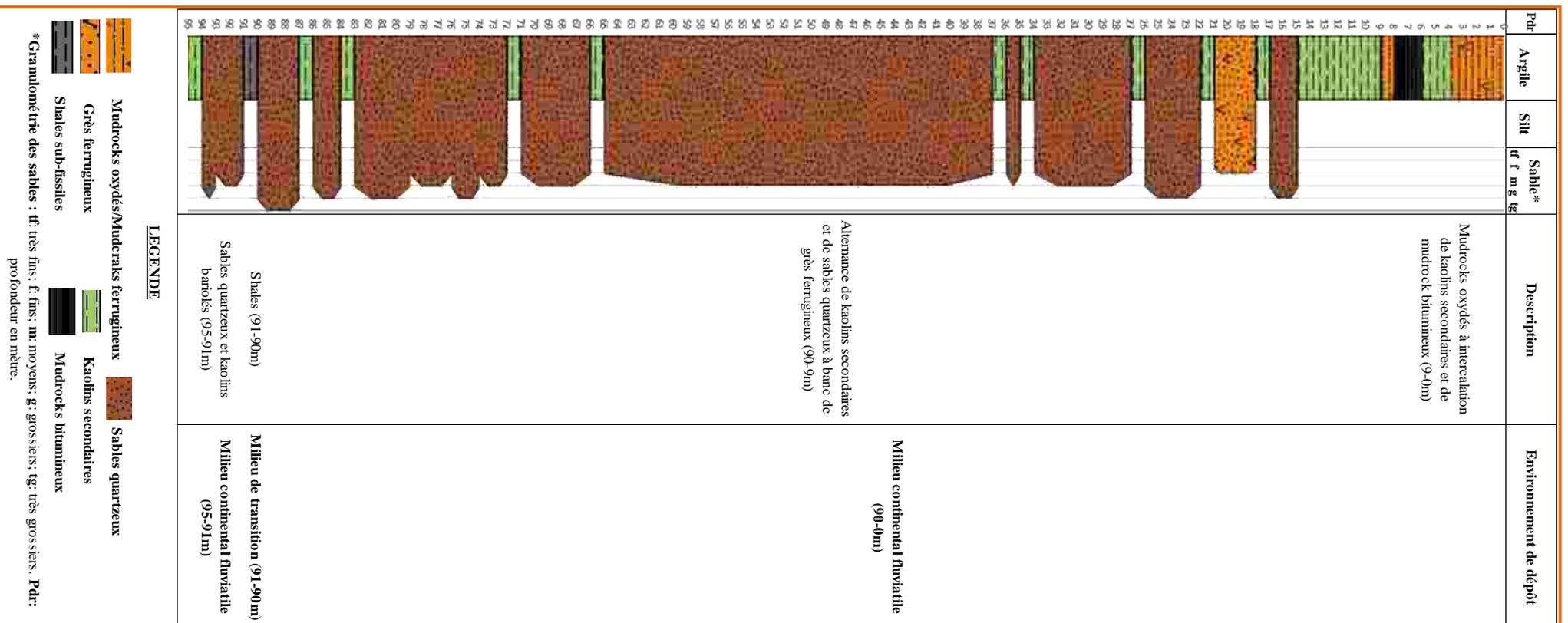


Figure 33 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Adia 4

- L'intervalle A5.1 (70-61 m) est formé de sables quartzeux et de grès bitumineux. Les sables quartzeux sont connus dans le sous-intervalle 70-62 m. Ils sont moyens à grossiers de couleur gris jaunâtre (70-64 m) à orange jaunâtre sombre (64-62 m). Les minéraux comprennent des traces de glauconite et de muscovite dont le pourcentage augmente de 0 à 2,5 % dans le sens de la sédimentation.

Les grès bitumineux ont des grains moyens et sont compris dans le sous-intervalle 62-61 m. Ils renferment du quartz dominant les autres minéraux qui restent invisibles. Leur paléoenvironnement est de type fluvio-deltaïque. On n'y trouve pas de minéraux carbonatés.

- L'intervalle A5.2 (61-39 m) renferme des sables, des sédiments hybrides et des calcaires à lumachelles répartis dans cinq sous-intervalles.

- Sous-intervalle 61-52 m

On n'y rencontre que des glauconies friables autochtones évoluées à très évoluées dans le sens de la sédimentation. Les glauconies sont constituées de nodules très fins de glauconite de taille comprise entre 63 μm et celle des silts. Les glauconites sont très arrondies et dépourvues de craquelures sauf à partir de la cote 60 m où on observe des glauconites à craquelures. Leur couleur est gris verdâtre sombre à vert olive grisâtre dans le sens du forage. Elles renferment des silts quartzeux et le test à HCl à la cote 55 m met en évidence la présence de carbonate. Cette réaction est due à la présence de débris de coquilles calcaires dans ces glauconies (Photo 34). Ce sous-intervalle représente un substratum de glauconitisation pas totalement dissous dans le forage Adia 5. La glauconitisation indique la manifestation d'une transgression. La présence de débris de coquilles dans la glauconie suggère un milieu marin de plateforme continentale peu profonde dysoxydé à suboxydé.

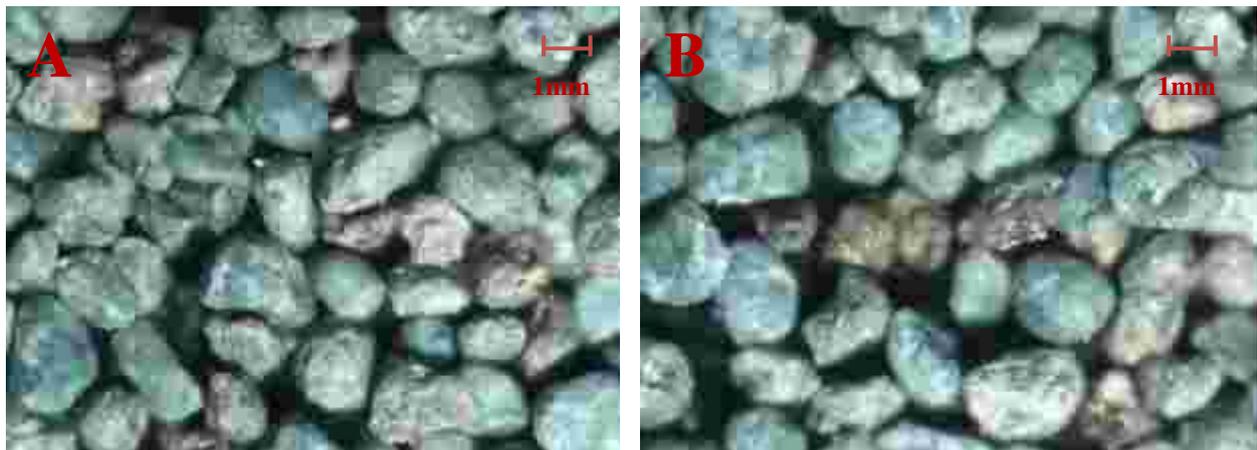


Photo 34 : Glauconites autochtones évoluées à très évoluées de la cote 60 m
(Gc : glauconite à craquelure ; GX7 ; ASSALÉ *et al.*, 2013)

- Sous-intervalle 52-48 m

Il est défini par la présence de carbonates à lumachelles formés par l'accumulation de coquilles calcaires d'organismes marins. Les carbonates sont extrêmement durs de couleur gris jaunâtre à jaune foncé (Photo 35 A). Ils renferment des nodules de glauconite autochtone très fins (20 %) dont 17,5 % s'oxydent en nodules ferrugineux. On retrouve des traces de grains de quartz. La proportion des nodules de glauconite et des nodules ferrugineux diminue respectivement de 15 à 10 % et de 25 à 10 % dans le sens du forage. Les carbonates sont encroûtés entre les cotes 49 et 48 m et forment un hard ground extrêmement dur (Photo 35 B). L'hard ground traduit un arrêt momentané de la sédimentation du fait de la transgression. La transgression débute dans le sous-intervalle 61-52 m et se poursuit dans ce niveau créant un milieu défavorable aux organismes. Ceci provoque leur mort d'où la présence de carbonates à lumachelles. Le paléoenvironnement passe d'un milieu marin peu profond à un milieu marin profond.

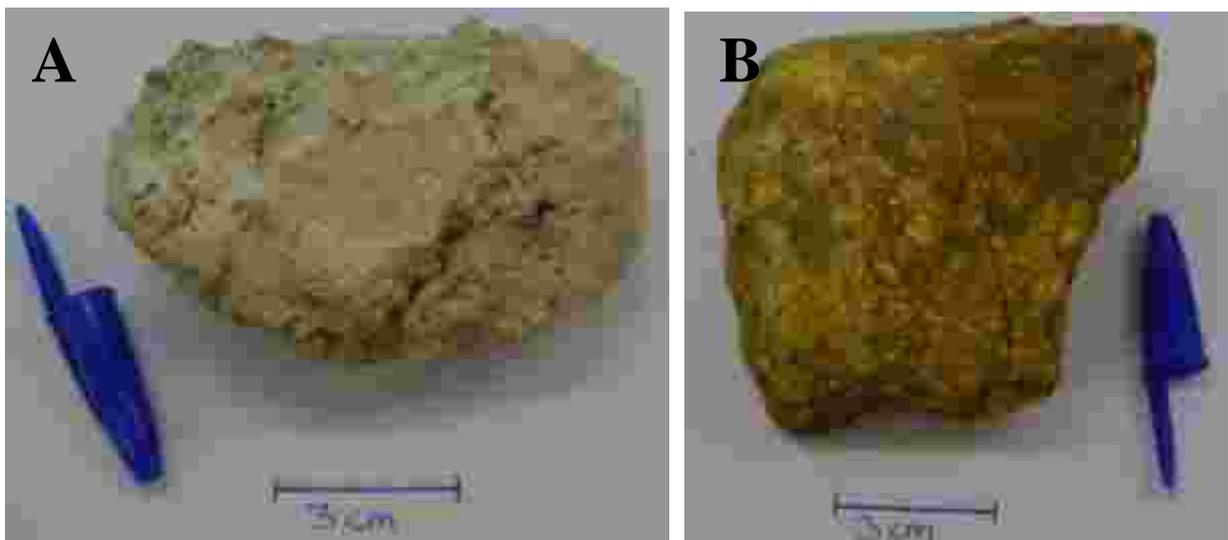


Photo 35 : A : Roches carbonatées de la cote 50 m ; B : hard ground de la cote 49 m

- Sous-intervalle 48-44 m

Il est caractérisé par des glauconies friables comprenant des glauconites moyennes peu oxydées et des nodules ferrugineux issus de l'oxydation des glauconites. Les nodules des glauconites sont très arrondis. Les glauconites sont autochtones et très évoluées (Photo 36). L'oxydation se fait de la périphérie au cœur de la glauconite. Les glauconites oxydées donnent des ocres rouge, jaune et brun qui sont des pigments composés de kaolinites, d'oxydes (hématite) et d'hydroxydes de fer (goethite et limonite). Les glauconites autochtones oxydées caractérisent une régression dans ce sous-intervalle. Cette régression a exposé en surface les glauconites qui s'oxydent par la suite. Les glauconites sont associées aux grains de

quartz dans la fraction 63 μm . Les différents nodules ferrugineux comportent aussi des silts quartzeux. Les glauconies contiennent des minéraux carbonatés à la cote 45 m en raison de la présence de débris de coquilles calcaires. Le milieu de dépôt évolue d'un environnement marin peu profond à un environnement continental oxydé.

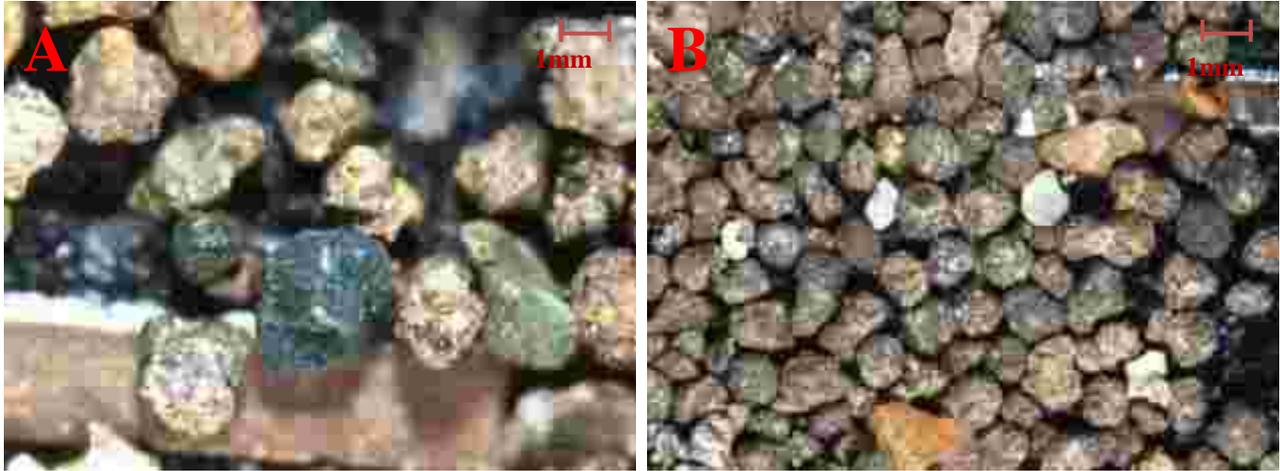


Photo 36 : Glauconites autochtones oxydées de la cote 45 m
(A : GX4 et B : GX1,5 ; ASSALÉ *et al.*, 2013)

- Sous-intervalle 44-42 m

Il comprend des grès quartzo-glauconifères à muscovite. Ce sont des grès très fins à fins et friables à matrice argileuse. Ils sont dépourvus de carbonates. La matrice est constituée d'argile kaolinique. La composition minéralogique moyenne est constituée de minéraux comme la glauconite (35 %) et la muscovite (7,5 %). Le pourcentage de glauconite augmente dans le sens du forage de 30 à 40 %. Ces glauconites sont allochtones. Par contre la proportion de muscovite diminue de 10 à 5 %. La couleur est gris olive entre les cotes 44 et 43 m et gris moyen à gris sombre entre les profondeurs 43 et 42 m. L'exposition en subsurface des glauconites du sous-intervalle 48-44 m leur a permis d'être reprises dans la sédimentation et de devenir allochtones. Cette reprise a été rendue possible par les différents chenaux fluviaux formés après la régression en milieu continental fluvial voire fluvio-deltaïque.

- Sous-intervalle 42-39 m

On y trouve des grès à ciment ferrugineux, friables, fins à moyens et micacés. Le ciment ferrugineux provient de l'oxydation des nodules de glauconite qui ont fourni au milieu un pigment rouge. Les grains de quartz présents sont des quartz hématoïdes (SCHUMANN, 2007) composés de quartz jaune ou citrine, de quartz brun et de quartz rouge. Dans la fraction 63 μm , le pourcentage des hématoïdes diminue pour atteindre 50 % de quartz colorés et 50 %

de quartz blancs. Les grès peuvent être classés en trois types selon la minéralogie : grès quartzeux, grès quartzeux glauco-micacés et grès quartzeux micacés.

Les grès quartzeux micacés renferment de la muscovite (10 %) et de la glauconite (5 %) et se rencontrent entre 42 et 41 m de profondeur. Les grès quartzeux glauco-micacés se situent entre les cotes 41 et 40 m. Ils sont composés de muscovite (15 %) et de glauconite (10 %). Les grès quartzeux caractérisent les cotes 40 à 39 m et se composent de 7,5 % de glauconite et 2,5 % de muscovite. On y retrouve également de la kaolinite (Photo 37). Les glauconites sont allochtones et l'environnement de dépôt reste continental.

Les grès fins à moyens sont de couleur brun clair à brun modéré. Ces sédiments ont été très oxydés, ce qui favorise l'incorporation du fer dans les grains de quartz et leur coloration brun et jaune. Le niveau le plus oxydé correspond à la cote 42 m.

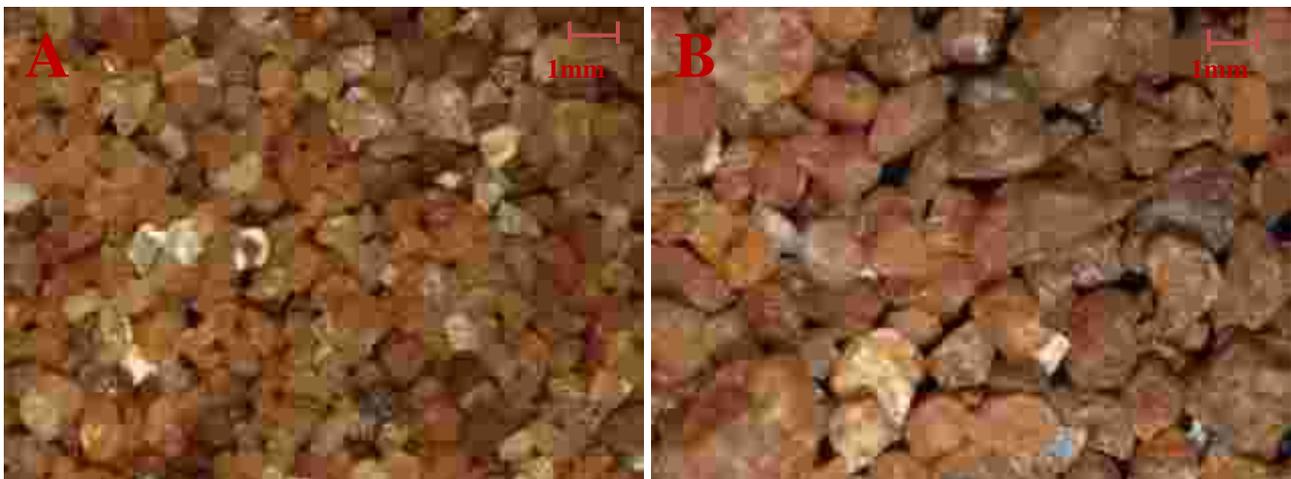


Photo 37 : Quartz hématoïdes

(A-41 m : GX1,5 et B-40 m : GX1,5 ; ASSALÉ *et al.*, 2013)

- L'intervalle A5.3 (39-0 m) renferme des sables quartzeux avec quelques minéraux caractéristiques dans la fraction 63 μm . Ils sont dépourvus de minéraux carbonatés. On distingue trois catégories de sables en fonction de la taille des éléments : sables très fins à fins, sables moyens à grossiers et sables grossiers à très grossiers. Les sables sont répartis en quatre sous-intervalles.

- Sous-intervalle 39-38 m

On ne rencontre que les sables très fins à fins. Ce sont des sables quartzeux micacés. Leur coloration est jaune grisâtre. Ils sont composés de muscovite (10 %) et de glauconite (1 %).

- Sous-intervalle 38-25 m

Il caractérise les sables quartzeux moyens à grossiers de couleur orange très pâle à orange grisâtre. On y trouve aussi de la tourmaline (3 %), de la muscovite (3 %), de la glauconite (2

%) et de la kaolinite. Les pourcentages de muscovite, de glauconite et de kaolinite augmentent respectivement avec la profondeur de 0 à 5 %, de 0 à 2 % et de 0 à 3 %. La proportion de tourmaline diminue en profondeur de 5 à 2,5 %.

- Sous-intervalle 25-14 m

Il comprend les sables quartzeux grossiers à très grossiers épais d'environ 11 m et de couleur orange très pâle à orange grisâtre. La kaolinite est présente.

- Sous-intervalle 14-0 m

Il est constitué de sables quartzeux moyens à grossiers de couleur orange très pâle à orange grisâtre ; entre les cotes 5 et 1 m la couleur est brun jaunâtre.

Les glauconites de l'intervalle A5.3 sont allochtones et le paléoenvironnement est continental. Dans le forage Adia 5, on assiste à une transgression permettant le passage d'un milieu fluvio-deltaïque à un milieu marin de plateforme continentale peu profonde entre les cotes 70 et 48 m. La montée du niveau marin a permis l'encroûtement des calcaires entre les cotes 49 et 48 m faisant passer d'un milieu marin peu profond à un milieu marin profond. La montée du niveau marin est suivie d'une régression qui permet à nouveau la formation de glauconite entre les profondeurs 48 et 44 m. La régression s'accroît à partir de la cote 44 m jusqu'à 0 m, favorisant l'exposition des glauconites en surface et la reprise du dépôt des glauconites autochtones. Le milieu devient alors continental. Les grains de quartz sont arrondis à très arrondis, émoussés luisants et leur sphéricité est élevée. On remarque que les quantités de muscovite et de glauconite présentent une corrélation négative.

Le test à HCl est positif à certaines cotes du forage. Les roches présentent trois pics calcimétriques (Figure 34).

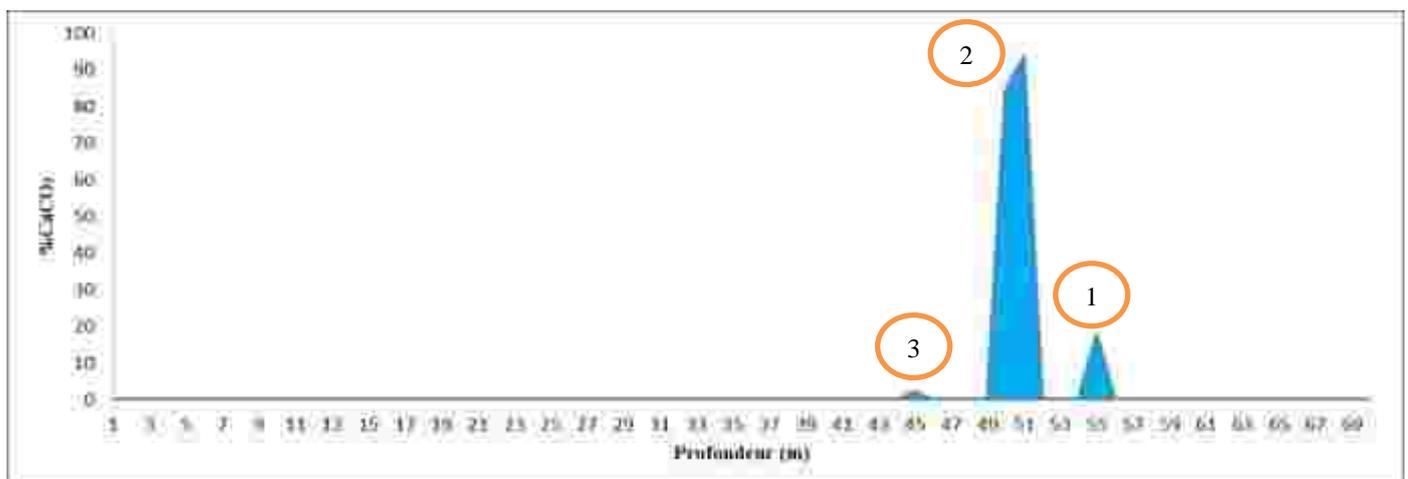


Figure 34 : Pourcentage de CaCO₃ dans le forage Adia 5

(ASSALÉ *et al.*, 2013)

Le pic 1, entre les cotes 55 et 54 m, a une teneur de 17,56 % de CaCO₃. Le carbonate de calcium de ces cotes est issu des débris de coquilles carbonatés. Le pic 2 présente la plus forte teneur de CaCO₃ dans ce forage. La teneur varie de 93,48 à 84,22 % entre 52 et 49 m de profondeur. Ce sont des calcaires marneux d'origine biochimique formés par l'accumulation de débris de coquilles calcaires. Le pic 3 présente des traces de carbonates de calcium (2,09 %) entre les cotes 45 et 44 m en raison de la rareté de débris calcaires.

La figure 35 montre le log litho-granulométrique du forage Adia 5 (ASSALÉ *et al.*, 2013).

1.3.2.6. Lithostratigraphie du forage Adia 6

La lithostratigraphie du forage Adia 6 comprend trois types de faciès : sables hybrides, sables et argiles. La profondeur du forage est de 55 m (Figure 36). Ces différents faciès se répartissent dans deux intervalles A6.1 et A6.2 (ASSALÉ *et al.*, 2013).

- L'intervalle A6.1 (55-24 m) est formé de sables hybrides composés de quartz et de glauconites parfois micacés à intercalation de sables quartzeux micacés. Ces sables sont de trois types : sables quartzo-glauconifères, sables glauco-quartzeux, sables quartzeux micacés. Ils se répartissent en six sous-intervalles.

- Sous-intervalle 55-53 m

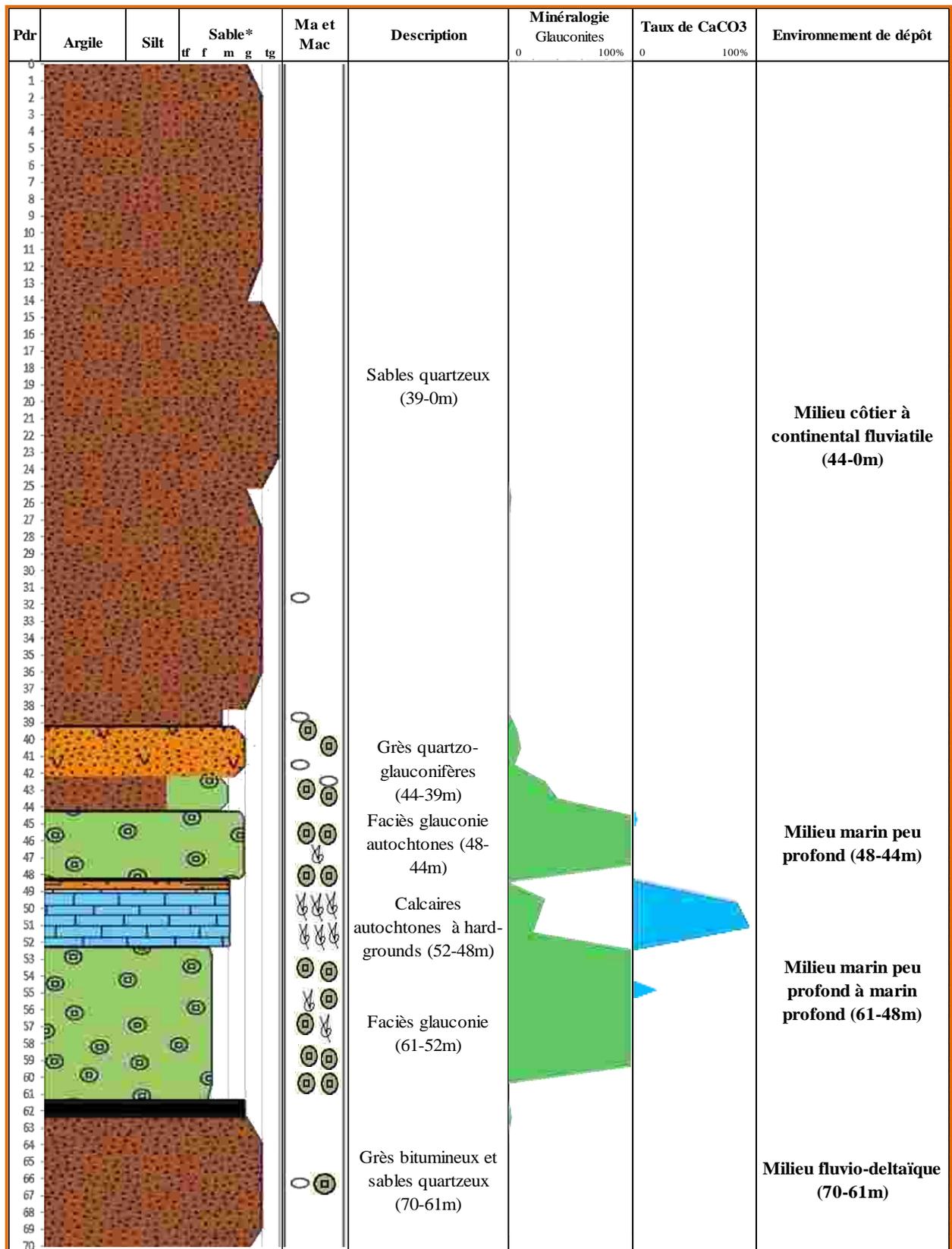
Il est constitué de sables quartzo-glauconifères dont les glauconites sont oxydées. Les sédiments sont colorés en orange grisâtre. Ces sables sont moyens à grossiers avec la présence de carbonates à la base (cote 55 m). Les carbonates sont d'origine biochimique car ils sont constitués de débris de coquilles. Les sables mixtes renferment de la glauconite (10 %), de la muscovite (3 %) et de débris de coquilles (5 %) y compris des coquilles entières de gastéropodes. À la surface des sables mixtes, on trouve des grès ferrugineux durs à grains moyens. Ces grès sont compris entre les cotes 54 et 53 m. Les glauconites oxydées traduisent une régression favorisant l'exposition des sédiments en sub-surface au-dessus de la zone de battement des eaux.

- Sous-intervalle 53-51 m

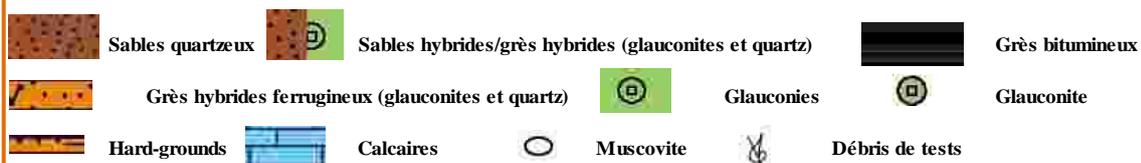
On y rencontre également des sables quartzo-glauconifères dépourvus de coquilles calcaires. Leur granulométrie est moyenne et ils ont une coloration gris vert foncé et jaune orange foncé. La proportion des glauconites est de 40 %.

- Sous-intervalle 51-50 m

Il comprend principalement des sables glauco-quartzeux, moyens à grossiers et de couleur gris vert foncé. Les sables sont composés de 45 % de glauconite et 35 % de quartz. La plupart des glauconites sont peu oxydées. Certaines sont totalement oxydées et donnent des nodules ferrugineux (15 %). Les carbonates sont absents dans ce sous-intervalle.



LEGENDE



*Granulométrie des sables : tf : très fins; f : fins; m : moyens; g : grossiers; tg : très grossiers. Pdr : profondeur en mètre. Ma : minéraux accessoires. Mac : macrofossiles

Figure 35 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Adia 5

Les glauconites des sous-intervalles 55-53 m, 53-51 m et 51-50 m sont des glauconites para-autochtones à craquelures issues du remaniement de leurs équivalentes autochtones (Photo 38). Les craquelures sont occupées par la kaolinite. On observe des microexfoliations sur certaines glauconites.



Photo 38 : Glauconites para-autochtones à craquelure de la cote 51 m à la cote 50 m avec des microexfoliations (Ge ; GX3 ; ASSALÉ *et al.*, 2013)

- Sous-intervalle 50-40 m

Il est caractérisé par des sables quartzo-glauconifères dont la granulométrie évolue de moyenne-grossière à fine-moyenne entre 50 et 40 m de profondeur. La proportion moyenne de nodules de glauconite est de 27,5 % et passe de 35 à 5 % dans le sens de la sédimentation. On trouve aussi de la muscovite (7,5 %). Les sédiments sont orange modérément violacé et vert modérément jaunâtre à gris vert foncé et orange très clair. Ils sont dépourvus de carbonates.

- Sous-intervalle 40-38 m

On ne distingue que des sables quartzeux micacés, moyens à grossiers de couleur vert modérément jaunâtre. Ces sables hybrides renferment de la muscovite (25 %) et de la glauconite (5 %) avec quelques granules de kaolins. Ces sables ne contiennent pas de carbonates.

- Sous-intervalle 38-24 m

Il est formé de sables quartzo-glauconifères à muscovite avec des grains fins à moyens. La couleur est gris jaunâtre à vert jaunâtre modéré à 30 m et orange violet modéré à vert jaunâtre modéré à 38 m. Ils sont riches en glauconite (22,5 %) et en muscovite (17,5 %) avec des granules de kaolins et dépourvus aussi de carbonates. La proportion de la glauconite

augmente avec la profondeur tandis que celle de la muscovite diminue. Entre 26 et 24 m de profondeur, ces sables passent à des sables quartzeux micacés à glauconite avec des grains fins à moyens de couleur gris jaunâtre. Ils sont composés de muscovite (30 %) et glauconite (12,5 %) et renfermant des granules de kaolins.

Les glauconites présentes entre 50 et 24 m de profondeur sont allochtones issues du transport de glauconites autochtones saines et oxydées provoquant la disparition des craquelures (Photo 39). Les glauconites sont de plus en plus délavées et blanchies vers le sommet (50 à 24 m). Des microexfoliations s'observent également sur certains grains. Le paléo-milieu est de type fluvio-deltaïque. À la cote 54 m, on observe un arrêt de sédimentation qui favorise la formation de grès ferrugineux suite à l'exposition en sub-surface des sédiments. L'intervalle A6.1 est corrélé au sous-intervalle 44-39 m du forage Adia 5.

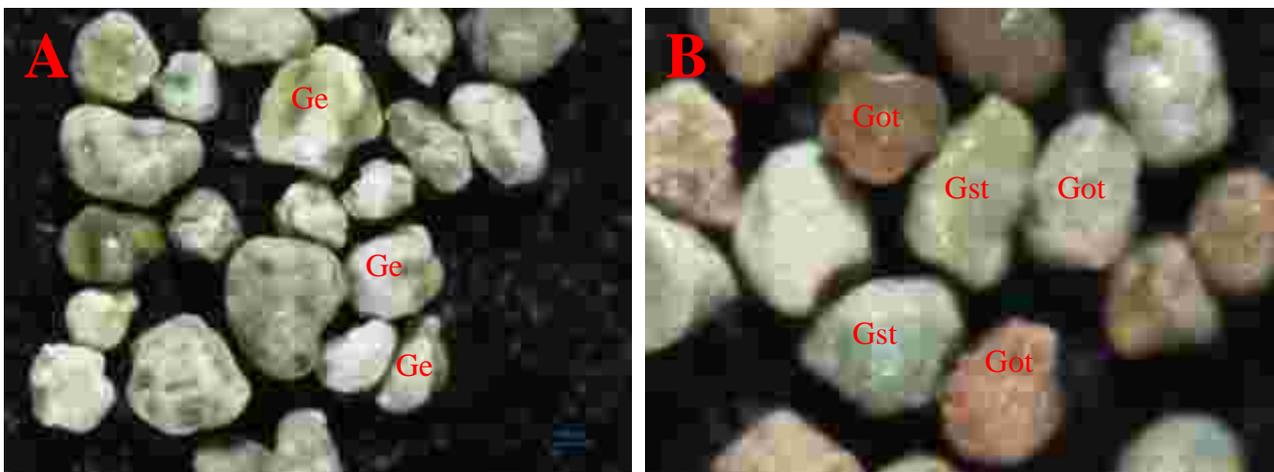


Photo 39 : Glauconites allochtones délavées avec des grains blanchis

(A-30 m : GX3 et B-25 m : GX6. Gst : glauconites saines transportées, Got : glauconites oxydées transportées) et des grains microexfoliés (Ge) ; ASSALÉ *et al.*, 2013

- L'intervalle A6.2 (24-0 m) est caractérisé par deux séquences sédimentaires dépourvues de carbonates, composées de sables et de kaolins secondaires. On distingue les sables quartzeux micacés et les sables quartzeux répartis en deux sous-intervalles. Ces dépôts indiquent la présence de paléo-chenaux fluviatiles et donc un paléoenvironnement de type continental fluviatile.

- Sous-intervalle 24-13 m

Il contient des sables quartzeux micacés de couleur gris jaunâtre et à granulométrie variable. Ils sont très fins à fins avec des granules de kaolins entre les cotes 24 et 23 m. Ils sont principalement grossiers entre 23 et 19 m de profondeur. Ils deviennent moyens à grossiers entre 18 et 15 m et fins à moyens de la cote 15 m à la cote 13 m. Aussi, existe-t-il un banc de

kaolins secondaires blanchâtres entre les cotes 19 et 18 m. Ces kaolins sont formés de silts quartzeux et de kaolinite. Ces sables hybrides sont riches en muscovite (25 %), la glauconite étant rare (5 %).

Les glauconites sont allochtones et très délavées donnant des grains blanchâtres (Photo 40) qui ressemblent à la kaolinite. Les proportions en glauconite et muscovite présentent une corrélation négative. Une glauconite lessivée donnerait de la kaolinite et de la muscovite. Cette hypothèse sera vérifiée par les résultats minéralogiques issus du MEB-EDS.



Photo 40 : Glauconites allochtones délavées de la cote 20 m (GX6 ; ASSALÉ *et al.*, 2013)

- Sous-intervalle 13-0 m

Il est composé de sables quartzeux dont la coloration varie vers la surface du gris jaunâtre au jaune orangé sombre entre les cotes 13 et 7 m, du jaune au jaune orangé sombre entre 7 et 1 m de profondeur. De 1 à 0 m, les sables sont gris en raison des activités biologiques de surface. Les sables sont moyens à grossiers. On trouve un banc de kaolin secondaire blanchâtre entre les profondeurs 8 et 7 m. Des granules de kaolins et de rares muscovites sont présents. Les grains de quartz sont tachetés d'oxydes de fer.

Le forage Adia 6 est caractérisé par une régression qui a exposé les glauconites autochtones à l'érosion. Les glauconites ont été remobilisées dans des chenaux fluviaux. Le paléoenvironnement évolue dans ce forage d'un type fluvio-deltaïque à un type continental fluvial. La profondeur insuffisante du forage Adia 6 n'a pas permis de recouper les dépôts transgressifs caractérisés dans le forage Adia 5. Les grains de quartz du forage Adia 6 sont arrondis à très arrondis et émoussés luisants avec une sphéricité élevée (Photo 41 ; ASSALÉ *et al.*, 2013).

L'étude calcimétrique montre une teneur de 1,89 % de CaCO₃ entre les cotes 55 et 54 m du forage Adia 6.

Les sables présents dans les forages d'Adiaké et la carrière Samo contiennent moins de 10 % d'argiles kaoliniques.

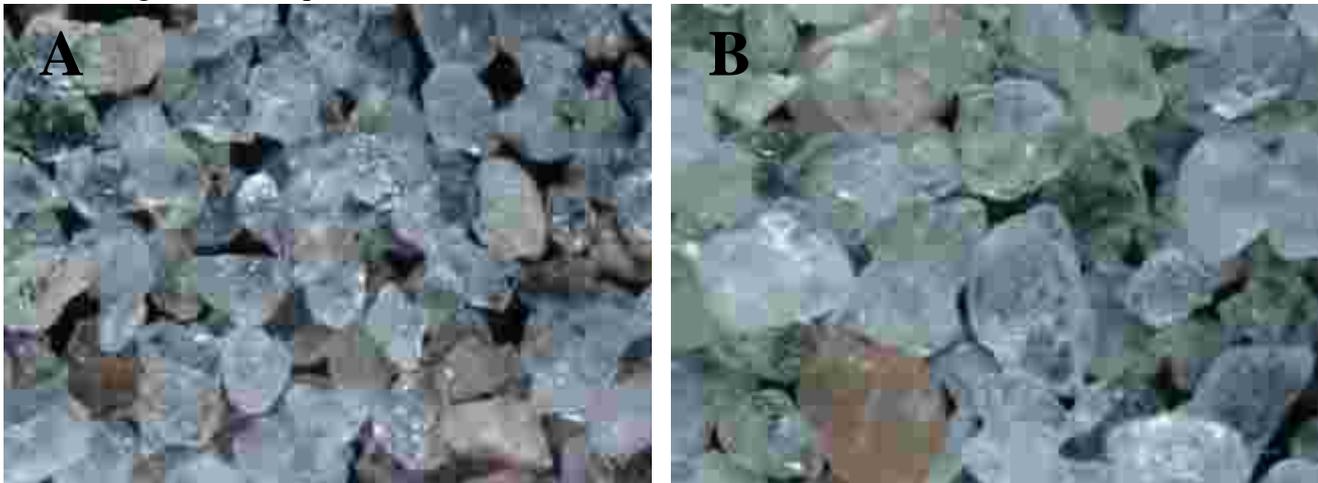


Photo 41 : Quartz émoussés luisants, arrondis à très arrondis et à sphéricité élevée (GX4)

1.4. Lithostratigraphie des forages de la région d'Éboïnda

Dix forages ont été étudiés pour caractériser la lithostratigraphie de la région d'Éboïnda. On distingue les forages Ebo hors lagune et les forages Ebl effectués dans la lagune Tando.

1.4.1. Lithostratigraphie des forages Ebo

Les forages Ebo sont au nombre de six forages : Ebo 1, Ebo 2, Ebo 3, Ebo 4, Ebo 5 et Ebo 6.

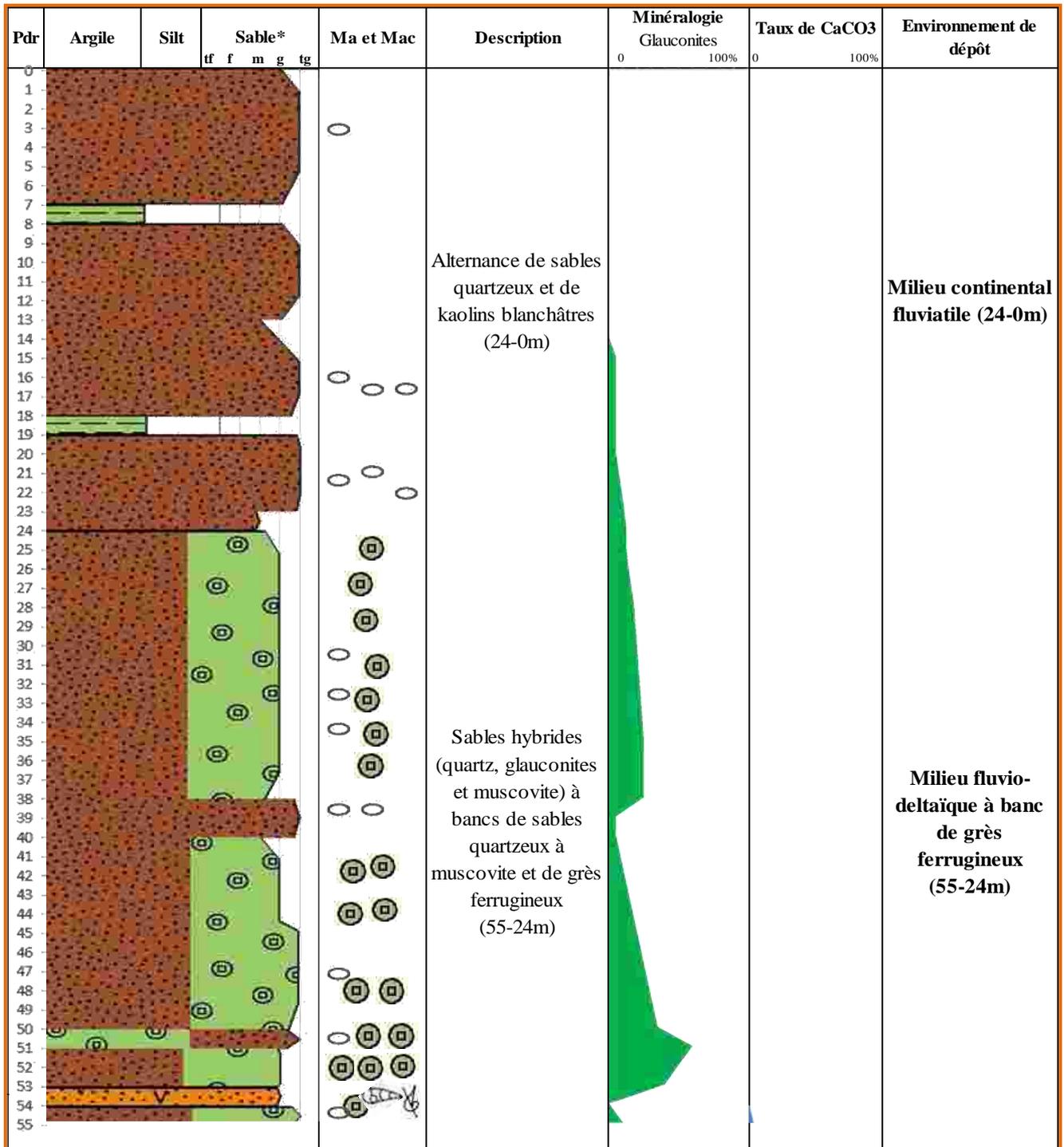
1.4.1.1. Lithostratigraphie du forage Ebo 1

Le forage Ebo 1 a une profondeur de 84 m et présente quatre types de faciès : sables argileux, sables, grès et argiles. Ces faciès se succèdent dans cinq intervalles : Ebo1.1, Ebo1.2, Ebo1.3, Ebo1.4 et Ebo1.5 (Figure 37).

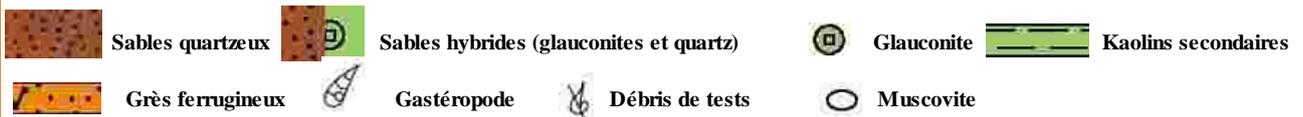
- L'intervalle Ebo1.1 (84-76 m) est constitué de sables quartzeux moyens à grossiers et de kaolins secondaires caractérisant un paléo-milieu de type continental fluvial.

Les sables quartzeux, présents à la base du forage, se rencontrent dans le sous-intervalle 84-78 m. Ils montrent une alternance métrique de coloration gris violâtre et orange grisâtre. L'alternance débute et se termine par la couleur gris violâtre avec une épaisseur de deux mètres. On y trouve des granules de quartz.

Les kaolins secondaires sont très compacts, fissiles et ductiles et peuvent se débiter en petites plaquettes. Ce sont des shales constitués de kaolinites et de silts quartzeux. Les kaolins secondaires sont de couleur rose blanc. Ce faciès se rencontre entre les cotes 78 et 76 m.



LEGENDE



*Granulométrie des sables : tf: très fins; f: fins; m: moyens; g: grossiers; tg: très grossiers. Pdr: profondeur en mètre. Ma : minéraux accessoires. Mac : macrofossiles

Figure 36 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage

- L'intervalle Ebo1.2 (76-75 m) est formé seulement de shales fissiles et ductiles de couleur gris foncé et gris olive clair. Ces shales renferment des pyrites flamboïdes dissimilées avec une proportion de 5 %. L'environnement de dépôt est transitionnel suboxydé à anoxique très peu sulfuré.

- L'intervalle Ebo1.3 (75-65 m) est caractérisé par une alternance de kaolins secondaires et de sables quartzeux suggérant la présence de paléo-chenaux fluviatiles. L'environnement de dépôt est continental fluviatile.

Les kaolins secondaires sont situés dans les sous-intervalles 75-73 m et 69-65 m. Ce sont des kaolins également fissiles et ductiles constitués de kaolinites et de silts quartzeux. Ils sont de couleur rose blanc mais entre les cotes 67 et 66 m, la coloration est jaune ocre et blanche.

Les sables quartzeux s'intercalent entre les deux niveaux des kaolins secondaires précisément entre les cotes 73 et 69 m. Ils forment une succession de sables quartzeux fins à moyens (73-72 m), sables graveleux quartzeux (72-71 m), sables quartzeux moyens à grossiers (71-70 m) et sables quartzeux fins à moyens (70-69 m) montrant ainsi une alternance de granoclassement négatif et positif. Les sables sont gris violâtre entre 73 et 71 m, orange grisâtre entre 71 et 69 m et contiennent des granules de quartz.

- L'intervalle Ebo1.4 (65-10 m) est constitué de sables avec des granules de quartz grésifiés par endroits. Ces dépôts caractérisent un paléo-fleuve. Après le comblement de la paléo-rivière de l'intervalle Ebo1.3, il y a eu l'ouverture d'un fleuve (intervalle Ebo 1.4) aujourd'hui comblé par les sédiments sableux. Les dépôts se répartissent en trois sous-intervalles 65-63 m, 63-53 m et 53-10 m.

- Sous-intervalle 65-63 m

Il est constitué de sables quartzeux dont la granulométrie évolue dans le sens de la sédimentation. À la base, les sables quartzeux sont fins à moyens de couleur gris violâtre. Au sommet, ils deviennent moyens à grossiers. Les sables quartzeux fins à moyens et moyens à grossiers sont de même épaisseur.

- Sous-intervalle 63-53 m

Il comprend des sables quartzeux moyens à grossiers, très ferruginisés formant des sables partiellement grésifiés. La couleur des sédiments est rouge ocre. Ces sables traduisent l'arrêt de la sédimentation. Celle-ci a été suivie de leur exposition en sub-surface au-dessus de la zone de battement de la nappe phréatique, ce qui a provoqué leur grésification.

- Sous-intervalle 53-10 m

Il est constitué principalement de sables quartzeux moyens à grossiers avec un banc de sables quartzeux fins à moyens de couleur orange grisâtre entre les cotes 50 et 49 m. Les sables

moyens à grossiers ont quatre type de coloration qui alternent en fonction de la concentration des oxydes de fer : orange grisâtre, orange très pâle, jaune ocre et brun clair.

- L'intervalle Ebo1.5 (10-0 m) caractérise la « Terre de barre » constituée de sables argileux à concrétions ferrugineuses. À la base, ces sédiments mixtes se sont grésifiés en donnant des « muddy sandstones » à grains grossiers entre 10 et 9 m de profondeur. Les concrétions ferrugineuses augmentent vers la surface passant de 40 à 50 %. Les sables argileux évoluent en sol vers la surface (1-0 m). Les sables argileux présentent des colorations jaune ocre (10 à 9 m et 5 à 1 m), brun modéré à noir grisâtre (9 à 5 m) et grise (sol).

Les sédiments du forage Ebo 1 caractérisent un milieu continental avec un passage transitionnel (76-75 m). Les grains de quartz sont émoussés luisants, de forme arrondie à très arrondie avec une sphéricité élevée.

1.4.1.2. Lithostratigraphie du forage Ebo 2

La lithostratigraphie du forage Ebo comprend cinq faciès : sables silto-argileux, argiles, silts argilo-sableux, sables et conglomérats. Sa profondeur est de 97 m et se divise en six intervalles successifs Ebo2.1, Ebo2.2, Ebo2.3, Ebo2.4, Ebo2.5 et Ebo2.6 (Figure 38).

- L'intervalle Ebo2.1 (97-85 m) est constitué de sables silto-argileux, de microconglomérats, de sables quartzeux, de « muddy sandstones » et de « mudrocks ».

La sédimentation dans le forage Ebo2.1 débute par des sables silto-argileux de couleur gris moyennement sombre qui sont situés entre les cotes 97 et 95 m. La partie sableuse est constituée de grains de quartz fins à moyens.

Ces dépôts sont surmontés par des microconglomérats à matrice argileuse de couleur moyennement gris sombre (95-94 m). Ils sont issus de dépôts de type « debris flow » et constitués uniquement de granules de quartz subanguleux à subarrondis. Ce sont donc des parapoudingues extraformationnels.

Les sables silto-argileux et les parapoudingues extraformationnels caractérisent un milieu dysoxydé à suboxydé.

Les sables sont quartzeux moyens à grossiers, grossiers à très grossiers et très grossiers à granulés. Les sables moyens à grossiers se rencontrent dans les sous-intervalles 94-92 m, 91-89 m et 88-87 m ; ils sont respectivement orange jaunâtre pâle à orange très pâle, brun jaunâtre pâle à rose orangé grisâtre et rose orangé grisâtre. Entre les deux premiers sous-intervalles, on trouve un banc de sables très grossiers à granulés (92-91 m) de couleur blanche à orange jaunâtre pâle. Les sables grossiers à très grossiers situés entre les cotes 87 et 86 m sont de couleur banche et gris modéré.

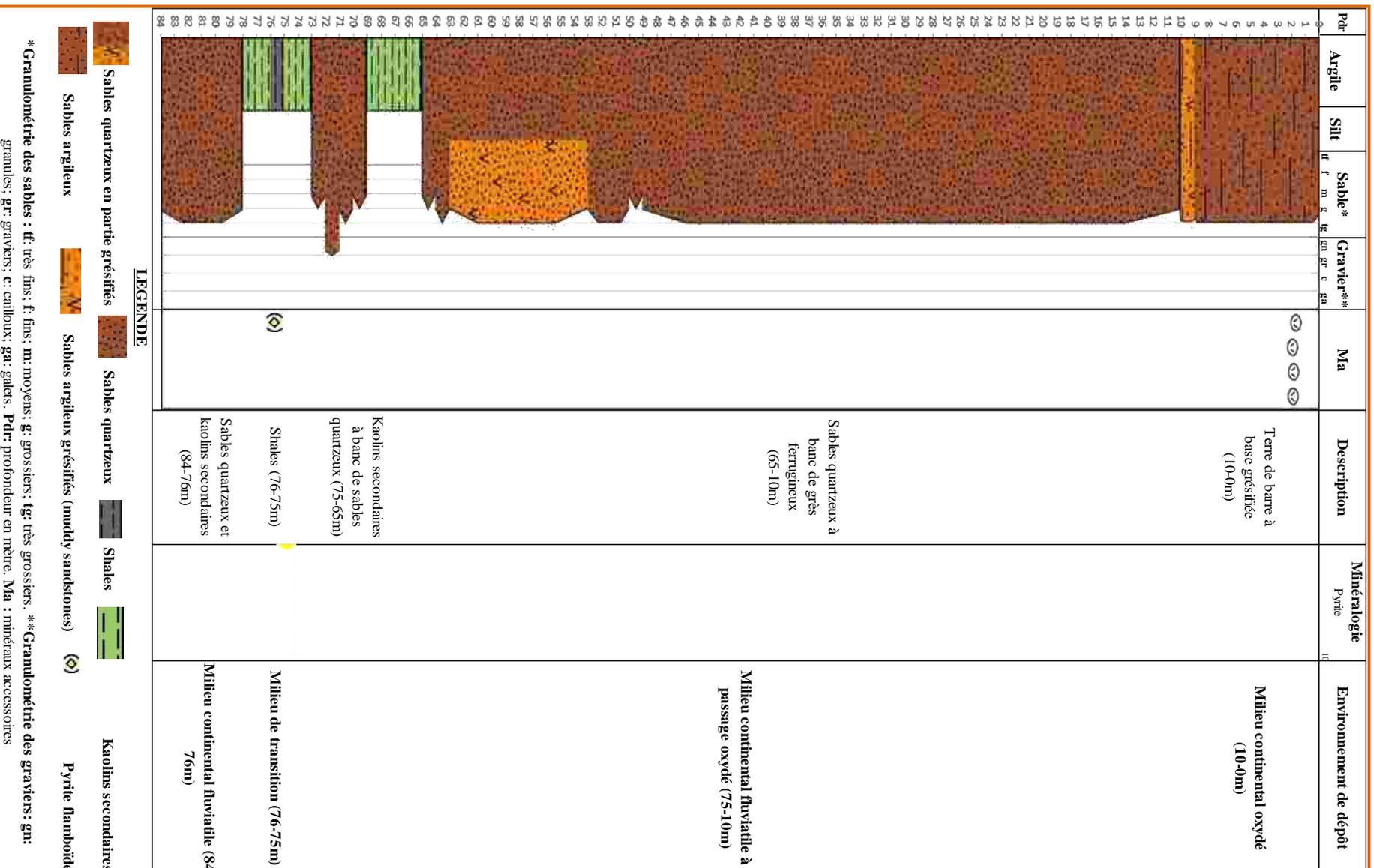


Figure 37 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Ebo1

Les « muddy sandstones » sont gris moyennement sombre et circonscrit entre les profondeurs 89 et 88 m. Ces roches sont dures et constituées de grains de quartz fins à moyens (Photo 42). Le milieu de dépôt est suboxydé à anoxique.



Photo 42 : Muddy sandstones gris moyennement sombre

Les « mudrocks » sont des siltites argileuses ductiles de couleur gris olive clair à gris moyennement sombre. Ils se rencontrent dans le sous-intervalle 86-85 m et suggèrent un paléoenvironnement dysoxydé à suboxydé.

L'intervalle Ebo 2.1 caractérise un paléoenvironnement transitionnel de type delta alluviale. Les conglomérats rencontrés sont des fanglomérats.

- L'intervalle Ebo2.2 (85-72 m) est composé de sables quartzeux intercalés entre deux bancs de kaolins secondaires jaune ocre à bariolés. Il caractérise un paléo-chenal fluvial. Les kaolins secondaires sont constitués de silts quartzeux et de kaolinites et se rencontrent entre les sous-intervalles 85-84 m et 73-72 m. Dans cet intervalle, on trouve une intercalation de grès conglomératique (81-80 m) dans les sables quartzeux moyens à grossiers. Les sables moyens à grossiers se rencontrent entre 84 et 81 m et sont de couleur orange très pâle. Ils renferment entre les cotes 83 et 82 m un banc de grès ferrugineux moyen à grossier de couleur rouge sombre. Cela traduit l'arrêt momentané de la sédimentation dans un milieu continental. Les sables moyens à grossiers qui surmontent les grès conglomératiques sont situés dans le sous-intervalle 80-73 m et de couleur orange très pâle. Les grès conglomératiques sont brun modéré à rouge très sombre à matrice argilo-ferrugineuse. Ils sont durs et formés de grains de quartz de la classe des aréno-rudites (Photo 43).



Photo 43 : Grès conglomératiques (sandstone gravelly) brun modéré à rouge très sombre

- L'intervalle Ebo2.3 (72-34 m) montre une alternance de sables quartzeux moyens à grossiers et de sables quartzeux fins à moyens. Ces sables proviennent du comblement d'un paléo-chenal fluvial.

Les sables quartzeux moyens à grossiers sont présents dans les sous-intervalles 72-67 m, 66-50 m, 48-43 m et 42-38 m. Les couleurs respectives sont orange très pâle, jaune ocre à brun moyennement jaunâtre, gris jaunâtre et rose orangé grisâtre. Les sables quartzeux fins à moyens sont présents dans les sous-intervalles 67-66 m, 50-48 m, 43-42 m et 38-34 m avec des colorations respectivement orange très pâle, blanche à jaune ocre, blanche et rose orangé grisâtre.

- L'intervalle Ebo2.4 (34-13 m) comprend deux alternances de sables quartzeux et de kaolins secondaires. Ce sont des dépôts de comblement de chenaux fluviaux. Les kaolins secondaires sont jaune ocre à bariolés et localisés entre les cotes 34 et 29 m et les cotes 25 et 19 m. Les sables quartzeux sont moyens à grossiers dans le sous-intervalle 29-25 m et fins à moyens dans le sous-intervalle 19-13 m. Leurs couleurs respectives sont jaune ocre et jaune ocre à brun rougeâtre modéré.

- L'intervalle Ebo2.5 (13-4 m) est caractérisé par des siltites argilo-sableuses et des « mudrocks » intercalés dans des kaolins secondaires.

Les siltites argilo-sableuses sont gris moyennement sombre avec une surface encroûtée formant des « mudcracks » ferrugineux. Ils sont rouge ocre et situés entre les profondeurs 11 et 9 m. Les « mudcracks » indiquent un arrêt de sédimentation en milieu continental avant le dépôt des « mudrocks ». Ce phénomène est dû à un assèchement d'eau qui a porté en surface les siltites argilo-sableuses.

Les « mudrocks » sont des argilites silteuses gris olive clair à gris moyennement sombre situés entre les cotes 9 et 7 m.

Les kaolins secondaires de couleur bariolée se trouvent dans les sous-intervalles 13-11 m et 7-4 m.

Les siltites argilo-sableuses, les « mudrocks » et les kaolins sont friables tandis que les « mudcracks » sont extrêmement durs.

L'intervalle Ebo2.5 caractérise une plaine d'inondation continentale à passage transitionnel. Il existe un passage continental oxydé dans le milieu transitionnel. L'environnement transitionnel est dysoxydé à suboxydé.

- L'intervalle Ebo2.6 (4-0 m) est constitué de sables silto-argileux qui forment le toit du forage. Ces sédiments mixtes correspondent à la « Terre de barre ». La partie sableuse est quartzo-nodulaire à grains moyens et la partie argileuse composée de kaolin oxydé. Ceci leur confère une coloration variant du brun jaunâtre foncé au jaune ocre. Leur classe granulométrique est de type aréno-lutite. Les nodules présents sont ferrugineux, leur proportion diminuant de 45 à 10 % vers le sommet. Ces nodules sont des microgrès ferrugineux composés de silts quartzeux pris dans un ciment ferrugineux. Le milieu de dépôt est continental très oxydé.

Les grains de quartz du forage Ebo 2 sont arrondis à très arrondis, émoussés luisants et avec une sphéricité élevée.

Les forages Ebo 1 et 2 semblent se situer au Nord de la Faille des Lagunes car ils ont les mêmes caractéristiques que les forages de cette zone. La suite de notre étude nous édifiera.

1.4.1.3. Lithostratigraphie du forage Ebo 3

Le forage Ebo 3 est profond de 30 m. Il est caractérisé par des argiles silto-sableuses et des sables silto-argileux. Ces formations hybrides sont regroupées dans les intervalles Ebo3.1 et Ebo3.2 (Figure 39).

- L'intervalle Ebo3.1 (30-19 m) est caractérisé par des sables silto-argileux. En se basant sur la granulométrie de la partie sableuse, on distingue les sables silto-argileux très fins à fins, les sables silto-argileux fins à moyens et les sables silto-argileux moyens à grossiers. Les fractions sableuse et silteuse sont constituées de quartz et la fraction argileuse de kaolinite.

Les sables silto-argileux très fins à fins sont jaunes et se trouvent entre 21,5 et 20,5 m.

Les sables silto-argileux fins à moyens sont présents dans les sous intervalles 30-28,5 m et 25,5-21,5 m où ils sont respectivement blancs et blancs à orange grisâtre.

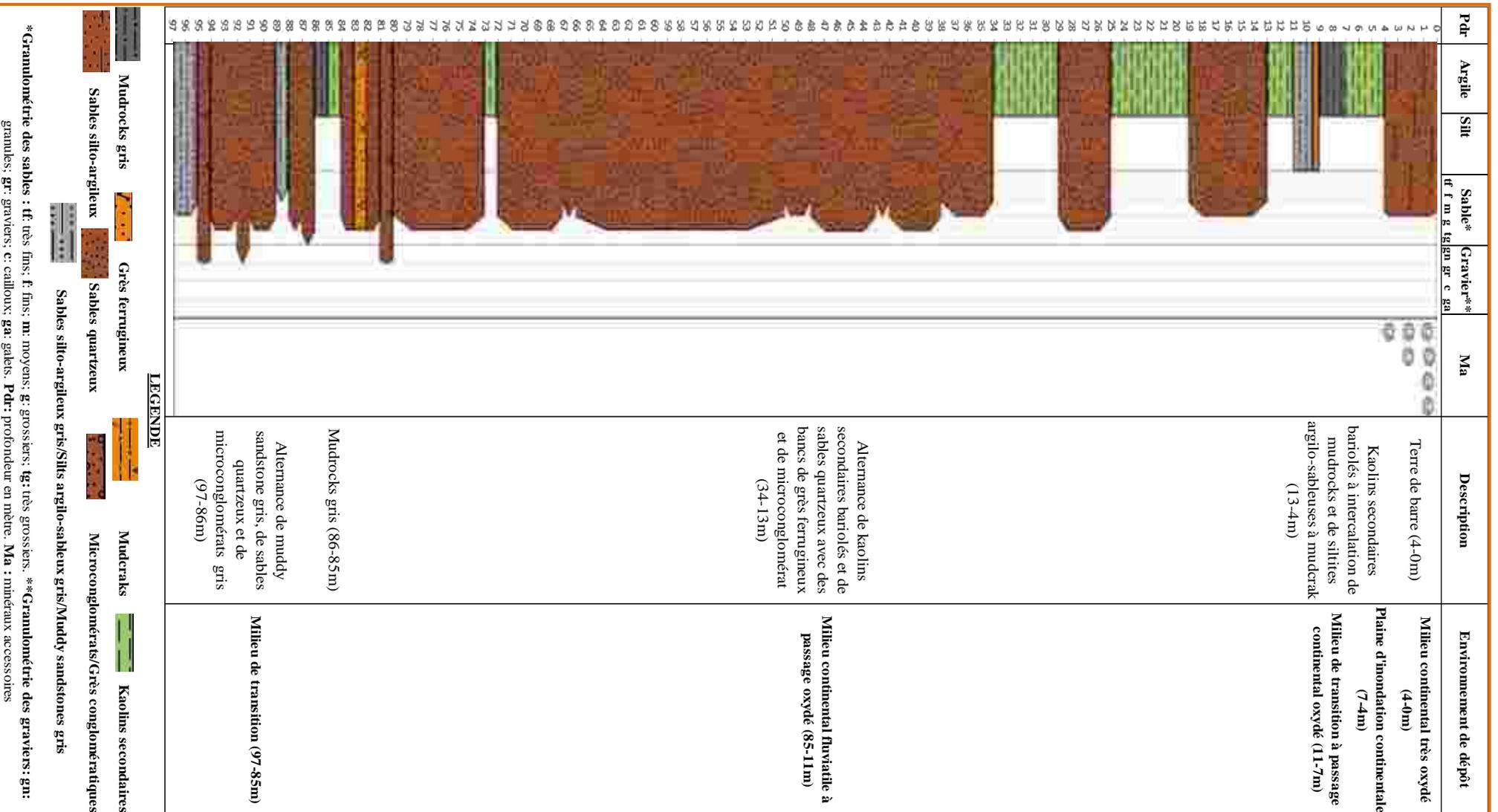


Figure 38 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Eb02

Les sables silto-argileux moyens à grossiers, situés entre les cotes 28,5 et 25,5 m, sont jaune ocre (28,5-26,5 m) et orange grisâtre à orange jaune sombre (26,5-25,5 m). Ils forment aussi le toit de l'intervalle Ebo3.1 entre les cotes 20,5 et 19 m avec une couleur orange grisâtre.

- L'intervalle Ebo3.2 (19-0 m) correspond à la « Terre de barre » constituée d'argiles silto-sableuses. Ces sédiments mixtes sont jaune ocre et orange grisâtre à orange jaune sombre. Les niveaux jaune ocre se situent dans les sous-intervalles 19-18 m, 15,9-15 m et 9-0 m et les niveaux orange grisâtre à orange jaune sombre dans les sous-intervalles 18-15,9 m et 15-9 m. On trouve à la cote 16,5 m des concrétions ferrugineuses à grains fins correspondant à des nodules ferrugineux dont la proportion atteint 15 %.

Le paléoenvironnement des formations de ce forage est de type continental. Les grains de quartz du forage sont émoussés luisants, arrondis à très arrondis et à sphéricité élevée.

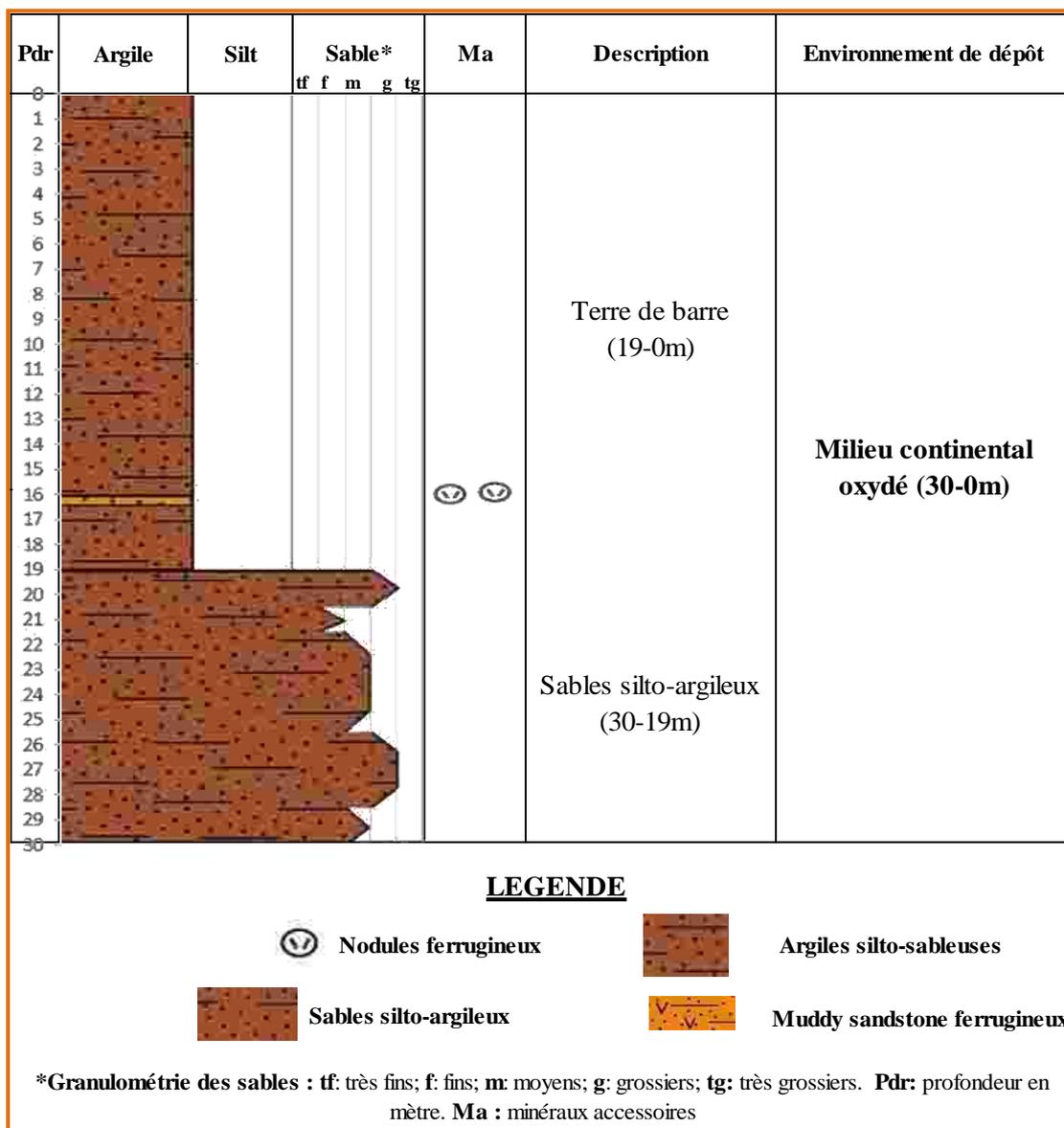


Figure 39 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Ebo3

1.4.1.4. Lithostratigraphie du forage Ebo 4

Le forage Ebo 4 profond de 26,50 m comprend des sables argileux à nodules ferrugineux, des sables quartzeux et des kaolins secondaires répartis dans les intervalles Ebo4.1 et Ebo4.2 (Figure 40).

- L'intervalle Ebo4.1 (26,5-11 m) est caractérisé par une alternance de sables quartzeux et de kaolins secondaires.

Les sables quartzeux sont moyens à grossiers avec des granules de quartz anguleux et caractérisent les sous-intervalles 26,50-19 m, 17,50-16,20 m et 14-11 m. Leur épaisseur totale est d'environ 11,8 m. Dans les deux premiers sous-intervalles, les sables sont de couleur orange très pâle. Le dernier sous-intervalle présente plutôt des sables silto-argileux de couleur orange grisâtre.

Les kaolins secondaires sont des « mudrocks » friables composés de kaolinite et de silt quartzeux. Les « mudrocks » sont présents dans les sous-intervalles 16,20-14 m et 19-17,50 m. Ces kaolins épais de 3,7 m présentent une coloration rose orangé grisâtre sauf à la cote 17,50 m où la couleur est blanche. Le milieu de dépôt est continental fluvial.

- L'intervalle Ebo 4.2 (11-0 m) comprend la « Terre de barre » constituée de sables argileux à nodules ferrugineux correspondant à des anciens sables argileux ferruginisés. Les nodules sont issus de la désagrégation d'anciennes surfaces indurées. Dans sa fraction de 63 µm, on trouve des oxydes et des nodules ferrugineux composés de silts quartzeux ferrugineux. Ils représentent une proportion de 60 à 7,5 % dans le sens de la sédimentation. Leur coloration varie vers la surface du brun foncé au brun clair. Dans les sables argileux on rencontre des bancs de « muddy sandstone » ferrugineux intercalés aux cotes 9,80 m et 9,10 m. Ce sont des grès fins à moyens de couleur rouge sombre. Le paléo-milieu est continental oxydé.

Les grains de quartz sont émoussés luisants, arrondis à très arrondis et à sphéricité élevée.

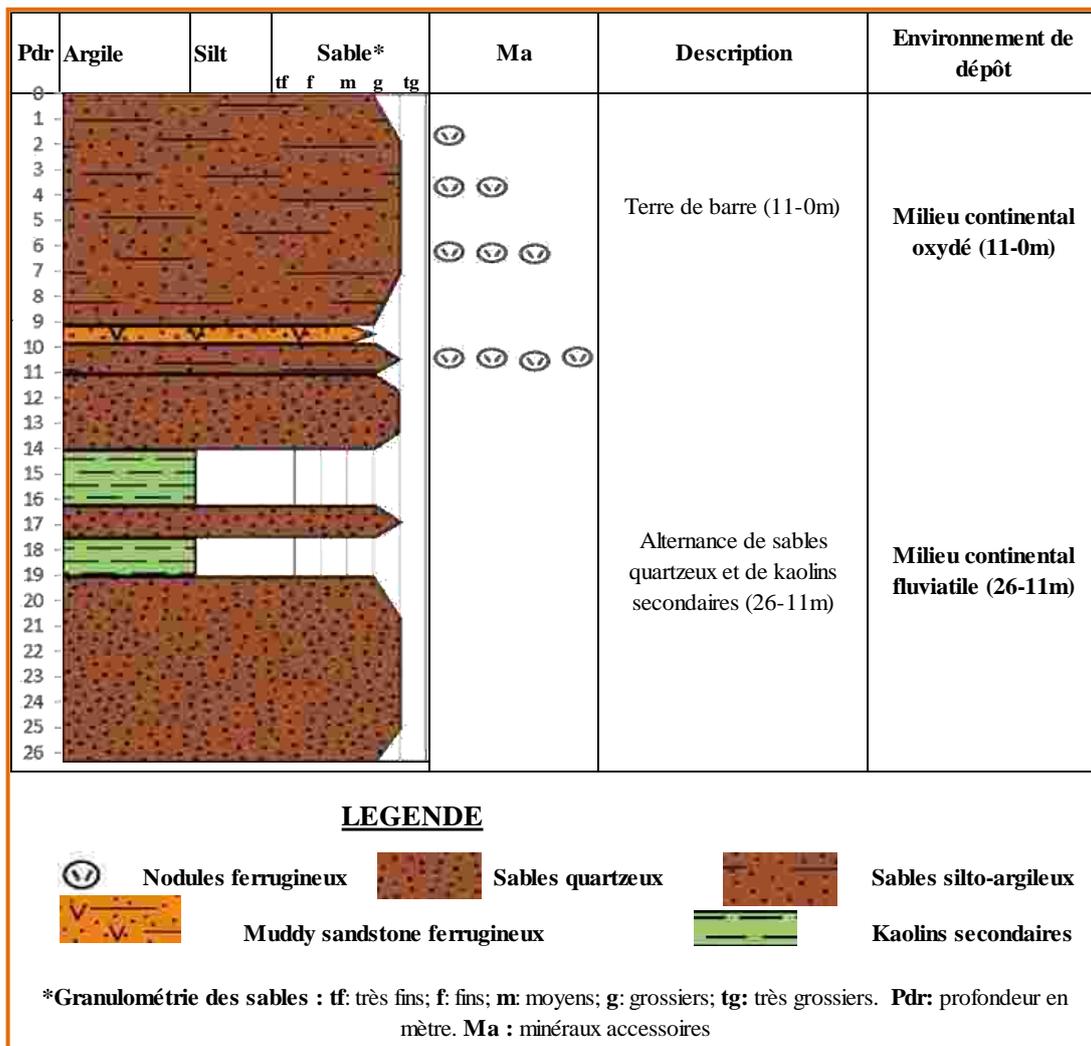


Figure 40 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Ebo4

1.4.1.5. Lithostratigraphie du forage Ebo 5

Le forage Ebo 5 profond de 56 m comprend des sables à nodules ferrugineux, des « mudrocks », des glauconies, des shales, des grès bitumineux et des sables. Ces faciès sont répartis dans cinq intervalles : Ebo5.1, Ebo5.2, Ebo5.3, Ebo5.4 et Ebo5.5 (Figure 41).

- L'intervalle Ebo5.1 (56-42 m) est caractérisé par des sables quartzueux avec intercalation de banc de kaolins secondaires. Les kaolins secondaires sont des « mudrocks » bariolés composés de silts quartzueux et de kaolinites et caractérisent le sous-intervalle 52-51 m. Les kaolins forment également une passée à la base du forage.

Selon la disposition par rapport aux kaolins situés entre les cotes 52 et 51 m, on distingue des sables quartzueux inférieurs et des sables quartzueux supérieurs.

Les sables quartzueux inférieurs sont moyens à grossiers de couleur jaune orangé et sont compris entre les cotes 56 et 52 m.

Les sables supérieurs ont un granoclassement négatif. Ils passent de fins à moyens dans le sous-intervalle 51-47 m aux moyens à grossiers dans le sous-intervalle 47-42 m. La couleur des sables supérieurs varie du jaune orangé au brun jaunâtre pâle vers le sommet.

- L'intervalle Ebo5.2 (42-22 m) présente des sables quartzeux plus ou moins tachetés de bitume intercalés entre des grès bitumineux. Cette disposition permet de subdiviser l'intervalle en quatre sous-intervalles.

- Sous-intervalle 42-37 m

Il est constitué de grès à ciment bitumineux présentant un granoclassement positif. Ce sont des grès grossiers à très grossiers (42-40 m) et moyens (40-37 m). Les grès bitumineux grossiers à très grossiers sont souples à ductiles de couleur noire à gris brunâtre. Les grès bitumineux moyens sont noir olive et friables. Les minéraux autres que les grains de quartz des grès bitumineux ne peuvent être déterminés à cause de l'abondance du bitume. Ces grès sont d'anciens sables quartzeux grésifiés par le bitume.

- Sous-intervalle 37-31 m

Il comprend des sables quartzeux moyens à grossiers tachetés de bitume à passée de kaolins secondaires. La couche de bitume est très fine et mélangée à l'argile plus abondante donnant une coloration gris jaunâtre.

- Sous-intervalle 31-25 m

Il est constitué de sables quartzeux moyens à grossiers à la base (31-29 m). La granulométrie des sables décroît entre 29 et 25 m pour donner des sables quartzeux fins à moyens.

- Sous-intervalle 25-22 m

Il présente des grès moyens à ciment bitumineux constitués en majorité de quartz. Le bitume empêche l'identification des autres minéraux. Les grès bitumineux sont friables et de couleur noir olive.

Les intervalles Ebo 5.1 et Ebo 5.2 caractérisent des paléo-chenaux comblés par les sables quartzeux. Le paléoenvironnement est continental fluvial.

- L'intervalle Ebo5.3 (22-8 m) est caractérisé par une alternance de shales et de kaolins secondaires pris entre deux faciès de glauconie, ce qui permet de distinguer trois sous-intervalles.

- Sous-intervalle 22-20 m

On y trouve des glauconies composées de nodules de glauconites à matrice kaolinique (Photo 44). Ce sont des grès glauconifères friables à grains moyens. La glauconite est le minéral essentiel de la roche avec accessoirement du quartz. Les glauconies sont vert jaunâtre sombre

et gris olive à sombre et tachetés de bitume. L'épaisseur de la couche bitumineuse des nodules de glauconite est mince. Les nodules de glauconite sont vert bleu clair et présentent des craquelures occupées par la kaolinite. Ces glauconites sont évoluées et para-autochtones indiquant un remaniement dans une plaine d'inondation où elles s'entremêlent à des kaolins secondaires.

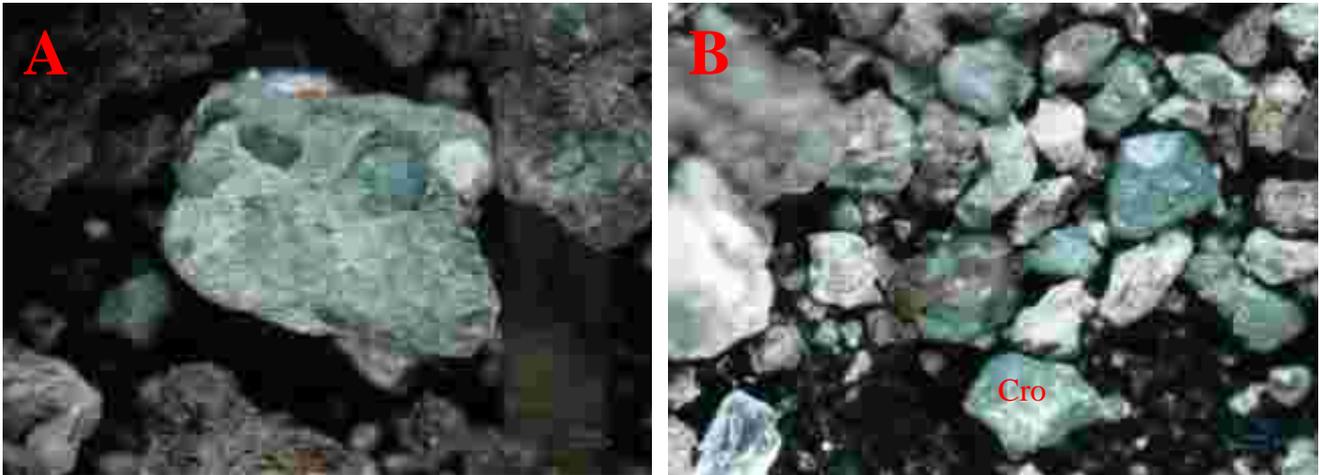


Photo 44 : Glauconites para-autochtones évoluées de la cote 21 m

A : Glauconites para-autochtones prises dans une matrice argileuse (GX3) ; **B :** Glauconites dont les craquelures sont occupées par la kaolinite (Cro ; GX3)

On trouve des coquilles de bivalves totalement silicifiés avec une proportion de 2 % dans le faciès glauconie à la cote 21 m. Cela suggère une évolution d'un pH basique vers un pH acide qui favorise le remplacement de la calcite par la silice. Ce phénomène confirme le remaniement des glauconites. L'environnement de dépôt initialement marin (zone photique) est passé à un environnement de type plaine d'inondation dû à une régression.

- Sous-intervalle 20-13 m

Il est formé d'une alternance de shales et de kaolins secondaires. Les shales sont sub-fissiles à fissiles et se localisent entre les cotes 20 et 17 m et 15 et 14 m. Les shales situés entre 20 et 17 m ont une proportion de pyrite flamboïde qui diminue de 40 à 20 % dans le sens de la sédimentation. Les glauconites ont un pourcentage de 5 %. Ces shales sont de couleur gris olive clair et tachetés de bitume entre 20 et 18 m. Les shales des cotes 15 à 14 m sont gris olive et renferment 30 % de pyrite flamboïde et 2 % de glauconite. Certaines pyrites flamboïdes (10 %) sont oxydées. Les glauconites des shales sont évoluées et para-autochtones. Le milieu de dépôt des pyrites est anoxique sulfuré. Elles se sont formées suite au remaniement des glauconites dans le nouvel environnement acquis.

Les kaolins secondaires sont bariolés et lités avec des intercalations de lamines de silts quartzeux sub-fissiles à fissiles. Ces kaolins présentent des plaquettes de kaolinite empilées les unes sur les autres. Ils se répartissent entre les profondeurs 17 et 15 m et 14 et 13 m. Les glauconites sont en traces et constituent des glauconites para-autochtones.

Ce sous-intervalle indique une alternance de milieu prodeltaïque et de plaine d'inondation continentale. Il a donc existé une alternance de progradation et de rétrogradation du delta.

- Sous-intervalle 13-8 m

On y trouve des glauconies composées de nodules de glauconites qui sont consolidés par une matrice kaolinique ou un ciment ferrugineux. Le ciment ferrugineux se trouve dans les faciès glauconifères des cotes 11 et 9 m où il coexiste avec la matrice kaolinique. Ce ciment provient de l'oxydation de la matrice kaolinique et donne une couleur orange jaune pâle à certaines glauconites (Photos 45 A et B). Ce sont des grès glauconifères friables dont la couleur des nodules de glauconite varie du vert jaunâtre sombre au vert sombre. On observe des phénomènes de microexfoliation. Ce sont des glauconites para-autochtones très évoluées. L'oxydation traduit une émergence avec exposition en sub-surface des glauconites. Le quartz est accessoire dans les grès glauconifères. Le paléoenvironnement évolue d'une plaine d'inondation continentale à un milieu continental oxydé.

Des glauconites tachetées de bitume se trouvent entre 13 et 12 m de profondeur.

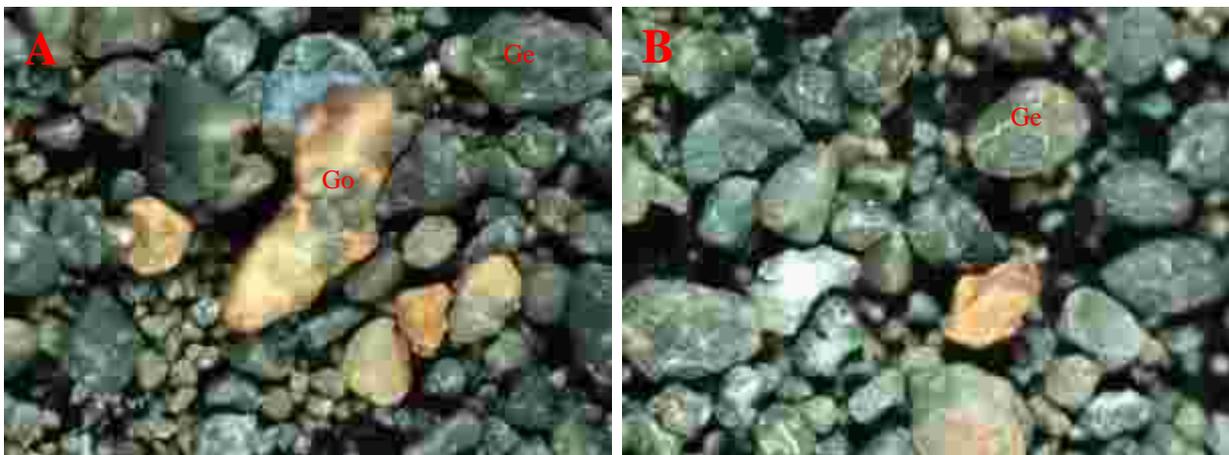


Photo 45 : Glauconites para-autochtones très évoluées de la cote 10 m présentant des glauconites oxydées avec des phénomènes de microexfoliation
(Go : glauconites oxydées, Ge : glauconites à exfoliation ; GX3)

- L'intervalle Ebo5.4 (8-2 m) ne renferme que des « mudrocks » très oxydés. Ce sont des argilites silteuses dont la partie silteuse est constituée de quartz et la partie argileuse de kaolinite. Leur couleur est brun rougeâtre clair. Les « mudrocks » seraient des paléodépôts de

kaolins qui se sont oxydés en sub-surface à la suite d'une émergence. L'environnement de dépôt est continental oxydé de type plaine d'inondation.

- L'intervalle Ebo5.5 (2-0 m) est caractérisé par des sables nodulaires moyens ferrugineux formés de concrétions d'oxyde de fer. C'est la « Terre de barre » constituée d'un mélange d'argile et de poudre d'oxyde de fer avec une couleur rouge très foncée. Le paléo-milieu est de type continental oxydé.

La présence de glauconites para-autochtones dans le forage Ebo 5 met en évidence une régression qui a exposé les glauconites en sub-surface. Lors de la reprise sédimentaire, ces glauconites ont été remaniées puis déposées dans une plaine d'inondation avec les kaolins secondaires. Les grains de quartz sont tous émoussés luisants à sphéricité élevée et de forme arrondie à très arrondie.

1.4.1.6. Lithostratigraphie du forage Ebo 6

Le forage Ebo 6 présente des argilites sableuses ferrugineuses, des « mudrocks » (argilites silteuses), de la glauconie, des grès bitumineux et des sables (Figure 42). Ces faciès sont répartis dans les intervalles Ebo6.1, Ebo6.2, Ebo6.3, Ebo6.4 et Ebo6.5. Sa profondeur est de 54 m.

- L'intervalle Ebo6.1 (54-36 m) comprend des sables quartzeux inférieurs et supérieurs séparés par un banc de kaolins secondaires bariolés. Ces formations caractérisent un paléo-chenal fluvial.

Les sables inférieurs, situés dans le sous-intervalle 54-48 m, sont moyens à grossiers de couleur violet orangé grisâtre (54-51 m) à orange grisâtre (51-48 m).

Les sables supérieurs sont aussi moyens à grossiers avec des granules de quartz à la cote 45 m. Ils sont de coloration orange grisâtre sauf à la cote 45m où ils sont jaune ocre. On les rencontre entre les cotes 47 et 36 m.

Les kaolins secondaires intercalés entre les sables supérieurs et inférieurs sont constitués de kaolinite et de silts quartzeux avec une couleur bariolée. Ce sont des « mudrocks » situés entre 48 et 47 m de profondeur.

- L'intervalle Ebo6.2 (36-23 m) est caractérisé par des grès à ciment bitumineux et des sables quartzeux partiellement bitumineux.

Les grès bitumineux dérivent de la consolidation des sables quartzeux par le bitume. Ils sont moyens, souples à ductiles, de couleur noire à noir brunâtre et se rencontrent dans le sous-intervalle 36-34 m. Seuls les grains de quartz restent visibles.

Les sables quartzeux partiellement bitumineux sont présents entre 34 et 23 m de profondeur au-dessus des grès bitumineux. La couche de bitume très fine est mélangée dans de l'argile qui est plus abondante. Les sables partiellement bitumineux comprennent les sables moyens à grossiers (34-29 m) et les sables fins à moyens (29-23 m). Ces sables présentent un granoclassement normal dont la coloration varie dans le sens de la sédimentation du gris foncé au gris jaunâtre en passant par le gris olive clair.

L'intervalle Ebo6.2 correspond à un paléo-chenal fluvial qui débute à la cote 47 m et se termine à la cote 23 m. Ce paléo-chenal a piégé du pétrole lors de la migration.

- L'intervalle Ebo6.3 (23-16 m) : c'est la glauconie qui est identifiée dans cet intervalle correspondant à une argile verte formée de nodules de glauconite pris dans une matrice argilo-silteuse bitumineuse. Elle forme des grès particuliers appelés grès glauconifères. Une partie de la glauconie est recouverte de bitume en pellicule fine. La contamination du bitume leur donne une coloration gris verdâtre sombre. La glauconie a freiné la migration du pétrole vers les couches supérieures. Les nodules de glauconite sont moyens et présentent des craquelures remplies par la kaolinite ; ils sont de couleur vert bleu clair (Photo 46). Ce sont des glauconites para-autochtones évoluées. Le paléoenvironnement est une plaine d'inondation.

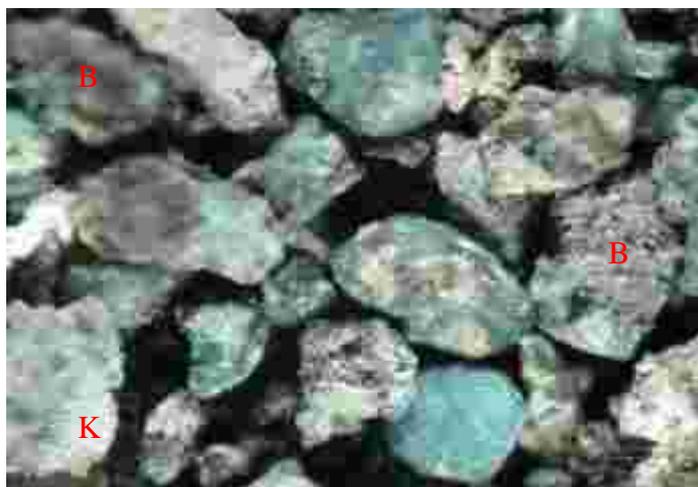


Photo 46 : Glauconites para-autochtones évoluées tachetées de bitume et entremêlées dans la kaolinite

(B : bitume, K : kaolinite sur une glauconite ; GX3)

- L'intervalle Ebo6.4 (16-6 m) comprend des « mudrocks » répartis dans deux sous-intervalles.

- Sous-intervalle 16-15 m

Il est composé de « mudrocks » gris très clair formés d'argilites à silts quartzeux.

- Sous-intervalle 15-6 m

On y trouve des « mudrocks » oxydés de couleur brun grisâtre. Les « mudrocks » sont composés de nodules ferrugineux, de plaquettes ferrugineuses et de pyrites flamboïdes rencontrées entre les profondeurs 10 et 9 m. Le pourcentage de pyrites atteint 20 % et elles sont majoritairement oxydées. On observe dans les « mudrocks » des silts quartzeux pris dans un ciment ferrugineux formant des microgrès. Ces « mudrocks » proviennent de l'oxydation de « mudrocks » sombres (gris à noirs) qui contenaient des pyrites flamboïdes saines. La présence de pyrite dans les « mudrocks » témoigne d'un paléoenvironnement transitionnel anoxique très sulfuré. L'environnement a évolué vers un milieu continental suite à une régression exposant ces « mudrocks » en sub-surface et les oxydant. Ce sous-intervalle peut être corrélé au sous-intervalle 8-2 m du forage Ebo 5.

- L'intervalle Ebo6.5 (6-0 m) est composé d'argilites sableuses ferrugineuses formant la « Terre de barre » de couleur brun modéré et orange jaunâtre foncé. Ce sont des « sandy mudrocks » issus d'anciennes argiles sableuses ferruginisées avec le temps. Ces roches renferment des proportions presque égales de nodules ferrugineux et de quartz. Le milieu de dépôt est continental très oxydé.

Les grains de quartz sont arrondis à très arrondis et émoussés luisants avec une sphéricité élevée.

Les sables des forages Ebo contiennent de l'argile kaolinique dont la proportion reste inférieure à 10 %.

1.4.2. Lithostratigraphie des forages Ebl

Les forages Ebl comprennent les forages Ebl 1, Ebl 2, Ebl 3 et Ebl 4.

1.4.2.1. Lithostratigraphie du forage Ebl 1

Le forage Ebl 1 a une profondeur de 72 m et comprend des argilites silteuses (mudrock), des argilites silto-sableuses et des sables répartis en deux intervalles (Figure 43).

- L'intervalle Ebl 1.1 (72-24 m) ne renferme que des sables quartzeux. C'est une alternance de sables grossiers à très grossiers et de sables moyens à grossiers.

Les sables grossiers à très grossiers se trouvent dans les sous-intervalles 75-54 m et 48-33 m. Ils sont orange très pâle dans le premier sous-intervalle et orange très pâle à gris jaunâtre dans le deuxième. Ces sables contiennent des grains de quartz à inclusion d'oxyde de fer.

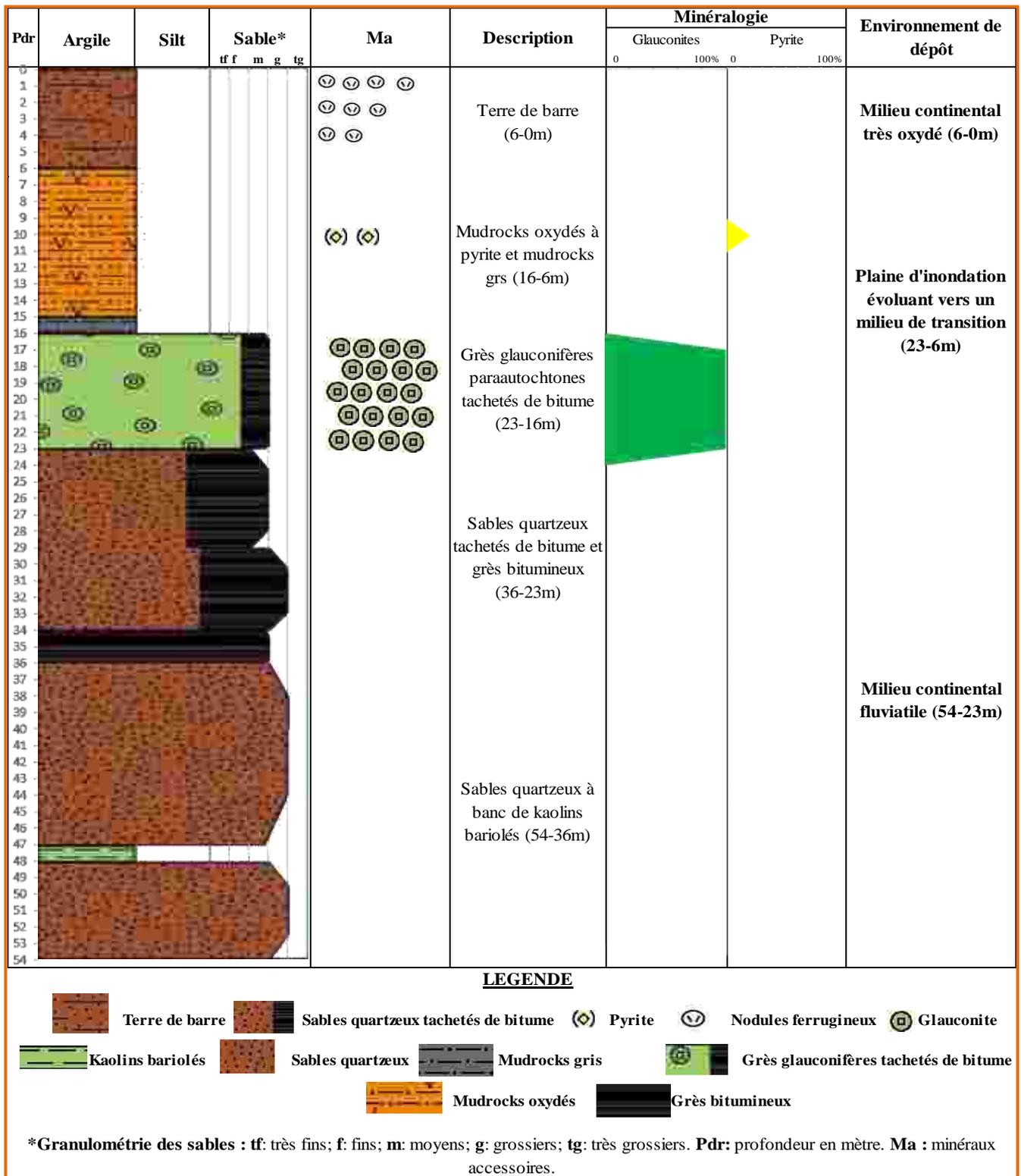


Figure 42 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Ebo6

Les sables moyens à grossiers sont présents entre les cotes 54 à 48 m et 33 à 24 m. En fonction de leur coloration, on distingue les sables orange très pâle (54-48 m), gris jaunâtre (33-32 m), orange grisâtre à jaune orangé sombre (32-27 m) et orange très pâle à orange grisâtre (27-24 m). On trouve dans les sables situés entre les cotes 32 et 27 m des concrétions ferrugineuses très friables composées de poudres d'argiles et d'oxydes de fer ainsi que des grains de quartz à inclusion d'oxyde de fer. Ces poudres résulteraient de l'oxydation de glauconites transportées puis redéposées avec les sables.

Les sables quartzeux sont très propres et dépourvus de trace d'argile entre les profondeurs 72 et 33 m. Ces sables seraient des dépôts de paléo-plage. De la cote 33 m à la surface, la présence d'argile se fait sentir dans les sables avec une proportion inférieure à 10 %.

- L'intervalle Ebl 1.2 (24-0 m) est caractérisé par des argilites silteuses correspondant à des « mudrocks » de couleur brun modéré et gris modéré. Ces formations renferment 2 % de glauconite et de la muscovite en trace dans le sous-intervalle 24-18 m. Dans le sous-intervalle 18-0 m, on retrouve des inclusions de débris carbonés dans les argilites silteuses. Ces argilites silteuses sont composées de 7,5 % de muscovite et 2,5 % de glauconite.

Les glauconites de l'intervalle Ebl 1.2 sont allochtones et ont subi l'oxydation et le lessivage lors du transport avant leur dépôt. Leurs couleurs sont brun rougeâtre modéré et orange très pâle et ne se retrouvent que dans les fractions inférieures ou égales à 63 µm (Photo 47). Cela explique que les poudres des sables moyens à grossiers proviennent de l'oxydation des glauconites. L'intervalle Ebl 1.2 peut être corrélé au sous-intervalle 15-6 m du forage Ebo 6 et au sous-intervalle 8-2 m du forage Ebo 5. Le paléo-milieu est donc de type transitionnel.

Les grains de quartz du forage Ebl 1 sont émoussés luisants à sphéricité élevée. Ils sont très arrondis à la base et évoluent vers des grains arrondis à très arrondis.

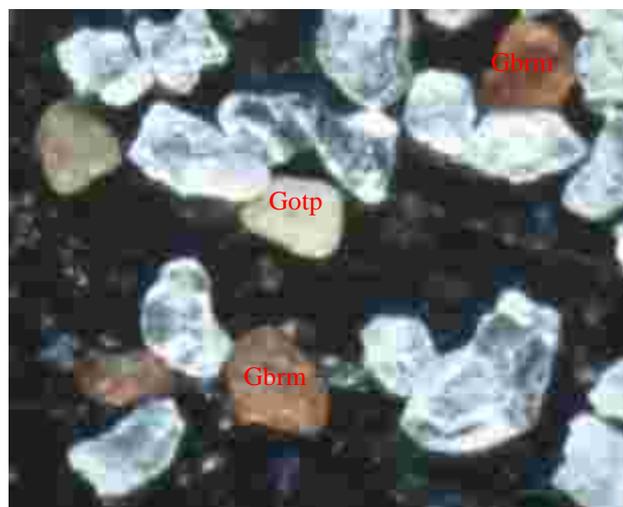
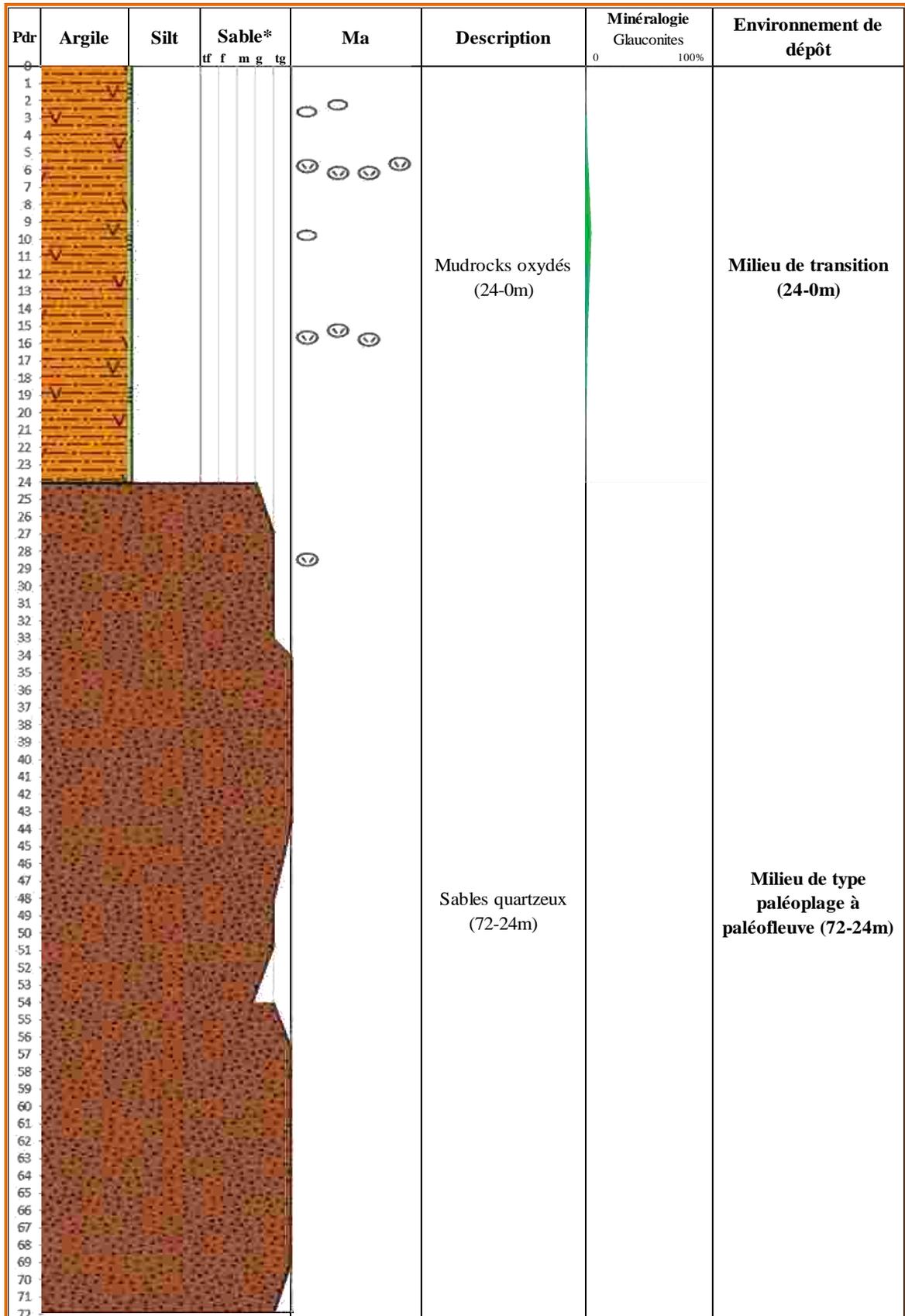


Photo 47 : Glauconites allochtones oxydées et lessivées de la cote 9 m

(Fraction 63 µm ; GX10 ; Gbrm : glauconite brun rougeâtre modéré, Gotp : glauconite orange très pâle)



LEGENDE

 Sables quartzeux
  Nodules ferrugineux
  Mudrocks oxydés
  Muscovite

*Granulométrie des sables : tf: très fins; f: fins; m: moyens; g: grossiers; tg: très grossiers. Pdr: profondeur en mètre. Ma : minéraux accessoires.

Figure 43 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Ebl1

1.4.2.2. Lithostratigraphie du forage Ebl 2

Le forage a une profondeur de 75 m. Il comporte des sables silto-argileux, des sables quartzeux, des granules quartzeux, des grès bitumineux, des microconglomérats bitumineux et des kaolins secondaires répartis en deux intervalles Ebl 2.1 et Ebl 2.2 (Figure 44).

- L'intervalle Ebl 2.1 (75-6 m) présente des alternances de niveaux bitumineux, non bitumineux ou partiellement bitumineux dont on peut différencier cinq sous-intervalles.

- Sous-intervalle 75-62 m

Il renferme des sables quartzeux et des granules quartzeux partiellement bitumineux et totalement bitumineux formant des grès et des microconglomérats bitumineux. La couleur est gris jaunâtre surtout noir brunâtre pour les grains tachetés de bitume.

Les sables quartzeux partiellement bitumineux sont moyens à grossiers (71 à 69 m), grossiers à très grossiers (75 à 72 m) et très grossiers à granulés (67 à 65 m). Les sables grossiers à très grossiers partiellement bitumineux contiennent des granules de quartz et débutent la sédimentation du forage Ebl 2.

Les granules quartzeux partiellement bitumineux sont connus entre les profondeurs 69 et 67 m. Ils sont intercalés entre les sables quartzeux moyens à grossiers partiellement bitumineux et les sables quartzeux très grossiers à granulés partiellement bitumineux.

Entre les sables partiellement bitumineux s'intercalent des grès à ciment bitumineux issus d'une grésification totale des sables quartzeux par le bitume. Les grès à ciment bitumineux sont souples et de couleur brun noirâtre à noire. En dehors du quartz, les autres minéraux ne sont pas identifiables à cause de la couche de bitume. En fonction de la taille des éléments des grès bitumineux, on distingue les grès bitumineux moyens à grossiers, les grès bitumineux grossiers à très grossiers et les grès bitumineux très grossiers à granulés.

Les grès bitumineux moyens à grossiers se trouvent entre les cotes 72 et 71 m d'une part et d'autre part entre 63 et 62 m. Ils reposent sur les sables quartzeux grossiers à très grossiers partiellement bitumineux.

Les grès bitumineux très grossiers à granulés et les grès grossiers à très grossiers sont situés respectivement entre les profondeurs 65 et 64 m et 64 et 63 m.

- Sous-intervalle 62-60 m

Il est caractérisé par la seule présence de kaolins secondaires blancs et friables. Ces kaolins sont formés principalement de kaolinites et de silts quartzeux.

- Sous-intervalle 60-58 m

On y rencontre des grès bitumineux souples de couleur brun noirâtre à noire à la base (60-59 m). Ces grès sont surmontés par des sables quartzeux moyens à grossiers et partiellement bitumineux situés entre les cotes 59 et 58 m.

- Sous-intervalle 58-8 m

Il montre des grès et des microconglomérats bitumineux qui alternent et présentent des granoclassements normal et inverse.

Selon leur granulométrie, les grès bitumineux sont moyens à grossiers, grossiers à très grossiers et très grossiers à granulés. Ce sont des grès souples de couleur noir brunâtre à noire en fonction de la concentration du bitume. Ils sont constitués majoritairement de quartz et les autres minéraux s'ils existent, ne sont pas identifiables à cause du bitume.

Les grès bitumineux moyens à grossiers se retrouvent entre les cotes 30-19 m, 15-12 m et 11-10 m. Le bitume est fortement concentré entre les cotes 25-23 m, 13-12 m et 11-10 m (Photo 48).



Photo 48 : Grès à ciment bitumineux moyens à grossiers de la cote 25 m

Les grès bitumineux grossiers à très grossiers se rencontrent dans les niveaux 58-49 m, 46-39 m, 38-36 m et 35-30 m. Les grès bitumineux grossiers à très grossiers des niveaux 58 à 56 m et 32 à 31 m montrent une forte concentration de bitume.

Les grès bitumineux très grossiers à granulés caractérisent les cotes comprises entre 49 et 48 m, 19 et 15 m et 12 et 11 m.

- Sous-intervalle 8-6 m

Il est formé uniquement de sables quartzeux sans aucune trace de bitume sur les grains. La couleur des sables est orange grisâtre. Ils sont très grossiers à granulés entre 8 et 7 m de

profondeur et grossiers à très grossiers entre les cotes 7 et 6 m traduisant un granoclassement normal.

- L'intervalle Ebl 2.2 (6-0 m) est caractérisé par des « muddy sandstones » issus de la lithification de sables silto-argileux. Ces sédiments mixtes terminent la sédimentation du forage Ebl 2. Leur classe granulométrique est de type aréno-lutite. La fraction sableuse est fine et formée de quartz. Ce sont des roches friables et massives. On distingue selon la couleur les « muddy sandstones » clairs et les « muddy sandstones » sombres.

Les « muddy sandstones » clairs sont orange grisâtre et composés de nodules ferrugineux constitués de silts quartzeux pris dans un ciment ferrugineux. La proportion des nodules est de 15 %. Ils se rencontrent entre 6 et 3 m de profondeur. Ces dépôts sont corrélables à ceux de l'intervalle Ebl 1.2 du forage Ebl 1, du sous-intervalle 15-6 m du forage Ebo 6 et du sous-intervalle 8-2 m du forage Ebo 5.

Les « muddy sandstones » sombres sont situés entre 3 et 0 m et comprennent une forte proportion de débris carbonés (60 %) et de quartz (40 %). La couleur est gris olive clair à noire.

La distribution du bitume dans le forage Ebl 2 montre une diffusion depuis la base jusqu'en surface. Les grès bitumineux représentent 73,33% de la profondeur totale du forage. Les argiles sont en trace ou peu abondantes dans les sables. Les grains de quartz sont émoussés luisants avec une sphéricité élevée et majoritairement très arrondis, mais on rencontre des grains de quartz arrondis à très arrondis vers le sommet.

1.4.2.3. Lithostratigraphie du forage Ebl 3

Le forage Ebl 3 est profond de 63 m et comprend des conglomérats, des « mudrocks », des grès bitumineux et des sables. Quatre intervalles peuvent être distingués dans ce forage (Figure 45).

- L'intervalle Ebl 3.1 (63-47 m) est caractérisé par des « mudrocks » intercalés entre deux bancs de sables quartzeux, ce qui permet de distinguer les sous-intervalles 63-56 m, 56-52 m et 52-47 m.

- Sous-intervalle 63-56 m

Il est représenté par des sables quartzeux de couleur brun modéré à gris jaunâtre. Ces sables sont grossiers à très grossiers comportant des glauconites allochtones arrondies vert sombre dont la proportion diminue de 5 à 1 % dans le sens de la sédimentation. Les glauconites proviennent de la reprise sédimentaire des glauconites autochtones très évoluées. L'environnement de dépôt du sous-intervalle est fluvio-deltaïque.

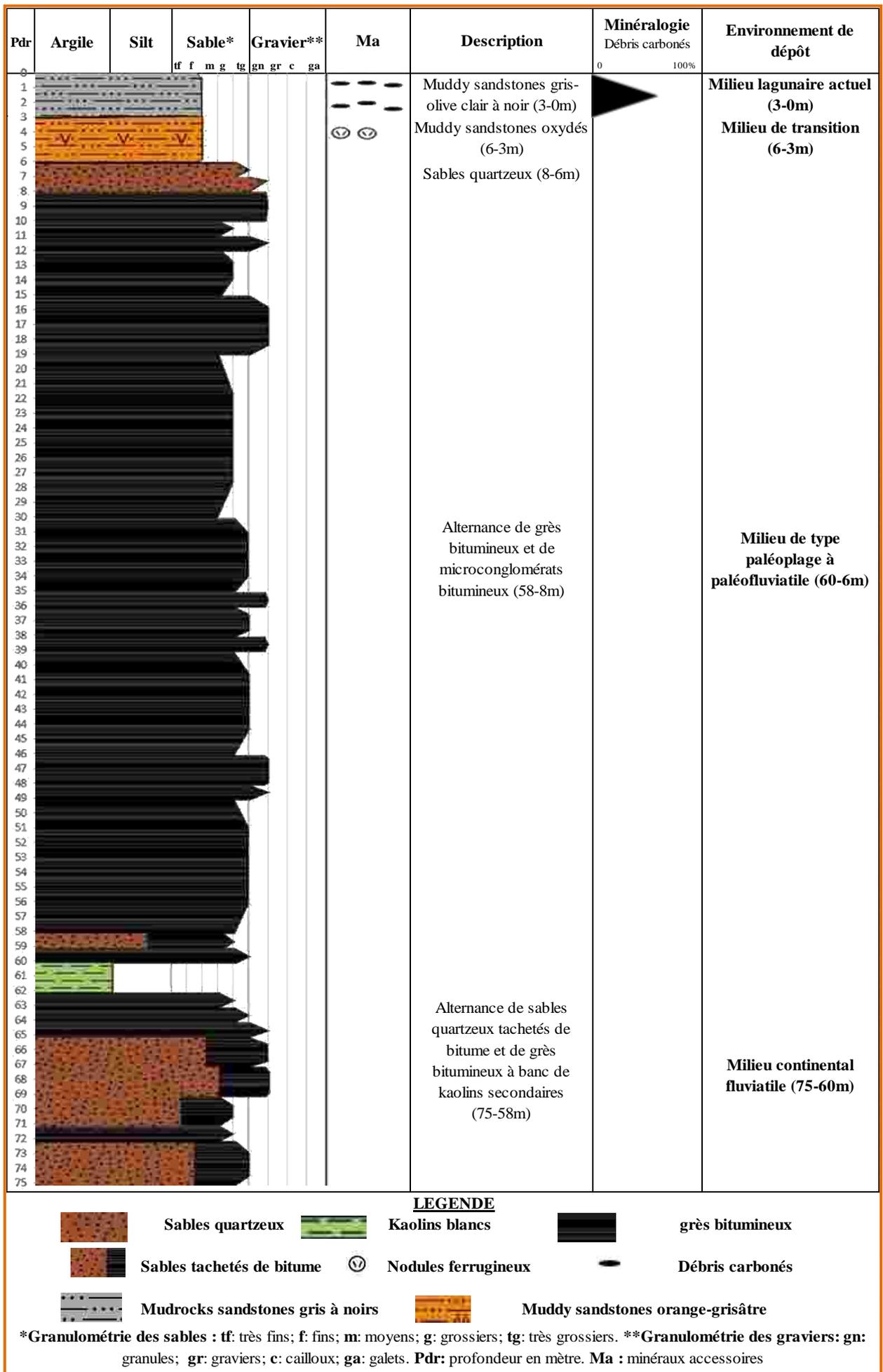


Figure 44 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Eb12

- Sous-intervalle 56-52 m

Ce sont des « mudrocks » friables et massifs à muscovite qui sont identifiés dans ce sous-intervalle. En fonction de la coloration, on particularise les « mudrocks » jaune ocre micacés et les « mudrocks » gris olive.

Les « mudrocks » jaune ocre micacés sont des argilites silteuses comportant des sables très fins peu abondants. Ils sont compris entre les cotes (56-54 m) et constitués de 10 % de nodules ferruginisés et de glauconites allochtones en trace. Ces « mudrocks » caractérisent un milieu continental oxydé.

Les « mudrocks » gris olive se rencontrent entre les profondeurs 54 et 52 m et ne présentent que des traces de glauconites allochtones. Leur environnement de dépôt est transitionnel.

- Sous-intervalle 52-47 m

On y discrimine les sables quartzeux moyens à grossiers et les sables quartzeux grossiers à très grossiers. Ces sables présentent quelques grains de quartz tachetés de bitume et de glauconites arrondies de couleur verte à vert sombre. Ils se seraient contaminés lors de leur remontée dans le tubage. Leur couleur est gris olive clair.

Les sables quartzeux grossiers à très grossiers sont composés de 5 % de glauconite et situés entre les cotes 52 et 49 m. Les sables quartzeux moyens à grossiers renferment 5 % de nodule ferrugineux et 2,5 % de glauconite et de muscovite chacune. Ils sont présents entre les cotes 49 et 47 m.

Les craquelures des glauconites de l'intervalle Ebl 3.1 sont absentes. Ce sont des glauconites allochtones enrobées dans de l'argile oxydée (Photos 49 A et B). L'environnement de dépôt est fluvio-deltaïque.

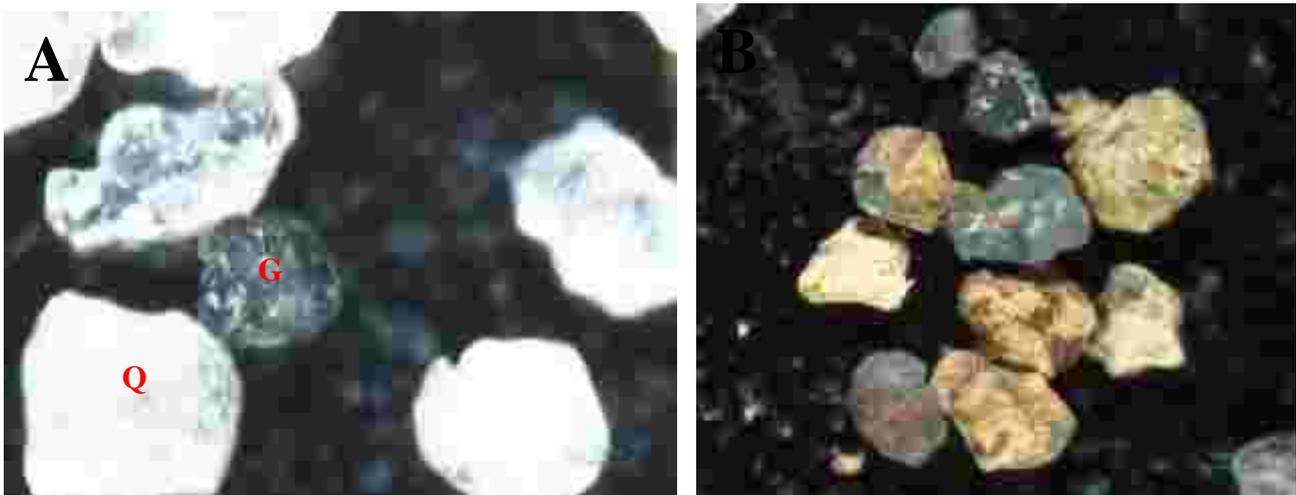


Photo 49 : Glauconites allochtones

A : glauconites vert-sombre de la cote 60 m (Q : quartz ; G : glauconites ; GX6) ; B : glauconites vertes à vert-sombre de la cote 50 m

- L'intervalle Ebl 3.2 (47-22 m) montre des alternances de grès bitumineux micacés très fins et de « mudrocks » ou de sables silto-argileux. Les dépôts débutent par des grès à ciment bitumineux très fins compris dans le sous-intervalle 47-38 m. Ils sont surmontés par des sables silto-argileux micacés entre les profondeurs 38 et 36 m. Les grains de quartz de la fraction sableuse sont très fins à fins. Ce sont d'anciens sables à boue issus d'un transport de type « mud flow ». Leur couleur est gris olive.

Viennent ensuite des « mudrocks » micacés gris olive localisés entre les cotes 36 et 34 m. Sur les « mudrocks » micacés gris olive se sédimentent des grès bitumineux très fins et micacés. Ils se rencontrent entre les profondeurs 34 et 31 m. Les « mudrocks » micacés forment aussi le toit de l'intervalle Ebl 3.2 entre 31 et 22 m de profondeur. Ces « mudrocks » sont composés en moyenne de 5 % de pyrite flamboïde (Photo 50 A) et de 3 % de glauconite. La pyrite est oxydée et ne se présente que dans le niveau (31-25 m) avec une proportion minimale de 2,5 % et maximale de 7,5 % dans le sens du forage. Le maximum de la glauconite est de 5 % à la cote 25 m et le minimum de 1 % à la cote 23 m (Photo 50 B). Les glauconites sont vert jaunâtre et dépourvues de craquelure. Ce sont des glauconites allochtones.

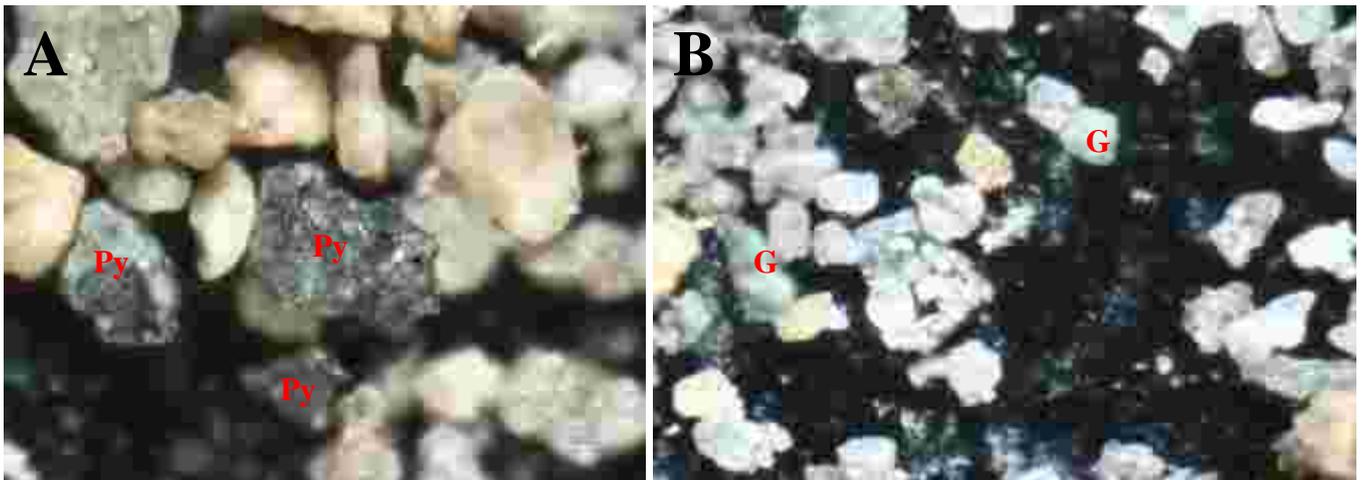


Photo 50 : A : Pyrites flamboïdes oxydées (Py : pyrite ; GX10) ; B : Glauconites vert-jaunâtre modéré para-autochtones et légèrement évoluées (Cote 25 m ; GX10 ; G : glauconite)

Le niveau (31-30 m) est caractérisé par la présence d'argile gonflante de type montmorillonite de couleur gris olive clair. On a retrouvé ces argiles gonflées au cours de l'échantillonnage.

Les grès bitumineux de l'intervalle Ebl 3.2 sont souples de couleur noir brunâtre à noire. À l'exception du quartz, les autres minéraux ne sont pas identifiables à cause du bitume. L'intervalle Ebl 3.2 montre une alternance de milieu fluvio-deltaïque (dépôt de grès) et transitionnel (dépôt de « mudrocks » gris olive) avec une intercalation d'environnement

suboxydé à anoxique peu sulfuré (31-25 m). La couleur gris olive caractérise un milieu dysoxydé à suboxydé.

- L'intervalle Ebl 3.3 (22-5 m) est constitué de « mudrocks » friables et massifs à muscovite. En fonction de la couleur on distingue les « mudrocks » jaune ocre micacés, rouges micacés et gris jaunâtre micacés.

Les « mudrocks » jaune ocre micacés se rencontrent aux sous-intervalles 22-19 m et 16-13 m. Ils sont composés de sables très fins peu abondants renfermant 10 % de nodule ferruginisé et de la glauconite en trace. On trouve des plaquettes d'argile ferruginisée dans le premier sous-intervalle 22-19 m et des débris carbonés en traces dans le dernier.

Les « mudrocks » rouges micacés sont des argilites silteuses oxydées présents aux cotes 19-18 m, 17-16 m, 13-11 m et 9-5 m. Ils sont caractérisés par la présence de glauconites et de microgrès ferrugineux. Les glauconites sont souvent arrondies et présentent des traces de craquelures. Les craquelures de certaines glauconites montrent un début d'oxydation tandis que certaines sont totalement oxydées (Photos 51 A et B). Les glauconites du sous-intervalle 9-5 m sont légèrement évoluées à évoluées. Elles représentent une proportion d'environ 10 % entre 9 et 5 m de profondeur. Entre les autres cotes, les glauconites sont en trace.

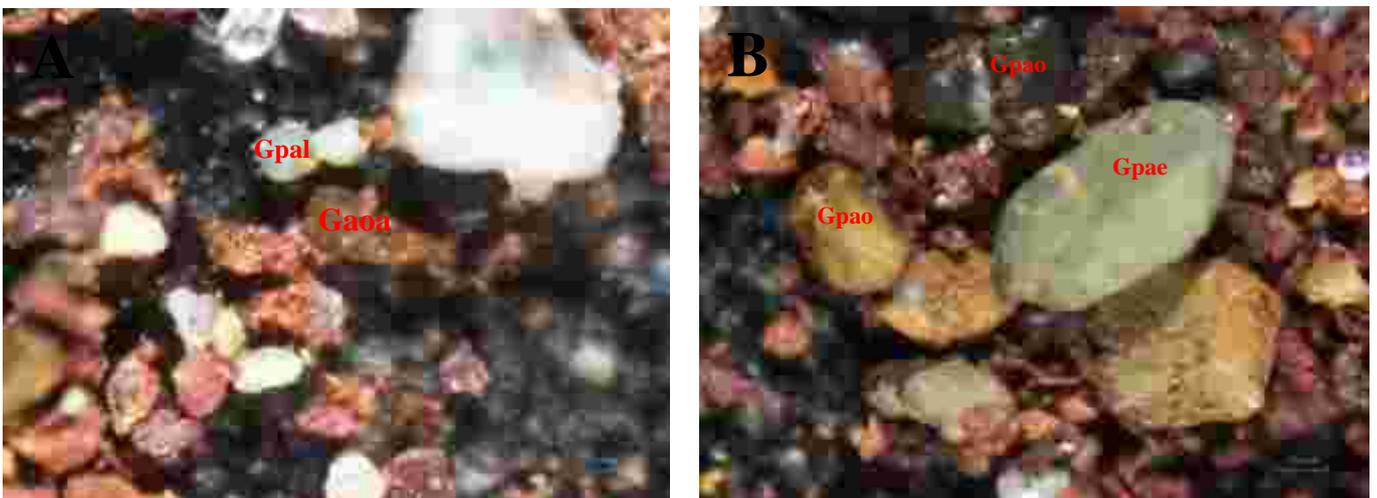


Photo 51 : Glauconites para-autochtones et allochtones de la cote 7 m

A : Gaoa-glauconite oxydée allochtone ; Gpal-glauconite para-autochtone légèrement oxydée (GX10). B : Gpao-glauconite para-autochtone oxydée ; Gpae-glauconite para-autochtone évoluée à craquelure oxydée (GX6)

Les microgrès sont composés de silt quartzeux et de glauconite à ciment argilo-ferruginisé. Ces microgrès sont des nodules de fraction fine à grossière. On trouve également des plaquettes d'argile ferruginisée constituant environ 85 % de la fraction de 63 µm. Les quartz sont rares dans ces « mudrocks ». Leur couleur varie du rouge sombre au rouge très sombre.

Les « mudrocks » gris jaunâtre micacés sont localisés dans les sous-intervalles 18-17 m et 11-9 m. Ils présentent des grains de glauconite arrondie dispersés dans une matrice kaolinique. Le pourcentage moyen de glauconite est estimé à 12,5 %. Dans le premier sous-intervalle, le pourcentage de glauconite est de 15 % et dans le deuxième sous-intervalle 15 à 10 % dans le sens de la sédimentation. On trouve aussi des microgrès quartzeux ferrugineux correspondants à des silts quartzeux ferrugineux.

Les glauconites de l'intervalle Ebl 3.3 sont para-autochtones et allochtones.

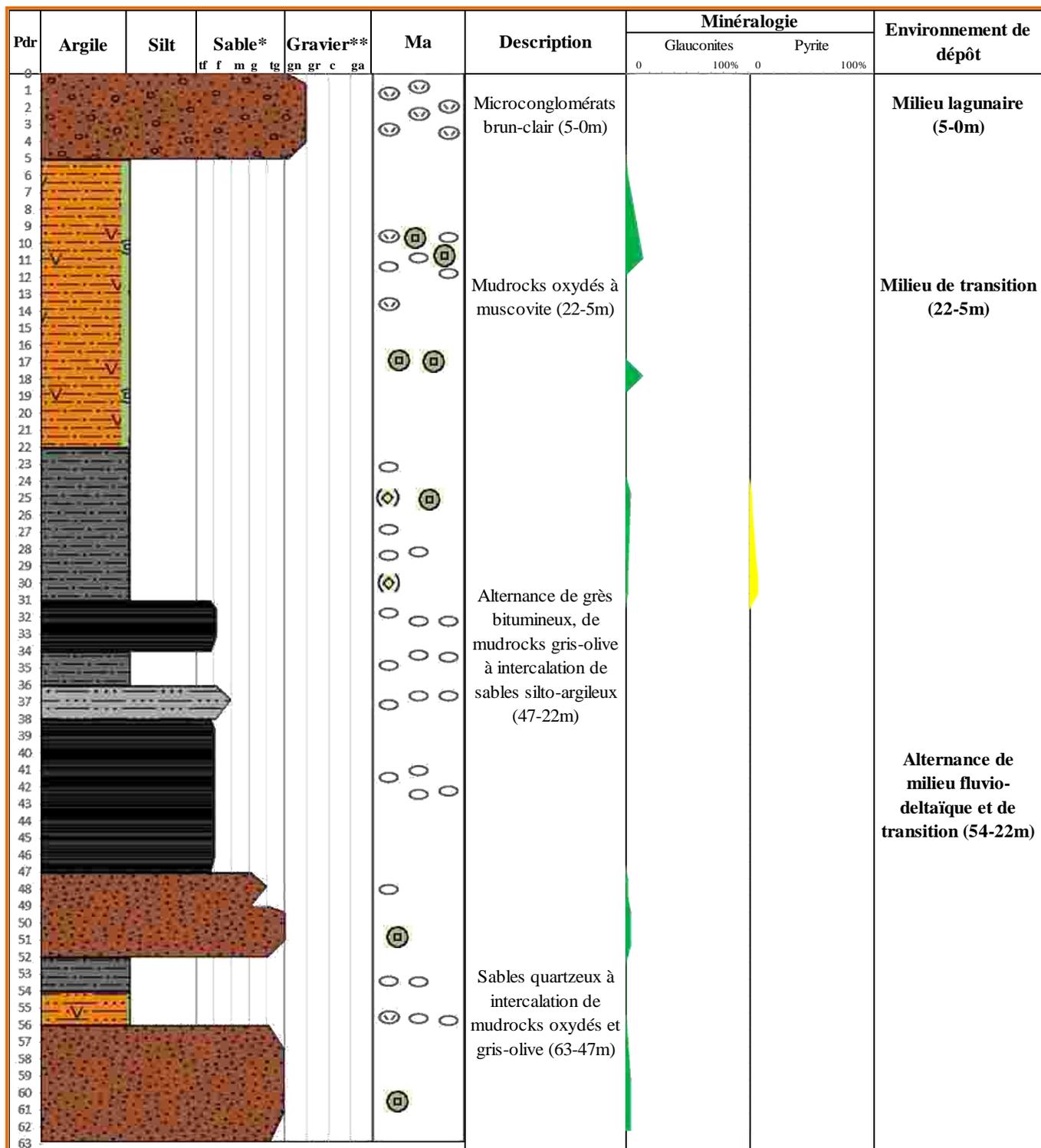
L'intervalle Ebl 3.3 est corrélé à l'intervalle Ebl 1.2 du forage Ebl 1, au sous-intervalle 6-3 m du forage Ebl 2, au sous-intervalle 15-6 m du forage Ebo 6 et au sous-intervalle 8-2 m du forage Ebo 5. Le paléo-milieu de dépôt est transitionnel.

- L'intervalle Ebl 3.4 (5-0 m) comporte des microconglomérats formant le toit du forage Ebl 3. Ce sont des parapoudingues polygéniques intraformationnels (polymictiques) composés de concrétions granulaires ferrugineuses et de quartz (Photo 52). Ces microconglomérats, issus d'un transport de type « debris flow », ont une matrice argileuse peu ferrugineuse. Ils forment une structure empâtée à grains peu dispersés dans la matrice. Ils comprennent 40 % de quartz et 60 % de concrétions ferrugineuses. Leur couleur est brun clair. Ils proviennent de la reprise sédimentaire des roches sous-jacentes exposées à une oxydation à l'air libre et formant des concrétions ferrugineuses avant la mise en place de la lagune Tango. La reprise sédimentaire s'est faite au cours d'un transport de type « debris flow » suite à la dernière régression marine qui a mis en place les lagunes du littoral ivoirien. L'environnement de dépôt est donc lagunaire.

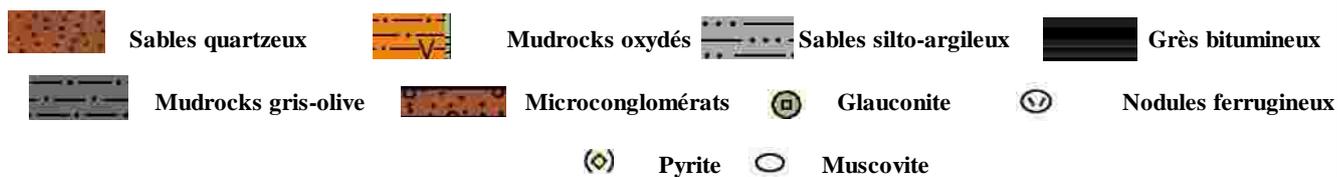


Photo 52 : Parapoudingues polygéniques intraformationnels

Les grains de quartz du forage Ebl 3 sont majoritairement très arrondis avec quelques grains arrondis et même subarrondis. Ces grains de quartz sont émoussés luisants et à sphéricité élevée.



LEGENDE



*Granulométrie des sables : tf: très fins; f: fins; m: moyens; g: grossiers; tg: très grossiers. **Granulométrie des graviers: gn: granules; gr: graviers; c: cailloux; ga: galets. Pdr: profondeur en mètre. Ma : minéraux accessoires

Figure 45 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Eb13

1.4.2.4. Lithostratigraphie du forage Ebl 4

Le forage Ebl 4 a une profondeur de 38 m. Il renferme neuf types de lithofaciès : « mudrocks » sombres, glauconies quartzеuses, grès noduleux quartzеux, carbonates, « muddy sandstones » ferrugineux, siltites argilo-sableuses, sables silto-argileux, shales et grès bitumineux. On discrimine cinq intervalles : Ebl 4.1, Ebl 4.2, Ebl 4.3, Ebl 4.4 et Ebl 4.5.

- L'intervalle Ebl 4.1 (38-28 m) est constitué uniquement de grès à ciment bitumineux. Les minéraux sont invisibles à l'exception du quartz qui est très abondants. Ce sont donc des grès quartzеux à ciment bitumineux. En fonction de la granulométrie, on distingue les grès bitumineux moyens et les grès bitumineux grossiers.

Les grès bitumineux moyens sont présents à la base et caractérisent le sous-intervalle 38-29 m. Ils présentent deux types de colorations en fonction de la quantité de bitume. Dans les niveaux (38-37 m) et (35-29 m) ils sont de couleur noir brunâtre à brun clair et dans le niveau (37-35 m) brun modéré à brun sombre. Ces derniers sont ductiles et friables. Les grès des niveaux (38-37 m) et (35-29 m) sont souples et plus riches en bitume que ceux des profondeurs 38 à 34 m (Photos 53 A et B).

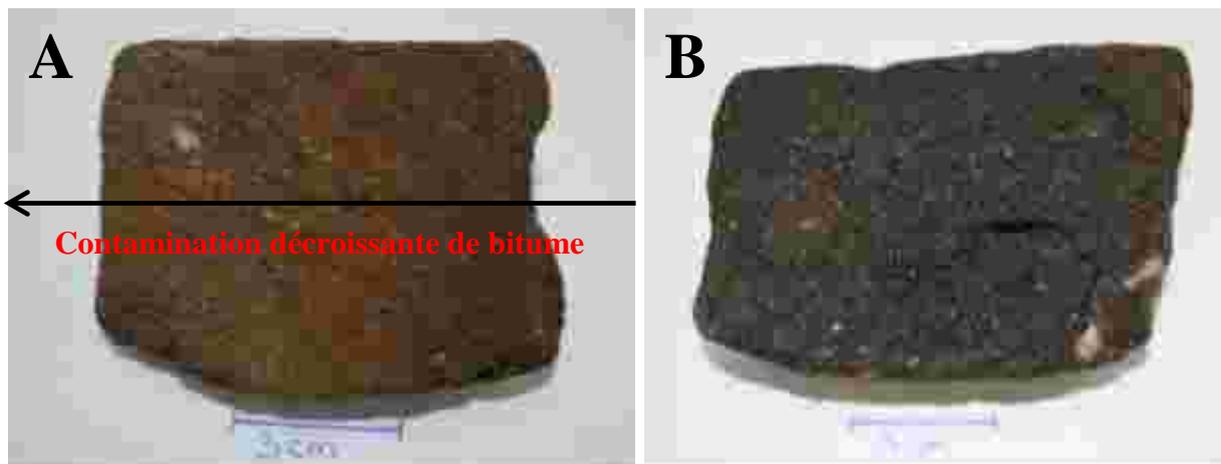


Photo 53 : Grès quartzеux bitumineux

(A : Grès quartzеux bitumineux moyens de la cote 37 m ; B : Grès quartzеux bitumineux grossiers de la cote 34 m)

Les grès bitumineux grossiers sont situés dans le sous-intervalle 29-28 m de couleur noir brunâtre à brun clair. Ils sont souples à ductiles et très imprégnés de bitume.

Le paléo-milieu de dépôt est de type fluvio-deltaïque.

- L'intervalle Ebl 4.2 (28-24 m) ne présente que des roches fossilifères. Les fossiles correspondent à des coquilles de bivalves remplies de sédiments. Les coquilles ont été épigénisées par la silice qui a remplacé la calcite. Ces coquilles extrêmement dures ne font

pas d'effervescence à HCl, ce qui montre que la silicification a été complète à cause de l'acidification du milieu. Les types de roches fossilifères sont répartis dans deux sous-intervalles.

- Sous-intervalle 28-25 m

Il comprend des « mudrocks » fossilifères friables composées d'argile et de silts quartzeux. Ces « mudrocks » sont gris clair présentant des débris de coquilles de bivalves. Ils contiennent des injections de bitume et de la pyrite flamboïde (2 %).

- Sous-intervalle 25-24 m

On y trouve des sables silto-argileux fossilifères peu consolidés de couleur gris sombre. Ce sont des « muddy sandstones » à grains de quartz fins à moyens et à granules de quartz tachetés de bitume. L'épaisseur de bitume est fine et ne permet pas d'identifier les minéraux autres que le quartz. Ils sont caractérisés par la présence de fossiles entiers de bivalves dispersés dans le sédiment.

Le paléo-milieu de cet intervalle est de type transitionnel suboxydé à anoxique très peu sulfuré. Les fossiles silicifiés traduisent un remaniement qui favorise la silicification des fossiles dans un milieu devenu acide.

- L'intervalle Ebl 4.3 (24-20 m) renferme des siltites argilo-sableuses friables de couleur gris modéré. Ces roches sont composées par ordre d'abondance de silts quartzeux, d'argiles et de sables quartzeux. Elles contiennent 5 % de pyrite flamboïde. Le paléoenvironnement est transitionnel anoxique peu sulfuré.

- L'intervalle Ebl 4.4 (20-4 m) est caractérisé par des glauconies formées par la consolidation de glauconites et de quartz pris dans une matrice kaolinique. Ce sont des grès glauconifères quartzeux moyens et friables avec une matrice kaolinique. Les glauconites sont para-autochtones à allochtones.

La composition minéralogique moyenne des glauconies quartzieuses comprend par ordre d'abondance des glauconites (50 %), des quartz (30 %) et des nodules ferrugineux (20 %). La pyrite n'est présente qu'aux cotes 20 m et 15 m avec une proportion de 10 %. La muscovite est présente à l'état de trace. La proportion de quartz diminue avec la profondeur alors que celle des nodules ferrugineux (glauconites oxydées) augmente en profondeur pour atteindre un pic de 70 % à la cote 10 m, puis décroît pour atteindre 20 %. Le test à HCl est positif dans tout l'intervalle en raison de la présence de débris calcaires de bivalves. La proportion des coquilles est inégale dans l'intervalle.

Dans l'ensemble des glauconies, on trouve des fossiles de bivalves concentrés par endroits et une ferruginisation. On distingue dans les grès glauconifères quartzieux deux bancs de

calcaires marneux, un banc de « muddy sandstones » ferrugineux, un banc de grès noduleux quartzeux et des fossiles entiers pris dans une matrice ferruginisée.

- Calcaires marneux

Ils font effervescence à HCl dilué 10 % et laissent un petit dépôt d'argile après la réaction. Les coquilles sont calcaires. Ce sont des roches très dures formant des lumachelles et renfermant une argile glauconieuse. On les retrouve en bancs dans les sous-intervalles 20-19 m et 16-12 m. Les roches sont en partie imprégnées de bitume (Photo 54 A), ce qui leur donne une couleur noir olive. Dans ces sous-intervalles, la proportion moyenne des minéraux par ordre d'abondance est de 50 % de glauconite, 20 % de quartz, 20 % de nodule ferrugineux et 10 % de pyrite flamboïde. Les nodules ferrugineux proviennent de l'oxydation des glauconites. La pyrite est également oxydée (Photo 54 B). Les glauconites sont para-autochtones à allochtones évoluées à très évoluées (Photo 54 C) et présentent des craquelures remplies de kaolinite. Les glauconites sont vert bleu clair à vert sombre.

- « Muddy sandstones » ferrugineux

Ils se rencontrent dans le sous-intervalle 19-16 m. Ils ont été grésifiés avant le dépôt des couches supérieures. Leur couleur est brun modéré et orange jaunâtre sombre (Photo 54 D). Ils caractérisent un milieu continental oxydé.

- Grès noduleux quartzeux

Ce sont des grès friables composés de nodules ferrugineux et de quartz. Les nodules ferrugineux dérivent de l'oxydation des nodules de glauconites (Photos 55 A et B) et se rencontrent dans le sous-intervalle 12-4 m. La coloration est brun modéré. Ils comprennent de la glauconite (5 %), du quartz (25 %) et des nodules ferrugineux (70 %). Les grains de quartz sont très fins. Les glauconites sont para-autochtones très évoluées de taille fine à moyenne. Les glauconites oxydées donnent des ocres rouges et jaunes. Elles ont été exposées en sub-surface provoquant leur oxydation.

- Fossiles entiers

Ils sont constitués de coquilles de lamellibranches (bivalves). On les trouve entre les cotes 5 et 4 m. Ces fossiles sont pris dans une matrice glauconieuse très oxydée (Photo 56 A). On observe des moules externes de bivalves (Photo 56 B). Les restes de bivalves sont composés de carbonates de calcium (test à HCl 10 % positif). Ce sont des grès fossilifères ferrugineux. On retrouve également des glauconites saines et oxydées ainsi que des boulettes fécales (Photo 56 C). La présence de fossiles dans la matrice glauconieuse suggère un remaniement

local dans un milieu fluviodeltaïque (milieu côtier). Les glauconites sont donc para-autochtones évoluées à très évoluées.

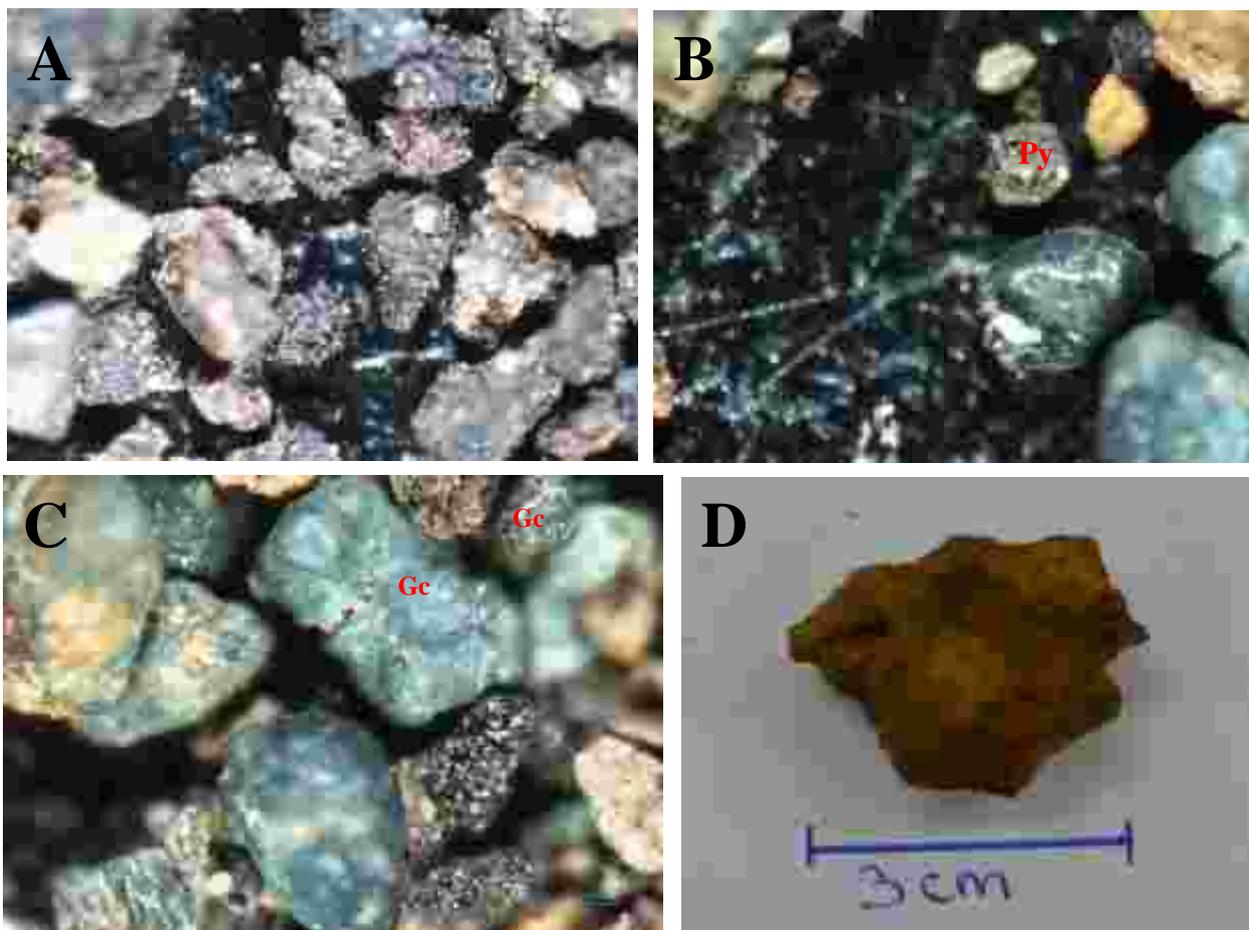


Photo 54 : A : Nodules de glauconites tachetés de bitume (cote 20 m, GX4) ; B : Pyrite flamboïde oxydée (cote 15 m, Py : pyrite, GX6) ; C : glauconites para-autochtones évoluées à très évoluées (Gc : glauconites à craquelure, cote 15 m, GX6) ; D : Muddy sandstones ferrugineux de la cote 17 m

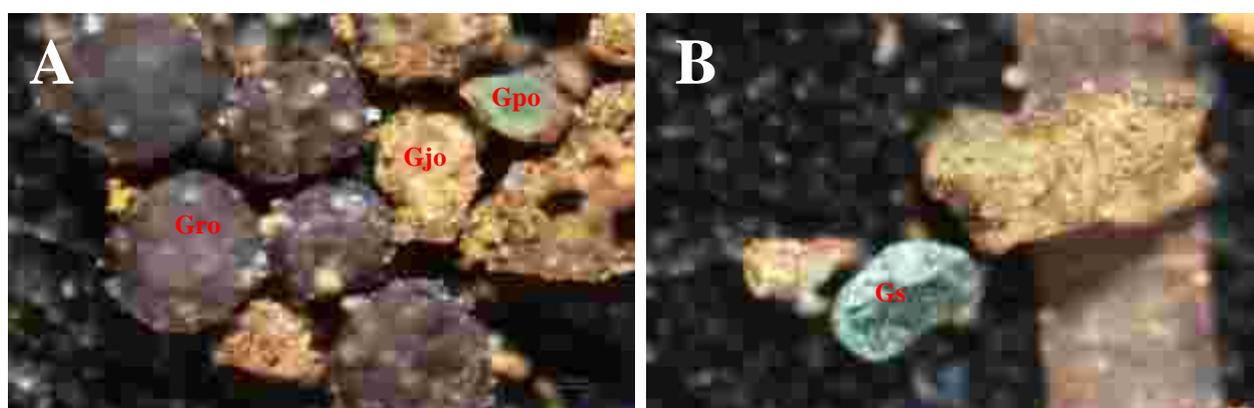


Photo 55 : Glauconites de la cote 10 m

A : Glauconites para-autochtones oxydées (Gro : glauconite rouge ocre ; Gjo : glauconite jaune ocre ; Gpo : glauconite partiellement oxydée ; GX6) ; B : glauconites saines (Gs ; GX6)

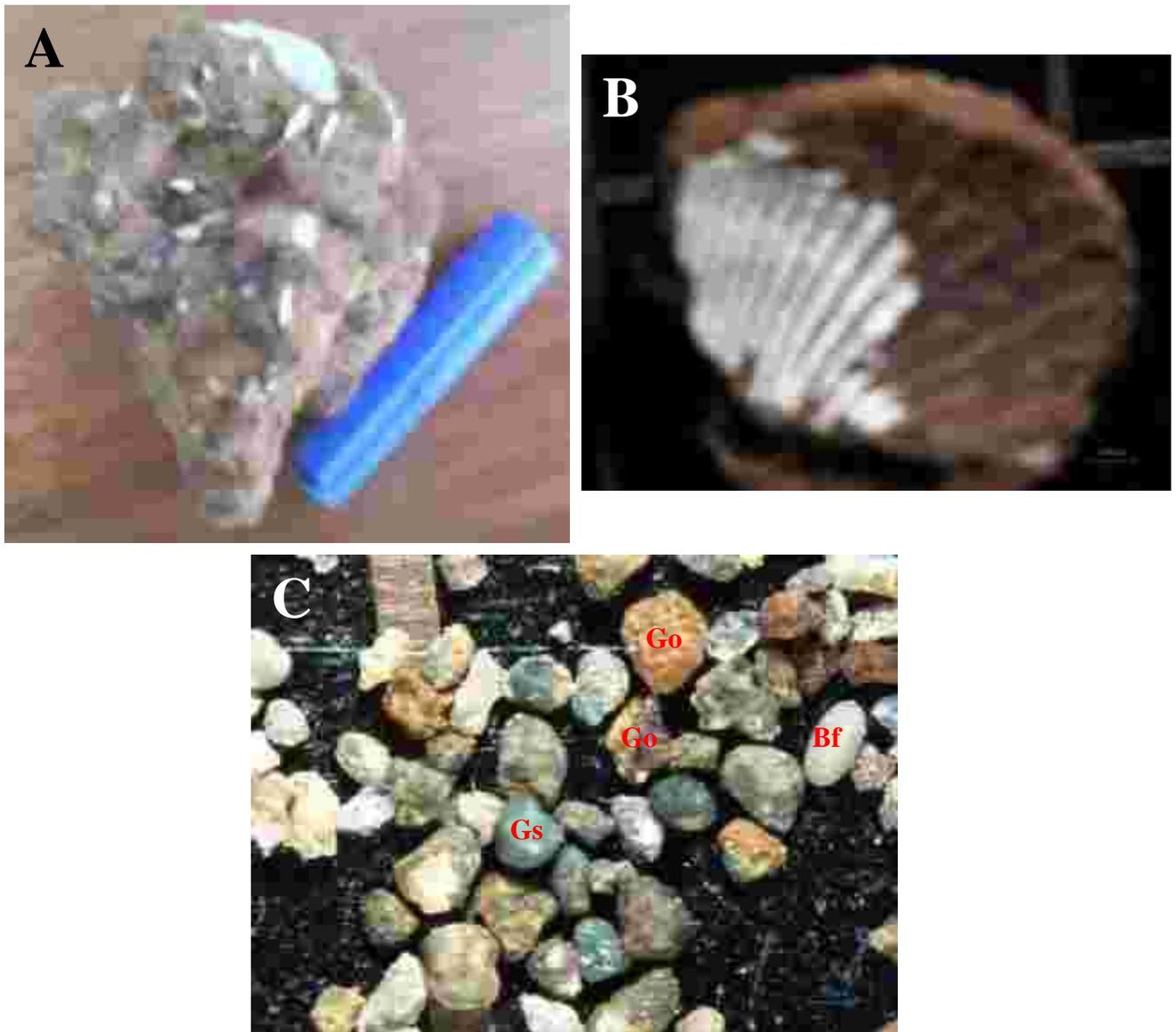


Photo 56 : A : Coquilles de bivalves dans une matrice glauconieuse oxydée (cote 5 m) ; B : Moule externe de bivalve (5 m) ; Glauconites para-autochtones évoluées à très évoluées (5 m ; Gs : glauconite saine ; Go : glauconite oxydée ; Bf : boulette fécale ; GX2)

L'environnement de dépôt de l'intervalle Ebl 4.4 (20-4 m) est un milieu fluvio-deltaïque soumis à l'influence des vagues qui occasionnent les remaniements. Le niveau 20-19 m indique un environnement transitionnel anoxique peu sulfuré.

- L'intervalle Ebl 4.5 (4-0 m) comprend des « mudrocks » gris olive clair correspondant à des argilites silteuses. La partie silteuse est composée de quartz. On trouve en trace de la glauconite allochtone. Ces roches forment le toit des dépôts du forage Ebl 4. Ce sont des dépôts lagunaires formés au cours de la mise en place des lagunes ivoiriennes durant la dernière période interglaciaire. Il y a eu donc une deuxième transgression suivie par une régression.

Les glauconites para-autochtones montrent qu'il y a eu un remaniement dans le forage Ebl 4 provoqué par l'alternance sporadique de progradation et rétrogradation du delta dans l'intervalle Ebl 4.4.

Seul le forage Ebl 4 a montré la présence de calcaire parmi les forages d'Éboïnda. La calcimétrie du forage Ebl 4 met en évidence trois pics (Figure 46). Le premier pic a 68,97 % de CaCO_3 et se rencontre à 20 m de profondeur. Le deuxième pic entre 68,22 % et 87,58 % de CaCO_3 dans le sens de la sédimentation. Ce pic caractérise l'intervalle compris entre les cotes 16 et 12 m. Le troisième pic est le plus important avec 90,88 % de CaCO_3 . Il est présent entre 5 et 4 m de profondeur. Ces concentrations de calcaires proviennent de l'accumulation de débris de coquilles. Les carbonates du forage Ebl 4 sont effectivement des calcaires marneux biochimiques formés par l'accumulation de débris de coquilles calcaires sauf dans le niveau 5-4 m qui correspond à des grès fossilifères ferrugineux.

Le log litho-granulométrique du forage Ebl 4 est présenté sur la figure 47.

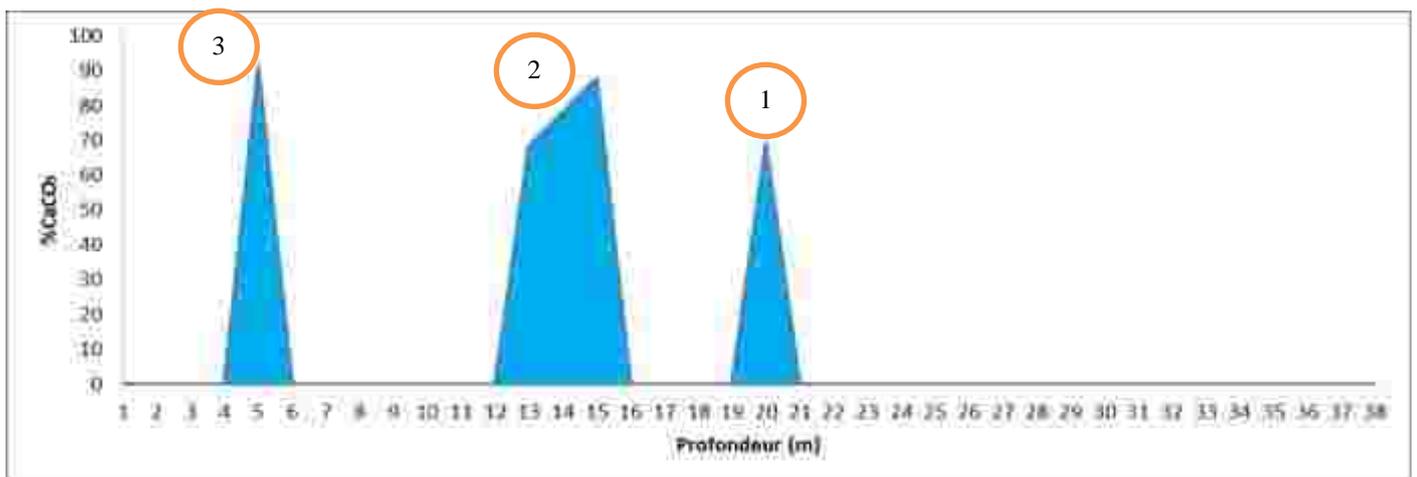


Figure 46 : Pourcentage de CaCO_3 du forage Ebl 4

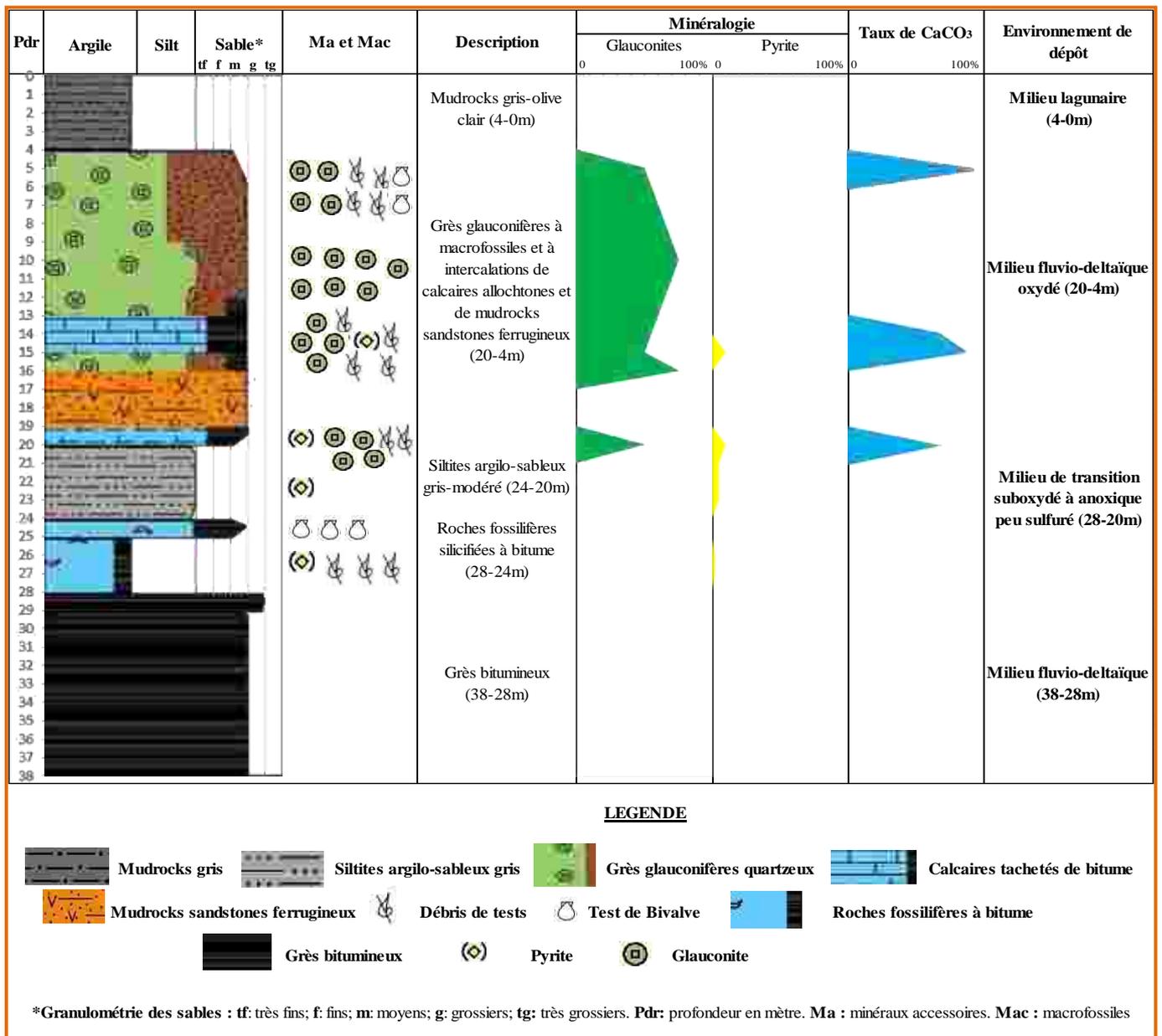


Figure 47 : Log litho-granulométrique et interprétation paléoenvironnementale du forage Ebl4

1.5. Interprétations lithostratigraphiques

L'interprétation de la lithostratigraphie concerne la taille, la couleur et la nature de la roche ainsi que les minéraux accessoires.

1.5.1. Taille des sédiments

On remarque que du Nord au Sud de la Faille des Lagunes, la taille des sédiments décroît. Les sédiments du Nord (Alépé et Aboisso) sont des dépôts torrentiels déposés en milieu de forte énergie. Au Sud (Bingerville, Bonoua, Samo, Adiaké et Éboïnda), les sédiments proviennent d'un transport de moyenne énergie (dépôt de sable) et de faible énergie voire même par décantation (argile). Dans les forages étudiés, la taille des éléments varie le long de chaque

forage. Cela montre une variation de l'énergie de transport dans chaque forage. La forme des grains de quartz évolue vers un type très arrondie du Nord au Sud. D'une manière générale, les sédiments ont été transportés du Nord vers le Sud par les eaux, mais on trouve quelques grains de quartz transportés par le vent.

1.5.2. Couleur et nature des roches

Deux spectres de couleurs (MYROW, 2003 ; *in* : GERARD, 2003) caractérisent nos sédiments : gris verdâtre à rouge (milieu suboxydé à oxydé) et gris verdâtre à noir (suboxydé à anoxique).

Le premier spectre est contrôlé par les différents stades d'oxydation du fer, spécialement le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} dans les minéraux et non le contenu total en fer. Les sédiments qui caractérisent ce premier spectre montrent des couleurs qui varient du jaune clair au rouge sombre en passant par le jaune ocre et le brun. Plus le sédiment est rouge, plus il est en contact permanent avec l'atmosphère et déshydraté. Cela traduit un paléoclimat tropical semi-aride. Dans ce cas, les sédiments sont rougis par l'hématite (oxyde de fer) durant la diagenèse. En présence d'hydroxydes de fer (goethite ou limonite), les sédiments sont brun jaunâtre. Cette couleur résulte dans beaucoup de cas d'une altération récente (hydratation/oxygénation) des minéraux qui contiennent du fer ferreux. Les roches concernées sont les grès ferrugineux, les « muddy sandstones » ferrugineux, les « mudcraks » et les « mudrocks » oxydés. Les sédiments rouges peuvent également caractériser un environnement marin. C'est le cas des hard grounds du forage Adia 5. Ces hard grounds indiquent un arrêt de sédimentation dû à une transgression qui permet l'encroûtement de la surface des sédiments. Les roches ferrugineuses en dehors des hard grounds suggèrent un arrêt de sédimentation dans un environnement continental qui a exposé ces roches en sub-surface au-dessus de la zone de battement de la nappe phréatique avant l'enfouissement.

C'est la matière organique qui contrôle le deuxième spectre. Plus elle est abondante et plus le sédiment est noir. Ce spectre caractérise un milieu suboxydé (matière organique peu abondante voire rare) à anoxique (matière organique très abondante). Les roches étudiées et contrôlées par ce deuxième spectre sont les argiles grises à noires. La couleur vert clair à vert sombre traduit un milieu dysoxydé à suboxydé. La matière organique est rare dans ce milieu. Seule la glauconie est concernée par cette dernière couleur.

Les diverses couleurs observées (bariolées) dans les sables et les kaolins montrent un écoulement irrégulier d'eau qui a créé un lessivage partiel des sédiments et une distribution aléatoire des oxydes et hydroxydes de fer.

La présence de bitume dans les sables indique l'existence de petits réservoirs. Ces réservoirs proches de la surface ont provoqué la biodégradation des hydrocarbures qui ont formé ces bitumes. Il y a deux explications possibles à la migration du pétrole. Pour la première explication, le pétrole après sa formation aurait migré secondairement dans de petits réservoirs. L'action de la Faille des Lagunes aurait favorisé une migration tertiaire permettant la dispersion du pétrole en surface. Selon la deuxième, la migration du pétrole serait secondaire et postérieure à l'action de la faille. Dans ce cas le pétrole en migration serait parvenu en surface en se mettant en place dans les paléo-chenaux et les paléo-plages qu'il rencontrait. Ces paléo-chenaux et paléo-plages ont été protégés par des roches couvertures argileuses.

Les argiles contenant du bitume sont soit des roches mères, soit des roches ayant joué comme couvertures. Seules les analyses géochimiques permettront d'étayer cette hypothèse.

Les corps sableux associés aux kaolins secondaires traduisent la présence de paléo-chenaux de type fluviatile creusés dans des plaines d'inondation continentale. Les plaines ont été recouvertes par les kaolins secondaires et les chenaux par les sables. Ce phénomène peut s'expliquer par l'alternance de crue et d'étiage. Ce type de dépôt se met en place dans les environnements continentaux fluviatiles. En se basant sur l'épaisseur des corps sableux, on remarque que certains cours d'eaux sont des paléo-rivières ou paléo-ruisseaux (< 10 m) et d'autres des paléo-fleuves (> 10 m). Les paléo-rivières indiquent des systèmes fluviatiles anastomosés et les paléo-fleuves des systèmes fluviatiles méandriformes. Ce sont ces chenaux qui recèlent le bitume. Le bitume montre que des quantités considérables ont pu être piégées dans les paléo-chenaux et probablement dans les paléo-plages lors de la migration du pétrole. L'alternance de sables et de sédiments sombres (gris à noir) traduit le passage d'un environnement à un autre (continental à transitionnel ou marin).

La présence de shales gris à noirs suggère un milieu compris entre le prodelta et la plaine abyssale. Par contre, les « mudrocks » suggèrent un milieu de plaine d'inondation ou un milieu de transition.

1.5.3. Minéraux accessoires

Les minéraux accessoires comprennent la pyrite, la glauconite et l'anhydrite.

La pyrite observée dans les « mudrocks » oxydés montre un changement d'environnement de dépôt. Le milieu est passé d'un milieu anoxique sulfuré à un milieu oxydé.

La présence de la glauconite dans les sédiments caractérise un milieu marin. C'est ce minéral qui donne la couleur verte aux sédiments étudiés. Les glauconites autochtones mettent en évidence une transgression et les glauconites oxydées une régression qui expose les

glauconites autochtones en surface ou sub-surface. Lorsque les glauconites autochtones sont transportées, elles deviennent para-autochtones ou allochtones. Les glauconites allochtones caractérisent généralement une régression.

L'anhydrite du forage d'Akandjé indique l'évaporation générale des eaux marines.

2. GRANULOMÉTRIE DES SABLES DE L'EST DU BASSIN ONSHORE

L'étude granulométrique a permis de déterminer les différents paramètres de distribution granulométrique, les faciès granulométriques, le mode de transport et l'environnement de dépôt des fractions sableuses de chaque région d'étude.

2.1. Paramètre de distribution granulométrique des sédiments

Les paramètres de distribution granulométrique permettent de déterminer la taille moyenne des grains (M_z), leur classement (S_o) et leur asymétrie (S_k).

2.1.1. Types de sables

Les sables quartzeux et les fractions sableuses des sédiments mixtes de l'Est du bassin onshore ivoirien comprennent quatre types de grains : sables très grossiers, sables grossiers, sables moyens et sables fins.

2.1.1.1. Sables très grossiers

Les sables très grossiers ont été rencontrés dans la carrière Alépé et dans le forage Ebl 1 aux cotes 55 m et 35 m. Leurs valeurs dans le forage Ebl 1 sont respectivement $-0,93 \Phi$ et $-0,67 \Phi$. Dans la carrière Alépé, le grain moyen a une valeur qui est égale à $-0,40 \Phi$.

2.1.1.2. Sables grossiers

Les sables grossiers se rencontrent dans l'ensemble des carrières et des forages qui ont fait l'objet d'étude granulométrique.

- Carrière Alépé

Les sables grossiers de cette carrière ont un grain moyen qui est compris entre $0,08 \Phi < M_z < 0,14 \Phi$.

- Carrière Bingerville

Les sables concernés sont ceux de l'intervalle Bi 3 de Bingerville. La taille moyenne des sables grossiers est comprise entre $0,30 \Phi < M_z < 0,85 \Phi$.

- Carrière Bonoua

Les sables grossiers ont un grain moyen qui est égal à $0,84 \Phi$.

- Carrière Samo

Les sables grossiers caractérisent l'intervalle Sa 1 et le grain moyen est compris entre $0,04 \Phi$ et $0,08 \Phi$.

- Forages Adiaké

À Adiaké, on retrouve les sables grossiers dans les forages Adia 1 (55 m), Adia 3 (cotes 80 m et 25 m), Adia 4 (85 m et 30 m), Adia 5 (cotes 63 m et 30 m) et Adia 6 (5 m). Les valeurs de leur grain moyen sont comprises entre $0,46 \Phi$ et $0,91 \Phi$.

- Forages Éboïnda

Les sables sont présents dans le forage Ebl 1 aux cotes 72 m, 45 m et 25 m. La valeur du grain moyen est comprise entre $0,29 \Phi < Mz < 0,56 \Phi$. On les rencontre aussi dans le forage Ebo 3 à la cote 25 m où la taille du grain moyen est de $0,77 \Phi$.

2.1.1.3. Sables moyens

Ces sables sont représentés à Bingerville, Adiaké et Éboïnda.

Les sables moyens de la carrière Bingerville se rencontrent dans l'intervalle Bi 2 avec une taille moyenne de $1,74 \Phi$.

Les sables moyens d'Adiaké se trouvent dans les forages Adia 3 (cotes 75 m et 20 m), Adia 4 (60 m), et Adia 6 (25 m). La valeur du grain moyen oscille entre $1,10 \Phi < Mz < 1,51 \Phi$.

À Éboïnda, les sables moyens se distinguent dans le forage Ebo 3 à la cote 30 m. La taille du grain moyen est de $1,08 \Phi$.

2.1.1.4. Sables fins

Seul le forage Adia 5 d'Adiaké montre des sables fins parmi les échantillons analysés. Ces sables ont un grain moyen de $2,17 \Phi$ à la cote 41 m.

2.1.1.5. Interprétation de l'évolution spatio-temporelle des grains

Les différentes variations de la taille des grains observées sont fonction de la distance parcourue par les sédiments dans le milieu aqueux ainsi que de la puissance de l'énergie de transport. Plus les sédiments sont éloignés de leur source pourvoyeuse, plus leur taille diminue. Aussi, plus les sédiments sont grossiers et plus la puissance de l'énergie de transport est élevée. De manière générale, on remarque que la taille des grains diminue du Nord au Sud pour les sédiments de même âge stratigraphique. Ceci confirme encore que l'écoulement général s'est effectué du Nord vers le Sud.

2.1.2. Classement (Sorting)

Le sorting permet de distinguer trois types de classements. On a des sables assez bien classés, moyennement classés et médiocrement classés.

2.1.2.1. Sables assez bien classés

Ce type de classement ne se rencontre que dans la carrière Samo et dans quelques forages des régions d'Adiaké et d'Éboïnda. La valeur du sorting oscille entre 0,58 et 0,62 dans l'intervalle Sa 1 de la carrière Samo. À Adiaké, les sables assez bien classés sont connus dans le forage Adia 5 (41 m) où le sorting est de 0,62. Ceux d'Éboïnda se rencontrent dans le forage Ebl 1 aux cotes 72 m, 55 m, 45 m et 35 m. Les sorting dans ce forage sont compris entre $0,50 < \sigma < 0,66$.

2.1.2.2. Sables moyennement classés

- Carrière Bingerville

Les sables de l'intervalle Bi 3 présentent majoritairement ce type de classement. Le sorting est compris entre 0,75 et 0,95. Ce classement caractérise aussi les sables de l'intervalle Bi 2. Le sorting est de 0,8.

- Carrière Bonoua

Les sables moyennement classés se rencontrent dans l'intervalle Bo 1. Le sorting est de 0,99.

- Forages Adiaké

Ce type de sable est présent dans les forages Adia 3 (25 m), Adia 4 (60 m) et Adia 6 (5 m). La valeur du sorting est comprise entre $0,77 < \sigma < 0,94$.

- Forages Éboïnda

Les sables moyennement classés ne sont connus que dans le forage Ebl 1 entre les cotes 25 et 24 m. Le sorting est égal à 0,97.

2.1.2.3. Sables médiocrement classés

Ce type de classement caractérise les sables d'Alépé et les valeurs du sorting sont comprises entre 1,03 et 1,57. À Bingerville, il est présent dans l'intervalle Bi 3 où il est minoritaire et le sorting varie entre $1,00 < \sigma < 1,15$. Les sables médiocrement classés d'Adiaké ont un sorting compris entre $1,00 < \sigma < 1,39$. Ces sables sont présents dans les forages Adia 1 (55 m), Adia 3 (cotes 80 m, 75 m et 20 m), Adia 4 (cotes 85 m et 30 m), Adia 5 (cotes 63 m et 30 m) et Adia 6 (25 m). Les sables médiocrement classés d'Éboïnda ont un sorting qui oscille entre $1,02 < \sigma < 1,15$. On les retrouve dans le forage Ebo 3 aux cotes 30 m et 25 m.

2.1.2.4. Interprétation du sorting

Le classement traduit un mélange de granulométrie. Ce mélange peut être dû à une perte brutale de l'énergie de transport ou à une confluence de cours d'eau. En somme, plus le mélange est constitué de granulométries différentes et plus les sables sont médiocrement classés.

2.1.3. Asymétrie (Skewness)

Les sédiments de l'Est du bassin onshore ivoirien sont caractérisés par cinq types d'asymétries (skewness) : très asymétriques vers les grossiers, asymétriques vers les grossiers, symétries granulométriques, asymétriques vers les fins et très asymétriques vers les fins.

2.1.3.1. Très asymétriques vers les grossiers

Ce type se trouve uniquement dans les sables d'Alépé avec un skewness compris entre -0,48 et -0,40.

2.1.3.2. Asymétriques vers les grossiers

- À Alépé

Les sables asymétriques vers les grossiers ont un skewness égal à -0,15.

- À Bingerville

Le skewness est de -0,18 dans l'intervalle Bi 2 et de -0,11 dans l'intervalle Bi 3.

- À Bonoua

Le skewness des sables de l'intervalle Bo 1 est égal à -0,25.

- À Adiaké

Cette asymétrie concerne les sables des forages Adia 1 ($Sk = -0,23$ à 55 m), Adia 3 ($-0,26 < Sk < -0,12$ à 80 m, 75 m et 20 m), Adia 5 ($-0,24 < Sk < -0,22$ à 63 m et 41 m) et Adia 6 ($Sk = -0,24$ à 25 m).

2.1.3.3. Symétries granulométriques

- À Bingerville

Les sables à symétrie granulométrique se rencontrent dans l'intervalle Bi 3. La valeur du skewness est comprise entre -0,10 et 0,00.

- À Adiaké

Ces sables se retrouvent dans les forages Adia 3 ($Sk = -0,06$ à 25 m), Adia 4 ($-0,05 < Sk < 0,04$ à 85 m, 60 m et 30 m) et Adia 6 ($Sk = 0,03$ à 5 m).

- À Éboïnda

L'asymétrie granulométrique concerne le forage Ebl 1 et le forage Ebo 3. Dans le forage Ebl 1, cette asymétrie se rencontre à la cote 72 m avec une valeur de 0,09. Dans le forage Ebo 3, l'asymétrie est comprise entre $-0,09 < Sk < 0,01$ et caractérise les cotes 30 m et 25 m.

2.1.3.4. Asymétriques vers les fins

Elles ne se rencontrent que dans l'intervalle Sa 1 de Samo et dans le forage Ebl 1 d'Éboïnda aux cotes 55 m, 45 m, 35 m et 25 m. À Samo, la valeur du skewness est comprise entre $0,16 < Sk < 0,19$. Dans le forage Ebl 1, elle oscille entre $0,12 < Sk < 0,23$.

2.1.3.5. Très asymétriques vers les fins

Les sables très asymétriques vers les fins ne se retrouvent que dans le forage Adia 5 d'Adiaké à la cote 30 m. La valeur du skewness est égale à 0,37.

2.2. Différentes allures modales

Plusieurs modes ont été identifiés dans les sables du bassin onshore Est de Côte d'Ivoire. Il s'agit des allures unimodale, bimodale, trimodale et quatrимodale.

2.2.1. Allure unimodale

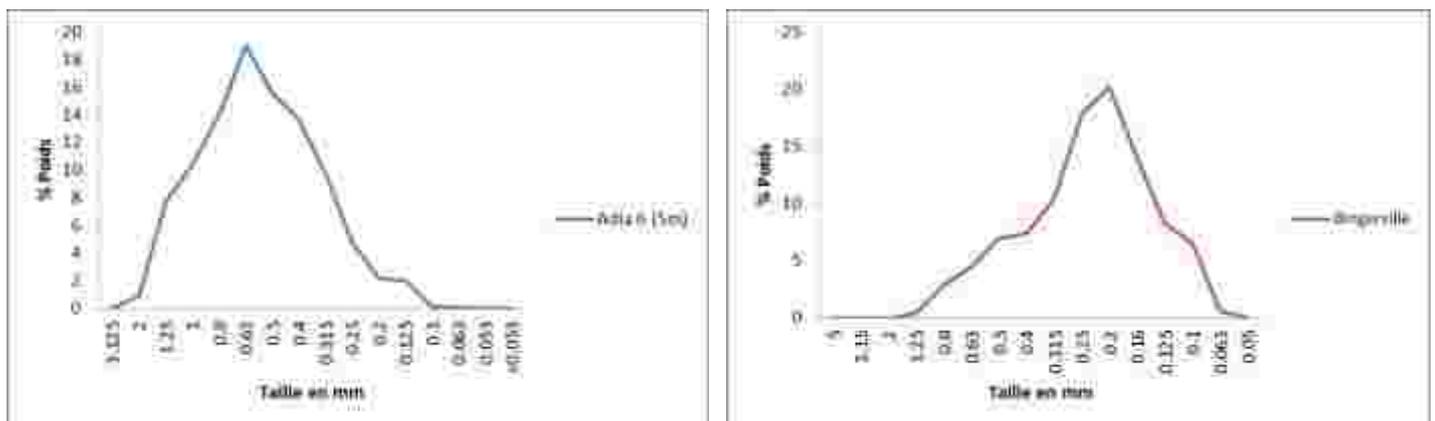
L'allure unimodale est constituée par un seul pic. Elle caractérise les sables de Samo, Bingerville, Adiaké et Éboïnda. Elle caractérise essentiellement les sables de l'intervalle Sa 1 de Samo et de l'intervalle Bi 2 de Bingerville. À Bingerville, on le retrouve aussi dans l'intervalle Bi 3. Dans les forages d'Adiaké, seuls les sables de la cote 41 m du forage Adia 5 et ceux du forage Adia 6 à la cote 5 m ont une allure unimodale. À Éboïnda, l'allure unimodale caractérise les sables du forage Ebl 1 sauf les sables de la cote 25 m.

On peut distinguer trois types unimodaux en fonction de leur étirement (Figure 48). Ce sont les allures unimodale étirée, unimodale moyennement étirée et unimodale resserrée.

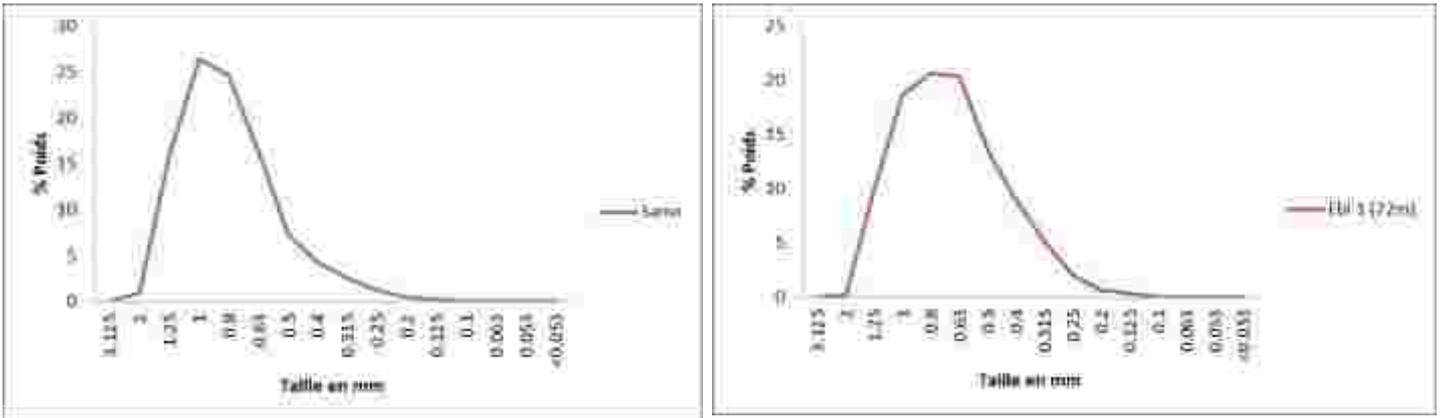
L'allure unimodale étirée se rencontre dans les sables de Bingerville et du forage Adia 6 d'Adiaké à la cote 5 m. Ces sables sont moyennement classés.

L'allure unimodale moyennement étirée caractérise les sables de l'intervalle Sa 1 de Samo et ceux du forage Ebl 1 aux cotes 72 m et 45 m. Les sables concernés sont assez bien classés.

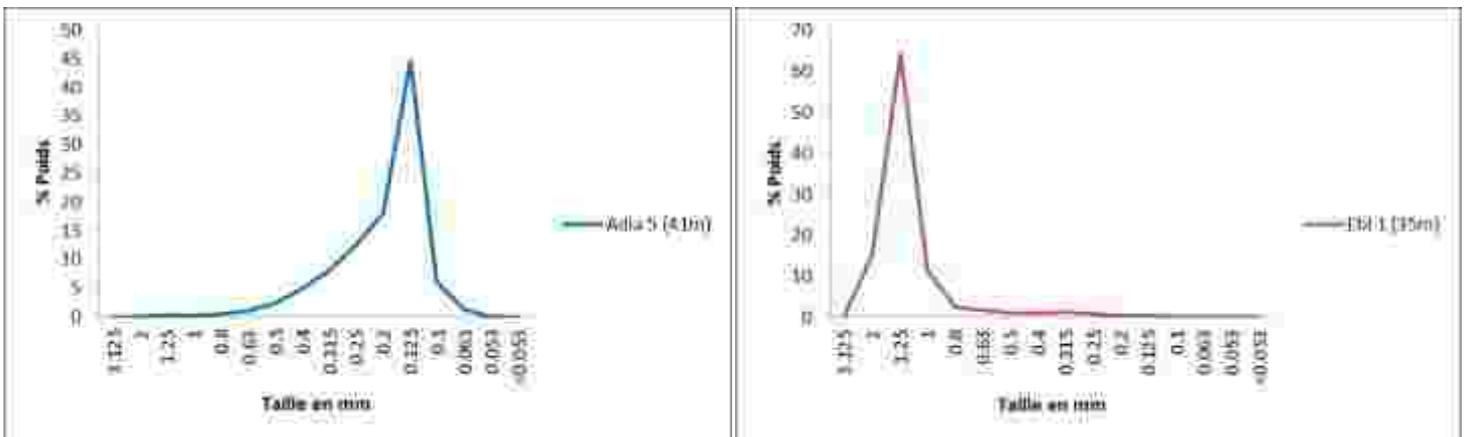
Les sables du forage Adia 5 à la cote 41 m et ceux du forage Ebl 1 aux cotes 55 m et 35 m ont une allure unimodale resserrée. Ces sables sont assez bien classés.



Allure unimodale étirée



Allure unimodale moyennement étirée

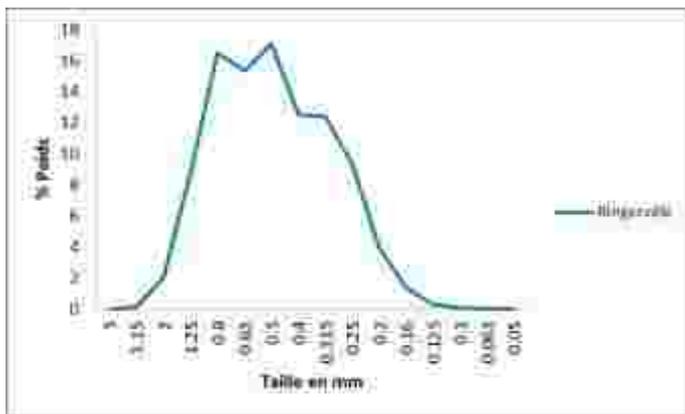


Allure unimodale resserrée

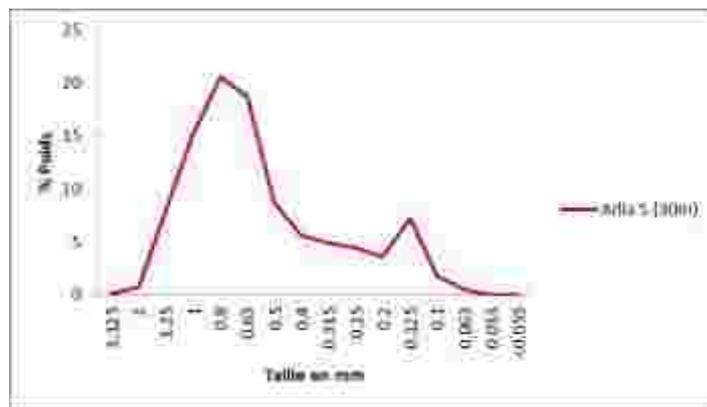
Figure 48 : Les différentes allures unimodales des sables étudiés

2.2.2. Allure bimodale

L'allure bimodale est connue dans les sables d'Alépé, Bingerville (intervalle Bi 3), Adiaké et Éboïnda. À Adiaké, cette allure est présente dans le forage Adia 3 aux cotes 30 m et 25 m, dans le forage Adia 4 à la cote 60 m et dans le forage Adia 5 aux cotes 61 m et 30 m. À Éboïnda, l'allure bimodale est présente dans le forage Ebl 1 à la cote 25 m. L'allure bimodale comprend deux modes qui peuvent être rapprochés ou éloignés (Figure 49). De manière générale, lorsque les deux modes sont rapprochés le classement est moyen. Les sables médiocrement classés peuvent souvent avoir ces modes rapprochés. Par contre, si les deux modes sont éloignés le classement est médiocre.



Allure bimodale à modes rapprochés

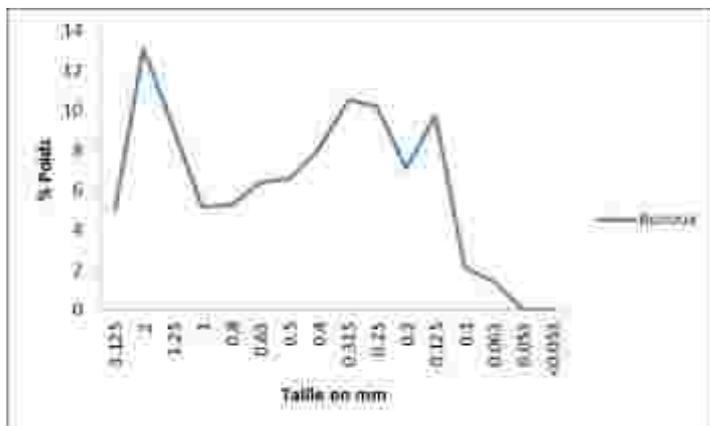


Allure bimodale à modes éloignés

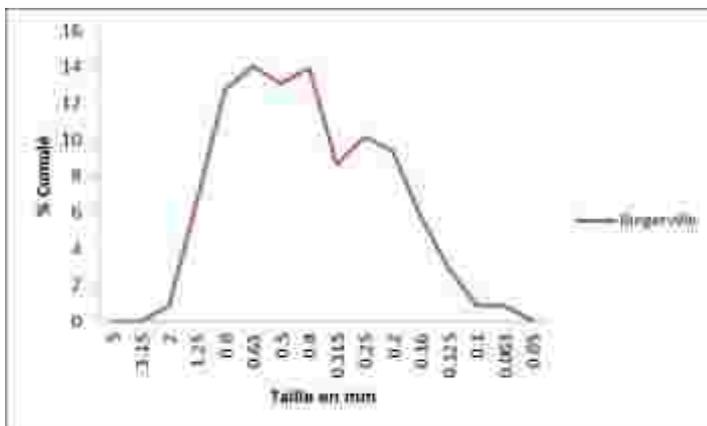
Figure 49 : Allures bimodales des sables étudiés

2.2.3. Allure trimodale

Cette allure est particularisée dans les sables de Bingerville (intervalle Bi 3) et de Bonoua (intervalle Bo 1). On les rencontre aussi dans les forages Adia 1 (cote 55 m), Adia 3 (cote 75 m), Adia 4 (cote 85 m) et Adia 6 (cote 25 m) de la région d'Adiaké. Cette allure est également présente dans les sables du forage Ebo 3 aux cotes 30 m et 25 m. L'allure trimodale comprend trois modes qui peuvent être aussi éloignés ou rapprochés (Figure 50), mais dans tous les deux cas le classement est médiocre.



Allure trimodale à modes éloignés



Allure trimodale à modes rapprochés

Figure 50 : Allures trimodales des sables étudiés

2.2.4. Allure quatrимodale

L'allure quatrимodale se rencontre à Alépé et Adiaké. Elle est caractérisée par quatre modes. À Adiaké, cette allure a été identifiée dans les forages Adia 3 (cote 80 m) et Adia 4 (cote 30 m). Les sables de cette allure sont tous médiocrement classés (Figure 51).

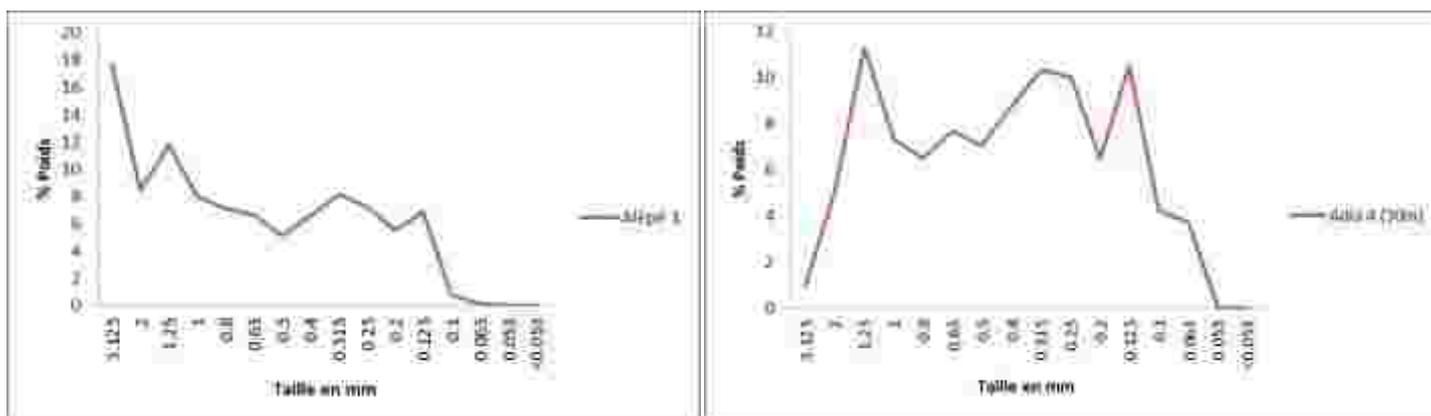


Figure 51 : Allures quatrимodales des sables étudiés

On remarque une corrélation entre l'allure modale et le classement. Les sables de l'Est du bassin onshore ivoirien présentant une allure bimodale à modes éloignés et une allure trimodale et plus sont médiocrement classés. Les sables qui montrent des allures unimodale étirée et bimodale à modes rapprochés sont moyennement classés. Enfin, les sables à allure unimodale moyennement étirée et allure unimodale resserrée sont assez bien classés. Par conséquent, le nombre de mode présent dans un sédiment influence son classement.

2.2.5. Interprétation des types de modes

Les différentes allures observées traduisent ce qui suit (SAAIDI, 1991) :

- l'allure unimodale traduit une source pourvoyeuse de sédiment dépourvue de mélange de sédiment ;
- les allures bi, tri et quatrимodale suggèrent que les sources pourvoyeuses ont deux, trois ou quatre origines entraînant le mélange de sédiments par la confluence de cours d'eaux ou l'irrégularité des flux d'eaux.

2.3. Faciès granulométriques des sables

Les sables étudiés de l'Est du bassin onshore de Côte d'Ivoire présentent deux types de faciès granulométriques : le type hyperbolique et le type logarithmique.

2.3.1. Faciès granulométriques des sables d'Alépé

Les sables d'Alépé sont de type hyperbolique et logarithmique (Figure 52).

2.3.2. Faciès granulométriques des sables de Bingerville-Bonoua-Samo

Tous les sables étudiés de Bingerville, Bonoua et Samo ont un faciès granulométrique de type hyperbolique (Figure 53).

2.3.3. Faciès granulométriques des sables d'Adiaké

La plupart des sables d'Adiaké présentent un faciès granulométrique de type hyperbolique, mais dans le forage Adia 6 à la cote 25 m, il est de type logarithmique (Figure 54).

2.3.4. Faciès granulométriques des sables d'Éboïnda

Le type de faciès granulométrique des forages d'Éboïnda est hyperbolique (Figure 55).

Les faciès granulométriques montrent une corrélation avec le classement. On remarque que plus la courbe tend à être subverticale, plus le sable présente un bon classement.

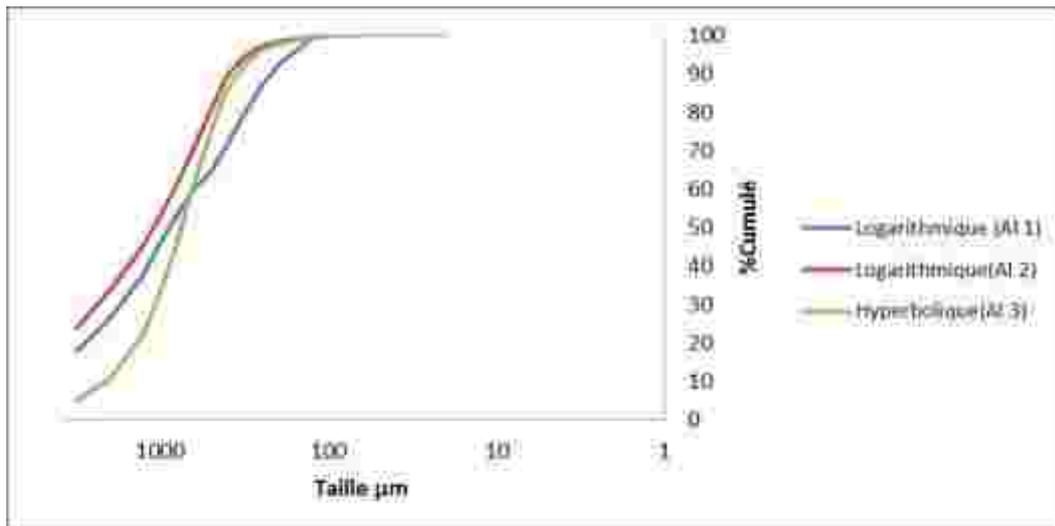
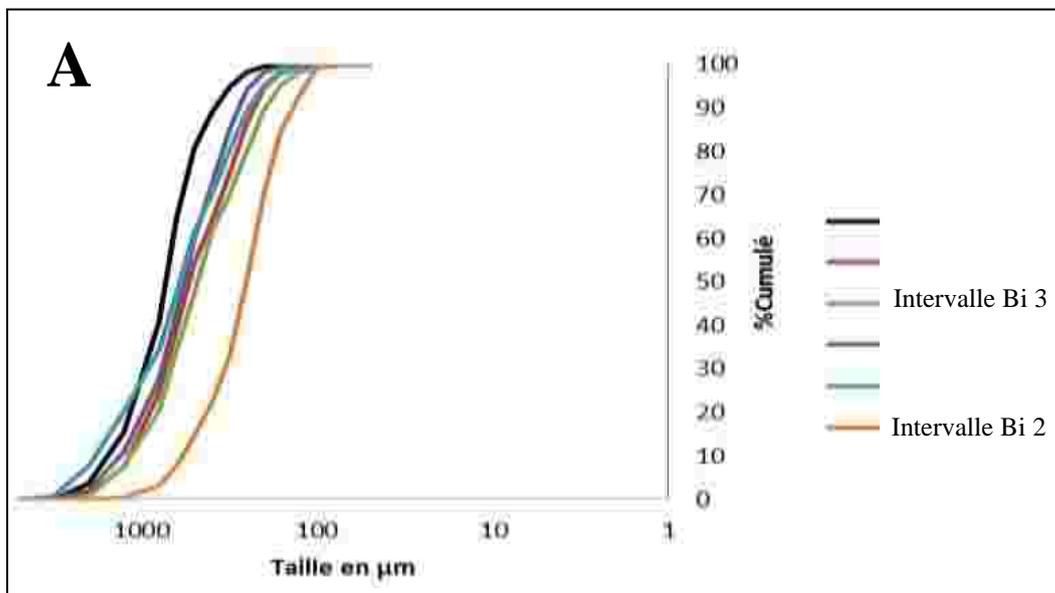


Figure 52 : Faciès hyperbolique et logarithmique des sables d'Alépé



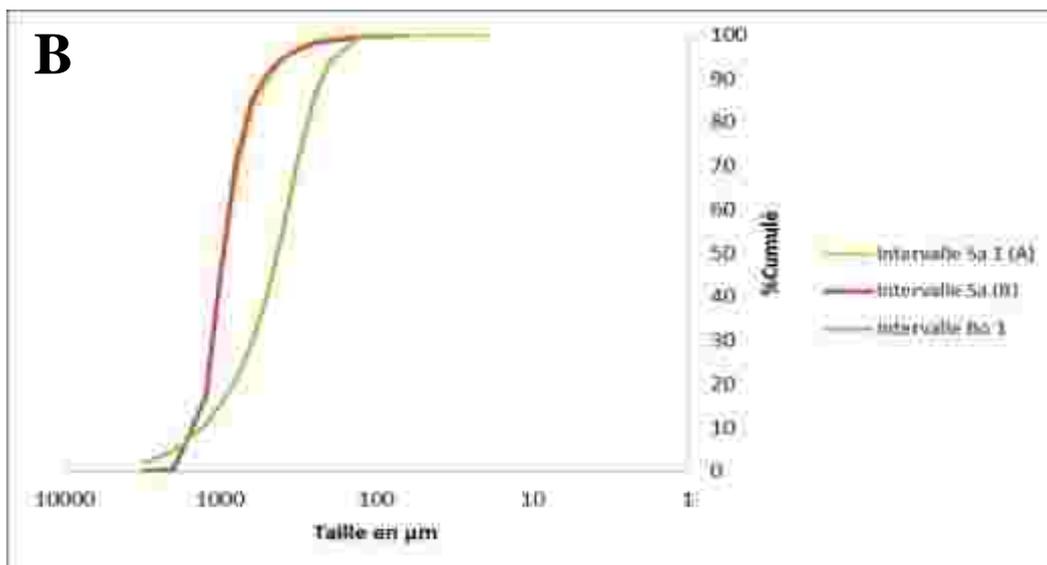


Figure 53 : Faciès Hyperbolique des sables de Bingerville, de Samo et de Bonoua

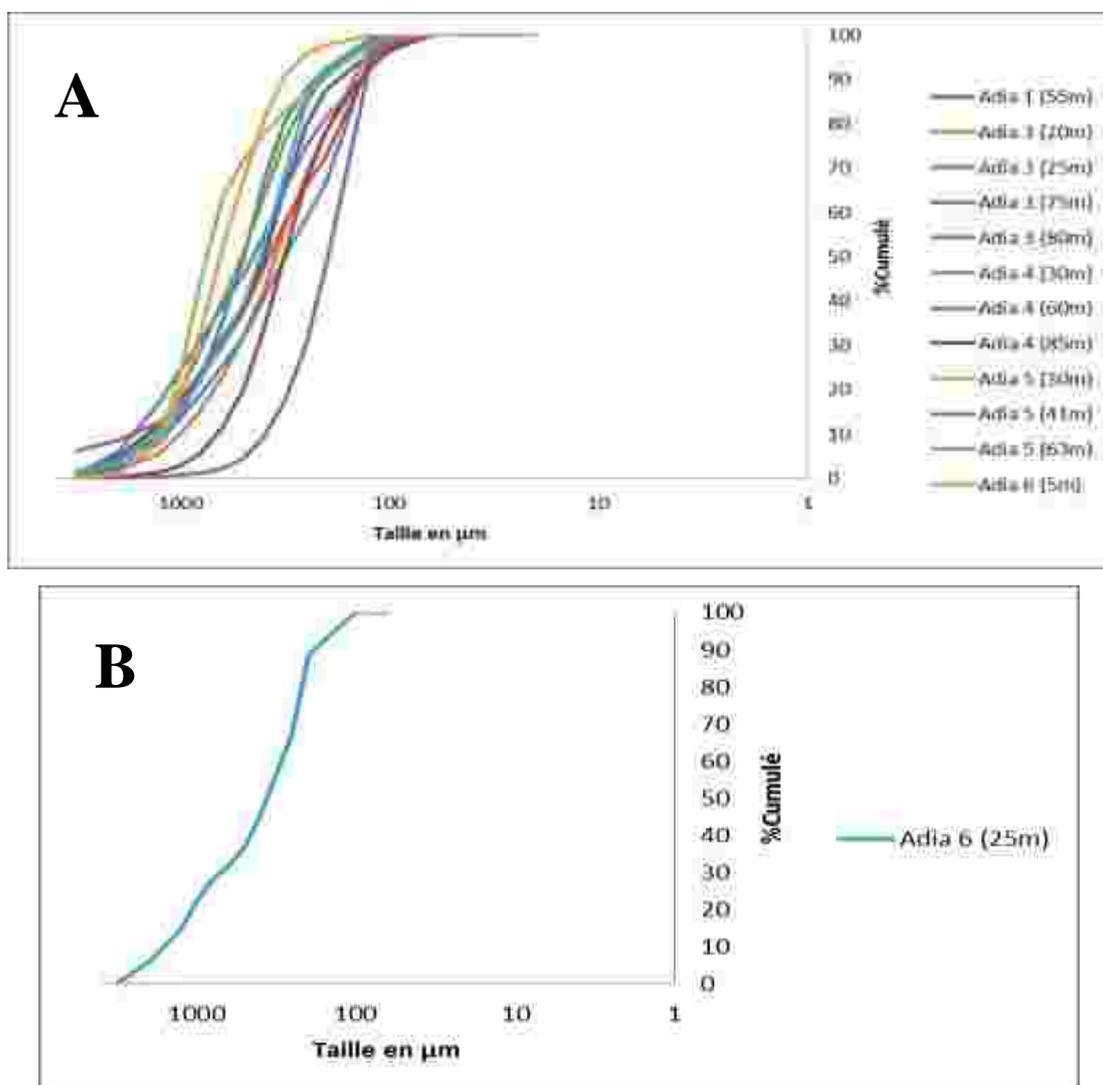


Figure 54 : Faciès hyperbolique et logarithmique des sables d'Adiaké

A : Faciès hyperbolique. **B :** Faciès logarithmique

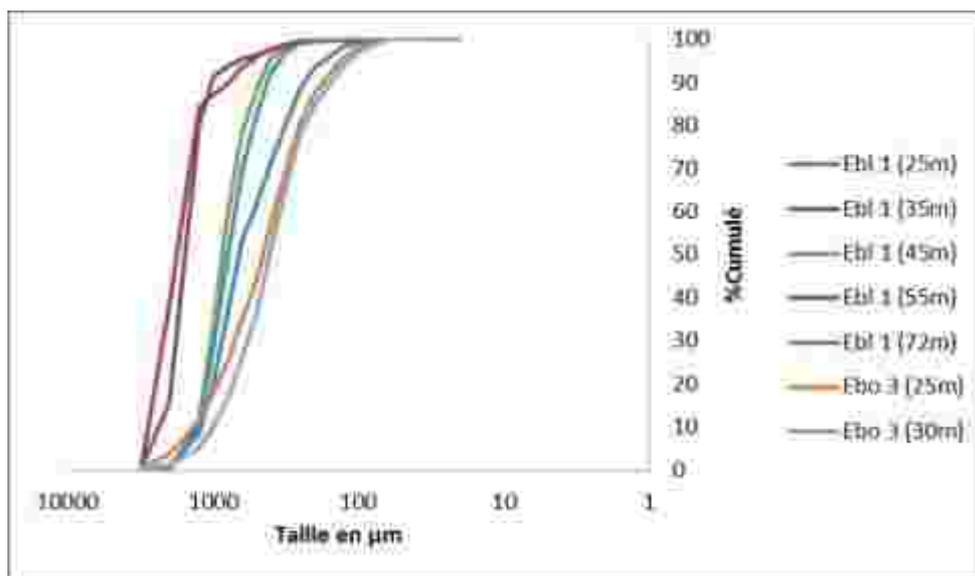


Figure 55 : Faciès hyperbolique des sables d'Éboïnda

2.3.5. Interprétation des faciès granulométriques

Le faciès hyperbolique est le plus représenté et suggère que la sédimentation s'est faite à la suite d'une variation de la compétence du cours d'eau.

Le type logarithmique qui est rare témoigne du fait que les sédiments se sont déposés par excès de charge après un long transport et une diminution progressive de l'énergie de l'eau.

2.4. Mode de transport des sables

Les sables d'Alépé, Bingerville, Bonoua et Samo présentent deux modes de transport (Figure 56 A). Le premier mode est représenté par la branche NO et le deuxième par la branche OP. Les sables d'Adiaké et d'Éboïnda montrent par contre trois modes de transport représentés par les branches NO, OP et PQ (Figure 56 B).

La branche NO indique un transport par roulement. Les dépôts se sont effectués par l'accumulation de grains roulés dans des zones à courant de fond suffisamment rapide pour entraîner la presque totalité des suspensions. Ce transport caractérise les sables des carrières (sauf intervalle Bi 2 de Bingerville) et des forages Adia 1, Adia 3, Adia 4 (sauf la cote 60 m), Adia 6, Ebo 3 et Ebl 1. Dans les sables du forage Ebl 1, l'élimination de la suspension est totale.

La branche OP suggère un transport par roulement et suspension graduée. Les dépôts se sont accumulés dans des conditions où les courants de fond sont assez rapides pour entraîner préférentiellement la suspension ; laquelle ne se dépose plus suffisamment pour ensevelir les

grains roulés. Ce transport concerne les sables de l'intervalle Bi 2 de Bingerville et de la cote 60 m du forage Adia 4.

Dans la branche PQ, le transport des sables s'est fait en suspension graduée et roulement. Ce transport est dû à une augmentation relative du pourcentage des éléments grossiers. Il intéresse uniquement les sables du forage Adia 5.

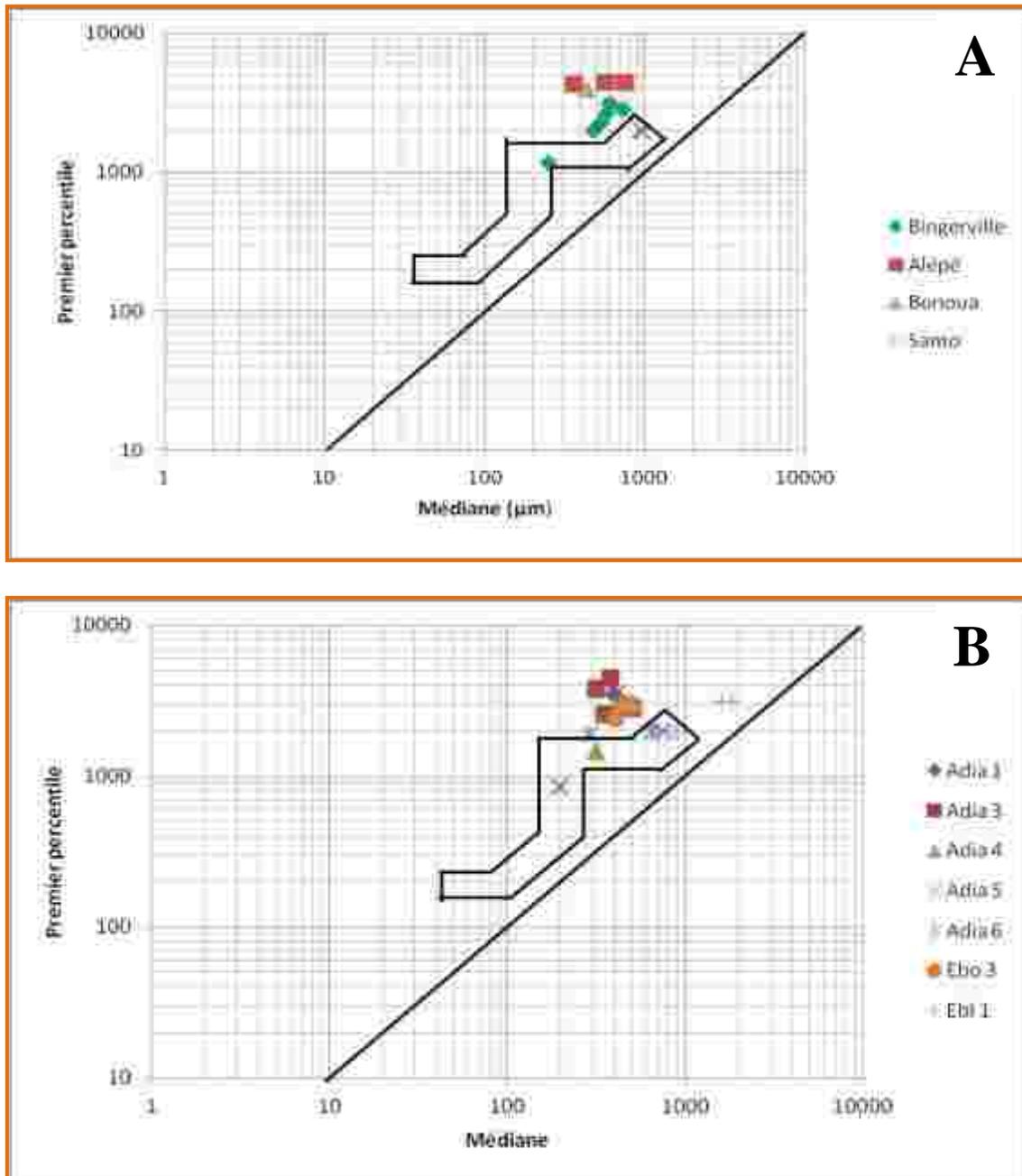


Figure 56 : Distribution des sables sur le diagramme de PASSEGA (1957)

A : Sables d'Alépé, de Bingerville, de Bonoua et de Samo. **B :** Sables d'Adiaké et d'Éboïnda

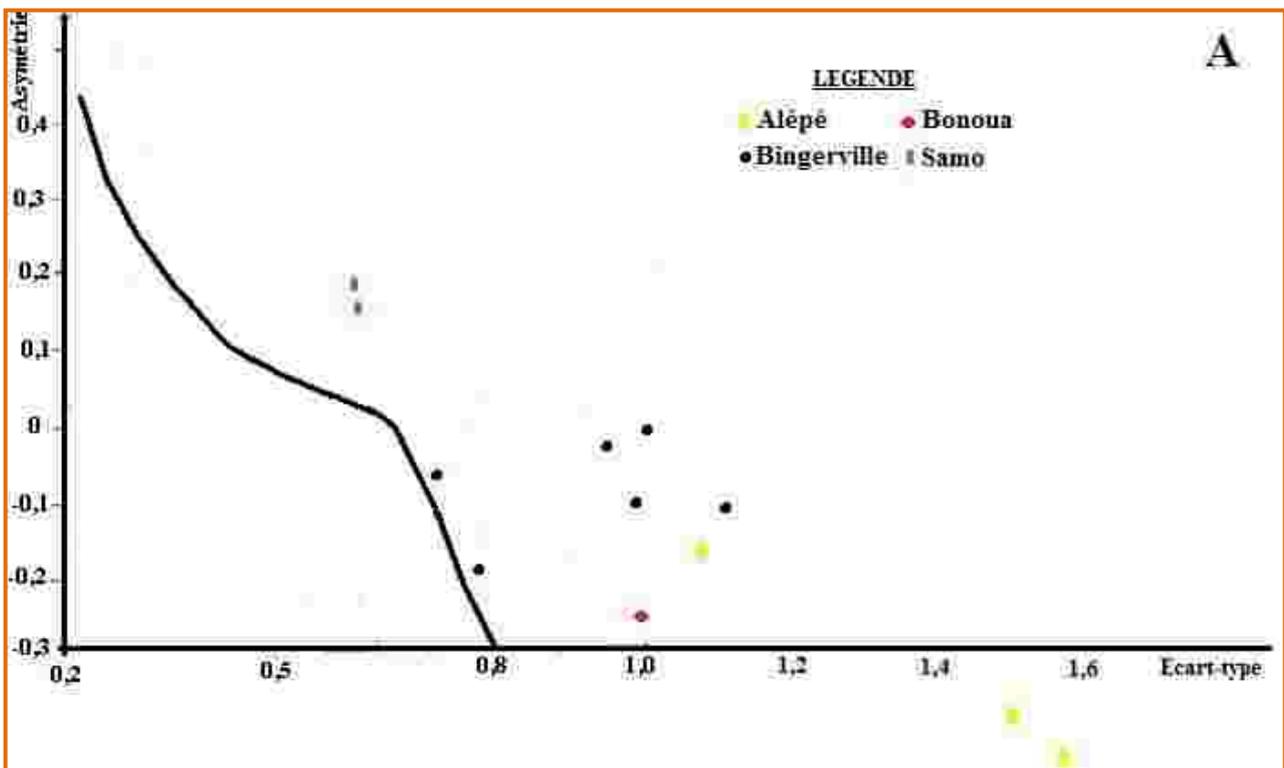
2.5. Environnement de dépôt

La dispersion des points sur les diagrammes Sk-So de FRIEDMAN (1967) et de Sk-Md de MOIOLA & WEISER (1968) permet de déterminer trois types d'environnement de dépôt des sables étudiés : environnements fluvialite, de type plage et de type dune côtière.

Le diagramme Sk-So de FRIEDMAN (1967) a permis de discriminer le milieu fluvialite du milieu de type plage ou dune côtière. Il ressort de la dispersion des points sur le diagramme de FRIEDMAN que les sables des carrières Alépé, Bingerville, Bonoua et Samo se sont déposés en milieu fluvialite (Figure 57 A). La distribution des sables des forages d'Adiaké et d'Éboïnda caractérise également un milieu fluvialite sauf pour les sables de la cote 41 m du forage Adia 5 caractérisant un milieu de type plage ou dune côtière (Figure 57 B). Les sables du forage Ebl 1 dépourvus d'argiles ne sont donc pas des sables de plage.

La répartition des sables de la cote 41 m du forage Adia 5 sur le diagramme Sk-Md a permis de différencier le milieu de type plage du milieu de type dune côtière (Figure 58). Ces sables définissent un environnement de type dune côtière.

À l'issue de cette étude sur l'environnement de dépôt des sables, on remarque que dans le forage Adia 5, l'environnement de dépôt a fluctué entre le milieu fluvialite et le milieu de dune côtière.



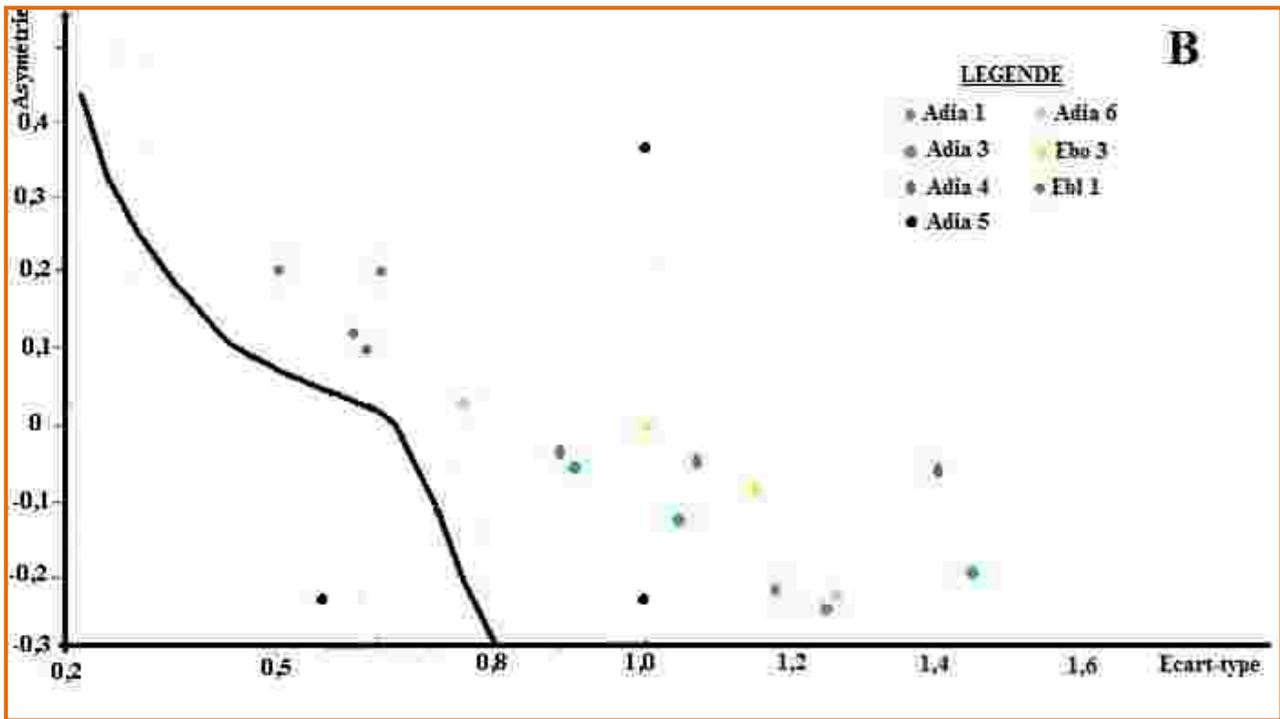


Figure 57 : Dispersions des sables sur le diagramme Sk-So de FRIEDMAN (1967)
A : Sables des carrières Alépé, Bingerville, Bonoua et Samo. **B** : Sables des forages Adiaké et Éboïnda

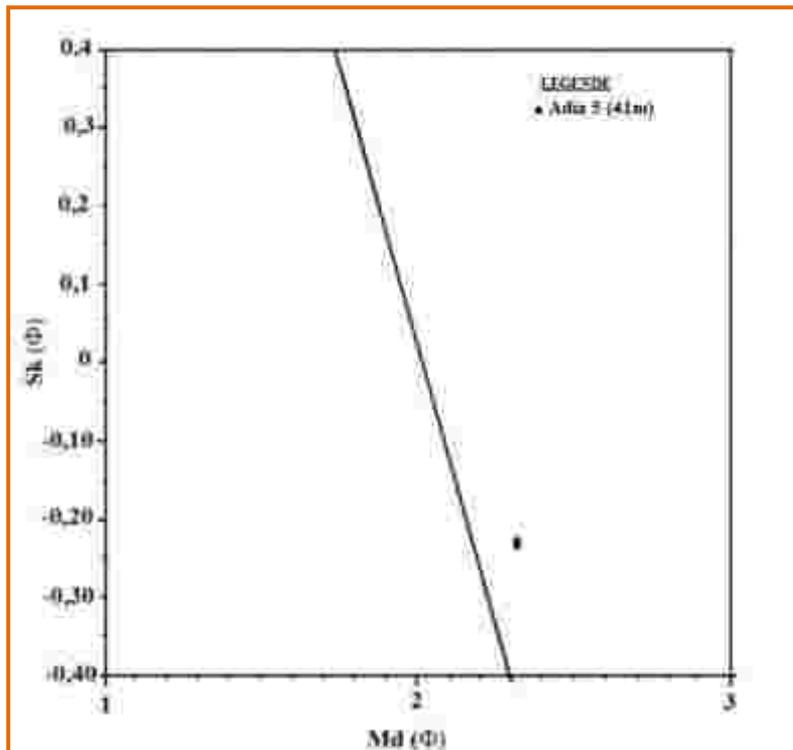


Figure 58 : Dispersions des sables du forage Adia 5 sur le diagramme Sk-Md de MOIOLA & WEISER (1968)

CONCLUSION

La caractérisation lithostratigraphique et granulométrique des formations géologiques de l'Est du bassin onshore de Côte d'Ivoire permet de retenir trois résultats essentiels :

Lithostratigraphie

La lithologie de l'Est du bassin onshore varie du Nord au Sud de la Faille des Lagunes. Au Nord, les sédiments correspondent à des dépôts torrentiels déposés en milieu de haute énergie. Au Sud, les sédiments se sont déposés à la suite d'un transport de moyenne énergie (sable) ou de faible énergie voire nulle (décantation des argiles). Aussi, remarquons-nous une variation de lithologie dans les différents forages étudiés due aux fluctuations de l'énergie de dépôt. Les sédiments du Nord sont généralement dominés par des conglomérats et des sables grossiers très anguleux à anguleux. Les argiles présentes sont des kaolins résiduels issus de l'altération du socle précambrien. La zone Nord est caractérisée par des dépôts du Plio-Quaternaire discordants sur le socle précambrien qui affleure par endroits. Les sédiments du Sud du bassin sont dominés par des sables et des argiles non résiduelles. Les conglomérats y sont rares. Les sables et les argiles (bariolées et grises à noires) sont quelquefois ferruginisés donnant des grès ferrugineux, des « mudcraks » et des hard grounds. On y retrouve des grès bitumineux et des argiles bitumineuses. Les niveaux bitumineux se rencontrent au voisinage de la Faille des Lagunes. Le socle devient de plus en plus profond à mesure qu'on se rapproche de la mer. La plupart des dépôts sableux comblent des paléo-chenaux fluviaux méandriformes et anastomosés creusés dans des plaines d'inondation où les argiles kaoliniques se sont préalablement décantées. Les sédiments dont la couleur est comprise dans le spectre de couleur grise à noire (shales et « mudrocks ») indiquent un milieu transitionnel (lagune, delta, estuaire) à marin. Les shales gris à noirs sont d'autant plus fissiles que le milieu de dépôt évolue vers la mer profonde.

L'environnement de dépôt des formations de l'Est du bassin onshore ivoirien varie entre le milieu continental et le milieu marin en passant par le type transitionnel. Cette variation est le résultat des différentes fluctuations du niveau de la mer. L'environnement continental est caractérisé par un milieu oxydé à très oxydé sous un climat semi-aride. Les environnements transitionnel et marin montrent un milieu dysoxydé à anoxique sulfuré. On trouve cependant un milieu très oxydé en domaine marin qui résulte d'une transgression permettant la formation des hard grounds.

Les minéraux accessoires des sédiments étudiés sont la pyrite et la glauconite. La présence de la pyrite confirme le milieu anoxique sulfuré et la glauconite, le milieu marin dysoxydé à suboxydé. Parfois, la glauconite devient un minéral essentiel de la glauconie et donne une couleur verte aux sédiments étudiés. Les glauconites ont mis en évidence une transgression (glauconite autochtone) et une régression (glauconite allochtone et glauconite oxydée) dans cette partie du bassin.

Calcimétrie

L'étude calcimétrique effectuée sur les sédiments n'a dévoilé la présence de carbonate de calcium que dans les forages Adia 5, Adia 6 et Ebl 4. Cette étude a permis de mettre en évidence des bancs de calcaires marneux biochimiques formés par l'accumulation de débris de coquilles calcaires et des roches fossilifères. Les calcaires marneux sont présents dans les forages Adia 5 (cotes 52 à 49 m) et Ebl 4 (cotes 20 à 19 m et cotes 16 à 12 m). Les roches fossilifères comprennent des débris de coquilles dispersés dans les roches. Dans ces roches, on rencontre des coquilles silicifiées (cotes 28 à 24 m du forage Ebl 4) et des coquilles calcaires (cotes 5 à 4 m du forage Ebl 4).

Granulométrie

L'étude granulométrique a révélé que les différentes tailles (très grossière, grossière, moyenne et fine) observées sont fonction de la distance parcourue par les sédiments en milieu aqueux et aussi de la puissance de l'énergie de transport. On peut noter que la taille des grains diminue du Nord vers le Sud pour les sédiments de même âge et cela confirme encore que le sens de l'écoulement général s'est fait du Nord vers le Sud de la Faille des Lagunes.

Les sables sont assez bien classés à médiocrement classés dans l'ensemble des formations étudiées. Le classement traduit un mélange granulométrique. Ce mélange est dû soit à une baisse brutale de l'énergie de transport, soit à la confluence de cours d'eau. Le classement est corrélable avec les allures modales. Plus le mélange est constitué de granulométries différentes, plus les sables sont médiocrement classés et l'allure présente plusieurs modes.

Les faciès granulométriques ont permis de comprendre que les sédiments ont subi des variations granulométriques en rapport avec la compétence du courant d'eau.

La sédimentation des sables s'est effectuée soit dans un environnement fluviatile soit dans un environnement de dune côtière.

CHAPITRE VI : PÉTROGRAPHIE DES SÉDIMENTS CONSOLIDÉS

INTRODUCTION

Ce chapitre traite de la description des roches consolidées au microscope polarisant. La description concerne la minéralogie, l'extinction, la taille des grains, le granoclassement, le ciment, le type de porosité, le framework, le sorting, l'arrondi, la sphéricité, la maturité et la classification de la roche. Cette description ne sera appliquée que pour les grès ferrugineux, les grès glauconifères, les grès hybrides, les surfaces durcies et les carbonates.

1. PÉTROGRAPHIE DES GRÈS À CIMENT FERRUGINEUX

L'étude pétrographique a été faite sur les grès des carrières Alépé, Aboisso, Bingerville, Bonoua, Samo et sur certains forages d'Adiaké. Le ciment provient de la ferruginisation de la matrice argileuse. Le ciment correspond à la couleur noire et la porosité à la couleur bleue.

1.1. Pétrographie du grès d'Alépé

La pétrographie des grès d'Alépé ne concerne qu'un seul échantillon de grès (grès AL). Ce grès est issu des formations du Plio-Quaternaire (Planche I).

Description du Grès AL

- Minéralogie : quartz xénomorphes de type monocristallins en majorité et quelquefois polycristallins. La plupart des grains de quartz présentent des craquelures dues aux chocs lors du transport. Ces craquelures sont remplies de ciment. Les inclusions sont observables sur certains grains de quartz. Les grains de quartz sont corrodés. On observe par endroits une dissolution par pression car les contacts entre les grains sont engrenés (pénétration d'un grain dans l'autre). Les contacts sont concaves-convexes c'est-à-dire irréguliers et sinueux en raison de la dissolution par pression. Ce type de grès est appelé grès flexible ou itacolumite (ADAMS *et al.*, 1984).
- Extinction : uniforme et ondulante
- Taille des grains : grains de quartz moyens à grossiers avec des parties fines
- Granoclassement : absent
- Ciment : ferrugineux (hématite) avec une proportion estimée à 20 %.
- Type de porosité : porosité intergranulaire (primaire) et porosité intragranulaire remplie par le ciment ferrugineux ainsi que quelques pores intergranulaires. Le volume des pores est estimé à 30 %.
- Framework : 50 %

- Sorting : pauvrement classé
- Sphéricité : faible
- Arrondi des grains : très anguleux à anguleux
- Maturité minéralogique : grès stable
- Maturité texturale : grès immature
- Type de grès : quartz wackes à ciment hématitique.

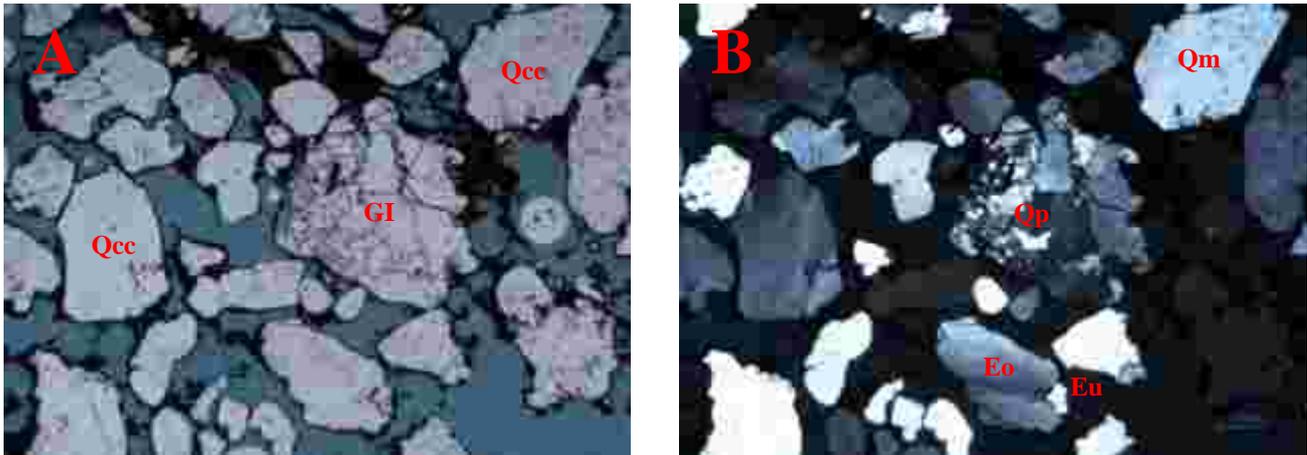


Planche I : Quartz wackes d'Alépé (GX40).

A : lumière polarisée non analysée (Qcc : Quartz corrodé à craquelure ; GI : grès itacolumite craquelé). **B :** lumière polarisée analysée (Qp : quartz polycristallin dans le grès itacolumite ; Eu : extinction uniforme ; Eo : extinction ondulante ; Qm : quartz monocristallin)

1.2. Pétrographie du grès d'Aboisso

Un seul échantillon de grès a été décrit à Aboisso et provient de sédiments plio-quadernaires (Planche II).

Description du Grès AB

- Minéralogie : quartz xénomorphes de type monocristallins et parfois polycristallins. La plupart des grains de quartz sont corrodés et présentent des craquelures remplies de ciment. On observe des inclusions de silts quartzeux sur certains grains de quartz. On observe également par endroits une dissolution par pression car les contacts entre les grains sont engrenés. Les contacts sont concaves-convexes c'est-à-dire irréguliers et sinueux en raison de la dissolution par pression.
- Extinction : uniforme et ondulante
- Taille des grains : grains de quartz grossiers à très grossiers avec des grains fins.
- Granoclassement : absent

- Ciment : ciment ferrugineux à pourcentage estimé à 20 % (hématite).
- Type de porosité : porosité intergranulaire (primaire), porosité intragranulaire remplie par le ciment ferrugineux. Le volume est estimé à 10 %.
- Framework : 70 %
- Sorting : modérément classé
- Sphéricité : faible
- Arrondi des grains : très anguleux à anguleux
- Maturité minéralogique : grès stable
- Maturité texturale : grès immature
- Type de grès : quartz wackes à ciment hématitique.

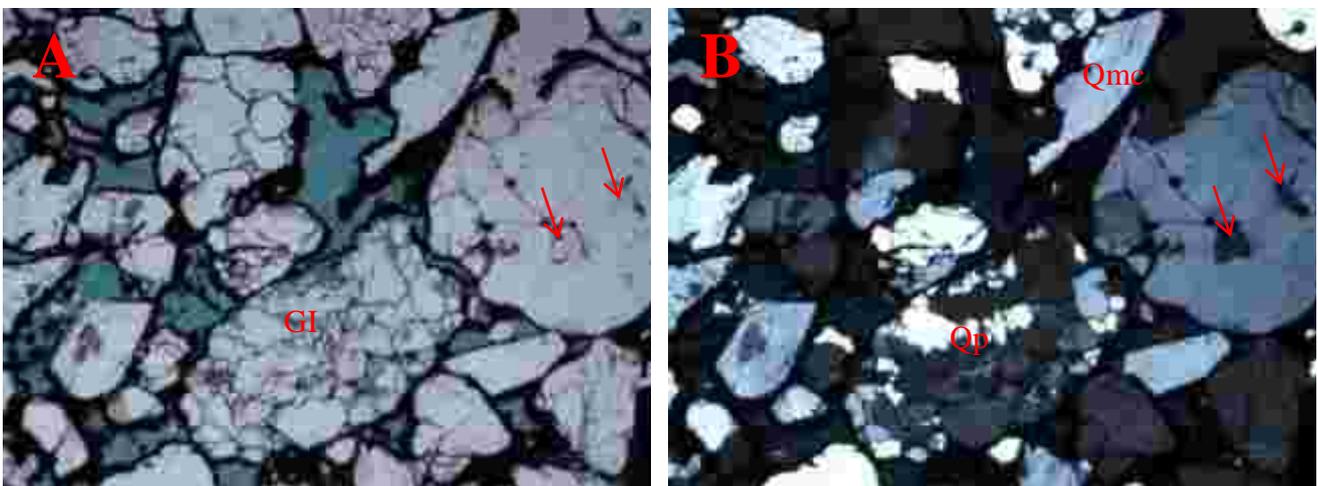


Planche II : Quartz wackes d'Aboisso (GX40).

A : lumière polarisée non analysée (GI : grès itacolumite). **B** : lumière polarisée analysée (Qp : quartz polycristallin craquelé ; Qmc : quartz monocristallin craquelé). A et B montrent les inclusions de silts quartzeux (flèches rouges)

1.3. Pétrographie des grès de Bingerville

Deux échantillons de grès ferrugineux ont été décrits. Il s'agit des grès Bin 1 et Bin 2. Le grès Bin 1 provient de formations du Mio-Pliocène et le grès Bin 2 du Quaternaire (« Terre de barre »).

1.3.1. Description du Grès Bin 1

- Minéralogie : ce grès est composé uniquement de quartz xénomorphes de type monocristallins. La plupart des grains présentent des craquelures dues aux chocs lors du transport. Ces craquelures sont remplies par le ciment (Planche III).
- Extinction : uniforme et ondulante

- Taille des grains : on distingue les grès grossiers à très grossiers et les grès fins à moyens.
- Granoclassement : le grès Bin 1 a un granoclassement permettant de distinguer facilement les grès grossiers à très grossiers des grès fins à moyens.
- Ciment : ferrugineux (hématite) atteignant un pourcentage de 30 %.
- Type de porosité : très peu poreux. Les pores (intragranulaires et intergranulaires) sont remplis par la résine et/ou le ciment ferrugineux.
- Framework : 70 %
- Sorting : les grès grossiers à très grossiers ont un classement modéré alors que les grès fins à moyens sont bien classés.
- Sphéricité : élevée
- Arrondi des grains : les grès grossiers à très grossiers sont sub-anguleux à subarrondis et les grès fins à moyens subarrondis à arrondis.
- Maturité minéralogique : grès stable.
- Maturité texturale : grès immature
- Type de grès : quartz wackes à ciment hématitique.

1.3.2. Description du Grès Bin 2

- Minéralogie : quartz xénomorphes et majoritairement monocristallins. On retrouve quelques grains de quartz polycristallins ou composites. La plupart des grains présentent des craquelures dues aux chocs lors du transport et remplies par un ciment. Certains quartz présentent des inclusions. Le grès Bin 2 est fortement corrodé (Planche IV).
- Extinction : uniforme et ondulante
- Taille des grains : moyens à grossiers
- Granoclassement : absent
- Ciment : ferrugineux (hématite) avec une matrice pas totalement ferruginisée (30 %)
- Type de porosité : très peu poreux avec des porosités intergranulaire (primaire) et intragranulaire (secondaire) ; les pores intragranulaires et quelques pores intergranulaires sont remplis par le ciment.
- Framework : 70 %
- Sorting : bien classé
- Sphéricité : élevée
- Arrondi des grains : subanguleux à subarrondi
- Maturité minéralogique : grès stable
- Maturité texturale : grès immature
- Type de grès : quartz wackes à ciment hématitique.

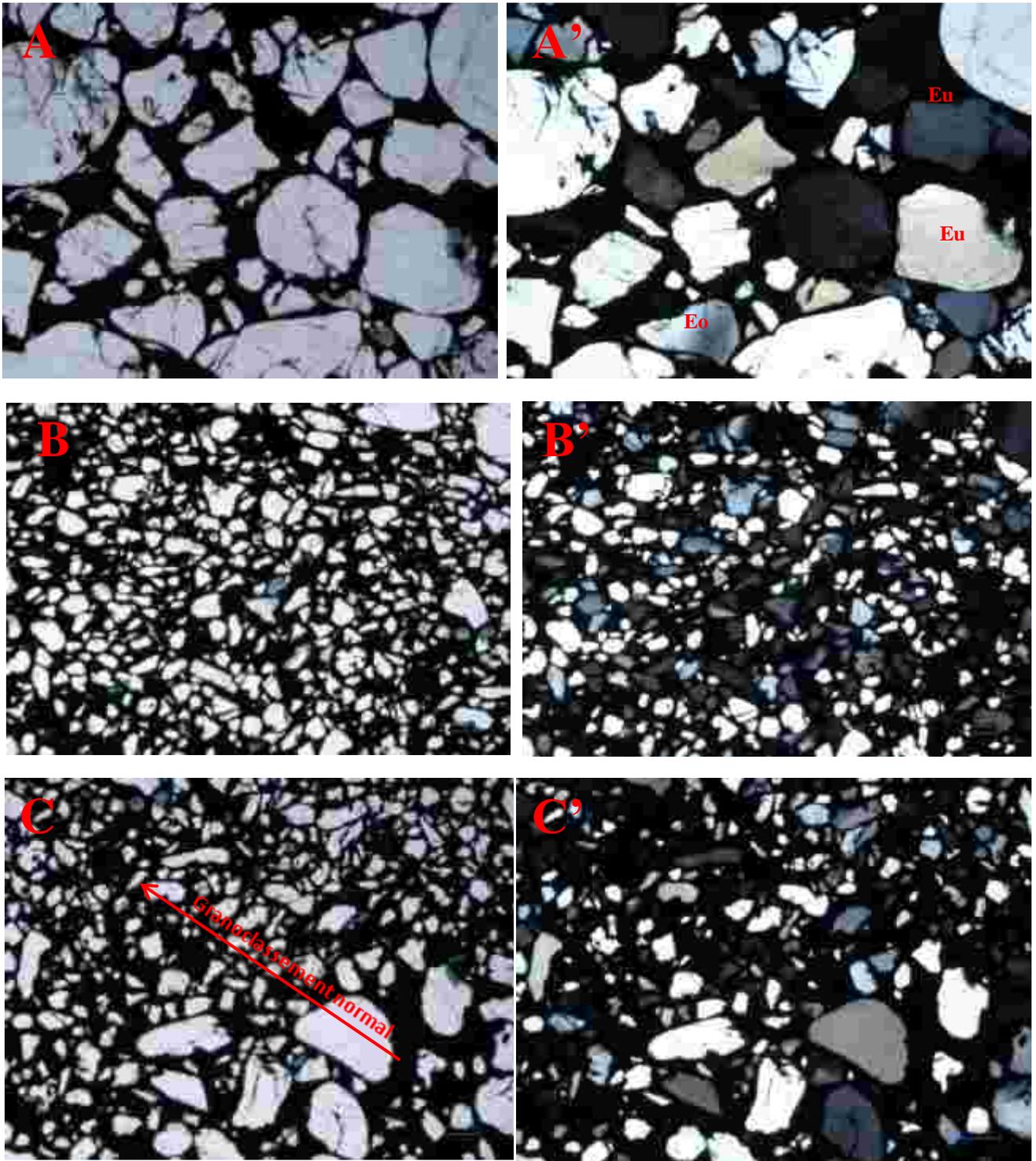


Planche III : Quartz wackes Bin 1 de Bingerville (GX40).

A et A' : quartz wackes grossiers à très grossiers (Eu : extinction uniforme et Eo : extinction ondulante). B et B' : quartz wackes fins à moyens. C et C' : quartz wackes montrant le grano classement. (A, B et C : lumière polarisée non analysée et A', B' et C' : lumière polarisée analysée).

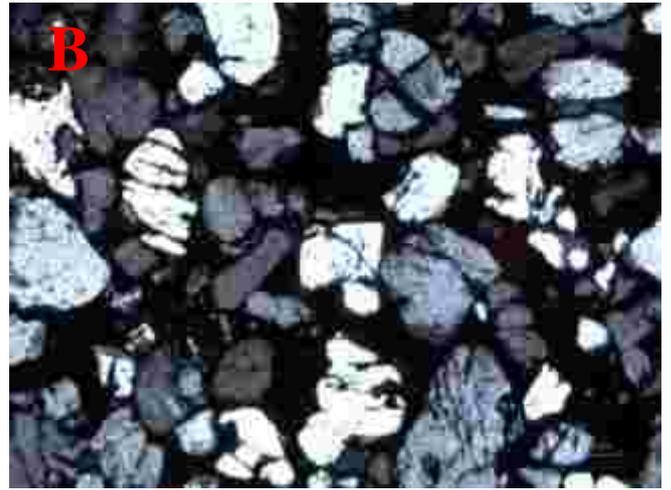
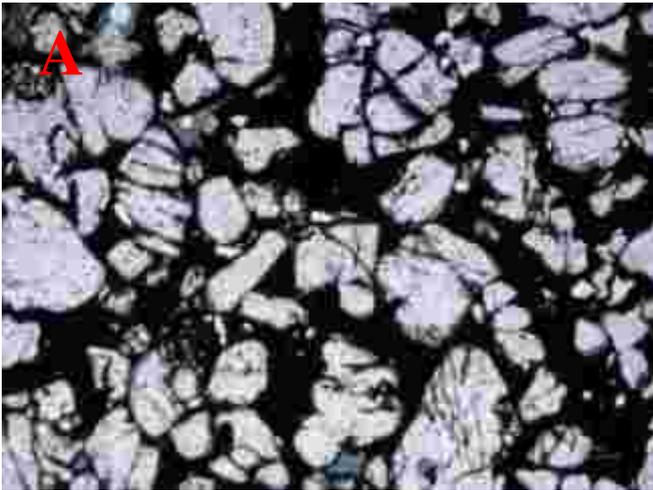


Planche IV : Quartz wackes Bin 2 de la « Terre de barre »

(A : lumière polarisée non analysée et B : lumière polarisée analysée ; GX40)

1.4. Pétrographie des grès de Bonoua

Deux échantillons de grès ferrugineux sont décrits. Il s'agit des grès Bo 1 et Bo 2 pris tous dans les formations du Quaternaire (« Terre de barre »).

1.4.1. Description du Grès Bo 1

- Minéralogie : quartz xénomorphes monocristallins avec quelques quartz polycristallins. Les grains de quartz montrent des craquelures, des surfaces de corrosion et des inclusions (Planche V).
- Extinction : uniforme et ondulante
- Taille des grains : moyens à grossiers et présence de phénocristaux de quartz très granulés.
- Granoclassement : absent
- Ciment : ferrugineux (hématite) avec un pourcentage de 30 %.
- Type de porosité : non poreux
- Framework : 70 %
- Sorting : pauvrement classé
- Sphéricité : faible à élevée
- Arrondi des grains : très anguleux à anguleux
- Maturité minéralogique : grès stable
- Maturité texturale : grès immature
- Type de grès : quartz wackes à ciment hématitique.

1.4.2. Description du Grès Bo 2

- Minéralogie : quartz xénomorphes monocristallins à craquelures et surfaces de corrosion (Planche VI).

- Extinction : uniforme et ondulante
- Taille des grains : moyens à grossiers
- Granoclassement : absent
- Ciment : ferrugineux (hématite) avec une proportion estimée à 20 %.
- Type de porosité : porosité intergranulaire (10 %).
- Framework : 70 %
- Sorting : modérément classé
- Sphéricité : faible à élevée
- Arrondi des grains : anguleux à subanguleux
- Maturité minéralogique : grès stable
- Maturité texturale : grès immature
- Type de grès : quartz wackes à ciment hématitique.

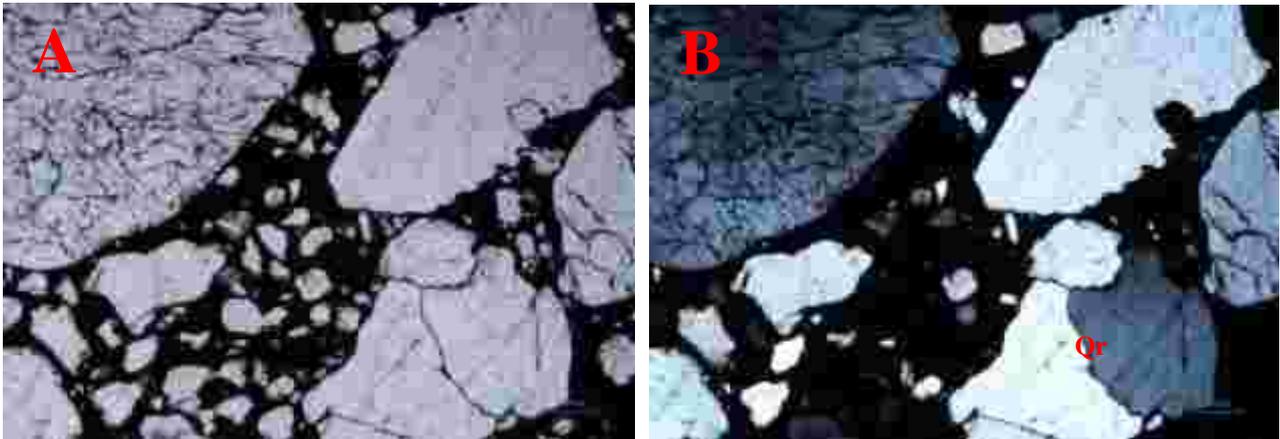


Planche V : Quartz wackes hématitique Bo 1 de Bonoua.

A : lumière polarisée non analysée (Qtc : quartz très craquelé) B : lumière polarisée analysée
(Qr : quartz polycristallin à limite rectiligne ; GX40)

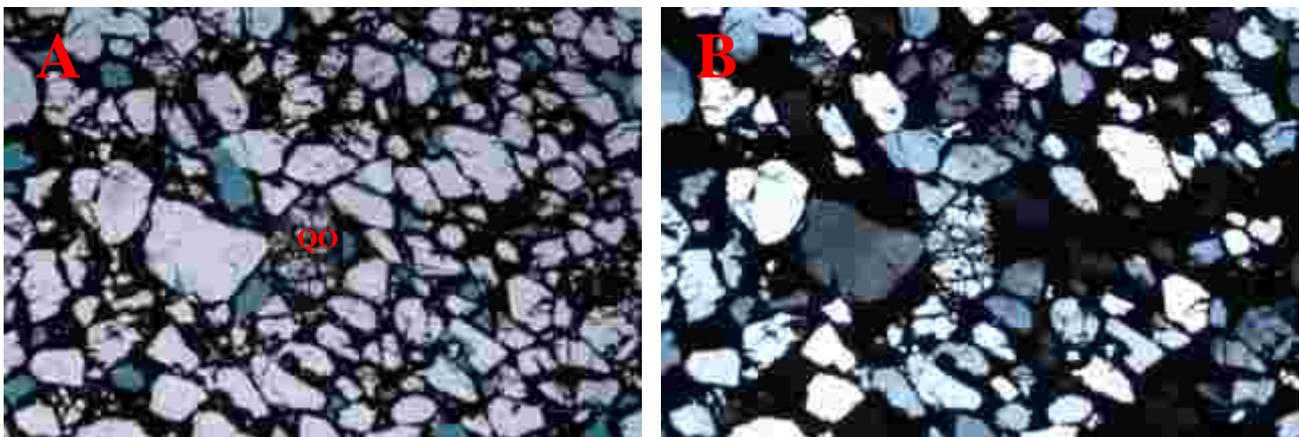


Planche VI : Quartz wackes Bo 2 de Bonoua GX40

A : lumière polarisée non analysée ; B : lumière polarisée analysée (QO : Quartz oxydé)

1.5. Pétrographie des grès de Samo

Seul un grès ferrugineux de Samo issu des formations du Quaternaire a été décrit (« Terre de barre »).

Description du Grès Samo (Planche VII)

- Minéralogie : quartz xénomorphes monocristallins présentant des craquelures, des surfaces de corrosion et des inclusions.
- Extinction : uniforme et ondulante
- Taille des grains : moyens à grossiers avec des grains fins
- Granoclassement : absent
- Ciment : ferrugineux (hématite) occupant 20 % du volume de la roche.
- Type de porosité : porosité intergranulaire (porosité primaire) atteignant 10 %.
- Framework : 70 %
- Sorting : pauvrement classé
- Sphéricité : faible
- Arrondi des grains : anguleux à subanguleux
- Maturité minéralogique : grès stable
- Maturité texturale : grès immature
- Type de grès : quartz wackes à ciment hématitique.

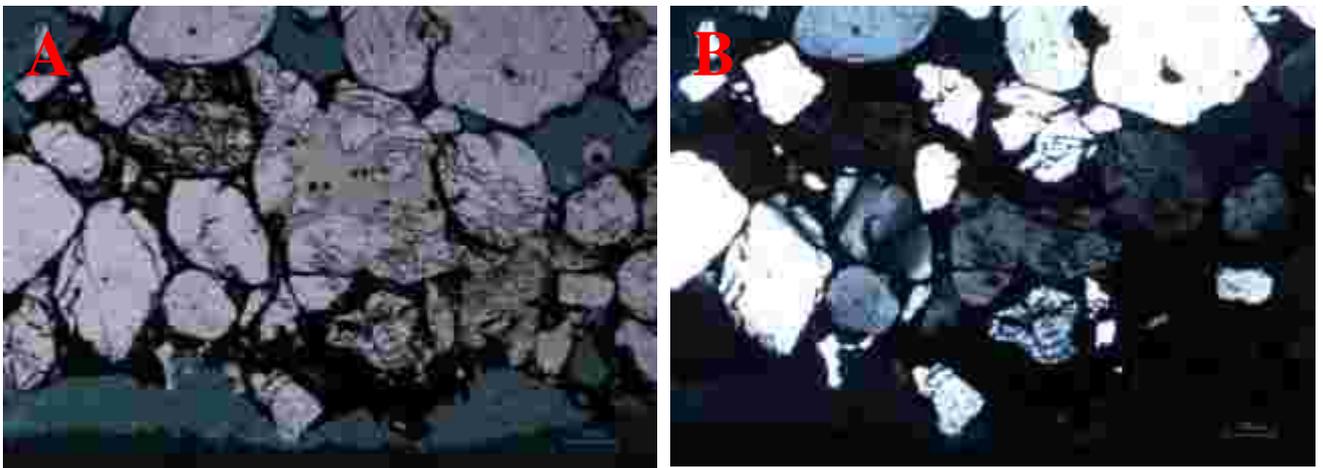


Planche VII : Quartz wackes de Samo

A : lumière polarisée non analysée et B : lumière polarisée analysée (GX40)

1.6. Pétrographie des grès d'Adiaké

Trois échantillons sont étudiés : Adia4-20, Adia5-40 et Adia6-54.

1.6.1. Description du Grès Adia4-20

Ce grès provient des grès du forage Adia 4 à la cote 20 m (Planche VIII).

- Minéralogie : quartz xénomorphes monocristallins avec craquelures, surfaces de corrosion et inclusions d'oxyde de fer.
- Extinction : uniforme et ondulante
- Taille des grains : cohabitation de grains de tailles différentes (fins, moyens, grossiers et très grossiers)
- Granoclassement : absent
- Ciment : ferrugineux de type hématite (20 %)
- Type de porosité : non poreux
- Framework : 80 %
- Sorting : pauvrement classé
- Sphéricité : faible à élevée
- Arrondi des grains : anguleux à subanguleux
- Maturité minéralogique : grès stable
- Maturité texturale : grès immature
- Type de grès : quartz wackes à ciment hématitique.

1.6.2. Description du Grès Adia5-40

Le grès Adia5-40 provient des formations de la cote 40 m du forage Adia 5 (Planche IX).

- Minéralogie
 - Quartz : très abondants (95 %), taille du grain moyen de la roche avec des phénocristaux. Ces grains de quartz sont xénomorphes monocristallins et polycristallins avec des craquelures et des surfaces de corrosion. Leur extinction est uniforme et ondulante.
 - Microcline : xénomorphe, altéré, taille du grain moyen de la roche, peu abondant (5 %).
 - Anorthite : xénomorphe, altérée, taille du grain moyen de la roche. Ce minéral est rare dans la roche.
- Taille des grains : cohabitation de grains de tailles différentes (fins, moyens, grossiers et très grossiers)
- Granoclassement : absent
- Ciment : ferrugineux issu de l'oxydation de la matrice glauconieuse (20 %)
- Type de porosité : intergranulaire estimée à 20 %
- Framework : 50 %
- Sorting : pauvrement classé

- Sphéricité : faible à élevée
- Arrondi des grains : anguleux à subanguleux
- Maturité minéralogique : grès instable
- Maturité texturale : grès immature
- Type de grès : subarkose à ciment hématitique.

1.6.3. Description du Grès Adia6-54

Ce grès dérive des échantillons de la cote 54 m du forage Adia 6 (Planche X).

- Minéralogie

- Quartz : très abondants, taille du grain moyen de la roche avec des phénocristaux. Les grains de quartz sont xénomorphes, monocristallins et polycristallins dont la plupart sont craquelés et souvent corrodés. Leur extinction est uniforme et ondulante.
- Microcline : rare, xénomorphe, altéré et taille du grain moyen de la roche.

- Taille des grains : cohabitation de grains de tailles différentes (fins, moyens, grossiers et très grossiers)

- Granoclassement : absent

- Ciment : ferrugineux (hématite) issu de l'oxydation de la glauconite (50 %).

- Type de porosité : non poreux

- Framework : 50 %

- Sorting : pauvrement classé

- Sphéricité : faible à élevée

- Arrondi des grains : anguleux à subanguleux

- Maturité minéralogique : grès instable

- Maturité texturale : grès immature

- Type de grès : subarkose à ciment hématitique.

Les grès d'Adia6-54 sont des subarkoses dont la plupart des feldspaths ont été altérés et oxydés en donnant le ciment ferrugineux. Ceci se remarque par la dispersion des grains de quartz dans le ciment.

Les grains de quartz des grès ferrugineux s'oxydent à travers les craquelures et les surfaces corrodées. Le résumé de la description des grès ferrugineux du l'Est du bassin onshore de Côte d'Ivoire est présenté dans le tableau X.

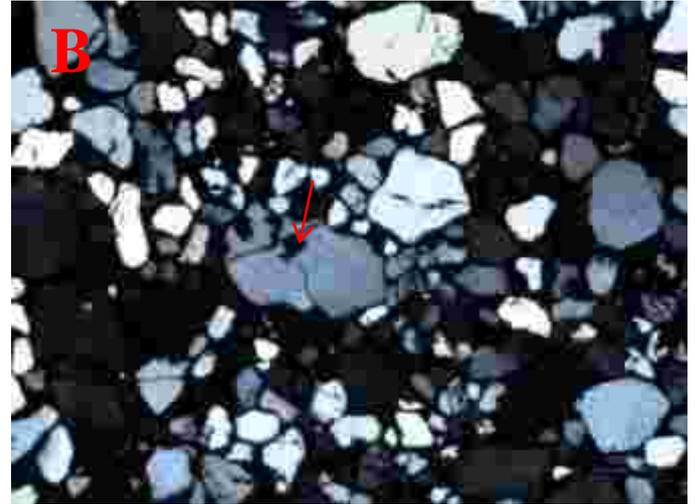
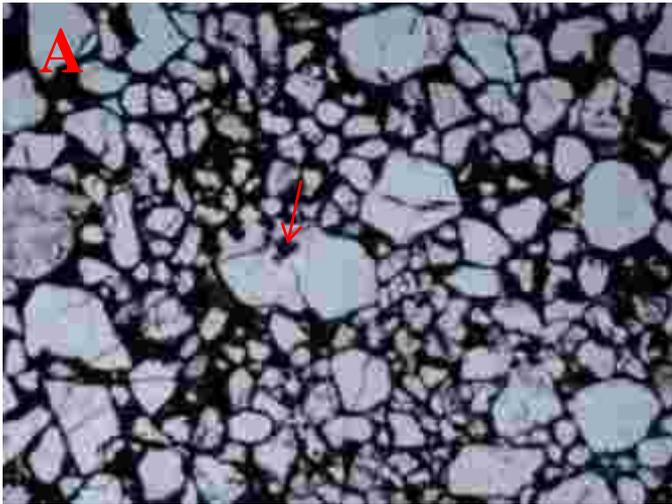
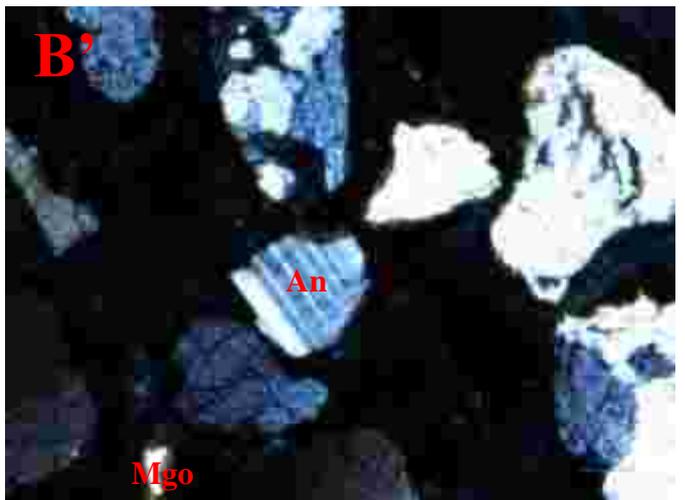
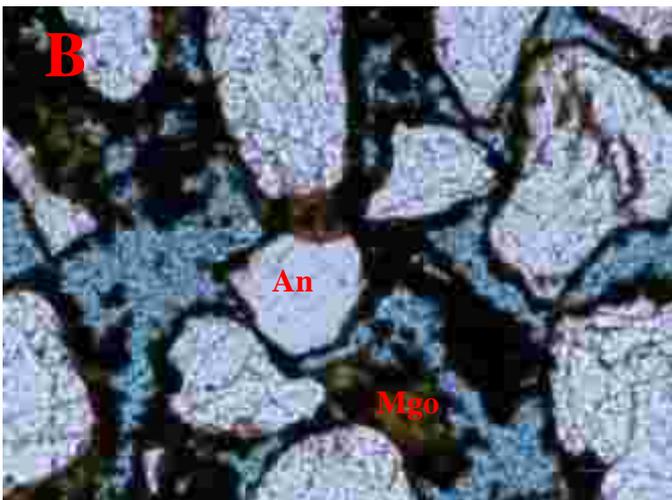
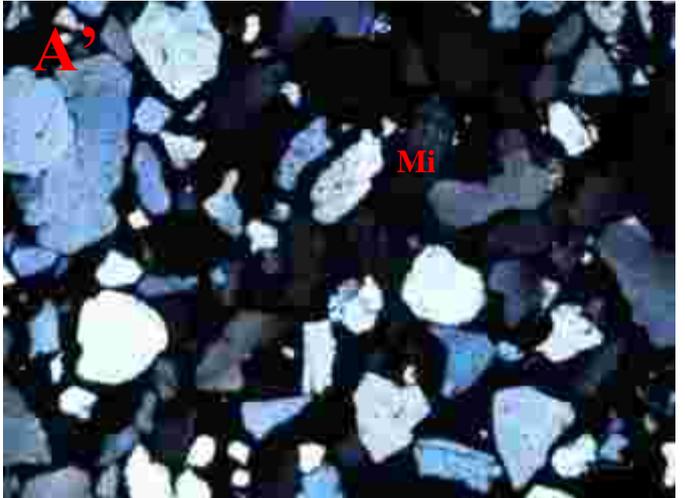
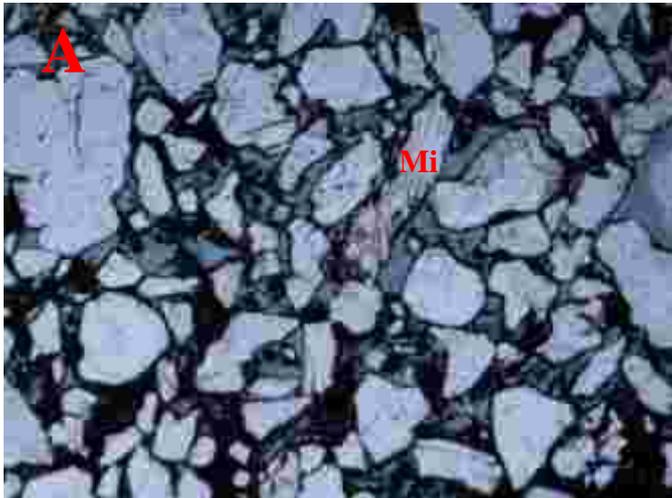


Planche VIII : Quartz wackes Adia4-20 d'Adiaké.

A : lumière polarisée non analysée et B : lumière polarisée analysée (GX40). Inclusion d'oxydes de fer (flèches rouges)



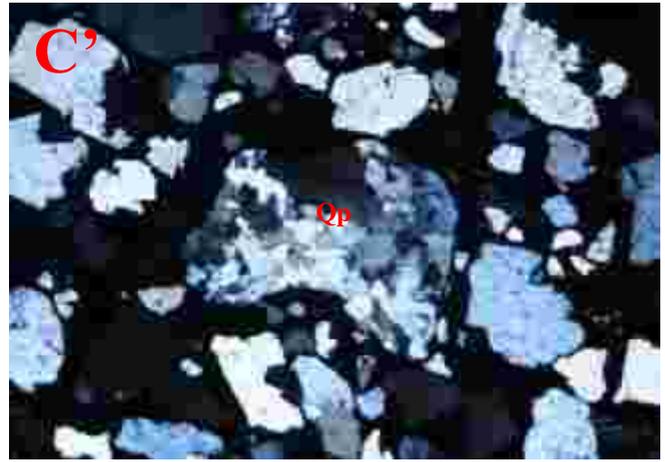
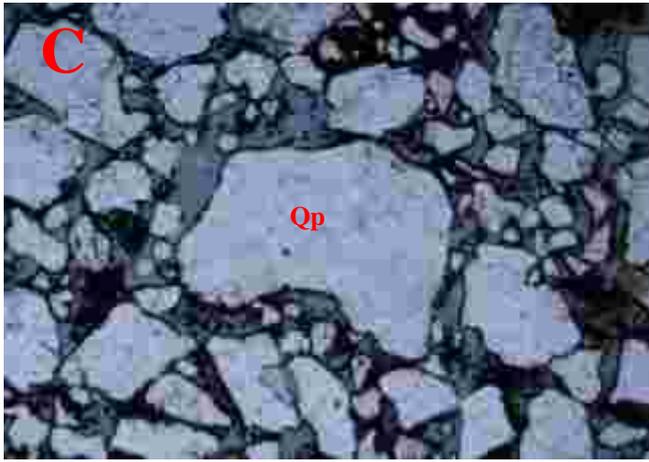


Planche IX : Subarkoses Adia5-40 d'Adiaké.

A : Microcline (Mi) en lumière polarisée non analysée et A' : Microcline en lumière polarisée analysée (GX40). B et B' : Anorthite en lumière polarisée non analysée et en lumière polarisée analysée (An : Anorthite ; Mgo : matrice glauconieuse en voie d'oxydation ; GX100). C et C' : planches montrant des quartz polycristallins engrenés (GX40)

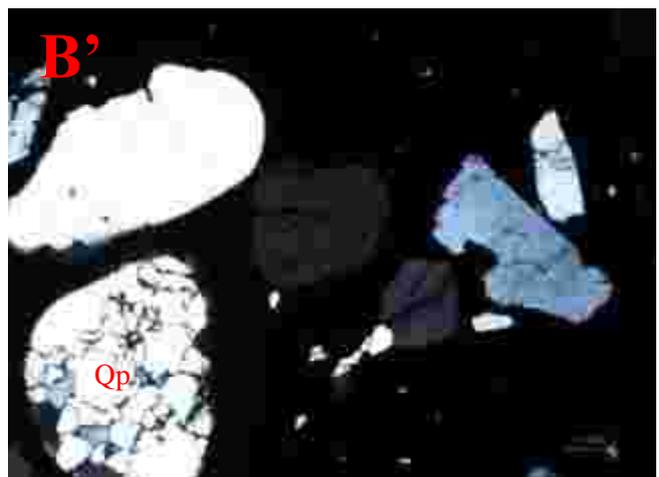
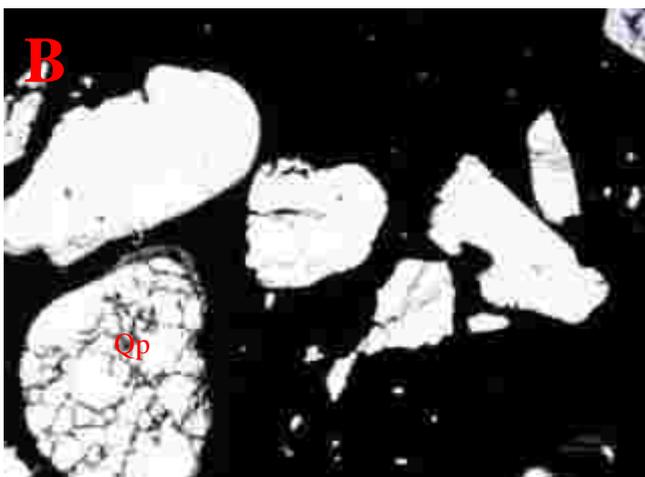
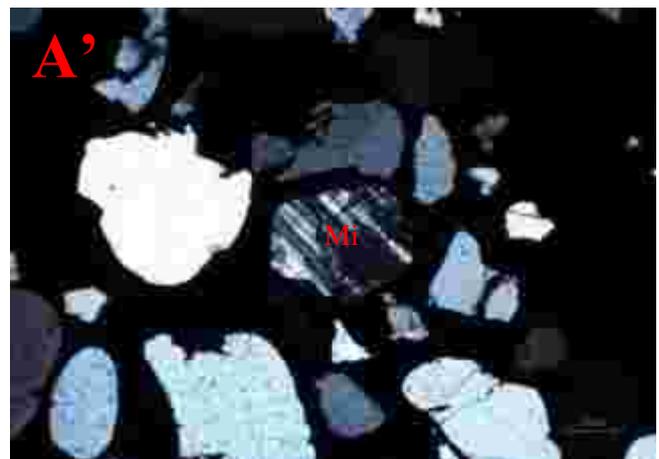
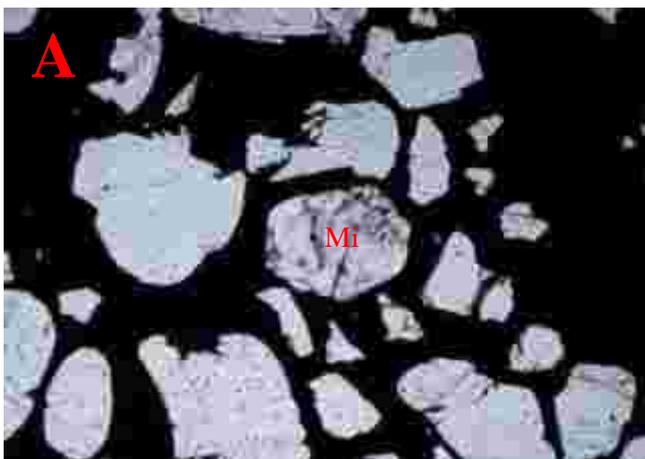


Planche X : Suarkoses à ciment hématitique avec un microcline sur les planches A et A' et un quartz polycristallin sur les planches B et B' (GX40)

(A et B : lumière polarisée non analysée et A' et B' : lumière polarisée analysée)

Tableau X : Tableau récapitulatif de la description des grès ferrugineux

Nom du grès	Grès AL	Grès AB	Grès Bin 1	Grès Bin 2	Grès Bo 1	Grès Bo 2	Grès Samo	Grès Adia4-20m	Grès Adia5-40m	Grès Adia6-54m
Minéralogie	Quartz	Quartz	Quartz	Quartz	Quartz	Quartz	Quartz	Quartz	Quartz, microcline et anorthite	Quartz et microcline
Extinction	Uniforme et ondulante	Uniforme et ondulante	Uniforme et ondulante	Uniforme et ondulante	Uniforme et ondulante	Uniforme et ondulante	Uniforme et ondulante	Uniforme et ondulante	Uniforme et ondulante	Uniforme et ondulante
Taille des grains	Moyens à grossiers	Grossiers à très grossiers	Fins à très grossiers	Moyens à grossiers	Moyens à grossiers	Moyens à grossiers	Moyens à grossiers	Fins à très grossiers	Fins à très grossiers	Fins à très grossiers
Granoclassement	Absent	Absent	Présent	Absent	Absent	Absent	Absent	Absent	Absent	Absent
Ciment	ferrugineux	ferrugineux	ferrugineux	ferrugineux	ferrugineux	ferrugineux	ferrugineux	ferrugineux	ferrugineux	Ferrugineux
Type de porosité	Intergranulaire	Intergranulaire	Non poreux	Intergranulaire	Non poreux	Intergranulaire	Intergranulaire	Non poreux	Intergranulaire	Non poreux
Framework	50%	70%	70%	70%	70%	70%	70%	80%	50%	50%
Sorting	Pauvre	Modéré	Modéré et bien classé	Bien classé	Pauvre	Modéré	Pauvre	Pauvre	Pauvre	Pauvre
Sphéricité	Faible	Faible	Elevée	Elevée	Faible à élevée	Faible à élevée	Faible	Faible à élevée	Faible à élevée	Faible à élevée
Arrondi des grains	Très anguleux à anguleux	Très anguleux à anguleux	Subanguleux à arrondi	Subanguleux à subarrondi	Très anguleux à anguleux	Anguleux à subanguleux	Anguleux à subanguleux	Anguleux à subanguleux	Anguleux à subanguleux	Anguleux à subanguleux
Maturité minéralogique	Stable	Stable	Stable	Stable	Stable	Stable	Stable	Stable	Instable	Instable
Maturité texturale	Immature	Immature	Immature	Immature	Immature	Immature	Immature	Immature	Immature	Immature
Type de grès	Quartz wackes	Quartz wackes	Quartz wackes	Quartz wackes	Quartz wackes	Quartz wackes	Quartz wackes	Quartz wackes	Subarkoses	Subarkose

1.7. Interprétation pétrographique des grès ferrugineux

L'interprétation au niveau des grès ferrugineux se situe sur le nombre de cristaux de quartz, l'extinction des quartz, le ciment des grès et la nature des grès.

1.7.1. Nombre de cristaux et extinction

Les quartz polycristallins engrenés traduisent une origine métamorphique (roche métamorphique). L'engrenage est dû à une dissolution par pression. Par contre ceux qui présentent des limites rectilignes entre les grains sont d'origine éruptive (ADAMS *et al.*, 1984). L'extinction ondulante suggère une origine éruptive suivie d'un métamorphisme (ADAMS *et al.*, 1984). Il est donc clair que les grains de quartz des grès ferrugineux proviennent des roches magmatique et métamorphique. Les quartz issus des roches magmatiques sont plus nombreux dans les grès étudiés que ceux provenant des roches métamorphiques. Ceci corrobore les résultats des travaux de YACÉ (2002) qui montrent la prédominance des roches magmatiques dans le socle précambrien du Domaine Baoulé-Mossi. On y trouve aussi des roches magmatiques métamorphisées. Ce domaine se situe en amont de l'Est du bassin onshore de Côte d'Ivoire.

1.7.2. Ciment des grès

Le ciment des grès étudiés est ferrugineux. En s'appuyant sur les sédiments non grésifiés qui ont leurs équivalents grésifiés, on peut déduire que le ciment provient d'un mélange de kaolinite et d'oxyde de fer comme l'hématite. Dans les grès d'Adiaké à savoir les grès Adia5-40 et Adia6-54, le ciment résulte de l'oxydation de la glauconite. Ceci signifie que la glauconite et la kaolinite réduisent la porosité et la perméabilité des grès.

1.7.3. Nature des grès ferrugineux

Deux types de grès ferrugineux ont été identifiés. Ce sont les quartz wackes et les subarkoses. Les subarkoses observées dans les forages Adia 5 et Adia 6 respectivement aux cotes 40 m et 54 m sont contemporaines. Les subarkoses se sont déposées en remaniant les glauconites autochtones oxydées. Au cours de la diagénèse, les glauconites oxydées ont formé le ciment ferrugineux. Les feldspaths aussi se sont oxydés pour donner le ciment ferrugineux. La présence de subarkose suggère une érosion rapide suivie d'un dépôt sous un climat semi-aride (MAURICE, 2003). L'environnement de dépôt est fluviatile. Sa présence montre également que la source pourvoyeuse est constituée de granite et de gneiss (MAURICE, 2003). Ceci s'accorde avec l'environnement de dépôt déduit lors de la lithostratigraphie des forages Adia 5 et Adia 6 respectivement aux sous-intervalles 44-39 m et 55-53 m.

Les quartz des subarkoses présentent des bords arrondis, mais durant leur dépôt, ils ont subi une fragmentation qui a produit des quartz anguleux. On peut voir sur les photos 63 et 64 des fragments de quartz dispersés dans la matrice et quelques grains à bords cassés. Ceci indique un précurseur sédimentaire avec une longue durée de frottement en milieu de haute énergie (SCHOLLE & SCHOLLE, 2003).

2. CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE DES GRÈS GLAUCONIFÈRES

La caractérisation pétrographique s'appuie sur les grès glauconifères du forage Ebo 5 d'Éboïnda à la cote 12 m (Planche XI).

2.1. Description du Grès Ebo5-12

Minéralogie : glauconite arrondie, xénomorphe et peu altérée. Certains grains de glauconite présentent des craquelures. Les glauconites présentent des inclusions de silts quartzeux dispersés aussi dans le ciment.

Taille des grains : moyens à grossiers

Granoclassement : absent

Ciment : ferrugineux issu de l'oxydation de la matrice glauconieuse. La transformation de la glauconite en ciment ferrugineux commence de la périphérie vers le cœur (Planche XI B). La proportion du ciment est estimée à 10 %.

Type de porosité : non poreux

Framework : 70 %

Sorting : bien classé

Sphéricité : élevée

Arrondi des grains : arrondi à très arrondi

Maturité minéralogique : grès instable

Maturité texturale : grès immature

Type de grès : glauconites wackes à ciment hématitique.

2.2. Interprétation

La présence de silts quartzeux dispersés dans les nodules de glauconite témoigne d'un remaniement de ces derniers dans un environnement étranger. Ces glauconites sont donc para-autochtones ayant subi un transport moins long en milieu aquatique. Cela est conforme aux résultats de l'étude lithologique de ces glauconites.

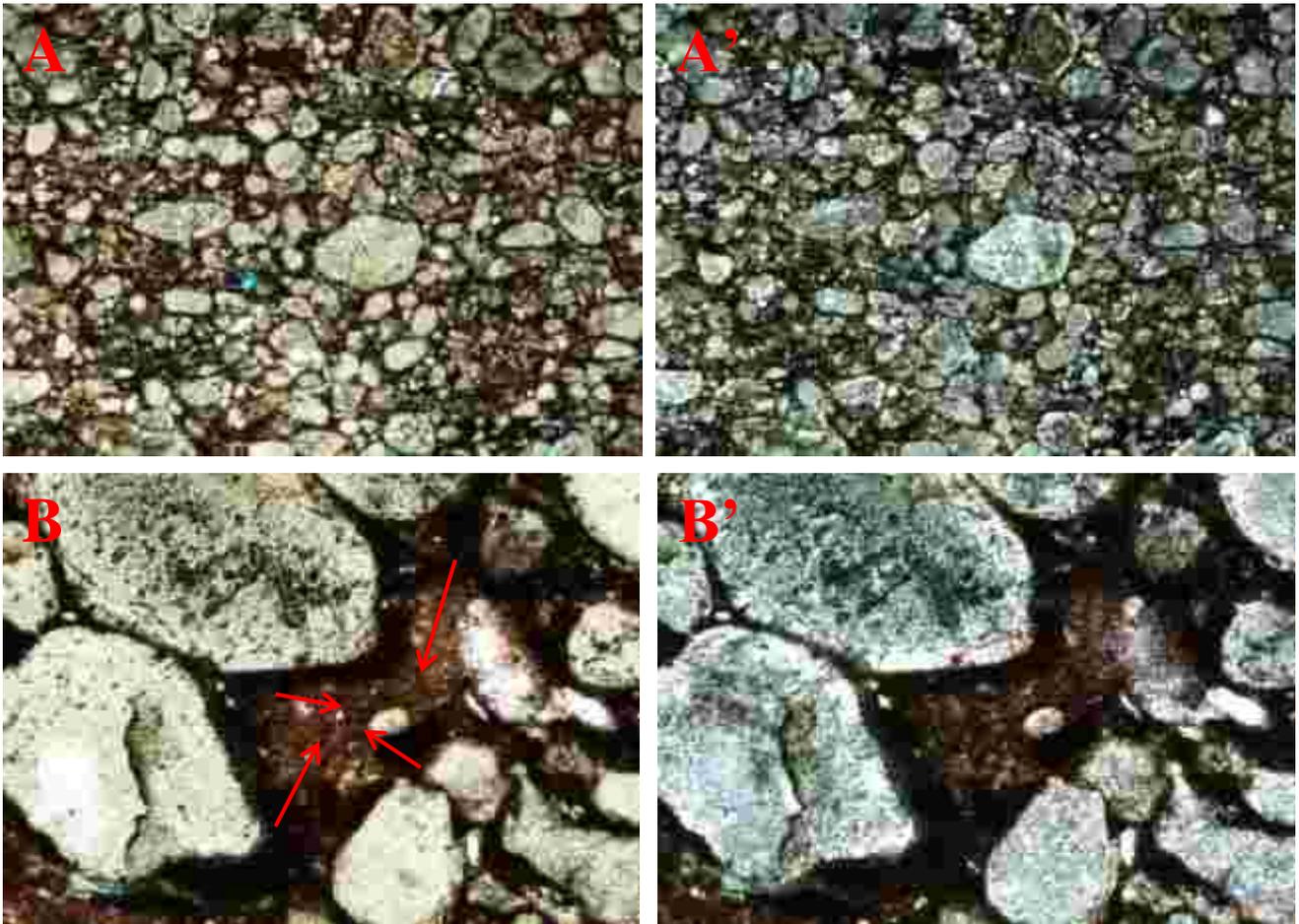


Planche XI : Glauconites wackes à ciment hématitique Ebo5-12 d'Éboïnda.

A : lumière polarisée non analysée et A' : lumière polarisée analysée (GX40). B: Planche montrant l'évolution de l'oxydation de la glauconite en lumière polarisée non analysée et B' en lumière polarisée analysée (GX100)

3. CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE DES GRÈS HYBRIDES

Les grès hybrides sont des grès à minéralogie composée d'au moins deux minéraux. On les retrouve dans les forages Adia 5 et Ebl 4. Les échantillons proviennent respectivement des cotes 54 m (Planche XII) et 5 m (Planche XIII).

3.1. Description du Grès hybride Adia5-54

Minéralogie

- Quartz : très abondants, taille du grain moyen de la roche. Les quartz sont xénomorphes, monocristallins, craquelés et corrodés avec une extinction uniforme.
- Glauconites : abondantes, très altérées et taille du grain moyen de la roche. Elles présentent des surfaces oxydées en limonite (coloration brun foncé) et en hématite (coloration noire).

Taille des grains : très fins

Granoclassement : absent

Ciment : ferrugineux et calcitique ; le ciment ferrugineux est issu de l'oxydation des grains de glauconite. La proportion du ciment avoisine 30 %.

Type de porosité : non poreux

Framework : 50 %

Sorting : très bien classé

Sphéricité : élevée

Arrondi des grains : quartz anguleux à subanguleux et glauconites très arrondies.

Maturité minéralogique : grès instable

Maturité texturale : grès immature

Type de grès : quartz wackes glauconifères à ciment mixte (ferrugineux et calcitique)

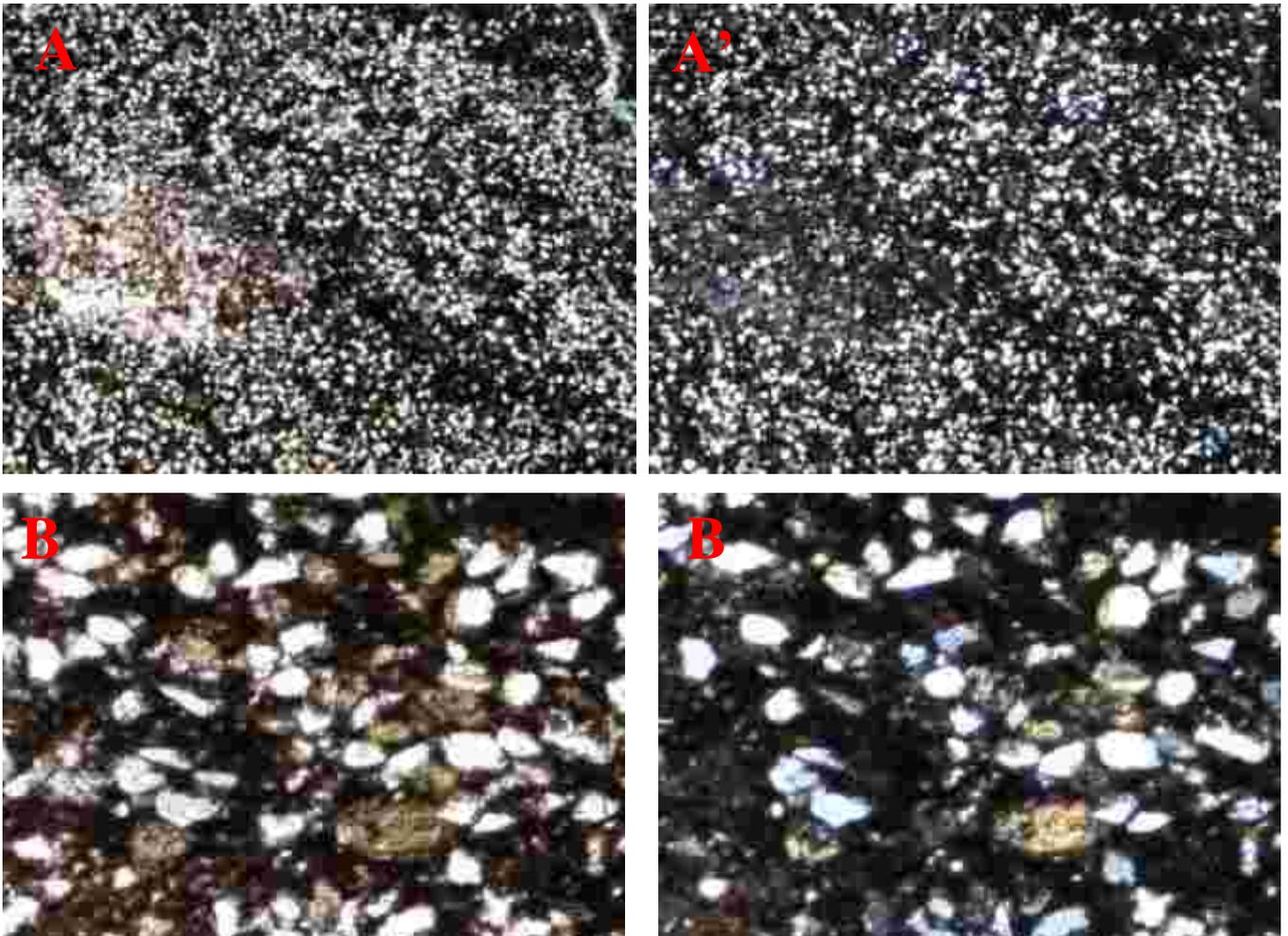


Planche XII : Quartz wackes glauconifères à ciment mixte.

A et B : GX20 et B et B' : GX100 (A et B : lumière polarisée non analysée et A' et B' : lumière polarisée analysée)

3.2. Description du Grès hybride Ebl4-5

Minéralogie

- Débris de bivalves : très abondants ; coquilles formées de calcite irisée et très abondantes. Ces coquilles présentent des bioérosions (perforations des coquilles par des organismes). Les surfaces de bioérosion présentent des grains de quartz. On observe aussi des pores remplis par le ciment ferrugineux et des grains de quartz. Les coquilles présentent par endroits des silicifications (quartzification). La taille des coquilles est de type rudite.

- Quartz : abondants, taille du grain moyen de la roche. Les quartz sont monocristallins et polycristallins présentant des craquelures et des surfaces de corrosion sur certains grains. Leur extinction est uniforme et ondulante.

- Glauconites : arrondies et très altérées, remplies par des quartz de taille allant des silts aux grains moyens. Elles sont peu abondantes. La glauconite a épigénisé un microfossile (probablement un foraminifère) qui a subi une oxydation.

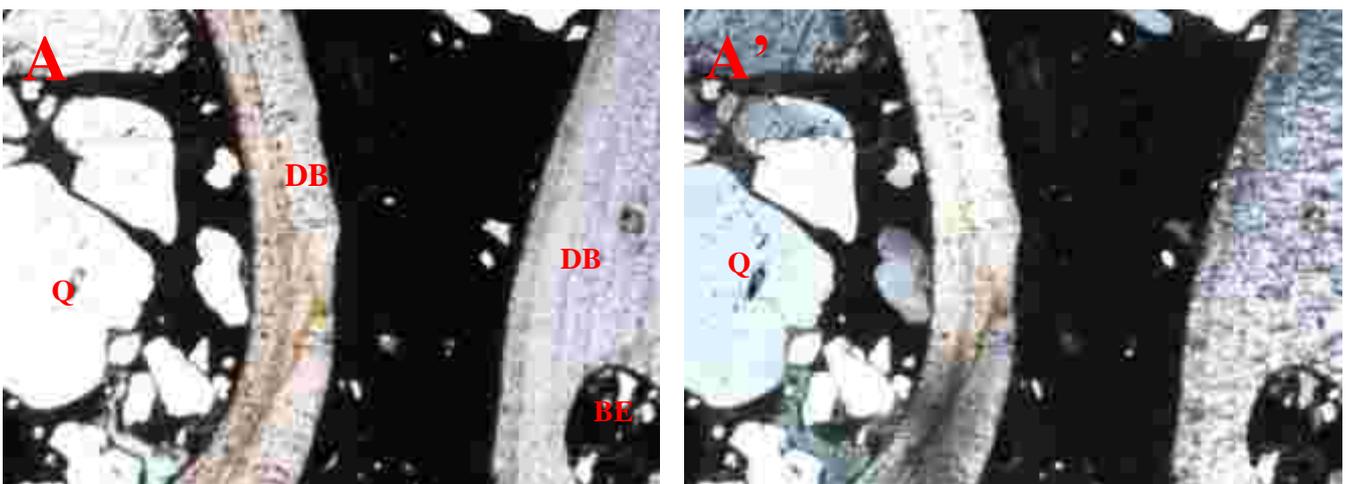
Ciment : ferrugineux issu de l'oxydation des nodules de glauconite.

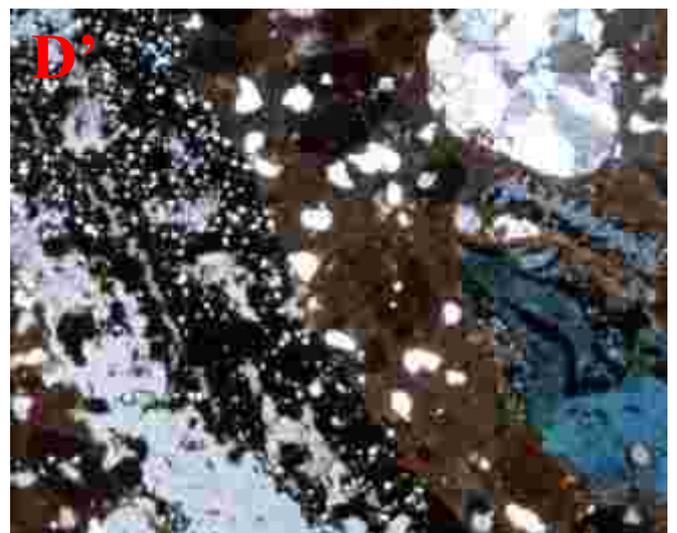
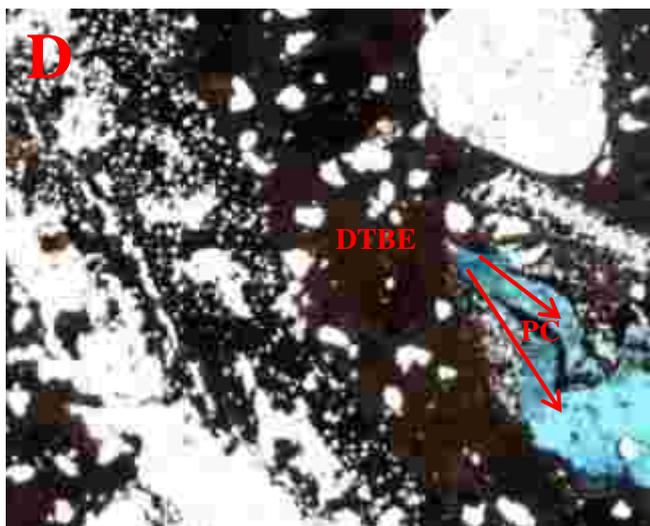
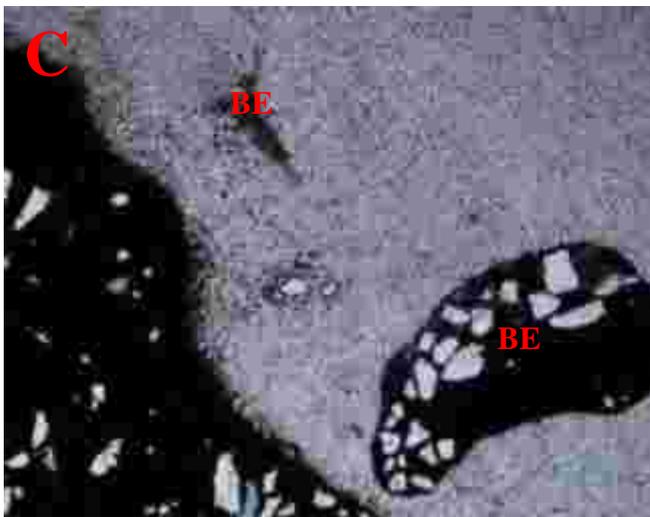
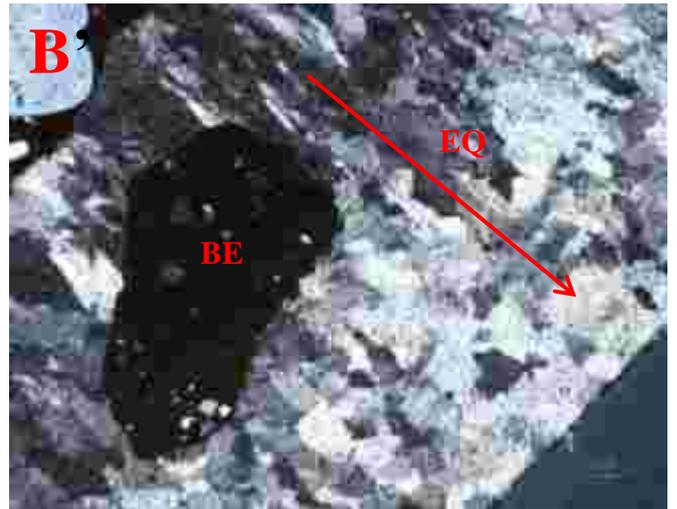
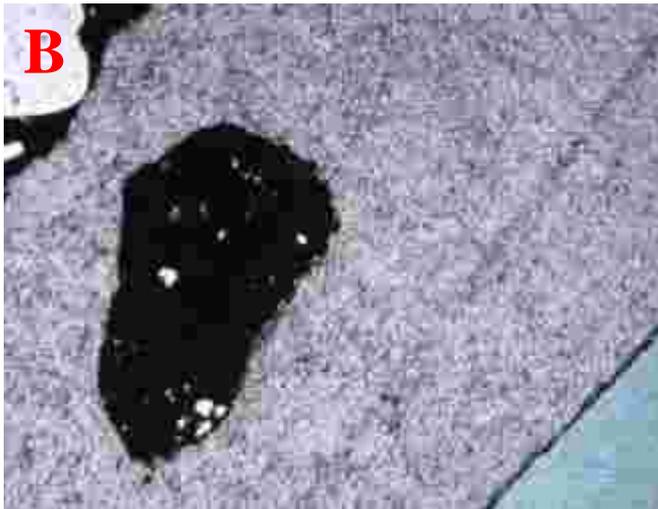
Type de porosité : très peu poreux (chenaux et intraparticules). La porosité est secondaire.

Sphéricité : élevée pour les grains de quartz et de glauconite.

Arrondi des grains : grains de quartz subanguleux à subarrondis et grains de glauconites très arrondis.

Type de grès : « sandy allochem limestone » qui sont des calcaires grés-glauconifères à ciment ferrugineux.





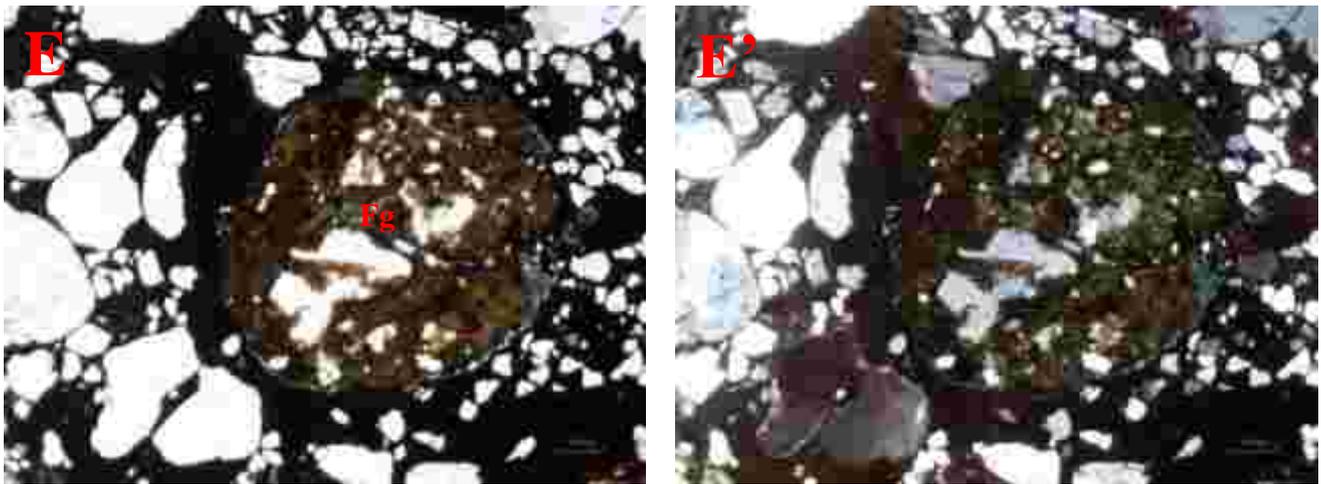


Planche XIII : Calcaires grés-glaucônifères ferruginisés (GX20).

A et A' : Débris de bivalves associés aux grains de quartz (Q : quartz ; DB : débris de bivalve ; BE : bioérosion ; A : lumière polarisée non analysée ; A' : lumière polarisée analysée). B et B' : fragment de bivalve bioérodé montrant l'évolution de la quartzification sur la Planche B' (BE : bioérosion ; EQ : évolution de la quartzification ; B : lumière polarisée non analysée ; B' : lumière polarisée analysée). C et C' : fragment de bivalve à pore rempli de ciment ferrugineux et de quartz (C : lumière polarisée non analysée ; C' : lumière polarisée analysée). D et D' : Planches montrant un fragment de coquille complètement bioérodé à porosité de chenaux (DTBE : débris très bioérodés ; D : lumière polarisée non analysée ; D' : lumière polarisée analysée ; PC : porosité de chenaux). E et E' : planches montrant probablement en leurs centres un foraminifère glauconitisé (Fg) qui subit une oxydation et rempli en partie par des grains de quartz (E : lumière polarisée non analysée ; E' : lumière polarisée analysée).

3.3. Interprétation pétrographique des grès hybrides

Les grains de quartz des calcaires grés-glaucônifères ferruginisés ont subi des fragmentations qui ont produit des quartz anguleux. On observe des grains de quartz à bord très arrondi ce qui suggère comme pour les subarkoses un précurseur sédimentaire avec une longue durée de frottement en milieu de haute énergie (SCHOLLE & SCHOLLE, 2003). Le milieu de dépôt des calcaires grés-glaucônifères ferruginisés est donc côtier où l'énergie des vagues se fait sentir (MAURICE, 2003). Ces roches ont subi un remaniement dû à l'action des vagues changeant progressivement le pH du milieu en pH acide. Le changement du pH permet la substitution de la calcite par la silice dans le nouveau milieu. Il y a eu une régression qui a amené en surface les glauconites suivie de leur remaniement en même temps que les débris de coquilles, donnant ainsi des calcaires grés-glaucônifères.

4. CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE DES SURFACES DURCIES

Les surfaces durcies étudiées proviennent des argiles gris clair à gris peu sombre de Bingerville (Bing 1) et du forage Adia 5 d'Adiaké à 49 m de profondeur.

4.1. Description de la surface durcie Bing 1

La surface durcie de Bingerville est un « mudcrak » qui s'est formé à la surface des argiles gris clair à gris peu sombre de Bingerville (Planche XIV).

Minéralogie : quartz très abondants.

Taille des grains : silts quartzeux présentant des laminations de silts grossiers, silts fins et argile ferruginisée.

Structure : silts quartzeux dispersés dans l'argile ferruginisée suivant la direction du courant.

Type de porosité : microfissures secondaires parallèles à la lamination.

Type de roche : siltite argileuse ferruginisée.

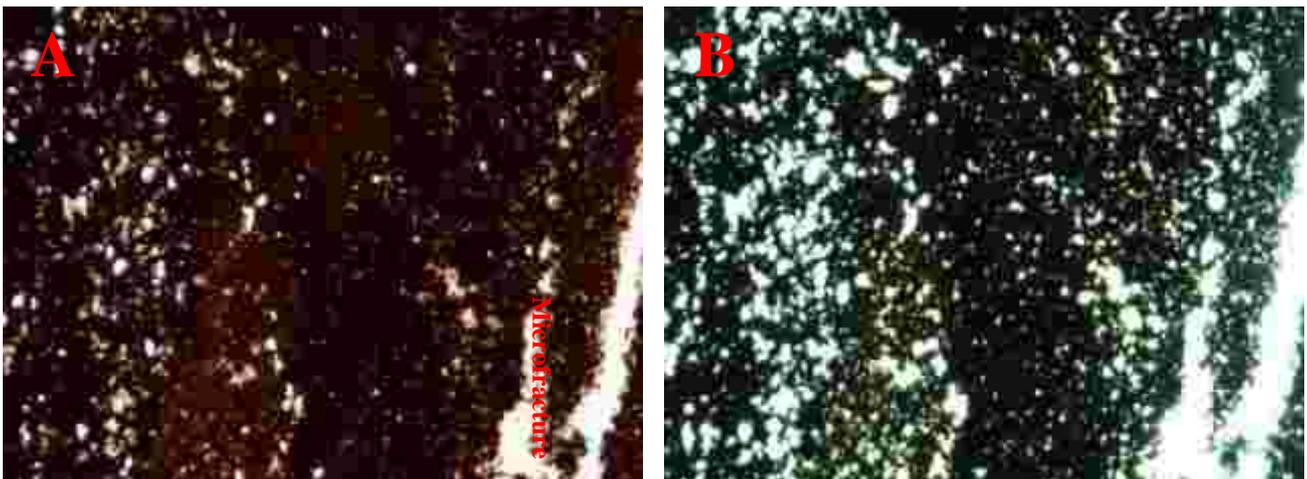


Planche XIV : Siltites argileuses ferruginisées à microfracture.

(A : lumière polarisée non analysée. B : lumière polarisée analysée)

4.2. Description de la surface durcie du forage Adia5-49

La surface durcie correspond ici à un hard ground (Planche XV).

Minéralogie

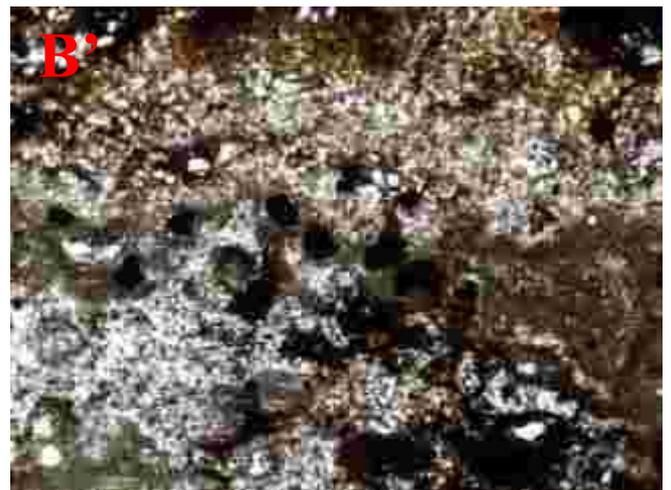
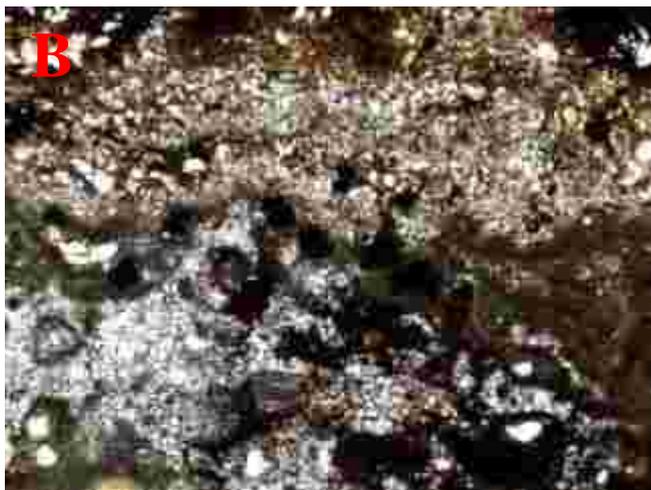
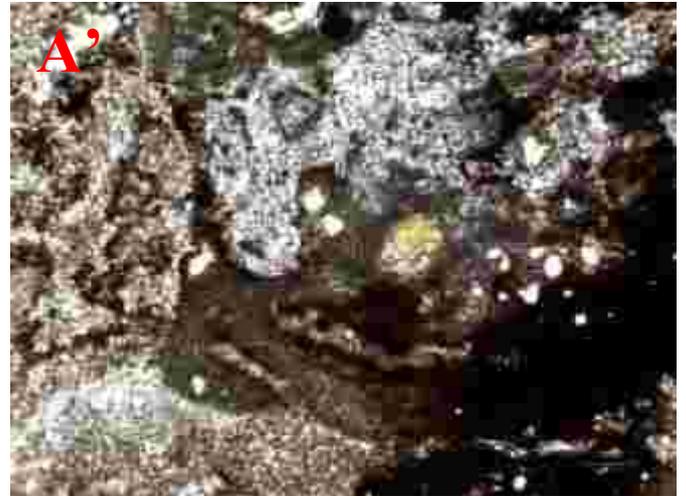
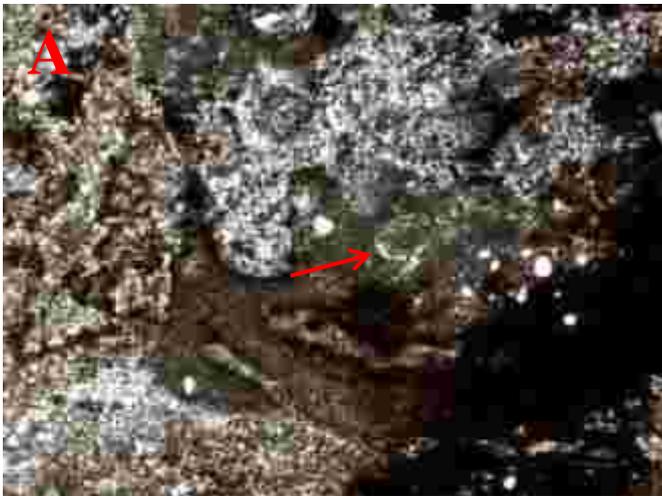
- quartz : abondants et dispersés dans le liant
- glauconites : abondantes, mais moins que le quartz ; les glauconites sont oxydées et laissent des pores ovoïdes remplis par des oxydes de fer. Elles ont une taille moyenne et forment également le liant (flèche de la Planche XV A).

- fragments de lamellibranches et de gastéropodes très abondants (Planches XV C et C'). Ces fragments sont micritisés et hématisés (hématisation). La micritisation subit une oxydation progressive. Les oxydes proviennent en partie de l'oxydation des glauconites (présence de cavités oxydées après l'oxydation de la glauconite). Une silicification s'observe également sur les fragments de coquilles (flèches Planche XV C).

Structure : fenestrae (birdseyes) ; les birdseyes sont les petites cavités ferrugineuses (couleur noire) sphériques ou subsphériques bien visibles sur les Planches XV B et B' formées par l'oxydation complète des grains de glauconite.

Type de porosité : non poreux.

Type de roche : hard ground fossilifère à silt quartzo-glauconifère ferrugineux.



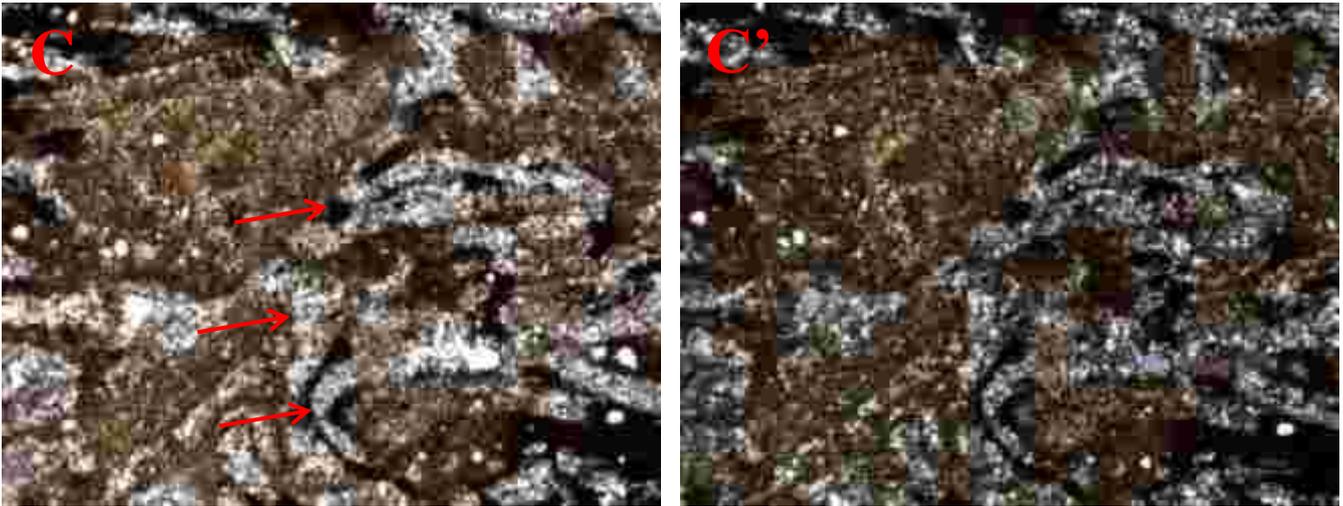


Planche XV : Hard-ground fossilifère.

A et A' : GX40. B, B', C et C' : GX20. (A, B et C : lumière polarisée non analysée ; A', B' et C' : lumière polarisée analysée)

5. CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE DES CARBONATES

Les lames minces pétrographiques des carbonates proviennent du forage Adia 5 d'Adiaké et du forage Ebl 4 d'Éboïnda. Dans le forage Adia 5, deux échantillons ont été sélectionnés aux cotes 50 m (Planche XVI) et 51 m (Planche XVII). Pour le forage Ebl 4, deux échantillons ont été également sélectionnés aux cotes 13 m (Planche XVIII) et 15 m (Planche XIX).

5.1. Description du carbonate Adia5-50

Liant : micrite et sparite. La micrite recristallise pour former la sparite.

Classe et taille : calcarénite

Texture : grainstone

Composants

- Bioclastes : représentent environ 70 %. Ils sont composés par ordre d'abondance d'algues vertes (*Cymopolia* sp., *Halimeda* sp. et tissus d'algues), de débris de gastéropodes, de lamellibranches, d'ostracodes, de brachiopodes, de foraminifères et de reste de reptiles (os). On observe aussi une silicification (quartzification) des bioclastes. On trouve une colonie de coraux tabulaires.
- Pélloïdes : constituant 30 %. Les péloïdes sont issus de la ferrugineuse des grains de glauconite.
- Glauconites : peu abondantes, très oxydées, arrondies et très petite taille. Elles se retrouvent dans les cavités des coquilles.
- Oncoïde : rares

- Intraclastes : rares

Structure : birdseyes créés par l'espace laissé après l'oxydation de la glauconite. On a également les geopetals (cavité de coquille remplie de micrite), pores remplis de matrice et « mud coated grains » (coquille micritisée).

Certains débris de coquilles calcaires sont remplacés par la silice (quartz).

Pore : intraparticule, interparticule et intercrystal.

Nom du carbonate : grainstone à bioclaste et péloïde.

5.2. Description du carbonate Adia5-51

Liant : sparite équigranulaire.

Classe et taille : calcirudite

Texture : rudstone

Composants

- Bioclastes : représentent environ 90 %. Ils sont composés par ordre d'abondance de débris de gastéropodes, de lamellibranches, de brachiopodes et d'algues. On observe aussi une silicification (quartzification) des bioclastes.

- Péloïdes : 10 % de la roche, issus de la ferruginisation des grains de glauconite.

- Glauconites : rares, souvent oxydées, arrondies et très petite taille. Elle se trouve dans les cavités des coquilles.

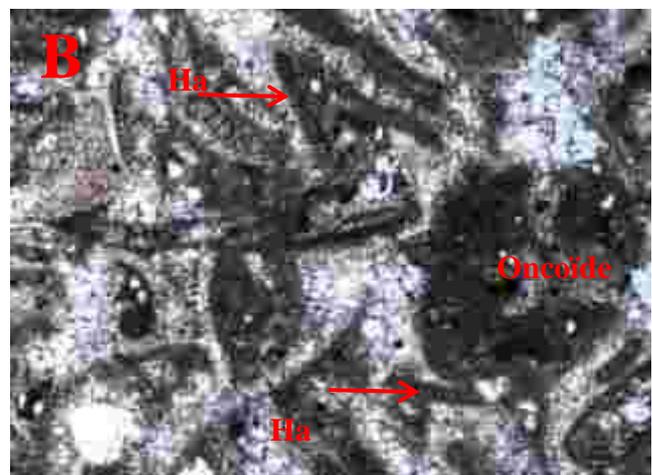
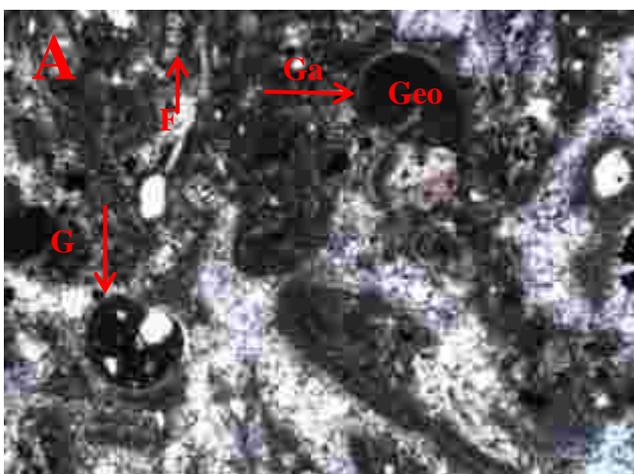
- Intraclastes : rares

Structure : fenestrae, geopetal et mud coated grains ; on observe une recristallisation dans le geopetal (Planche XVIIIB).

Quelques débris de coquilles calcaires sont remplacés par la silice (quartz).

Pore : intraparticule, interparticule et intercrystal.

Nom du carbonate : rudstone à bioclaste et péloïde.



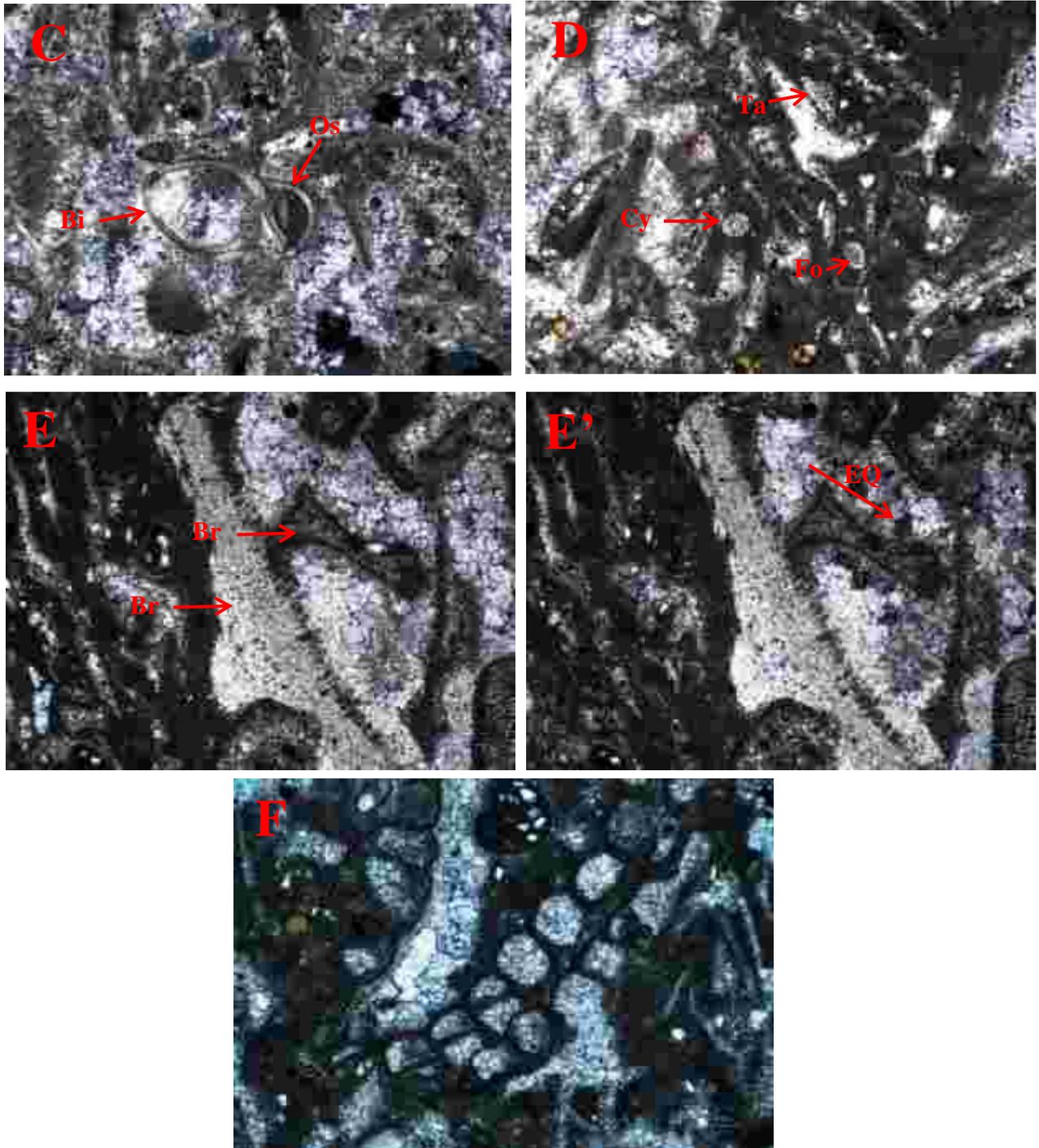


Planche XVI : Grainstone à bioclastes et péloïdes de Adia5-50.

A : lumière polarisée non analysée (Fo : foraminifère ; Ga : gastéropode ; Geo : geopetal ; GX40). B : Planche montant les algues vertes micritisées (Ha : *Halimeda sp.* ; GX40) et une oncoïde en lumière polarisée non analysée. C : lumière polarisée non analysée (Bi : bivalve et Os : ostracode ; GX40). D : lumière polarisée non analysée (Ta : tissus d'algue ; Fo : foraminifère ; Cy : *Cymopolia sp.* ; GX40). E : lumière polarisée non analysée (Bra : brachiopode ; GX40). E' : lumière polarisée analysée (EQ : évolution de la quartzification ; GX40). F : Coraux tabulaires (lumière polarisée non analysée ; GX20).

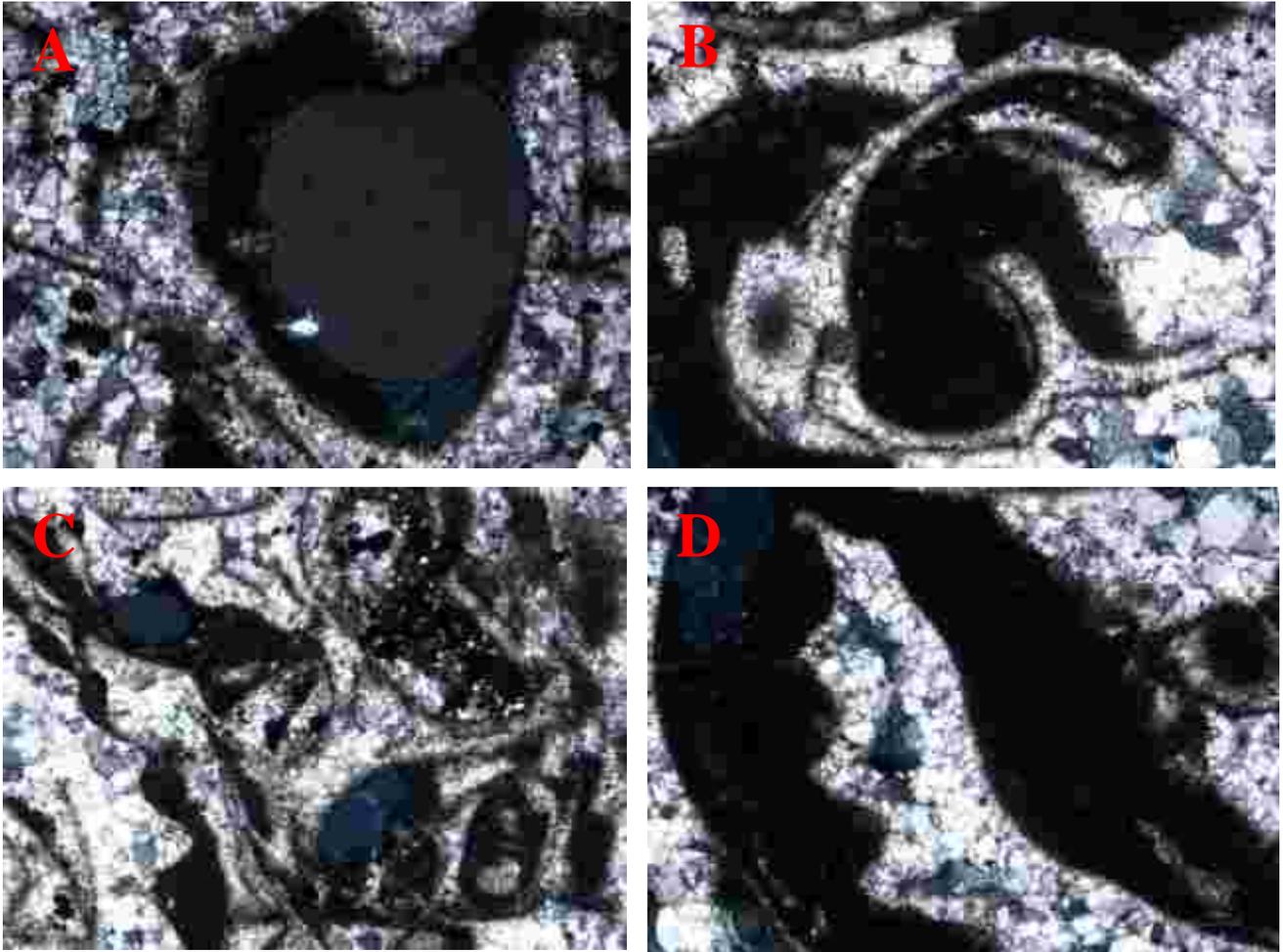


Planche XVII : Rudstones à bioclastes d'Adia5-51 (GX20).

Les planches A, B, C et D montrent les différentes sections de lamellibranches, les structures geopetal et mud coated grains et la quartzification des fragments de bivalve (lumière polarisée analysée)

5.3. Description du carbonate Ebl4-13

Liant : microspar à pseudospar.

Classe et taille : calcarénite

Texture : grainstone

Composants

- Glauconites : très abondantes, souvent oxydées, arrondies et taille moyenne dispersées dans la roche.
- Bioclastes : lamellibranches, algues vertes (*Halimeda sp.*), gastéropodes, ostracodes et échinoderme (crinoïde) ; les bioclastes sont affectés par la quartzification.
- Pélloïdes et oncoïdes : peu abondants ; les péloïdes sont issus de la ferruginisation des grains de glauconite.

- Intraclastes : peu abondants

Structure : mud coated grains et geopetals.

Nom du carbonate : grainstone à bio-intraclaste et glauconite.

5.4. Description du carbonate Ebl4-15

Liant : micrite avec un début de recristallisation sparatique.

Classe et taille : calcirudite

Texture : floatstone

Composants

- Bioclastes : très abondants composés par ordre d'abondance de : lamellibranches, gastéropodes, algues vertes (*Cymopolia sp.*), brachiopodes, ostracodes et foraminifères. Les bioclastes sont quartzifiés. Les lamellibranches sont conservés en moulage présentant une enveloppe micritique formée par micritisation sous l'action d'algues endolithiques (Cyanophycées ou Algues bleues). Les bioclastes sont affectés par deux types d'épigenésation : glauconitisation et quartzification.

- Glauconites : abondantes, souvent oxydées et taille moyenne. Elles se trouvent dans les cavités des coquilles et sont majoritairement saines.

- Quartz : peu abondants.

- Peloïdes : peu abondants issus de l'altération des grains de glauconite.

- Intraclastes : peu abondants.

Structure : mud coated grains et geopetals.

Nom du carbonate : floatstone à bio-intraclaste et glauconite.

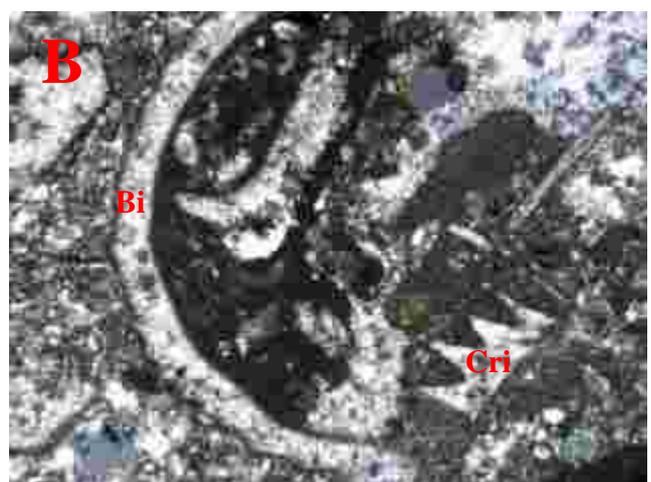
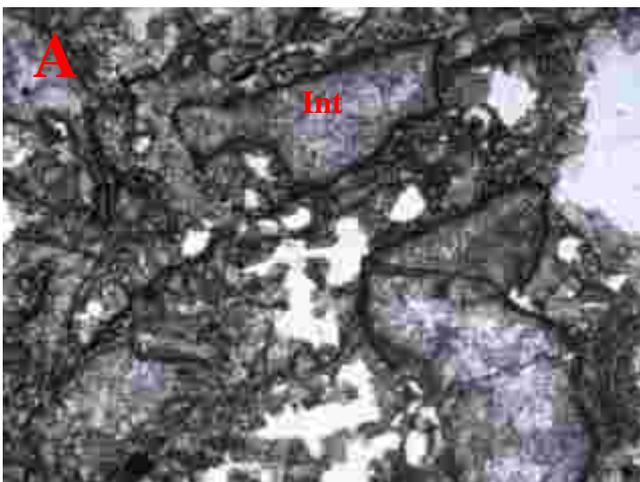


Planche XVIII : Grainstone à bio-intraclastes et glauconites de taille calcarénite de Ebl4-13.

A et B : lumière polarisée analysée (Int : intraclastes ; Bi : bivalves ; Cri : crinoïde)

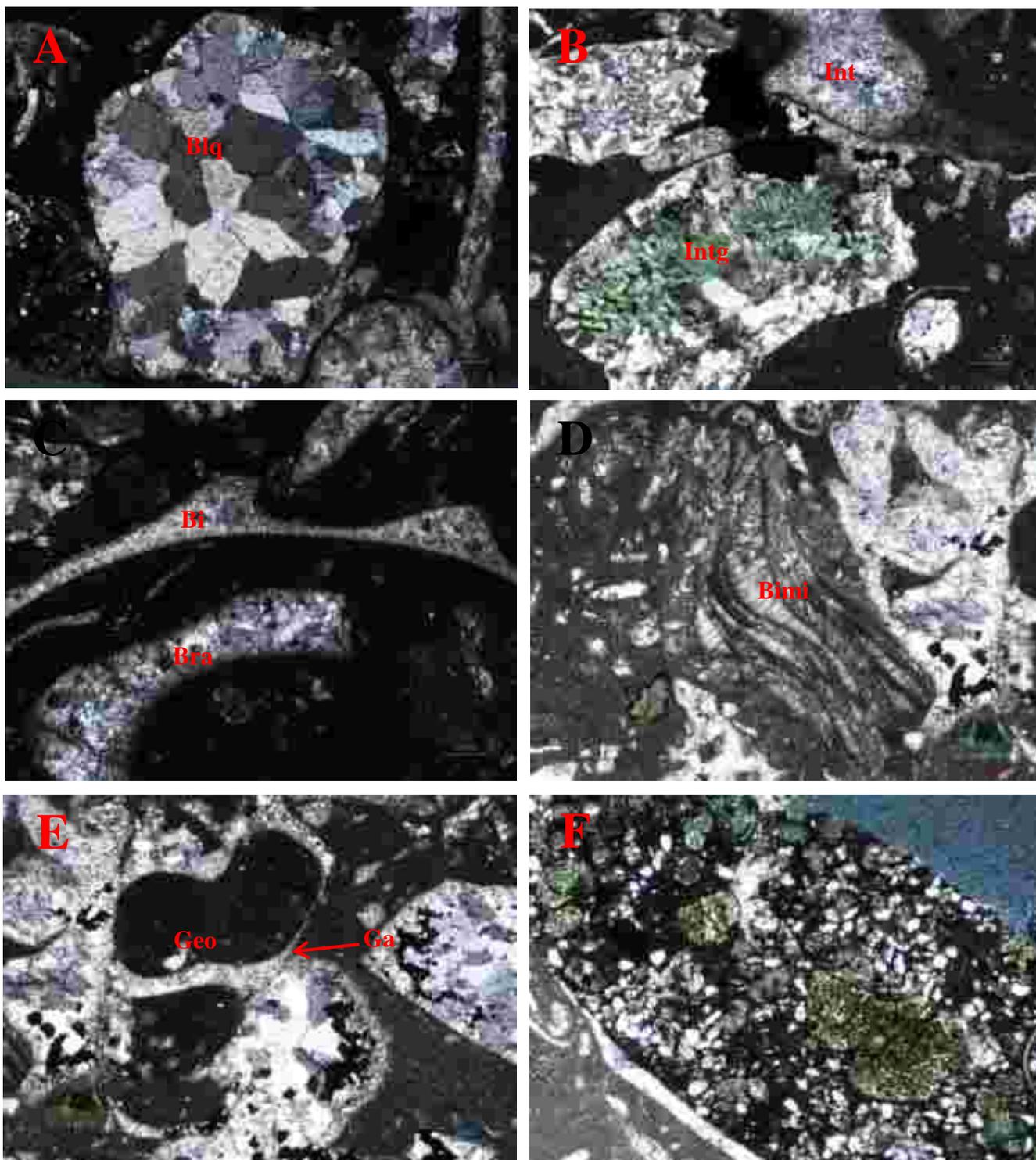


Planche XIX : Floatstone à bio-intraclastes et glauconites de Ebl4-15.

(Lumière polarisée analysée ; GX20) : A : Blastoïde à geopetal entièrement quartzifié (Blq). B : Intraclastes (Intg : intraclastes glauconisés ; int : intraclaste). C : fragments de bivalve (Bi) et de brachiopode (Bra). D : Planche montrant au centre des fragments de bivalves entièrement micritisés (Bimi). E : Gastéropodes (Ga) à structure geopetal (Geo) et mud coated grains. F : cavité remplie de silts quartzeux et de glauconites.

5.5. Interprétation pétrographique des carbonates

Les calcaires d'Adia5-50 et d'Adia5-51 sont constitués par l'accumulation de bioclastes *in situ* (lumachelles). Cela indique l'existence d'un récif développé sur un plateau continental marginal (MAURICE, 2003). La présence de coraux tabulaires et d'algues vertes dans le récif montre que ce dernier se situait dans la zone photique (SCHOLLE & SCHOLLE, 2003). La mort massive de ces organismes résulte de l'approfondissement de la mer et la réduction progressive de la lumière dans la zone photique au cours d'une transgression. Les glauconites se sont formées durant cette transgression pour se retrouver dans les calcaires. Cela se vérifie par l'augmentation progressive des glauconites entre les cotes 51 et 49 m. La substitution de la calcite par la silice suggère un milieu proche de la lysocline de la calcite. La transgression a transformé l'environnement marin peu profond à un milieu marin plus profond.

Les calcaires Ebl4-13 et Ebl4-15 proviennent de l'accumulation de débris de macrofossiles allochtones. L'enveloppe micritique (lamellibranches micritisés) traduit un milieu marin peu profond et les blastoïdes suggèrent une salinité faible (MACKENZIE *et al.*, 2005 ; SCHOLLE & SCHOLLE, 2003). Les débris des macrofossiles allochtones proviennent d'un récif antérieur. Il y a donc eu un remaniement des débris qui a occasionné la quartzification. L'environnement de dépôt est de type côtier.

En résumé, les calcaires étudiés proviennent d'un récif constitué majoritairement de lamellibranches à paléoenvironnement de type plateau continental peu profond (zone photique). Le récif mis en évidence dans le forage Adia 5 et l'ancien récif dont les débris ont produit les calcaires du forage Ebl 4 seraient contemporains. Les résultats des études biostratigraphiques permettront de nous édifier sur ce point.

CONCLUSION

La pétrographie sédimentaire des différentes roches étudiées a permis de caractériser leur mode de transport et leur paléoenvironnement.

Les grès ferrugineux sont composés de quartz wackes et de subarkoses. L'environnement de dépôt des quartz wackes et des subarkoses est continental oxydé sous un climat semi-aride.

Les grès hybrides notamment les calcaires grésoglaucifères ferruginisés caractérisent un milieu côtier où l'action des vagues se fait sentir.

La pétrographie des hard grounds montre l'incrustation de nodule glauconieux et de fragments de coquilles hématisés et silicifiés. Ils se sont déposés en milieu marin profond qui

a dissous les carbonates de calcium et favorisé la précipitation de la silice. Les « mudcracks » se sont formés en milieu continental oxydé sous un climat semi-aride.

Les calcaires montrent l'existence d'un récif qui s'est développé dans un milieu marin peu profond (zone photique). Ce récif est constitué en majorité de coquilles de lamellibranches. La quartzification et la sparitisation de la micrite et des structures geopetales traduisent une diagénèse par recristallisation. On observe deux épigénisations sur certaines coquilles sous forme de quartzification et de glauconitisation.

Les grains de quartz rencontrés dans l'ensemble de ces roches proviennent principalement des granites et des gneiss du socle précambrien du Domaine Baoulé-Mossi.

CHAPITRE VII : EXOSCOPIE ET MINÉRALOGIE SEMI-QUANTITATIVE

INTRODUCTION

L'exoscopie et la minéralogie semi-quantitative ont permis de connaître les différents agents de transport des grains de quartz sélectionnés et la composition chimique des minéraux recherchés. Elles donnent également des renseignements sur les produits issus de l'altération des glauconites et l'évolution de l'oxydation des grains de quartz.

1. CARACTÉRISATION EXOSCOPIQUE DES QUARTZ

L'étude exoscopique intéresse les grains de quartz de la « Terre de barre » et ceux du Plio-Quaternaire. Pour l'étude des grains de quartz du Plio-Quaternaire, on s'est servi des échantillons d'Alépé et d'Aboisso pour caractériser les dépôts torrentiels. Les grains de quartz de Bonoua ont servi à leur tour pour caractériser les dépôts fluviaux. Pour ceux de la « Terre de barre », on s'est appesanti uniquement sur les grains de quartz de Bingerville. L'étude exoscopique s'est faite sur deux grains de quartz par région. Leur taille granulométrique est 315 μm .

Il ressort de cette étude que les grains de quartz sont marqués par des actions mécaniques et chimiques. Les traces d'actions mécaniques sont représentées par des microfractures et des traces de chocs dues soit à l'action du gel et du dégel soit par abrasion des grains au cours du transport en milieu aquatique. Les traces d'actions chimiques sont caractérisées par des figures de dissolution formées de traits parallèles et de figures triangulaires. Les traces d'actions mécaniques sont sujettes à des dissolutions qui se manifestent sous formes de cavités. La dissolution des traces d'actions mécaniques suggère un milieu aquatique sous-saturé en silice dissoute alors que les traits parallèles traduisent une circulation dirigée de solvants dans les horizons pédologiques où la corrosion du quartz se fait sentir (LE RIBAULT, 1977). Les figures de dissolution sont en relation avec l'édifice cristallin du quartz qu'exploite la corrosion (LE RIBAULT, 1977).

1.1. Exoscopie des quartz du Plio-Quaternaire dans un régime torrentiel

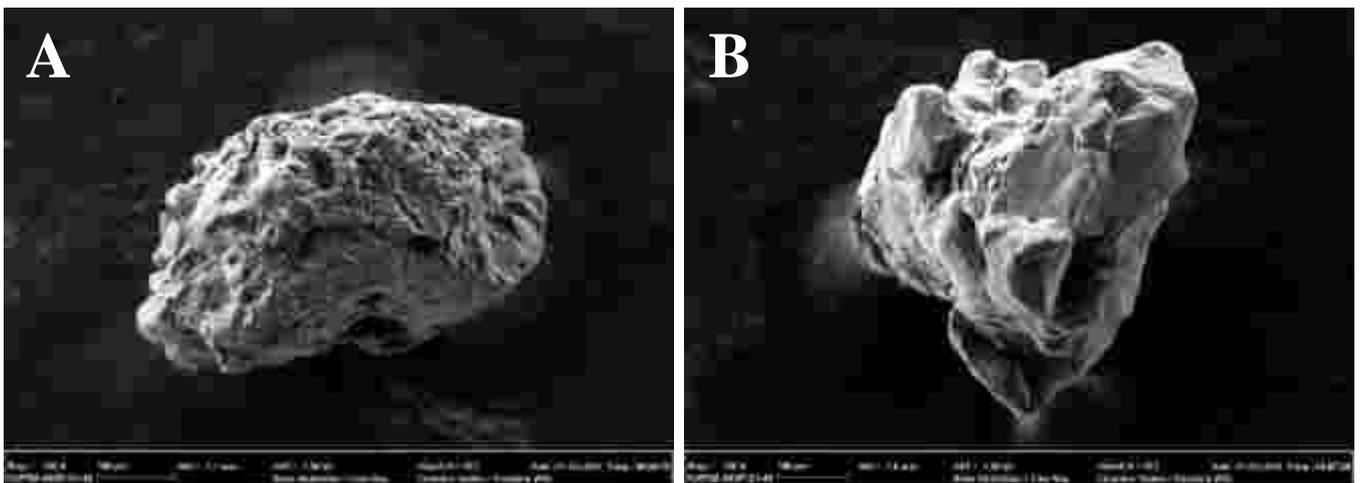
1.1.1. Exoscopie des quartz d'Alépé

Les quartz concernés sont AL 1 et AL 2. Ils sont de forme très anguleuse et sont issus d'une évolution torrentielle (Planches XX A et B). On trouve des microfractures et des traces de chocs dont certains ont subi une dissolution pour former des cavités (Planche XX C). On trouve également des figures de dissolution constituées de traits parallèles et de figures

triangulaires (Planche XX D). On remarque que les traits parallèles se recoupent, ce qui indique des directions variables des solvants. Les plus anciens traits sont recoupés par les plus récents. Les cavités sont remplies par de l'argile kaolinique. D'anciennes figures de dissolutions sont émoussées. Ceci suggère une immobilisation antérieure au transport du grain de quartz (Planche XX E). Lorsque les solutions dissolvantes exploitent les dépressions créées dans les traits parallèles, il se produit des crêtes sur les bords des anciens traits parallèles (Planche XX F).

Le quartz AL 1 montre deux stades d'immobilité. Ce quartz a hérité du transport en milieu aquatique des microfractures et des traces de chocs avant de s'immobiliser dans les horizons pédologiques. Un deuxième transport survint (traces de chocs) par la suite permettant au quartz de se retrouver dans son environnement actuel. Au cours de cette dernière immobilisation, il se forme des figures de dissolution (figure triangulaire et trait parallèle) sur les surfaces nues du quartz et des cavités dues aux solvants. Des dépôts d'argiles kaoliniques se mettent en place dans les cavités créées.

Le quartz AL 2 montre d'anciennes surfaces de dissolution développées sur un horizon pédologique qui ont été par la suite émoussées dans un transport aquatique. Le quartz s'immobilise et les dépressions formées lors du transport subissent la dissolution et le dépôt d'argiles kaoliniques. Au cours de cette dernière dissolution, il se crée des crêtes sur les bords des anciennes figures de dissolution.



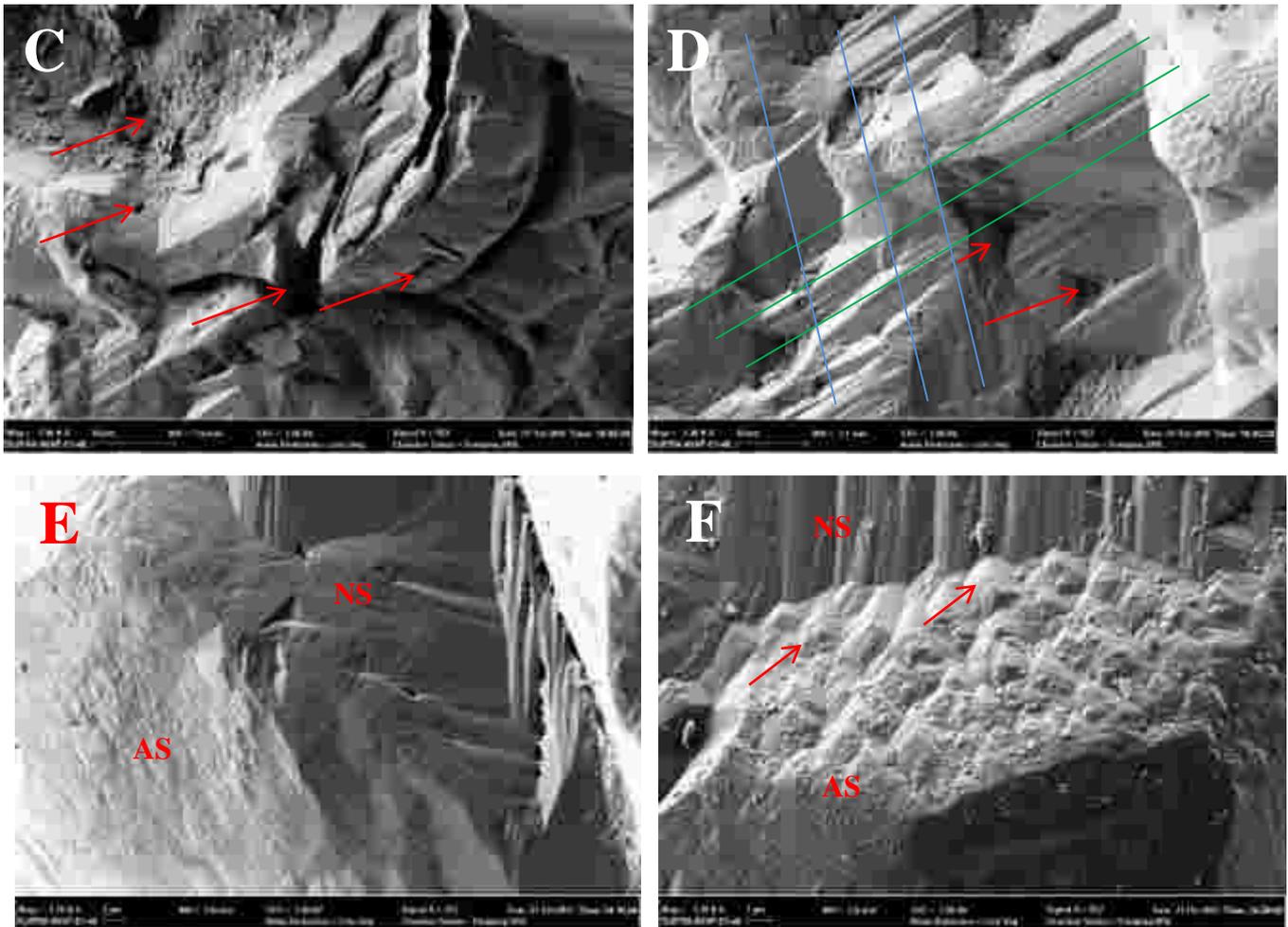


Planche XX : Quartz AL 1 et AL 2.

A : Quartz AL1. B : Quartz AL 2. C (quartz AL 1) : microfracture et traces de chocs agrandis par la dissolution (cavités). D (quartz AL1) : Figures triangulaires (flèches rouges), anciens traits parallèles (flèches vertes) recoupés par de nouveaux traits parallèles (flèches bleues). E : AS : Anciennes surfaces de traits parallèles ; NS : Nouvelles surfaces de traits parallèles à figures de dissolution (quartz AL 2). F : Crêtes sur les bords des anciennes surfaces de traits parallèles (quartz AL 2)

1.1.2. Exoscopie des quartz d'Aboisso

Ils sont représentés par les quartz AB 1 et AB 2 et sont très anguleux. Le quartz AB 1 est marqué par des microfractures, des coups d'angle et des traits parallèles (Planche XXI A). Les coups d'angle sont dus au frottement de deux grains lors d'un transport par la glace. Ce transport s'est probablement déroulé pendant le Pléistocène. Ce type de frottement se rencontre aussi sur les quartz intertidaux et les quartz d'origine volcanique (LE RIBAULT, 1977). Dans notre cas, les traces de frottement des quartz d'Aboisso sont très fraîches et recourent d'anciennes figures de dissolutions. Elles sont également postérieures aux

microfractures et caractérisent la dernière action mécanique avant l'immobilisation finale du quartz. Ceci montre effectivement que les coups d'angle observés sont d'origine glaciaire. Au cours de cette immobilisation, les figures de dissolution se développent sur le quartz AB 1. Ces figures exploitent les dépressions laissées par les actions mécaniques.

Le quartz AB 2 révèle un mitraillage de sa surface par abrasion en milieu aquatique (Planche XXI B). Ces traces de chocs recourent les figures de dissolution parallèles. Les figures de dissolution s'individualisent sur les traces mécaniques et les dépressions produites pendant le transport. On trouve de l'argile kaolinique piégée dans ces dépressions.

On remarque que les quartz du Plio-Quaternaire formés en régime torrentiel portent en surfaces des traces d'actions mécaniques et chimiques antérieures en l'occurrence celles des horizons pédologiques primaires. Ceci indique que les quartz ont été transportés non loin de leur source pourvoyeuse.

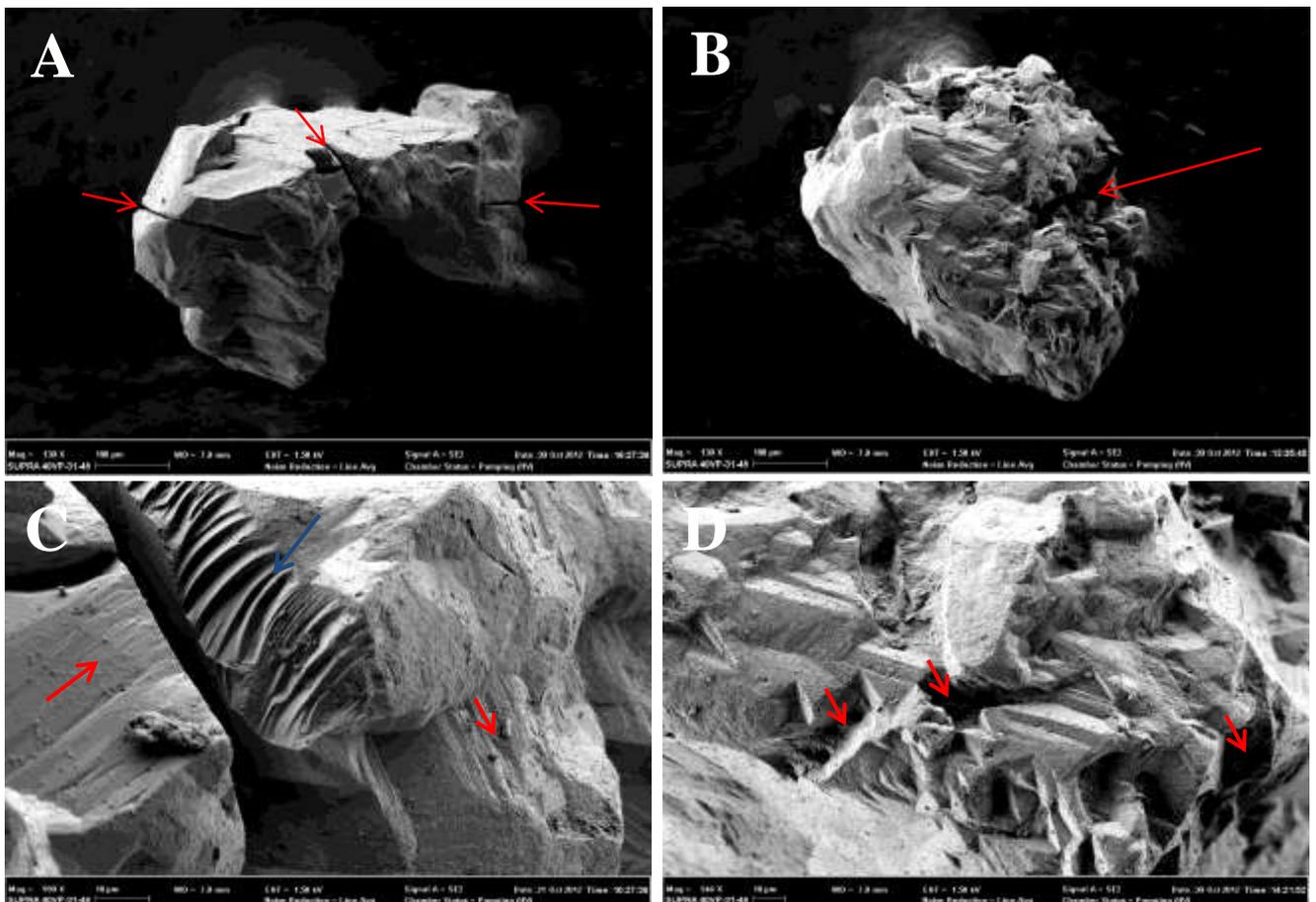


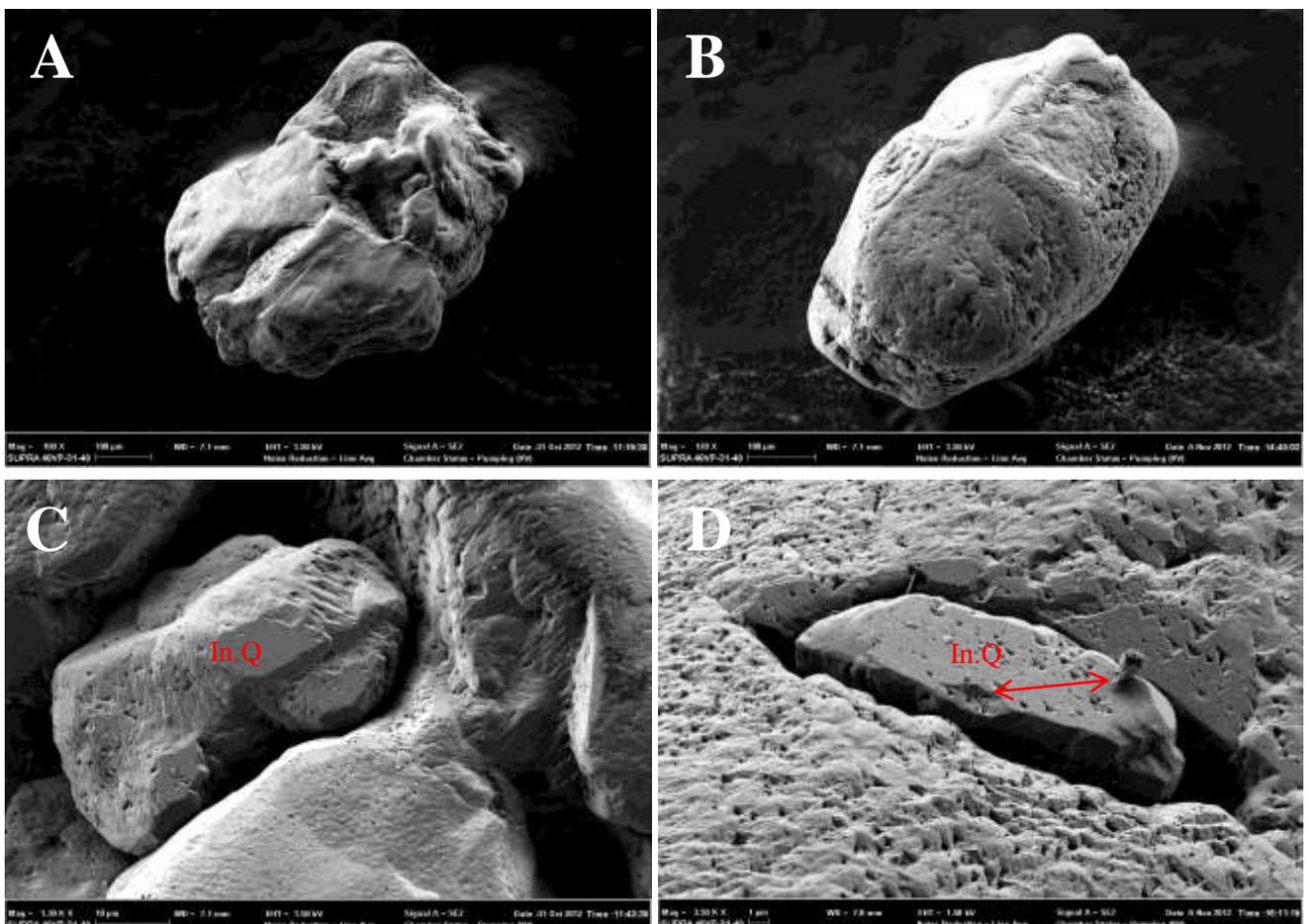
Planche XXI : Quartz AB 1 et AB 2.

A : Quartz AB 1 présentant des microfractures (flèches). B : Mitraillage du quartz AB 2 (flèche). C : Coup d'angle frais (flèche bleue) et figures de dissolution sur le quartz AB 1 (flèches rouge). D : Cavités développées sur le quartz AB 2 qui sont postérieures aux figures de dissolutions (flèches)

1.2. Exoscopie des quartz du Plio-Quaternaire de Bonoua en régime fluvial

Les deux quartz de Bonoua étudiés présentent deux formes. Le quartz Bo 1 est arrondi et le quartz Bo 2 très arrondi. Ces quartz sont caractérisés par un mitraillage sur toute leur surface (Planches XXII A et B). Ce mitraillage se manifeste par de petits picotements produits par les brassages intenses des grains lors du transport aquatique. On observe également une inclusion de silt quartzeux dans les deux grains de quartz. La taille des quartz inclus varie entre 9 μm et 50 μm . Les silts quartzeux occupent les cavités créées au cours de l'immobilisation où les solvants attaquent les traces de chocs laissées par un transport antérieur. Ce sont des silts très arrondis et ils ont pu s'introduire dans les deux quartz au cours d'un transport en milieu aquatique. On observe le détachement d'un grain de quartz de taille 2 μm (taille des argiles) sur un silt quartzeux (Planche XXII D).

Les empreintes primaires des horizons pédologiques ont tous disparu. Les traits parallèles observables sur les grains de quartz torrentiels ont tous été mitraillés. Les formes arrondies à très arrondies des quartz fluviaux de Bonoua indiquent un transport très loin de la source pourvoyeuse. Les solvants attaquent les traces de chocs hérités du dernier transport dans l'environnement de dépôt actuel des deux quartz.



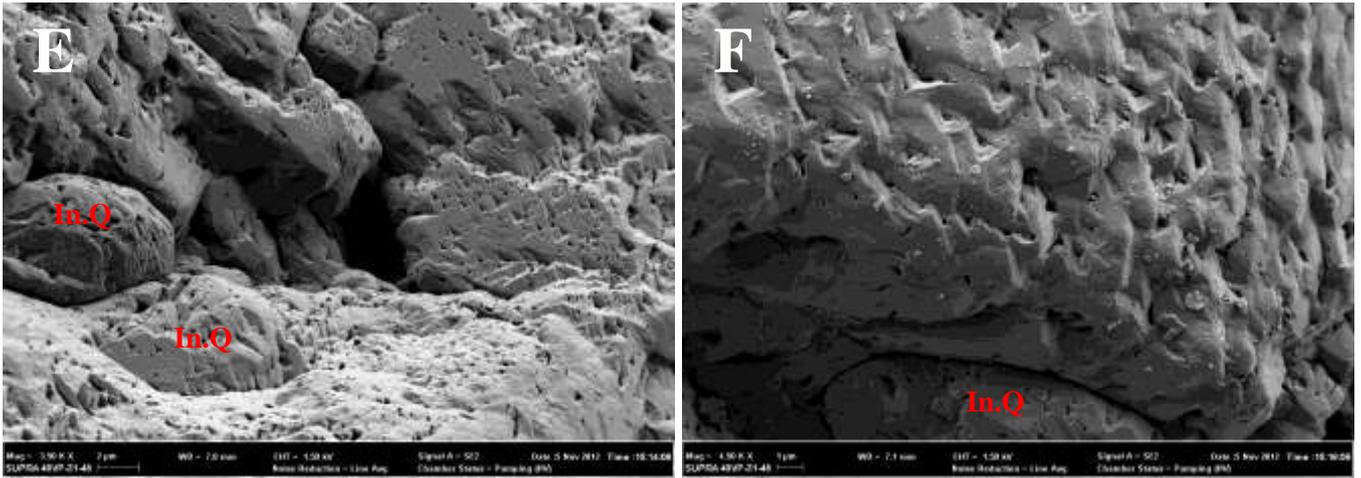


Planche XXII : Quartz Bo 1 et Bo 2.

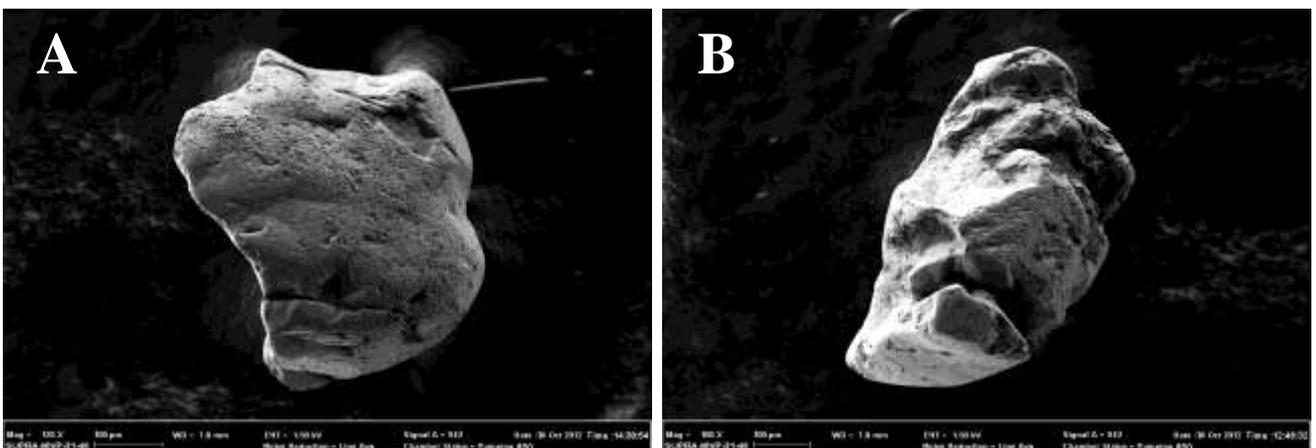
A : Quartz Bo 1 arrondi présentant des cavités. B : Quartz Bo 2 très arrondi. C, D, E et F : Ces planches montrent des inclusions de silt quartzeux et des traces de picotements qui subissent l'action de solutions dissolvantes (C : quartz Bo 1 et D, E et F : quartz Bo 2 ; In.Q : inclusion de quartz). Détachement d'un quartz de 2 μm (taille des argiles) sur un silt quartz de la planche D (flèche rouge)

1.3. Exoscopie des quartz de la « Terre de barre » de Bingerville

Les quartz étudiés à Bingerville sont les quartz Bin 1, Bin 2, Bin 3 et Bin 4. Les quartz Bin 1 et Bin 2 proviennent de la « Terre de barre » qui surmonte le « stone line » et les quartz Bin 3 et Bin 4 sont sous le « stone line ».

1.3.1. Exoscopie des quartz Bin 1 et Bin 2

On a mis en évidence sur ces quartz, des coups d'angle sur toute leur surface. Ces coups d'angle ont subi des dissolutions. La dissolution permet d'observer des figures triangulaires et des traits parallèles. On observe également des microfractures sur ces grains de quartz. Les quartz Bin 1 et Bin 2 sont subarrondis (Planche XXIII), ce qui indique un transport loin de leur origine par la glace.



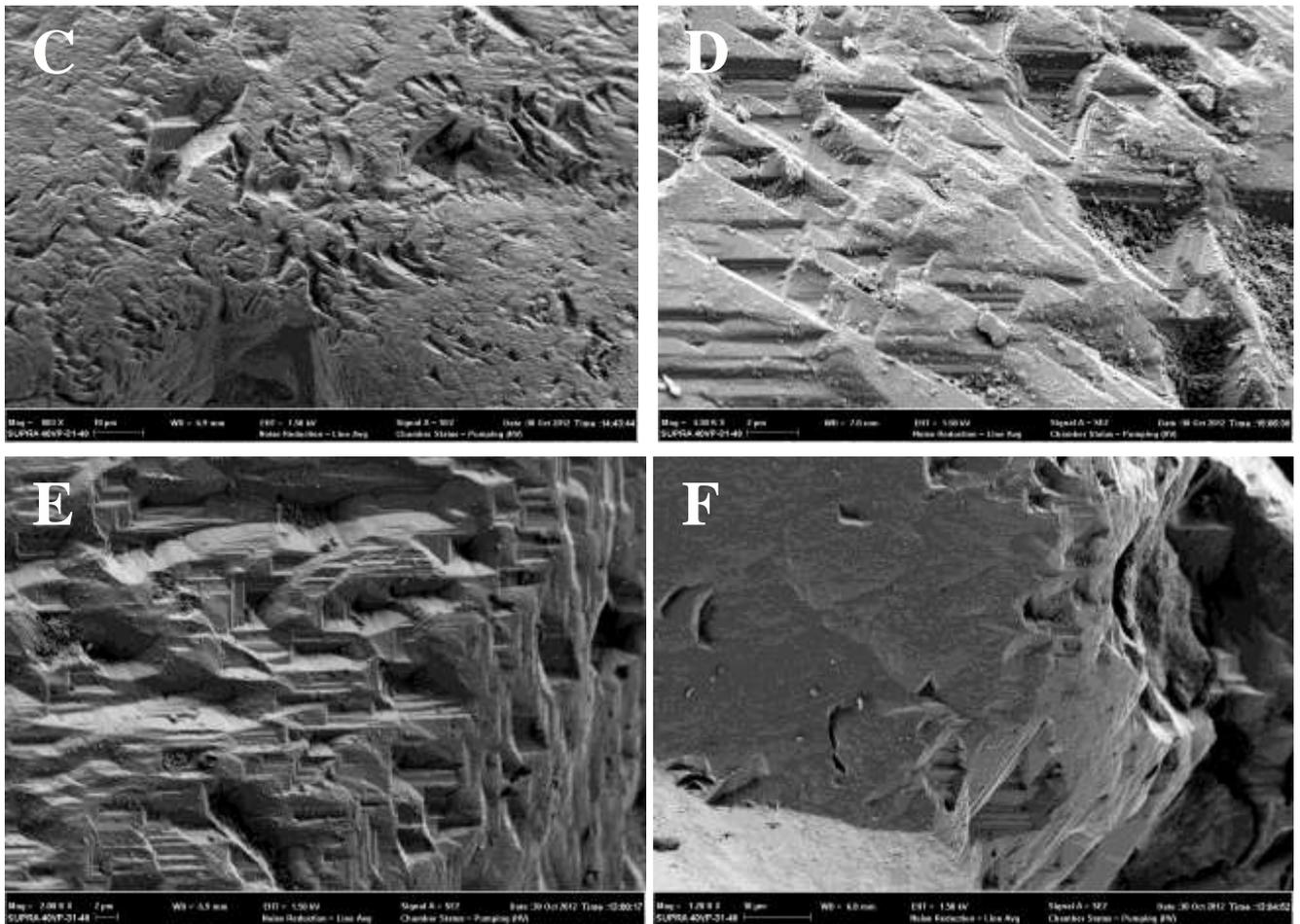


Planche XXIII : Quartz Bin 1 et Bin 2.

A : Quartz Bin 1 fracturé. B : Quartz Bin 2 à cavité. C : Coups d'angle sur le quartz Bin 1. D : Formes triangulaires issues de la dissolution des cavités créées par les coups d'angle (quartz Bin 1). E : Traits parallèles exploitant les cavités produits par les coups d'angle (quartz Bin 2). F : Coups d'angle et figures de dissolutions triangulaires présents sur le quartz Bin 2 avec des cavités remplies d'argile kaolinique

1.3.2. Exoscopie des quartz Bin 3 et Bin 4

Sur les quartz Bin 3 et Bin 4, on observe plutôt des microfractures qui subissent l'action de solvants qui élargissent les fractures et forment des cavités. Le quartz Bin 3 est subanguleux et le quartz Bin 4 subarrondi (Planche XXIV). Les figures de dissolution parallèles existent sur ces quartz. Sur le quartz Bin 4, on a aussi observé des coups d'angle. Les figures parallèles observées sur le quartz Bin 4 se recoupent et forment des crêtes sur les plus anciennes, la surface de ces dernières étant émoussée.

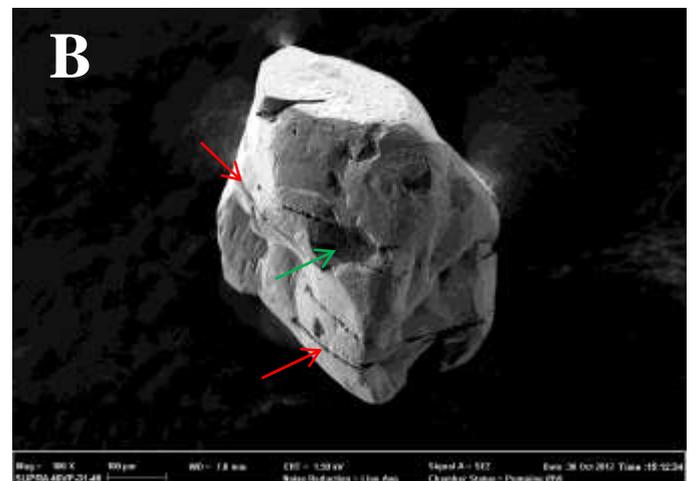
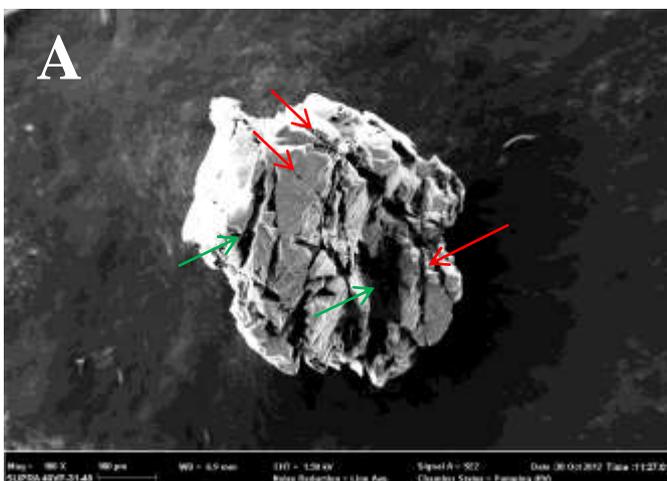
On peut conclure que les grains de quartz de la « Terre de barre » de Bingerville ont subi un transport par la glace (présence de coups d'angle). Le transport les a conduits dans les horizons pédologiques où ils se trouvent actuellement. Une fois immobilisés, les solvants ont

créé des cavités, des formes triangulaires et des traits parallèles sur ces quartz. Ces cavités ont ensuite été remplies par l'argile kaolinique. Les traces de picotement sont peu abondantes sur les quartz de la « Terre de barre ».

Les coups d'ongle sont plus abondants sur les quartz Bin 1 et Bin 2 que sur ceux de Bin 3 et Bin 4. Cela montre que le transport par la glace des quartz au-dessus du « stone line » a été plus long que celui des quartz situés sous le « stone line ».

On peut penser que la « Terre de barre » s'est mise en place pendant les deux dernières périodes interglaciaires (Riss-Würm et Actuel). La partie située sous le « stone line » proviendrait de l'altération du socle pendant l'interglaciaire Günz-Mindel qui a fourni aux horizons pédologiques des sédiments mobilisables. Ces horizons se seraient gelés lors de la glaciation Mindel. Pendant le dégel au Riss-Würm, ces sédiments ont été transportés par la glace pour se retrouver à Bingerville. Au cours du Riss-Würm, des bancs de grès ferrugineux se sont formés. Ces grès ont peut être été gelés au cours de la dernière glaciation Würm. Et lors du dégel, les grès se seraient fragmentés en brèches ferrugineuses. Ces brèches ont été transportées sous un régime de « debris flow » créant le « stone line ». Par la suite, la « Terre de barre » s'est mise en place sur le « stone line ». Il a dû neiger en Côte d'Ivoire pendant les périodes glaciaires.

À l'issue de cette étude exoscopique, on comprend mieux l'évolution d'un quartz. Un galet de quartz subit à chaque immobilisation des dissolutions qui le fragilisent et lors du transport il se désagrège en de petits grains. Ces petits grains porteront à la surface des traces d'action mécanique empruntées par les solvants au moment de l'immobilisation. Au cours d'un autre transport, ils se fragmenteront pour donner d'autres plus petits et ainsi de suite jusqu'à l'immobilisation finale. Lors des différentes phases de mobilité, les grains de quartz peuvent comporter des inclusions minérales de plus petite taille (zircon, quartz, oxyde de fer...) dans les cavités de dissolution.



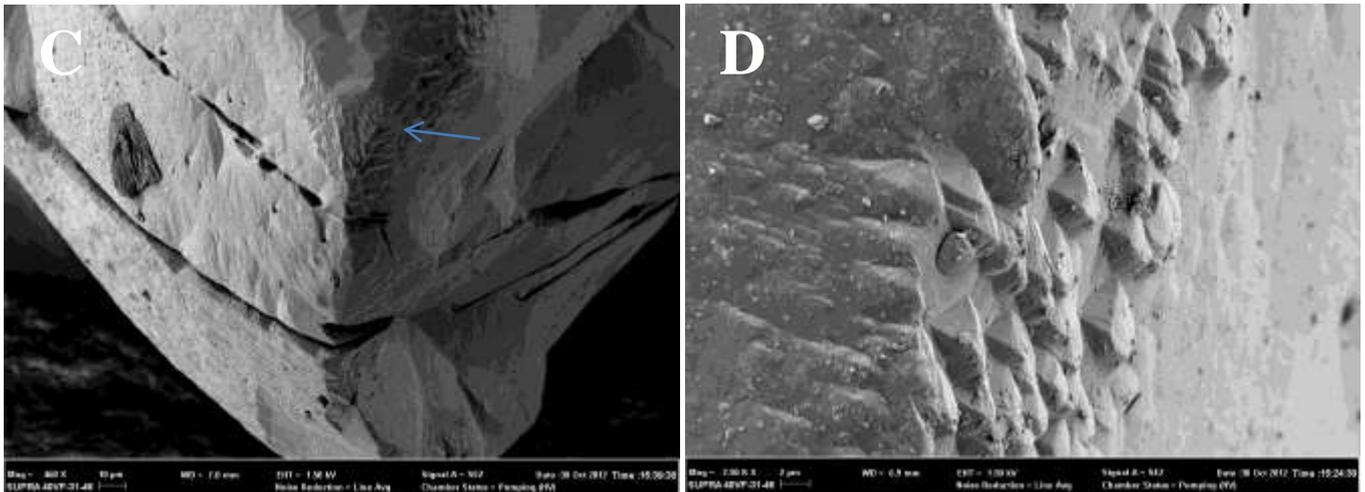


Planche XXIV : Quartz Bin 3 et Bin 4.

A : Quartz Bin 3 fracturé (flèche rouge) et à cavité (flèche verte). B : Quartz Bin 4 fracturé (flèche rouge) à cavité (flèche verte) et à traces de picotement à son sommet. C : Quartz Bin 4 à coups d'ongle (flèche bleue). D : Crêtes présentes sur le quartz Bin 4

2. MINÉRALOGIE SEMI-QUANTITATIVE

L'analyse minéralogique semi-quantitative se fait sur deux surfaces différentes pour chaque échantillon.

2.1. Minéralogie semi-quantitative des nodules de glauconites

Les glauconites étudiées proviennent de deux forages d'Adiaké et de cinq forages d'Éboïnda. Ces glauconites ont été sélectionnées car elles présentent différentes évolutions post-dépôts.

2.1.1. Évolution post-dépôt des glauconites d'Adiaké

L'étude post-dépôt a été réalisée sur les glauconites des forages Adia 5 et Adia 6. On distingue parmi ces glauconites, les allochtones, les para-autochtones et les autochtones.

2.1.1.1. Évolution post-dépôt des glauconites du forage Adia 5

Les résultats de l'analyse des glauconites du forage Adia 5 sont consignés dans le tableau XI. Les glauconites proviennent des glauconites saines de la cote 60 m et des glauconites oxydées de la cote 45 m avec deux nodules pour chaque cote. Les glauconites de ces deux cotes sont autochtones.

Le tableau XI montre qu'au cours de l'oxydation, les glauconites de la cote 45 m s'enrichissent en fer et en aluminium ; ce qui s'accompagne d'une diminution progressive voire d'une disparition du potassium, du soufre et du magnésium. De nouveaux éléments entrent dans leur composition chimique comme le titane, le chrome, le manganèse et le strontium. Le phosphore et le calcium restent à peu près constants. Des phénomènes de

substitution du Mg par Mn se produisent au cours de l'oxydation. La présence du phosphore dans la glauconite de la cote 45 m vient de la mise en solution du phosphate des excréments et/ou des restes d'animaux vivant dans le milieu. Le paléo-milieu varie entre le littoral et le continent. Ces glauconites ont des proportions de K₂O inférieures à 4 %. Mais la glauconite L2/2 4 a une proportion comprise entre 4 et 7 % montrant ainsi une oxydation non achevée.

Pour les glauconites de la cote 60 m, un environnement de dépôt proche d'un upwelling d'océan profond peut être suspecté (FOUNTAIN & CLELLAN, 2000 ; *in* : MACKENZIE *et al.*, 2005) vu que leur paléo-milieu est marin peu profond à profond. Elles sont autochtones légèrement évoluées à évoluées si l'on se base sur le pourcentage de K₂O. On observe une proportion non négligeable de SO₃ dans ces glauconites. La couleur grise du sédiment originel suggère la présence de matière organique qui a pu produire H₂S. Il y a ici deux origines possibles du soufre dans les glauconites ; le soufre peut être incorporé aux glauconites au cours de leur formation grâce à la présence de H₂S dans le milieu de sédimentation, il peut également provenir du pétrole chargé en soufre lors de son accumulation comme le suggère la présence de bitume dans les niveaux sous-jacents (62-61 m). Ce mécanisme a pu enrichir les glauconies de la cote 60 m en soufre qui ont joué le rôle de roches couvertures pour ces bitumes.

Tableau XI : Minéralogie semi-quantitative des glauconites du forage Adia 5

Forage	Pdr (m)	Echts	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	SrO	Total
Adia5	45	L2/1 4	1,36	16,51	26,63	0,97	0	0,68	2,01	0,43	0	1,13	50,28	0	100
		L2/1 4	1,72	14,17	28,43	0,6	0,46	0,57	1,46	0	0	1,29	51,3	0	100
		L2/2 4	3,41	10,62	48,15	0	0	6,8	1,38	0	0,41	0	28,41	0,82	100
		L2/2 4	2,54	17,64	46,66	0	0	4,12	1,46	0,27	0,4	0	26,9	0	100
	60	L3/2 4	3,15	10,39	53,54	0	4,49	6,16	0	0	0	0	22,27	0	100
		L3/2 4	3,4	10,53	51,89	0,59	5,22	5,61	0,34	0	0	0	22,42	0	100
		L3/3 4	2,34	8,89	43,01	0	10,37	5,6	0	0	0	0	29,78	0	100
		L3/3 4	2,36	9,43	44,99	1,05	11,07	4,82	0,4	0	0	0	25,88	0	100

Il y a une bonne corrélation négative entre SO₃ et K₂O (Figure 59). Cette corrélation montre que l'augmentation du soufre dans la glauconite entraîne la diminution du potassium.

L'ultrastructure de la glauconite L2/14 du forage Adia 5 (cote 45 m) montre la présence de kaolinite néoformée désordonnée et une cristallisation d'évaporite de 1 µm de long (Planches XXV A et B). L'évaporite correspondrait à de l'anhydrite car les minéraux ne sont pas en rosette. La présence d'évaporite suggère une évaporation des eaux marines consécutive à la régression qui a favorisé la formation des glauconites oxydées dans le forage Adia 5.

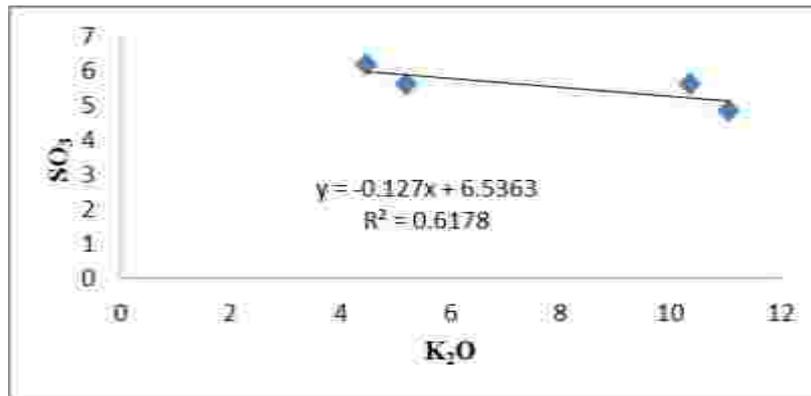


Figure 59 : Corrélation SO₃-K₂O des glauconites du forage Adia 5 de la cote 60 m

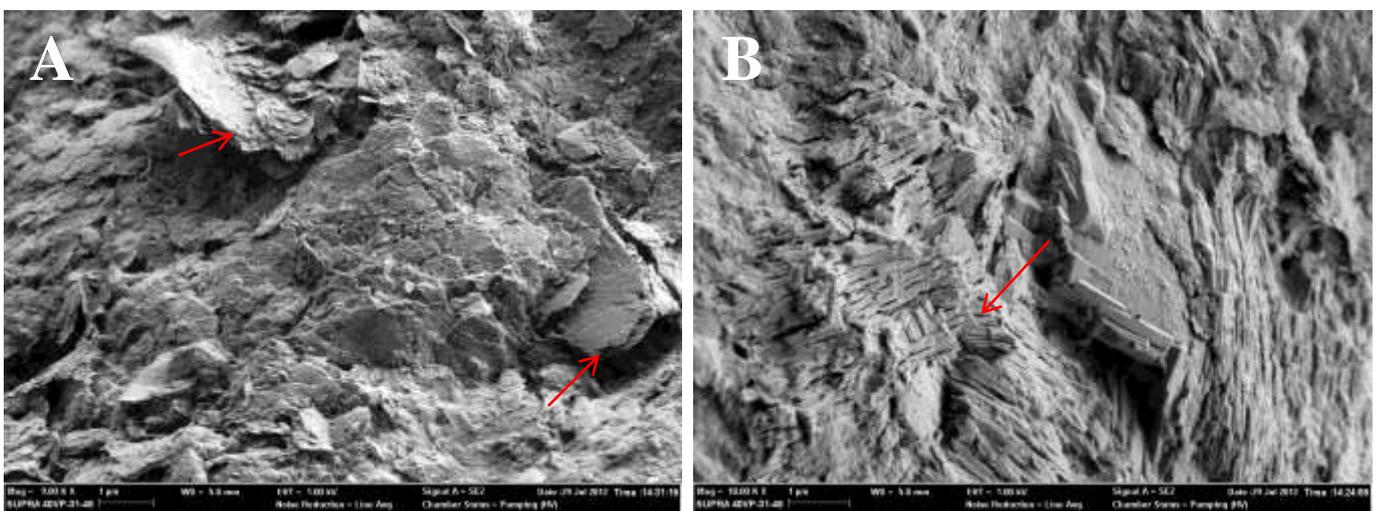


Planche XXV : Ultrastructure de la glauconite L2/14.

A : Kaolinite néoformée (flèche). **B :** Cristallisation d’anhydrite (flèche montrant les baguettes au centre)

2.1.1.2. Évolution post-dépôt des glauconites du forage Adia 6

Six cotes ont été choisies dans le forage Adia 6 pour l’étude post-dépôt des glauconites de ce forage. Et deux nodules ont été analysés par cote (Tableau XII).

Les glauconites du forage Adia 6 ont subi un transport plus ou moins long en milieu aquatique. La distance de transport des glauconites est moins importante quand la profondeur augmente et on passe de glauconites para-autochtones (50 m) à des glauconites allochtones (15 m). Dans la caractérisation lithostratigraphique du forage Adia 6 on a supposé que la glauconite blanchie serait de la kaolinite. La minéralogie semi-quantitative confirme que cette glauconite est bien de la kaolinite car le rapport SiO₂/Al₂O₃ à la cote 15 m (ligne hachurée en vert) est très proche du rapport théorique de la kaolinite (1,18). La présence de fer montre que la kaolinite est ferrifère bien qu’il y ait une possibilité de contamination pendant l’analyse au

MEB-EDS. Cela indique une perte d'éléments chimiques au cours du transport. Le lessivage de la glauconite donne de la kaolinite par perte de K et diminution du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. La diminution de ce rapport résulte de l'augmentation de Al_2O_3 .

Tableau XII : Minéralogie semi-quantitative des glauconites du forage Adia 6

Forage	Pdr (m)	Echts	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	SO ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	CuO	ZnO	Total	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
Adia6	15	L1/1	0,29	0,89	40,82	53,2	0	0,84	0,26	0	0	3,73	0	0	100	1,3
		L1/1	0	0	38,15	44,5	0	1,45	0,43	0	0	15,5	0	0	100	1,17
		L1/2	0,26	1,06	34,97	55,9	0	1,23	0,27	0	0	6,33	0	0	100	1,6
	20	L1/2	0	0	42,54	46,4	0	0,3	0,46	0	0	10,3	0	0	100	1,09
		L1/3	0,21	0,81	37,65	57,7	0	0,97	0,17	0	0	2,5	0	0	100	1,53
		L1/3	0	0,67	40,1	51,1	0	1,58	0	0	0	6,59	0	0	100	1,27
		L2/1	0,32	0,78	37,52	58,1	0	0,7	0,36	0	0	2,27	0	0	100	1,55
		L2/1	0,3	0,7	37,78	56,9	0	0,74	0,31	0,4	0	2,88	0	0	100	1,51
		L2/2	0	1,64	33,74	54,9	0	2,44	0,23	0	0	7,06	0	0	100	1,63
		L2/2	0	2,11	28,33	52,3	0	3,81	0,3	0	0	13,2	0	0	100	1,84
	25	L2/3	0,57	2,89	23,39	54,4	0	4,72	0	0	0	14	0	0	100	2,33
		L2/3	0	2,57	24,38	53,2	0	4,60	0,39	0	0	13,7	0,5	0,72	100	2,18
		L3/1	0,39	1,72	34,63	55,7	0	2,00	0	0	0	5,58	0	0	100	1,61
	30	L3/1	0	1,42	35,71	54,9	0	2,03	0,21	0	0	5,69	0	0	100	1,54
		L3/2	0,53	2,65	21,51	53,6	0	5,10	0,39	0	0	16,3	0	0	100	2,49
		L3/2	0	2,22	20,1	45,9	0,54	5,13	0,86	0	0	25,2	0	0	100	2,28
	40	L3/3	0	3,18	18,4	54,7	0	5,72	0,34	0	0	17,6	0	0	100	2,97
		L3/3	0	2,29	14,33	43	0	6,34	0,30	0	0	33,8	0	0	100	3
		L1/1 2	0	3,11	20,62	56,9	0	4,53	0,61	0	0	14,2	0	0	100	2,76
	50	L1/1 2	0,54	3,77	20,62	58,8	0	4,11	0,48	0	0	11,7	0	0	100	2,85
L1/2 2		0,57	4,47	13,75	57,6	0	6,06	0,29	0	0	17,3	0	0	100	4,19	
L1/2 2		0,37	4,12	13,11	56,2	0	6,43	0,36	0	0	19,4	0	0	100	4,29	
L1/3 2		0,53	6,24	14,23	61,5	0	5,48	0,52	0	0	11,5	0	0	100	4,32	
L1/3 2		0,38	5,18	14,79	60,5	0	6,14	0,52	0	0,22	12,3	0	0	100	4,09	

Pendant le transport, les glauconites s'appauvrissent en K et Fe et s'enrichissent en Al. L'ion K^+ assure la cohésion des feuillets des glauconites et sa perte déstabilise les feuillets et favorise son altération. De plus, on observe la disparition totale du soufre dans les glauconites sauf dans l'échantillon de glauconite L3/2 qui présente une trace de SO_3 . La présence du soufre dans cette glauconite indique que celle-ci s'est formée antérieurement dans un milieu anoxique sulfuré (milieu à production de H_2S). L'acquisition de titane, chrome, cuivre et zinc se fait probablement pendant l'oxydation et ces éléments disparaissent progressivement au

cours du transport. On retrouve cependant quelques traces de ces derniers minéraux dans certaines glauconites. Le calcium et le sodium ne varient pratiquement pas.

Il y a une corrélation positive et une corrélation négative entre certains oxydes.

La corrélation positive concerne les oxydes K_2O , MgO et FeO . Les corrélations positives entre K_2O - MgO et K_2O - FeO sont bonnes alors que celles entre MgO - FeO sont mauvaises. Il existe alors une interdépendance entre K_2O - MgO et K_2O - FeO . La proportion du potassium diminue avec celle du fer et du magnésium dans la glauconite (Figure 60).

Les corrélations Al_2O_3 - FeO , Al_2O_3 - MgO et Al_2O_3 - K_2O sont les seules corrélations négatives dans les glauconites du forage Adia 6. Elles sont respectivement moyenne, bonne et parfaite. Le fer, le magnésium et le potassium diminuent au profit de l'aluminium (Figure 61).

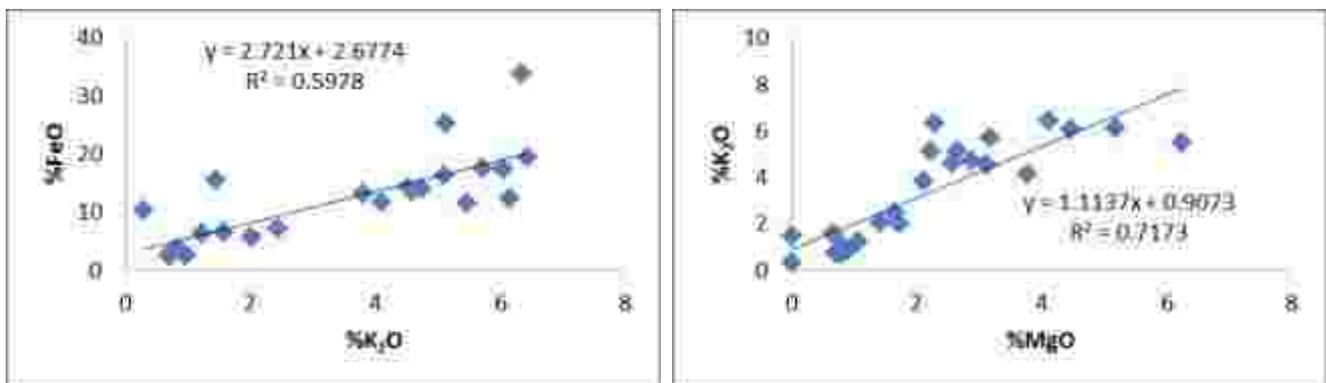


Figure 60 : Corrélations K_2O - FeO et K_2O - MgO des glauconites du forage Adia 6

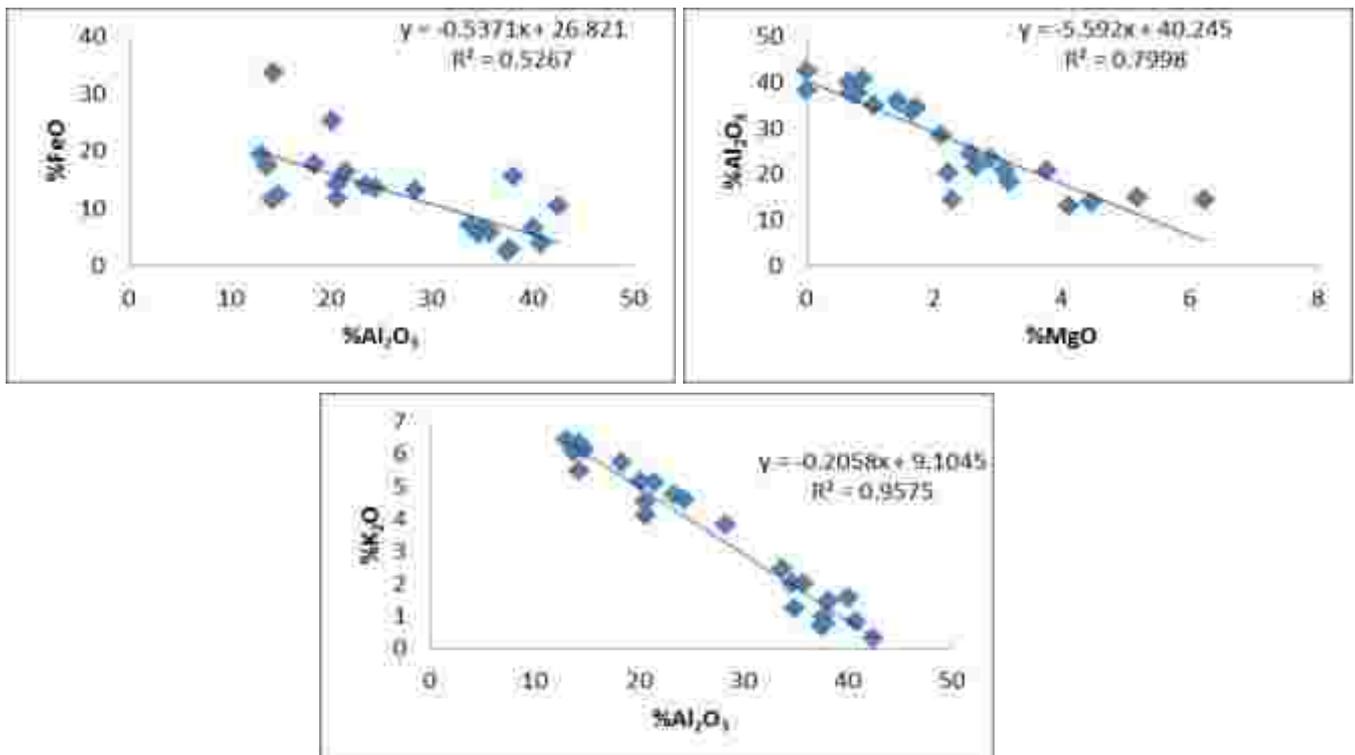
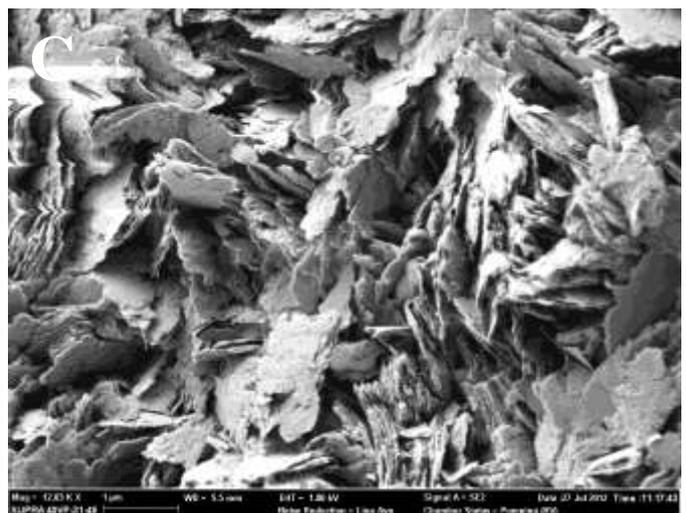
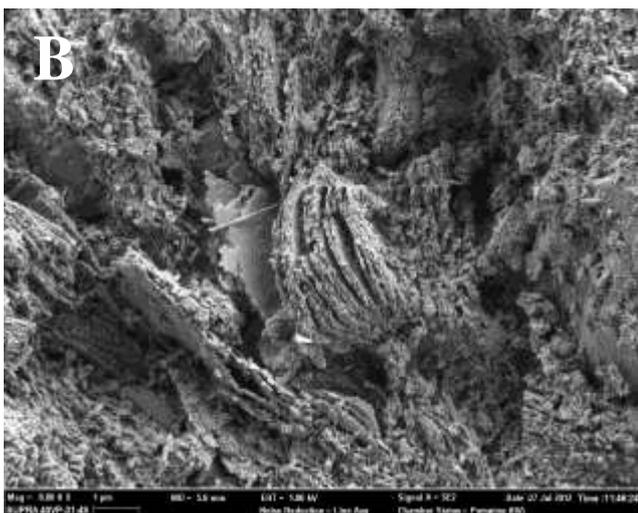
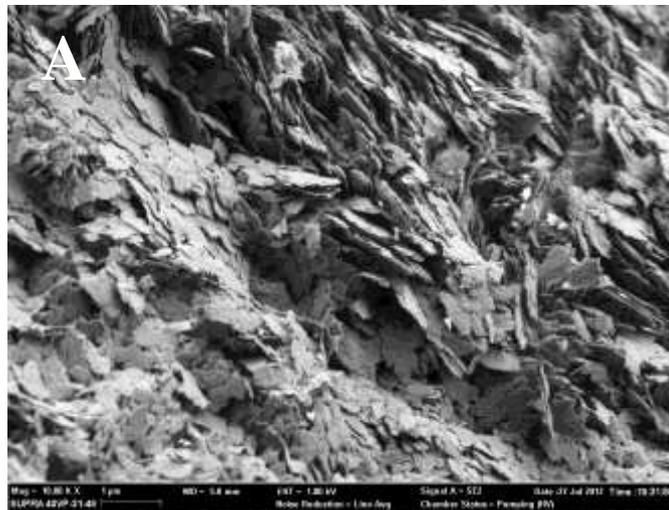


Figure 61 : Corrélations Al_2O_3 - FeO , Al_2O_3 - MgO et Al_2O_3 - K_2O des glauconites du forage Adia 6

Les glauconites L1/1, L3/1 et L1/32 ont fait l'objet d'une analyse ultrastructurale pour comprendre leur altération. Ces glauconites montrent la présence de kaolinite néoformée (Planches XXVI A, B et C). Les cristaux en plaquettes de la kaolinite montrent une altération plus ou moins marquée dans la structure de la glauconite L1/32. On observe une microexfoliation (plaquettes) sur les glauconites L1/1 (Planches XXVI D et E). Dans le forage Adia 5, on observe une part considérable de muscovite. La quantité de la muscovite augmente en même temps que celle de la glauconite diminue. On peut supposer que les plaquettes détachables ont évolué pour former la muscovite.

Le transport par l'eau des glauconites provoque leur lessivage qui aboutit à la formation de kaolinite et de muscovite.



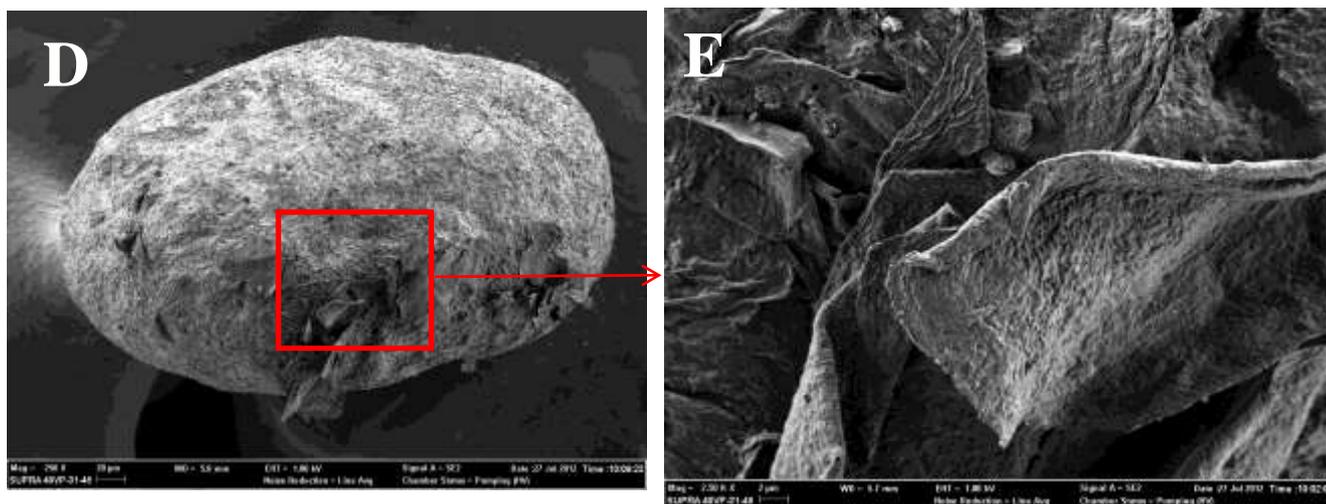


Planche XXVI : A, B et C : Kaolinite néoformée et désordonnée (A : L1/1 ; B : L1/32 ; C : L3/1). D et E : Microexfoliation sur la glauconite L1/1

2.1.2. Évolution post-dépôt des glauconites d'Éboïnda

L'étude post-dépôt des glauconites d'Éboïnda concerne deux forages hors lagune (Ebo 5 et Ebo 6) et trois forages lagune (Ebl 1, Ebl 3 et Ebl 4). On s'intéressera aux glauconites allochtones et para-autochtones.

2.1.2.1. Évolution post-dépôt des glauconites d'Éboïnda hors lagune

Les résultats des analyses du MEB sont consignés dans les tableaux XIII et XIV. Les glauconites étudiées sont para-autochtones et proviennent des forages Ebo 5 et Ebo 6.

Tableau XIII : Minéralogie semi-quantitative des glauconites du forage Ebo 5

Forage	Pdr (m)	Echts	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	CuO	Total
Ebo5	10	L2/3 2	6,1	13,56	58,94	0	0	7,34	0	0	0	14,1	0	100
		L2/3 2	6,49	13,11	58,67	0	0	6,94	0	0	0	14,8	0	100
		L3/1 2	6,63	12,01	61,04	0	0	6,52	0,14	0	0	13,7	0	100
		L3/1 2	4,23	12,78	54,11	0	0	8,08	0	0	0	20,8	0	100
	21	L3/2 2	3,08	14,44	48,06	0,96	3,89	4,69	0,56	0,4	1,10	22,8	0	100
		L3/2 2	4,21	11,65	57,03	1,11	2,46	5,41	0	0	0,46	17,1	0,5	100

Tableau XIV : Minéralogie semi-quantitative des glauconites du forage Ebo 6

Forage	Pdr (m)	Echts	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	SO ₃	K ₂ O	CaO	FeO	Total
Ebo6	17	L1/1 3	2,38	5,07	33,69	6,97	6,71	0,55	44,6	100
		L1/1 3	3,67	13,22	46,14	15,12	4,02	0	17,8	100
		L1/2 3	2,56	8,5	38,7	14,83	4,41	0	31	100
		L1/2 3	3,69	9,96	47,88	12,9	4,57	0,21	20,8	100

- Évolution post-dépôt des glauconites du forage Ebo 5 : ils proviennent des cotes 21 m et 10 m à raison d'un nodule pour la cote 21 m et deux nodules pour la cote 10 m.

D'après les résultats de l'analyse, les glauconites du forage Ebo 5 sont légèrement évoluées à la cote 21 m et évoluées à très évoluées à la cote 10 m. On trouve une proportion importante de SO_3 à la cote 21 m. Le SO_3 dérive du H_2S et du bitume des sédiments à cette profondeur. L'influence de la présence du bitume serait moindre que celle de H_2S à cause de sa faible teneur dans le milieu. Les autres oxydes comme le phosphore, le titane, le chrome et le cuivre sont rares. Le phosphore de la glauconite de la cote 21 m provient d'excréments et/ou de restes d'animaux qui ont mis en solution les phosphates car le milieu de dépôt des glauconites para-autochtones correspond à une plaine deltaïque.

L'ultrastructure de la glauconite L2/32 du forage Ebo 5 montre une recristallisation qui ne concerne que la calcite (Planche XXVII). Sa minéralogie semi-quantitative est composée de CO_2 et CaO et il existe des traces d'oxydes d'Yttrium (Y_2O_3) et d'aluminium (Al_2O_3).

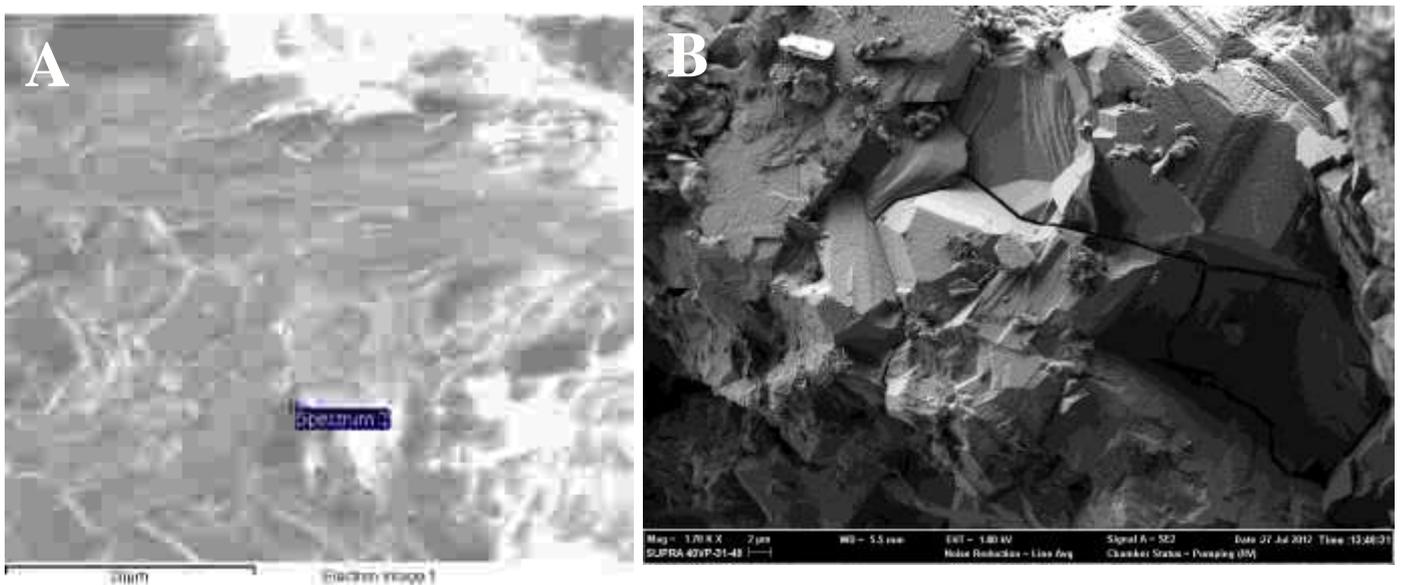


Planche XXVII : A et B : Cristallisation de la calcite sur la glauconite L2/32

- Évolution post-dépôt des glauconites du forage Ebo 6 : dans ce forage, une seule glauconite a été sélectionnée pour l'étude minéralogique. Cette glauconite renferme une proportion remarquable de SO_3 qui s'explique par la présence de H_2S dans le milieu et aussi pour une moindre quantité de bitume. Le calcium est rare à cette cote. C'est une glauconite légèrement évoluée à évoluée selon la proportion de K_2O .

2.1.2.2. Évolution post-dépôt des glauconites d'Éboïnda lagune

Les glauconites d'Éboïnda lagune proviennent des forages Ebl 1, Ebl 3 et Ebl 4.

- Évolution post-dépôt des glauconites du forage Ebl 1 : seuls deux nodules de glauconite de la cote 9 m ont été analysés (Tableau XV). Ces glauconites sont allochtones oxydées.

On a pu mettre en évidence la présence du chrome dans la composition chimique de la glauconite L2/1 et du cuivre dans la glauconite L2/2. La présence de ces éléments chimiques s'explique par l'oxydation. Les autres oxydes ne varient pratiquement pas sauf pour FeO qui présente une augmentation.

Tableau XV : Minéralogie semi-quantitative des glauconites du forage Ebl 1

Forage	Pdr (m)	Echts	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	Cr ₂ O ₃	FeO	CuO	Total
Ebl1	9	L2/1 2	4,95	16,5	59,76	5,42	0,86	0,23	12,3	0	100
		L2/1 2	4,4	15,1	58,72	6,15	0,9	0	14,7	0	100
		L2/2 2	4,08	12,9	54,5	5,15	1,01	0	21,9	0,42	100
		L2/2 2	4,1	12,5	53,07	6,15	0,8	0	23,4	0	100

- Évolution post-dépôt des glauconites du forage Ebl 3 : dans ce forage, les glauconites de la cote 25 m sont para-autochtones et peu oxydées. Par contre, les glauconites des cotes 60 m et 50 m sont allochtones et celles de la cote 7 m para-autochtones à allochtones. Ces glauconites sont évoluées à très évoluées (Tableau XVI).

Tableau XVI : Minéralogie semi-quantitative des glauconites du forage Ebl 3

Forage	Pdr (m)	Echts	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	SO ₃	K ₂ O	CaO	Cr ₂ O ₃	FeO	CuO	Total
Ebl3	7	L1/1 5	5,78	9,29	56,71	0	8,02	0,24	0	20	0	100
		L1/1 5	7,13	9,1	60,37	0	7,65	0	0	15,8	0	100
		L1/2 5	3,05	5,6	35,43	0	7,26	0	0	48,7	0	100
		L1/2 5	3,49	7,09	42,35	0	8,67	0,33	0	38,1	0	100
	25	L1/3 5	1,85	10,3	33,14	2,83	4,17	0	0,90	45	1,89	100
		L1/3 5	2,8	13,3	49,58	5,84	5,12	0	0,44	22,9	0	100
	50	L2/1 5	2,94	3,34	40,69	9,09	7,11	0	0	36,8	0	100
		L2/1 5	4,22	4,34	49,43	8,98	7,13	0	0	25,9	0	100
		L2/2 5	0,61	1,28	9,37	23,6	5,7	0	0	59,4	0	100
		L2/2 5	3,03	6,16	42,18	15,04	6,08	0	0	27,5	0	100
	60	L2/3 5	3,89	8,31	52,82	0,5	6,66	0,98	0	26,8	0	100
		L2/3 5	5,36	9,95	60,75	0,41	6,08	0,8	0	16,7	0	100
L3/1 5		3,58	9,08	45,73	2,92	6,91	0,92	0	30,3	0	100	
L3/1 5		3,46	9,15	48,37	1,62	8,31	0,66	0	28,4	0	100	

On observe un pourcentage très élevé de SO₃ dans les glauconites de la cote 50 m. Dans les sédiments de la cote 25 m, la proportion de la pyrite (2,5 %) est inférieure à celle de la

glaucosite (5 %). La production de H_2S dans le milieu de sédimentation a rendu possible l'incorporation du soufre dans la glaucosite L1/3 et favorisé aussi la formation de pyrite. On y trouve aussi du chrome, du cuivre et une faible proportion de calcium aux cotes 60 m et 7 m. Les glaucosites des profondeurs 60 m et 50 m contiennent du bitume. La forte proportion de SO_3 dans la glaucosite L2/25 s'explique par la présence de ce bitume. La glaucosite L1/15 de la cote 7 m présente une cristallisation de jarosite de forme pseudocubique à arrêtes tronquées à certains endroits. La longueur des arrêtes varie de 0,3 μm à 0,5 μm . La jarosite provient de l'altération de pyrite anciennement formée (Planche XXVIII). Sa composition chimique comprend 9,6 % de K_2O , 32,53 % de SO_3 et 57,86 % de FeO . Cela suggère que des pyrites flamboïdes peuvent se former sur les nodules de glaucosite lorsque le milieu devient de plus en plus sulfuré. Dans ces conditions, le soufre empêche la formation de la glaucosite en bloquant l'incorporation du potassium. Et plus la quantité de soufre augmente, plus la pyrite envahit le milieu de sédimentation. L'autre cas de figure qui peut se présenter est la formation de pyrite flamboïde sur des glaucosites remaniées et déposées dans un environnement de plus en plus anoxique.

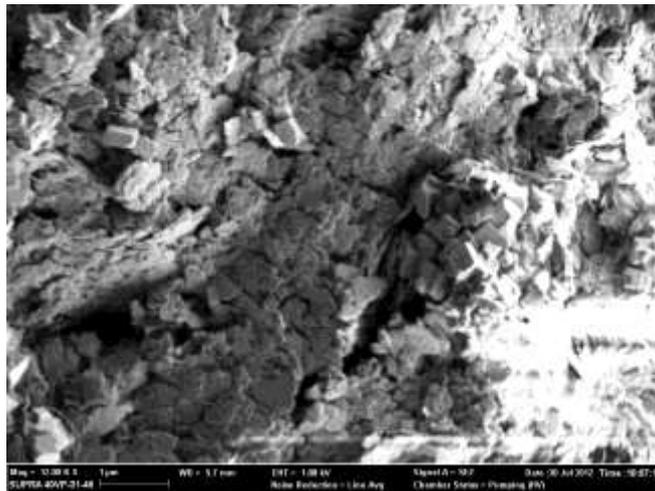


Planche XXVIII : Cristallisation de jarosite sur la glaucosite L1/15

L'ultrastructure de la glaucosite L3/15 du forage Ebl 3 de la cote 60 m montre la présence de couches de bitume (Planche XXIX A). On observe également des kaolinites néoformées désordonnées et une évaporite de 35 μm de long (Planches XXIX B, C et D). L'analyse minéralogique de cette évaporite donne une composition chimique composée de CaO (37,9 %), de SO_3 (61,6 %) et de Na_2O (0,47 %). Cette évaporite est une anhydrite ou un gypse. Cela indique l'existence d'une période très chaude permettant l'évaporation des eaux marines. Cette évaporation est consécutive à une baisse du niveau marin qui est antérieure au transport

des glauconites de la cote 60 m du forage Ebl 3. Ceci suppose qu'au moment de l'évaporation, il s'est formé des évaporites qui ont été ensuite remaniées et dissoutes. Quelques traces de ces évaporites sont restées sur les glauconites.

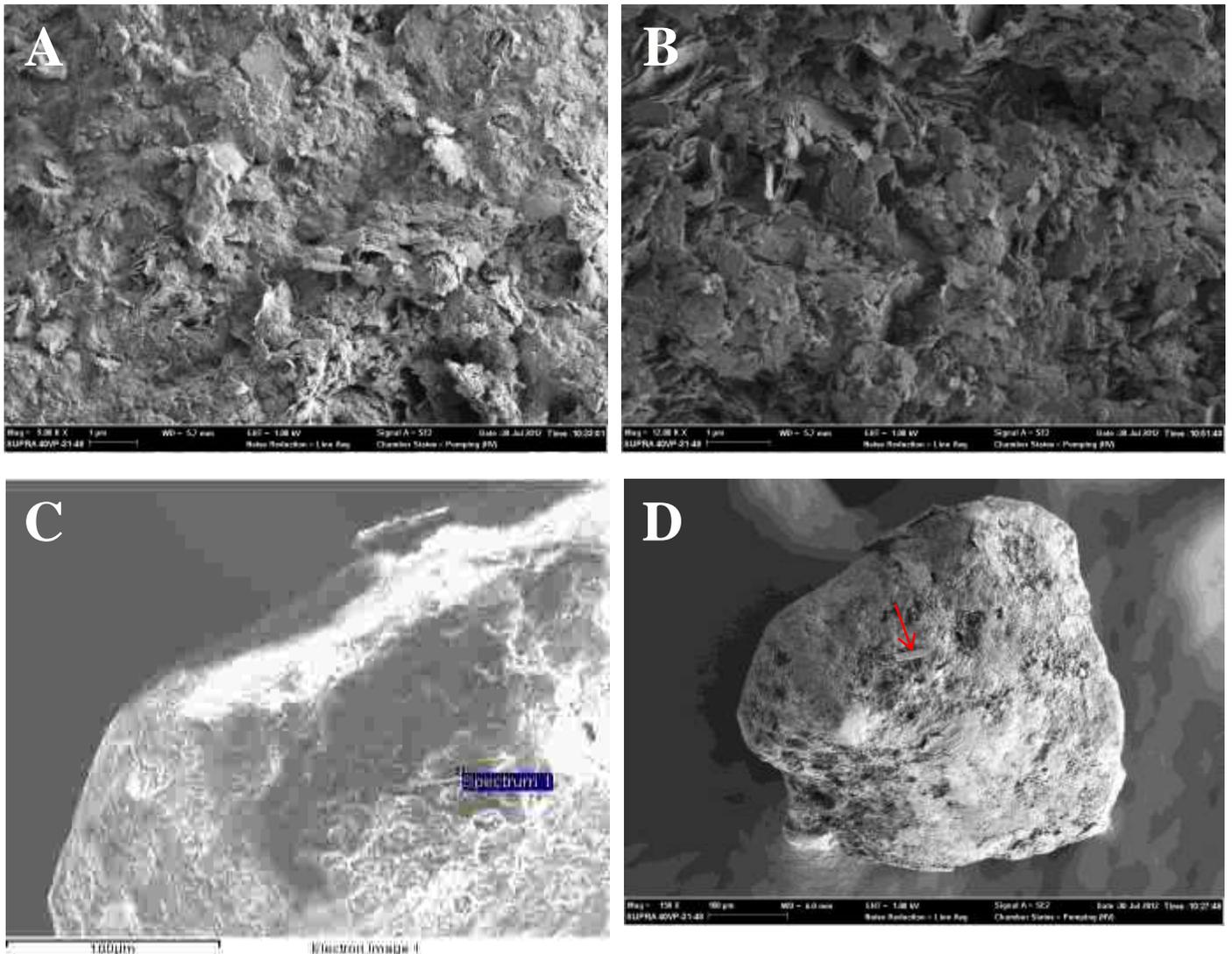


Planche XXIX : Ultrastructure de la glauconite L3/15.

A : Couche de bitume sur la glauconite. B : kaolinite néoformée et désordonnée. C et D : Glauconite L3/15 portant une évaporite

- Évolution post-dépôt des glauconites du forage Ebl 4 : dans ce forage, six grains de glauconite ont été étudiés au MEB : L1/33, L2/13, L2/23, L2/33, L3/13 et L3/23 (Tableau XVII). Ce sont des glauconites para-autochtones évoluées à très évoluées dont certaines ont été oxydées. Les glauconites oxydées renferment du sodium, du phosphore, du vanadium, du cobalt et du dysprosium. La glauconite L2/13 renferme une proportion de soufre non négligeable. Le pourcentage du potassium diminue au profit de celui du fer pendant

l'oxydation de la glauconite. Les sédiments de la cote 15 m contiennent de la pyrite oxydée, ce qui suppose une production de H₂S permettant l'incorporation du soufre dans les glauconites L3/13 et L3/23. La présence de bitume a également joué un rôle dans l'apport du soufre dans le milieu. La production de H₂S s'est peut être faite jusqu'à la cote 5 m, mais on ne rencontre aucune pyrite aux cotes 10 m et 5 m. La pyrite se serait totalement oxydée en raison de l'oxydation très poussée à ces cotes (10 m et 5 m).

Le phosphore des glauconites des cotes 15, 10 et 5 m dérive d'excréments et/ou de restes d'animaux. On observe des pellettes fécales dans l'environnement de dépôt des glauconites de la cote 5 m.

Tableau XVII : Minéralogie semi-quantitative des glauconites du forage Ebl 4

forage	Pdr (m)	Echts	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	K ₂ O	CaO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	FeO	CoO	Dy ₂ O ₃	Total
Ebl4	5	L1/3 3	0	5,92	13	60,11	0	1,41	5,31	0,34	0	0	13,9	0	0	100
		L1/3 3	0	6,12	11,7	63,38	0	0,57	5,73	0	0	0	12,5	0	0	100
		L2/1 3	0	0,68	8	17,41	2,25	3,78	0	0,33	0,82	0,54	66,2	0	0	100
		L2/1 3	0	1,71	12	43,08	1,72	4,53	0,19	0,28	0,39	0,52	35,6	0	0	100
	10	L2/2 3	0,42	0,36	7,75	13,33	0,38	0	0,98	0,36	0	0	76,4	0	0	100
		L2/2 3	0,42	0	5,02	16,65	0,93	0	0,36	0,51	0	0	76,1	0	0	100
		L2/3 3	0	0	3,54	9,23	0,88	0,88	0	0,46	0	0	83	0,4	1,66	100
		L2/3 3	0	0	3,5	16,68	0,68	0	0	0,4	0,27	0	76,5	0	1,94	100
	15	L3/1 3	0	2,84	11,1	42,34	0	2,19	6,96	0,76	0	0,96	32,8	0	0	100
		L3/1 3	0	2,33	14,1	39,31	0	1,89	6,06	0,57	0	0,76	35	0	0	100
		L3/2 3	0	3,51	15,8	51,92	0	0,85	6,23	0,83	0	0,63	20,2	0	0	100
		L3/2 3	0,5	2,8	16,9	47,17	0,94	0,72	4,65	0,64	0,31	0,53	24,8	0	0	100

Il existe sur la surface de la glauconite L2/13 de la cote 5 m de la kaolinite néoformée désordonnée et de l'halloysite (Planches XXX A et B). La formation de l'halloysite est due à des alternances d'humectation et de dessiccation transformant les kaolinites *stricto sensu* à des kaolinites désordonnées et des halloysites (CAILLERE *et al.*, 1982). On trouve des grains de quartz incrustés dans la glauconite L2/13 (Planches XXX spectrum 2 et 3). Leur composition chimique est constituée de 98 % de SiO₂ et de 2 % de FeO. Les grains de quartz se sont incrustés au cours du remaniement local à la cote 5 m. Leur taille varie entre 25 µm et 50 µm. La longueur des cristaux d'halloysite varie entre 400 nm (0,4 µm) et 600 nm (0,6 µm). On a déterminé la composition chimique en oxyde des plaquettes détachables et des petites muscovites des sédiments (Tableau XVIII). On remarque que les petites muscovites ne comportent pas de fluor. Ces plaquettes ont évolué pour donner de petites muscovites sans

fluor par enrichissement en aluminium et appauvrissement en fer et en magnésium. On pense que le Fe^{2+} s'est oxydé en Fe^{3+} avant d'être substitué par l'Al. Il se serait produit également une substitution du Mg par le Na. La transformation de la glauconite en muscovite et kaolinite peut se traduire comme sur la figure 62.

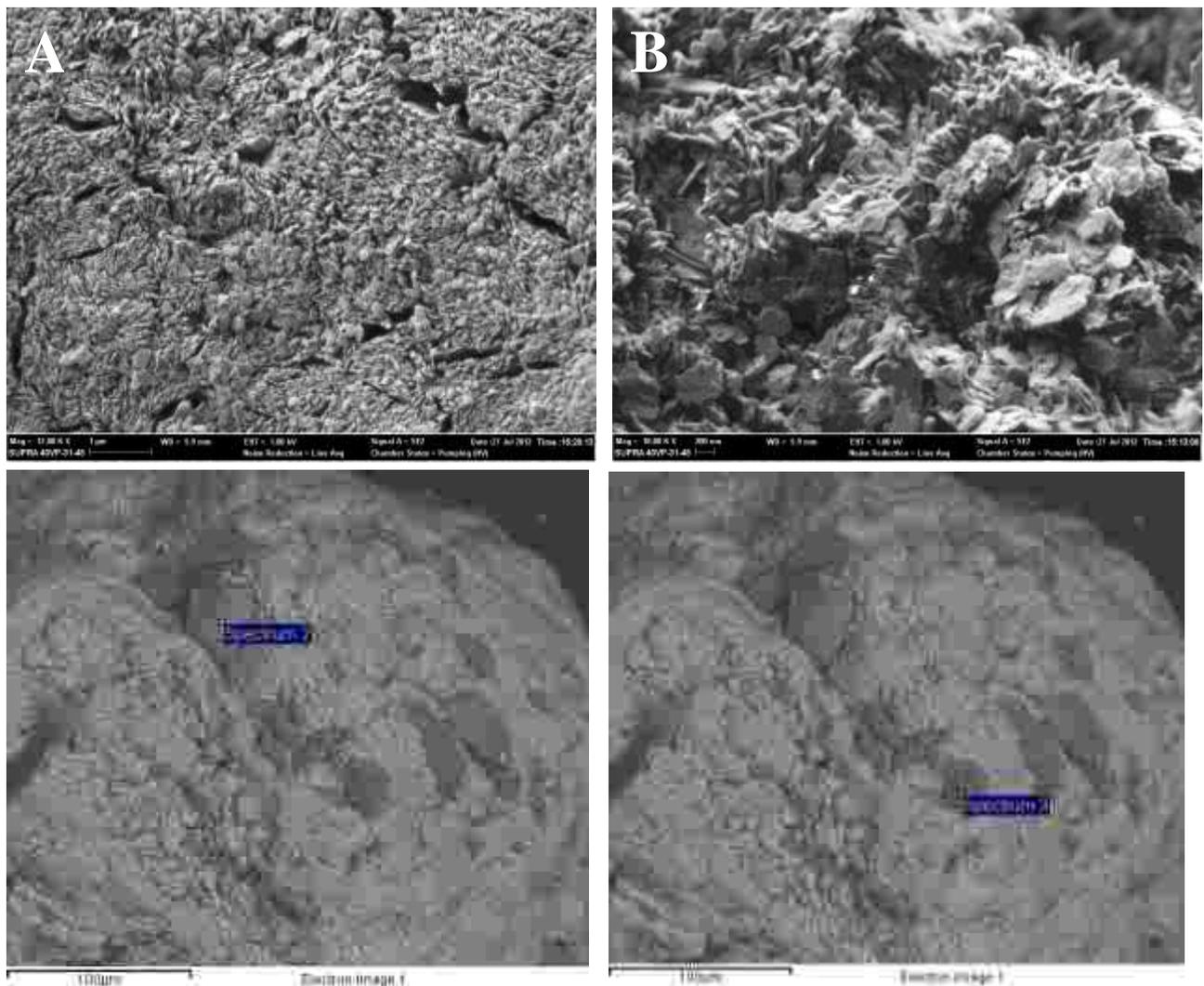


Planche XXX : Halloysite entremêlée de kaolinite désordonnée (L2/13 ; A et B) et Quartz incrustés dans la glauconite (L2/13 ; Spectrum 2 et 3)

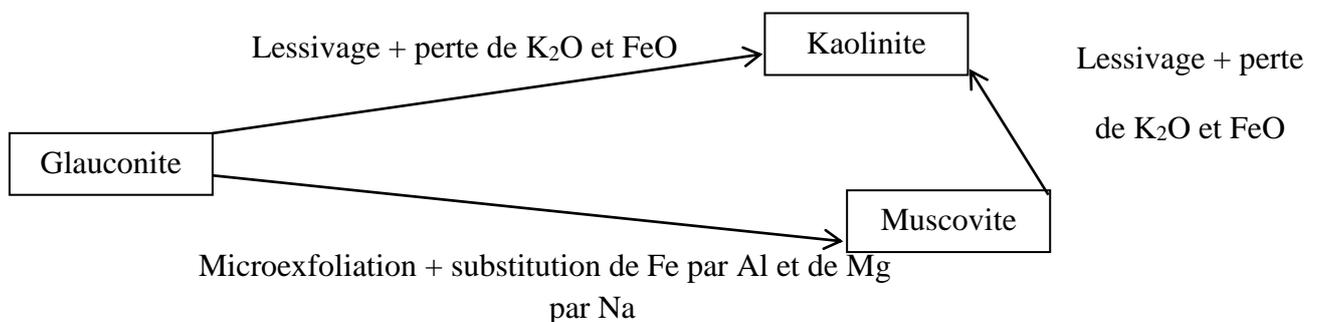


Figure 62 : Transformation de la glauconite en muscovite et kaolinite

Tableau XVIII : Composition chimique des différentes faces des glauconites L1/1 et L3/15

Forage	Echts	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	SO ₃	K ₂ O	CaO	Cr ₂ O ₃	FeO	MoO ₃	Total
Adia6 (15m)	L1/1	0	6,25	10,29	55,35	1,75	7,19	1,11	0	18,06	0	100
	L1/1	0	8,76	11,26	64,25	0	6,12	1,45	0	5,4	2,76	100
Ebl3 (60m)	L3/15	0	4,46	14,05	54,18	1,59	6,91	0,85	0,64	17,32	0	100
	L3/15	0	2,53	15,91	51,23	1,98	5,97	1,05	0	21,33	0	100
	L3/15	0	4,53	13,39	55,3	1,1	7,48	0,58	0	17,62	0	100
	L3/15	0	4,78	13,33	55,71	1,11	7,69	0,69	0	16,69	0	100
Muscovite 1		0,92	0,59	40,48	51,47	0	6,03	0	0	0,51	0	100
Muscovite 2		1,03	0,57	39,86	51,43	0	6,73	0	0	0,38	0	100

2.2. Minéralogie semi-quantitative des quartz oxydés

Les quartz concernés sont les quartz hématoides issus du forage Adia 5 à 40 m de profondeur dont la couleur varie du jaune au brun rougeâtre. On a aussi réalisé la rétrodiffusé au MEB-EDS pour observer par contraste atomique les différentes phases de la lime mince non couverte du grès ferrugineux Bin 1 de Bingerville.

2.2.1. Minéralogie semi-quantitative des quartz hématoides

Les résultats des analyses sont consignés dans le tableau XIX.

Il existe des corrélations négative et positive entre les oxydes Al₂O₃, SiO₂, P₂O₅ et FeO.

Les corrélations négatives concernent FeO-SiO₂, P₂O₅-SiO₂ et SiO₂-Al₂O₃. Elles sont respectivement parfaite, bonne et moyenne (Figure 63). Les corrélations négatives indiquent qu'il y a une substitution, par ordre d'importance, du silicium par le fer, le phosphore et l'aluminium dans ces quartz. Les colorations brune et jaune sont fonction de la quantité de fer présente dans les quartz. Lorsque la quantité de fer est supérieure à celle du silicium alors le quartz est brun et jaune dans le cas contraire.

Les corrélations positives sont composées de : Fe-P₂O₅, FeO-Al₂O₃ et P₂O₅-Al₂O₃. La corrélation positive FeO-P₂O₅ est bonne. Par contre, les corrélations positives FeO-Al₂O₃ et P₂O₅-Al₂O₃ sont mauvaises (Figure 64). Les corrélations positives montrent qu'il n'existe aucune substitution entre les oxydes concernés dans ces quartz.

On retrouve également des traces de calcium, de soufre, de potassium, de dysprosium, de terbium et de prométhium dans ces échantillons. On pense que ces éléments ont été acquis lors de l'oxydation des glauconites qui les ont libérés.

Le phosphore des quartz a une origine biologique à partir des excréments et/ou restes d'animaux ayant apporté en solution une bonne quantité de phosphates.

Tableau XIX : Minéralogie semi-quantitative des quartz oxydés

Forage	Echts	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	K ₂ O	CaO	FeO	Dy ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃	Pm ₂ O ₃	Total
Adia5 (40m)	L1/2 4	4,36	43,7	3,03	0,35	0	0,26	48,3	0	0	0	100
		6,19	37,67	3,71	0	0	0	51,06	1,37	0	0	100
	L1/3 4	5,69	66,43	1,34	0	0	0	26,54	0	0	0	100
		8,86	79,91	1,08	0	0,39	0	9,76	0	0	0	100
	L1/3 5	3,96	88,15	0,94	0	0	0	6,95	0	0	0	100
		3,65	75,56	1,57	0	0	0	19,22	0	0	0	100
	L1/3 6	5,68	33,97	2,57	0,51	0	0	55,15	0	2,12	0	100
		6,89	38,76	3,98	0,63	0	0	47,99	0	1,75	0	100
	L1/3 7	4,53	43,82	3,47	0	0	0	48,18	0	0	0	100
		5,48	43,3	4,22	0	0	0	47	0	0	0	100
	L1/3 8	3,74	80,19	1,29	0	0	0	14,78	0	0	0	100
		3,6	86,19	1,23	0	0	0	8,98	0	0	0	100
	L1/3 9	5,84	26,68	4,36	1,01	0	0,3	60,97	0	0	0,84	100
		6,29	24,6	5,49	1,23	0	0,46	61,36	0	0	0,57	100
	L1/4 1	11,97	13,24	4,11	1,1	0	0	68,08	0	1,5	0	100
		9,03	14,77	3,39	0,62	0	0	69,31	0	2,88	0	100
	L1/4 2	7,08	9,66	5,55	0	0	0	76,16	0	1,55	0	100
		8,36	14,05	5,29	0	0	0	69,83	0	2,47	0	100
	L1/4 3	6,14	33,49	4,96	0	0	0	53,25	0	2,16	0	100
		6,89	38,76	3,98	0,63	0	0	47,99	0	1,75	0	100

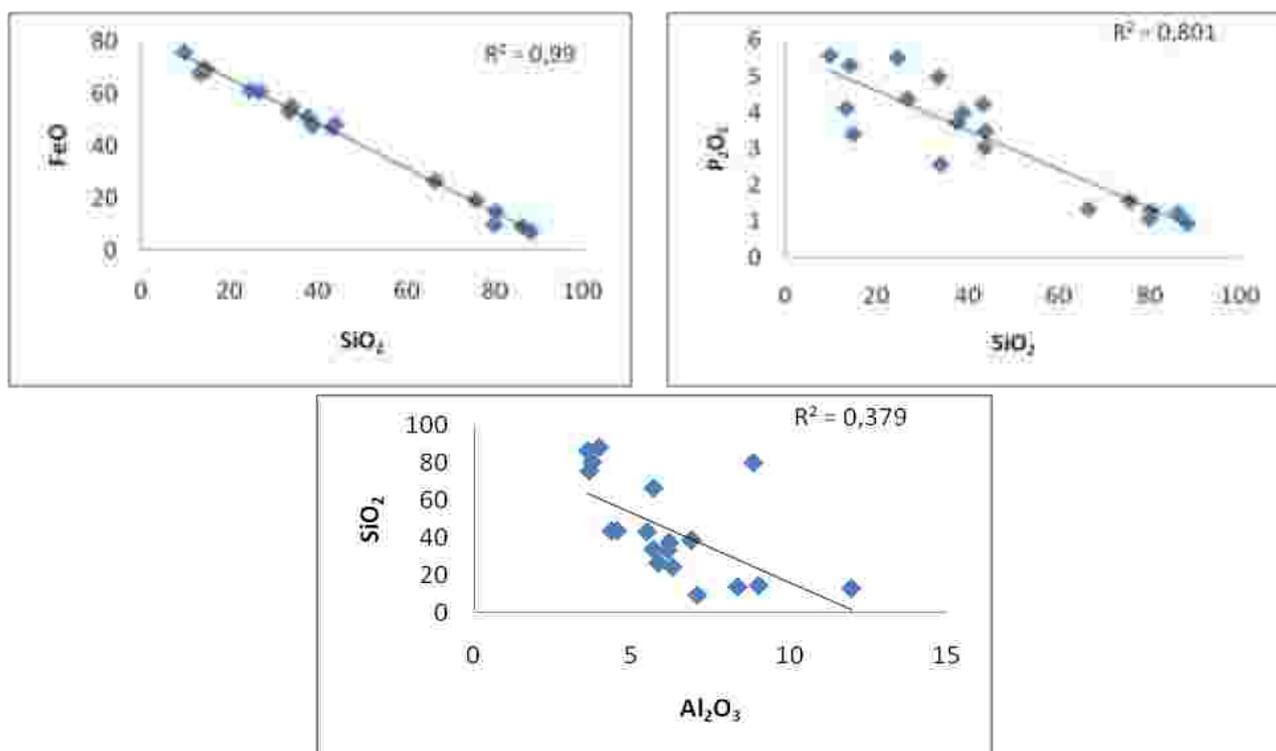


Figure 63 : Corrélation négative dans les quartz du forage Adia 5 (40 m)

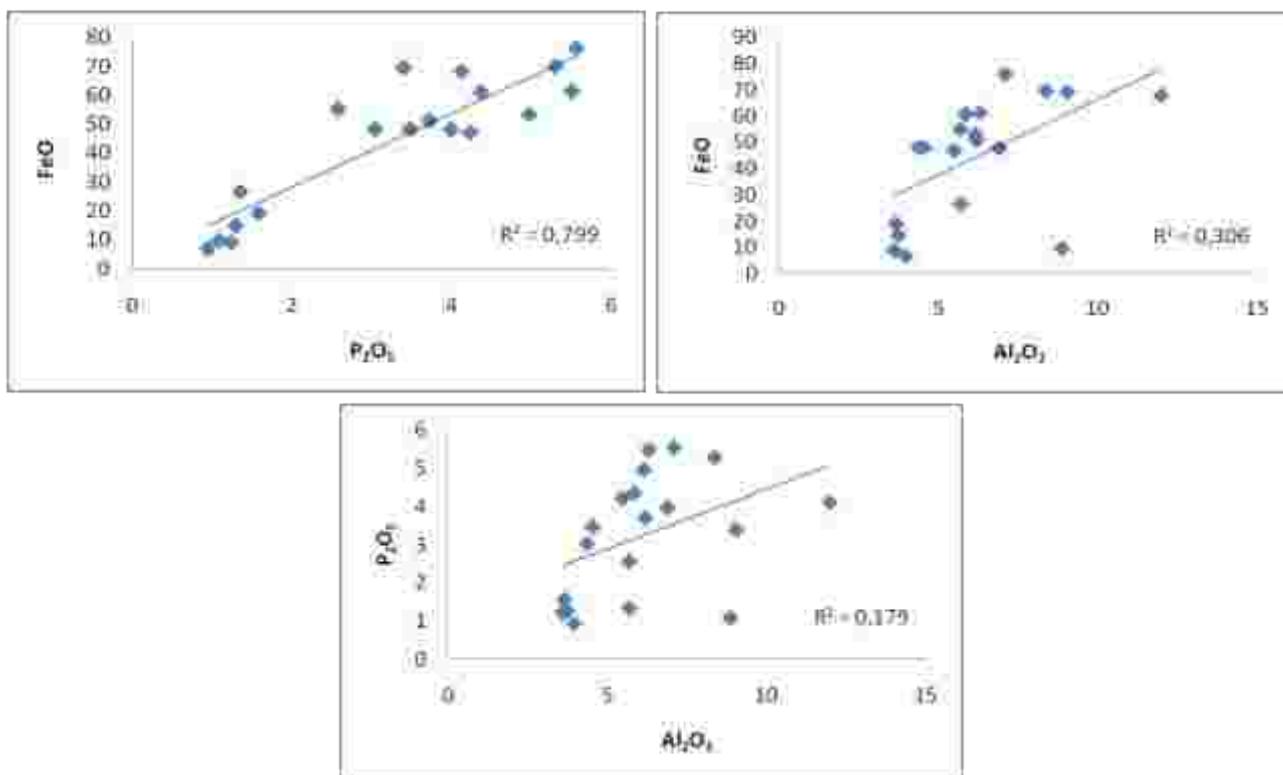


Figure 64 : Corrélation positive dans les quartz du forage Adia 5 (40 m)

Dans le milieu de sédimentation des quartz, il y a une forte concentration de fer issue de l'oxydation des glauconites. Ceci indique que plus le fer est concentré dans un milieu et plus il est capable de rentrer dans la composition chimique du quartz pour former des oxydes de fer comme l'hématite.

2.2.2. Rétrodiffusion du grès ferrugineux Bin 1 de Bingerville.

Cette étude a mis en évidence trois phases essentielles dans ce grès : la phase quartzreuse (couleur grise), la phase ferrugineuse (couleur blanche) et la phase poreuse (couleur noire). Dans la phase ferrugineuse, on a pu identifier des traces de métaux lourds tels que l'or et le zircon (Spectrum 1 de la Planche XXXI A). L'or est associé au zircon et leur proportion en un point donne en pourcentage d'oxyde : ZrO_2 (62,95 %), SiO_2 (32,76 %), Au_2O_3 (1,61 %), FeO (1,50 %) et HfO_2 (1,18 %). Ces métaux sont allochtones et viennent des sources riches situées en amont de la zone de dépôt actuel probablement aux environs d'Alépé. On rencontre aussi de l'aluminium dans la phase ferrugineuse.

Les quartz sont entourés de nano-vides sous formes d'auréoles bien visibles sur la Planche XXXI. Ces nano-vides dérivent des espaces laissés par l'eau interstitielle qui entourait les quartz après leur évaporation. Cela suggère que dans les quartz wackes à ciment ferrugineux, il existe toujours des nano-vides créés après l'évaporation des eaux interstitielles et cela avant l'oxydation finale du ciment ou de la matrice ocreuse. La planche XXXI B montre un quartz

très oxydé et le tableau XX, les pourcentages d'oxyde. L'analyse montre une teneur très élevée en fer par rapport au silicium dans le quartz. On remarque également une proportion non négligeable d'aluminium. L'oxydation du quartz commence dans les zones de faiblesses (cavité, craquelures, traces d'action mécanique) laissées par le quartz pour donner des oxydes de fer qui feront partie intégrante du ciment ferrugineux.

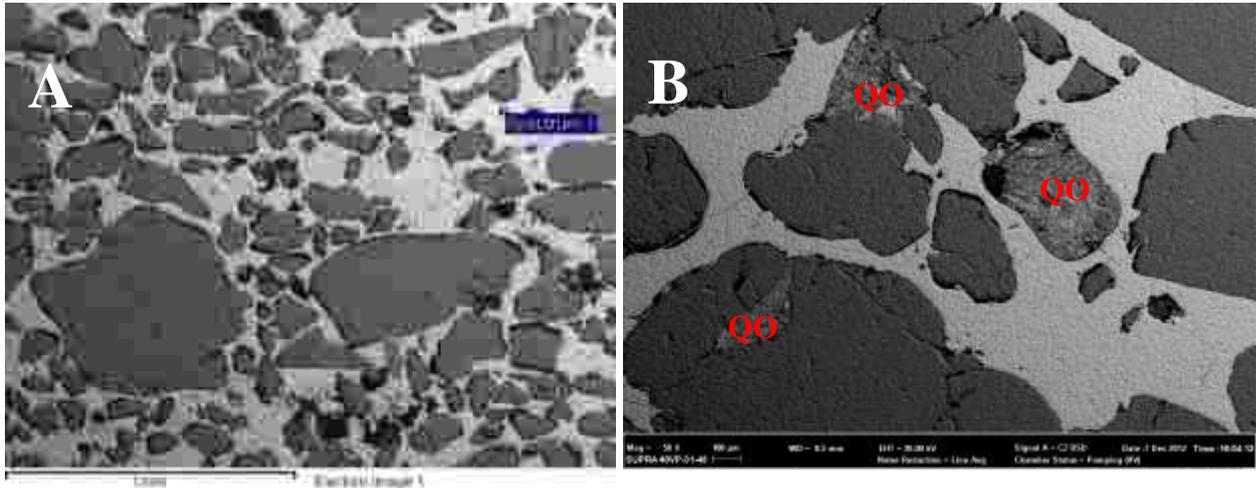


Planche XXXI : Rétrodiffusion du grès Bin 1 de Bingerville.

A : Spectrum 1 montrant la dissimulation des métaux lourds dans la phase ferrugineuse. B :
Planche montrant des quartz oxydés (QO : quartz oxydé)

Tableau XX : Minéralogie semi-quantitative d'un quartz oxydé du grès Bin 1

Echantillon	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	SO ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	Total
Grès Bin 1	0,64	13,93	24,69	0,57	0,59	0,3	0,8	58,5	100

CONCLUSION

La caractérisation minéralogique et ultrastructurale des grains de quartz et de glauconite permet de tirer les conclusions suivantes :

L'exoscopie des grains de quartz a montré que la « Terre de barre » s'est mise en place pendant les deux dernières périodes interglaciations. Elle a aussi permis de comprendre que lors du transport d'un quartz depuis son origine jusqu'à son dépôt final, il subit des dissolutions et des fragmentations provoquées par le brassage entre les grains. Plus la quantité du fluide est faible et plus le brassage entre les grains est important. Les dissolutions se produisent pendant la phase immobile et les fragmentations pendant la phase mobile.

Les zones laissées par les traces d'actions mécaniques et chimiques peuvent comporter des inclusions minérales (zircon, quartz, fer...). Lorsque ces zones sont plus occupées par le fer,

cela entraîne l'oxydation du quartz. Plus le quartz est oxydé et plus sa couleur tend vers le brun.

La minéralogie semi-quantitative et l'ultrastructure des glauconites montrent que lorsqu'elles sont exposées en subsurface, elles s'oxydent en formant la kaolinite ferrifère désordonnée, l'hallowite et les ocres (jaune à rouge). En outre, le transport des glauconites en milieu aqueux leur fait perdre du potassium en donnant de la kaolinite ferrifère désordonnée et de la muscovite sans fluor (mica blanc en petite paillette). Cela réduit le framework des roches (grès, carbonates...) et donc leur porosité et leur perméabilité. Au cours du transport, il peut apparaître des inclusions de quartz dans les glauconites. Les recristallisations à la surface des glauconites peuvent résulter de l'évaporation de l'eau de mer avec précipitation de sels. Les minéraux cristallisés sont la jarosite, les évaporites (gypse ou anhydrite) et la calcite.

CHAPITRE VIII : CARACTÉRISATION PALYNOLOGIQUE

INTRODUCTION

Dans ce chapitre, on présentera les différents palynomorphes rencontrés dans les préparations palynologiques. La caractérisation palynologique se fera sur les différents sites d'étude en partant du Nord de la Faille des Lagunes au Sud de cette faille. Cette caractérisation permettra de déterminer les âges des formations géologiques de l'Est du bassin onshore de Côte d'Ivoire. Les âges sont déterminés en se fondant sur la première apparition de certaines formes associées à la dernière apparition d'autres espèces. Les espèces accompagnatrices sont écartées car celles-ci ont une extension plus grande.

1. CARACTÉRISATION PALYNOLOGIQUE DES RÉGIONS ALÉPÉ-ABOISSO

1.1. Contenu palynologique des formations d'Alépé

À Alépé, les formations sont constituées d'argiles latéritiques micacées non stratifiées. Elles sont riches en spores, pollens, acritarches et fungal. On a dénombré 20 palynomorphes bien conservés dans ces argiles avec des proportions de 20 % (spores et pollens), 60 % (acritarches) et 20 % (fungal). Les spores et pollens rencontrés appartiennent uniquement aux genres *Monosulcites* sp. et *Deltoidospora* spp. Les spores et pollens ont subi l'oxydation.

Interprétation paléoenvironnementale

La datation des argiles latéritiques est rendue difficile par leur pauvreté en spores et pollens. Les fungal comprennent : *Palaencistrus* sp., *Multicellaesporites* sp., *Didymoporisporonites* sp. et *Brachysporisporites* sp. Les plus abondants sont *Palaencistrus* sp. et *Multicellaesporites* sp. Ces fungal sont spécifiques du Paléogène (Planche XXXII). Les espèces du genre *Palaencistrus* caractérisent spécialement l'Éocène-Oligocène (TRAVERSE, 2007). L'âge des argiles latéritiques est donc compris entre l'Éocène et l'Oligocène. Les argiles latéritiques proviendraient de l'altération du socle précambrien au cours de l'Oligocène.

1.2. Contenu palynologique des formations d'Aboisso

Les palynomorphes ont été rencontrés dans les argiles latéritiques et 16 formes palynologiques ont été dénombrées. Les pourcentages relatifs sont : spores et pollens 56,25 %, fungal 31,25 % et acritarches 12,50 % (Planche XXXII). Les spores et pollens sont caractérisés par ordre d'abondance de : *Chenopodipollis multiplex*, pollens indéterminés, *Monosulcites* sp. et *Deltoidospora* sp. Les genres *Deltoidospora* et *Monosulcites* sont mal

conservés. On a trouvé parmi les fungal une abondance de *Didymoporisporonites* et de rares fungal indéterminés.

Interprétation paléoenvironnementale

L'espèce *Chenopodipollis multiplex* rencontrée dans les argiles kaoliniques est un pollen caractéristique du Plio-Quaternaire (TRAVERSE, 2007). La présence de *Deltoidospora* et de *Monosulcites* mal conservés suggère un remaniement des couches sous-jacentes pendant le dépôt des formations du Plio-Quaternaire. Les *Deltoidospora* et les *Monosulcites* sont oxydés. Les couches sous-jacentes dateraient de l'Oligocène. L'environnement de dépôt est typiquement continental vu le caractère résiduel (voire peu transporté) des argiles kaoliniques.

La caractérisation palynologique des formations géologiques des régions Alépé-Aboisso laisse supposer que les argiles latéritiques proviennent d'une altération poussée du socle à l'Oligocène sous un climat semi-aride. On sait que l'Oligocène est une période de régression générale occasionnée par la baisse du niveau marin.

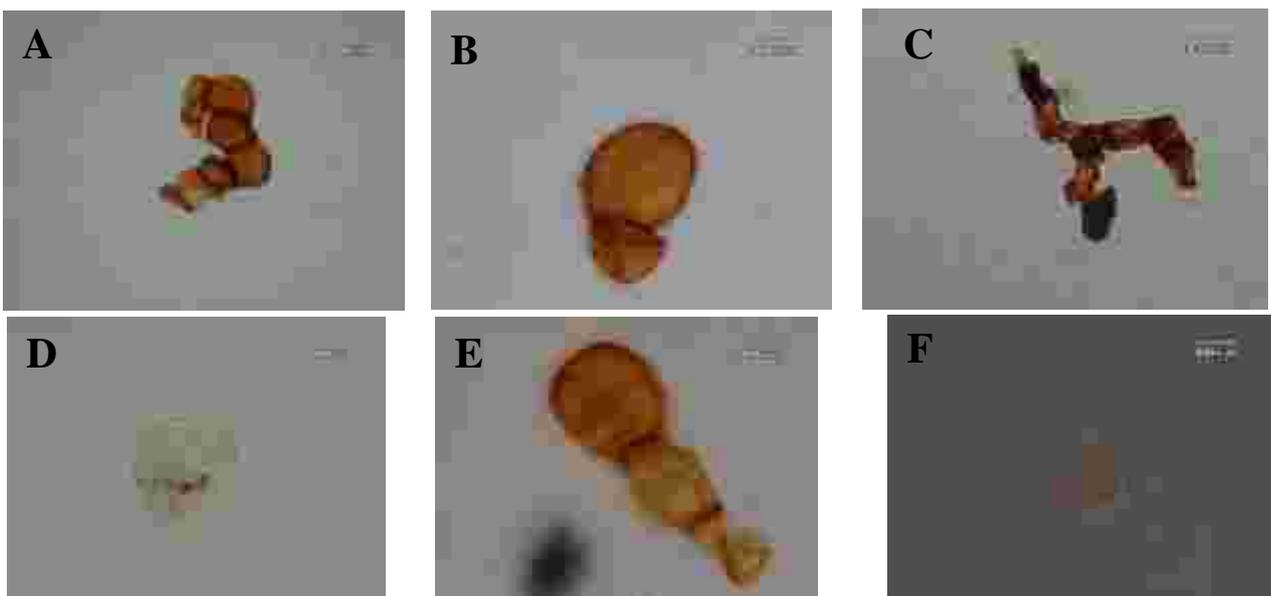


Planche XXXII : Palynomorphes des régions Alépé-Aboisso.

A : *Multicellaesporites* sp. B : *Didymoporisporonites* sp. C : *Palaencistrus* sp. D :
Deltoidospora sp. E : *Brachysporisporites* sp. F : *Chenopodipollis multiplex*.

2. CARACTÉRISATION PALYNOLOGIQUE DE BINGERVILLE ET BONOUA

2.1. Contenu palynologique des formations de Bingerville

Les palynomorphes de Bingerville comprennent des dinokystes, spores, pollens, fungal et acritarches (Planche XXXIII). On trouve aussi des microforaminifères. Ces palynomorphes se

rencontrent dans les argiles gris clair à gris peu sombre et dans les argiles kaoliniques bariolées. Les argiles gris clair à gris peu sombre sont pauvres en palynomorphes.

Dans les argiles gris clair à gris peu sombre, on trouve des dinokystes, spores et pollens soit 18 formes palynologiques et des sections internes de tests de microforaminifères. Les proportions relatives des palynomorphes sont : 50 % de dinokystes et 38,89 % de spores et pollens. On trouve 11,11 % de microforaminifères. Il y a aussi des débris de végétaux abondants, les inertinites étant rares. Les dinokystes comprennent des espèces indéterminées comme *Batiacasphaera* spp. et des dinokystes indéterminés. Les spores et pollens regroupent les formes *Deltoidospora* sp., *Inaperturopollenites hiatus*, *Monosulcites* spp., *Perforitricolpites digitatus*, *Psilastephanocolporites punctatus*, *Retimonocolpites* spp., *Retitricolpites clarensis*, *Tricolporopollenites pseudocingulum* et *Verrucatosporites usmensis*. L'espèce *Psilastephanocolporites punctatus* est la plus fréquente dans ces argiles. Les études antérieures datent ces argiles de l'Oligocène (DIGBEHI *et al.*, 2011).

Les argiles kaoliniques renferment 16 palynomorphes dans les proportions suivantes : 50 % d'acritarches, 25 % de spores et pollens, 12,50 % de fungal et 12,50 % de dinokystes. Les spores et pollens comprennent *Deltoidospora* spp., *Gothanipollis* cf. *gothani*, *Tricolporopollenites pseudocingulum* et *Milfordia* spp. Ils sont bien conservés à l'exception de *Gothanipollis* cf. *gothani*. Les acritarches et les fungal sont également bien conservés. Les dinokystes sont très mal conservés et comprennent les espèces *Kallosphaeridium* spp. et *Coronifera* sp. Les fungal sont caractérisés par les genres *Pesavis* et *Dyadosporites*.

Dans la « Terre de barre » située sous la « stone line », une forme nommée *Afyp* a été déterminée.

Interprétation paléoenvironnementale

La présence de tests internes de microforaminifère dans les argiles gris clair à gris peu sombre suggère un environnement marin. L'abondance de vitrinite et de spores et pollens permet de conclure que cet environnement est de type prodelta avec une influence marine.

Les argiles kaoliniques se sont déposées dans un environnement continental de plaine d'inondation. Les spores et les pollens sont très abondants et bien conservés, mais les dinokystes sont rares et mal conservés. Les palynomorphes n'ont pas permis de dater ces argiles, mais DIGBEHI *et al.* (2001) les rapportent au Mio-Pliocène. Les argiles kaoliniques résultent de l'érosion et du transport pendant le Mio-Pliocène d'argiles latéritiques de l'Oligocène.

2.2. Contenu palynologique des formations de Bonoua

Les argiles kaoliniques de Bonoua renferment 12 palynomorphes (Planche XXXIII) qui sont constitués de spores et pollens, acritarches et fungal. Les proportions des différents palynomorphes sont : spores et pollens 58,83 %, acritarches 33,33 % et fungal 8,33 %. Dans ces argiles, les spores et pollens identifiés sont : *Chenopodipollis multiplex*, *Deltoidospora* sp., *Monosulcites* spp., *Longapertites* spp. et *Tricolporopollenites* spp. Les fungal comprennent les genres *Didymoporisporonites*.

Interprétation paléoenvironnementale

L'absence de dinokystes indique que les argiles kaoliniques se sont déposées en milieu continental. La succession de chenaux creusés dans ces argiles caractérise un environnement continental à plaine d'inondation. La présence de *Chenopodipollis multiplex* donne un âge Plio-Quaternaire aux argiles de Bonoua. Ces argiles se sont déposées en remaniant les formations du Mio-Pliocène.

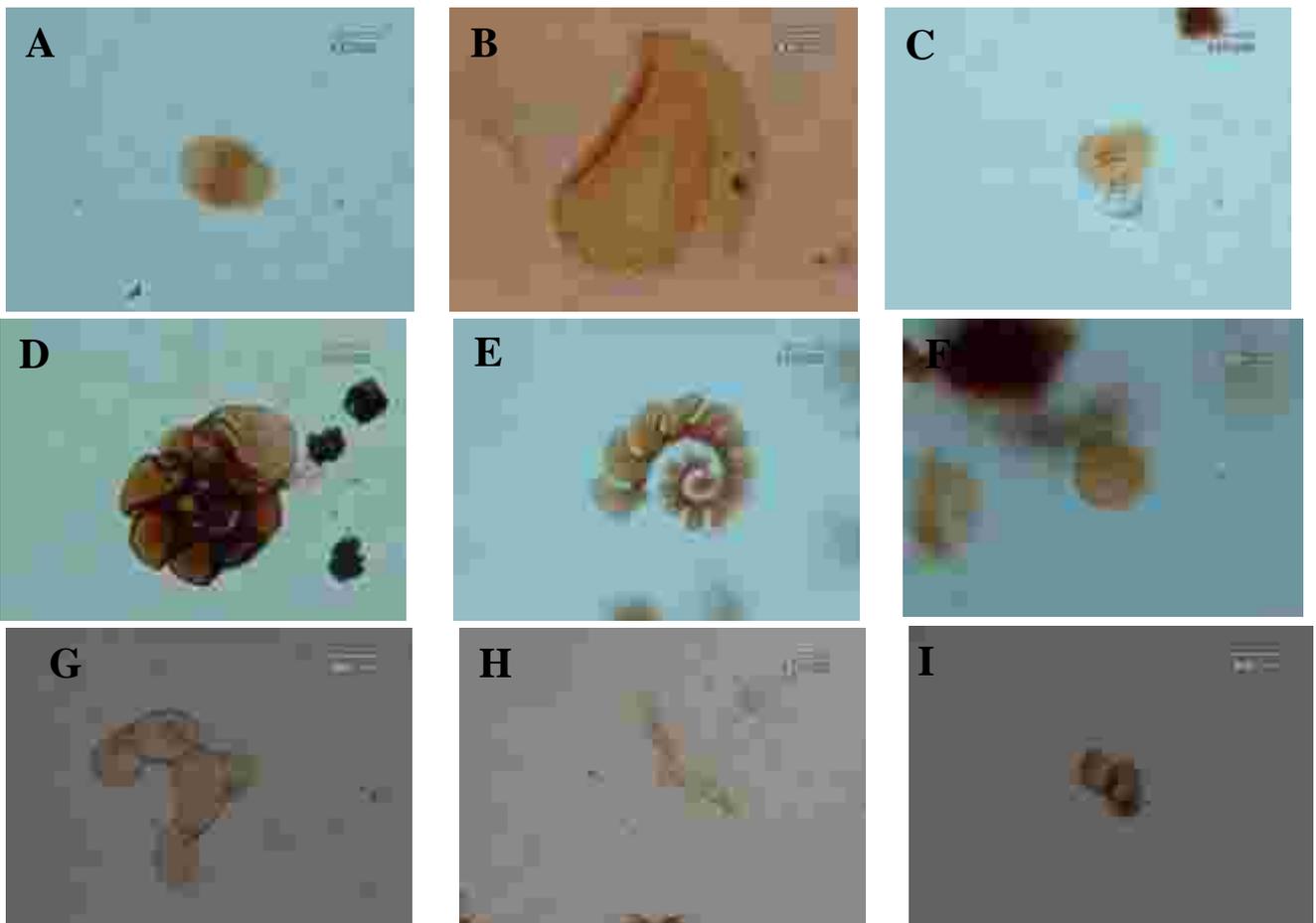


Planche XXXIII : Palynomorphes des formations des régions Bingerville-Bonoua.

A : *Psilastephanocolporites punctatus*. B : *Verrucatosporites usmensis*. C : *Perfotricolpites digitatus*. D et E : Tests internes de microforaminifères. F : *Retitricolpites clarensis*. G et H : *Pesavis* sp. I : *Dyadosporites* sp.

3. CARACTÉRISATION PALYNOLOGIQUE DES DÉPÔTS DE SAMO-ADIAKE

3.1. Contenu palynologique des formations de Samo

Les formations de Samo ont livré un seul pollen de *Sphaeralcea lindheimeri* bien conservé (TRAVERSE, 2007). On en a trouvé 56 spécimens dans une argile kaolinique blanche et jaune sombre (Planche XXXIV). La couleur de l'argile devient noire en profondeur à cause de la présence de bitume.

Interprétation paléoenvironnementale

Le pollen rencontré dans les argiles de Samo pourrait dater de l'Éocène car il n'a pas encore été retrouvé dans les époques déjà caractérisées. L'environnement de dépôt est une plaine d'inondation continentale.

3.2. Contenu palynologique des formations d'Adiaké

La datation relative des formations géologiques d'Adiaké a été faite à partir de l'étude palynologique des forages Adia 1, Adia 3, Adia 4 et Adia 5.

3.2.1. Contenu palynologique du forage Adia 1

Dans ce forage, les palynomorphes ont été rencontrés dans les argilites silteuses gris orange violacé (cote 39 m) et dans les shales sub-fissiles gris olive (cote 24 m). Les palynomorphes comprennent les spores, pollens, dinokystes, algues, et débris de végétaux supérieurs. On rencontre aussi des tests internes de microforaminifères. Les argiles de la cote 39 m ne livrent que des pollens. Les proportions entre les différents groupes de palynomorphes des shales sub-fissiles sont : 37,66 % de spores et pollens, 48,05 % de dinokystes et 12,99 % d'algues. Les microforaminifères constituent 1,30 %. La répartition des palynomorphes caractéristiques du forage est illustrée à la figure 65.

L'échantillon de la cote 39 m renferme une seule espèce de pollen *Tricolporopollenites* sp. Cette espèce est très bien conservée, mais très rare dans le sédiment.

Dans les sédiments de la cote 24 m, on a trouvé 22 spécimens de palynomorphes comprenant 54,54 % de spores et pollens, 36,36 % de dinokystes, 4,55 % d'algues. On trouve également 4,55 % de tests internes de microforaminifères.

Les différentes espèces de dinokystes rencontrées sont : *Adnatosphaeridium multispinosum*, *Batiacasphaera* spp., *Cordosphaeridium exilimurum*, *Exochosphaeridium* spp., *Operculodinium* spp., *Senegalinium microspinosum*, *Spiniferites* spp., et *Senegalinium* spp. Ces dinokystes sont mal conservés mais parfois identifiables. Ils sont associés aux spores et pollens suivants : *Cyathidites australis*, *Deltoidospora* spp., *Distaverrusporites simplex*,

Foveotriletes margaritae, *Longapertites microfoveolatus*, *Monocolpites* spp., *Monocolpopollenites* spp., *Monosulcites* spp., *Proteacidites* sp., *Rugulatisporites caperatus*, *Scabratrporites annellus* et *Triporoletes blanensis*. Ces palynomorphes sont bien conservés dans l'ensemble. Les algues rencontrées appartiennent au genre *Palambages* qui sont des algues d'eau douce.

3.2.1.1 Contexte palynostratigraphique

On distingue dans le forage Adia 1 le Maastrichtien et le Quaternaire. Le Maastrichtien a été défini par les dinokystes tels que *Senegalinium microspinosum*, *spiniferites* spp., et *Senegalinium* sp. associés aux spores et pollens suivants : *Distaverrusporites simplex*, *Foveotriletes margaritae*, *Longapertites microfoveolatus* et *Triporoletes blanensis*. Ces palynomorphes sont bien conservés sauf les *Senegalinium* qui ont été remaniés. Le Quaternaire est caractérisé par la « Terre de barre ». Le Plio-Quaternaire serait présent.

Le forage Adia 1 peut être divisé en quatre intervalles stratigraphiques :

- l'intervalle (58-24 m) daterait du Maastrichtien et comprend des sables, des sables bitumineux et des argiles kaoliniques ;
- l'intervalle (24-23 m) daté Maastrichtien est composé de shales sub-fissiles gris olive ;
- l'intervalle (23-9 m) formé de sable et d'argile sableuse daterait du Plio-Quaternaire ;
- l'intervalle (9-0 m) daté du Quaternaire correspond à la « Terre de barre ».

3.2.1.2 Interprétation paléoenvironnementale

La présence de *Palambages* sp., de tests internes de microforaminifères, de débris de végétaux supérieurs et d'inertinites dans les shales sub-fissiles gris olive suggère un milieu de mangrove communiquant avec la mer. Cet environnement est influencé par les dépôts continentaux. Les argilites silteuses gris orange violacé se sont sédimentées dans un environnement continental de plaine d'inondation dépourvu de matière organique. Cela explique l'absence d'organisme marin.

3.2.2. Contenu palynologique du forage Adia 3

Le forage Adia 3 renferme des palynomorphes dans les shales sub-fissiles alternant avec les sables dans l'intervalle (94-47 m). Ils sont constitués de dinokystes, de spores et pollens, d'algues et de fungal ainsi que de tests internes de microforaminifères. Les dinokystes rencontrés sont : *Adnatosphaeridium multispinosum*, *Apectodinium* spp., *Dinogymnium westralium*, *Dinogymnium acuminatum*, *Dinogymnium cretaceum undulocostata*, *Dinogymnium cooksonae*, *Operculodinium centrocarpum*, *Senegalinium bicavatum*, *Senegalinium microspinium*, *Senegalinium* spp., *Spiniferites ramosus* et *Spiniferites* spp.

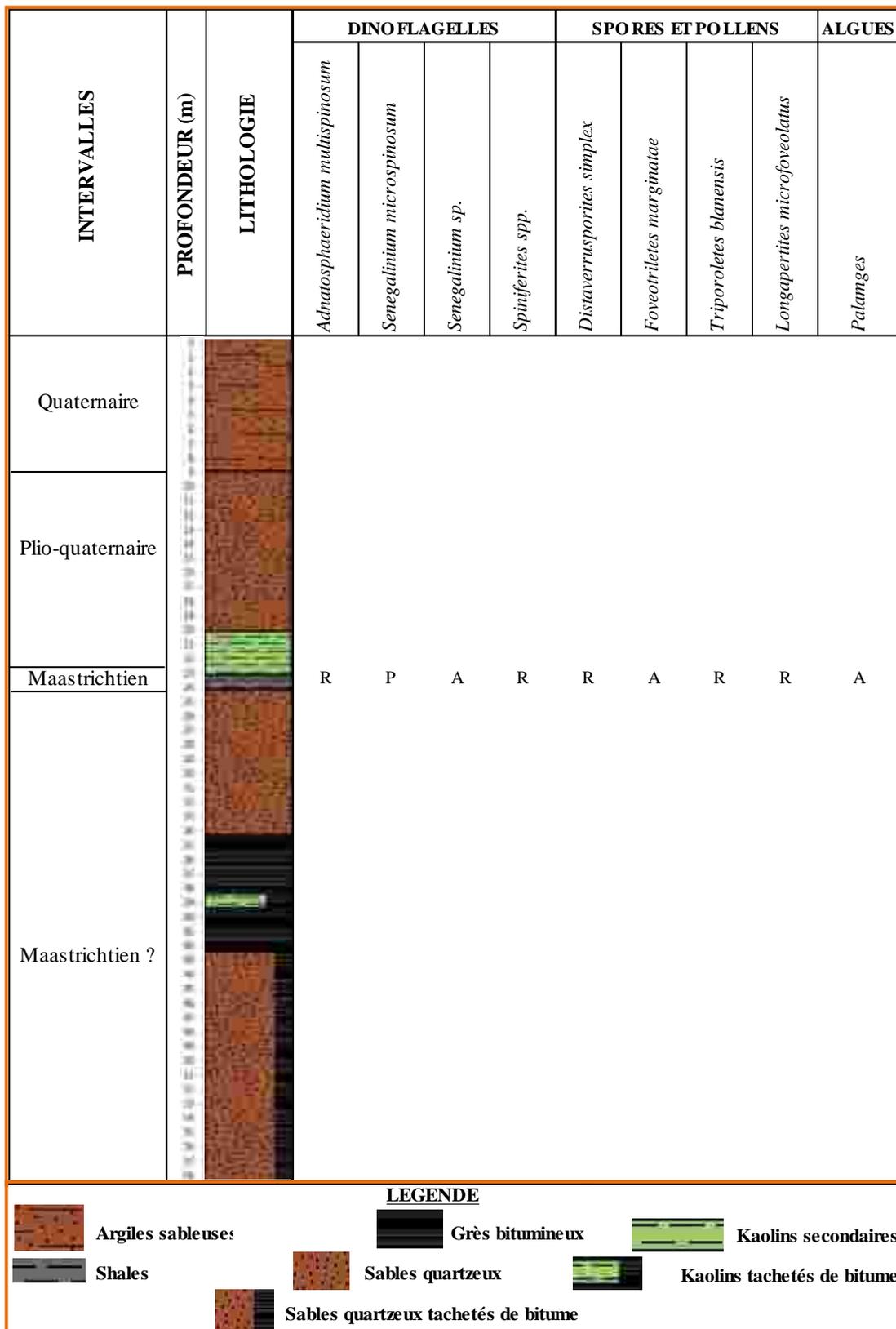


Figure 65 : Répartition des palynomorphes caractéristiques dans le forage Adia 1
(A : abondant ; P : présent ; R : rare)

Les spores et pollens sont : *Cardioangulina crassiparietalis*, *Cyathidites minor*, *Distaverrusporites simplex*, *Echitriporites trianguliformis*, *Ephedripites multicostatus*, *Exochosphaeridium bifidum*, *Foveotriletes margaritae*, *Inaperturopollenites* spp., *Longapertites marginatus*, *Longapertites microfoveolatus*, *Monocolpites marginatus*, *Monocolpopollenites* sp., *Monosulcites* sp., *Proteacidites* sp., *Retimonocolpites* spp., *Syncolporites ifeensis*, *Syncolporites lisamae*, *Syncolporites subtilis*, *Tricolpites* sp., *Triporoletes cenomanianus*, *Triporoletes blanensis*, *Tubistephanocolpites cylindricus* et un pollen indéterminé (ind1).

On trouve dans les shales de la cote 48 m, des algues (*Palambages* sp. et *Pediastrum* sp.), une spore de fungal (*Pluricellaesporites* sp.) du Paléogène et des tests internes de microforaminifères.

Les débris de végétaux et la matière organique amorphe sont présents dans tous les shales.

3.2.2.1 Contexte palynostratigraphique

Dans le forage Adia 3, les associations palynologiques ont mis en évidence le Maastrichtien entre les cotes 94 et 47 m. Les intervalles (99-94 m) et (47-0 m) n'ont pu être datés faute de palynomorphes (Figure 66).

Le Maastrichtien est daté par les dinokystes *Adnatosphaeridium multispinosum*, *Dinogymnium acuminatum*, *Dinogymnium cretaceum undulocostata*, *Dinogymnium cooksonae*, *Dinogymnium westralium*, *Operculodinium centrocarpum*, *Senegalinium bicavatum*, *Senegalinium microspinium* et *Spiniferites ramosus*. Ces dinokystes sont associés aux spores et pollens *Distaverrusporites simplex*, *Ephedripites multicostatus*, *Echitriporites trianguliformis*, *Exochosphaeridium bifidum*, *Foveotriletes margaritae*, *Longapertites marginatus*, *Longapertites microfoveolatus*, *Syncolporites ifeensis*, *Syncolporites lisamae*, *Syncolporites subtilis*, *Triporoletes cenomanianus*, *Triporoletes blanensis* et *Tubistephanocolpites cylindricus*.

Le genre *Dinogymnium* présent aux cotes 94 m et 92 m est absent dans les niveaux caractéristiques du Maastrichtien et fait place aux espèces *Cyathidites minor*, *Distaverrusporites simplex*, *Echitriporites trianguliformis* et *Tubistephanocolpites cylindricus*. Les espèces *Operculodinium centrocarpum* et *Foveotriletes margaritae* sont mal conservées dans les shales compris entre les cotes 94 et 92 m. Les spécimens de *Senegalinium* sont mal conservés dans l'ensemble des shales. Cette mauvaise conservation suggérerait un remaniement. Les formations situées sous la cote 94 m seraient d'âge Maastrichtien. Entre les cotes 48 et 47 m, on rencontre une spore de fungal *Pluricellaesporites* sp. qui date du

Paléogène. Le Tertiaire ici serait représenté par le Plio-Quaternaire dans l'intervalle (47-9 m). L'intervalle (9-0 m) azoïque correspond à la « Terre de barre » datée du Quaternaire.

3.2.2.2 Interprétation paléoenvironnementale

Les shales de l'intervalle (94-90 m) comprenant une intercalation de sables entre 93 et 92 m se sont déposés dans un environnement prodeltaïque à influence marine. Cet intervalle renferme beaucoup de débris de végétaux bruns à noirs, d'amas de cuticules et un peu de matière organique amorphe. Les dinokystes sont très abondants. On y rencontre des algues de mangrove (*Pediastrum sp.*) et des tests internes de microforaminifères. La proportion de spores et pollens est très faible.

La présence de dinokystes, de spores et pollens dans l'intervalle (58-47 m) suggère un milieu de type mangrove avec une communication marine. Cela se traduit par la présence d'algues (*Palambages sp.* et *Plaesiodyctyon mosellanum*), d'amas de cuticules, de débris de végétaux et d'inertinites. L'intervalle (58-47 m) comprend un banc de sable bitumineux de trois mètres d'épaisseur et un banc de sables d'un mètre d'épaisseur. Ils sont situés respectivement dans les sous-intervalles 57-54 m et 49-48 m. Ces sous-intervalles traduisent un environnement fluvial alternant avec la mangrove dans l'intervalle (58-47 m).

Le Maastrichtien du forage Adia 3 est caractérisé par un milieu de type mangrove à communication marine soumis à l'alternance de progradation et de rétrogradation du delta. Cette alternance est à l'origine du remaniement des espèces *Operculodinium centrocarpum* et *Foveotriletes margaritae* et du genre *Senegalinium*. Ces alternances sont tributaires des apports sédimentaires, des variations eustatiques et de la subsidence.

3.2.3. Contenu palynologique du forage Adia 4

On rencontre les palynomorphes dans les argilites silteuses bariolées et dans les shales sub-fissiles gris à gris sombre. Seuls les shales gris contiennent assez de palynomorphes à la cote 91 m (Figure 67). Ces palynomorphes comprennent des dinokystes et des spores et pollens. Les argilites silteuses bariolées contiennent un seul pollen et cela à la cote 87 m. Les dinokystes identifiés sont : *Cordosphaeridium inodes*, *Phelodinium magnificum*, *Senegalinium bicavatum*, *Senegalinium granulostriatum*, *Senegalinium microspinosum*, *Operculodinium spp.*, *Senegalinium spp.* et *Spiniferites spp.* Ils sont associés aux spores et pollens *Chenopodipollis multiplex*, *Deltoidospora spp.*, *Dictyophyllidites equiexinus*, *Distaverrusporites simplex*, *Echitriporites trianguliformis*, *Foveotriletes marginatae*, *Inaperturopollenites spp.*, *Longapertites microfoveolatus*, *Monocolpopollenites marginatus*, *Monosulcites sp.* et *Periretisyncolpites magnosagenatus*. On trouve aussi un pollen indéterminé (ind2) et des tests internes de microforaminifères.

3.2.3.1 Contexte palynostratigraphique

Le forage Adia 4 est constitué dans le sens de la sédimentation de :

- le Maastrichtien a été reconnu dans l'intervalle (91-90 m) avec les dinokystes *Senegalinium bicavatum*, *Senegalinium granulostriatum*, *Senegalinium microspinosum*. Ces espèces sont bien conservées à l'exception des *Senegalinium granulostriatum* et *Senegalinium microspinosum*. Les spores et pollens associés sont bien conservés et comprennent *Distaverrusporites simplex*, *Echitriporites trianguliformis*, *Foveotriletes marginatae*, *Longapertites microfoveolatus*, *Monocolpopollenites marginatus* et *Periretisyncolpites magnosagenatus*. La présence de *Chenopodipollis multiplex* dans l'intervalle (91-90 m) marque la limite entre le Maastrichtien et le Plio-Quaternaire.

- le Plio-Quaternaire, discordant sur le Maastrichtien, a été identifié dans l'intervalle (90-0 m) grâce au pollen *Chenopodipollis multiplex*. C'est un pollen caractéristique du Plio-Quaternaire. Les palynomorphes du Maastrichtien sont absents dans les formations du Plio-Quaternaires.

3.2.3.2 Interprétation paléoenvironnementale

Les shales du Maastrichtien contiennent des tests internes de microforaminifères, d'amas de cuticules, de débris de végétaux, d'inertinites, de dinokystes et de spore et pollen. Cela indique que les shales se sont déposés dans un environnement de type mangrove à communication marine car la production autochtone est sensiblement voisine de la production allochtone. Ces shales sont contemporains des shales du forage Adia 3. Le Maastrichtien est caractérisé par le passage d'un milieu fluvial (95 m) à une mangrove (90 m).

L'alternance de sables et d'argilites silteuses bariolées des formations du Plio-Quaternaire indique un milieu fluvial à plaine d'inondation.

La corrélation stratigraphique entre les forages Adia 3 et Adia 4 permet de mettre une équivalence entre l'intervalle (47-0 m) du forage Adia 3 et l'intervalle (90-0 m) du forage Adia 4. Les deux forages ne sont distants que de 2,66 km. On peut en conclure que l'intervalle (47-0 m) du forage Adia 3 date du Plio-Quaternaire.

3.2.4. Contenu palynologique du forage Adia 5

Les palynomorphes du forage sont contenus dans les grès quartzo-glaucifères à muscovite avec un ciment argileux de couleur grise à gris sombre. Ces grès se rencontrent dans l'intervalle (44-42 m). On trouve aussi des palynomorphes dans les glauconies très fines de couleur gris verdâtre sombre à vert olive grisâtre de l'intervalle (61-52 m). Les palynomorphes comprennent des dinokystes, des spores et des pollens et un fungal mal conservé (Figure 68).

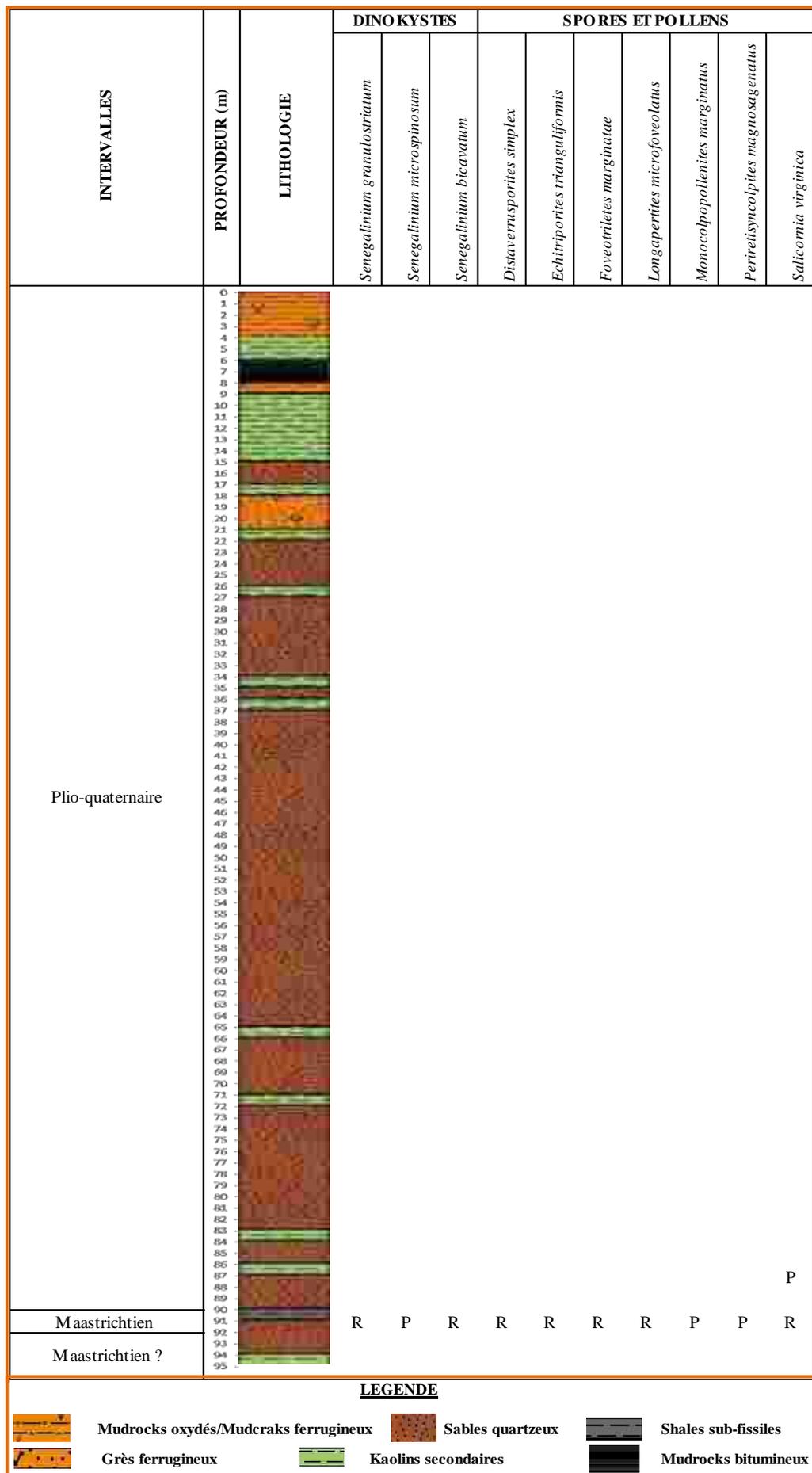


Figure 67 : Répartition des palynomorphes caractéristiques dans le forage Adia 4 (P : présent ; R : rare)

Les dinokystes identifiés dans le forage Adia 5 sont *Aredigera* sp., *Cerodinium diebelii*, *Cerodinium granulostriatum*, *Cerodinium leptodermum*, *Cerodinium* sp., *Cordosphaeridium* spp., *Cribroperdinium edwardsii*, *Palaeocystodinium golzowense*, *Selenopemphix nephroides*, *Spiniferites ramosus* et *Spiniferites* spp, ces espèces étant mal conservées. Ces dinokystes sont associés aux spores et pollens suivants : *Bombacacidites* sp., *Mauritiidites* sp., *Monosulcites* spp., *Periretisyncolpites magnosagenatus*, *Scabretricolporites annelus*, *Spinizonocolpites baculatus* (mal conservée), *Syncolporites* spp. et *Verrucatosporites usmensis*.

3.2.4.1 Contexte palynostratigraphique

Le forage Adia 5 est composé d'un mélange de palynomorphes du Maastrichtien et du Danien et d'autres qui dateraient de l'Oligocène. Ce mélange correspond à un remaniement tardif au regard de la position du forage au Sud de la Faille des Lagunes dont le rejet est estimé à au moins 4 000 m (BAMBA *et al.*, 2011).

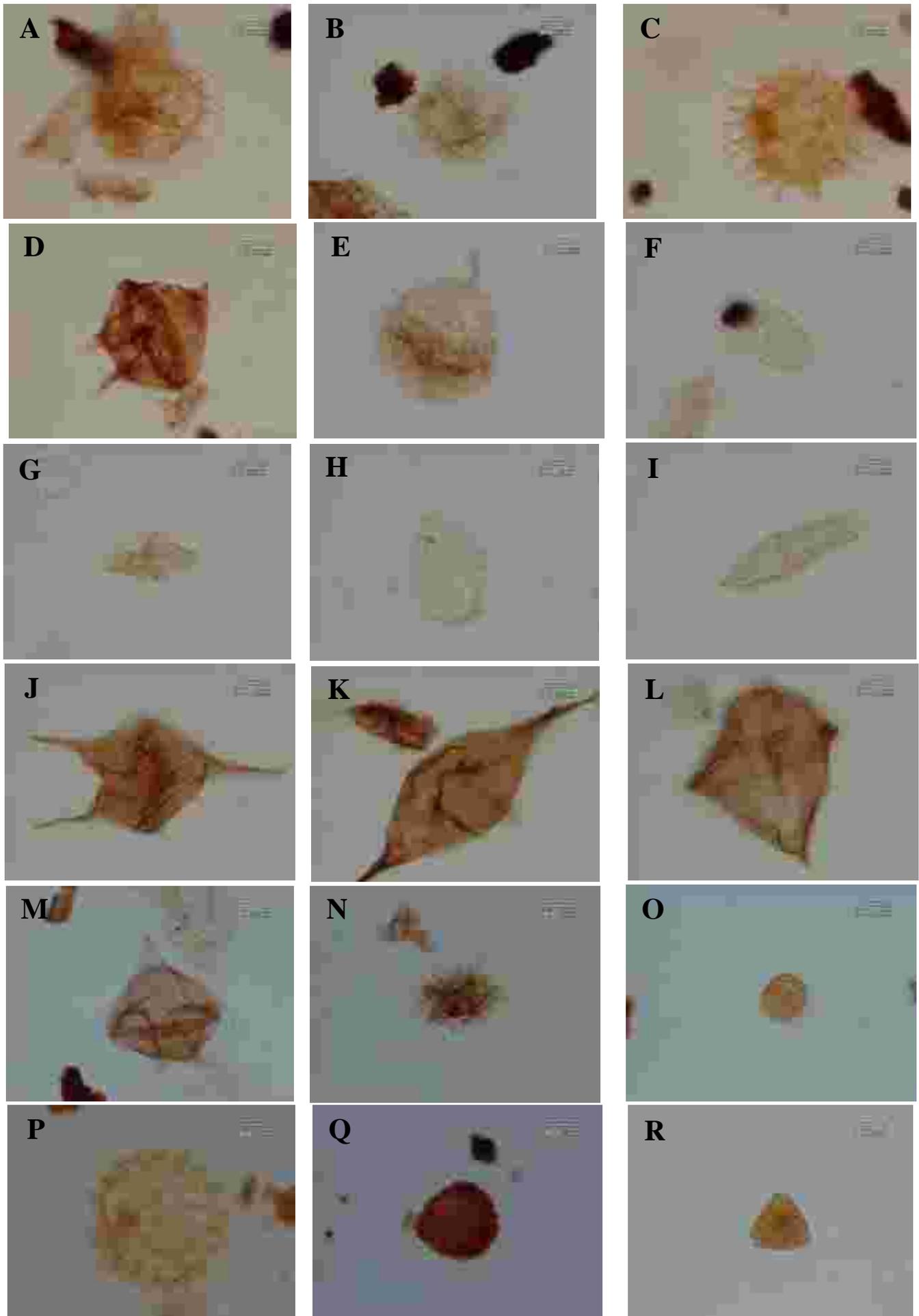
Dans l'intervalle (61-52 m), on rencontre des débris de végétaux, des fragments de dinokystes oxydés et d'amas de cuticules alors que l'intervalle (52-48 m) est azoïque.

L'intervalle (48-42 m) daterait de l'Oligocène terminal au regard de la régression intervenue dans cet intervalle. Les espèces y sont rares, mais bien conservées et comprennent *Bombacacidites* sp., *Verrucatosporites usmensis*, *Selenopemphix nephroides* et *Spiniferites ramosus*. La pauvreté en palynomorphes serait due au caractère grossier des sédiments. L'intervalle (42-0 m) daterait du Plio-Quaternaire.

3.2.4.2 Interprétation paléoenvironnementale

La présence de fragments de dinokystes oxydés traduit un remaniement à une époque plus récente des palynomorphes du Maastrichtien et du Danien venant du Nord de la Faille des Lagunes. Au Nord de cette faille, la plupart de ces palynomorphes y sont absents. Les formations comportant ces palynomorphes sont des dépôts prodeltaïques évoluant dans le sens de la sédimentation vers un milieu marin profond. L'Oligocène (?) montre des dépôts marins évoluant vers un milieu mangrove sous un climat tropical car l'espèce *Bombacacidites* sp. caractérise les mangroves.

Dans la région d'Adiaké, la zone située au Nord de la Faille des Lagunes est une zone où les formations du Miocène et du Paléogène ainsi qu'une partie du Maastrichtien ont été érodées. C'est ce qui a produit le remaniement des formations situées au Sud de cette faille. On y rencontre des associations de palynomorphes d'époques différentes (Planche XXXIV).



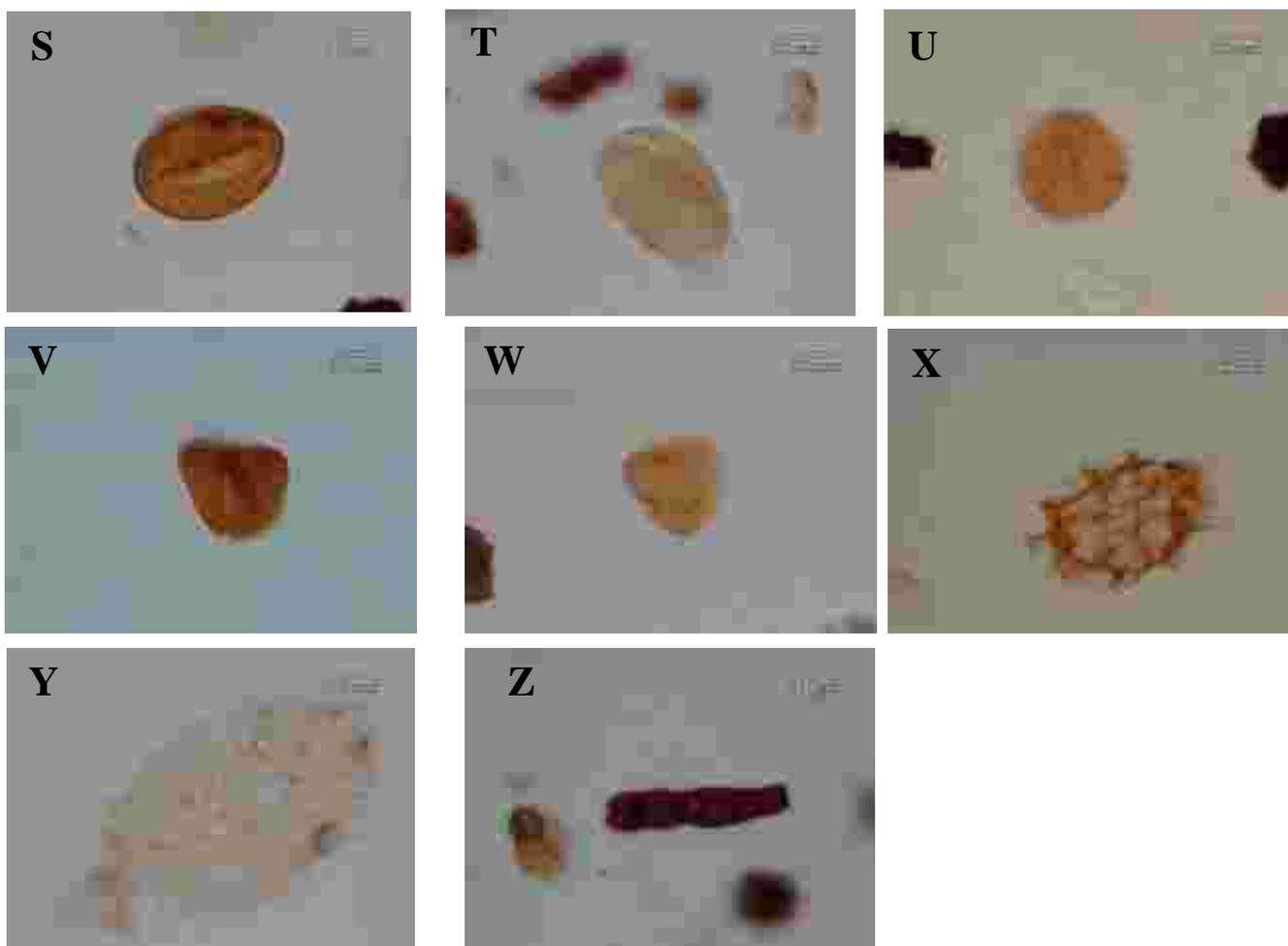


Planche XXXIV : Palynomorphes des formations des régions Samo-Adiaké.

A et B : *Adnatosphaeridium multispinosum*. **C :** *Cordosphaeridium exilimurum*. **D :** *Senegalinium microspinosum*. **E :** *Operculodinium centrocarpum*. **F :** *Dinogymnium cretaceum undulocostata*. **G :** *Dinogymnium westralium*. **H :** *Dinogymnium cooksonae*. **I :** *Dinogymnium acuminatum*. **J :** *Cerodinium diebelii*. **K :** *Palaeocystodinium golzowense*. **L :** *Cribroperdidinium edwardsii*. **M :** *Senegalinium bicavatum*. **N :** *Spinizonocolpites baculatus*. **O :** *Tubistephanocolpites cylindricus*. **P :** Pollen de *Sphaeralcea lindheimeri*. **Q :** *Distaverrusporites simplex*. **R :** *Echitriporites trianguliformis*. **S :** *Monocolpopollenites marginatus*. **T :** *Longapertites microfoveolatus*. **U :** *Triporoletes blanensis*. **V :** *Foveotriletes margaritae*. **W :** *Bombacacidites* sp. **X :** *Palambages* sp. **Y :** *Plaesiodictyon mosellanum*. **Z :** *Pluricellaesporites* sp.

4. CARACTÉRISATION PALYNOLOGIQUE DE LA RÉGION ÉBOÏNDA

La caractérisation palynologique des formations d'Éboïnda a été faite à partir des déblais de forages hors lagune (Ebo 1, Ebo 2, Ebo 5 et Ebo 6) et de forages lagune (Ebl 1, Ebl 2, Ebl 3 et Ebl 4). Les palynomorphes des forages d'Éboïnda sont illustrés sur la planche XXXV.

4.1. Contenu palynologique des forages Éboïnda hors lagune

L'étude palynologique des forages d'Éboïnda hors lagune a permis de dater le Maastrichtien et le Plio-Quaternaire.

4.1.1. Contenu palynologique du forage Ebo 1

Les palynomorphes du forage Ebo 1 sont constitués de dinokystes, spores et pollens (Figure 69). Dans la préparation palynologique, on retrouve des amas de cuticules, des inertinites et des débris de végétaux. Ces palynomorphes ont été trouvés dans les shales fissiles gris foncé à gris olive clair de la cote 76 m et dans les argiles jaune ocre et blanc de la cote 67 m. On rencontre également un insecte (cote 67 m).

Les dinokystes identifiés sont : *Hystrichokolpoma bulbosum*, *Operculodinium centrocarpum* et *Spiniferites* sp. Les spores et pollens comprennent *Chenopodipollis multiplex*, *Constructipollenites infectus*, *Cyathidites australis*, *Deltoidospora* aff. *germanica*, *Deltoidospora* sp., *Foveotriletes margaritae*, *Faveosporites subtriangularis*, *Gleicheniidites* sp., *Monocolpopollenites* sp., *Monosulcites* sp., *Periretisyncolpites magnosagenatus*, *Retimonocolpites* spp., *Spiniferites* sp. et *Syncolporites* sp.

4.1.1.1 Contexte palynostratigraphique

Les palynomorphes sont inégalement répartis dans le forage Ebo 1. Dans l'intervalle (69-65 m), on ne trouve que *Chenopodipollis multiplex*. Les shales de la cote 76 m renferment des spores et pollens et des dinokystes. Le pollen *Chenopodipollis multiplex* en forte quantité permet de définir le Plio-Quaternaire dans l'intervalle (75-10 m). L'intervalle (10-0 m) correspond à la « Terre de barre » datée du Quaternaire. L'intervalle (84-75 m) daterait du Maastrichtien. Aucune espèce n'est caractéristique du Maastrichtien, mais des espèces datant du Crétacé supérieur comme *Faveosporites subtriangularis* et *Deltoidospora* aff. *germanica*. Les shales renferment *Foveotriletes margaritae*, *Faveosporites subtriangularis* et *Periretisyncolpites magnosagenatus*. Ces espèces sont associées aux dinokystes *Hystrichokolpoma bulbosum*, *Operculodinium centrocarpum* et *Spiniferites* sp.

L'insecte appartient au genre *Acaridae* et mesure 145 µm de long portant deux paires de tentacules dont les longueurs sont 60 µm et 70 µm.

4.1.1.2 Interprétation paléoenvironnementale

Le paléoenvironnement des shales supposés d'âge Maastrichtien est de type prodelta à influence marine. On y trouve une forte proportion d'amas de cuticules, de débris de végétaux et d'inertinites. Les spores et pollens sont très abondants. Le Plio-Quaternaire et le Quaternaire sont caractérisés par un milieu continental (76-0 m).

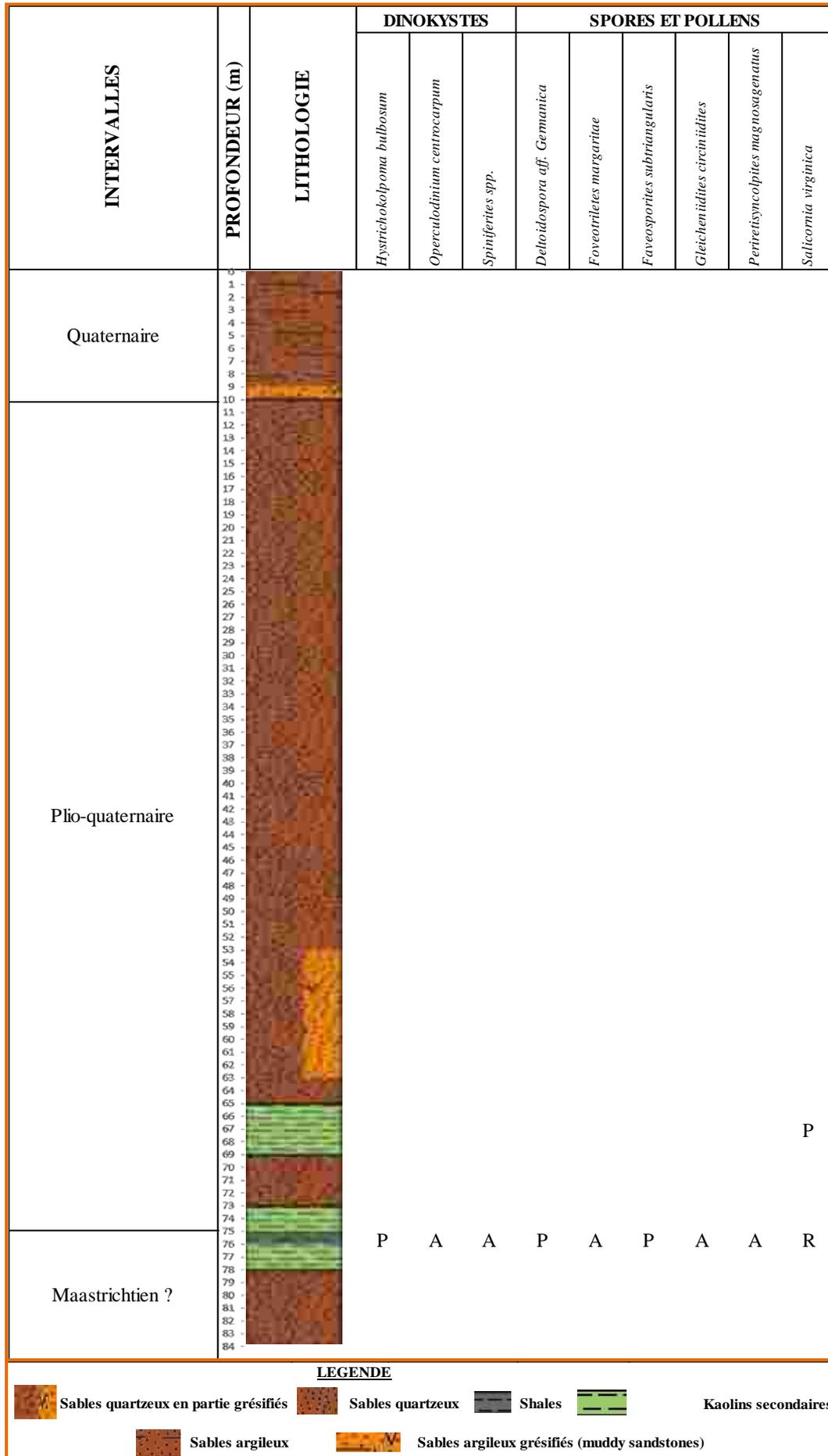


Figure 69 : Répartition des palynomorphes dans le forage Ebo 1

(A : abondant ; P : présent ; R : rare)

4.1.2. Contenu palynologique des formations du forage Ebo 2

Ce forage renferme des dinokystes, spores, pollens, algues, amas de cuticules, inertinites et débris de végétaux. Ces palynomorphes sont présents dans les argiles kaoliniques jaune ocre et blanc, et dans les « mudrocks » gris. Ils sont rares sauf dans les sédiments gris (Figure 70).

Les dinokystes rencontrés comprennent *Cordosphaeridium* spp., *Operculodinium centrocarpum*, *Operculodinium* sp, *Senegalinium granulostriatum*, *Spiniferites cornutus*, *Spiniferites ramosus* et *Spiniferites* spp. Les spores et pollens présents sont : *Ariadnaesporites spinosa*, *Chenopodipollis multiplex*, *Deltoidospora australis*, *Deltoidospora germanica*, *Deltoidospora* sp., *Distaverrusporites simplex*, *Echitriporites* sp., *Ephedripites* sp., *Foveotriletes margaritae*, *Longapertites microfoveolatus*, *Longapertites* spp., *Monocolpites* sp., *Monocolpopollenites* sp., *Monosulcites* spp., *Periretisyncolpites magnosagenatus*, *Proteacidites* spp., *Retimonocolpites* sp., *Scabratrporites annelus*, *Spinizonocolpites baculatus*, *Syncolpites* spp., *Tubistephanocolpites cylindricus* et une spore indéterminée (ind3). Ces espèces à l'exception de *Chenopodipollis multiplex* sont mal conservées et oxydées. Les algues sont constituées d'une espèce *Palambages* sp. rencontrée à la cote 86 m.

4.1.2.1 Contexte palynostratigraphique

Dans ce forage, les dinokystes sont connus dans les sédiments gris des cotes 86 m et 11 m. Les autres sédiments ne renferment que des spores et pollens.

Les palynomorphes permettent de dater le Maastrichtien et le Plio-Quaternaire. Les dinokystes du Maastrichtien (86-85 m) sont : *Operculodinium centrocarpum*, *Senegalinium granulostriatum*, *Spiniferites ramosus*. Ils sont associés aux spores et pollens caractéristiques du Maastrichtien comme : *Ariadnaesporites spinosa*, *Deltoidospora germanica*, *Distaverrusporites simplex*, *Foveotriletes margaritae*, *Periretisyncolpites magnosagenatus*, *Spinizonocolpites baculatus* et *Tubistephanocolpites cylindricus*. L'âge de l'intervalle (97-86 m) n'est pas connu, mais pourrait dater du Maastrichtien. Le Plio-Quaternaire est défini par la présence de *Chenopodipollis multiplex* dans les argiles kaoliniques de l'intervalle (85-5 m). On trouve ce pollen à la cote 11 m associé aux espèces maastrichtiennes *Foveotriletes margaritae*, *Spinizonocolpites baculatus*, *Longapertites microfoveolatus*, *Longapertites* spp., *Monocolpites* sp., *Monocolpopollenites* sp., *Monosulcites* spp., *Retimonocolpites* sp., *Spiniferites* spp., *Syncolpites* spp., *Tubistephanocolpites cylindricus* et *Spiniferites ramosus*.

La mauvaise conservation et le caractère oxydé des espèces maastrichtiennes montrent qu'elles ont été remaniées durant le Plio-Quaternaire. Ce remaniement provient de l'érosion des formations du Tertiaire. L'intervalle (4-0 m) correspond à la « Terre de barre » datée du Quaternaire.

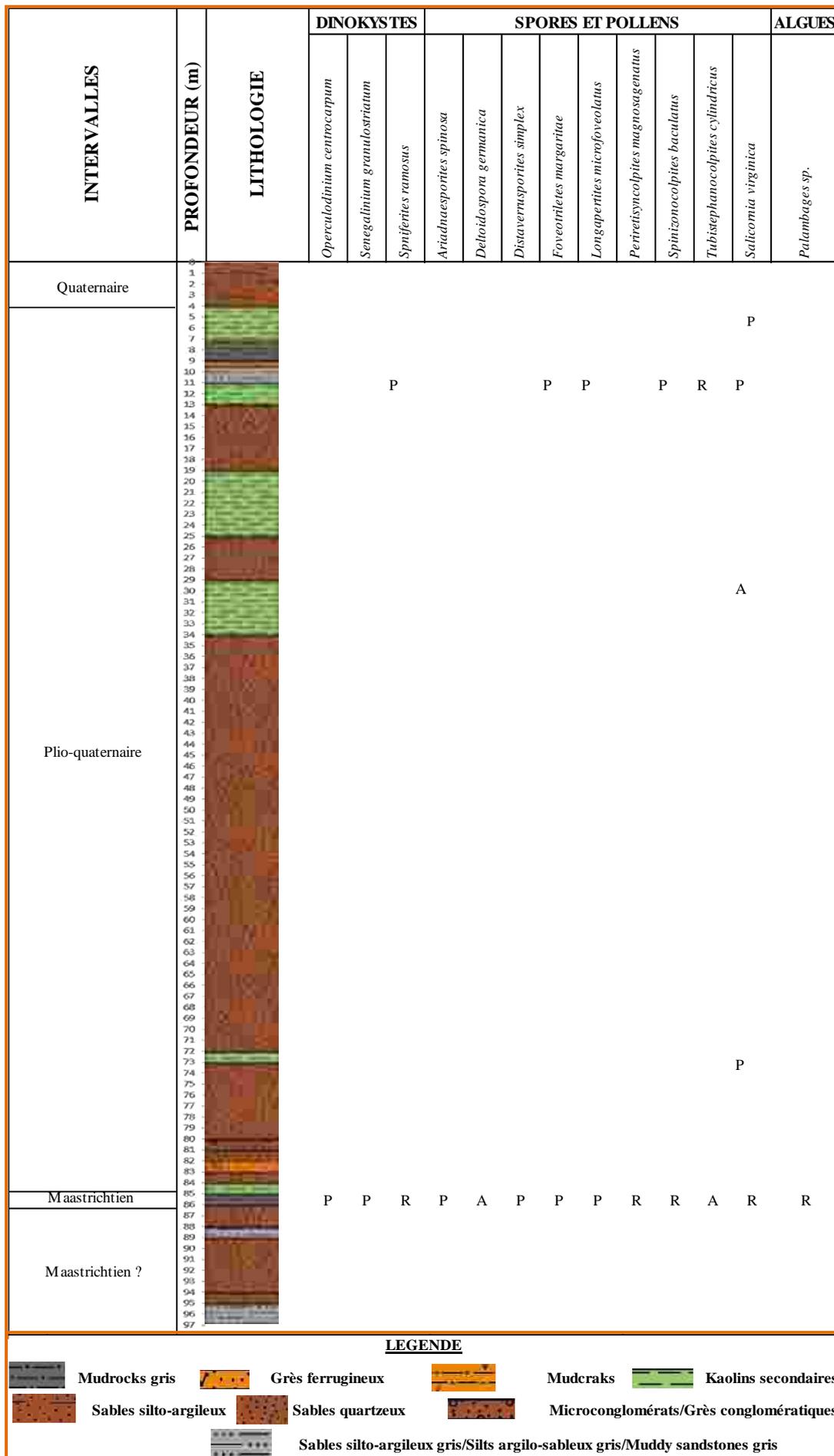


Figure 70 : Répartition des palynomorphes dans le forage Ebo 2 (A : abondant ; P : présent ; R : rare)

Par corrélation bio-lithostratigraphique, on remarque que les « mudrocks » du forage Ebo 2 de l'intervalle (86-85 m) sont de même âge que les shales du forage Ebo 1 compris entre les cotes 76 et 75 m. Le Maastrichtien est donc présent dans le forage Ebo 1 (76-75 m).

4.1.2.2 Interprétation paléoenvironnementale

Le Maastrichtien est caractérisé par un paléoenvironnement de type mangrove grâce à la présence d'une algue d'eau douce *Palambages* sp. Le Plio-Quaternaire et le Quaternaire correspondent à un paléoenvironnement continental. Un paléo-milieu deltaïque existe au Plio-Quaternaire entre les cotes 11 m et 9 m. Ce paléo-milieu comprend une grande abondance de spores et pollens et quelques débris de végétaux.

4.1.3. Contenu palynologique du forage Ebo 5

Les palynomorphes sont peu abondants dans ce forage et comprennent des dinokystes et des pollens. On y trouve aussi des matières organiques amorphes, des débris de végétaux et des inertinites. Les palynomorphes se rencontrent dans les shales gris olive (20-17 m) et les glauconies de couleur verte (10-9 m et 21-20 m). La plupart sont très mal conservés et non identifiables en raison du remaniement. Les dinokystes identifiés sont : *Apectodinium homomorphum*, *Homotriblium tenuispinosum* et *Spiniferites* spp. Les pollens reconnus sont : *Monosulcites* spp. et *Inaperturopollenites* sp.

4.1.3.1 Contexte palynostratigraphique

Les palynomorphes ne permettent pas de dater les formations du forage Ebo 5.

4.1.3.2 Interprétation paléoenvironnementale

Les intervalles (21-20 m), (20-17 m) et (10-9 m) montre la présence de bitume qui masque la matière organique amorphe. Dans les intervalles (21-20 m) et (10-9 m), la matière organique est absente. La palynologie ne permet pas de caractériser le milieu de dépôt de ces intervalles. La présence de tourmaline saine pourrait suggérer une plaine d'inondation, mais l'intervalle (20-17 m) caractérise un paléo-delta.

4.1.4. Contenu palynologique du forage Ebo 6

L'étude palynologique du forage Ebo 6 a révélé la présence de dinokystes et de pollens (Figure 71). Les pollens ont été rencontrés dans les kaolins bariolés des intervalles (48-47 m) et (16-15 m). Les dinokystes se rencontrent uniquement dans l'intervalle (16-15m) constitué d'argilites silteuses gris très clair. Les pollens sont rares dans les deux intervalles, mais les dinokystes sont abondants. Parmi les pollens, seul *Chenopodipollis multiplex* a pu être déterminé dans l'intervalle (48-47 m). Les dinokystes reconnus sont *Cannosphaeropsis franciscana* et *Operculodinium centrocarpum*. Les autres pollens et dinokystes sont mal conservés et non identifiables, ce qui suggère un remaniement.

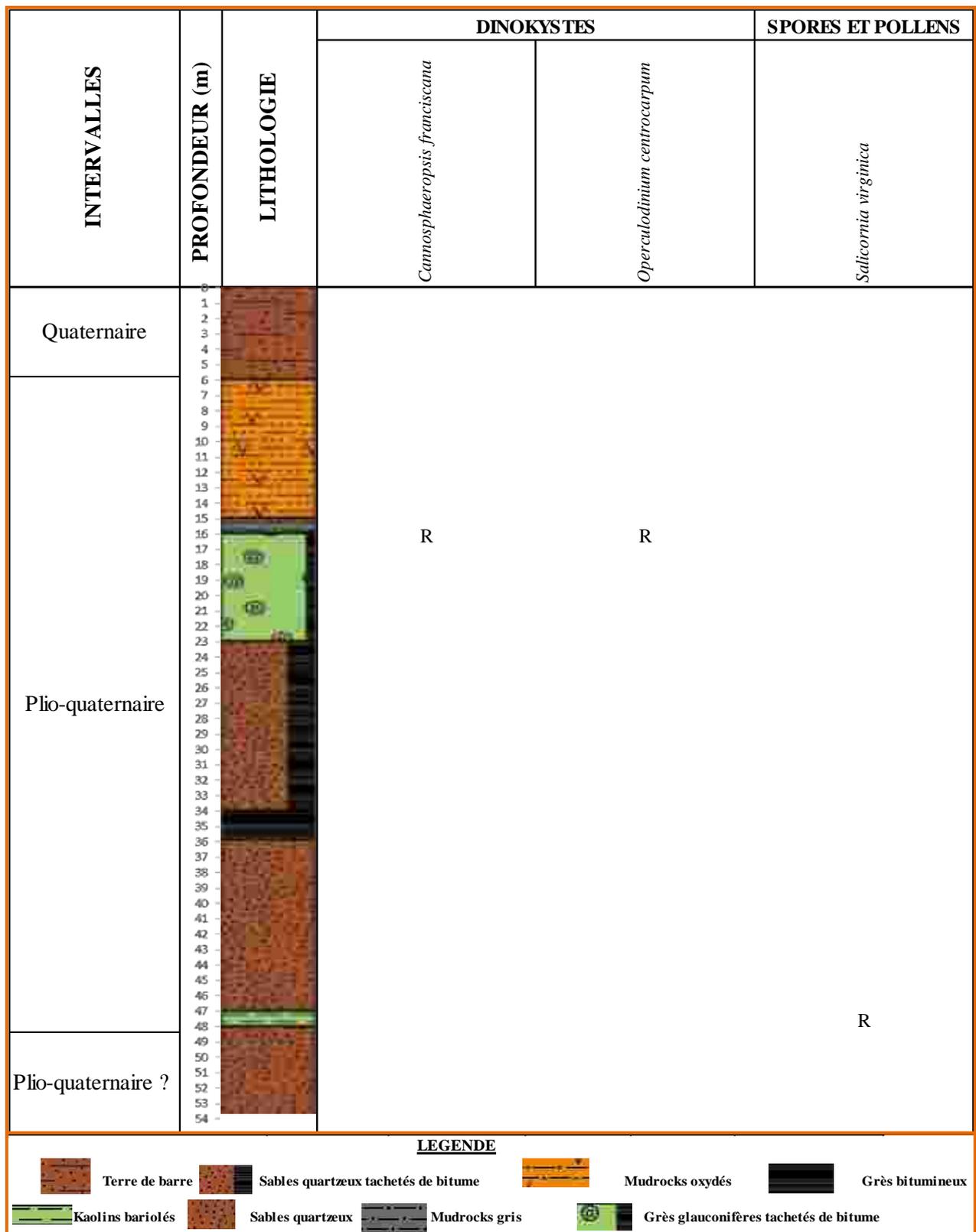


Figure 71 : Répartition des palynomorphes dans le forage Ebo 6 (R : rare)

On retrouve également une forte proportion de tourmaline et d'inertinites dans l'intervalle (16-15 m). Dans l'ensemble, le forage Ebo 6 est pauvre en palynomorphes.

4.1.4.1 Contexte palynostratigraphique

La présence de *Chenopodipollis multiplex* dans l'intervalle (48-47 m) permet de le dater du Plio-Quaternaire. On peut rapporter au même âge l'ensemble de l'intervalle (48-6 m). L'intervalle (54-48 m) daterait aussi du Plio-Quaternaire. L'intervalle (6-0 m) étant constitué de la « Terre de barre » date du Quaternaire.

Le forage Ebo 6 est marqué par le remaniement des terrains antérieurs au Plio-Quaternaire.

4.1.4.2 Interprétation paléoenvironnementale

Dans le forage Ebo 6, l'étude palynologique a mis en évidence deux paléoenvironnements : un milieu continental dans l'intervalle (48-47 m) et un milieu lagunaire dans l'intervalle (16-15 m). Dans l'intervalle (16-15m), la proportion des dinokystes est supérieure à celle des pollens. Le paléo-milieu devrait correspondre au plateau continental, mais la forte concentration de tourmaline et d'inertinites caractérise plutôt une paléo-lagune. Ce changement de milieu est à l'origine du remaniement observé.

4.2. Contenu palynologique des forages Éboïnda lagune

L'étude palynologique des forages d'Éboïnda lagune a permis de distinguer un Maastrichtien fictif, un mélange de palynomorphes du Maastrichtien et du Danien, un Plio-Quaternaire et un Quaternaire.

4.2.1. Contenu palynologique du forage Ebl 1

Le forage Ebl 1 a livré des spores, pollens et fungal spores dans les argilites brun à gris modéré des cotes 15 m et 5 m (Figure 72). Les spores et pollens rencontrés sont *Buttinia andreevi*, *Chenopodipollis multiplex*, *Constructipollenites infectus*, *Deltoidospora* sp., *Laevigatosporites gracilis*, *Laevigatosporites* sp., *Monocolpopollenites* sp., *Monosulcites* sp., *Taxodiaceapollenites* sp., *Tricolpites* sp., *Tricolpopollenites* sp. et *Verrucatosporites usmensis*. Les fungal associés sont : *Dictyosporites* sp. et ?*Pluricellaesporites* sp. Ces fungal sont des espèces d'eau douce. On trouve un seul dinoflagellé *Cleistosphaeridium* sp. ainsi que la forme *Afyp* bien conservée. On trouve une forte concentration d'amas de cuticules bien préservés et quelques débris de végétaux.

4.2.1.1 Contexte palynostratigraphique

L'étude des palynomorphes du forage Ebl 1 montre la coexistence des palynomorphes du Maastrichtien, du Paléogène, du Néogène et du Quaternaire dans l'intervalle (24-0 m). L'espèce *Buttinia andreevi* est caractéristique du Maastrichtien. Le Paléogène est identifié grâce aux espèces *Cleistosphaeridium* sp., *Dictyosporites* sp. et *Dictyosporites* sp. Les espèces *Chenopodipollis multiplex*, *Taxodiaceapollenites* sp. et *Verrucatosporites usmensis* définissent le Néogène et le Quaternaire.

INTERVALLES	PROFONDEUR (m)	LITHOLOGIE	DINOKYSTE	SPORES ET POLLENS				FUNGI	
			<i>Cleisto.sp haeridium sp.</i>	<i>Butinia andreevi</i>	<i>Construcipollenites infectus</i>	<i>Ephedra sp.</i>	<i>Salicornia virginica</i>	<i>Verrucatosporites usmensis</i>	<i>Dictyosporites sp.</i>
Quaternaire	1 2 3 4 5 6		R	R	P	R			
Plio-quaternaire	7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23				R	P	P	R	R
Plio-quaternaire ?	24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72								

LEGENDE



Sables quartzeux



Mudrocks oxydés

Figure 72 : Répartition des palynomorphes dans le forage Ebl 1 (P : présent ; R : rare)

La forme *Afyp* est typiquement du Quaternaire (Planche XXXVI). Tout cela traduit un remaniement de ces formations au Plio-Quaternaire et au Quaternaire, ce qui a permis le mélange de ces palynomorphes. Le Plio-Quaternaire correspond à l'intervalle (24-5 m) et le Quaternaire à l'intervalle (5-0 m). En l'absence de palynomorphes dans l'intervalle (72-24 m), on peut le rapporter au Plio-Quaternaire.

4.2.1.2 Interprétation paléoenvironnementale

Le forage Ebl 1 peut se subdiviser en deux intervalles : l'intervalle (72-24 m) et l'intervalle (24-0 m). Le premier intervalle est caractérisé par des sables dépourvus d'argile où les argiles n'apparaissent que vers la cote 33 m. L'étude granulométrique montre que cet intervalle correspond à un milieu fluviatile. La rareté des dinokystes et la forte concentration d'amas de cuticule traduisent le passage d'un milieu fluviatile à un milieu de mangrove. Le milieu passe ensuite à une lagune lors de la dernière régression du Quaternaire.

4.2.2. Contenu palynologique du forage Ebl 2

Le forage Ebl 2 est azoïque et la sédimentation s'est terminée dans un environnement lagunaire. On a pu trouver la forme *Afyp* bien conservée à la cote 20 m. L'intervalle (20-0 m) du forage Ebl 2 date donc du Quaternaire. Ce forage renferme des sables dépourvus d'argiles et fortement imprégnés d'hydrocarbure.

4.2.3. Contenu palynologique du forage Ebl 3

Les palynomorphes du forage Ebl 3 se rencontrent dans les argilites grises aux cotes 53 m, 35 m, 25 m et 23 m et comprennent des dinokystes, des spores, des pollens et un fungal indéterminé (Figure 73). On trouve également des tests internes de microforaminifères. Des amas de cuticules, des débris de végétaux et des inertinites ont été trouvés dans les mêmes niveaux sauf aux cotes 35 m et 25 m où on ne trouve que des débris de dinokystes oxydés.

Les dinokystes identifiés sont : *Apectodinium homomorphum*, *Cerodinium diebelii*, *Cerodinium leptodermum*, *Cleistosphaeridium* sp., *Cordosphaeridium inodes*, *Cordosphaeridium* spp., *Diphyes* sp., *Operculodinium centrocarpum*, *Palaeocystodinium golzowense*, *Spiniferites ramosus* et *Spiniferites* spp. On a retrouvé ces dinokystes en association avec les spores et pollens suivants : *Cardioangulina crassiparietalis*, *Chenopodipollis multiplex*, *Deltoidospora* spp., *Distaverrusporites simplex*, *Foveotriletes margaritae*, *Faveosporites subtriangularis*, *Inaperturopollenites* spp., *Longapertites marginatus*, *Longapertites microfoveolatus*, *Longapertites* spp., *Monocolpopollenites* spp., *Monosulcites* spp., *Periretisyncolpites magnosagenatus*, *Proteacidites* spp., *Retimonocolpites* spp., *Retitricolpites clarensis*, *Tricopites* spp., *Tricolpites reticulominutus*, *Tricolporopollenites* spp. et *Tubistephanocolpites cylindricus*.

4.2.3.1 Contexte palynostratigraphique

Les différentes espèces présentes dans le forage Ebl 3 permettent de délimiter un Maastrichtien fictif, un mélange de formations du Maastrichtien et du Danien et un Plio-Quaternaire.

Le Maastrichtien est fictif car il devrait se trouver à moins de 4 000 m de profondeur du fait que le forage se situe au Sud de la Faille des Lagunes. Cette faille est postérieure au Maastrichtien et a un rejet de 4 000 à 5 000 m (BAMBA *et al.*, 2011). Le Maastrichtien fictif caractérise l'intervalle (54-52 m). Les palynomorphes sont constitués en majorité de spores et pollens comme *Distaverrusporites simplex*, *Foveotriletes margaritae*, *Faveosporites subtriangularis*, *Longapertites marginatus*, *Longapertites microfoveolatus*, *Monocolpopollenites* spp., *Periretisyncolpites magnosagenatus*, *Proteacidites* sp., *Retimonocolpites* spp., *Tricopites* spp., *Tricolpites reticulominutus* et *Tricolporopollenites* spp. Les spores et pollens de cet intervalle sont bien conservés sauf les genres *Foveotriletes* et *Distaverrusporites*. L'espèce *Tricolporopollenites* spp. est la plus abondante dans cet intervalle. Les dinokystes sont mal conservés et non identifiables. On trouve aussi un fungal indéterminé dans cet intervalle. Ces palynomorphes ont été postérieurement remaniés.

Le mélange de palynomorphes du Maastrichtien-Danien définit l'intervalle (36-34 m) où on rencontre plus de dinokystes que de spores et pollens. Les dinokystes sont *Cerodinium diebelii*, *Cerodinium* sp., et *Palaeocystodinium golzowense*. Ils sont associés à des spores et pollens dont seul *Tubistephanocolpites cylindricus* est identifiable. La plupart des dinokystes sont mal conservés et oxydés. Il y a donc eu un remaniement postérieur au Maastrichtien des palynomorphes qui ont été érodés depuis le Nord de la Faille des Lagunes pour être transportés et déposés au Sud de cette faille.

Dans les niveaux du Plio-Quaternaire de l'intervalle (34-5 m), on trouve une association d'espèces allant du Paléocène au Plio-Quaternaire. Cela implique un remaniement à la suite du transport et du dépôt des terrains antérieurs au Quaternaire. Ces espèces sont *Cleistosphaeridium* sp., *Cordosphaeridium* spp., *Cordosphaeridium inodes*, *Diphyes* sp., *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites ramosus* et *Spiniferites* spp., *Chenopodipollis multiplex*, *Deltoidospora* spp., *Longapertites marginatus*, *Longapertites* spp., *Tricopites* spp., *Tricolpites reticulominutus* et *Tricolporopollenites* spp. Les dinokystes ainsi que le genre *Longapertites* sont mal conservés. L'espèce *Chenopodipollis multiplex* abondante et bien conservée caractérise le Plio-Quaternaire. L'intervalle (5-0 m) date du Quaternaire car les sédiments forment le toit des dépôts de la lagune Tando.

4.2.3.2 Interprétation paléoenvironnementale

Les argilites grises caractérisent une mangrove. Les spores et pollens y sont nombreux et les dinokystes sont mal conservés et oxydés. On y trouve aussi une abondance d'amas de cuticules, de débris de végétaux et d'inertinites. Dans l'intervalle (34-0 m), le milieu passe à une lagune au cours du Plio-Quaternaire. Ce forage est caractérisé par l'érosion des formations du Crétacé-Paléogène du Nord de la Faille des Lagunes vers le Sud de cette faille.

4.2.4. Contenu palynologique du forage Ebl 4

L'étude des palynomorphes du forage Ebl 4 montre la présence de dinokystes, de spores, de pollens et de fungal (Figure 74) dans les shales sub-fissiles (27 m), les carbonates à glauconite (13 m) et les « mudrocks » (23 m et 3 m). Tous ces sédiments sont de couleur gris moyen. Les sédiments des cotes 13 m et 3 m sont pauvres en fossiles, ceux des cotes 27 m et 23 m sont moyennement abondants. Les dinokystes identifiés sont *Andalusiella gabonensis*, *Cribroperidinium* sp., *Palaeocystodinium golzowense*, *Spiniferites ramosus* et *Spiniferites* sp. Les spores et pollens concernent *Ariadnaesporites spinosa*, *Chenopodipollis multiplex*, *Deltoidospora* sp., *Longapertites marginatus*, *Monocolpopollenites* sp., *Retimonocolpites* spp., *Tricolpopollenites* sp. et *Verrucatosporites usmensis*. On trouve un fungal d'eau douce, *Paramicrothallites* sp., des amas de cuticules, des débris de végétaux, des inertinites et des débris de dinokystes oxydés. Les dinokystes sont très usés, mais on peut identifier des genres comme *Palaeocystodinium* et *Spiniferites*. L'espèce *Ariadnaesporites spinosa* est usée.

4.2.4.1 Contexte palynostratigraphique

La distribution des différentes espèces du forage Ebl 4 met en évidence un remaniement des sédiments. Dans l'intervalle (28-24 m), les espèces de l'Éocène-Oligocène sont mélangées aux formes apparues depuis le Crétacé. Le mélange est composé de : *Ariadnaesporites spinosa*, *Deltoidospora* sp., et *Paramicrothallites* sp. Les dinokystes y sont rares. Dans l'intervalle (24-20 m), on trouve un mélange d'espèces du Maastrichtien et du Danien comme *Andalusiella gabonensis*, *Cribroperidinium* sp., *Palaeocystodinium golzowense*, *Palaeocystodinium* spp. *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites* spp., *Longapertites marginatus* et *Monocolpopollenites* sp. Les dinokystes y sont plus abondants que les spores et pollens. Enfin, l'intervalle (20-0 m) ne renferme que des espèces allant du Paléogène au Plio-Quaternaire telles que : *Chenopodipollis multiplex*, *Deltoidospora* sp. et *Verrucatosporites usmensis*. Les dinokystes y sont absents. Les différents remaniements se seraient produits pendant l'Oligocène et le Plio-Quaternaire. Les fungal et les espèces *Chenopodipollis multiplex* et *Verrucatosporites usmensis* sont bien conservés. La cote 20 m marque la limite entre l'ensemble des terrains de l'Éocène-Oligocène et les formations du Plio-Quaternaire.

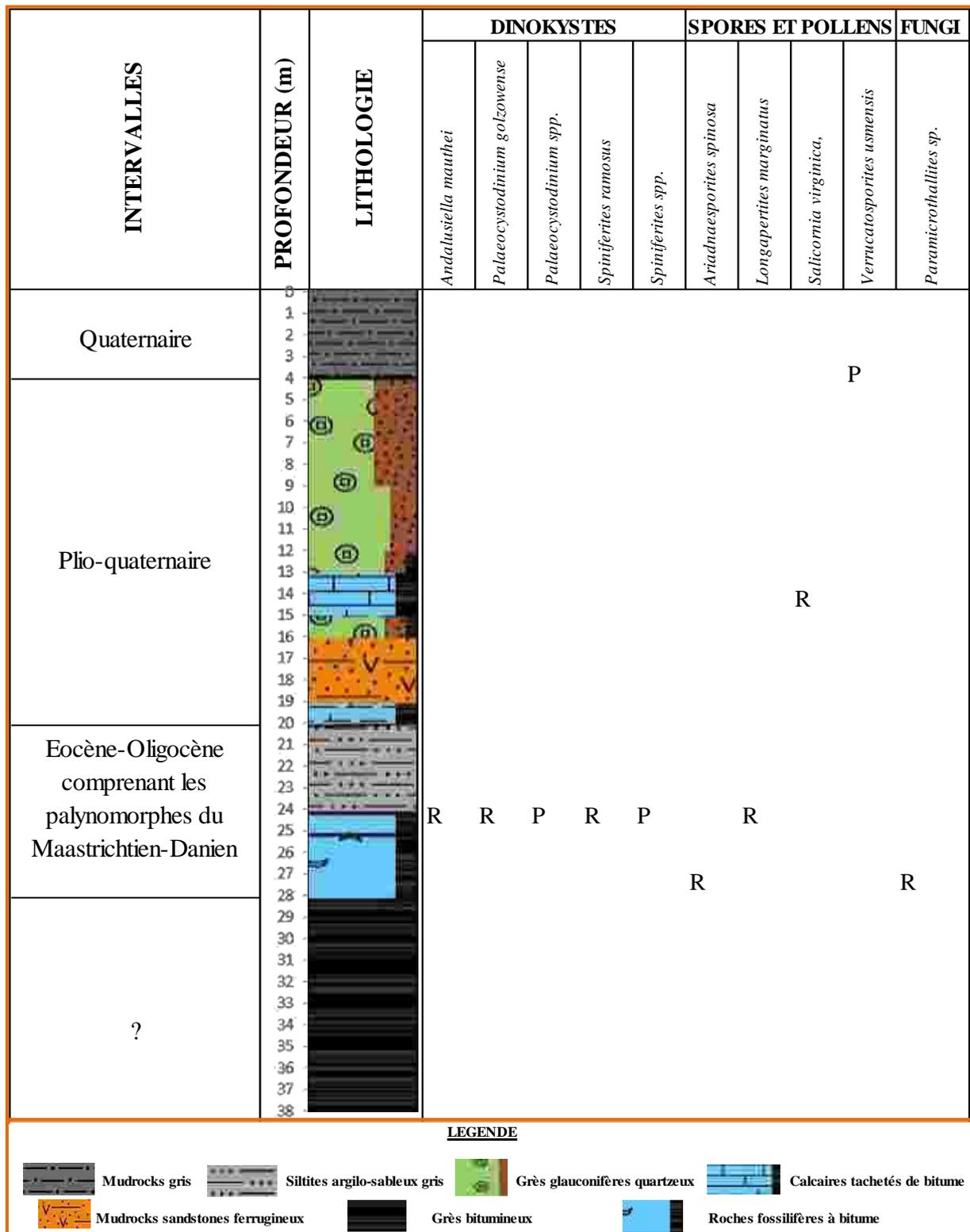


Figure 74 : Répartition des palynomorphes dans le forage Ebl 4

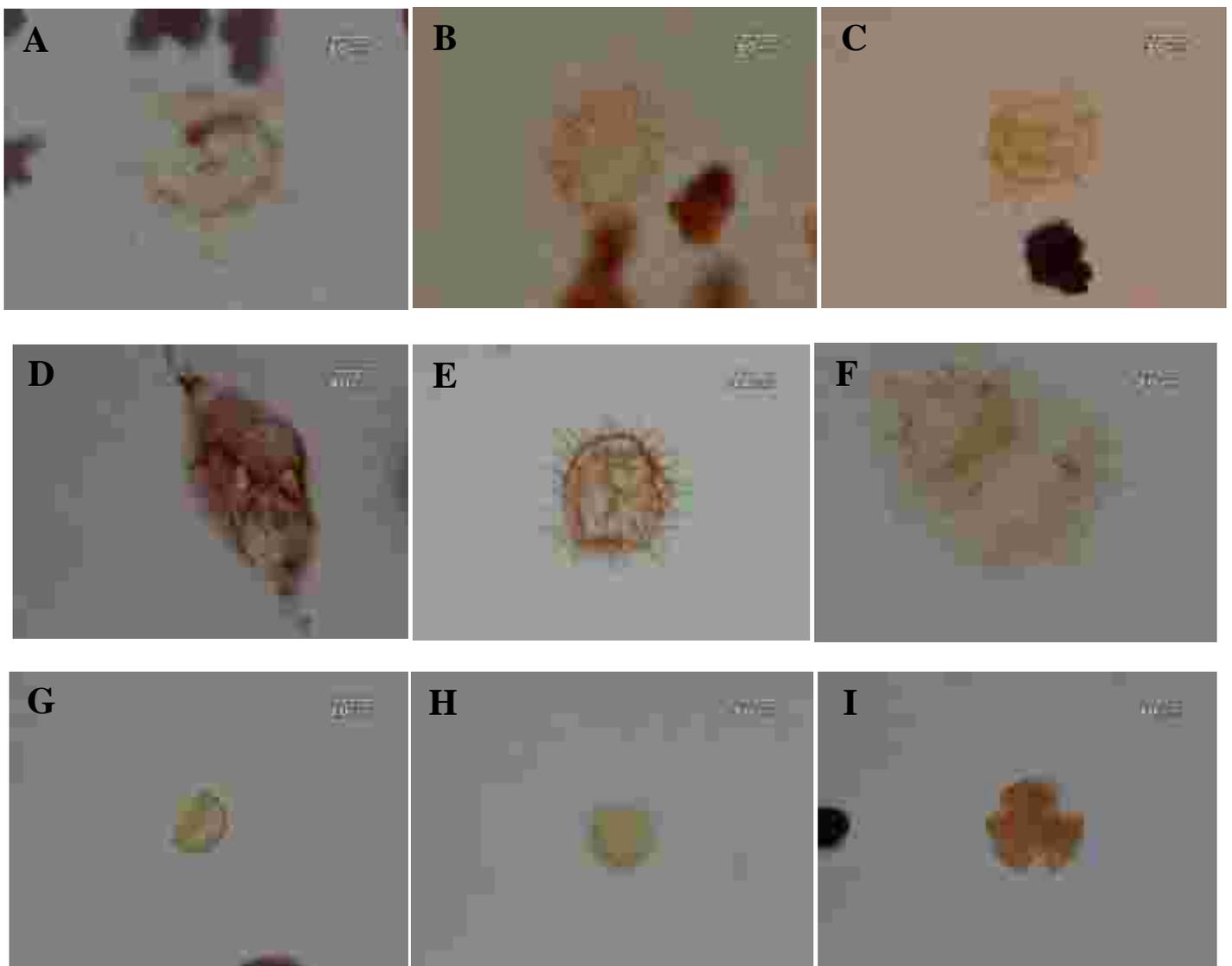
(P : présent ; R : rare)

L'intervalle (20-4 m) est d'âge Plio-Quaternaire et l'intervalle (4-0 m) appartient aux sédiments récents de la lagune Tando datant du Quaternaire. Dans ce dernier intervalle, *Chenopodipollis multiplex* disparaît.

4.2.4.2 Interprétation paléoenvironnementale

Après la remobilisation des dépôts du forage Ebl 4, les milieux de dépôts se modifient. L'intervalle (38-20 m) correspond à l'évolution d'un milieu fluviatile vers un milieu de mangrove. Dans le dernier intervalle (20-0 m) on passe d'un dépôt fluvio-deltaïque à un dépôt lagunaire. Les remaniements sont très importants dans la zone d'Éboïnda, provoquant le mélange des palynomorphes du Maastrichtien, de l'Éocène-Oligocène et du Plio-Quaternaire. Les remaniements sont plus importants au Sud de la Faille des Lagunes qu'au Nord. Les sédiments du Nord ont été entraînés vers le Sud pour y être déposés.

Les formations du Maastrichtien fictif et le mélange d'espèces du Maastrichtien et du Danien dans les forages Adia 5, Ebl 3 et Ebl 4 se sont sédimentées à l'Éocène-Oligocène.



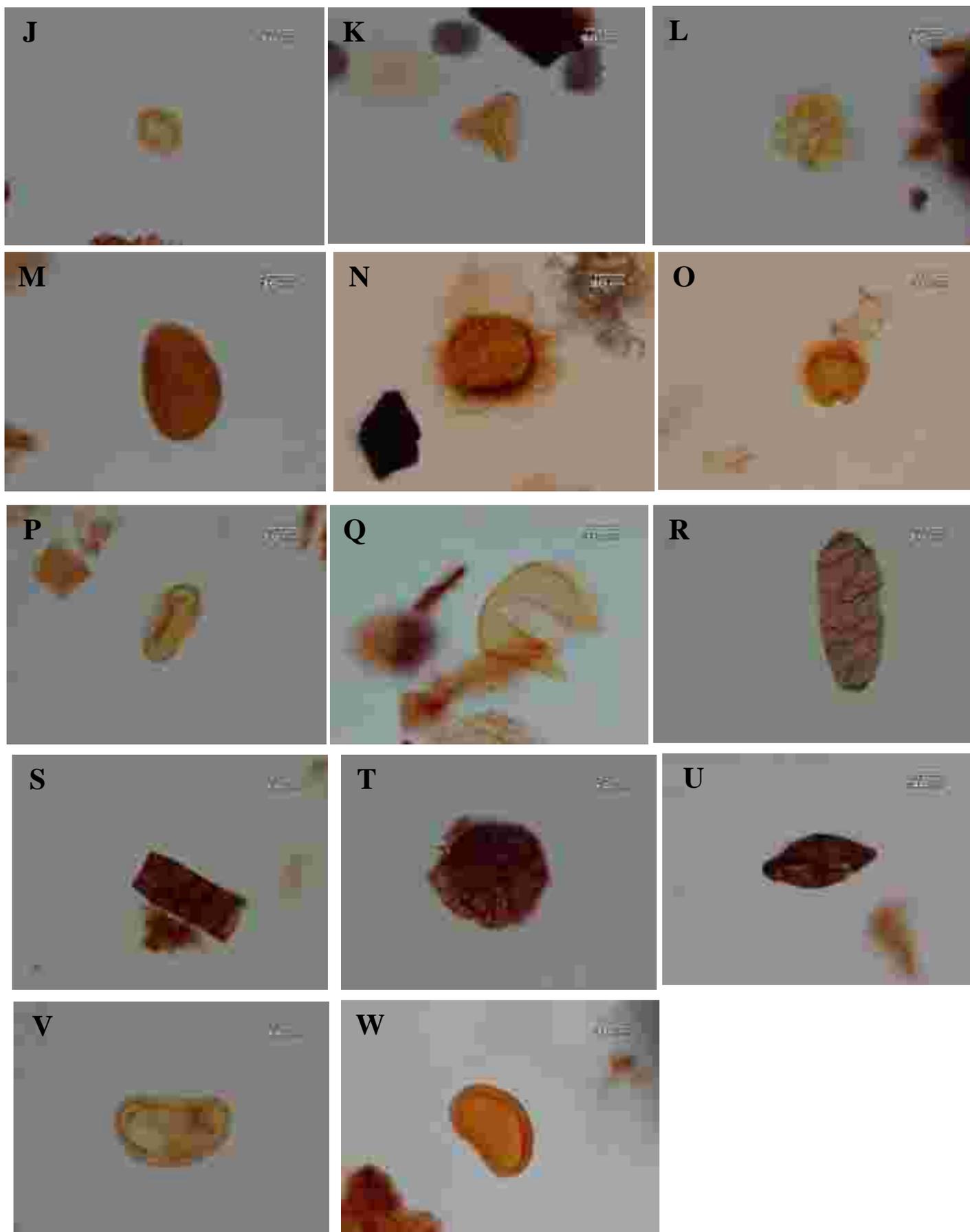


Planche XXXV : Palynomorphes des formations de la région d'Éboïnda.

A : *Hystrichokolpoma bulbosum*. **B** : *Apectodinium homomorphum*. **C** : *Cannosphaeropsis franciscana*. **D** : *Andalusiella gabonensis*. **E** : *Cleistosphaeridium* sp. **F** : Insecte Acaridae sp. **G** : *Chenopodipollis multiplex*. **H** : *Chenopodipollis multiplex*. **I** : *Tricolpites reticulominutus*. **J** : *Constructipollenites infectus*. **K** : *Gleicheniidites* sp. **L** : *Buttinia andreevi*. **M** : *Ephedripites* sp. **N** : *Ariadnaesporites spinosa*. **O** : *Scabratrporites annelus*. **P et Q** : *Taxodiaceapollenites* sp. **R** : *Dictyosporites* sp. **S** : ?*Pluricellaesporites* sp. **T** : *Paramicrothallites* sp. **U** : Fungal indéterminé. **V** : *Laevigatosporites gracilis*. **W** : *Laevigatosporites* sp.

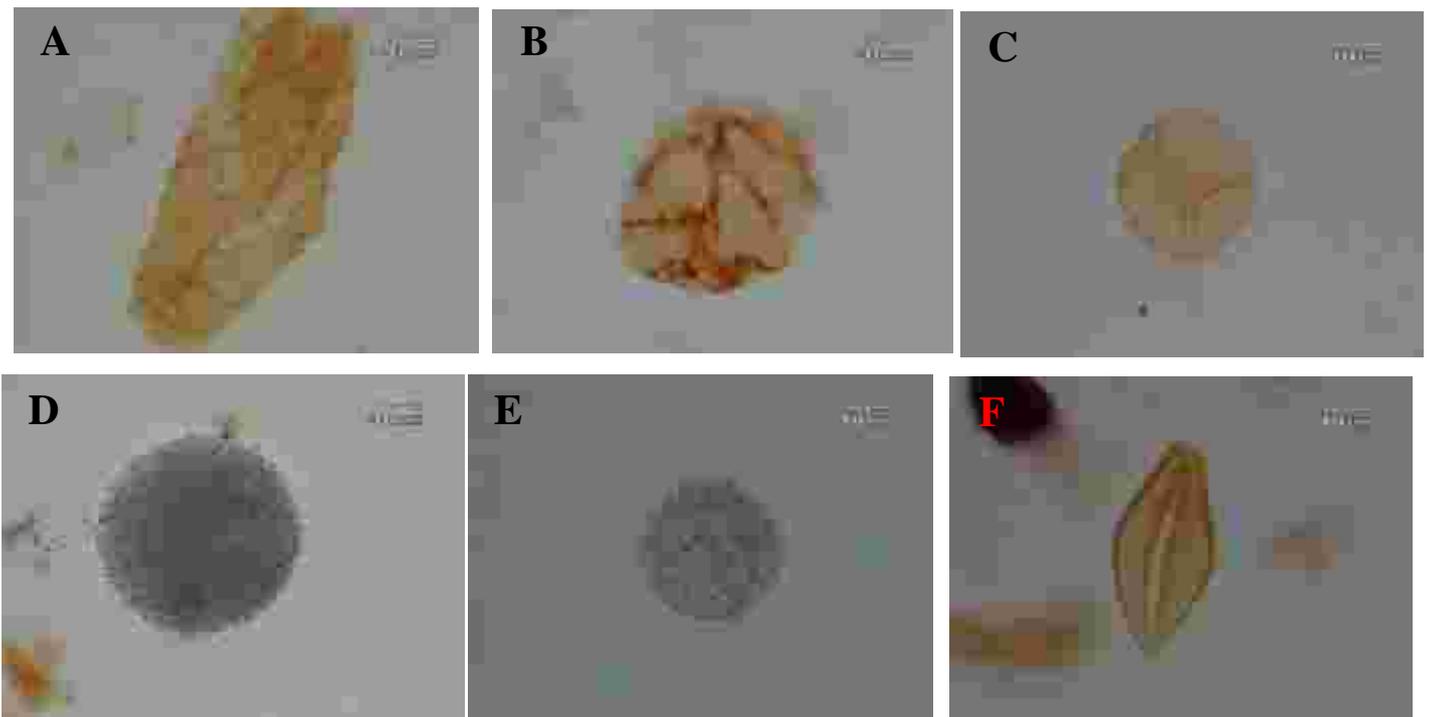


Planche XXXVI : Palynomorphes non identifiés.

A : ind1 (cote 94 m du forage Adia 3). B : ind2 (cote 95 m du forage Adia 4). C : Spore trilète ind3 (cote 73 m du forage Ebo 2). D et E : Formes *Afyp* (ne sont pas des palynomorphes). F : *Monosulcites* sp.

CONCLUSION

Les études palynologiques ont permis de délimiter six ensembles stratigraphiques et de mettre en évidence des remaniements dans l'Est du bassin onshore de Côte d'Ivoire.

Les ensembles stratigraphiques délimités au Nord de la Faille des Lagunes sont le Maastrichtien, l'Éocène-Oligocène, l'Oligocène, le Mio-Pliocène, le Plio-Quaternaire et le Quaternaire. Au Sud de cette faille, on a pu délimiter l'Éocène-Oligocène, le Plio-Quaternaire et le Quaternaire.

Les terrains du Maastrichtien-Danien ont été érodés au Nord de la Faille des Lagunes pour se retrouver au Sud pendant la régression survenue entre l'Éocène et l'Oligocène. Les remaniements sont plus prononcés au Sud qu'au Nord de la Faille des Lagunes et s'accompagnent de discordances. Au Nord de la faille, le Plio-Quaternaire repose en discordance sur le Maastrichtien à Adiaké. En allant de l'Est vers l'Ouest la discordance s'estompe. Plus au Nord à Alépé et Aboisso, ce sont plutôt les dépôts du Plio-Quaternaire qui sont discordants par endroits sur le socle précambrien. L'Oligocène n'a pas été reconnu avec certitude au Sud de la Faille des Lagunes. Le Paléocène est absent à Adiaké et Éboïnda. Quant à l'Éocène, il serait présent à Samo. Au Sud, le Plio-Quaternaire est discordant sur l'Éocène-Oligocène à Éboïnda et Adiaké. Les forages situés au Sud n'ont pas permis de reconnaître le Paléocène. Le Quaternaire est caractérisé au Nord de la Faille des Lagunes par la « Terre de barre » alors qu'au Sud les dépôts sont lagunaires.

Au vue de ces résultats et des indications fournies par la sédimentologie, les forages Ebo 1 et Ebo 2 se situent plutôt au Nord de la Faille des Lagunes qu'au Sud. La position des forages Ebo 3 et Ebo 4 par rapport à cette faille n'est pas réellement déterminée car ces forages sont peu profonds et n'ont pas atteint les niveaux antérieurs au Plio-Quaternaire.

Les remaniements mis en évidence au Nord de la Faille des Lagunes montrent une diminution de l'intensité de l'érosion de l'Est vers l'Ouest. La quantité de sédiments mobilisés dans l'Est du bassin depuis Éboïnda est plus importante qu'à l'Ouest du bassin jusqu'à Bingerville, zones situées au Sud de la Faille des Lagunes.

CHAPITRE IX : CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE

INTRODUCTION

Ce chapitre traite des résultats de l'analyse au Rock Eval 6, du palynofaciès, de l'indice de coloration des spores et pollens et de l'extraction du bitume des sables bitumineux. L'extraction donne le pourcentage de bitume contenu dans les roches bitumineuses. Les résultats permettent de déterminer le potentiel pétrolier des roches mères de la zone d'étude, leur nature ainsi que leur maturité. Ils permettent de mettre en évidence les remaniements et l'environnement de dépôt des roches mères.

1. CARACTÉRISATION DE LA MATIÈRE ORGANIQUE

Les études effectuées au Rock-Eval 6 ont porté sur deux affleurements et huit forages. Les affleurements sont ceux de Bingerville et Samo, et les forages d'Adiaké et Éboïnda.

1.1. Caractérisation de la matière organique de Bingerville et de Samo

Les résultats de l'analyse au Rock-Eval 6 sont consignés dans le tableau XXI. Les échantillons analysés sont les argiles gris clair à gris peu sombre de Bingerville et les argiles bitumineuses de Samo.

Tableau XXI : Paramètre du Potentiel pétrolier des roches de Bingerville et de Samo

Affleurements	Échant.	S2	S3	Tmax	IP	HI	OI	TOC
BINGERVILLE	B 1	0,39	0,35	406	0,15	102	92	0,38
	B 2	1,15	0,66	422	0,03	134	76	0,86
	B 3	0,65	0,44	418	0,06	118	82	0,54
SAMO	Sa 1	18,27	1,38	419	0,22	508	38	3,6
	Sa 2	1,65	0,21	420	0,43	431	55	0,38
	Sa 3	1,19	0,29	420	0,41	376	92	0,32
	Sa 4	3,19	0,16	414	0,43	439	22	0,73
	Sa 5	2,81	0,13	412	0,45	430	20	0,65

1.1.1. Maturité de la matière organique des affleurements de Bingerville et de Samo

Les S2 sont supérieures à 0,2 mg HC/g roche. Les valeurs du Tmax sont donc crédibles. Les Tmax de Bingerville varient entre 406 et 422° C et ceux de Samo entre 412 et 420° C (Tableau XXI). Cela montre que toutes ces roches sont immatures car leur Tmax est inférieure

à 435° C. Les valeurs de IP des roches de Bingerville sont crédibles au regard des valeurs des Tmax sauf pour l'échantillon B 1. Par contre, celles des argiles de Samo ne le sont pas. Cela montre l'existence d'une anomalie au niveau des paramètres calculés de Samo et de l'échantillon B 1 de Bingerville du fait des contaminations.

1.1.2. Potentiel pétrolier des affleurements de Bingerville et de Samo

Les valeurs de S2 des échantillons de Bingerville sont inférieures à 2,5 mg HC/g roche, la valeur maximale étant de 1,15 mg HC/g roche. Cela montre la pauvreté du potentiel pétrolier des échantillons de Bingerville. Les échantillons de Samo présentent des valeurs S2 supérieures à 2,5 mg HC/g roche, à l'exception des échantillons Sa 2 et Sa 3. Les échantillons Sa 4 et Sa 5 de Samo présentent des S2 donc les proportions respectives sont 3,19 et 2,81 mg HC/g roche. Le potentiel pétrolier de ces échantillons est moyen. L'échantillon Sa 1 a un très bon potentiel pétrolier car la proportion de S2 est de 18,27 mg HC/g roche. Les potentiels pétroliers des argiles de Samo sont influencés par la présence d'hydrocarbure. Compte tenu de l'immaturation de ces argiles, les hydrocarbures qu'elles renferment sont allochtones. Les argiles de Samo sont des argiles kaoliniques bariolées qui ont été contaminées par les hydrocarbures. Ce ne sont pas des roches mères puisqu'elles ne contiennent pas de matière organique. Par contre, les argiles de Bingerville contiennent de la matière organique.

Le TOC des échantillons de Bingerville varie entre 0,38 et 0,86 % poids. Le TOC des échantillons B 2 et B 3 est compris entre 0,5 et 1 % poids. Cela suggère que ces échantillons correspondent à des roches mères potentielles avec une richesse moyenne en matière organique. L'échantillon B 1 n'est pas une roche mère car son TOC est inférieur à 0,5 % poids.

1.1.3. Types de matière organique des affleurements de Bingerville et de Samo

Les valeurs de l'indice d'hydrogène (IH) des argiles gris clair à gris peu sombre de Bingerville sont comprises entre 102 et 118 mg HC/g TOC (Tableau XXII). Ces valeurs caractérisent une matière organique de type III qui ne pourra produire que du gaz. Le type de kérogène ne peut être caractérisé pour les échantillons de Samo, ce ne sont pas des roches mères.

Les valeurs de IH et de Tmax des argiles gris clair à gris peu sombre de Bingerville placées dans le diagramme Van Krevelen (Figure 75) montrent un kérogène de type III. Ceci s'accorde avec les résultats de IH. La matière organique des argiles de Bingerville provient principalement des plantes supérieures.

Les argiles gris clair à gris peu sombre de Bingerville ont un potentiel pétrolier pauvre avec une richesse moyenne en matière organique. Cela suppose que le carbone inerte a eu une

influence notable sur le TOC. Ces argiles sont donc des roches mères pauvres. L'échantillon B 1 qui n'est pas une roche mère montre que les argiles gris clair à gris peu sombre de Bingerville ont été drainées et ont subi l'action de la température atmosphérique. Au cours du drainage, l'échantillon a été contaminé par les huiles venant des habitations voisines. Cela explique la valeur de IP. C'est l'échantillon le plus exposé à l'atmosphère. Au regard des valeurs du TOC, ces argiles gris clair à gris peu sombre ne sont pas des schistes bitumineux.

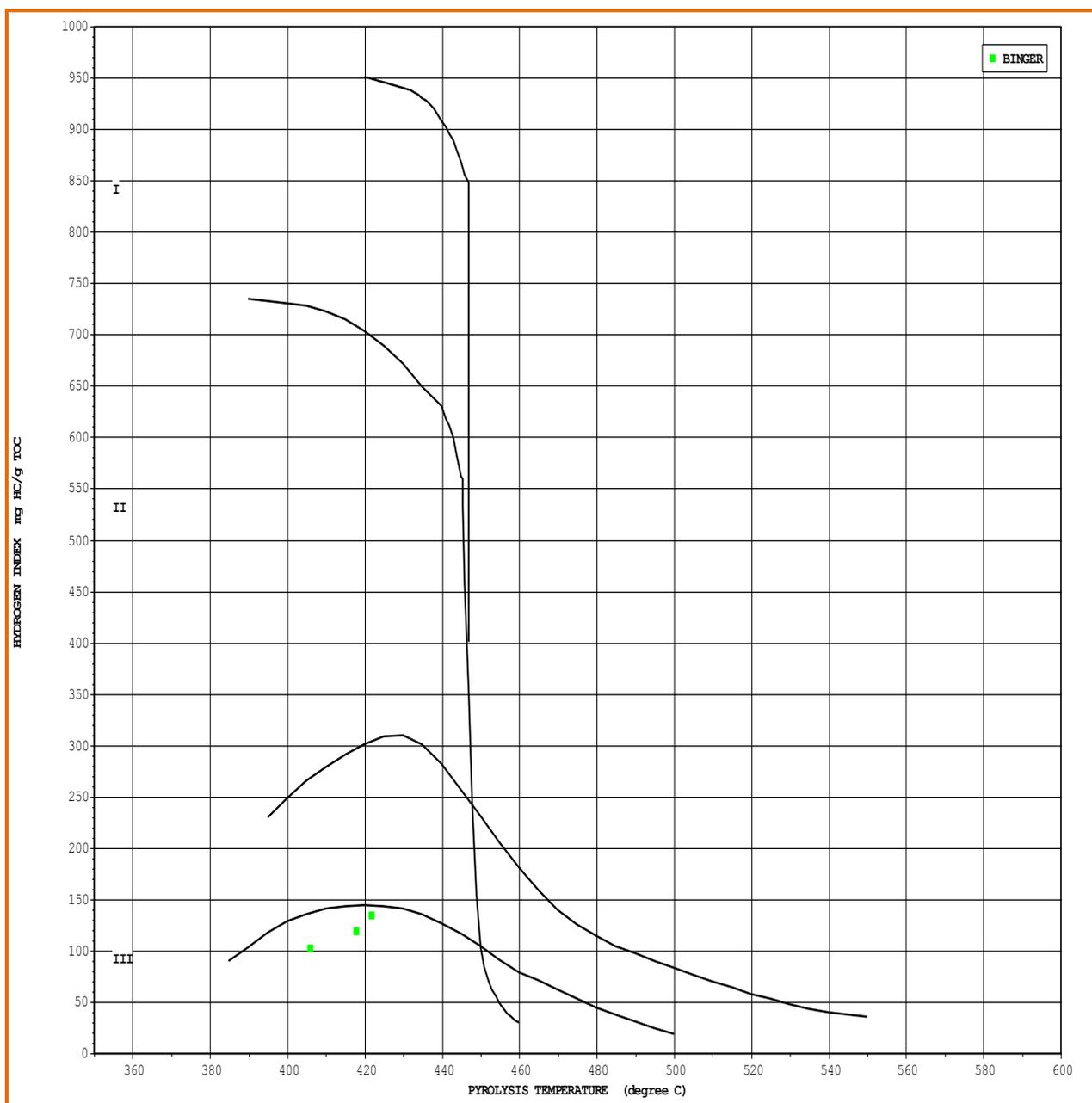


Figure 75 : Diagramme IH en fonction de Tmax des échantillons de Bingerville

Tableau XXII : Type de matière organique des échantillons de Bingerville et de Samo

Affleurements	Échant.	Tmax	HI	Produits expulsés	Type Kérogène
BINGERVILLE	B 1	406	102	Gaz	III
	B 2	422	134	Gaz	III
	B 3	418	118	Gaz	III
SAMO	Sa 1	419	508	?	?
	Sa 2	420	431	?	?
	Sa 3	420	376	?	?
	Sa 4	414	439	?	?
	Sa 5	412	430	?	?

1.2. Caractérisation de la matière organique des roches d'Adiaké

Les forages étudiés sont : Adia 1, Adia 3 et Adia 4. Les résultats des analyses sont rapportés dans les tableaux XXIII et XXIV. Les échantillons Adia1-39 et Adia4-08 ne sont pas des roches mères car ils ne renferment pas de trace de matière organique. Ce sont des argiles kaoliniques bariolées et les hydrocarbures présents sont allochtones. Les autres échantillons sont des shales qui contiennent de la matière organique.

Tableau XXIII : Paramètre du potentiel pétrolier des roches d'Adiaké

FORAGES	Échant.	Pdr (m)	S2	S3	Tmax	IP	TOC
Adia 1	Adia1-24	24	0,4	1,77	385	0,5	1,34
	Adia1-39	39	15,04	0,55	405	0,29	2,79
Adia 3	Adia3-48	48	0,3	1,82	385	0,37	0,91
	Adia3-51	51	0,39	2,02	383	0,29	1,26
	Adia3-54	54	0,36	1,26	384	0,44	0,7
	Adia3-58	58	0,48	1,63	382	0,4	0,79
	Adia3-92	92	1,02	1,81	391	0,31	1,77
	Adia3-94	94	1,06	1,67	397	0,43	1,56
Adia 4	Adia4-08	8	31,93	2,47	396	0,24	11,27
	Adia4-91	91	0,34	2,12	386	0,42	1,1

1.2.1. Maturité de la matière organique des roches d'Adiaké

Les valeurs S2 des échantillons d'Adiaké sont supérieures à 0,2 mg HC/g roche, suggérant que les valeurs des Tmax sont valables. Les Tmax de ces échantillons sont comprises entre 382 et 405° C, donc inférieures à 435° C (Tableau XXIV). Ces températures montrent que les roches d'Adiaké sont immatures. Cependant, les valeurs des IP ne sont pas crédibles compte tenu des valeurs des Tmax. Il y a donc une anomalie dans les paramètres du Rock Eval 6 due à des contaminations d'hydrocarbures.

1.2.2. Potentiel pétrolier des roches d'Adiaké

Les valeurs de S2 des échantillons d'Adiaké sont toutes inférieures à 2,5 mg HC/g roche exceptées les échantillons Adia1-39 et Adia4-8. Les échantillons dont le S2 < 2,5 mg HC/g roche indiquent un potentiel pétrolier pauvre. Les échantillons Adia1-39 et Adia4-8 montrent respectivement un potentiel pétrolier très bon et excellent. Ces deux échantillons ne sont pas des roches mères et contiennent des hydrocarbures allochtones.

Les TOC des différents échantillons susceptibles d'être des roches mères sont supérieurs à 0,5% poids. Les différentes valeurs de TOC permettent de caractériser deux types de roches mères :

- les roches mères moyennes concernent les échantillons Adia3-48, Adia3-54 et Adia3-58 ;
- les roches mères bonnes correspondent aux échantillons Adia1-24, Adia3-51, Adia3-92, Adia3-94 et Adia4-91 ;

Bien que les roches mères aient des TOC moyen et bon, elles ont toutes des potentiels pétroliers pauvres. Au regard de ce qui précède, les roches susceptibles d'être des roches mères ont été contaminées lors de la migration des hydrocarbures. Cette contamination a influencé les valeurs du TOC. Les valeurs du TOC ont peut-être aussi été influencées par le carbone inerte.

1.2.3. Type de matière organique des roches d'Adiaké

Au regard des valeurs de IH, on distingue les kérogènes de types IV et III (Tableau XXIV). Ce dernier type ne concerne que les échantillons Adia3-54, Adia3-58, Adia3-92 et Adia3-94. Leur IH est compris entre 52 et 68 mg HC/g TOC. Le type IV comprend les échantillons Adia1-24, Adia3-48, Adia3-51 et Adia4-91 avec des valeurs de IH inférieures à 50 mg HC/g TOC. Le diagramme Van Krevelen confirme les types III de kérogène (Figure 76). Le type IV provient de l'oxydation d'un des types I, II, et III.

La contamination aurait modifié les types de kérogène. Le palynofaciès permettra de déterminer les types de matière organique.

Tableau XXIV : Type de kérogène des roches d'Adiaké

FORAGES	Échant.	Pdr (m)	Tmax	HI	Produits expulsés	Type de Kérogène
Adia 1	Adia1-24	24	385	30	Rien	IV
	Adia1-39	39	405	539	?	?
Adia 3	Adia3-48	48	385	33	Rien	IV
	Adia3-51	51	383	31	Rien	IV
	Adia3-54	54	384	52	Gaz	III
	Adia3-58	58	382	60	Gaz	III
	Adia3-92	92	391	58	Gaz	III
	Adia3-94	94	397	68	Gaz	III
Adia 4	Adia4-08	8	396	283	?	?
	Adia4-91	91	386	31	Rien	IV

1.3. Caractérisation de la matière organique des roches d'Éboïnda

Les résultats des analyses au Rock-Eval 6 sont rapportés dans les tableaux XXV et XXVI et concernent les forages Ebo 5, Ebo 6, Ebl 1, Ebl 3 et Ebl 4. Les échantillons étudiés sont des glauconies (Ebo5-10, Ebo5-21, Ebo6-17), des shales (Ebo1-76 et Ebo5-18), des « mudrocks » gris (échantillons Ebo2, Ebo6-16, échantillons Ebl3 et Ebl4-23), des grès bitumineux (Ebo5-23), des « mudrocks » oxydés (échantillons Ebl1) et des « mudrocks » fossilifères bitumineux (Ebl4-27). Les glauconies renferment de très petites quantités de matière organique. Les « mudrocks » et les shales contiennent des quantités de matière organique pouvant être considérables. Les grès bitumineux ne sont pas des roches mères.

1.3.1. Maturité de la matière organique des roches d'Éboïnda

La plupart des valeurs de S2 sont supérieures à 0,2 mg HC/g roche, ce qui montre que les Tmax sont valables. On trouve néanmoins des S2 inférieures à 0,2 mg HC/g roche qui concernent les échantillons Ebo1-76, Ebo5-10 et Ebo6-16. Cela implique que les Tmax de ces échantillons ne sont pas crédibles d'où une indétermination du type de kérogène et de la maturité. Dans les autres échantillons d'Éboïnda, les Tmax sont inférieures à 435° C, ce qui correspond à des roches immatures. Les Tmax varient entre 370 et 408° C (Tableau XXVI).

Les valeurs de IP montrent une contamination en raison de la migration des hydrocarbures dans les environs, les valeurs n'étant pas valables pour celles des Tmax déterminées.

Tableau XXV : Paramètre du potentiel pétrolier des roches d'Éboïnda

FORAGES	Échant.	Pdr (m)	S2	S3	Tmax	IP	TOC
Ebo 1	Ebo1-76	76	0,15	1,48	358	0,75	0,69
Ebo 2	Ebo2-11	11	0,55	0,54	370	0,7	0,64
	Ebo2-86	86	0,41	1,58	385	0,38	1,31
Ebo 5	Ebo5-10	10	0,1	0,51	325	0,84	0,1
	Ebo5-18	18	1,17	0,67	382	0,58	1,3
	Ebo5-21	21	1,5	0,71	385	0,42	2,2
	Ebo5-23	23	27,75	0,56	405	0,3	4,82
Ebo 6	Ebo6-16	16	0,1	0,66	349	0,43	0,1
	Ebo6-17	17	1,75	1,04	399	0,57	2,54
Ebl 1	Ebl1-05	5	0,66	4,66	404	0,2	1,13
	Ebl1-15	15	0,95	5,82	379	0,46	1,6
Ebl 3	Ebl3-23	23	0,29	1,34	391	0,28	0,57
	Ebl3-25	25	0,35	0,77	388	0,49	0,74
	Ebl3-30	30	0,56	0,79	369	0,77	1,15
	Ebl3-35	35	0,27	1,13	388	0,51	0,75
	Ebl3-53	53	0,32	1,34	391	0,56	1,05
Ebl 4	Ebl4-23	23	0,46	0,31	408	0,15	0,24
	Ebl4-27	27	2	0,83	408	0,19	0,51

1.3.2. Potentiel pétrolier des roches d'Éboïnda

Tous les échantillons d'Éboïnda montrent des S2 < 2,5 mg HC/g roche sauf pour l'échantillon Ebo5-23 dont S2 > 2,5 mg HC/g roche. Ces échantillons ont un potentiel pétrolier pauvre à l'exception de Ebo5-23 qui a un potentiel pétrolier excellent. Les échantillons d'Éboïnda contiennent des traces d'hydrocarbures allochtones. Plus la valeur de S2 est élevée et plus l'influence de la contamination se fait sentir. L'échantillon Ebo5-23 a été le plus contaminé et ne correspond pas à une roche mère comme signalé plus haut.

Les TOC des échantillons Ebo5-10 et Ebl4-23 sont inférieurs à 0,5 % poids, ce qui signifie qu'ils ne sont pas des roches mères. Les échantillons qui ont un TOC > 0,5 % poids sont des roches mères parmi lesquelles on distingue :

- les roches mères moyennes concernent les échantillons Ebo2-11, Ebl3-23, Ebl3-25, Ebl3-35 et Ebl4-27 ;

- les roches mères bonnes comprennent les échantillons Ebo2-86, Ebo5-18, Ebl1-05, Ebl1-15, Ebl3-30 et Ebl3-53 ;

- les roches mères très bonnes caractérisent les échantillons Ebo5-21 et Ebo6-17. Ces roches étant des glauconies ne peuvent avoir des TOC aussi élevés. Cela est dû à la présence d'hydrocarbure dans ces roches. Elles ne sont pas des roches mères.

À l'issu de cette étude, on retient que les roches susceptibles d'être des roches mères sont pauvres avec des quantités de matière organique moyennes à bonnes. Les quantités de matière organique sont influencées pour certaines par l'oxydation (échantillons Ebl 1) et pour d'autres par la contamination en hydrocarbure (Ebo 2, Ebl 1, Ebl3, Ebo1-76, Ebl4-27 et Ebo5-18).

Les hydrocarbures des échantillons ont influencé les S2 et TOC. Le carbone inerte a aussi influencé le TOC des échantillons oxydés.

Tableau XXVI : Type de kérogène des roches d'Éboïnda

FORAGES	Échant.	Pdr (m)	Tmax	HI	OI	Type Kérogène	Produits expulsés
Ebo 1	Ebo1-76	76	358	22	214	IV	Rien
Ebo 2	Ebo2-11	11	370	85	83	III	Gaz
	Ebo2-86	86	385	32	121	IV	Rien
Ebo 5	Ebo5-10	10	325	104	526	III	Gaz
	Ebo5-18	18	382	90	52	III	Gaz
	Ebo5-21	21	385	68	32	III	Gaz
	Ebo5-23	23	405	576	12	?	?
Ebo 6	Ebo6-16	16	349	106	694	III	Gaz
	Ebo6-17	17	399	69	41	?	?
Ebl 1	Ebl1-05	5	404	59	413	III	Gaz
	Ebl1-15	15	379	60	365	III	Gaz
Ebl 3	Ebl3-23	23	391	51	236	III	Gaz
	Ebl3-25	25	388	47	103	IV	Rien
	Ebl3-30	30	369	48	68	IV	Rien
	Ebl3-35	35	388	35	150	IV	Rien
	Ebl3-53	53	391	30	128	IV	Rien
Ebl 4	Ebl4-23	23	408	189	128	III	Gaz
	Ebl4-27	27	408	391	163	?	?

1.3.3. Type de matière organique des roches d'Éboïnda

Les échantillons des forages Ebo 5, Ebo 6, Ebl 1 et Ebl 4 ont des IH compris entre 51 et 189 mg HC/g TOC, ce qui caractérise des kérogènes de type III. Les échantillons Ebo2-11 et Ebl3-23 sont également concernés. Les autres échantillons du forage Ebl 3 contiennent des kérogènes de type IV car $IH < 50$ mg HC/g TOC. Le type IV de ce forage provient de l'oxydation d'un des types de kérogène I, II, et III. Le type de kérogène des échantillons renfermant des hydrocarbures n'est pas connu à cause de la présence d'hydrocarbure allochtone.

Le type IV ne peut être représenté sur le diagramme Van Krevelen qui ne peut le confirmer.

Les différents types de kérogènes ont subi l'oxydation et la contamination des hydrocarbures. Par conséquent, les types déterminés sont peut-être erronés. Seul le palynofaciès permettra de spécifier le type de kérogène.

Les roches mères de la zone d'étude sont toutes immatures. Leur potentiel pétrolier est pauvre mais leur richesse en matière organique est moyenne à bonne. La matière organique serait de type III ou IV (Figure 76). Les hydrocarbures des roches sont allochtones. Les roches mères des régions d'Adiaké et d'Éboïnda ont subi l'influence des hydrocarbures durant la migration et ont été oxydées à la température ambiante. Ces roches ont une proportion importante de carbone inerte.

La distribution en 3D des S2 (X), TOC (Y) et IH (Z) sur le logiciel SURFER est présentée à la figure 77.

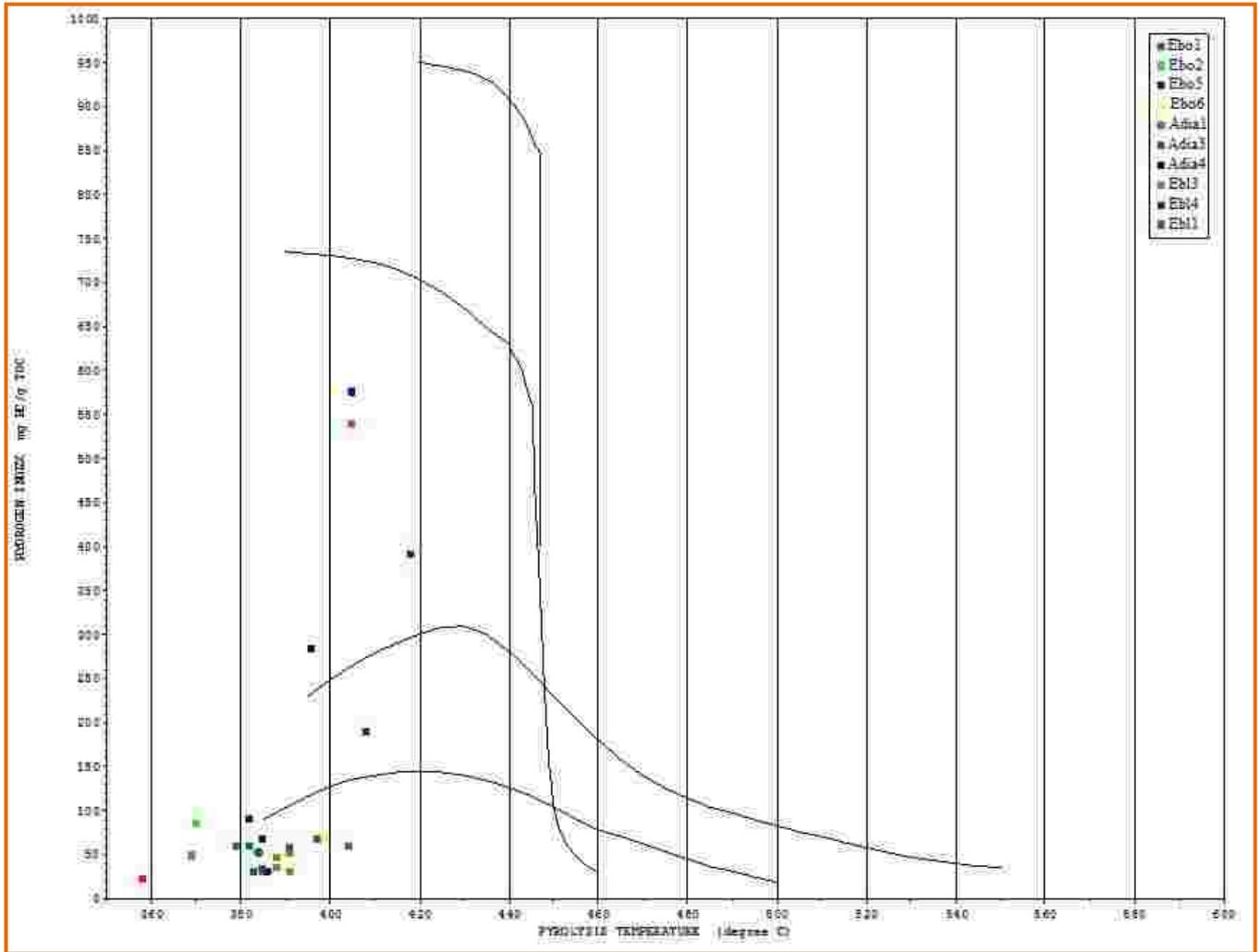
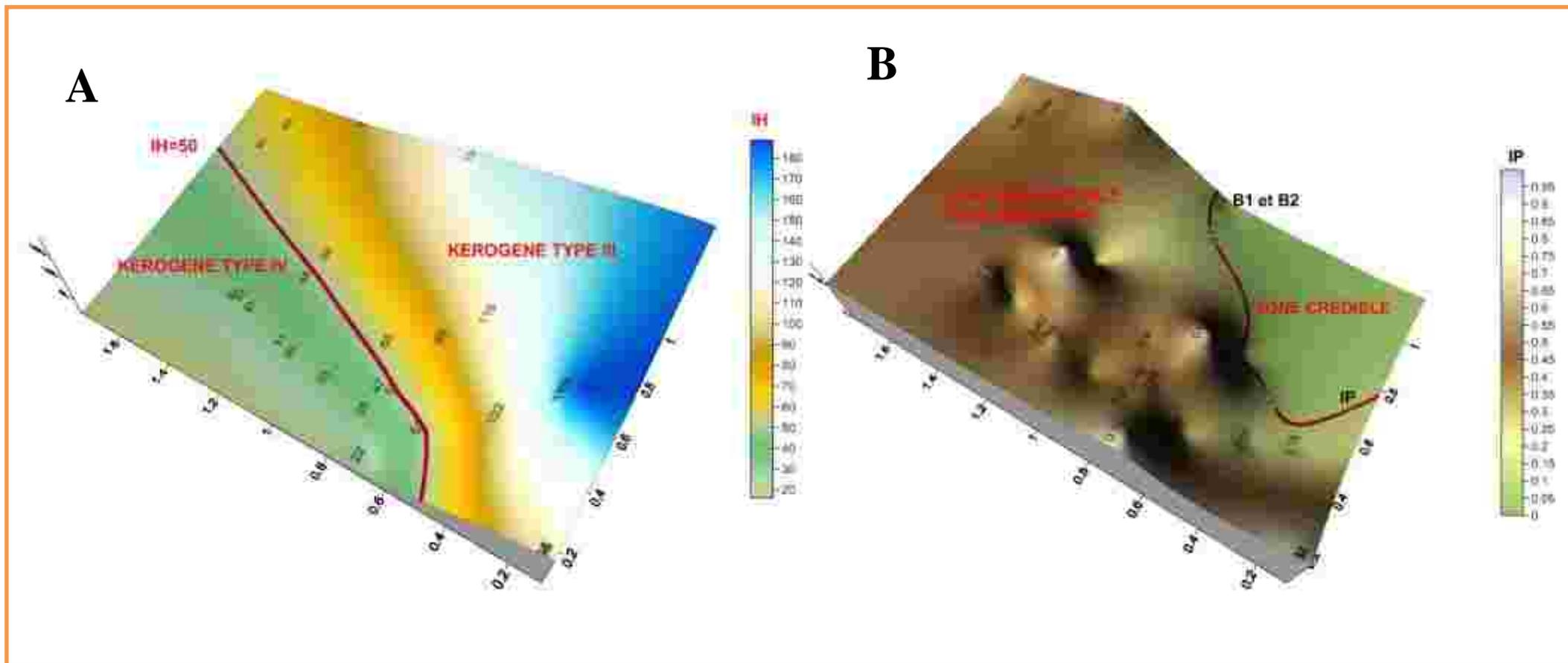


Figure 76 : Diagramme IH en fonction de Tmax des échantillons d'Adiaké et Éboïnda



LEGENDE

FORAGE	Ebo 1		Ebo 2		Ebo 5		Ebo 6		Ebl 1		Ebl 3				Ebl 4	Adia 1	Adia 3					Adia 4	BINGERVILLE		
Echant.	Ebo1-76	Ebo2-11	Ebo2-86	Ebo5-10	Ebo5-18	Ebo6-16	Ebl1-05	Ebl1-15	Ebl3-23	Ebl3-25	Ebl3-30	Ebl3-35	Ebl3-53	Ebl4-23	Adia1-24	Adia3-48	Adia3-51	Adia3-54	Adia3-58	Adia3-92	Adia3-94	Adia4-91	B 1	B 2	B 3
IH	22	85	32	104	90	106	59	60	51	47	48	35	30	189	30	33	31	52	60	58	68	31	102	134	118
IP	0.75	0.7	0.38	0.84	0.58	0.43	0.2	0.46	0.28	0.49	0.77	0.51	0.56	0.15	0.5	0.37	0.29	0.44	0.4	0.31	0.43	0.42	0.15	0.03	0.06

Figure 77 : Répartition des points en 3D

A : En fonction de S2 (X), TOC (Y) et IH (Z). B : En fonction de S2 (X), TOC (Y) et IP (Z)

2. PÉTROGRAPHIE DE LA MATIÈRE ORGANIQUE

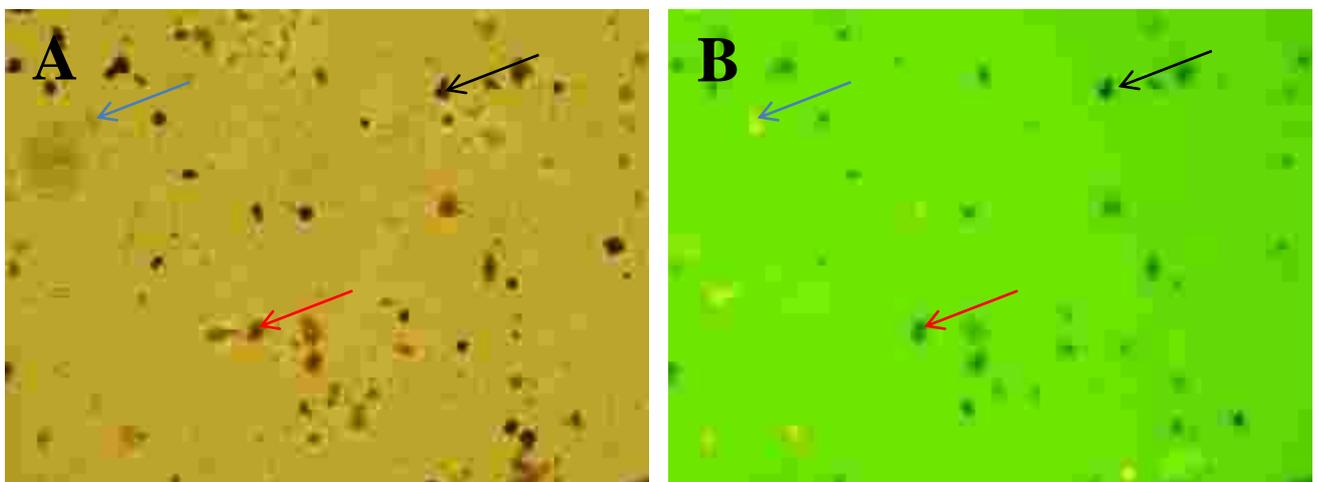
Le palynofaciès qui est la caractérisation pétrographique de la matière organique s'est appuyé sur les éléments figurés comme les macéraux.

2.1. Matière organique des affleurements de Bingerville et de Samo

Les macéraux sont peu abondants et dispersés dans le faciès palynologique.

Dans le palynofaciès des argiles gris clair à gris peu sombre de Bingerville, on trouve des liptinites, des vitrinites et des inertinites (Tableau XXVII). Le pourcentage varie dans ces argiles dans le sens du forage de 2 à 5 %, de 58 à 95 % et de 40 % à des traces. Les liptinites sont composées de résinite et d'alginite. Les vitrinites sont gélifiées et oxydées (Planche XXXVII). L'oxydation est due à l'exposition en sub-surface. Les matières organiques des argiles gris clair à gris peu sombre de Bingerville sont donc de type III et le paléoenvironnement est deltaïque.

Les macéraux des argiles de Samo sont composés uniquement de rare sporinite (Tableau XXVII et Planche XXXVIII). On ne trouve dans la plupart du palynofaciès que du bitume biodégradé et des gouttelettes d'hydrocarbures. Le bitume biodégradé à une transmittance intermédiaire et une fluorescence élevée ; par contre, les gouttelettes sont brunes à opaques en lumière transmise et ont une fluorescence intermédiaire à élevée. Les autres macéraux sont absents. Quand on regarde l'ensemble des argiles de Samo, on remarque qu'elles sont bariolées et imprégnées de bitume. Ces argiles bariolées ne sont pas favorables à la conservation de la plupart des macéraux à l'exception des sporinites. Cela signifie que les argiles de Samo ne sont pas des roches mères.



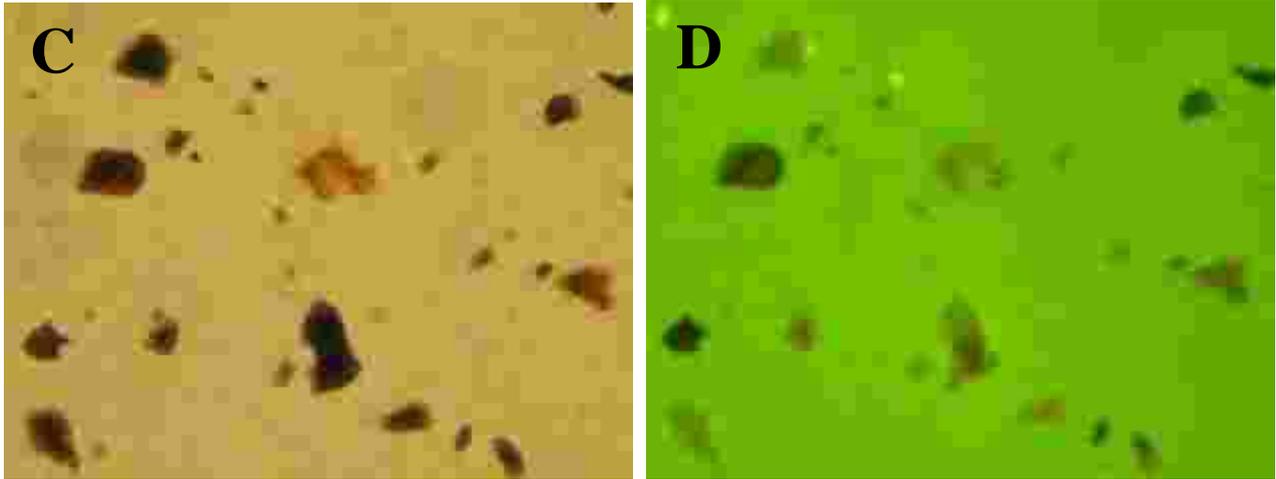
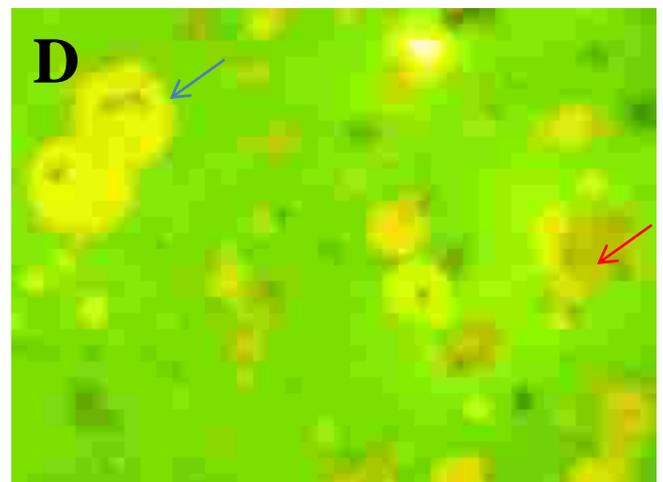
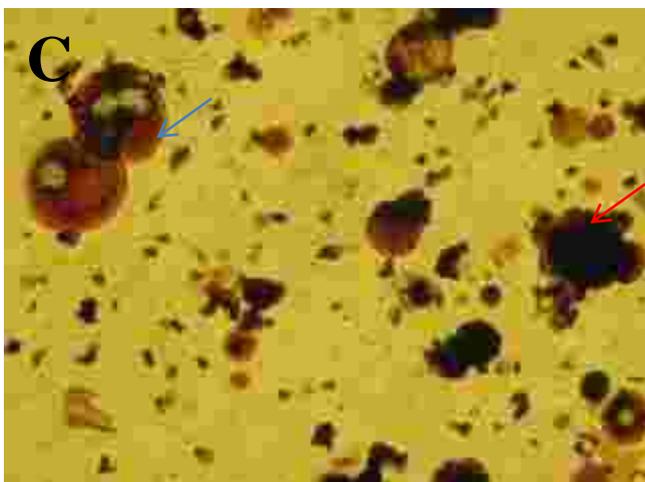
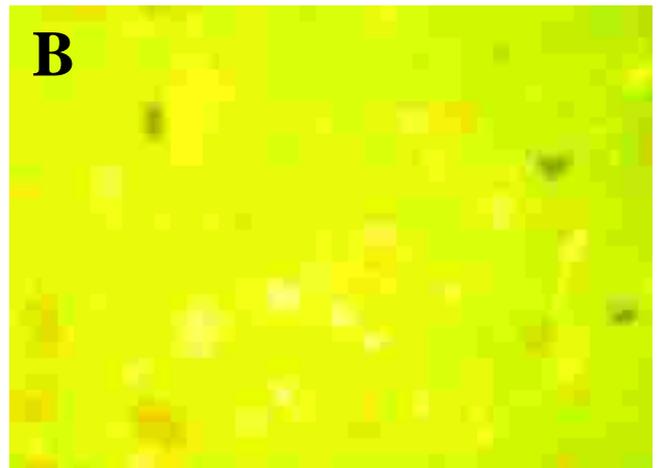
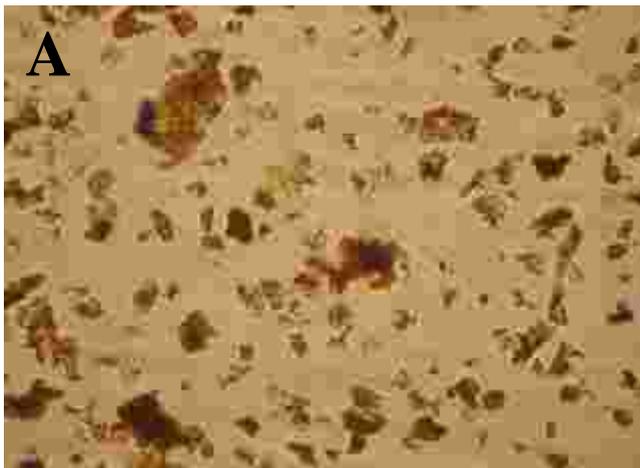


Planche XXXVII : Palynofaciès des affleurements de Bingerville.

A et B : Palynofaciès des argiles gris clair à gris peu sombre de la cote 0,1 m (A : lumière transmise. B : lumière fluorescente. Flèche bleue : résinite. Flèche rouge : vitrinite gélifiée ; Flèche noire : inertinite). C et D : Vitrinites gélifiées des argiles gris clair à gris peu sombre de la cote 1 m (C : lumière transmise. D : lumière fluorescente)



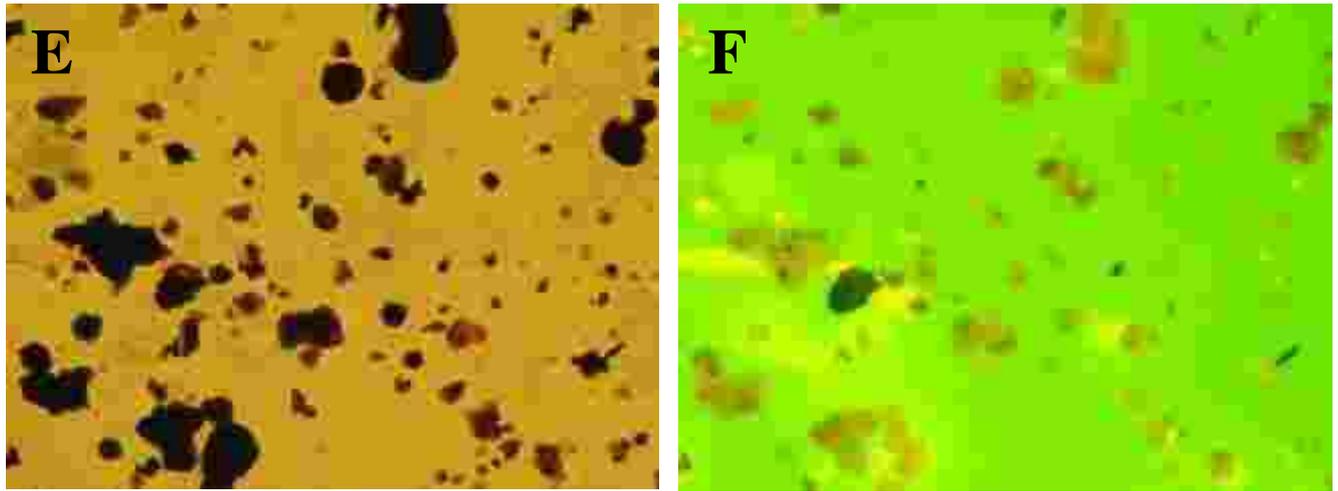


Planche XXXVIII : Palynofaciès des argiles bitumineuses de Samo.

A et B : bitume biodégradé (A : lumière transmise. B : lumière fluorescente). C et D : Gouttelettes brunes (flèche bleue) à noires (flèche rouge) d'hydrocarbures (C : lumière transmise. B : lumière fluorescente). E et F : Gouttelettes d'hydrocarbures noircies (E : lumière transmise. F : lumière fluorescente)

Tableau XXVII : Proportion des macéraux des affleurements de Bingerville et de Samo

Affleurements	Échant.	Liptinite %	Vitrinite %	Inertinite %
BINGERVILLE	B 1	2	58	40
	B 2	5	65	30
	B 3	5	95	0
SAMO	Sa 1	0	0	0
	Sa 2	0	0	0
	Sa 3	0	0	0
	Sa 4	0	0	0
	Sa 5	0	0	0

2.2. Matière organique des forages d'Adiaké

À Adiaké, les forages étudiés sont Adia 1, Adia 3 et Adia 4. Dans les échantillons d'Adiaké, les macéraux sont abondants dans les préparations palynologiques sauf dans le forage Adia 4 et les échantillons Adia1-39, Adia3-58, Adia3-92 et Adia3-94 où ils sont rares. Les différentes proportions des macéraux sont consignées dans le tableau XXVIII.

Dans le forage Adia 1, les macéraux sont composés de liptinite, de vitrinite et d'inertinite (Planche XXXIX). À la cote 39 m, on ne trouve que de rares liptinites et assez de bitume

biodégradé. Dans l'échantillon Adia1-24, on retrouve des traces de bitume. Les liptinites sont composés d'alginate, de résinite, de cutinite et de matière organique amorphe (bituminite) issue de la dégradation des algues. Les vitrinites sont composées de matière organique issue de la dégradation des tissus de végétaux. Ces vitrinites sont partiellement oxydées (semifusinite) et souvent totalement oxydées (inertodetrinite et fusinite). Ces vitrinites sont des inertinites. Cette matière organique n'est pas fluorescente. Les inertinites proviennent de l'oxydation des vitrinites.

Le forage Adia 3 renferme des liptinites, des vitrinites et des inertinites (Planche XL). On trouve dans les échantillons Adia3-48, Adia3-51, Adia3-54, Adia3-58, Adia3-92 et Adia3-94. Les liptinites sont constituées d'alginites, de cutinites, de résinites, d'éléments aliphatiques (dinokystes et probablement débris de bactéries), de matières organiques amorphes provenant de la dégradation des algues (bituminite) et de sporinites. Les résinites et les éléments aliphatiques ne sont présents que dans les échantillons Adia3-48 et Adia3-51. Dans l'échantillon Adia3-58, on rencontre des traces de bitume biodégradé. On observe une abondance de sporinites dans les échantillons Adia3-92 et Adia3-94, mais leur faciès est pauvre. Les alginites se rencontrent aussi mais en proportion faible. Ces sporinites constituent les éléments essentiels des liptinites. Les vitrinites sont composées de matières organiques gélifiées qui ont été oxydées. Ce sont donc des inertinites. Dans les échantillons Adia3-92 et Adia3-94, on rencontre assez de dinokystes qui sont fluorescents.

Les macéraux sont seulement présents dans l'échantillon Adia4-91 du forage Adia 4 (Planche XLI). Dans l'échantillon Adia4-8, on n'observe que du bitume biodégradé. Les macéraux sont constitués de liptinites (sporinite et cutinite), de vitrinite (matière organique gélifiée partiellement oxydée) et d'inertinite (carbonisation des vitrinites). Les vitrinites partiellement et totalement oxydées sont des inertinites.

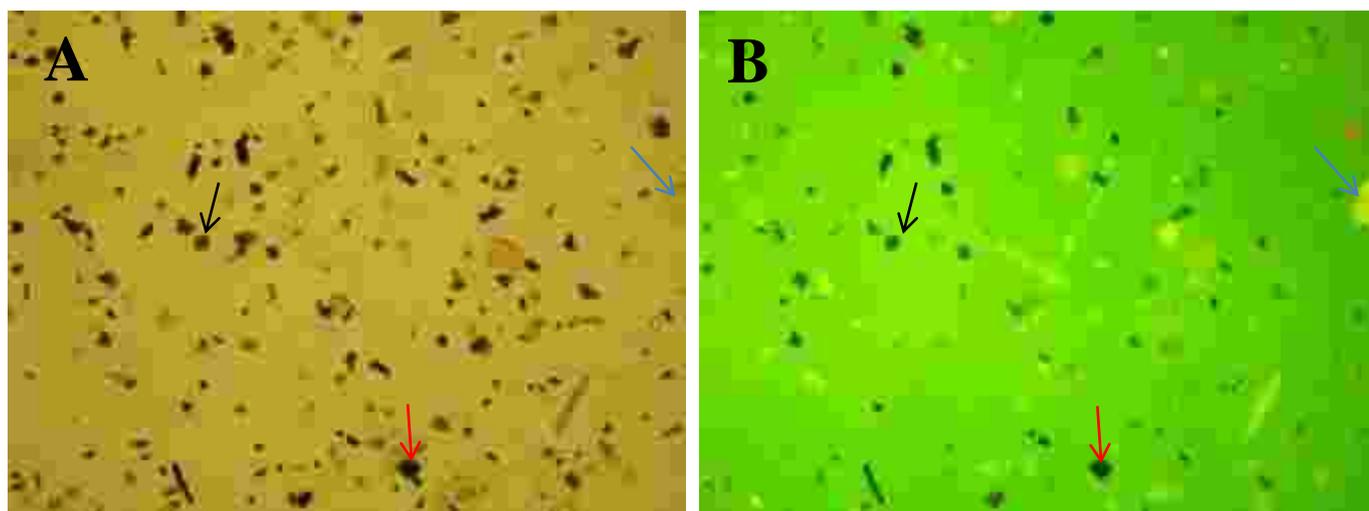
Il ressort de cette analyse que les macéraux des forages Adia ont été remaniés, ce qui a produit l'oxydation des vitrinites. Les types III et IV déterminés par le Rock Eval 6 s'accordent avec le palynofaciès. L'oxydation a donc influencé le type de kérogène en apportant le carbone inerte dans le milieu par le remaniement. L'oxydation a permis la transformation des vitrinites en inertinites. Le paléoenvironnement est deltaïque communiquant avec la mer. Les shales des forages Adia sont des shales prodeltaïques. Plus la vitrinite est carbonisée et plus le kérogène vire au type IV. Les échantillons Adia1-39 et Adia4-8 ne contiennent que du bitume biodégradé dans leur faciès et ne sont pas des roches mères. Dans l'échantillon Adia1-39, on rencontre de rare sporinites. Ces deux échantillons

proviennent d'argiles kaoliniques contaminées par des hydrocarbures. Les hydrocarbures sont effectivement allochtones.

D'une manière générale, le faciès des échantillons des forages d'Adiaké ne sont pas très riches en macéraux. Les kérogènes des forages Adia dérivent du remaniement d'anciens kérogènes de type III.

Tableau XXVIII : Pourcentage des macéraux des forages d'Adiaké

FORAGES	Échant.	Pdr (m)	Liptinite %	Vitrinite %	Inertinite %
Adia 1	Adia1-24	24	35	0	65
	Adia1-39	39	0	0	0
Adia 3	Adia3-48	48	40	0	60
	Adia3-51	51	30	0	75
	Adia3-54	54	40	50	10
	Adia3-58	58	40	30	30
	Adia3-92	92	65	25	10
	Adia3-94	94	94	75	10
Adia 4	Adia4-08	8	0	0	0
	Adia4-91	91	35	0	65



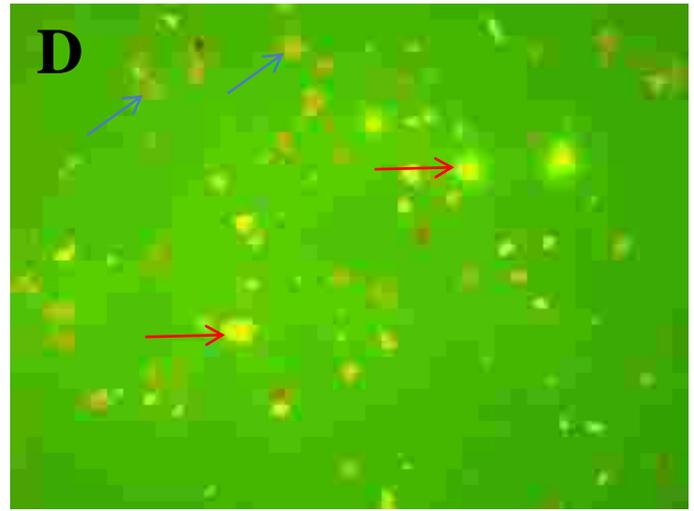
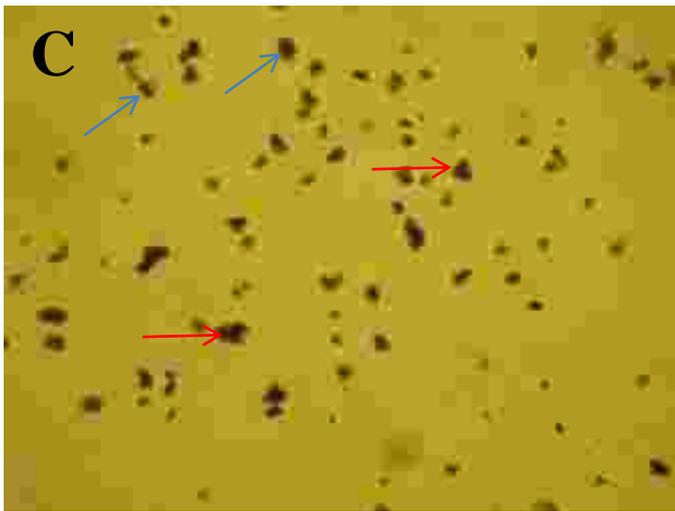
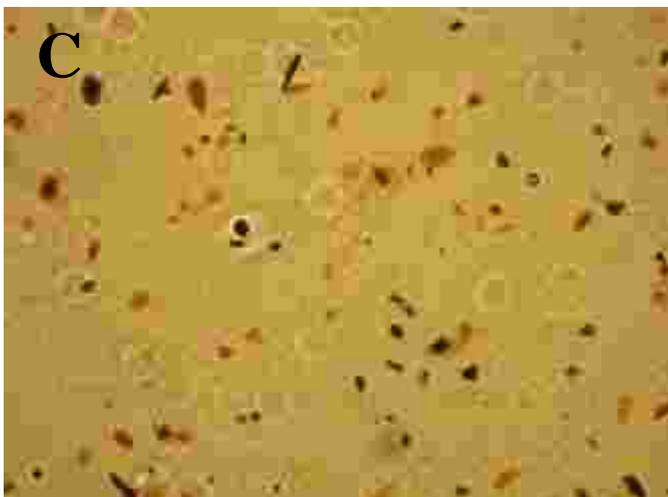
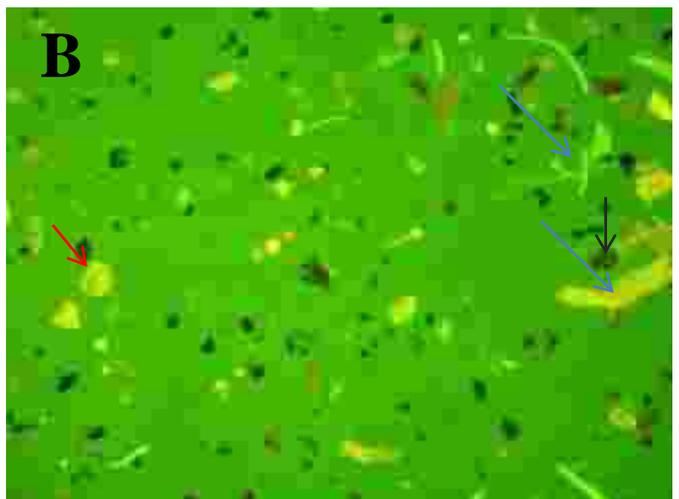
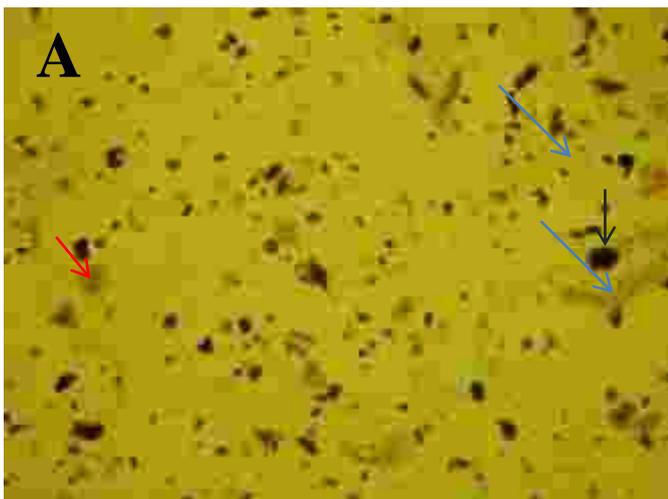


Planche XXXIX : Palynofaciès des échantillons du forage Adia 1.

A et B : Palynofaciès de l'échantillon Adia1-24 (A : lumière transmise ; B : lumière fluorescente ; flèche bleue : cutinite ; flèche noire : vitrinite partiellement oxydée ; flèche rouge : inertinite). C et D : Palynofaciès de l'échantillon Adia1-39 (C : lumière transmise ; D : lumière fluorescente ; flèche bleue : bitume biodégradé ; flèche rouge : liptinite)



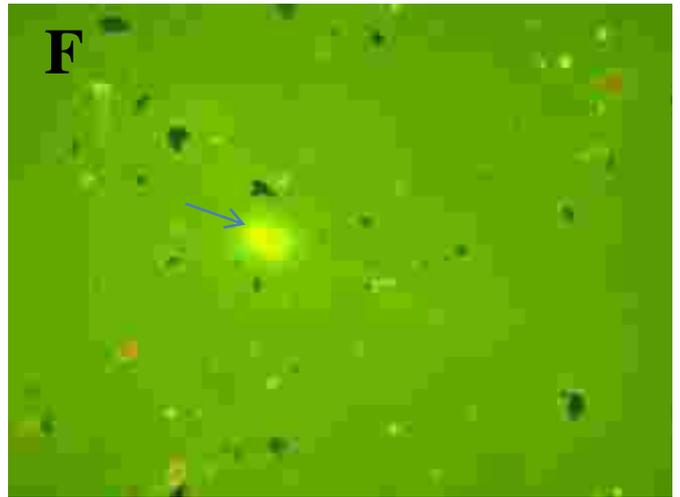
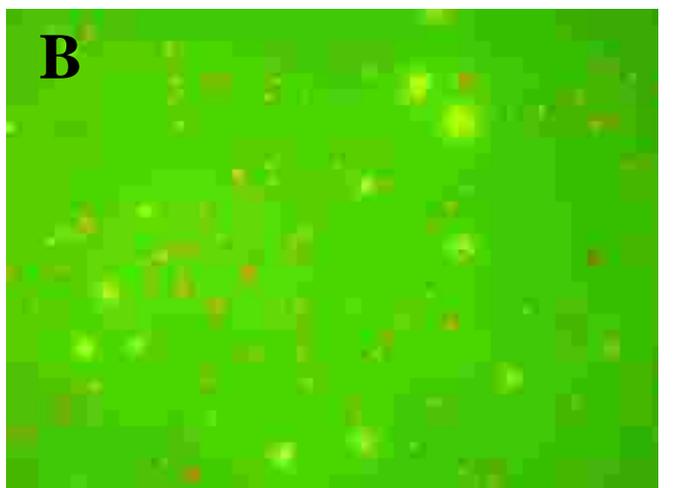


Planche XL : Palynofaciès des échantillons du forage Adia 3.

A et B : Palynofaciès de l'échantillon Adia3-48 (A : lumière transmise ; B : lumière fluorescente ; flèches bleues : débris aliphatiques ; flèches noires : inertinites ; flèches rouges : sporinites). C et D : palynofaciès de l'échantillon Adia3-54 (C : lumière transmise ; D : lumière fluorescente). E et F : Palynofaciès de l'échantillon Adia3-58 (E : lumière transmise ; F : lumière fluorescente ; flèches bleues : bitume biodégradé). G et H : Palynofaciès de l'échantillon Adia3-94 (G : lumière transmise ; H : lumière fluorescente)



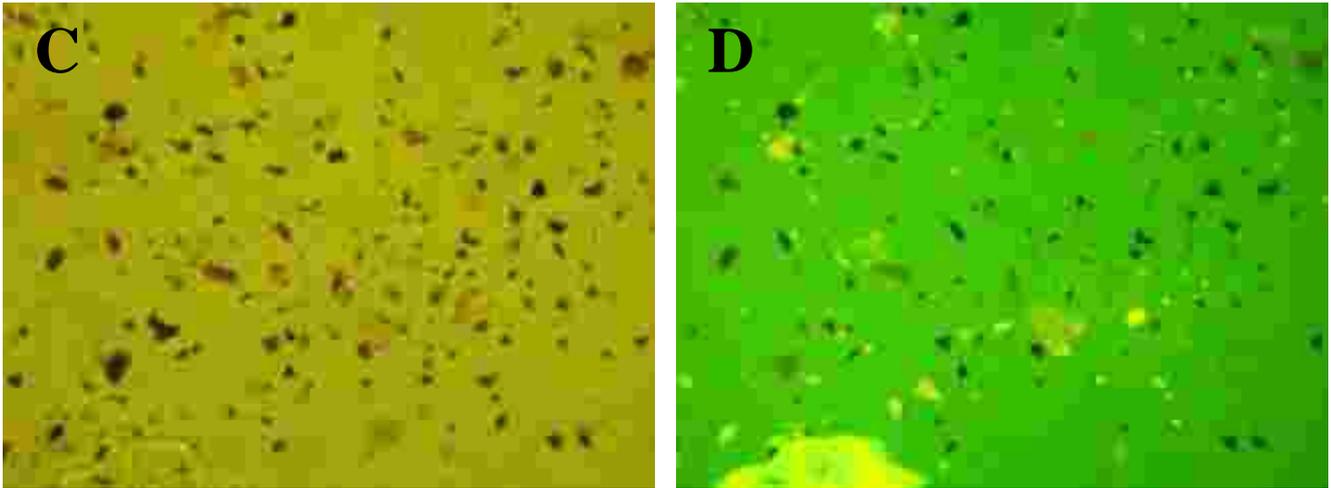


Planche XLI : Palynofaciès des échantillons du forage Adia 4.

A et B : Palynofaciès de l'échantillon Adia4-8 (A : lumière transmise et B : lumière fluorescente). C et D : Palynofaciès de l'échantillon Adia4-91 (C : lumière transmise et D : lumière fluorescente)

2.3. Matière organique des forages d'Éboïnda

L'étude du palynofaciès des forages d'Éboïnda a été faite sur les forages hors lagune et les forages lagune. Les forages hors lagune sont Ebo 1, Ebo 2, Ebo 5 et Ebo 6. Les forages lagune comprennent Ebl 1, Ebl 3 et Ebl 4.

2.3.1. Matière organique des forages hors lagune d'Éboïnda

La répartition des macéraux de ces forages est donnée dans le tableau XXIX.

Dans ces forages, on ne rencontre que des liptinites et des inertinites sauf dans le forage Ebo 1 où on ne trouve que des liptinites et des vitrinites (Planche XLII). Les liptinites sont composées de sporinites et de matière organique amorphe issue de la dégradation des algues. Dans l'échantillon Ebo1-76 du forage Ebo 1, les liptinites sont composées de matière organique et de sporinites. Ces liptinites sont opaques en lumière transmise et très fluorescentes. Elles camouflent certaines vitrinites. Cela signifie qu'il y a eu une oxydation puis un remaniement des liptinites. L'oxydation est due à l'exposition en sub-surface des roches avant l'érosion et le transport qui ont permis le remaniement. Les vitrinites sont constituées de débris de végétaux mais celles-ci ne sont pas oxydées. Les vitrinites se sont déposées lors du remaniement des liptinites. L'oxydation des liptinites a fourni un fort pourcentage de carbone inerte à la matière organique. Cela a joué sur les paramètres du Rock Eval 6, donnant un Tmax non crédible et un type IV aux kérogènes. C'est l'oxydation qui a rendu ces roches inertes, donc incapables de produire.

Les échantillons du forage Ebo 2 sont constitués de liptinites (sporinites et matière organique amorphe) et d'inertinites. Les échantillons du forage Ebo 2 ont été remaniés. Les inertinites proviennent en partie de l'oxydation des vitrinites. On rencontre des vitrinites non oxydées dans l'échantillon Ebo2-11. Les liptinites sont majoritairement oxydées. Ces échantillons proviennent des shales prodeltaïques.

Les échantillons des deux forages caractérisent un environnement deltaïque.

Le palynofaciès des échantillons du forage Ebo 5 est très pauvre sauf dans l'échantillon Ebo5-18. Les échantillons du forage Ebo 5 sont caractérisés par la présence de liptinites et de bitume biodégradé (Planche XLIII). Les liptinites ne sont présentes que dans les échantillons Ebo5-10 et Ebo5-18 et les bitumes dans les échantillons Ebo5-21 et Ebo5-23. Dans le faciès de l'échantillon Ebo5-10, on rencontre en plus des liptinites, des traces d'inertinites et beaucoup de tourmaline. Les liptinites sont constituées de matière organique partiellement ou totalement oxydée et sont pauvres dans ce faciès. Elles ont donc subi un remaniement. Ce ne sont pas des roches mères et le type de matière organique n'est pas déterminable. Le type III caractérisé par le Rock Eval 6 est donc erroné.

Les liptinites de l'échantillon Ebo5-18 sont constituées de sporinites et de matière organique amorphe issue de la dégradation des algues, recouvertes de bitume oxydé. Les sporinites sont rares, et les inertinites et vitrinites absentes. Le bitume oxydé a influencé le type III de kérogène donné par le Rock Eval 6. Ce type III est erroné et serait un type II sulfuré vu la présence de pyrite. Le paléo-milieu serait de type lacustre restreint (PETERS *et al.*, 2005).

Les macéraux sont absents dans les échantillons Ebo5-21 et Ebo5-23 sauf dans Ebo5-21 qui présente de rares sporinites. Seuls les bitumes sont observables dans les faciès. Le type de matière organique est indéterminé dans ces deux échantillons puisqu'ils ne sont pas des roches mères. La matière organique est très rare. Le Rock Eval 6 a déterminé un type III pour l'échantillon Ebo5-21, mais le caractère très pauvre en macéraux, montre que ce type est erroné.

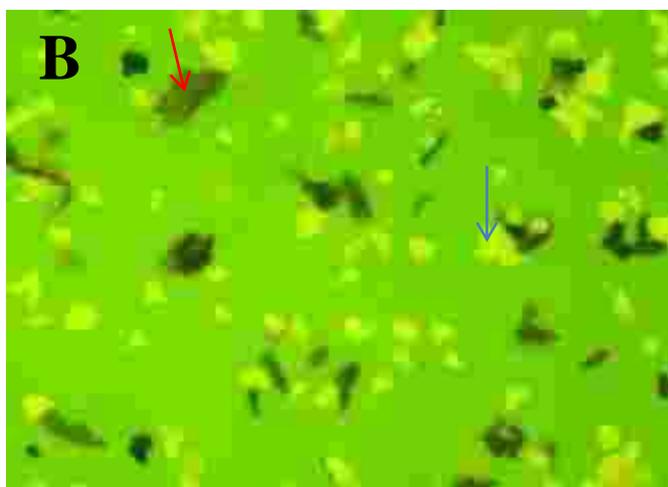
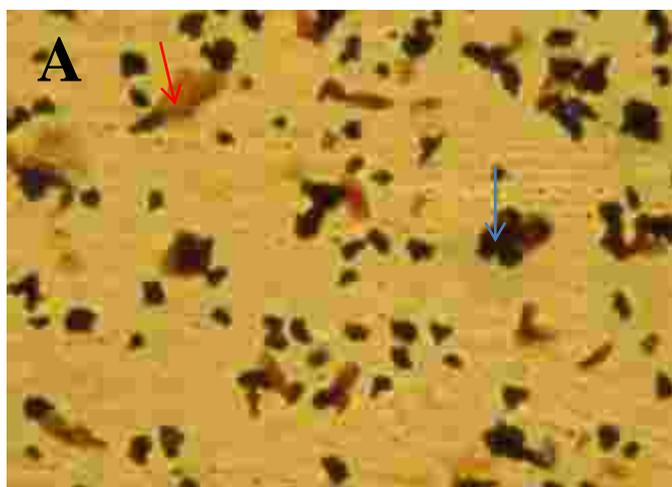
Seul l'échantillon Ebo6-16 a été étudié dans le forage Ebo 6. Il contient assez de tourmaline et de liptinites oxydées mais a une fluorescence (Planche XLIV). Cela indique une oxydation suivie d'un remaniement. Il y a donc une forte influence continentale. L'environnement de dépôt est lacustre. Les vitrinites sont absentes. Les inertinites sont rares et dérivent de l'oxydation totale des vitrinites. Les liptinites observées sont rares et formées de matière organique amorphe oxydée dérivant de l'altération des algues et de rares sporinites. Ces liptinites sont souvent couvertes de bitume. Le type de kérogène (type III) déterminé au Rock Eval 6 est erroné car ces roches ne sont pas des roches mères, la présence de la tourmaline

ayant influencé les résultats. La plupart des tourmalines sont altérées et couvertes de liptinites présentant des fluorescences. Certains minéraux altérés non identifiables présentent aussi une fluorescence.

Les résultats du palynofaciès des forages hors lagune montrent que les kérogènes proviennent de kérogènes de types II ou II/III remaniés et oxydés qui donnent les types III ou IV caractérisés au Rock Eval 6. Leur faciès présente souvent des bitumes oxydés. Les bitumes et les effets de l'oxydation ont influencé les TOC et les S2 et donc les valeurs IP.

Tableau XXIX : Proportion des macéraux des forages hors lagune d'Éboïnda

FORAGES	Échant.	Pdr (m)	Liptinite %	Vitrinite %	Inertinite %
Ebo 1	Ebo1-76	76	70	30	0
Ebo 2	Ebo2-11	11	70	15	15
	Ebo2-86	86	70	0	40
Ebo 5	Ebo5-10	10	98	0	2
	Ebo5-18	18	100	0	0
	Ebo5-21	21	100	0	0
	Ebo5-23	23	100	0	0
Ebo 6	Ebo6-16	16	98	0	2



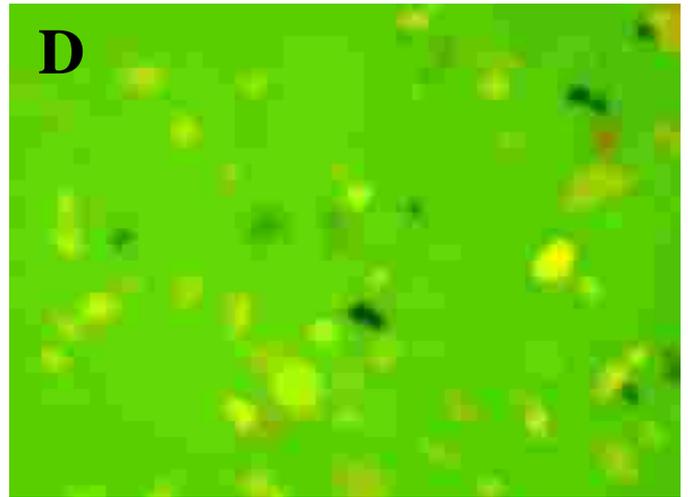
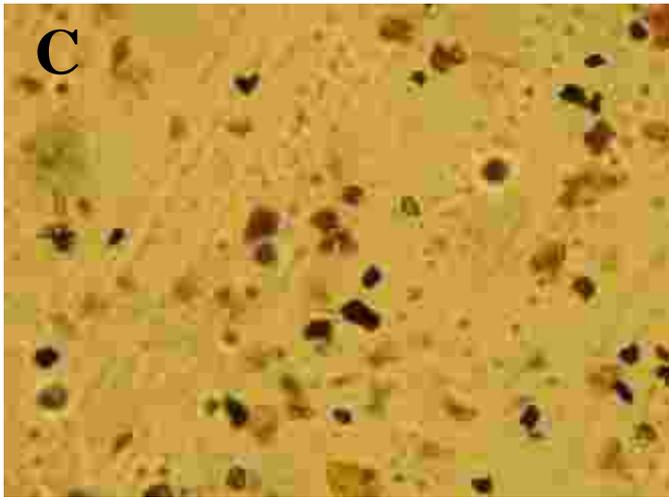
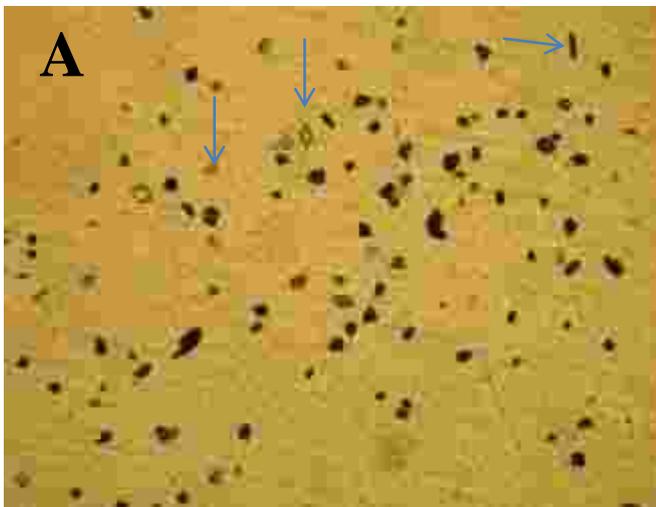


Planche XLII : Palynofaciès des échantillons des forages Ebo 1 et Ebo 2.

A et B : Palynofaciès de l'échantillon Ebo1-76 (A : lumière transmise ; B : lumière fluorescente ; flèches bleues : matière organique amorphe ; flèches rouges : vitrinites). C et D : Palynofaciès de l'échantillon Ebo2-11 (C : lumière transmise ; D : lumière fluorescente).

E et F : Palynofaciès de l'échantillon Ebo2-86 (E : lumière transmise ; F : lumière fluorescente)



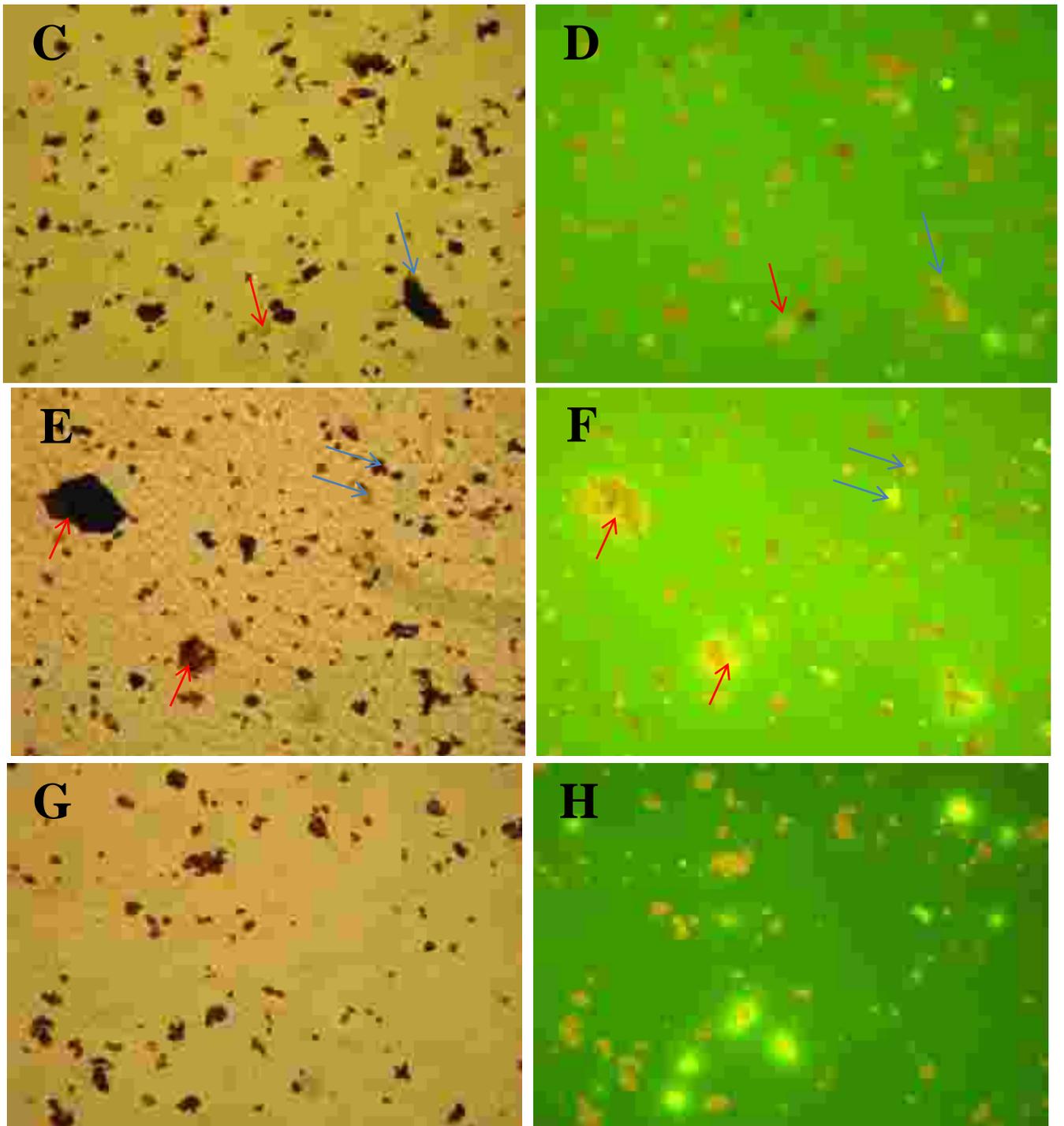


Planche XLIII : Palynofaciès des échantillons du forage Ebo 5.

A et B : Palynofaciès de l'échantillon Ebo5-10 (A : lumière transmise ; B : lumière fluorescente ; flèches bleues : tourmaline). C et D : Palynofaciès de l'échantillon Ebo5-18 (C : lumière transmise ; D : lumière fluorescente ; flèches bleues : matière organique recouverte de bitume ; flèches rouges : sporinite). E et F : Palynofaciès de l'échantillon Ebo5-21 (E : lumière transmise ; F : lumière fluorescente ; flèches bleues : liptinites ; flèches rouges : bitume biodégradé). G et H : Palynofaciès de l'échantillon Ebo5-23 constitué de bitume biodégradé (A : lumière transmise ; B : lumière fluorescente)

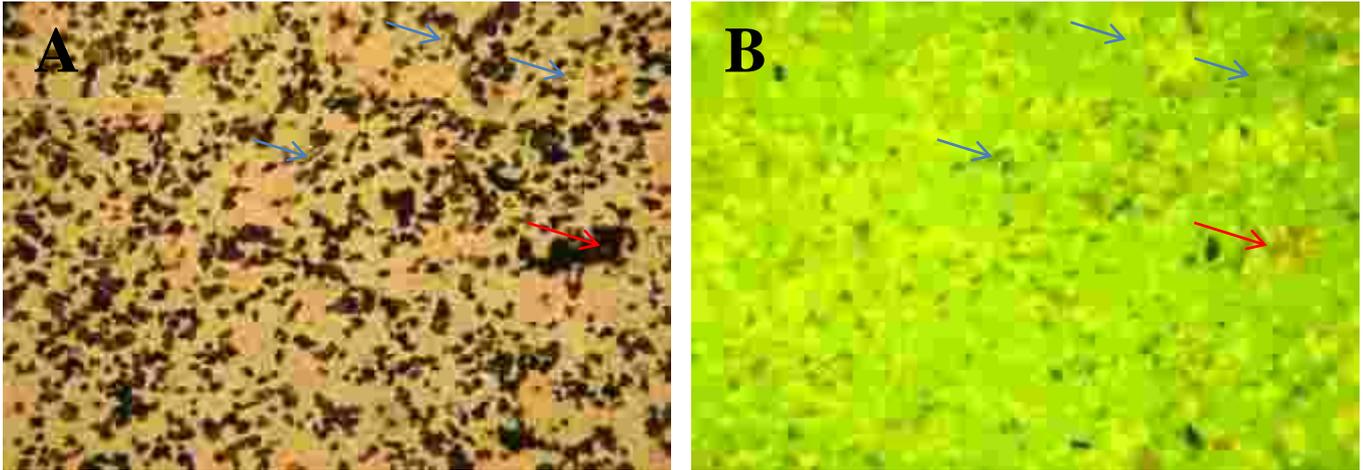


Planche XLIV : Palynofaciès de l'échantillon Ebo6-16

(A : lumière transmise ; B : lumière fluorescente ; flèches bleues : tourmaline ; flèches rouges : liptinites recouvertes de bitume)

2.3.2. Matière organique des forages lagune d'Éboïnda

Les résultats du palynofaciès des forages Éboïnda lagune sont donnés dans le tableau XXX.

Le palynofaciès des échantillons du forage Ebl 1 est composé de liptinites, de vitrinites et d'inertinites. Les liptinites sont formées d'une abondance de cutinites partiellement oxydées et de quelques sporinites (Planche XLV). Les vitrinites sont souvent oxydées. Quant aux inertinites, elles proviennent de l'oxydation partielle ou totale des vitrinites. Il y a donc eu un remaniement des macéraux. Le type III déterminé dans le forage Ebl 1 provient de l'oxydation de matière organique de type II/III ou de type III. Leur environnement de dépôt est deltaïque.

Dans le forage Ebl 3, il n'existe que des liptinites oxydées et remaniées pour former les vitrinites et les inertinites. Les échantillons étudiés dans ce forage sont Ebl3-23, Ebl3-25, Ebl3-30, Ebl3-35 et Ebl3-53. Les faciès des échantillons sont très riches sauf pour l'échantillon Ebl3-23. Le faciès de ce dernier est composé de sporinites, de vitrinites et d'inertinites. Les inertinites dérivent de l'oxydation des vitrinites et des sporinites (Planche XLVI). Pour les échantillons Ebl3-25 et Ebl3-35, les faciès sont caractérisés par l'abondance de débris de dinokystes et de quelques sporinites. Ces fragments sont oxydés partiellement pour certains et totalement pour d'autres, donnant les inertinites (Planche XLVI). Dans le faciès de l'échantillon Ebl3-30, on ne retrouve que de la matière organique issue probablement des fragments de sporinites. La matière organique est opaque à brune en lumière transmise, mais présente une fluorescence. On y rencontre des traces de bitume (Planche XLVI). Le dernier échantillon (Ebl3-53) est constitué de liptinites comprenant les

sporinites, les cutinites et les éléments aliphatiques. Les vitrinites sont formées de débris de végétaux souvent oxydés. L'oxydation des vitrinites, de quelques dinokystes et sporinites a produit les inertinites (Planche XLVI).

On constate que dans le forage Ebl 3, les roches ne sont pas de véritables roches mères à l'exception de l'échantillon Ebl3-23. Les macéraux sont tous oxydés, ce qui explique le type IV identifié par le Rock Eval 6. La sédimentation du forage Ebl 3 est caractérisée par un remaniement de tous les sédiments. L'environnement de dépôt est deltaïque.

L'étude du palynofaciès du forage Ebl 4 a été faite sur les échantillons Ebl4-23 et Ebl4-27. Le palynofaciès de l'échantillon Ebl4-23 est constitué de sporinites et de vitrinites. On rencontre des inertinites provenant de l'oxydation des vitrinites. L'échantillon Ebl4-27 est composé majoritairement de vitrinites partiellement oxydées qui ne sont que des inertinites. Les liptinites comprennent les sporinites. Le faciès de l'échantillon Ebl4-23 est très pauvre, prouvant que ce ne sont pas des roches mères. La matière organique est de type IV pour l'échantillon Ebl4-27 qui dérive du remaniement d'un type III. Le paléo-milieu de ces échantillons est deltaïque.

La carbonisation (oxydation) occasionnée par l'érosion et le remaniement ont influencé le TOC par le carbone inerte. Ils ont également influencé, en présence de bitume, les IP et les S2 en donnant des types erronés au Rock Eval 6.

Le palynofaciès des échantillons des forages d'Éboïnda montre que cette zone a été soumise à l'oxydation suivie d'un remaniement qui a favorisé la reprise des sédiments plus anciens. Cela a entraîné un mélange de faciès anciens et récents.

Tableau XXX : Proportion des macéraux des forages lagune d'Éboïnda

FORAGES	Échant.	Pdr (m)	Liptinite %	Vitrinite %	Inertinite %
Ebl 1	Ebl1-05	5	30	40	30
	Ebl1-15	15	40	40	20
Ebl 3	Ebl3-23	23	50	25	25
	Ebl3-25	25	?	?	?
	Ebl3-30	30	100	0	0
	Ebl3-35	35	?	?	?
	Ebl3-53	53	40	20	40
Ebl 4	Ebl4-23	23	60	0	40
	Ebl4-27	27	30	30	40

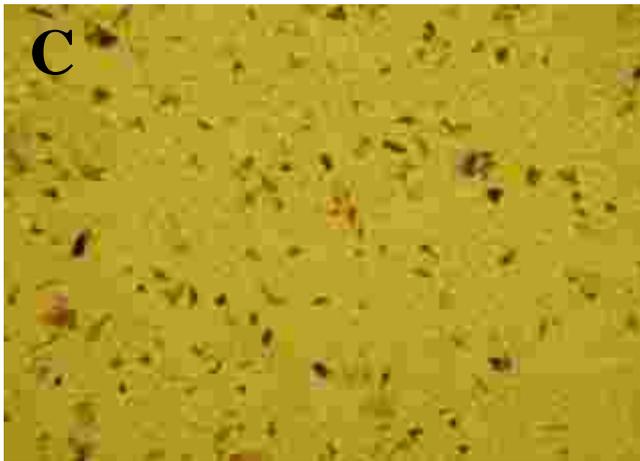
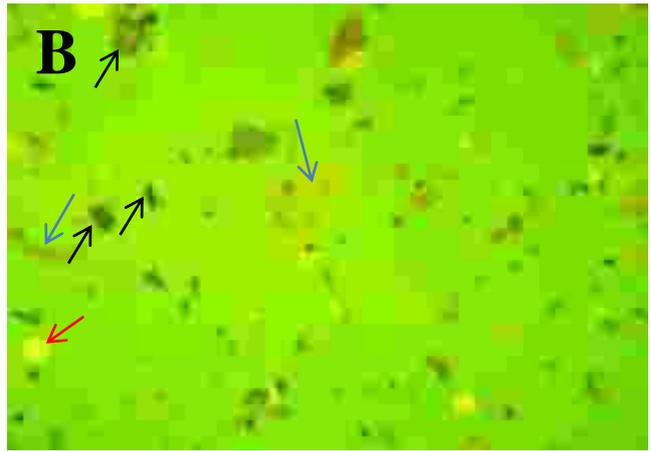
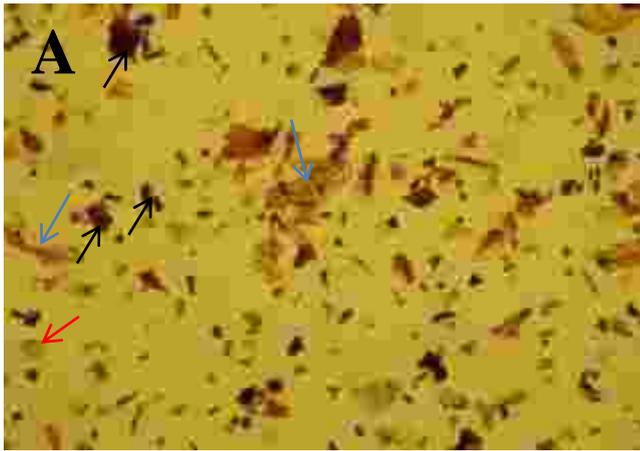


Planche XLV : Palynofaciès des échantillons du forage Ebl 1.

A et B : Palynofaciès de l'échantillon Ebl1-5 (A : lumière transmise ; B : lumière fluorescente ; flèches bleues : cutinites ; flèches rouges : sporinites ; flèches noires : vitrinites). **C et D :** Palynofaciès de l'échantillon Ebl1-15 (C : lumière transmise ; D : lumière fluorescente).



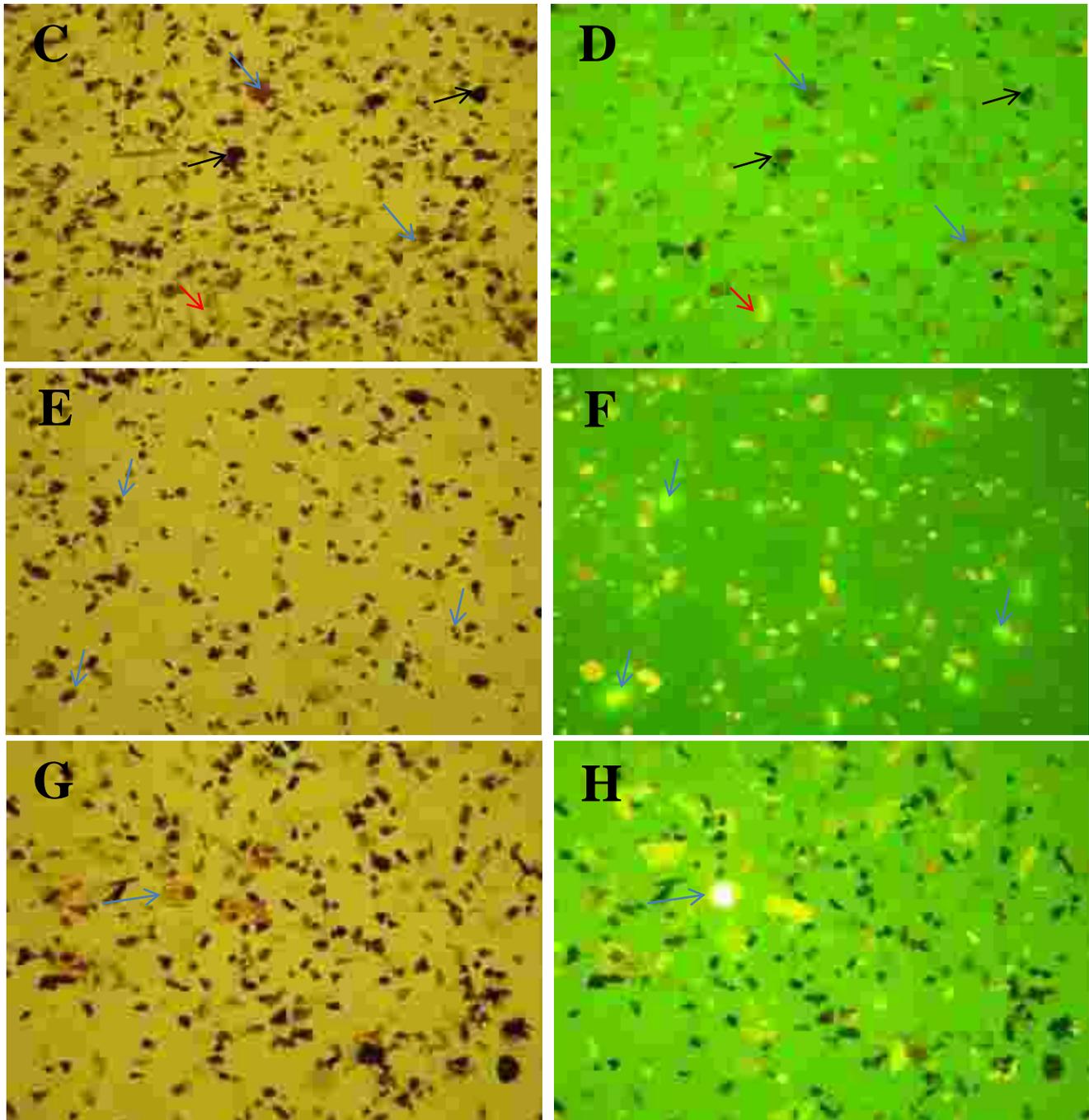


Planche XLVI : Palynofaciès des échantillons du forage Ebl 3.

A et B : Palynofaciès de l'échantillon Ebl3-23 (A : lumière transmise ; B : lumière fluorescente ; flèches bleues : sporinites peu oxydées ; flèches rouges : sporinites très oxydées donnant les inertinites ou vitrinites). C et D : Palynofaciès de l'échantillon Ebl3-35 (C : lumière transmise ; D : lumière fluorescente ; flèches bleues : dinoflagellés ; flèches rouges : sporinites ; flèches noires : inertinites). E et F : Palynofaciès de l'échantillon Ebl3-30 montrant la matière organique amorphe (E : lumière transmise ; F : lumière fluorescente ; flèches bleues : matière organique couverte de bitume). G et H : Palynofaciès de l'échantillon Ebl3-53 à sporinites, cutinites, vitrinites et inertinites (G : lumière transmise ; H : lumière fluorescente ; flèches bleues : palynomorphe)

3. COLORATIONS CARACTÉRISTIQUES DES MIOSPORES

La détermination de la coloration des miospores s'est faite sur les roches mères caractérisées de l'Est du bassin onshore de Côte d'Ivoire, même si leur potentiel pétrolier est pauvre.

3.1. Colorations caractéristiques des miospores de Bingerville

Les roches mères de Bingerville sont les argiles gris clair à gris peu sombre. Les différentes valeurs des SCI sont mentionnées dans le tableau XXXI (Planche XLVII).

Les valeurs SCI montrent que les argiles gris clair à gris peu sombre sont des roches mères immatures.

Tableau XXXI : Valeurs SCI des argiles gris clair à gris peu sombre de Bingerville

Échantillons	Valeurs SCI
B1	3,5 à 4
B2	3 à 4
B3	3 à 4

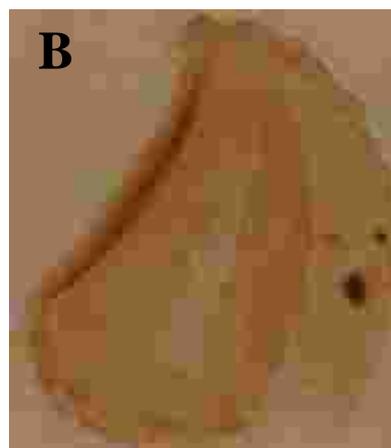
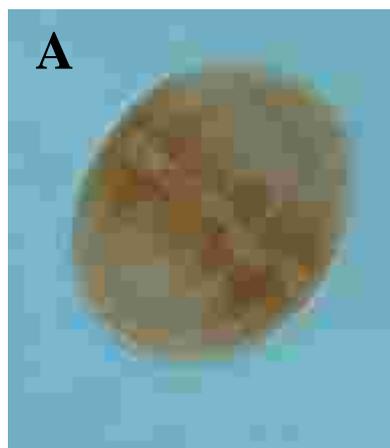


Planche XLVII : Coloration des miospores des argiles gris clair à gris peu sombre de Bingerville

(A : SCI=3 à 3,5. B : SCI=4)

3.2. Colorations caractéristiques des miospores d'Adiaké

La détermination de la coloration des miospores s'appuie sur les roches mères pauvres des forages Adia 1, Adia 3 et Adia 4 (Planche XLVIII). Les résultats des SCI figurent au tableau XXXII.

La coloration des miospores des roches mères d'Adiaké traduit un mélange de maturité. Certains miospores sont immatures et d'autres ont atteint la maturité d'huile. Dans toutes les

roches mères, les miospores présentant une maturité d'huile sont très nombreux. Ceux par contre qui sont immatures sont rares. Dans les échantillons Adia3-92 et Adia3-94, les miospores sont peu abondants mais présentent les mêmes degrés de maturité que les autres échantillons. Cela suppose que les miospores à maturité d'huile ont été remaniés pour se retrouver avec des miospores qui n'ont pas atteint la maturité au cours du nouvel enfouissement. Le remaniement a été occasionné par l'érosion de roches anciennes suivie d'une sédimentation. Ces résultats corroborent ceux du palynofaciès des roches mères d'Adiaké qui mettent en évidence l'oxydation des liptinites et des vitrinites pour donner les inertinites.

En résumé, les roches mères d'Adiaké sont immatures et renferment des miospores oxydés et remaniés qui leur donnent un état de maturité d'huile. La maturation est favorisée par l'oxydation et le remaniement. Ces miospores sont donc immatures en réalité. La zone d'Adiaké est caractérisée par l'alternance d'érosion et de dépôt de sédiments.

Tableau XXXII : Valeurs SCI des roches mères pauvres d'Adiaké

Forages	Échantillons	Valeurs SCI
Adia 1	Adia1-24	3 à 7
Adia 3	Adia3-48	3 à 8
	Adia3-51	5 à 8
	Adia3-54	3,5 à 8
	Adia3-58	5 à 7
	Adia3-92	3 à 8
	Adia3-94	3 à 7
Adia 4	Adia4-91	3 à 8



Planche XLVIII : Coloration des miospores d'Adiaké

(A : SCI=3 ; B : SCI=5 ; C : SCI=8)

3.3. Colorations caractéristiques des miospores d'Éboïnda

Les roches mères d'Éboïnda proviennent des forages Ebo 2, Ebo 5, Ebl 1, Ebl 3 et Ebl 4. Les différentes valeurs SCI des miospores des roches mères de ces forages sont présentées dans le tableau XXXIII (Planche XLIX). Les échantillons Ebo1-76, Ebo6-16 et Ebl4-23 ne sont pas des roches mères, mais compte tenu de la quantité de miospores présents dans ces échantillons, on a déterminé leurs SCI. Les valeurs SCI de l'échantillon Ebl3-30 du forage Ebl 3 ne sont pas déterminées à cause du déficit en miospores.

Les échantillons Ebo1-76 et Ebo2-86 sont datés du Maastrichtien. Les miospores sont majoritairement matures. Cependant, on rencontre quelques miospores immatures. Il y a donc eu un remaniement dans le forage au Maastrichtien.

Les échantillons des forages Ebo 5, Ebo 6, Ebl 1, Ebl 3 et Ebl 4 et l'échantillon Ebo2-11 montrent une association de miospores d'âges différents allant du Maastrichtien au Quaternaire d'après l'étude palynologique. Dans ces échantillons, les miospores sont constitués en majorité de miospores à maturité d'huile produite par l'oxydation et non par la température d'enfouissement. Les miospores immatures sont rares dans certains échantillons et absents dans d'autres, ce qui suggère un remaniement.

Comme à Adiaké, la zone d'Éboïnda est une zone de remaniement où le remaniement est plus accentué. Les roches mères d'Éboïnda sont aussi des roches mères immatures renfermant généralement des miospores remaniés à maturité d'huile.

Les régions de l'Est du bassin onshore de Côte d'Ivoire ont été soumises à une alternance d'érosion et de dépôt de sédiments qui ont produit des miospores à maturité d'huile dans les sédiments. Les miospores matures ne présentent pas les mêmes valeurs SCI, celles-ci allant de 5 à 8. La présence de miospores matures a influencé les valeurs IP en plus de la présence du bitume. La maturité des miospores est due aux effets de la température atmosphérique, de l'érosion et du transport qui les ont oxydés ; elle n'est pas due à la température d'enfouissement. C'est ce qui explique l'immaturité des roches mères.

La présence de miospores remaniés à maturité d'huile et de bitume dans les roches mères immatures d'Adiaké et d'Éboïnda a eu un effet sur les valeurs des S2, TOC et IP. C'est ce qui explique les valeurs anormales des IP.

Tableau XXXIII : Valeurs SCI des roches mères pauvres d'Éboïnda

Forages	Échantillons	Valeurs SCI
Ebo 1	Ebo1-76	3,5 à 7
Ebo 2	Ebo2-11	3,5 à 8
	Ebo2-86	5 à 8
Ebo 5	Ebo5-18	5 à 7
Ebo 6	Ebo6-16	5 à 7
Ebl 1	Ebl1-05	3 à 6
	Ebl1-15	3 à 8
Ebl 3	Ebl3-23	5 à 8
	Ebl3-25	5 à 8
	Ebl3-35	5 à 8
	Ebl3-53	3,5 à 7
Ebl 4	Ebl4-23	5 à 8
	Ebl4-27	3,5 à 7

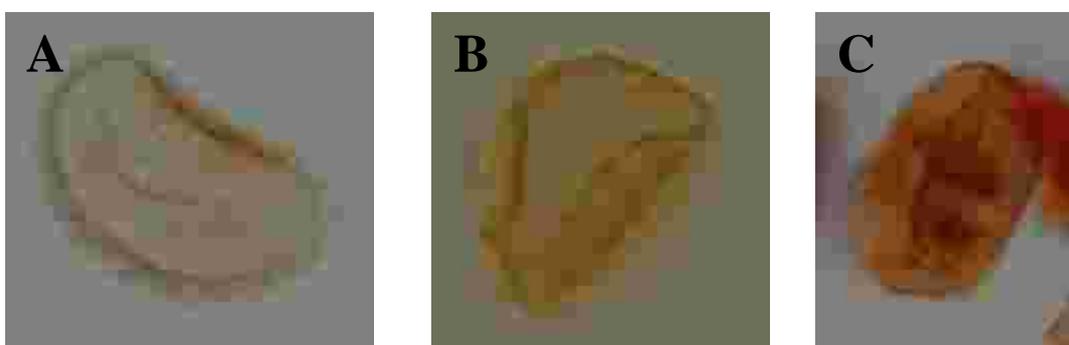


Planche XLIX : Coloration des miospores d'Éboïnda

(A : SCI=3 à 5 ; B : SCI=3,5 ; C : SCI=7)

4. ESTIMATION QUANTITATIVE DES BITUMES

L'extraction des bitumes a été faite sur les sables bitumineux des forages Adia 1, Adia 3 et Adia 5 d'Adiaké et sur les sables bitumineux des forages Ebo 1, Ebo 2, Ebl 2, Ebl 3 et Ebl 4 d'Éboïnda.

4.1. Estimation quantitative des bitumes dans les forages d'Adiaké

Les résultats d'extraction de sables bitumineux sont consignés dans le tableau XXXIV.

L'épaisseur de la couche contenant des bitumes est plus élevée dans le forage Adia 3 que dans les deux autres. Dans le forage Adia 3, le pourcentage de bitume est compris entre 1,48 et 20,79 %. Le bitume est moyennement concentré dans l'intervalle (63-55 m) excepté à la cote 63 m où il est très concentré. La cote 70 m donne la concentration la plus faible dans les forages d'Adiaké. Les forages Adia 1 et Adia 5 contiennent des concentrations moyennes qui oscillent entre 7,46 et 12,2 % (Figure 78). La moyenne d'extraction est d'environ 8,51 % pour l'ensemble des forages. Dans les forages d'Adiaké, l'extraction d'une tonne de sable bitumineux donne au moins 14,79 kg de bitume et au plus 207,88 kg.

Tableau XXXIV : Estimation quantitative des bitumes des roches d'Adiaké

Forages	Échant.	Pdr (m)	Poids échant. (mg)	Bitume extrait (mg)	Bitume		Bitume (mg/g roche)
					%Poids	ppm	
Adia 1	Adia1-35	35	6146	749,8	12,2	12200	122
	Adia1-41	41	6744,4	503	7,46	7460	74,58
Adia 3	Adia3-55	55	8989,3	518,3	5,77	5770	57,66
	Adia3-57	57	5905,2	270	4,57	4570	45,72
	Adia3-59	59	4450,2	347,9	7,82	7820	78,18
	Adia3-61	61	7128	554,7	7,78	7780	77,82
	Adia3-63	63	22101	4594,4	20,79	20790	207,88
	Adia3-70	70	12562	185,8	1,48	1480	14,79
Adia 5	Adia5-62	62	7265,7	633	8,71	8710	87,12

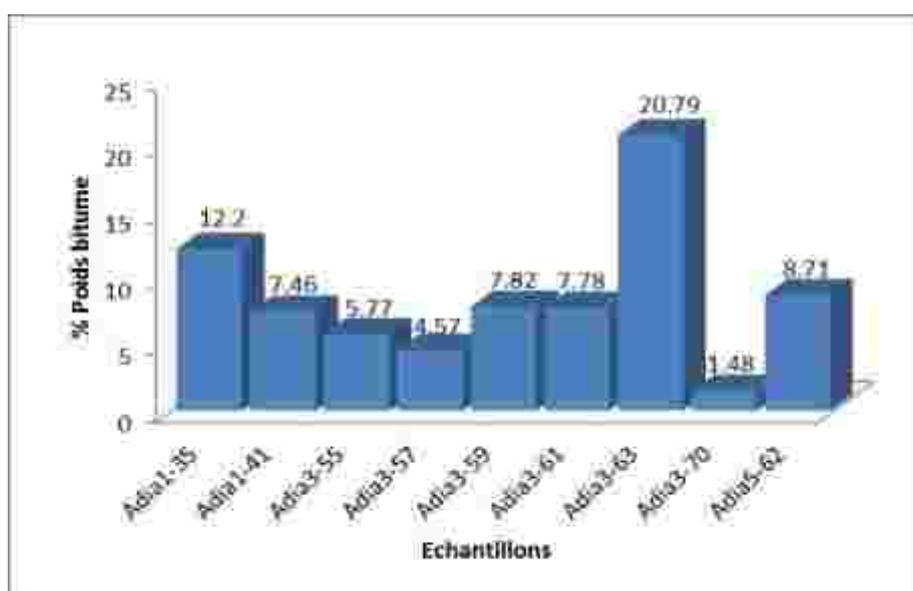


Figure 78 : Pourcentage de bitume dans les sables bitumineux d'Adiaké

4.2. Estimation quantitative des bitumes dans les forages d'Éboïnda

Le bitume extrait est plus concentré dans les échantillons Ebl2-13 et Ebl2-58 (Tableau XXXV et Figure 79). Le forage Ebl 2 est celui qui a la plus grande épaisseur de couche de bitume parmi les forages d'Éboïnda et d'Adiaké. Dans ce forage, le bitume est plus concentré dans l'intervalle (58-13 m). Dans l'intervalle (72-65 m), la concentration est faible. Les autres forages d'Éboïnda présentent des concentrations moyennes variant entre 5,66 à 10,16 % à l'exception de l'échantillon Ebl3-40 où la concentration est faible. Le pourcentage moyen de bitume de l'ensemble des forages d'Éboïnda est d'environ 8,87 %. La quantité minimale de bitume par tonne de sables bitumineux est de 6,32 kg et la quantité maximale de 234,08 kg. La proportion moyenne de bitume des sables bitumineux est à peu près égale au niveau d'Adiaké et d'Éboïnda (Figure 80).

Tableau XXXV : Estimation quantitative des bitumes des roches d'Éboïnda

Forages	Échant.	Pdr (m)	Poids échant. (mg)	Bitume extrait (mg)	Bitume		Bitume (mg/g roche)
					%Poids	ppm	
Ebo 5	Ebo5-23	23	7643,2	432,3	5,66	5660	56,56
	Ebo5-40	40	7898	1039,5	13,16	13160	131,62
Ebo 6	Ebo6-35	35	32303	3283,1	10,16	10160	101,63
Ebl 2	Ebl2-13	13	29575	6922,9	23,41	23410	234,08
	Ebl2-25	25	5003,3	674,1	13,47	13470	134,73
	Ebl2-35	35	7094,5	368,5	5,19	5190	51,94
	Ebl2-45	45	6418,7	255,6	3,98	3980	39,82
	Ebl2-58	58	6034,6	1210,7	20,06	20060	200,63
	Ebl2-65	65	27783,8	175,5	0,63	630	6,32
	Ebl2-72	72	10522	138,4	1,32	1320	13,15
Ebl 3	Ebl3-40	40	5496	99,5	1,81	1810	18,1
	Ebl3-45	45	10136,6	585,1	5,77	5770	57,72
Ebl 4	Ebl4-30	30	5185,9	417,9	8,06	8060	80,58
	Ebl4-38	38	4880,5	562,9	11,53	11530	115,34

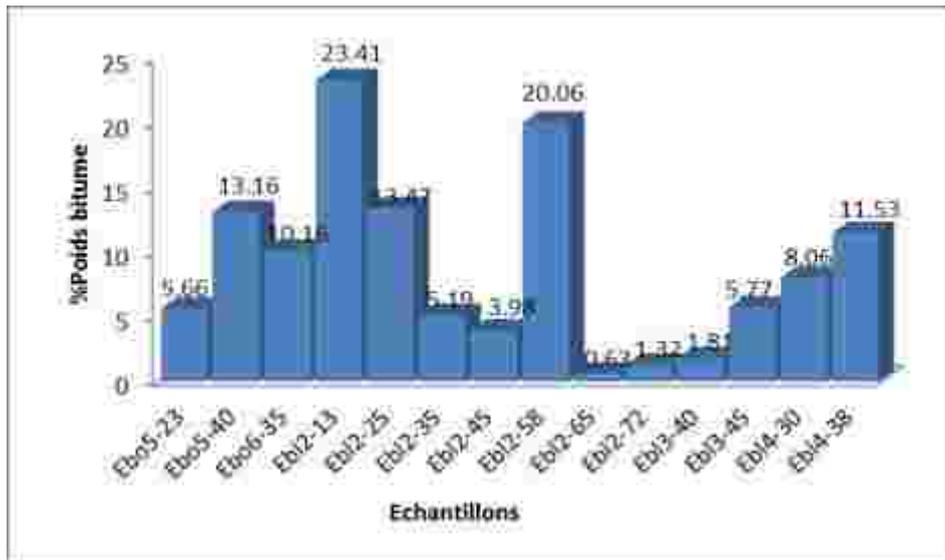


Figure 79 : Pourcentage de bitume dans les sables bitumineux d'Éboïnda

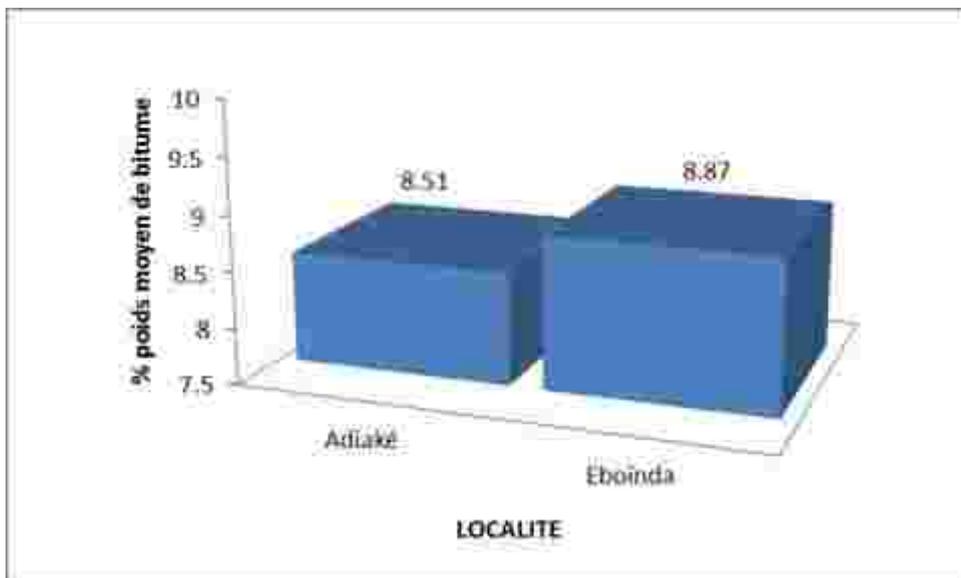


Figure 80 : Proportion moyenne de bitume à Adiaké et à Éboïnda

4.3. Interprétation des extractions

Les faibles taux de bitume extrait montrent que l'extraction dépend principalement du taux d'imprégnation des sables. Pour un taux d'imprégnation équivalent, l'extraction dépend de la taille des grains de sable, du pourcentage de la matrice, du classement, et de l'arrondi et la sphéricité des grains.

En résumé, plus les sables bitumineux sont grossiers, bien classés, très arrondis et débarrassés de toute matrice, plus l'extraction est maximale (Photos 57 et 58).



Photo 57 : Grès bitumineux des échantillons Ebl2-35 et Ebl2-58

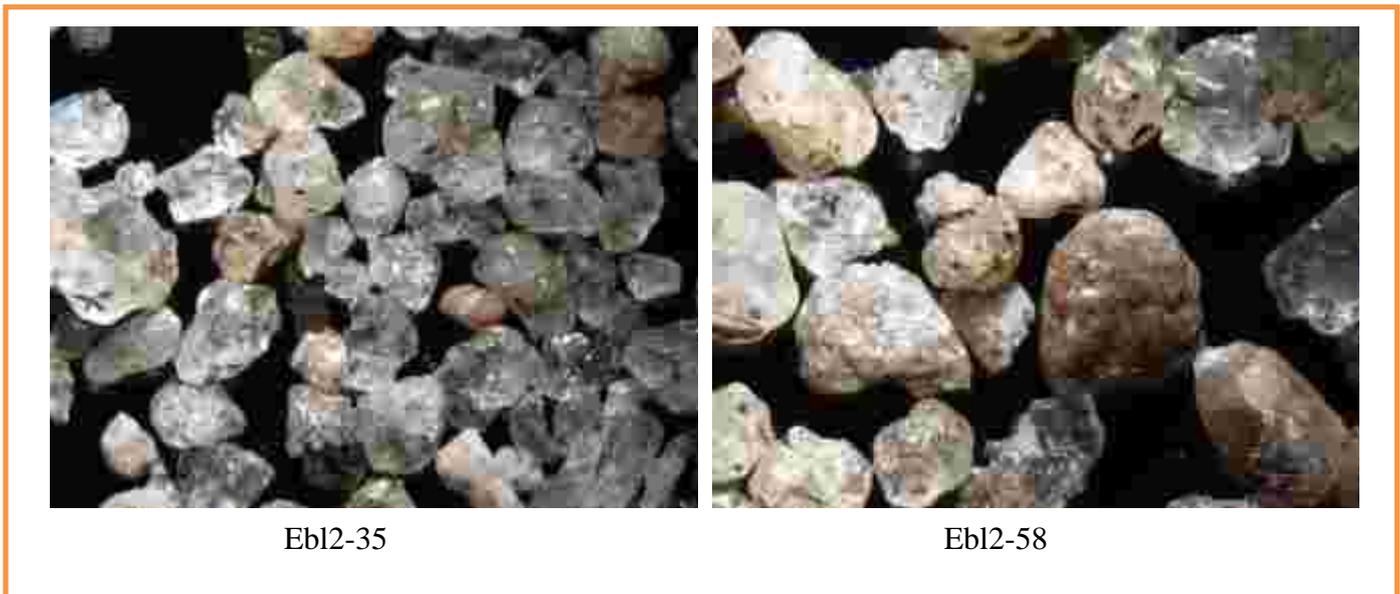


Photo 58 : Sable quartzeux après extraction

(Ebl2-35 : sable bien classé, arrondi à très arrondi à sphéricité moyenne. Ebl2-58 : sable très bien classé, arrondi à très arrondi à sphéricité élevée)

CONCLUSION

La synthèse des résultats du Rock Eval 6, du palynofaciès et de la coloration des miospores montre que les roches mères de l'Est du bassin onshore de Côte d'Ivoire sont pauvres et immatures. Les roches mères sont de type III à Bingerville et de type III ou IV issus du

remaniement de types II, III ou II/III à Adiaké et à Éboïnda. À l'exception de Bingerville, les roches mères immatures ont hérité des miospores oxydés d'anciennes roches mères immatures. C'est l'oxydation de ces miospores qui donne l'aspect de maturité d'huile qui n'est pas due à la température d'enfouissement mais à la température atmosphérique. Ces miospores sont majoritaires dans toutes les roches mères immatures concernées. Les miospores immatures sont rares voire absents. Ce phénomène a été favorisé par les différents remaniements qui se sont produits dans ces régions à la suite des variations eustatiques. Les régions d'Adiaké et Éboïnda sont des zones à remaniement qui est plus accentué au niveau d'Éboïnda. La présence de miospores oxydés et/ou de bitumes a donné des valeurs IP anormales dans les roches mères immatures d'Adiaké et d'Éboïnda.

L'extraction du bitume dans les sables bitumineux montre que les régions d'Adiaké et d'Éboïnda sont riches en bitume. Les proportions moyennes de bitume extrait dans ces régions sont respectivement 8,51 % et 8,87 %. Une tonne de sables bitumineux peut contenir au moins entre 14,79 et 207,88 kg de bitume à Adiaké et entre 6,32 et 234,08 kg de bitume à Éboïnda.

CHAPITRE X : DISCUSSION ET SYNTHÈSE PALÉOENVIRONNEMENTALE

INTRODUCTION

Dans ce chapitre, on discutera les résultats des analyses sédimentologique, pétrographique, exoscopique, minéralogique, palynologique, géochimique et paléoenvironnementale. Aussi, a-t-il été utile d'établir un log synthétique de chaque forage et affleurement.

1. DISCUSSIONS PALYNOLOGIQUES

1.1. Associations palynologiques

Les associations de palynomorphes ont mis en évidence six ensembles stratigraphiques : le Maastrichtien, l'Éocène-Oligocène, l'Oligocène, le Mio-Pliocène, le Plio-Quaternaire et le Quaternaire.

1.1.1. Maastrichtien

Le Maastrichtien est connu à Adiaké et Éboïnda dans les forages Adia 1, Adia 3, Adia 4, Ebo 1 et Ebo 2 au Nord de la Faille des Lagunes. Il a été daté par les dinokystes *Adnatosphaeridium multispinosum*, *Dinogymnium acuminatum*, *Dinogymnium cretaceum undulocostata*, *Dinogymnium cooksonae*, *Dinogymnium westralium*, *Operculodinium centrocarpum*, *Senegalinium bicavatum*, *Senegalinium granulostriatum*, *Senegalinium microspinosum* et *Spiniferites ramosus*. Les genres *Dinogymnium* ne se rencontrent que dans le forage Adia 3. Aux dinokystes, sont associés les spores et pollens *Distaverrusporites simplex*, *Echitriporites trianguliformis*, *Ephedripites multicostatus*, *Exochosphaeridium bifidum*, *Foveotriletes marginatae*, *Longapertites marginatus*, *Longapertites microfoveolatus*, *Monocolpopollenites marginatus*, *Spinozonocolpites baculatus* et *Tubistephanocolpites cylindricus*.

L'association de spores et pollens caractéristiques du Crétacé supérieur (Campanien-Maastrichtien) de la province WASA (West African-South American), c'est à dire l'Afrique de l'Ouest et l'Amérique du Sud (HERNGREEN & CHLONOVA, 1981), est constituée par les espèces suivantes : *Foveotriletes margaritae*, *Zlivisporis blanensis*, *Distaverrusporites simplex*, *Ariadnaesporites sp.*, *Rugulatisporites caperatus*, *Auriculidites reticulatus*, *Spinizonocolpites baculatus*, *Echitriporites trianguliformis*, *Longapertites marginatus*, *Proteacidites miniporatus*, *Monocolpites marginatus*, *Constructipollenites ineffectus*, *Tubistephanocolpites cylindricus* et *Retidiporites magdalenensis*. GERMERAAD *et al.* (1968) ont décrit *Foveotriletes margaritae* dans le Maastrichtien et le Paléocène inférieur. L'association de cette espèce à *Longapertites marginatus* et *Spinozonocolpites baculatus* est

postérieure au Campanien et plus ancienne que le Maastrichtien supérieur (CHIAGHANAM *et al.*, 2012).

Dans le bassin offshore ivoirien, le Maastrichtien est mis en évidence par DIGBEHI *et al.* (2011) grâce à l'association de : *Andalusiella mauthei*, *Andalusiella gabonensis*, *Cerodinium granulostriatum*, *Senegalinium microspinosum*, *Distaverrusporites simplex* et *Spinizonocolpites baculatus*.

L'espèce *Dinogymnium acuminatum* EVITT *et al.* (1967) caractérise le Campanien-Maastrichtien et elle est très abondante dans le Maastrichtien du bassin du Sénégal (JAIN & MILLEPIED, 1975), en Californie et en Alabama (EVITT *et al.* 1967). La présence des espèces *Dinogymnium acuminatum* et *Dinogymnium westralium* dans les formations de Mahadeo en Inde indique également un âge Maastrichtien.

En somme, le Maastrichtien a été reconnu à Adiaké et Éboïnda dans les zones situées au Nord de la Faille des Lagunes. Les formations du Maastrichtien composées de shales ou « mudrocks » alternant avec les sables et les kaolins indiquent des alternances de progradation et de rétrogradation d'un delta. La présence de dinokystes marins (*Dinogymnium et Senegalinium*) dans l'environnement transitionnel montre un remaniement au Maastrichtien suite à une grande régression. C'est pendant cette régression qu'ont eu lieu les fluctuations sporadiques du delta.

Les pollens d'Angiospermes *Longapertites marginatus* et *Echitriporites trianguliformis* sont des ancêtres de palmiers et suggèrent selon MAHMOUD & SCHRANK (2007 ; *in* : BIE *et al.*, 2012) la prévalence de conditions climatiques tropicales humides au cours du Maastrichtien.

1.1.2. Paléocène

Le Paléocène est absent au Nord de la Faille des Lagunes et correspond à la phase de comblement du bassin au Sud de cette faille. Il serait présent plus à l'Ouest à Fresco (YAO, 2012) et caractériserait les sables compris entre le Maastrichtien et l'Éocène inférieur. Ces sables pourraient également correspondre à la base érodée de l'Éocène inférieur. En somme, le Paléocène n'est pas défini avec certitude au Nord de la Faille des Lagunes, mais il est présent au Sud de cette faille.

1.1.3. Éocène-Oligocène

L'Éocène-Oligocène a été caractérisé par la présence de *Paramicrothallites sp.* qui est un fungal spore des formations géologiques situées au Sud de la Faille des Lagunes. Ce fungal a permis de caractériser l'Éocène-Oligocène dans l'Océan Indien. Il est associé aux palynomorphes typiques du Maastrichtien et du Danien. Ces palynomorphes sont mal

conservés dus au remaniement survenu lors d'une régression qui les a remobilisés depuis le Nord de la Faille des Lagunes vers le Sud. D'après DIGBEHI (1987) et CHIERICI (1996), une régression est survenue entre l'Éocène supérieur et le début de l'Oligocène à la suite de la baisse générale du niveau marin consécutive aux premières glaciations dans l'Antarctique (PIERRE *et al.*, 2008).

Les stratotypes de l'Oligocène (Rupélien et Chattien) ont été délimités au NW d'Europe par une régression. Les limites biostratigraphiques sont difficiles à prouver en raison du manque de faunes et de données florales (SNELLING, 1985).

Compte tenu du caractère transgressif entre les cotes 70-48 m du forage Adia 5 et du caractère régressif du niveau (48-39 m) du même forage où une remobilisation a été mise en évidence, *Paramicrothallites sp.* permet de dater l'Oligocène dans le bassin ivoirien. Cela est conforté par la transgression marine survenue au début de l'Oligocène lors de la fonte des glaces ; l'évaporation des eaux marines vers la fin de l'Oligocène entraîne une régression générale. Le remaniement des formations du Maastrichtien-Danien a donc été effectué au cours de l'Oligocène et non entre l'Éocène et l'Oligocène dans les forages Adia 5, Ebl 3 et Ebl 4. Les calcaires autochtones lumachelliques d'Adiaké datés du Paléocène-Éocène par DIGBEHI (1987) sont en fait de l'Oligocène.

La présence d'évaporite à Bingerville et sur une glauconite du forage Ebl 3 à la cote 60 m sous les formations de l'Oligocène laisse suspecter le passage Paléocène terminal-Éocène inférieur à Bingerville et à Éboïnda. Ces évaporites se sont formées au passage Paléocène-Éocène, limite caractérisée par un maximum thermique qui a provoqué l'évaporation générale des eaux marines.

L'Éocène n'a pas été clairement défini à l'Est du bassin onshore de Côte d'Ivoire. L'abondance du pollen de *Sphaeralcea lindheimeri* dans les argiles kaoliniques de Samo, espèce inconnue dans les autres niveaux stratigraphiques, laisse penser qu'il caractériserait l'Éocène. Aussi, caractériserait-il les formations des forages Adia 5, Ebl 3 et Ebl 4 comprises respectivement dans les intervalles (70-61 m), (63-54 m) et (38-28 m).

1.1.4. Oligocène

Les palynomorphes des argiles gris clair à gris peu sombre de Bingerville n'ont pas permis de déterminer l'Oligocène. Selon DIGBEHI *et al.* (2011), ces argiles datent de l'Oligocène. Cela serait dû au milieu de dépôt qui est différent du nôtre. Les argiles gris clair à gris peu sombre étudiées caractérisent un milieu lacustre deltaïque à influence marine. Les argiles datées par DIGBEHI *et al.* (2011) montrent un milieu estuarien à marin marginal.

On situe également la grande transgression reconnue au Sud de la Faille des Lagunes à l'Oligocène grâce aux glauconites et à l'hard ground rencontrés dans le forage Adia 5. Cette transgression est consécutive au relèvement général du niveau marin à l'échelle du globe causé par la fonte des glaces du passage Éocène-Oligocène. À l'Oligocène, les eaux marines ont envahi le Nord de la Faille des Lagunes favorisant le dépôt des argiles gris clair à gris peu sombre (varves) de Bingerville. Vers la fin de l'Oligocène, la baisse générale du niveau marin a occasionné une forte évaporation d'eaux marines, ce qui explique la présence de traces d'anhydrite sur une glauconite à la cote 45 m du forage Adia 5. L'Oligocène peut se subdiviser en Oligocène inférieur et supérieur séparés par un hard ground.

L'Oligocène inférieur caractérise la transgression consécutive à la déglaciation indiquée plus haut. Il est défini dans le forage Adia 5 entre les cotes 70 et 48 m. Il a favorisé la formation d'hard ground (49-48 m). Il est également connu dans les forages Ebl 3 et Ebl 4 respectivement entre les cotes 54-34 m et les cotes 28-20 m.

L'Oligocène supérieur correspond à la régression identifiée dans le forage Adia 5 (48-42 m). On le rencontre aussi dans le forage Adia 6 entre les cotes 55 et 54 m. Il a été érodé dans les forages Ebl 3 et Ebl 4. Les argiles gris clair à gris peu sombre de Bingerville datées de l'Oligocène présentent une surface très oxydées (« mudcrack »). Ces argiles sont des dépôts rythmiques comparables à des varves et on pense qu'elles se sont sédimentées à l'Oligocène inférieur, la régression de l'Oligocène supérieur les ayant exposées en surface. Par la suite, leur surface s'est encroûtée pour former les « mudcracks ». Si les argiles datent de l'Oligocène inférieur, la formation des « mudcraks » s'est produite à l'Oligocène supérieur. L'Oligocène supérieur est un épisode très aride ayant favorisé l'exposition des roches et l'altération très poussée du socle précambrien permettant la formation des argiles résiduelles d'Alépé et d'Aboisso.

1.1.5. Mio-Pliocène

Le Mio-Pliocène a été identifié dans les argiles bariolées au Nord de la Faille des Lagunes à Bingerville (DIGBEHI *et al.*, 2001). Dans ces argiles, on a déterminé des fungal spores tels que les *Pesavis* et les *Dyadosporites*. Les argiles bariolées proviennent de l'érosion suivie du transport et dépôt des argiles résiduelles de l'Oligocène supérieur.

1.1.6. Plio-Quaternaire

Le Plio-Quaternaire est reconnu dans tout le bassin onshore oriental avec l'espèce *Chenopodipollis multiplex*. Ce pollen appartient à la famille des *Chenopodiaceae* qui sont apparus depuis le Pliocène. Les *Chenopodiaceae* ont été identifiés dans les formations quaternaires des sédiments de « Trinity River and Trinity Bay » au Texas (TRAVERSE,

2007). Selon Slamková (1999), les *Chenopodiaceae* caractérisent un milieu inter-fluvial tel que les bordures des mers ou derrière les marais, dans une zone sèche.

Le pollen *Chenopodipollis multiplex* est absent dans les dépôts lagunaires récents et du Mio-Pliocène. Il permet de délimiter le Mio-Pliocène et le Plio-Quaternaire à Bonoua. Ceci montre que *Chenopodipollis multiplex* est du Plio-Pleistocène dans le bassin ivoirien. On peut détacher le Pliocène du Miocène et le rattacher uniquement au Pléistocène. Les argiles bariolées de Bingerville sont donc datées du Miocène et non du Mio-Pliocène.

Le Plio-Pléistocène est continental dans la partie Nord de la Faille des Lagunes. Au Sud de la faille, le Plio-Pléistocène se trouve dans un environnement transitionnel à continental.

En corrélant les différents forages et affleurements, on remarque que le Plio-Pléistocène caractérise une période très chaude qui a favorisé la ferruginisation des sédiments (grès ferrugineux et « mudrocks » oxydés) discordants sur le Maastrichtien et l'Oligocène.

L'étude pétrographique des grès ferrugineux (subarkoses) du Plio-Pléistocène des forages Adia 5 et Adia 6 montre une érosion rapide suivie d'un dépôt en climat semi-aride. Les calcaires du forage Ebl 4 (28-13 m) dérivent effectivement du remaniement d'un récif formé probablement au Miocène.

Le Plio-Quaternaire est caractérisé par l'ouverture de grands fleuves comblés pour la plupart par des sédiments (sables et kaolins secondaires) au Pléistocène. Certains comme le Comoé, le Bandama, le Sassandra et le Cavaly continuent de s'écouler vers l'Océan Atlantique.

1.1.7. Quaternaire

Le Quaternaire est également identifié dans tout le bassin onshore oriental. La forme *Afyp*, qui n'est pas une forme palynologique, a été rencontrée dans la « Terre de barre » de Bingerville, sous les dépôts récents de la lagune Tando et dans les sables fluviaux du Pléistocène à Éboïnda lagune. La « Terre de barre » ne va pas au-delà des lagunes ivoiriennes. Le Quaternaire se subdivise en Pléistocène et Holocène. Le Pléistocène comprend la « Terre de barre » située sous le « stone line » à Bingerville et Bonoua, les formations oxydées sous les dépôts lagunaires récents et les paléo-chenaux déterminés à Éboïnda. Le « stone line » et les grès ferrugineux marquent la limite entre l'Holocène et le Pléistocène à Bingerville et Bonoua. Ailleurs la limite est caractérisée par un banc de grès ferrugineux ou des « mudcracks », ce qui met en évidence une période aride au passage Pléistocène-Holocène. On parle alors de « Terre de barre » inférieure pour l'âge Pléistocène. L'Holocène comprend les formations lagunaires récentes, la « Terre de barre » au-dessus des formations ferruginisées. La « Terre de barre » de l'Holocène est appelée « Terre de barre » supérieure. La limite entre le Pliocène et le Pléistocène n'est pas bien définie d'où le terme Plio-Pléistocène.

Seule l'épaisseur de la « Terre de barre » a pu être déterminée avec un maximum de 19 m à Éboïnda (forage Ebo 3). Les autres ensembles lithostratigraphiques n'ont pas de limite bien définie. Cependant, les formations du Plio-Pléistocène situées au Nord de la Faille des Lagunes ont la plus forte épaisseur, soit 91 m dans les forages Eloka et Adia 4. Dans le forage Eloka, le mur du Plio-Pléistocène n'est pas défini alors que dans celui d'Adia 4, c'est plutôt le toit qui ne l'est pas. On pense que l'épaisseur maximale avoisine 100 m. Au Sud de la Faille des Lagunes on estime que le Paléocène a la plus forte épaisseur puisque cette période correspond à un épisode de comblement et pourrait atteindre 4 000 m d'épaisseur.

1.2. Âge de la Faille des Lagunes

Au regard des résultats précédents, on constate que la Faille des Lagunes s'est ouverte au Paléocène précisément entre la fin du Danien et le début du Sélandien grâce à la réactivation de la Faille de Saint Paul. Elle se serait produite suite à l'élargissement de l'Atlantique dans la zone côtière au Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire (de Fresco à Grand Bérébi). C'est dans cette région de la Côte d'Ivoire que se serait produite la rupture définitive entre l'Amérique du Sud et l'Afrique.

Le rejet de la faille d'au moins 4 000 m (BAMBA *et al.*, 2011) montre que le Paléocène correspond à une période de comblement d'un fossé de 4 000 m formé au Sud de la Faille des Lagunes. Pendant le Danien-Sélandien, les eaux marines ne sont pas allées au-delà de la Faille des Lagunes, mais elles y étaient à la limite Maastrichtien-Danien puisqu'on a trouvé les palynomorphes de cette limite qui ont été érodés du Nord vers le Sud de cette faille. Cette faille a favorisé l'augmentation du taux de sédimentation pendant le Paléocène au Sud de la faille. Le taux moyen de sédimentation au Paléocène est de 1 m/1 400 ans en considérant que l'épaisseur de dépôt est de 4 000 m pour une durée de 5,6 Ma (du Danien supérieur au Thanétien). KLASZ & KLASZ (1992) ont identifié une couche de plus 1 000 m d'épaisseur d'âge Éocène-Paléocène au Sud de la faille des lagunes dans le forage Grand-Lahou 1.

1.3. Âge des niveaux bitumineux (sables et argiles)

Les sables bitumineux de l'Est du bassin ivoirien sont d'âges variés. À Samo, les argiles kaoliniques bitumineuses dateraient de l'Éocène.

À Adiaké, les sables et les argiles bitumineux datent du Maastrichtien dans les forages Adia 1 et Adia 3. Dans le forage Adia 5, l'âge serait de l'Éocène et ne concerne que les sables. On trouve également des argiles kaoliniques bitumineuses d'âge Plio-Pléistocène.

À Éboïnda, les niveaux bitumineux sont du Plio-Pléistocène dans les forages Ebo 5 et Ebo 6. Ces niveaux comprennent des sables, des glauconies et des argiles. Dans la lagune Tando à Éboïnda, les niveaux bitumineux (sables, argiles, calcaires et glauconies) ont un âge allant de l'Éocène (?) au Plio-Pléistocène. Les sables bitumineux d'Éboïnda ne datent donc pas du Maastrichtien. La zone située dans la lagune Tando contient assez de bitume. Des traces de bitume sont présentes dans un puits d'homme à Mossou (Grand-Bassam) plus précisément dans le village des pêcheurs situé au Sud de la lagune de Mossou (KABLAN, communication orale).

Ceci montre que les hydrocarbures se sont répandus par diffusion dans les formations géologiques après l'ouverture de la Faille des Lagunes. On pense que le pétrole qui a produit ces bitumes s'est formé au Sud de la Faille des Lagunes dans la partie orientale du bassin et que la migration s'est faite d'Est en Ouest en suivant les paléo-chenaux, le tracé de la Faille des Lagunes et ses failles satellites pour se répandre au Nord de la faille dans les zones de Bonoua jusqu'à Grand-Bassam. Le bitume a été piégé sous forme de lentille dans les paléo-chenaux et probablement dans les paléo-plages.

La présence de bitume dans ces zones cause un problème environnemental. Le bitume est lessivé verticalement et horizontalement par les eaux pluviales et souterraines. Ceci entraîne la contamination des nappes phréatiques du Sud des zones à bitume (cas du village des pêcheurs à Grand-Bassam) puisque l'écoulement général des eaux se fait du Nord au Sud. La présente étude a montré que toutes les zones au Sud de la Faille des Lagunes, depuis Éboïnda jusqu'à Grand-Bassam, sont des zones à risque élevé de pollution des nappes phréatiques par les hydrocarbures (Figure 81).

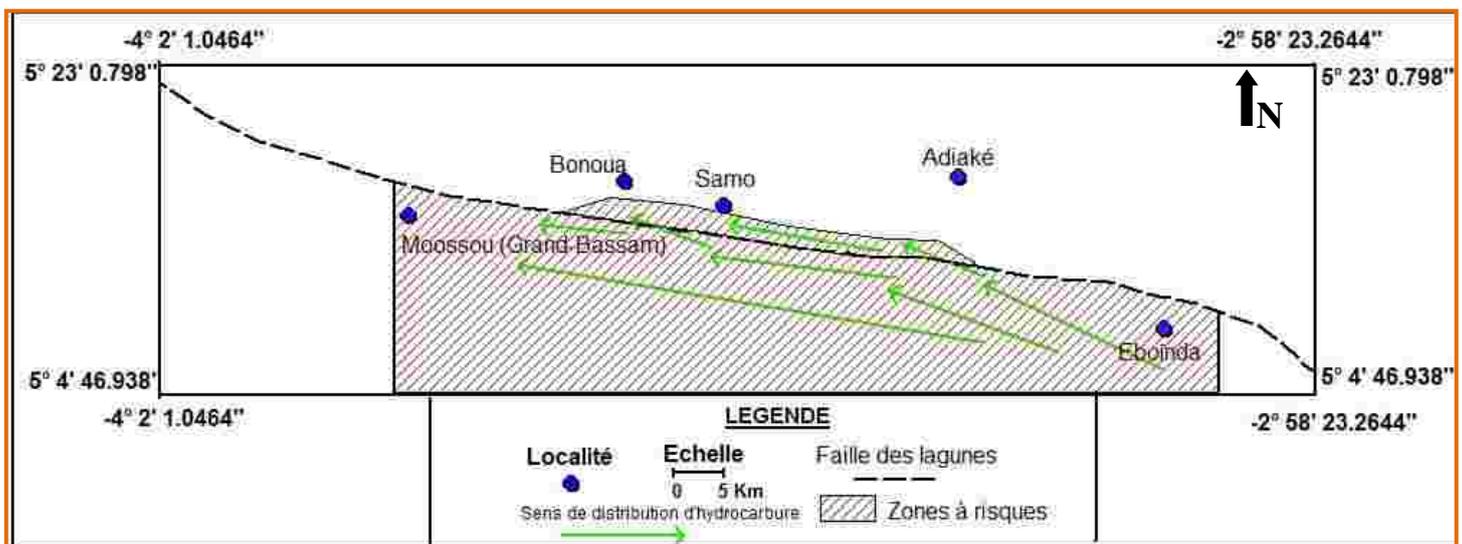


Figure 81 : Zones à risque de contamination des nappes phréatiques

1.4. Remaniements palynologiques

Trois remaniements ont été reconnus dans l'Est du bassin onshore de Côte d'Ivoire. Le premier est le remaniement des palynomorphes du Maastrichtien-Danien des formations du Nord de la Faille des Lagunes vers le Sud de la faille au cours de l'Oligocène inférieur. Ce remaniement est responsable de la discordance du Plio-Pléistocène sur le Maastrichtien à Adiaké et Éboïnda au Nord de la Faille des Lagunes. Ce remaniement est aussi responsable du mélange des palynomorphes du Maastrichtien-Danien avec ceux de l'Oligocène inférieur au Sud de la faille à Adiaké et Éboïnda lagune. Le deuxième remaniement concerne le mélange de palynomorphes du Maastrichtien avec ceux du Plio-Pléistocène au Nord de la Faille des Lagunes à Éboïnda. Le dernier remaniement, dans les forages d'Éboïnda lagune, se caractérise par le mélange des palynomorphes du Maastrichtien et de l'Holocène. On peut donc penser que le Maastrichtien affleure au Nord de la Faille des Lagunes dans l'Est du bassin onshore de Côte d'Ivoire.

Un remaniement actuel se produit dans la lagune Ébrié à Bingerville et concerne les dépôts de l'Oligocène, du Miocène et du Plio-Pléistocène qui s'y mettent en place avec les dépôts récents de l'Holocène.

Des remaniements spectaculaires sont également connus dans le monde. RAO (2005 ; *in* TRAVERSE, 2007) a mis en évidence un mélange de palynomorphes du Permien et du Crétacé dans les dépôts du Miocène de l'Inde. Dans les sédiments côtiers de Virginie, EDWARDS & POWARS (2003 ; *in* : TRAVERSE, 2007) ont montré dans « the Chesapeake Bay bolide » un remaniement à l'Éocène supérieur de dépôts du Crétacé et du Paléocène ; l'ensemble des dépôts est recouvert par des sédiments post-éocènes. Enfin, COLLINSON *et al.* (1985 ; *in* : TRAVERSE, 2007) ont mis en évidence un remaniement de mégaspores du Paléozoïque et du Mésozoïque associés à des mégaspores du Cénozoïque dans les sédiments du Paléocène du Sud de l'Angleterre.

Les régions au Sud de la Faille des Lagunes correspondent à des zones de remaniement.

Le remaniement des dinokystes a une influence sur le milieu de dépôt. Des dinokystes caractéristiques du milieu marin peuvent se retrouver en milieu transitionnel comme dans les forages Adia 5, Ebl 3 et Ebl 4. Dans ce cas, on doit accorder une attention particulière aux palynomorphes non-remaniés pour caractériser le milieu de dépôt.

2. DISCUSSIONS SÉDIMENTOLOGIQUES

2.1. Érosion et dépôt des sédiments du bassin onshore Est

Le Nord de la Faille des Lagunes est une zone d'érosion et le Sud, une zone de dépôt. Au Nord de la faille, les effets de l'érosion augmentent d'Ouest (Fresco) en Est (Éboïnda) et du Nord (Alépé) au Sud (Adiaké). Dans cette zone, les roches sédimentaires sont discordantes sur le socle et sont de plus en plus anciennes de l'Ouest vers l'Est et du Nord au Sud ; d'où l'approfondissement du socle dans les mêmes directions. Cela montre que l'ouverture de l'Atlantique Sud s'est faite en Côte d'Ivoire de l'Est (Axim) vers l'Ouest (Fresco). La marge d'Abidjan s'est formée dans l'Atlantique Sud et celle de San-Pedro entre l'Atlantique Nord et l'Atlantique Sud. La figure 82 est une esquisse de la disposition des roches sédimentaires au Nord de la Faille des Lagunes suivant la direction W-E. On pense bien que le bassin ivoirien est plus ancien qu'on le croie. Les dépôts les plus anciens se situeraient vers la frontière du Ghana, probablement dans les nouveaux blocs déterminés. L'âge probable serait du Jurassique supérieur.

L'épaisseur des dépôts augmente donc d'Ouest (Fresco) en Est (Éboïnda) et du Nord (Adiaké) au Sud (Éboïnda). La probabilité d'avoir des roches mères et des roches réservoirs dans le bassin onshore de Côte d'Ivoire augmente d'Ouest en Est et du Nord au Sud probablement entre la Faille des Lagunes et celle de la Romanche.

La figure 83 présente une esquisse de la dynamique des dépôts de l'Est du bassin onshore ivoirien suivant la direction SW-NE.

Les différentes érosions et dépôts ont permis d'identifier plusieurs niveaux de discordance dans le bassin ivoirien (Figures 82 et 83). Dans les régions d'Alépé-Aboisso, les argiles kaoliniques résiduelles de l'Oligocène, du Miocène et du Quaternaire reposent chacune sur le socle précambrien, de même que les conglomérats du Plio-Pléistocène. Dans ces régions, le Plio-Pléistocène est discordant par endroits sur les argiles kaoliniques résiduelles. À Samo, le Plio-Pléistocène serait discordant sur l'Éocène pendant qu'Adiaké et Éboïnda, il est discordant sur le Maastrichtien. On suspecte par endroits la présence d'un hiatus entre le Miocène et l'Éocène à Bingerville. Dans la région de Fresco, le Miocène est discordant sur l'Éocène alors que le Maastrichtien repose sur le socle (YAO, 2012). Ces discordances s'observent au Nord de la Faille des Lagunes. Au Sud, on a caractérisé un hiatus entre le Plio-Pléistocène et l'Oligocène.

Au Nord de la Faille des Lagunes, le Paléocène est entièrement érodé sous réserve des travaux ultérieurs.

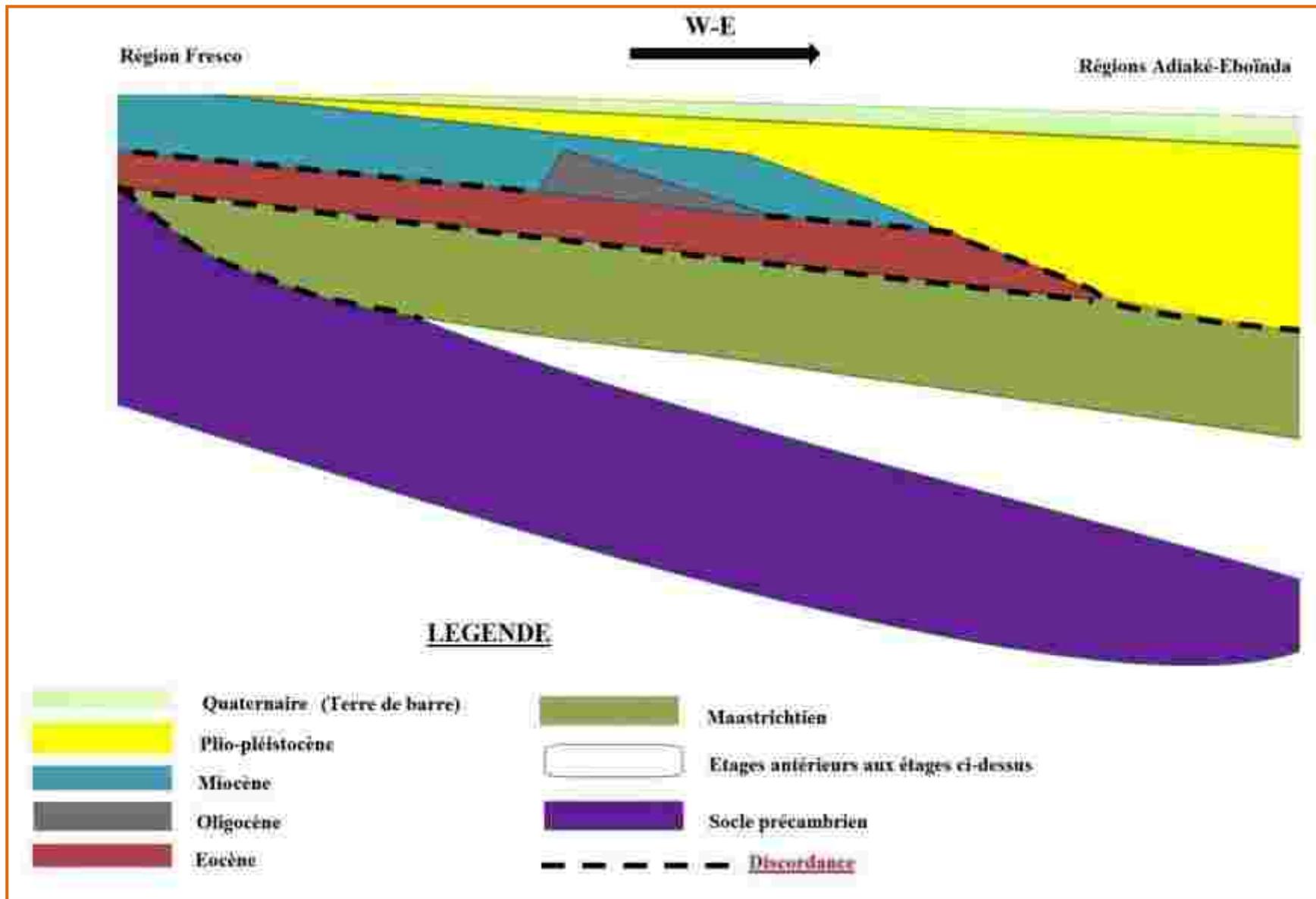


Figure 82 : Disposition des couches sédimentaires suivant la direction W-E

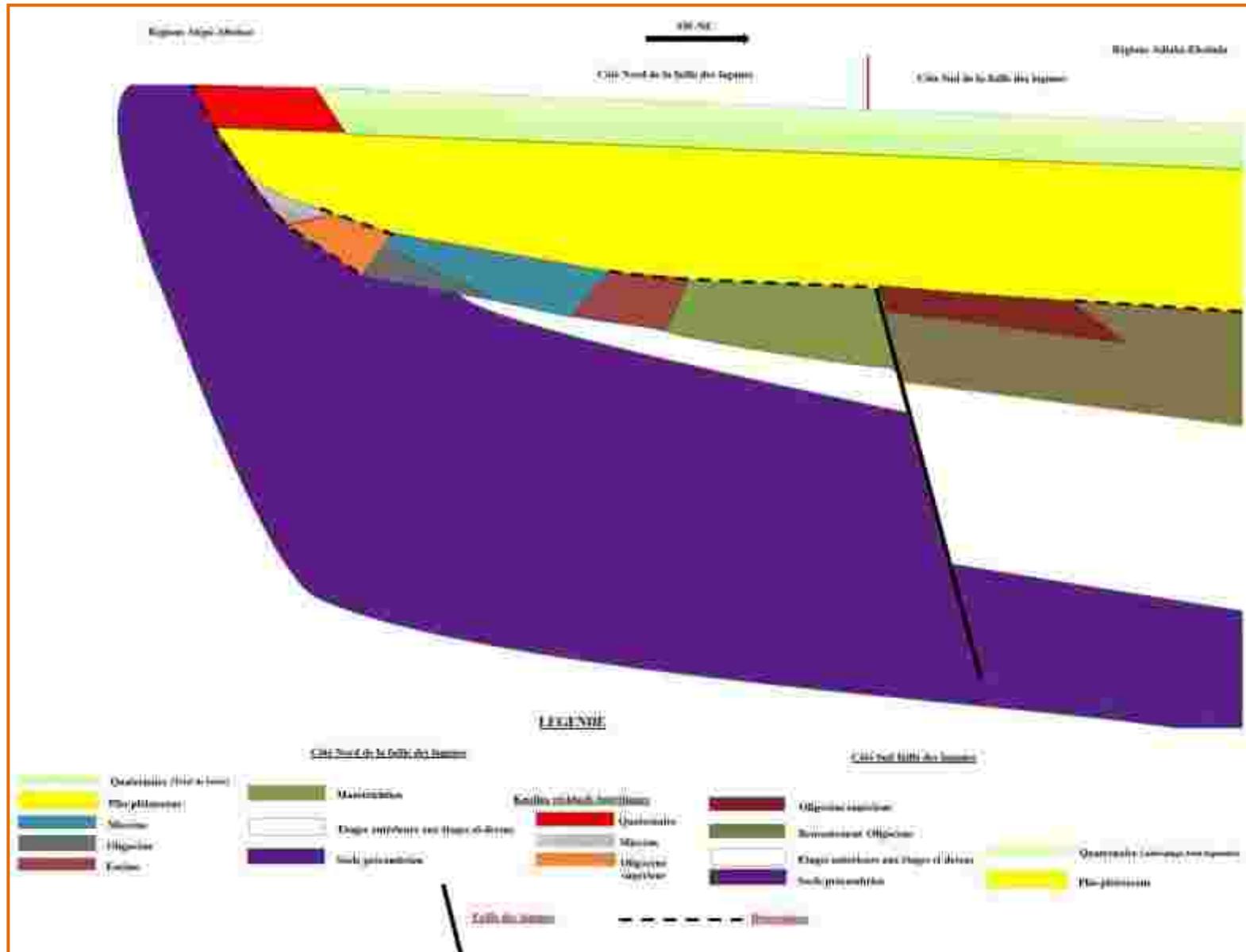


Figure 83 : Disposition des couches sédimentaires suivant la direction SW-NE

Il existe trois grands épisodes d'érosion au Nord de la Faille des Lagunes : la période allant du fin Danien au début Éocène, la période Oligocène supérieur et la période allant du Miocène supérieur au Pliocène inférieur. Ces trois érosions ont affecté toute la partie Nord de la faille. L'érosion du Paléocène se traduit par le départ des sédiments du Nord suivi de leur dépôt au Sud dans le fossé créé par la Faille des Lagunes. L'érosion de l'Oligocène supérieur a rasé les dépôts du Maastrichtien-Danien et ceux de l'Éocène à Adiaké et Éboïnda du Nord au Sud de la Faille des Lagunes. L'érosion du Miocène supérieur-Pliocène inférieur a démantelé les dépôts miocènes dans les régions d'Adiaké et d'Éboïnda. À ces trois érosions s'ajoute celle de l'Holocène actuel qui affecte toutes les formations émergées.

De manière générale, au niveau du dépôt des sédiments, la taille des grains diminue du Nord au Sud dans l'Est du bassin onshore ivoirien traduisant la direction d'écoulement général des eaux fluviales. L'érosion et le dépôt des sédiments d'un bassin dépendent de l'espace disponible et de la subsidence. Dans le cas du bassin ivoirien, l'espace disponible et la subsidence diminuent d'Est en Ouest. L'espace disponible s'éloigne du littoral à mesure que l'on évolue d'Est en Ouest. Les zones orientales correspondent à des zones de transport-dépôts et celles de l'Ouest à des zones d'érosion. Cela explique la présence de chenaux à profil en U à l'Est du Trou-Sans-Fond et de chenaux en V à l'Ouest du même trou (AKA, 1991). AKA interprète ces profils comme étant respectivement des zones de transport-dépôts et des zones d'érosion.

2.2. Adéquation glauconite-pyrite

2.2.1. Maturité et présence de SO₃ dans les glauconites

Les glauconites du forage Adia 5 de la cote 60 m ont une proportion considérable de SO₃ et la couleur du sédiment brut est grise. Cela traduit une conservation de matière organique qui a pu produire de H₂S (acide sulfurique). H₂S étant insuffisant pour former la pyrite avec le fer dans le milieu de dépôt a favorisé l'incorporation du soufre dans la glauconite. Ces sédiments se sont déposés dans un environnement anoxique avec production de H₂S. La proportion de H₂S peut donc influencer la proportion de K₂O dans la glauconite car plus le pourcentage de SO₃ dans la glauconite est important et plus la proportion de K₂O diminue. Il existe donc une corrélation négative entre SO₃ et K₂O et un seuil au-delà duquel se forme la pyrite. Dans les sédiments du forage Ebl 3 à la cote 25m, on a une association de pyrite et de glauconite.

Selon BERNER (1981 ; *in* : SAULO & MÜLLER, 1999), dans un environnement anoxique non sulfuré si H₂S < 10⁻⁶ M (mol/l), il se forme de la glauconite et dans le cas contraire de la pyrite (H₂S > 10⁻⁶ M). Si la glauconite se forme en premier, il ne se formera de pyrite que si la

quantité du soufre est suffisamment abondante dans le milieu pour favoriser sa formation en lieu et place de la glauconite en empêchant l'incorporation du potassium. Il se formera alors des pyrites flamboïdes sur les glauconites. Par contre, si la pyrite se forme en premier lieu, la glauconite ne se formera que si et seulement si la quantité du soufre diminue ou devient nulle. Les pyrites flamboïdes seront absentes sur les glauconites. En résumé, plus le milieu est anoxique sulfuré et plus il se forme de la pyrite ; dans le cas contraire, il se forme de la glauconite.

Aussi, la présence de la jarosite (pyrite altérée) sur la glauconite L1/15 témoigne-t-elle en partie cette coexistence puisque la pyrite flamboïde peut se retrouver sur des glauconites remaniées. Au regard de ce qui précède, on peut dire que la glauconite peut se former dans un environnement allant du milieu suboxydé au milieu anoxique sulfuré avec $H_2S = 10^{-6}$ M. Le milieu de dépôt des glauconites du forage Adia 5 est anoxique non sulfuré malgré la production de H_2S et celui des glauconites de la cote 25 m du forage Ebl 3 est anoxique sulfuré.

Il faut bien noter que la présence d'hydrocarbure au voisinage du milieu de dépôt des glauconites ou dans leur environnement permet de les soufrer. Des glauconites allochtones déposées en milieu de plus en plus anoxique peuvent être également soufrées, voire comporter des pyrites flamboïdes comme dans le forage Ebl 3. Le soufre ne vient que s'ajouter dans ces glauconites.

Le pourcentage de K_2O des glauconites du forage Adia 5 de la cote 60 m est compris entre 4,80 et 6,20 %. En se basant sur les travaux de ODIN & MATTER (1981 ; *in* : GERARD, 2003), les glauconites de cette cote sont peu évoluées. Cependant, les glauconites de cette cote présentent des craquelures et ne présentent ni la couleur vert pâle ni la couleur vert clair. Par conséquent, une glauconite peut être naissante, légèrement évoluée, évoluée ou même très évoluée sans présenter les proportions de K_2O établies par ODIN & MATTER (1981 ; *in* : GERARD, 2003) si H_2S est élevé, mais toujours inférieur à 10^{-6} M dans le milieu de dépôt. En considérant les proportions de K_2O et SO_3 , on remarque que les glauconites de la cote 60 m sont très évoluées. On peut donc proposer un nouveau découpage qui tient compte de la proportion de SO_3 comme dans les cas suivants :

Glauconite naissante : $SO_3 + K_2O = 2 \% \text{ à } 4 \%$.

Glauconite légèrement évoluée : $SO_3 + K_2O = 4 \% \text{ à } 6 \%$.

Glauconite évoluée : $SO_3 + K_2O = 6 \% \text{ à } 8 \%$.

Glauconite très évoluée : $SO_3 + K_2O > 8 \%$.

Les glauconites sont présentes dans tous les dépôts de l'Éocène au Plio-Pléistocène et on pense qu'elles continuent de se former jusqu'à présent dans le bassin ivoirien. On notera qu'il est toujours difficile de distinguer les glauconites para-autochtones des glauconites autochtones. Néanmoins, les glauconites para-autochtones du bassin ivoirien onshore sont entremêlées dans les kaolins. On a retrouvé lors d'une sortie des glauconites allochtones sur toute la plage de Grand-Bassam à Assinie-Mafia.

2.2.2. Stabilité des glauconites

Les glauconites sont instables dans les milieux lessivés et aériens où elles se déstabilisent par perte de K^+ en s'exfoliant. Le lessivage et l'exposition des glauconites en milieu aérien sont produits au cours d'une régression. Si elles sont soumises à un lessivage, elles donnent par exfoliation de la muscovite sans fluor et de la kaolinite ferrifère. Ce sont les plaquettes détachables qui donnent cette muscovite et le reste du corps la kaolinite. Cette muscovite peut donner la kaolinite lorsqu'elle est également lessivée. Par contre, les glauconites exposées en milieu aérien ou en sub-surface, s'altèrent pour donner de l'ocre jaune, brun ou rouge en fonction de la présence d'oxydes ou d'hydroxydes de fer. L'ocre est un mélange de fer et de kaolinite. Les ocres jaune et brun indiquent la présence d'hydroxydes de fer, respectivement la goethite et la limonite. L'ocre rouge suggère la présence d'hématite qui est un oxyde de fer. S'il y a plus de glauconite oxydée dans du sable, elle finit par transformer le sable en grès ferrugineux car l'ocre joue le rôle du ciment ferrugineux. Ces résultats corroborent ceux de VELDE (2005 ; in : MACKENZIE *et al.*, 2005) qui a montré que la glauconite est instable en surface. Elle a tendance à s'oxyder pour former l'ocre dans les sables. L'oxydation de la glauconite peut se traduire comme indiqué à la figure 84 (ASSALÉ *et al.*, 2013).

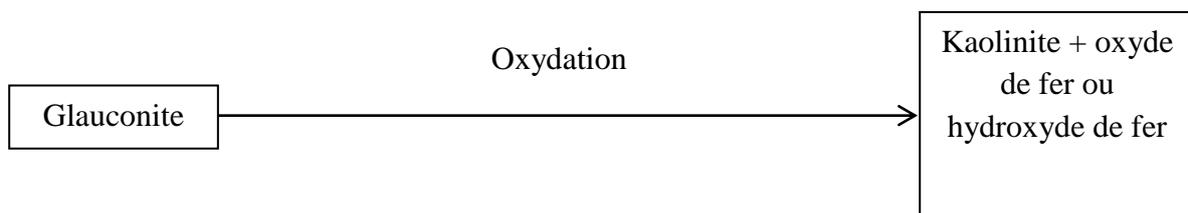


Figure 84 : Transformation des glauconites en kaolinite et en oxydes et hydroxydes de fer

2.3. Types de grès ferrugineux

Les grès ferrugineux étudiés sont issus de la grésification des sables contenant des argiles kaoliniques. Les oxydes de fer de ces sables se mélangent aux argiles kaoliniques pour donner un ciment ferrugineux qui consolide les roches. Il se forme alors un grès ferrugineux. La présence de ciment ferrugineux peut jouer sur le framework des roches.

2.3.1. Framework et ciment ferrugineux

Une roche peut avoir avant la ferruginisation un framework 7 (70 %), 8 (80 %) ou 9 (90 %). Après la ferruginisation, le framework peut passer à C (100 %) quand toute la matrice a été ferruginisée pour donner du ciment. Une attention particulière doit être portée aux sédiments non encore grésifiés afin de mieux caractériser le framework.

2.3.2. Arkoses et quartz wackes

AKOBE (2010) a identifié les grès ferrugineux d'Alépé, Bingerville et Samo comme étant des arkoses (subarkoses et arénites arkosiques). Dans notre cas, ces mêmes grès sont des quartz wackes. Cette différence est due à la transformation des arkoses en quartz wackes. Les arkoses peuvent devenir des quartz wackes lorsque tous les feldspaths s'altèrent en kaolinites fournissant au milieu de dépôt une quantité considérable de matrice argileuse. L'oxydation des kaolinites transforme la matrice argileuse en ciment ferrugineux. On obtient alors des quartz wackes ferrugineux. Les quartz wackes étudiés dérivent donc d'anciennes arkoses dont tous les feldspaths se sont altérés en kaolinites. C'est ce qui explique le plus souvent la coloration rose identifiée dans les sédiments.

3. DISCUSSIONS SUR LA GÉOCHIMIE ORGANIQUE

3.1. Types de kérogène

À l'exception des kérogènes contenus dans les roches mères de Bingerville, les types de kérogène caractérisés dans les différentes roches mères des régions d'Adiaké et Éboïnda au Rock Eval 6 ne sont pas conformes aux types déterminés par le palynofaciès. Le Rock Eval 6 montre des types III ou IV et le palynofaciès des types II, III ou II/III et même II/IV. Le palynofaciès a permis de comprendre que les matières organiques ont été oxydées puis remaniées pour être en suite resédimentées. L'oxydation et le remaniement augmentent la teneur en carbone qui peut être inerte ou non dans la matière organique. C'est ce carbone supplémentaire qui a influencé les paramètres du Rock Eval 6 et fourni des résultats différents. Aussi, la présence du bitume dans certaines roches mères explique-t-elle ces différences de résultats.

3.2. Maturité de la matière organique

Les résultats du Rock Eval 6 montrent que les matières organiques des roches mères étudiées sont toutes immatures. Par contre, l'indice de coloration des miospores montre des maturités différentes dans la même roche mère, tant à Adiaké qu'à Éboïnda. Les résultats du Rock Eval

6 comme ceux de l'indice de coloration confirment l'immaturation des roches mères de Bingerville, bien qu'elles présentent une oxydation de la vitrinite en raison de leur exposition en sub-surface. Les différences de maturité sont dues à l'oxydation de la matière organique déposée puis remaniée avec la matière organique plus fraîche, ce qui a influé sur la coloration des miospores. La coloration des miospores vient de l'oxydation atmosphérique et non de l'enfouissement. Selon le degré d'oxydation, l'enfouissement des matières organiques pourra donner du gaz ou du charbon.

MUIR (1967 ; *in* : TRAVERSE, 2007) a précisé que les spores altérées et érodées venant de roches sédimentaires sont habituellement (mais pas toujours !) plus carbonisées que les palynomorphes autochtones et par conséquent peuvent être chimiquement plus résistant à l'oxydation durant les processus d'enfouissement, mais aussi beaucoup plus fragiles.

Les roches mères du Maastrichtien-Danien du Sud de la Faille des Lagunes, équivalentes des roches mères du Nord de la faille, ont atteint au moins la maturité d'huile, car elles ont été enfouies à 4 000 m de profondeur au moins. Il existe donc au Sud de la Faille des Lagunes, des roches mères effectives et même épuisées qui ont produit des hydrocarbures depuis l'Éocène. L'une de ces roches mères aurait produit les hydrocarbures qui forment aujourd'hui les bitumes de l'Est du bassin onshore ivoirien.

3.3. Estimation quantitative du bitume

La quantité moyenne de bitume extraite des grès ou sables bitumineux est de 8,69 % pour 1 g de roche. On pense que cette quantité peut être supérieure car les grès bitumineux ont quitté leur environnement naturel entre 1976 et 1983, depuis 30 à 37 ans. Les réserves estimées de sables bitumineux à Adiaké et Éboïnda sont respectivement de 14 096 625 tonnes et 5 275 565 tonnes (COULIBALY, 1998), soit une quantité moyenne de bitume extraite estimée à 1 683 443,311 tonnes ou encore 10 588 559 511,155 de barils américains (1 baril = 158,987 litres). Au regard des travaux antérieurs limités, ces réserves pourraient être largement supérieures aux estimations actuelles. L'Est du bassin onshore ivoirien est une zone intéressante pour l'exploitation de bitume. Cette exploitation doit se faire dans le respect de l'environnement car les sables les plus bitumineux se rencontrent dans le sous-sol de la lagune Tando et son exploitation pourrait entraîner un bouleversement de l'écosystème lagunaire.

4. SYNTHÈSE PALÉOENVIRONNEMENTALE

Cette synthèse concerne les paléoenvironnements déterminés par les études sédimentologique, palynologique et géochimique. Elle sera faite sur les échantillons des forages et affleurements

ayant fait l'objet d'analyses permettant de préciser le milieu de dépôt. Les échantillons sont les roches mères et les roches grises à noires qui ne sont pas des roches mères. La synthèse paléoenvironnementale sera faite pour chaque forage et affleurement et un log de synthèse établi.

4.1. Formations des carrières d'Alépé et Aboisso

Les études sédimentologique et palynologique montrent la prédominance de dépôts torrentiels alternant avec des dépôts fluviatiles. Les argiles résiduelles proviennent de l'altération très poussée du socle durant l'Oligocène supérieur. Ces argiles ont été transportées pour former les kaolins bariolées du Miocène de Bingerville (Figures 85 et 86).

En somme, l'environnement de dépôt des carrières d'Alépé et Aboisso est continental.

4.2. Formations des carrières de Bingerville et Bonoua et du forage Eloka

L'Oligocène inférieur a été caractérisé seulement à Bingerville. Il est formé de varves sédimentées en milieu lacustre selon les études sédimentologiques. La palynologie et la géochimie organique montrent respectivement un environnement prodeltaïque à influence marine et un environnement deltaïque. Ces résultats permettent de conclure que les varves de Bingerville se sont déposées en milieu de type lac deltaïque à influence marine par alternance de climat froid et humide. Les effets de l'influence marine sont moindres voire nuls vu l'absence de dinokystes typiquement marins. Les tests internes de microforaminifères appartiendraient à des formes lacustres.

Le Miocène est particularisé par un environnement de type plaine d'inondation à Bingerville et sa présence est probable à Bonoua.

Le Plio-Pléistocène est composé de sables comblant de grands chenaux laissés par les fleuves et se terminent par la « Terre de barre » inférieure très oxydée comme l'attestent les études granulométriques et lithologiques. Les kaolins secondaires sont présents à Bonoua mais absents à Bingerville et Eloka. Cela montre que la région de Bonoua, située plus au Sud de Bingerville, représente une zone de plaine d'inondation où ces sédiments se décantent. Le Plio-Pléistocène est continental fluvial dans les deux carrières et dans le forage Eloka.

L'Holocène est continental oxydé dans les carrières et forme la « Terre de barre » supérieure ferruginisée.

Les logs de synthèse sont représentés sur les figures 87, 88, 89 et 90.

Étage	Pdr	Argile	Silt	Sable*				Gravier**				Description	Environnement de dépôt
				tf	f	m	g	tg	gn	gr	c		
Plio-pléistocène	0											1,5-0m: Conglomérats à matrice ferruginisée. 2-1,5m : grès ferrugineux 6,5-2m: alternance de conglomérats à matrice sablo-argileuse et de sables. 7-6,5m: Kaolins latéritiques issus de l'altération du socle précambrien granitique	Milieu continental (alternance de dépôts torrentiels et de dépôts fluviaux)
	1												
	2												
	3												
	4												
	5												
	6												
Oligocène supérieur	7											Milieu continental	
Précambrien													

LEGENDE



Conglomérats



Kaolins latéritiques



Socle

Granulométrie des sables :** **tf:** très fins; **f:** fins; **m:** moyens; **g:** grossiers; **tg:** très grossiers. *Granulométrie des graviers :** **gn:** granules; **gr:** graviers; **c:** cailloux; **ga:** galets. **Pdr:** profondeur en mètre.

Figure 85 : Log de synthèse de la carrière Alépé

Etage	Pdr	Argile	Silt	Sable*				Gravier**				Description	Environnement de dépôt
				tf	f	m	g	tg	gn	gr	c		
Plio-pléistocène	0									2,5-0m: Conglomérats à matrice sablo-argileuse ferruginisée.	Milieu continental torrentiels (2,5-0m)		
Oligocène supérieur	1									3-2,5m: Kaolins latéritiques issus de l'altération du socle précambrien granitique		Milieu continental (3-2,5m)	
Précambrien	2									3			

LEGENDE



Conglomérats



Kaolins latéritiques



Socle

Granulométrie des sables :** **tf:** très fins; **f:** fins; **m:** moyens; **g:** grossiers; **tg:** très grossiers. *Granulométrie des graviers:** **gn:** granules; **gr:** graviers; **c:** cailloux; **ga:** galets. **Pdr:** profondeur en mètre.

Figure 86 : Log de synthèse de la carrière Aboisso

Etage	Pdr	Argile	Silt	Sable*					Gravier**				Description	Environnement de dépôt	
				tf	f	m	g	tg	gn	gr	c	ga			
Holocène	0													Terre de barre supérieure à stone line (3,5-0m)	Milieu continental très oxydé (10-0m)
	1														
	2														
	3														
Plio-pléistocène	4													Terre de barre inférieure (10-3,5m)	Milieu continental très oxydé (10-0m)
	5														
	6														
	7														
	8														
	9														
	10														
	11														
	12														
	13														
	14														
	15														
	16														
	17														
	18														
	19														
	20														
	21														
	22														

LEGENDE



Argiles sableuses/Sables argileux



Conglomérats



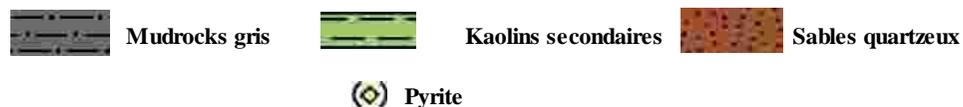
Sables quartzeux

*Granulométrie des sables : tf: très fins; f: fins; m: moyens; g: grossiers; tg: très grossiers. **Granulométrie des graviers: gn: granules; gr: graviers; c: cailloux; ga: galets. Pdr: profondeur en mètre.

Figure 87 : Log de synthèse de la carrière Bin 1

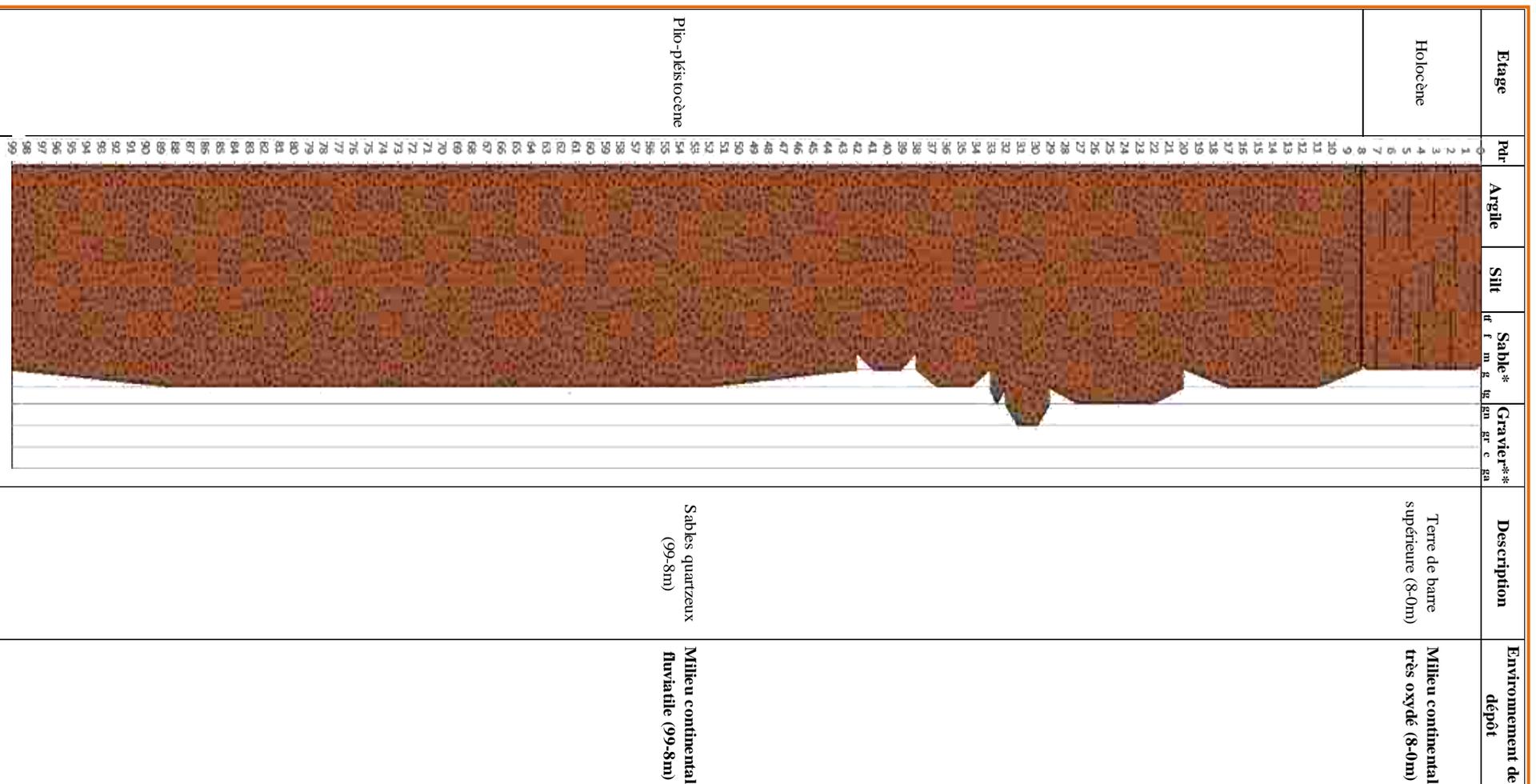
Etage	Pdr	Argile	Silt	Sable*				Ma	Minéralogie Pyrites 0 100%	Description	Palynologie		Géochimie organique					Environnement de dépôt
				tf	f	m	g				tg	Dinoflagellés 0 100%	Spores et pollens 0 100%	Liptinites 0 100%	Vitrinites 0 100%	Inertinites 0 100%	Maturité de la M.O	
Miocène	0																Système fluviatile (6-2m)	
	1																	
	2																	
	3																	
	4																	
Oligocène inférieur	5																	
	6																	
	7						(◇)											
	8																	

LEGENDE



*Granulométrie des sables : tf: très fins; f: fins; m: moyens; g: grossiers; tg: très grossiers. Pdr: profondeur en mètre. Ma : minéraux accessoires. MO : matière organique

Figure 88 : Log de synthèse de la carrière Bin 2



LEGENDE



Sables argileux



Sables quartzeux

*Granulométrie des sables : ff: très fins; f: fins; m: moyens; g: grossiers; fg: très grossiers. **Granulométrie des graviers: ga: grandes; gr: graviers; c: cailloux; ga: galets; Pdr: profondeur en mètre.

Figure 89 : Log de synthèse du forage Eloka

Etage	Pdr	Argile	Silt	Sable*					Gravier**				Description	Environnement de dépôt
				tf	f	m	g	tg	gn	gr	c	ga		
Holocène	0										Terre de barre supérieure à stone line (2-0m)		Milieu continental très oxydé (8-0m)	
Plio-pléistocène	1													
	2													
	3													
	4													
	5													
	6													
	7													
8										Kaolins secondaires (8,5-8m) et sables quartzeux g à tg (9,5-8,5m)				
9														

LEGENDE



Sables argileux



Conglomérats



Kaolins secondaires



Sables quartzeux

*Granulométrie des sables : **tf**: très fins; **f**: fins; **m**: moyens; **g**: grossiers; **tg**: très grossiers. **Granulométrie des graviers: **gn**: granules; **gr**: graviers; **c**: cailloux; **ga**: galets. **Pdr**: profondeur en mètre.

Figure 90 : Log de synthèse de la carrière Bonoua

4.3. Formations de la carrière de Samo

La lithostratigraphie et la granulométrie indiquent un milieu continental fluvial pour les sables de l'intervalle Sa 1 (Figure 91). Ces sables comme la « Terre de barre » inférieure constituent le Plio-Pléistocène. Le paléoenvironnement des kaolins secondaires à base bitumineuse est une plaine d'inondation et ils dateraient de l'Éocène.

4.4. Formations des forages Adia 1, Adia 2, Adia 3 et Adia 4

Les données lithologiques montrent que les shales sub-fissiles des forages Adia 1, Adia 3 et Adia 4 se sont déposés en milieu transitionnel. Ce milieu précisé par la géochimie organique et la palynologie correspond à un environnement deltaïque à influence marine, plus précisément une paléo-mangrove. Les dépôts deltaïques et fluviaux alternent dans ces forages.

Les forages Adia ont recoupé les dépôts du Maastrichtien, du Plio-Pléistocène et de l'Holocène. L'évolution des milieux de dépôt a pu être reconstituée.

Le Maastrichtien a été recoupé dans tous ces forages sauf dans le forage Adia 2 et correspond à une période d'alternance de dépôts fluviaux (sables et kaolins secondaires) et de mangrove.

Au Plio-Pléistocène se met en place un système fluvial évoluant vers un milieu continental oxydé formant la « Terre de barre » inférieure. Celle-ci est absente dans le forage Adia 1.

L'Holocène comprend la « Terre de barre » supérieure qui définit un milieu continental oxydé. Il est absent dans le forage Adia 4.

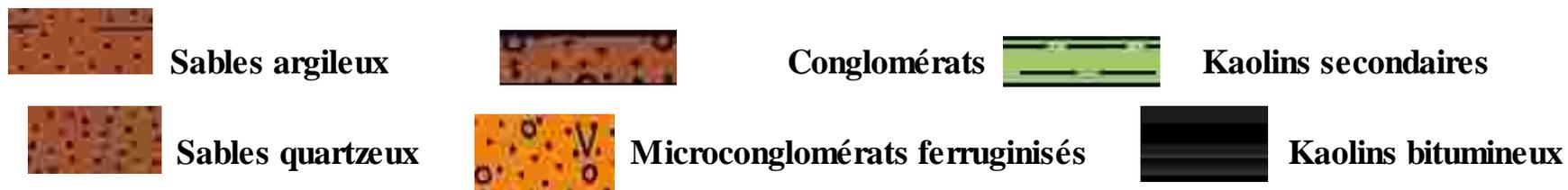
Les logs de synthèse des forages sont représentés dans les figures 92, 93, 94 et 95.

4.5. Formations géologiques des forages Adia 5 et Adia 6

Dans le forage Adia 5, les études lithologique, pétrographique, granulométrique et palynologique ont mis en évidence une transgression à l'Oligocène inférieur qui correspond à l'intervalle (70-48 m). L'environnement de dépôt passe du continental fluvial à un milieu marin profond de 70 à 48 m. Une régression survient à l'Oligocène supérieur et le milieu passe d'un milieu marin profond à une mangrove entre 48 et 44 m dans le même forage. L'Oligocène inférieur n'est pas défini dans le forage Adia 6 et l'Oligocène supérieur caractérise un dépôt côtier. Au Plio-Pléistocène, le paléoenvironnement des deux forages est fluvio-deltaïque (Figures 96 et 97).

Etage	Pdr	Argile	Silt	Sable*					Gravier**				Description	Environnement de dépôt
				tf	f	m	g	tg	gn	gr	c	ga		
Holocène	0										Terre de barre supérieure (1-0m)		Milieu continental oxydé (2-0m)	
Plio-pléistocène	1										Terre de barre inférieure (2-1m)			
Eocène ?	2										3-2 : Sables quartzeux		Milieu continental fluvial (8-2m)	
	3										5,5-3m : Kaolins secondaires			
	4										8-5,5m : Kaolins secondaires bitumineux.			
	5													
	6													
	7													
	8													

LEGENDE



*Granulométrie des sables : **tf**: très fins; **f**: fins; **m**: moyens; **g**: grossiers; **tg**: très grossiers. **Granulométrie des graviers: **gn**: granules; **gr**: graviers; **c**: cailloux; **ga**: galets. **Pdr**: profondeur en mètre.

Figure 91 : Log de synthèse de la carrière Samo

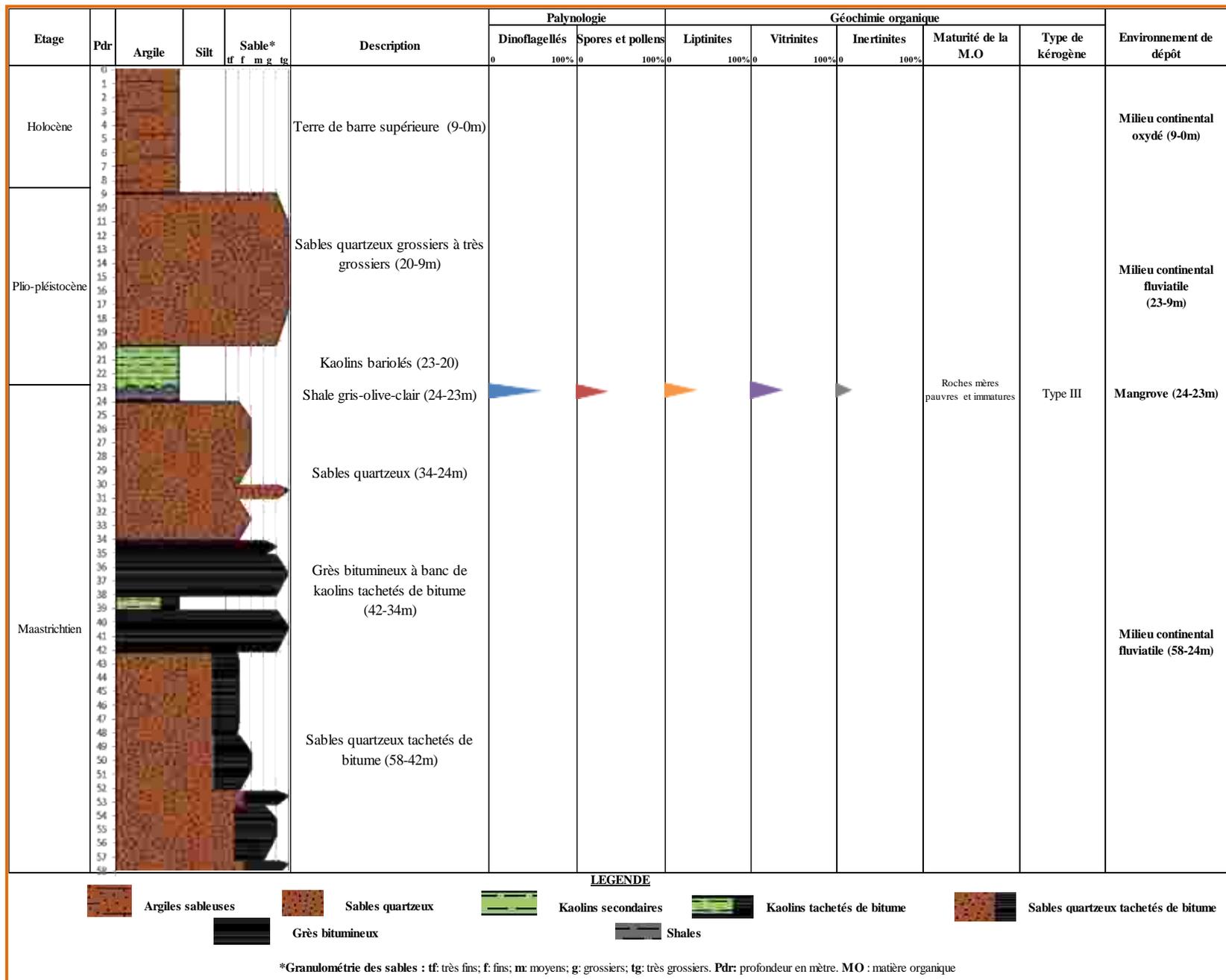
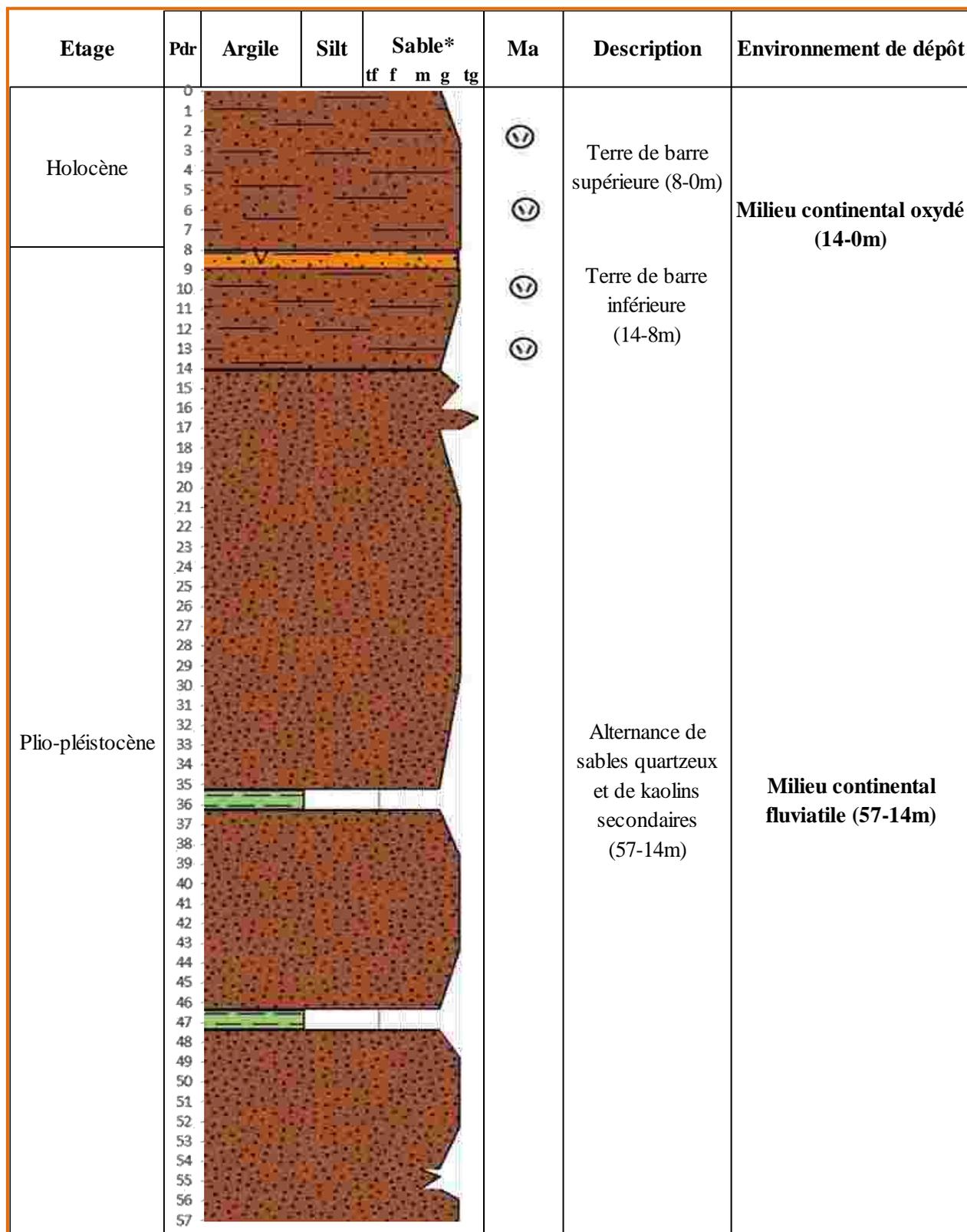


Figure 92 : Log de synthèse du forage Adia 1



LEGENDE



*Granulométrie des sables : tf: très fins; f: fins; m: moyens; g: grossiers; tg: très grossiers. Pdr: profondeur en mètre. Ma : minéraux accessoires

Figure 93 : Log de synthèse du forage Adia 2

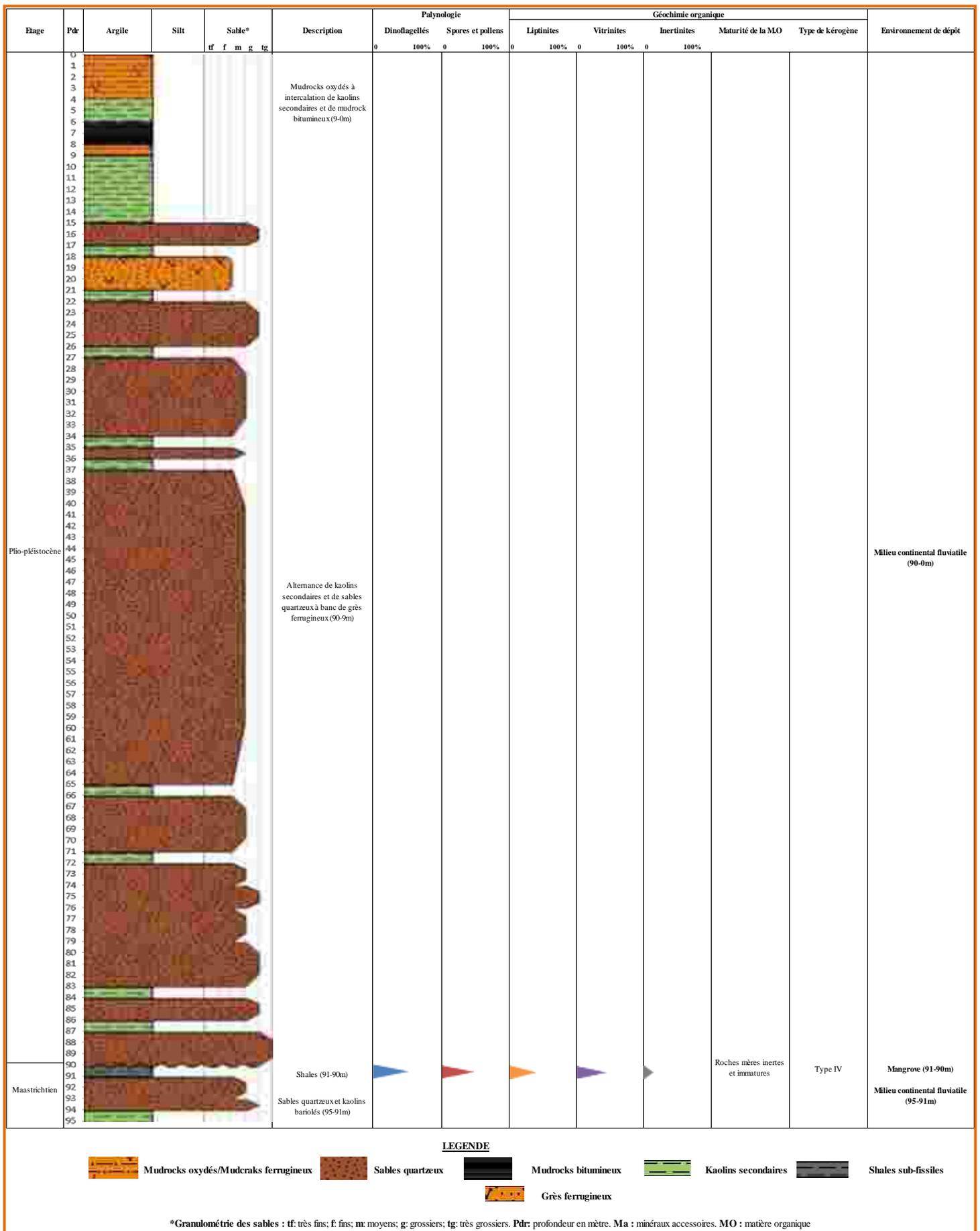
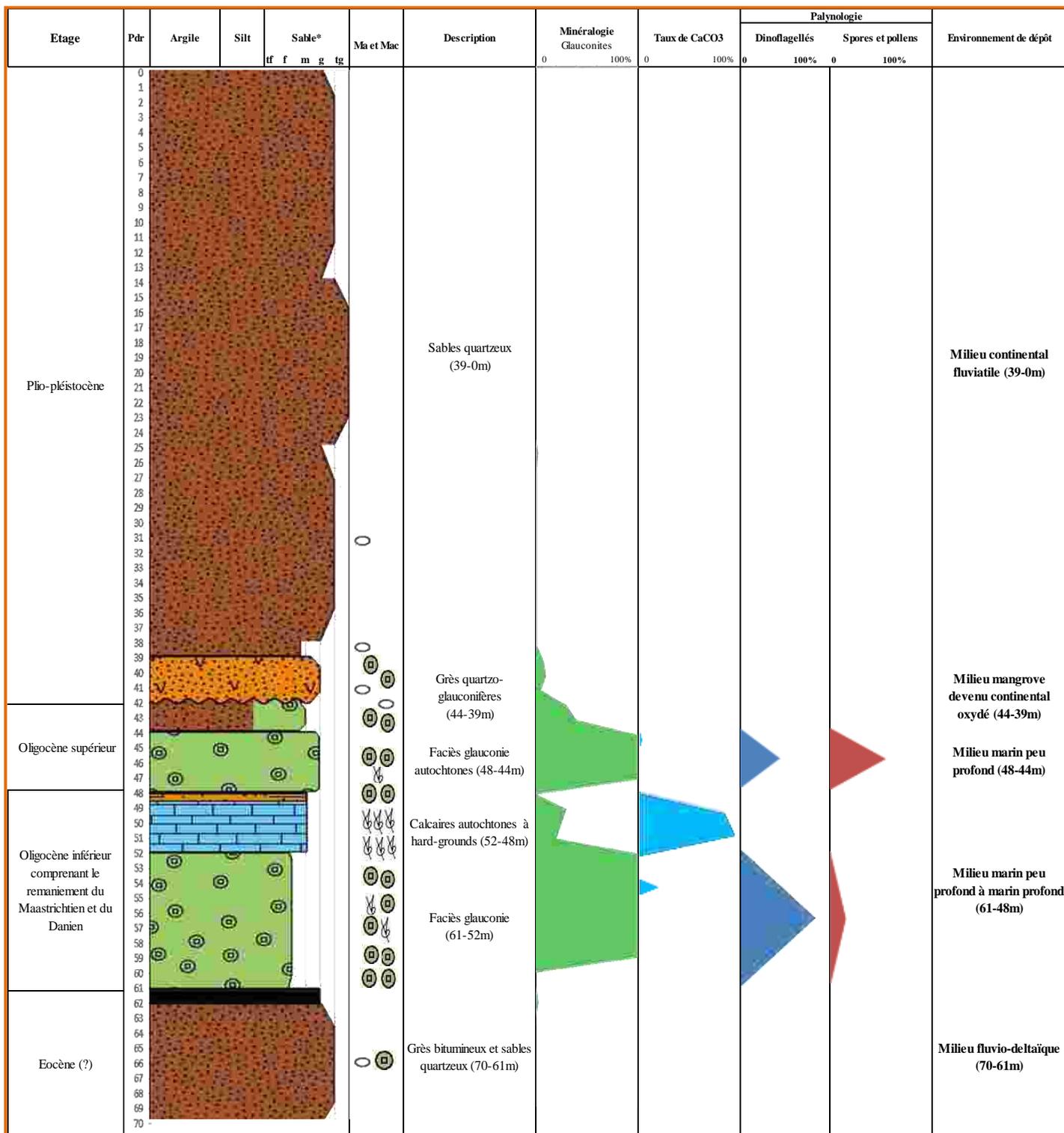
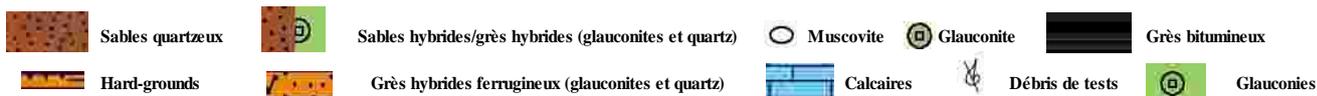


Figure 95 : Log de synthèse du forage Adia 4



LEGENDE



*Granulométrie des sables : ff: très fins; f: fins; m: moyens; g: grossiers; tg: très grossiers. Pdr: profondeur en mètre. Ma : minéraux accessoires. Mac : macrofossiles

Figure 96 : Log de synthèse du forage Adia 5

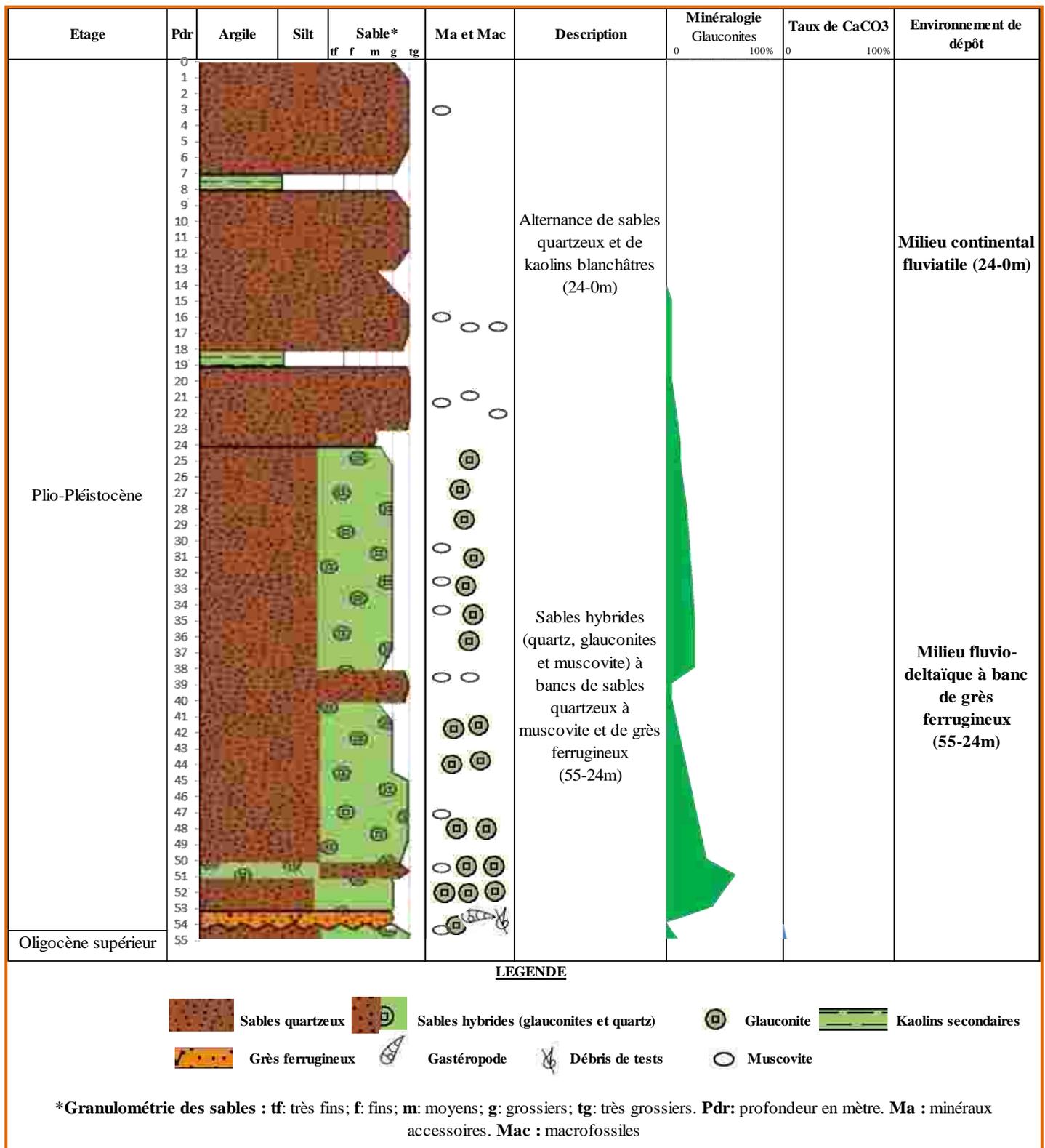


Figure 97 : Log de synthèse du forage Adia 6

4.6. Formations des forages Ebo 1 et Ebo 2

L'ensemble des analyses faites sur les shales sub-fissiles permettent de caractériser un dépôt de mangrove à influence marine, en milieu anoxique peu sulfuré. Ces shales marquent la limite entre le Maastrichtien et le Plio-Pléistocène dans les forages Ebo 1 et Ebo 2. Dans le forage Ebo 1, le Maastrichtien est marqué par des dépôts fluviatiles séparés du Plio-Pléistocène par un milieu de mangrove entre 76 et 75 m. À l'Holocène, le paléoenvironnement se termine en milieu continental oxydé (Figure 98).

Au Maastrichtien, les « mudrocks » de l'intervalle (86-85 m) du forage Ebo 2 caractérisent une paléo-mangrove. L'intervalle (11-7 m) correspond aussi à une paléo-mangrove. Le dépôt évolue du delta alluvial à un delta à mangrove au Maastrichtien. Au Plio-Pléistocène, le milieu passe du continental fluviatile à mangrove puis à un milieu continental très oxydé à l'Holocène (Figure 99).

4.7. Formations des forages Ebo 3 et Ebo 4

Ces formations déterminent un paléo-milieu continental depuis le Plio-Pléistocène jusqu'à l'Holocène (Figures 100 et 101).

4.8. Formations des forages Ebo 5 et Ebo 6

La combinaison des différentes analyses montrent que les dépôts de l'intervalle (22-2 m) du forage Ebo 5 et de l'intervalle (23-6 m) du forage Ebo 6 définissent un milieu transitionnel. Les données sédimentologique et palynologique suggèrent l'alternance de dépôts de plaine deltaïque et lagunaire alors que le palynofaciès indique l'alternance de dépôts deltaïque et lacustre restreint. Le milieu lacustre restreint est donc un milieu lagunaire fermé, développé dans un estuaire au regard de la géologie actuelle des lagunes ivoiriennes. Cette alternance est due aux différentes transformations réversibles d'une plaine deltaïque à un estuaire (Figures 102 et 103). Dans ces forages, le paléoenvironnement au Plio-Pléistocène évolue dans le sens de la sédimentation du continental fluviatile à une alternance de plaine deltaïque et de milieu lagunaire fermé. L'Holocène est continental oxydé et forme la « Terre de barre » supérieure.

4.9. Formations des forages Ebl 1 et Ebl 2

Les dépôts de l'intervalle (24-0 m) du forage Ebl 1 définissent une mangrove deltaïque. Ce sont des mudrocks oxydés qui correspondent à ceux de l'intervalle (6-3 m) du forage Ebl 2. Au Plio-Pléistocène, à la base de ces forages, le milieu évolue du paléo-fleuve au type

mangrove ou paléo-lagune. Au Pléistocène, une régression expose ces dépôts en milieu subaérien et favorise leur ferruginisation (Figures 104 et 105). L'Holocène est lagunaire dans le forage Ebl 2 et reste absent dans le forage Ebl 1. La forte proximité de ce dernier forage avec la rive explique l'érosion de l'Holocène.

4.10. Formations des forages Ebl 3 et Ebl 4

Les données sédimentologique, palynologique et géochimique mettent en évidence une alternance de dépôt fluvio-deltaïque et de mangrove à l'Oligocène inférieur et au Plio-Pléistocène (Figures 106 et 107). L'Holocène est caractérisé par des dépôts lagunaires.

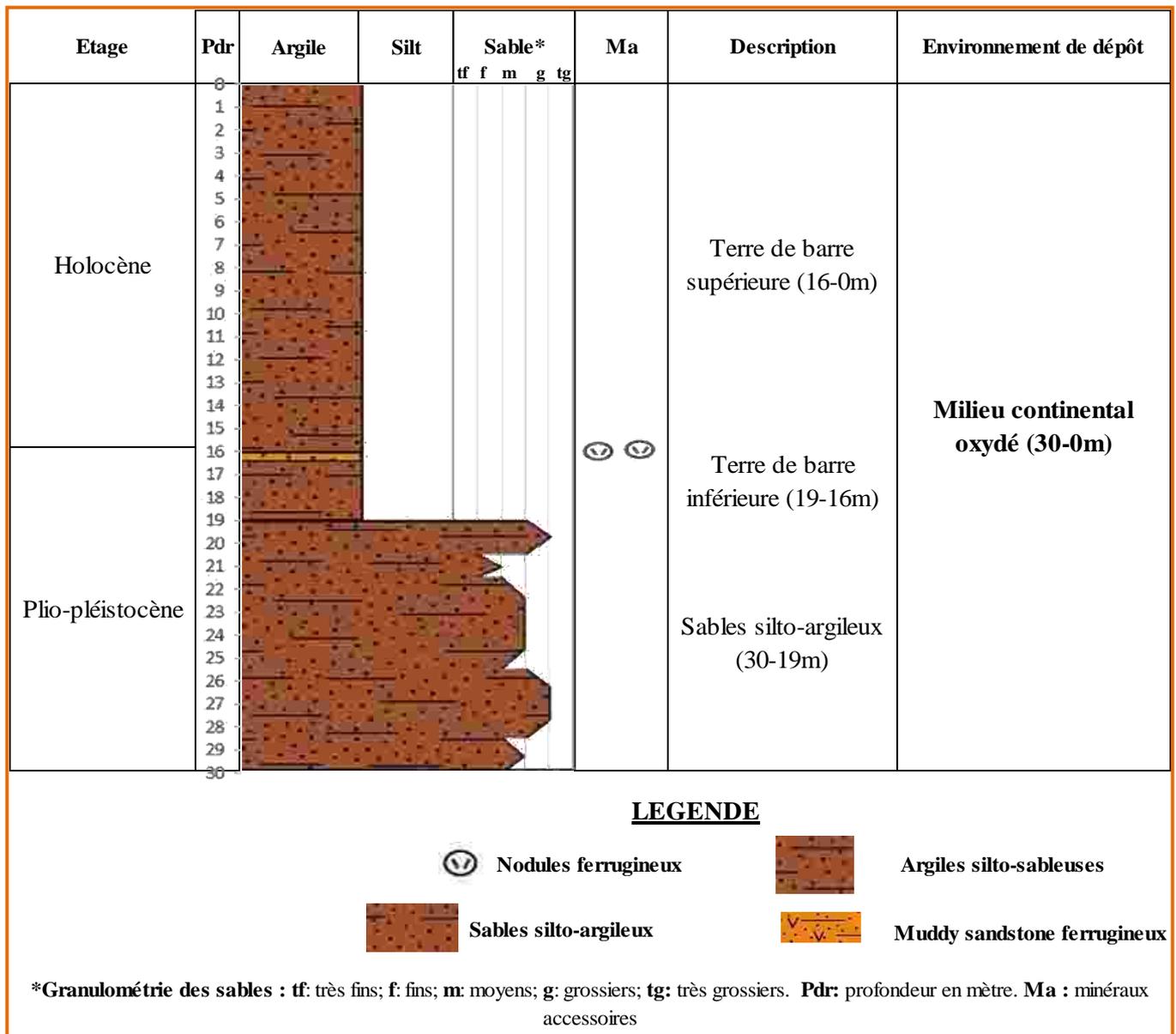
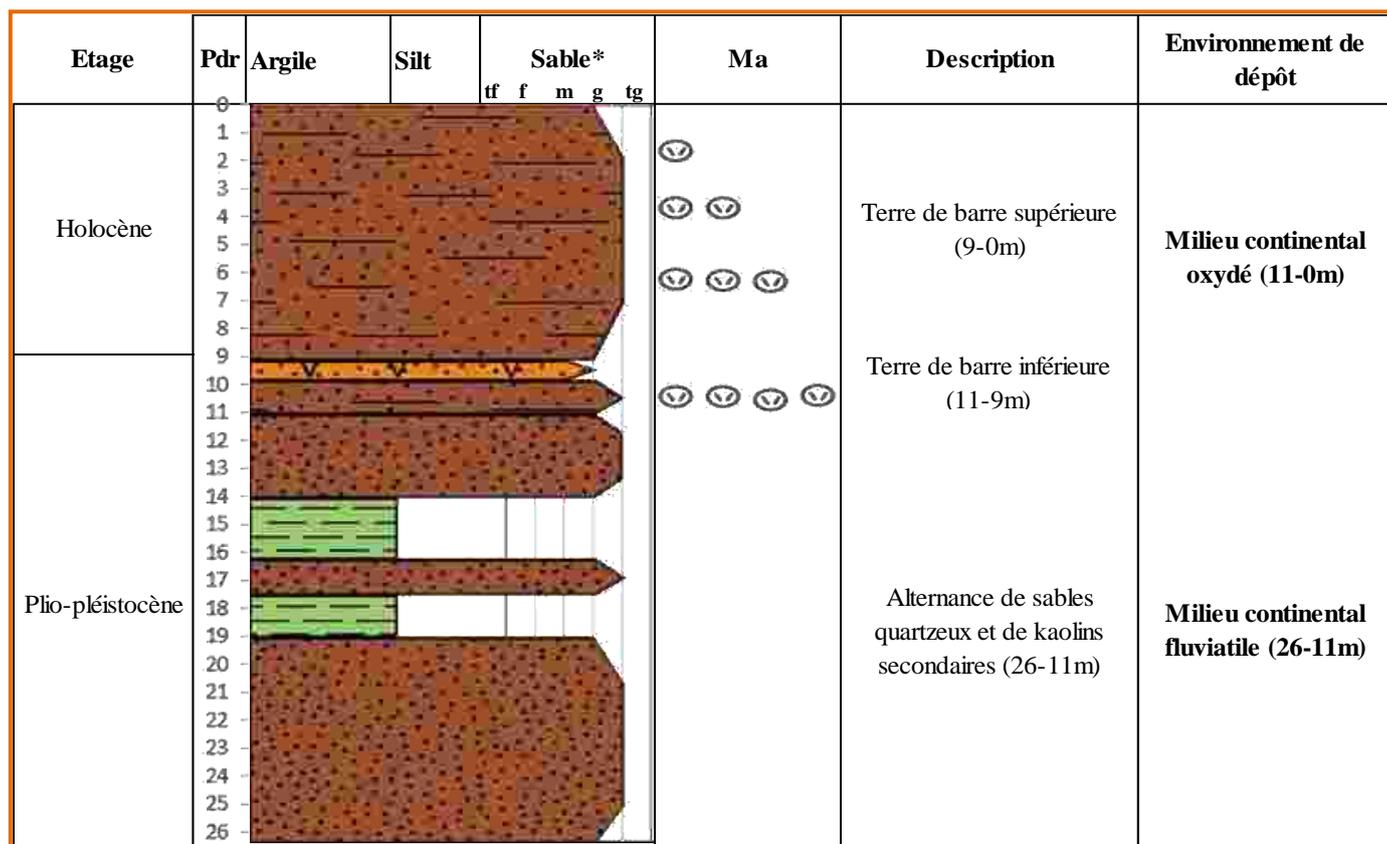
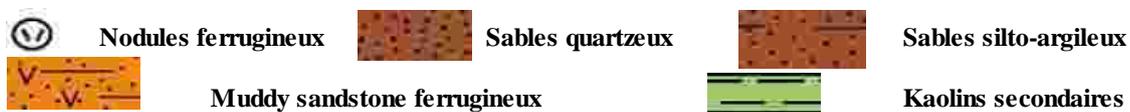


Figure 100 : Log de synthèse du forage Ebo 3

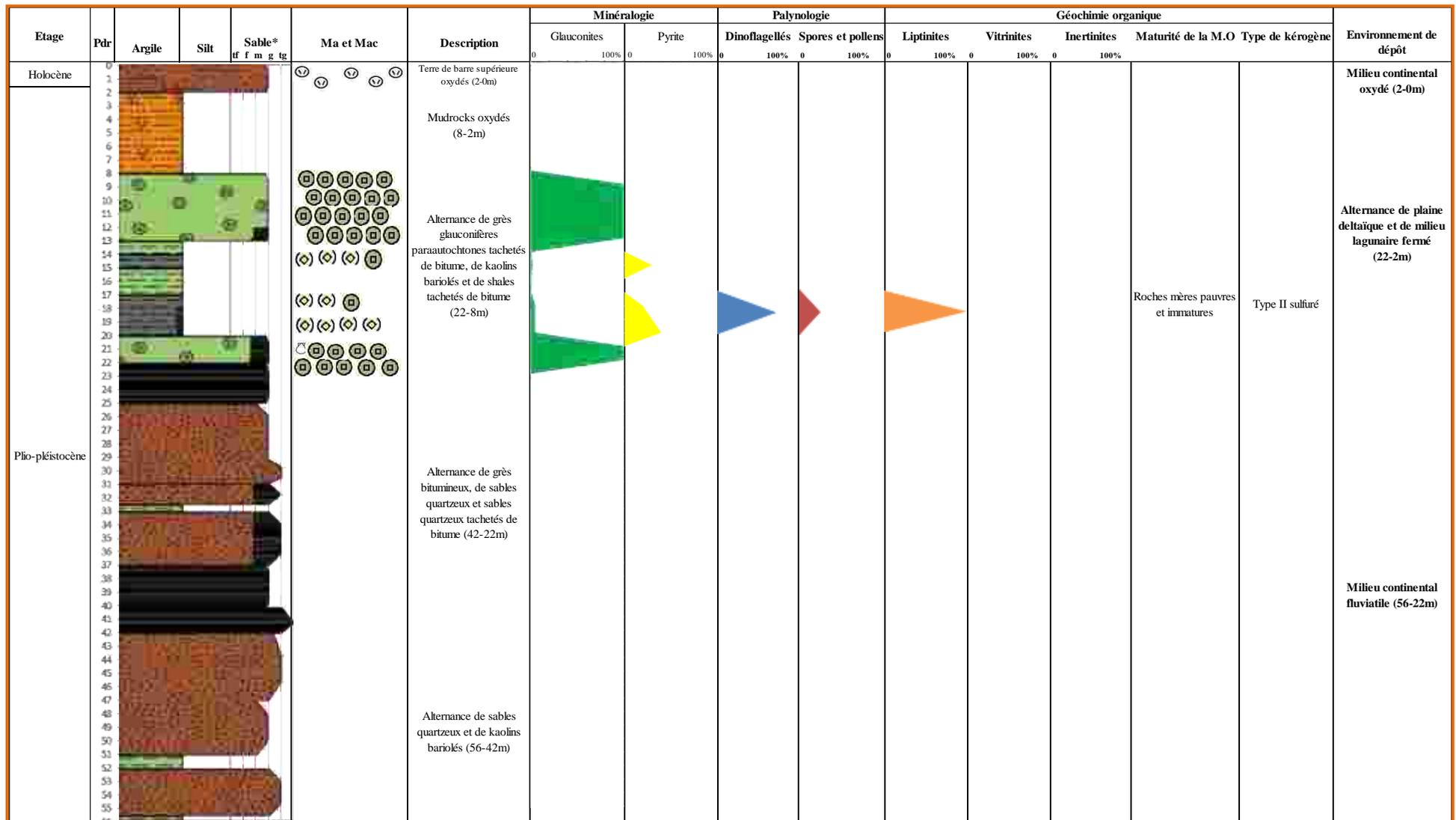


LEGENDE

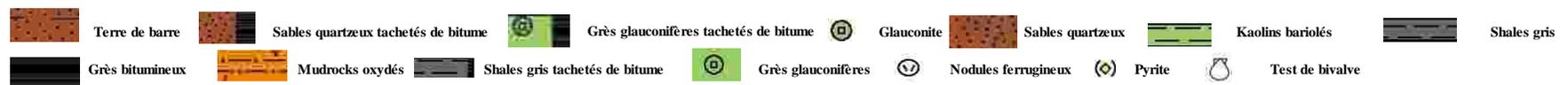


*Granulométrie des sables : **tf**: très fins; **f**: fins; **m**: moyens; **g**: grossiers; **tg**: très grossiers. **Pdr**: profondeur en mètre. **Ma** : minéraux accessoires

Figure 101 : Log de synthèse du forage Ebo 4

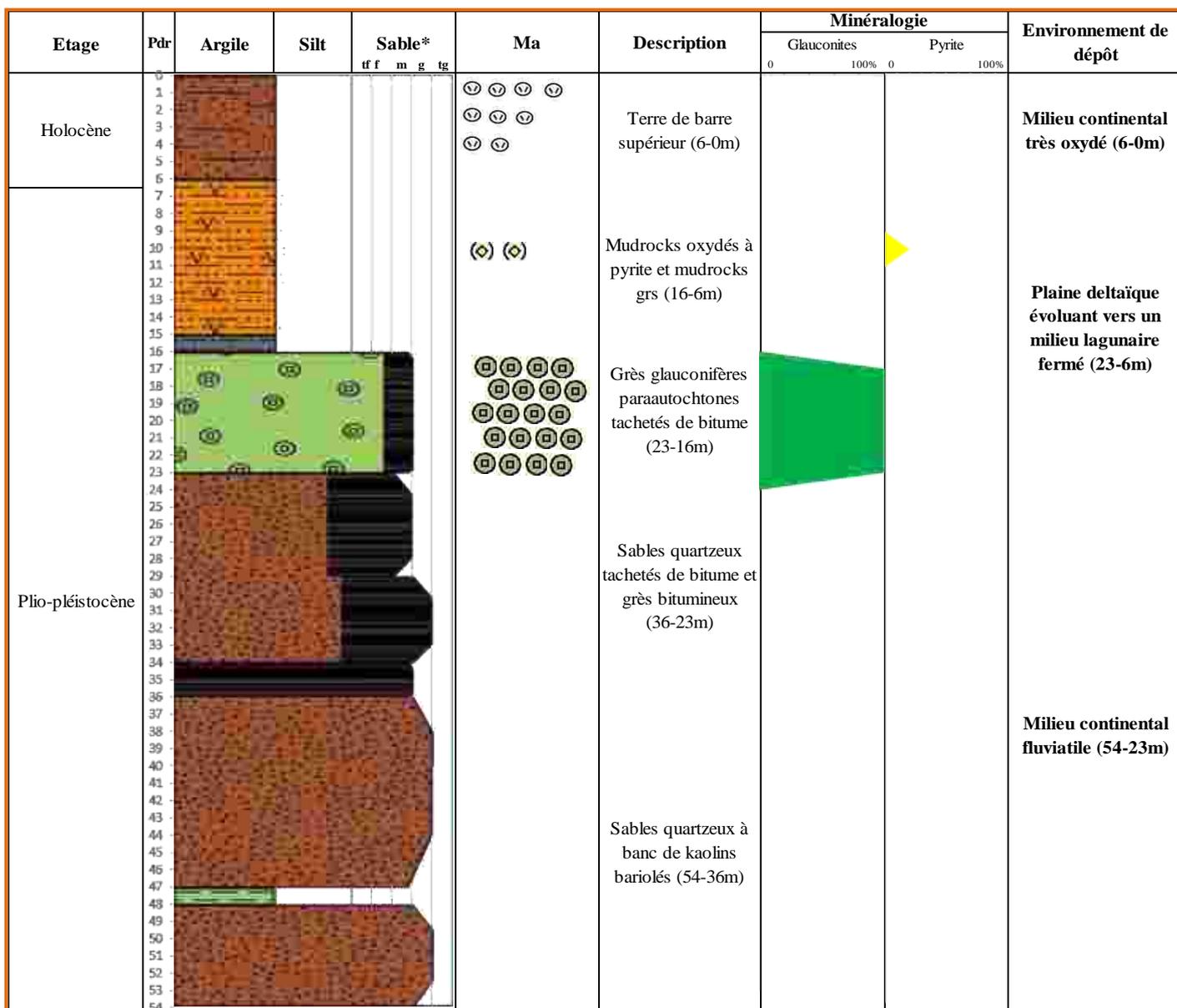


LEGENDE

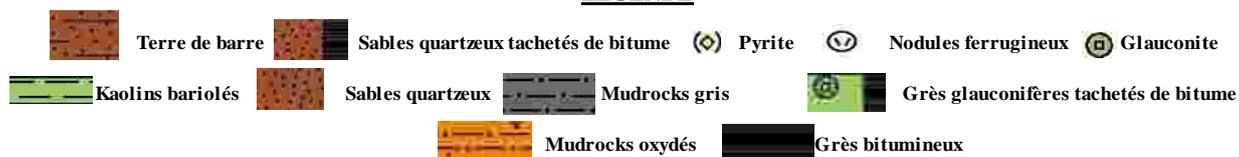


*Granulométrie des sables : tf: très fins; f: fins; m: moyens; g: grossiers; tg: très grossiers. Pdr: profondeur en mètre. Ma : minéraux accessoires. Mac : macrofossiles. MO : matière organique

Figure 102 : Log de synthèse du forage Ebo 5



LEGENDE



*Granulométrie des sables : tf: très fins; f: fins; m: moyens; g: grossiers; tg: très grossiers. Pdr: profondeur en mètre. Ma : minéraux accessoires.

Figure 103 : Log de synthèse du forage Ebo 6

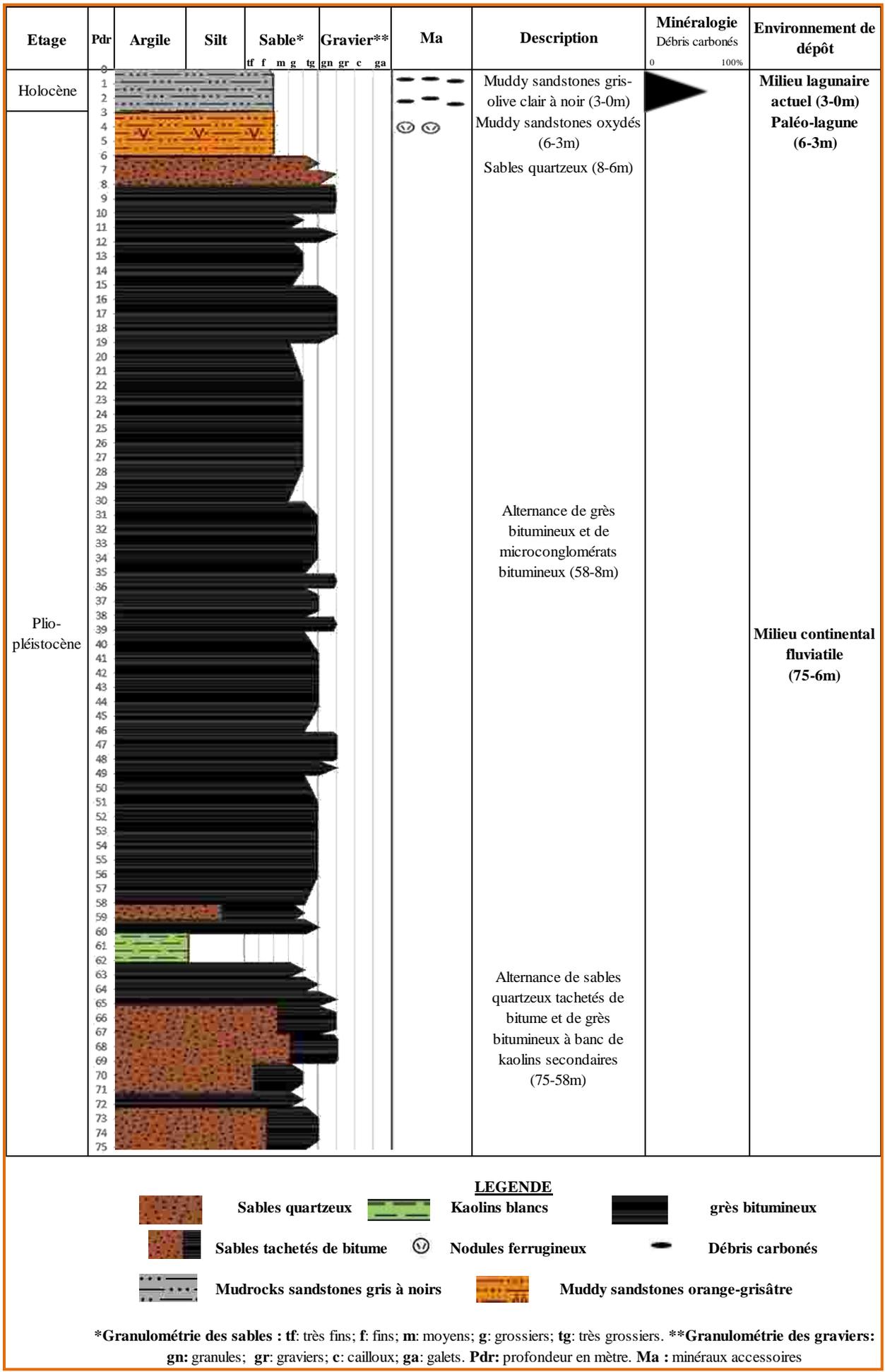


Figure 105 : Log de synthèse du forage Ebl 2

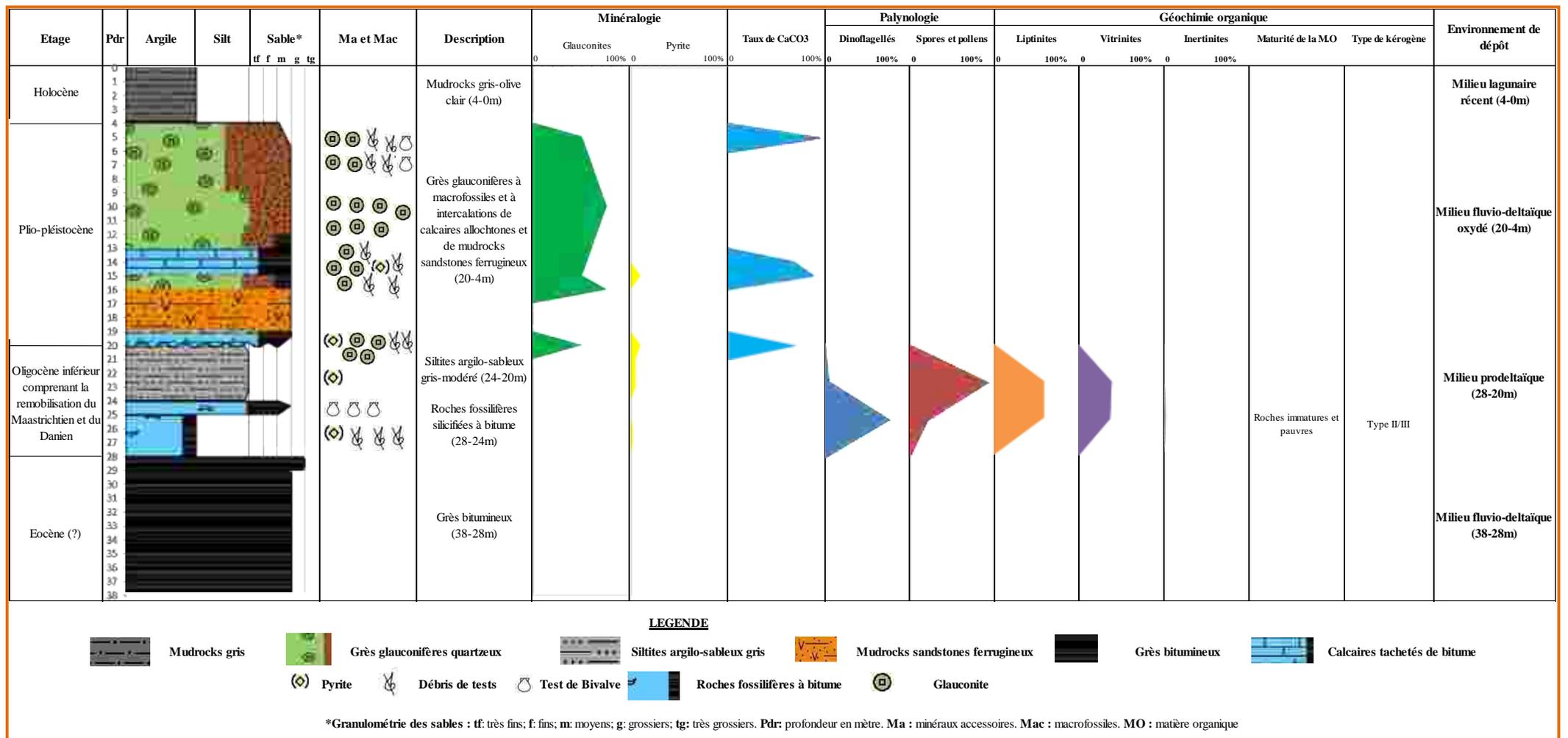


Figure 107 : Log de synthèse du forage Ebl 4

CONCLUSION

La synthèse a permis de mieux connaître l'évolution géologique de l'Est du bassin onshore de Côte d'Ivoire entre le Maastrichtien et le Quaternaire. Les principaux résultats sont les suivants :

Découpage stratigraphique

Les différents travaux ont permis d'établir le découpage stratigraphique suivant : le Maastrichtien, l'Oligocène, le Miocène, le Plio-Pléistocène et l'Holocène. Les dépôts correspondants se rencontrent au Nord de la Faille des Lagunes. On pense aussi que la limite Paléocène-Éocène et l'Éocène seraient présents au Nord de cette faille respectivement à Bingerville et à Samo. Au Sud de la Faille des Lagunes, on trouve tous les dépôts du Tertiaire sauf le Miocène. Le Crétacé n'a pas été atteint à cause de la profondeur insuffisante des forages.

Paléoenvironnement

Le paléoenvironnement de l'Est du bassin onshore ivoirien se caractérise par l'alternance de système fluviatile et de mangrove se terminant par un milieu continental oxydé ou de dépôts lagunaires récents.

Au Nord de la Faille des Lagunes, le Crétacé supérieur comprend une alternance de milieux fluviatile et de mangrove. Au Tertiaire, se dépose un système fluviatile à Éboïnda et à Adiaké, mais on trouve un Oligocène inférieur lacustre à Bingerville. Le Quaternaire est continental oxydé.

Une alternance de milieux fluviatile et de mangrove se met en place au Sud de la Faille des Lagunes au Tertiaire. À Adiaké, l'Oligocène inférieur caractérise un milieu marin peu profond à profond. Le Quaternaire correspond à un milieu continental oxydé ou lagunaire au Sud de la faille. Les argiles gris clair à noires (shales et « mudrocks ») se sont déposées en milieu de mangrove communiquant ou non avec la mer.

En résumé, l'Est du bassin onshore ivoirien correspond à un paléo-delta qui a subi une alternance de progradation et de rétrogradation liées aux mouvements eustatiques globaux (transgression et régression).

Les résultats du travail ont permis de caractériser une grande transgression à l'Oligocène inférieur suivie d'une grande régression à l'Oligocène supérieur.

Tectonique du bassin onshore

Le phénomène tectonique majeur est la réactivation de la Faille de Saint Paul survenu entre la fin du Danien et le début du Sélandien qui a favorisé la formation de la Faille des Lagunes suite à l'élargissement de l'Atlantique dans la zone côtière au Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire. L'ouverture de l'Atlantique Sud s'étant faite de l'Est vers l'Ouest a occasionné une subsidence qui diminue vers l'Ouest. On pense aussi que le rejet de la faille diminue d'Est en Ouest. La marge d'Abidjan se situe dans l'ancienne Atlantique Sud et celle de San-Pédro entre Atlantique Sud et l'Atlantique Nord.

Érosion et dépôt des sédiments

Dans l'ensemble, le Nord de la Faille des Lagunes est une zone d'érosion et le Sud une zone de sédimentation. Le maximum de sédimentation est survenu au Sud de la Faille des Lagunes pendant le Paléocène. Cette période correspond à la phase de comblement du fossé laissé après l'ouverture de la faille. L'épaisseur des dépôts du Paléocène serait d'au moins 4 000 m car le rejet de la faille est d'au moins 4 000 m. Cela donne un taux moyen de sédimentation de 1 m/1 400 ans sur une durée de 5,6 Ma (du Danien supérieur au Thanétien). L'épaisseur des sédiments du bassin onshore diminue de l'Est vers l'Ouest. La probabilité d'avoir des roches mères effectives et/ou épuisées diminue aussi d'Est en Ouest, probablement entre la Faille des Lagunes et celle de la Romanche. C'est l'une des roches mères qui a formé le pétrole trouvé sous forme de bitume dans le bassin onshore. La migration du pétrole s'est faite d'Est en Ouest. Le bitume s'est concentré dans les formations du Maastrichtien, de l'Oligocène et du Plio-Pléistocène à Adiaké et dans les formations qui dateraient de l'Éocène à Samo. À Éboïnda, le bitume se retrouve dans les formations du Plio-Pléistocène et non dans celles du Maastrichtien comme on le pensait auparavant.

Les phénomènes d'érosions successives ont produit des hiatus au Nord et au Sud de la Faille des Lagunes. Au Nord, le Plio-Pléistocène est discordant sur le Maastrichtien et au Sud, sur l'Oligocène.

La remobilisation des sédiments vers le Sud de la Faille des Lagunes a remanié les palynomorphes du Maastrichtien-Danien pendant l'Oligocène inférieur. Il y a également un mélange de palynomorphes du Maastrichtien avec les dépôts lagunaires de l'Holocène. Le remaniement d'anciens sédiments se fait dans des dépôts de plus en plus récents vers le Sud.

CHAPITRE XI : CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES ET HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE L'EST DU BASSIN ONSHORE DE CÔTE D'IVOIRE

INTRODUCTION

Les discussions menées permettent d'établir les corrélations locales et régionales entre les coupes étudiées et de proposer une histoire géologique de l'Est du bassin onshore ivoirien. Les corrélations sont établies entre les coupes du Nord de la Faille des Lagunes et entre celles du Sud de cette faille. On fera ensuite la corrélation de l'ensemble des coupes en s'appuyant sur les données stratigraphiques et lithologiques.

1. CORRÉLATION DES DÉPÔTS AU NORD DE LA FAILLE DES LAGUNES

Les dépôts du Nord de la Faille des Lagunes ont été rencontrés dans des affleurements et des forages. Les affleurements correspondent aux carrières Alépé, Aboisso, Bin 1, Bin 2 et Samo. Les forages sont constitués de : Eloka, Adia 1, Adia 2, Adia 3, Adia 4, Ebo 1 et Ebo 2. L'âge des dépôts s'étend du Maastrichtien à l'Holocène et on trouve souvent des niveaux discordants.

1.1. Corrélation du Maastrichtien

Le Maastrichtien est formé par une alternance de système fluviatile et de shales sub-fissiles prodeltaïques. Il a été reconnu dans les forages Adia 1, Adia 3, Adia 4, Ebo 1 et Ebo 2. La corrélation a été établie entre les cotes suivantes : 58-23 m (Adia 1), 99-47 m (Adia 3), 95-90 m (Adia 4), 84-75 m (Ebo 1) et 97-85 m (Ebo 2). L'étude granulométrique montre que les sables sont fins à grossiers et souvent très grossiers à granuleux. Il y a donc un mélange granulométrique des sables. Le classement est médiocrement classé à moyennement classé. Les sables sont très asymétriques vers les grossiers.

1.2. Corrélation de l'Éocène

Comme signifié dans le chapitre de la discussion, l'Éocène caractériserait les argiles kaoliniques à base bitumineuse de l'intervalle Sa 1 de la carrière Samo. Aucune corrélation n'a pu être faite avec d'autres coupes.

1.3. Corrélation de l'Oligocène inférieur

L'Oligocène inférieur se rencontre uniquement dans l'intervalle Bi 1 de la carrière Bin 2 de Bingerville. Il est formé de varves.

1.4. Corrélation de l'Oligocène supérieur

L'Oligocène supérieur caractérise les argiles résiduelles d'Alépé et d'Aboisso. Comme ces argiles ne sont pas sédimentaires, on n'établira pas de corrélation avec les roches sédimentaires.

1.5. Corrélation du Miocène

Le Miocène a été mis en évidence dans l'intervalle Bi 2 de la carrière Bin 2 de Bingerville. Il est constitué de dépôts fluviaux.

1.6. Corrélation du Plio-Pléistocène

Le Plio-Pléistocène a été reconnu dans tous les affleurements et forages au Nord de la Faille des Lagunes sauf dans la carrière Bin 2 où il a été érodé. Le Plio-Pléistocène caractérise deux types de dépôts.

Le premier type est composé de sédiments dont la granulométrie décroît du Nord au Sud. Il comprend dans la direction Nord-Sud :

- des conglomérats dans les intervalles (6,5-0 m) d'Alépé et (2,5-0 m) d'Aboisso ;
- des sables fluviaux à Bingerville dans les intervalles Bi 3 (22-10 m) de la carrière Bin 1 et (99-8 m) du forage Eloka ;
- des systèmes fluviaux où alternent des sables et des argiles kaoliniques à Bonoua, Samo, Adiaké et Éboïnda. À Bonoua et Samo, ces formations sont présentes respectivement dans l'intervalle Bo 1 (9,5-8 m) de la carrière Bonoua et dans l'intervalle Sa 1 (3-2 m) de la carrière Samo. À Adiaké, elles se rencontrent entre les cotes suivantes : 23-9 m d'Adia 1, 57-14 m d'Adia 2, 47-9 m d'Adia 3 et 90-0 m d'Adia 4. Au niveau d'Éboïnda, ces formations se rencontrent dans l'intervalle Ebo1.4 (75-10 m) du forage Ebo 1 et entre les cotes 85-4 m d'Ebo 2. Les formations du premier type ont été transportées sous un régime torrentiel ayant évolué en régime fluvial. Les argiles kaoliniques marquent la fin du transport de chaque lot de sédiments.

Le deuxième type de dépôts comprend une partie de la « Terre de barre » sous les « stonelines » et sous les roches ferruginisées. On trouve ces dépôts dans l'intervalle Bi 4 (10-3,5 m) de la carrière Bin 1 de Bingerville, dans l'intervalle Bo 2 (8-2 m) de la carrière Bonoua et dans l'intervalle (2-1 m) de la carrière Samo. On les trouve aussi dans les forages Adia 2 (14-8 m) et Adia 3 (9-2 m). Ces dépôts forment la base de la « Terre de barre » dans le forage Ebo 1 entre les cotes 10 et 9 m.

1.7. Corrélation de l'Holocène

L'Holocène est constitué de « Terre de barre » supérieure qui caractérise un milieu continental oxydé. Les formations datées de l'Holocène se rencontrent dans les coupes suivantes :

- Bingerville : intervalles Bi 4 (3,5-0 m) de la carrière Bin 1 et (8-0 m) du forage Eloka ;
- Bonoua : intervalle Bo 2 (2-0 m) de la carrière Bonoua ;
- Samo : intervalle Sa 2 (1-0 m) de la carrière Samo ;
- Adiaké : forages Adia 1 (9-0 m), Adia 2 (8-0 m) et Adia 3 (2-0 m) ;
- Éboïnda : forages Ebo 1 (9-0 m) et Ebo 2 (4-0 m).

Les régions de Bingerville, Bonoua, Samo, Adiaké et Éboïnda sont restées des deltas du Maastrichtien à l'Oligocène supérieur. Les dépôts sont fluviatiles dans ces régions au Miocène (Bingerville). Le Plio-Pléistocène est aussi fluvatile dans toutes ces régions sauf dans le forage Ebo 2 où il caractérise une mangrove entre 11 et 7 m. L'Holocène est continental oxydé.

2. CORRÉLATION DES DÉPÔTS AU SUD DE LA FAILLE DES LAGUNES

Dix forages, localisés à Adiaké et Éboïnda, sont concernés par cette corrélation. Ils ont recoupé l'Éocène (?), l'Oligocène inférieur, l'Oligocène supérieur, le Plio-Pléistocène et l'Holocène.

2.1. Corrélation de l'Éocène (?)

L'Éocène serait présent dans les forages d'Adiaké et Éboïnda. À Adiaké, il se rencontre dans le forage Adia 5 entre les cotes 70 et 61 m et à Éboïnda, dans les forages Ebl 3 et Ebl 4 respectivement entre les cotes 63-54 m et 38-28 m. L'Éocène est constitué de grès bitumineux, de sables quartzeux à glauconites et de « mudrocks » oxydés.

2.2. Corrélation de l'Oligocène inférieur

Ces dépôts sont présents dans le forage Adia 5 (61-48 m) d'Adiaké et dans les forages Ebl 3 (54-34 m) et Ebl 4 (28-20 m) d'Éboïnda. L'Oligocène inférieur est formé de dépôts remaniés du Maastrichtien-Danien. Les dépôts sont constitués de glauconites autochtones, de sables quartzeux à glauconites et muscovites, de grès bitumineux, d'hard ground, de calcaires lumachelliques autochtones, de roches fossilifères silicifiées et de « mudrocks » gris.

2.3. Corrélacion des formations de l'Oligocène supérieur

L'Oligocène supérieur est distingué dans les forages Adia 5 et Adia 6. On le rencontre dans les intervalles (48-42 m) d'Adia 5 et (55-54 m) d'Adia 6 et il est constitué de sables mixtes (glauconite oxydée et quartz).

2.4. Corrélacion du Plio-Pléistocène

Le Plio-Pléistocène a été reconnu dans les dix forages et comprend des sables mixtes (quartz et glauconite et/ou muscovite), des sables quartzeux argileux, des grès ferrugineux, des grès glauconifères, des grès bitumineux et des argiles (kaolins et « mudrocks » sombres). Il caractérise un milieu fluvio-deltaïque à fluvial. On le trouve dans les niveaux suivants :

- 42-0 m d'Adia 5 et 54-0 m d'Adia 6 ;
- 30-16 m d'Ebo 3 et 26,5-9 m d'Ebo 4 ;
- 56-2 m d'Ebo 5 et 54-6 m d'Ebo 6 ;
- 72-0 m d'Ebl 1 et 75-3 m d'Ebl 2 ;
- 34-5 m d'Ebl 3 et 20-4 m d'Ebl 4.

2.5. Corrélacion de l'Holocène

L'Holocène du Sud de la Faille des Lagunes comprend la « Terre de barre » supérieure et les dépôts lagunaires. Il n'est connu que dans les forages d'Éboïnda à l'exception du forage Ebl 1 dans les niveaux suivants :

- 16-0 m d'Ebo 3 et 9-0 m d'Ebo 4 ;
- 2-0 m d'Ebo 5 et 6-0 m d'Ebo 6 ;
- 3-0 m d'Ebl 2 ;
- 5-0 m d'Ebl 3 et 4-0 m d'Ebl 4.

3. CORRÉLACION DES DÉPÔTS DE L'EST DU BASSIN ONSHORE

Les corrélacions stratigraphiques faites au Nord et au Sud de la Faille des Lagunes sont représentées à la figure 108. Les épaisseurs des ensembles stratigraphiques rencontrées sont données au tableau XXXVI.

Tableau XXXVI : Épaisseurs des formations des différents âges caractérisés

Ages stratigraphiques	Épaisseur minimum et maximum rencontrée (en mètre)	Type de faciès
Holocène	1 à 16	Terre de barre supérieure, mudrocks lagunaires et microconglomérats lagunaires.
Plio-pléistocène	2,5 à 91	Terre de barre inférieure, sables quartzeux, kaolins secondaires, mudrocks gris et oxydés, orthopoudingues oligomictiques extraformationnels, sables quartzeux glauconifères parfois fossilifères et micacés, grès glauconifères remaniés, grès bitumineux, grès ferrugineux, kaolins bitumineux et calcaires lumachelliques allochtones.
Miocène	6	Kaolins secondaires à intercalation de banc de sables quartzeux.
Oligocène supérieur	2 à 6	Grès glauconifères remaniés et micacés, sables quartzeux à glauconite, glauconites autochtones.
Oligocène inférieur	2 à 20	Argiles grises à noires, sables quartzeux à glauconite et micacés, grès bitumineux, glauconites autochtones, hard ground, calcaires lumachelliques autochtones (récifs), roches fossilifères silicifiées, mudrocks gris.
Eocène ?	5 à 10	Kaolins secondaires à base bitumineuse, grès bitumineux, sables quartzeux à glauconite, mudrocks oxydés.
Maastrichtien	5 à 52	Formations bitumineuses (grès, shales sub-fissiles), shales sub-fissiles gris, mudrocks gris, kaolins secondaires, sables quartzeux.

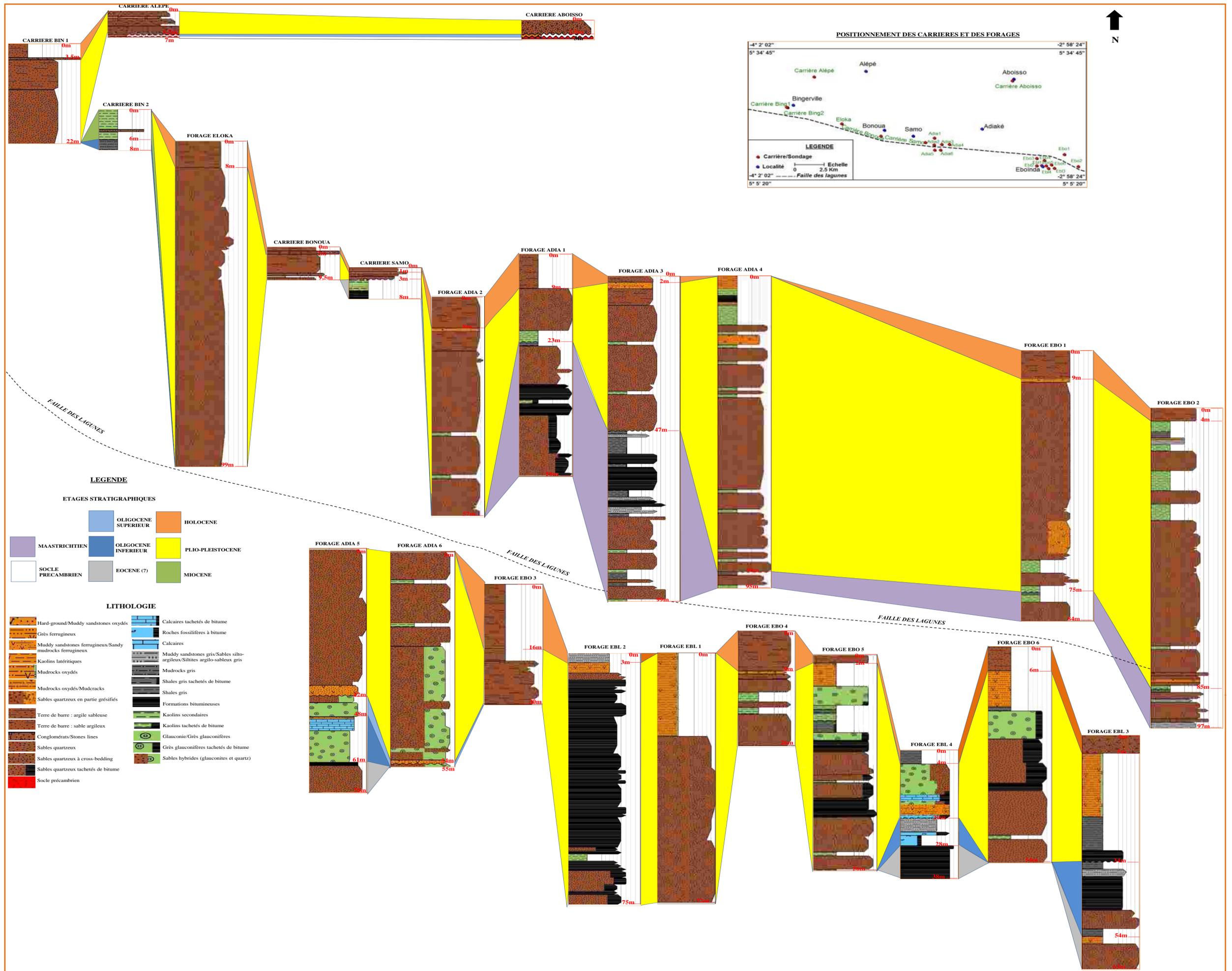


Figure 108 : Corrélation stratigraphique des formations de l'Est du bassin Onshore

4. HISTOIRE GÉOLOGIQUE DES FORMATIONS ETUDIÉES

L'Est du bassin onshore ivoirien se situe dans l'ancien Océan Atlantique Sud dont l'ouverture s'est faite d'Est en Ouest. L'étude des forages et affleurements permet de reconstituer son histoire depuis le Maastrichtien sur une durée de 72,1 Ma. Le Maastrichtien est marqué par une phase d'expansion océanique active et de subsidence favorisant une transgression marine. La mer envahit le bassin et la partie Nord de la Faille des Lagunes se transforme en delta où se développent des mangroves communiquant avec la mer. L'alternance sporadique de progradation et de rétrogradation du delta permet le dépôt de sables quartzeux alternant avec des shales sub-fissiles.

Les variations eustatiques au cours du Maastrichtien ont remobilisé les shales en diluant leur matière organique sous l'effet de l'oxydation et du transport. Les shales se sont appauvris en matière organique et ont formé des kérogènes de type III ou IV selon le degré d'oxydation.

À la limite Crétacé-Paléogène (K-Pg), le bassin onshore devient franchement marin au-delà de la Faille des Lagunes. On assiste à une abondance de dinoflagellés tels que : *Andalusiella gabonensis*, *Cerodinium diebelli*, *Cerodinium granulostriatum*, *Cerodinium leptodermum* et *Palaeocystodinium golzowense*. Leur abondance est due à la forte présence de matière organique dans le milieu marin. À cette époque, le Kérogène serait de type II.

L'élargissement de l'Atlantique vers l'Ouest, dans la zone côtière du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire, a provoqué l'ouverture de la Faille des Lagunes entre fin-Danien et début-Sélandien suite probablement à la réactivation de la Faille de Saint Paul. Son rejet est compris entre 4 000 et 5 000 m. On pense bien que la rupture définitive entre l'Amérique du Sud et l'Afrique s'est produite dans cette zone de la Côte d'Ivoire.

Durant le Paléocène, le fossé profond de 4 000 m se comble par des sédiments venant du Nord de la faille. Les eaux marines restées au Nord de la faille se retirent vers le Sud. Durant cette époque, la mer se limite au Sud de la faille jusqu'au comblement définitif du fossé. Ce rejet a favorisé une grande subsidence au Sud de la faille avec un taux moyen de sédimentation d'au moins 1 m/1 400 ans sur une durée de 5,6 Ma (du Danien supérieur au Thanétien). De la fin du Paléocène au début de l'Éocène, se produit le maximum thermique avec un climat mondial sub-tropical. Il provoque l'évaporation des eaux marines et le dépôt d'évaporite à Fresco (YAO, 2012), Bingerville (GAOUTH, communication orale) et Éboïnda. À l'Éocène, une transgression marine survient et la mer envahit le Nord de la Faille des Lagunes. Les glauconites autochtones se forment en milieu marin. Les dépôts marins de l'Éocène du Nord de la faille se rencontrent à Fresco et les dépôts de plaine d'inondation à

Samo (?). Entre la fin de l'Éocène et le début de l'Oligocène, le niveau marin baisse à l'échelle mondiale à la suite des premières glaciations dans l'Antarctique. Une période d'érosion survient à ce moment dans le bassin onshore et les dépôts deltaïques s'avancent en mer par progradation. Cette régression expose en surface les formations du K-Pg à Adiaké et Éboïnda.

À l'Oligocène inférieur, le niveau marin se relève suite à la fonte des glaciers antarctiques et s'accompagne d'un réchauffement climatique. La mer envahit à nouveau le bassin et favorise la rétrogradation des deltas. Les glauconites autochtones de l'Éocène-Oligocène sont remaniées en donnant des glauconites allochtones. Les évaporites antérieurement formées sont dissoutes et les dépôts du K-Pg s'érodent du Nord de la faille pour se sédimenter au Sud de la faille dans les régions d'Adiaké et Éboïnda. Les eaux marines inondent les terres au-delà de la Faille des Lagunes dans les zones situées sur le même parallèle que Bingerville. Il se forme des lacs dans lesquels se déposent des varves à Bingerville. Des glauconites autochtones se forment dans tout le bassin offshore et un récif se met en place. L'approfondissement des eaux marines provoque la mort des organismes du récif et permet l'accumulation des coquilles calcaires suivie de leur encroûtement pour donner des hard grounds. Le Sud du bassin onshore actuel se trouvait en mer profonde au voisinage de la lysocline, ce qui a favorisé un début de silicification des calcaires du récif. La transgression de l'Oligocène inférieur est la plus importante du bassin ivoirien au Tertiaire.

L'augmentation de la température à l'Oligocène supérieur provoque une aridité croissante et la mer se retire des continents par évaporation. Des glauconites autochtones se forment dans l'ancien bassin offshore. Le retrait de la mer s'accompagne de l'assèchement des lacs de l'Oligocène inférieur (varves de Bingerville), de la formation d'évaporites comme à Adiaké et de l'émersion du plateau continental actuel. Les évaporites se dissolvent pendant la reprise sédimentaire en laissant des traces sur certaines glauconites. Différentes roches sont ferruginisées comme les « mudcraks » à Bingerville (surfaces des argiles gris clair à gris peu sombre) et les grès quartzo-glauconifères à ciment ferrugineux à Adiaké et à Éboïnda. L'érosion a été très rapide. Pendant l'Oligocène supérieur tous les sédiments de l'Oligocène s'érodent du Nord de la faille pour se redéposer au Sud de cette faille dans l'ensemble du bassin. Les dépôts lacustres de l'Oligocène inférieur ne sont épargnés de l'érosion qu'à Bingerville. Les zones situées au Nord de la Faille des Lagunes sont soumises à l'érosion et celles du Sud à la sédimentation. Les deltas progradent jusqu'au talus et au glacis actuels.

Un fait majeur survenu à l'Oligocène supérieur est l'ouverture de grands fleuves dont leurs embouchures (deltas) se trouvent au niveau du talus et du glacis actuels. Plusieurs chenaux en forme de U et V se créent (AKA, 1991) et le « Trou-sans-fond » se met en place. La régression de l'Oligocène supérieur reste la plus importante dans le bassin ivoirien.

Au cours du Miocène, la mer envahit les terres émergées. La région au Nord de la Faille des Lagunes devient une plaine d'inondation proche des embouchures où se sédimentent les kaolins secondaires bariolés à Bingerville.

Les deltas passent du talus actuel au bassin onshore actuel. Les fleuves formés à l'Oligocène supérieur sont totalement comblés donnant des paléo-chenaux à profil en U et V (AKA, 1991) dans le bassin. Le canyon du « Trou-sans-fond » est demeuré depuis l'Oligocène jusqu'à nos jours un grand canyon sous-marin par lequel la plaine abyssale s'alimente en sédiments. Les périodes d'aridité favorisent la formation de « mudcraks » intercalés dans les kaolins secondaires de Bingerville. La grande aridité de la fin du Miocène entraîne une régression marine et l'érosion complète des dépôts du Miocène au Nord de la Faille des Lagunes dans les régions comprises entre la frontière du Ghana et Bonoua.

Durant le Plio-Pléistocène, le Nord de la Faille des Lagunes reste une zone où se développent des systèmes fluviaux méandriiformes et anastomosés. De grands fleuves s'ouvrent à cette époque dont certains comme le Cavaly, le Sassandra, le Bandama et le Comoé continuent d'alimenter le bassin offshore. Le Plio-Pléistocène se dépose en discordance sur le Maastrichtien au Nord de la faille dans les régions d'Adiaké et Éboïnda. Au Sud de la faille, le Plio-Pléistocène est discordant sur l'Oligocène supérieur dans les mêmes régions ; des glauconites autochtones et un récif se forment dans le milieu marin. Des épisodes arides se produisent et permettent la formation de roches ferrugineuses au Pliocène. La période glaciaire Riss favorise une régression marine qui remanie les dépôts marins émergés puis les dépose dans des mangroves deltaïques. Pendant cette période, les terres sont couvertes par la neige. À l'interglaciaire Riss/Würm, la glace se fond entraînant le dépôt de la « Terre de barre » inférieure sous l'action d'un écoulement de forte densité au Nord de la Faille des Lagunes. Le climat devenant de plus en plus aride provoque la ferruginisation des dépôts exondés (muddy sandstones ou « Terre de barre », glauconies et « mudrocks ») et l'altération du socle qui est survie par une transgression. Pendant la période glaciaire Würm, les sédiments émergés se gèlent suite à la neige qui les recouvrait.

Au cours de la dernière régression à l'Ogolien vers 18 000 ans B.P, la mer se retire jusqu'à - 110 m (MARTIN & TASTET, 1972). Les muddy sandstones ferrugineux se fragmentent

mettant à la disposition de l'érosion des blocs et des morceaux de « mudcraks ». Ces roches sont transportées en masse par des coulées de débris suite à la fonte de la glace donnant des « stones lines » comme à Bingerville et Bonoua. La « Terre de barre » supérieure se met en place sous un régime d'écoulement de forte densité. Les deux « Terre de barre » dérivent du transport des altérites qui ont entraîné sur leur passage les sédiments préalablement déposés (granules, sables, argiles...). Dans les lagunes, les sédiments comprennent des « mudrocks » gris et/ou des microconglomérats à fragments de nodules préalablement oxydés. L'Holocène actuel est marqué par la ferruginisation de l'ensemble des terrains émergés. Du Pléistocène à l'Holocène, l'alternance des périodes glaciaire et interglaciaire favorise des régressions et transgressions avec des épisodes d'oxydation. Durant cette alternance climatique, le bassin onshore ivoirien est demeuré un domaine transitionnel (lagune et/ou delta) où les lagunes actuelles se sont formées après la dernière régression.

De nos jours, il se produit une remobilisation des dépôts de l'Oligocène à l'Actuel dans la lagune Ébrié à Bingerville.

S'il existe des roches mères au Sud de la Faille des Lagunes situées à au moins 4 000 m de profondeur datant du K-Pg, alors ces roches sont devenues des roches mères effectives et/ou épuisées. L'une d'elles aurait produit le pétrole qui a migré en surface à travers les paléo-chenaux, la Faille des Lagunes et ses failles satellites pour se mettre en place dans les dépôts d'Éboïnda, Adiaké et Samo. La migration s'est faite d'Est en Ouest et ce pétrole forme un bitume piégé dans les paléo-chenaux et sans doute dans les paléo-plages, ce qui crée un problème environnemental par la contamination des nappes phréatiques situées en aval des niveaux bitumineux.

CONCLUSION

Les corrélations stratigraphiques entre les forages montrent que ces derniers recoupent le Maastrichtien au Nord de la Faille des Lagunes. Au Sud de cette faille, les forages n'ont pas atteint ce niveau en raison d'une profondeur insuffisante car le rejet de la Faille des Lagunes est estimé entre 4 000 et 5 000 m. Ces forages ont toutefois recoupé l'Oligocène inférieur et supérieur, le Miocène, le Plio-Pléistocène et l'Holocène. Le Paléocène n'a pas été reconnu au Sud de la faille en raison de la profondeur insuffisante des forages. Il est absent au Nord de cette faille car il correspond à une période de comblement au Sud après la mise en place de la Faille des Lagunes.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les résultats sédimentologique, palynologique, géochimique et paléoenvironnementale des formations sédimentaires de l'Est du bassin onshore de Côte d'Ivoire permettent de tirer les conclusions suivantes :

CARACTÉRISATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE, GRANULOMÉTRIQUE ET PALYNOLOGIQUE

Ces résultats ont permis de caractériser la lithologie, la granulométrie et les ensembles stratigraphiques du Maastrichtien, de l'Oligocène, du Miocène, du Plio-Pléistocène et de l'Holocène. Ces unités stratigraphiques ont été reconnues au Nord de la Faille des Lagunes. Au Sud de cette faille, on trouve le Tertiaire à l'exception du Miocène. Le Crétacé n'a pas été reconnu au Sud en raison de la profondeur insuffisante des forages. Certains indices laissent supposer la présence de la limite Paléocène-Éocène et de l'Éocène au Nord de la Faille des Lagunes, respectivement à Bingerville et à Samo. La limite Paléocène-Éocène est composée d'argiles bleues et l'Éocène de kaolins secondaires à base bitumineuse.

Maastrichtien

Le Maastrichtien a été daté par la présence des dinokystes suivants : *Adnatosphaeridium multispinosum*, *Dinogymnium westralium*, *Dinogymnium acuminatum*, *Dinogymnium cretaceum undulocostata*, *Dinogymnium cooksonae*, *Operculodinium centrocarpum*, *Senegalinium bicavatum*, *Senegalinium granulostriatum*, *Senegalinium microspinosum* et *Spiniferites ramosus*. Ils sont associés aux spores et pollens *Distaverrusporites simplex*, *Echitriporites trianguliformis*, *Ephedripites multicostatus*, *Exochosphaeridium bifidum*, *Foveotriletes margaritae*, *Longapertites marginatus*, *Longapertites microfoveolatus*, *Monocolpopollenites marginatus*, *Spinozonocolpites baculatus* et *Tubistephanocolpites cylindricus*.

Le Maastrichtien est caractérisé par l'alternance de systèmes fluviaux, de shales sub-fissiles prodeltaïques, de « mudrocks » gris et de grès quartzeux bitumineux, certains shales renfermant de la pyrite. Les niveaux bitumineux ne sont présents qu'à Adiaké. Les sables présentent un mélange granulométrique et leur classement varie de médiocrement classé à moyennement classé.

Oligocène inférieur

Il est formé de varves au Nord de la Faille des Lagunes. Au Sud de la faille, il comprend des sables quartzeux à glauconite parfois micacés, des grès bitumineux, des glauconites autochtones, des calcaires lumachelliques autochtones (paléo-récifs) avec un hard ground, des roches fossilifères silicifiées et des « mudrocks » gris. Ces formations au Sud de la faille renferment des sédiments remaniés du Maastrichtien-Danien. Ces sédiments remaniés proviennent d'anciens dépôts du Maastrichtien-Danien situés au Nord de la faille qui sont aujourd'hui érodés. Les sables sont moyens à grossiers. Ils présentent un mélange granulométrique et un classement médiocre. Les calcaires sont des calcaires marneux biochimiques formés par l'enfouissement de paléo-récifs.

Oligocène supérieur

L'Oligocène supérieur a été mis en évidence au Sud de la Faille des Lagunes par la présence du fungal spore *Paramicrothallites* sp. associé aux espèces *Bombacacidites* sp., *Verrucatosporites usmensis* et *Selenopemphix nephroides*. L'Oligocène supérieur est composé de grès glauconifères micacés et remaniés, de sables quartzeux à glauconites, de glauconites autochtones et de grès bitumineux. Au Nord de la faille, il est formé de kaolins latéritiques issus de l'altération du socle précambrien. Les sables sont fins et souvent grossiers à très grossiers. Ces sables sont assez bien classés et caractérisent des dépôts littoraux.

Miocène

Il est connu au Nord de la Faille des Lagunes et comprend des kaolins secondaires à banc de sables quartzeux. Ces argiles contiennent des fungal spores appartenant aux genres *Pesavis*, *Dyadosporites* et *Didymoporisporonites*.

Plio-Pléistocène

Le Plio-Pléistocène a été daté par *Chenopodipollis multiplex* et la forme *Afyp*. La lithologie au Nord de la Faille des Lagunes est composée d'orthopoudingues oligomictiques extraformationnels, de sables (souvent grésifiés) et de kaolins secondaires bitumineux ou oxydés par endroits. On rencontre parfois des « mudrocks » gris à pyrite. Au Sud de la faille, les dépôts sont constitués de sables, de kaolins secondaires, de « mudrocks » gris et oxydés, de sables quartzeux glauconifères parfois fossilifères et micacés, de grès glauconifères remaniés, de grès ferrugineux, de grès bitumineux, de kaolins bitumineux et de calcaires lumachelliques allochtones qui sont des calcaires marneux biochimiques.

La granulométrie des sables varie de fins à très grossiers et le classement d'assez bien classé à médiocrement classé selon le milieu de dépôt. On trouve la « Terre de barre » inférieure dans les dépôts du Plio-Pléistocène. La granulométrie des dépôts diminue du Nord au Sud avec une baisse de l'énergie de transport.

Holocène

L'Holocène comprend la « Terre de barre » supérieure qui est grésifiée par endroits, des « mudrocks » gris lagunaires et des microconglomérats oxydés lagunaires.

La lithologie de l'Est du bassin onshore varie du Nord au Sud. Les sédiments sont transportés généralement du Nord au Sud. Les niveaux bitumineux se rencontrent au voisinage de la Faille des Lagunes. Le socle s'approfondit du Nord au Sud et de l'Ouest vers l'Est. Les sédiments sableux comblent le plus souvent les paléo-chenaux fluviaux méandriformes et anastomosés creusés dans les plaines d'inondation où les argiles kaoliniques secondaires se sont préalablement décantées. Les paléo-chenaux recouverts d'argiles sont de bons réservoirs pétroliers et hydrauliques.

Tectonique du bassin onshore

La Faille des Lagunes s'est ouverte entre la fin du Danien et le début du Sélandien à la suite de l'élargissement de l'Atlantique au Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire. L'ouverture de l'Atlantique Sud de l'Est vers l'Ouest en Côte d'Ivoire a provoqué une subsidence qui diminue d'Est en Ouest. Le rejet de la faille diminue aussi vers l'Ouest. La marge d'Abidjan se situait dans l'ancien Océan Atlantique Sud et celle de San-Pédro entre l'Atlantique Sud et l'Atlantique Nord. La faille a occasionné l'érosion des sédiments au Nord de la faille qui se sont sédimentés au Sud. Durant le Tertiaire, le Sud de la Faille des Lagunes a connu son maximum de sédimentation au Paléocène. Cette époque correspond au comblement du fossé laissé par l'ouverture de la Faille des Lagunes. L'épaisseur des dépôts du Paléocène serait d'au moins 4 000 m au regard du rejet de la faille qui est d'au moins 4 000 m, ce qui donne un taux moyen de sédimentation de 1 m/1 400 ans sur une durée de 5,6 Ma (du Danien supérieur au Thanétien). Les érosions successives ont produit un hiatus entre le Maastrichtien et le Plio-Pléistocène au Nord de la Faille des Lagunes, puis une autre discordance au Sud entre l'Oligocène et le Plio-Pléistocène. Le remaniement des sédiments anciens se fait avec des sédiments de plus en plus récents vers le Sud.

CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE

Trois types de roches sédimentaires ont été étudiés : les grès, les hard grounds et les calcaires.

Grès

Ils sont constitués de grès ferrugineux, de grès glauconifères et de grès hybrides. Les grès ferrugineux comprennent les quartz wackes et les subarkoses qui ont tous un ciment hématitique. Les quartz wackes caractérisent les grès du Plio-Pléistocène et de l'Holocène. Les subarkoses et les grès glauconifères sont présents dans les dépôts du Plio-Pléistocène. Les grès glauconifères sont des glauconites wackes à ciment hématitique. Les grès hybrides comprennent des quartz wackes glauconifères à ciment ferrugino-calcitique et des calcaires grésoglaucifères ferruginisés. Ils datent respectivement de l'Oligocène inférieur et du Plio-Pléistocène.

Hard grounds

Ce sont des incrustations de nodules glauconieux et de fragments de coquilles hématisés et silicifiés. Ce sont des hard grounds fossilifères à silt quartzo-glaucifères ferrugineux qui marquent le toit des dépôts de l'Oligocène inférieur.

Calcaires

Ce sont des calcaires marneux lumachelliques dont on distingue les grainstones à bioclastes et péloïdes, les rudstones à bioclastes et péloïdes, les grainstones à bio-intraclastes et glauconites et les floatstones à bio-intraclastes et glauconites. Les deux premiers sont des calcaires marneux autochtones de l'Oligocène inférieur et les deux derniers, des calcaires marneux allochtones du Plio-Pléistocène. Des épigénisations s'observent au niveau des coquilles d'organismes comme la quartzification et la glauconitisation.

CARACTÉRISATION EXOSCOPIQUE ET MINÉRALOGIQUE

Cette caractérisation a permis de connaître la minéralogie semi-quantitative et l'ultrastructure des grains de quartz et de glauconites.

Exoscopie des grains de quartz

L'exoscopie des grains de quartz de la « Terre de barre » montre que celle-ci s'est mise en place au cours des deux dernières périodes interglaciaires. Ces quartz ont subi des dissolutions et des fragmentations suite aux frottements entre les grains pendant le transport. La dissolution se produit pendant la phase immobile et la fragmentation pendant la phase mobile. Les zones de dissolution peuvent comporter des inclusions de minéraux (zircon, quartz, fer...). L'occupation croissante de ces zones par les oxydes de fer permet l'oxydation du quartz. Plus le quartz est oxydé et plus sa couleur tend vers le brun.

Minéralogie semi-quantitative et ultrastructure des glauconites

La minéralogie semi-quantitative des glauconites et leur ultrastructure révèlent que les glauconites exposées en sub-surface s'oxydent pour former de la kaolinite ferrifère désordonnée, de l'halloysite et des oxydes de fer et/ou hydroxydes de fer appelés ocre. Le lessivage des glauconites lors du transport élimine le potassium qui favorise la formation de kaolinite ferrifère désordonnée et de muscovite sans fluor (mica blanc en petite paillette). Cela réduit le framework des roches (grès et carbonates) ainsi que leur porosité et leur perméabilité. Au cours du transport, des inclusions de quartz peuvent se présenter dans les glauconites. Des cristallisations de minéraux comme les évaporites (gypse ou anhydrite), la pyrite et la calcite s'observent sur les glauconites.

CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE ORGANIQUE

La géochimie organique révèle que toutes les roches mères étudiées sont pauvres et immatures. Ce sont des roches mères de type III ou IV qui ont été diluées lors du remaniement de types II, III ou II/III causé par la Faille des Lagunes. Ces roches mères immatures ont hérité des miospores oxydés d'anciennes roches mères immatures. Cette dilution et la présence de bitume donnent des valeurs IP anormales, et des S2 et TOC erronées. L'extraction du bitume des sables bitumineux montre que l'Est du bassin onshore est riche en bitume. La proportion moyenne de bitume extraite est de 8,69 %. Le bitume contamine les nappes phréatiques situées en aval des niveaux bitumineux. La présence de la faille montre que la probabilité d'avoir des roches mères effectives et/ou épuisées diminue d'Est en Ouest probablement entre la Faille des Lagunes et celle de la Romanche. C'est une des roches mères qui serait la source du pétrole retrouvé sous forme de bitume dans l'Est du bassin onshore ivoirien. La migration du pétrole s'est faite d'Est en Ouest au voisinage de la

Faille des Lagunes. L'Est du bassin onshore ivoirien est une zone potentielle d'exploitation de pétrole et du gaz.

CARACTÉRISATION PALÉOENVIRONNEMENTALE

Le paléoenvironnement des formations de l'Est du bassin onshore ivoirien est caractérisé par l'alternance de système fluvatile et de mangrove qui s'achève par un milieu continental oxydé ou lagunaire récent.

Au Nord de la Faille des Lagunes, le paléoenvironnement au Maastrichtien est constitué d'alternance de systèmes fluviatiles (méandriques et anastomosés) et de mangroves. Le Tertiaire caractérise des systèmes fluviatiles (méandriques et anastomosés) à l'exception de l'Oligocène inférieur qui est lacustre. Le Quaternaire définit un milieu continental oxydé.

Au Sud de la faille, le paléoenvironnement du Tertiaire est une alternance de systèmes fluviatiles (méandriques et anastomosés) et de mangroves. Un milieu marin peu profond à profond s'installe à l'Oligocène inférieur. Au Quaternaire, l'environnement de dépôt est continental oxydé ou lagunaire.

L'Est du bassin onshore ivoirien correspond à un paléo-delta qui a subi l'alternance de progradation et de rétrogradation suite aux mouvements eustatiques globaux (transgression et régression). Il a été affecté par une transgression importante à l'Oligocène inférieur suivie d'une régression majeure à l'Oligocène supérieur.

PERSPECTIVES

Au terme de notre étude, nous recommandons pour l'avenir :

- de nouvelles campagnes de forages et sismique au Nord et au Sud de la Faille des Lagunes sur l'ensemble du bassin onshore ivoirien ayant pour objectif de recouper le socle. Cela permettra d'établir une meilleure stratigraphie séquentielle et d'identifier les différents hiatus depuis le socle jusqu'à l'Holocène ;
- d'étudier les biomarqueurs présents dans les bitumes ;
- de faire une étude d'impact environnemental que cause la présence de bitume ;
- de cartographier et de circonscrire les zones à nappes phréatiques contaminées.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ADAMS A. E., MACKENZIE W. S. & GUIFORD C., 1984.** Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Low-priced Edition. Longman Group UK Ltd, Longman House, Burnt Mill, Harlow, Essex CM 20 2JE, England, 104p.
- AKA K., 1991.** La sédimentation quaternaire sur la marge de Côte d'Ivoire : Essai de modélisation. Thèse Doctorat Etat ès Sciences Naturelles. Univ. Abidjan, n°146, 320p.
- AKOBÉ C. A., 2010.** Caractérisation des grès de la Côte d'Ivoire et du Ghana (Golf de Guinée) : environnement de dépôt, maturité et potentialité énergétique (réservoirs à hydrocarbure). Thèse Doctorat univ. Univ. Cocody, Côte d'Ivoire, 167p.
- ALVA K., JASMINE A. P. & JOHN MC. K., 2009.** General Dictionary of Geology. Edition Environmental Geographic Student Association, Yogyakarta, Indonesia. 60p.
- AMOROSI A., 1997.** Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony; a tool for provenance research. *Sedimentary Geology. In : Encyclopedia of Earth Sciences Series : Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks.* GERARD V. M. Edition Springer, Canada, pp. 331-333.
- AMOROSI A. & CENTINEO M. C., 2000.** Anatomy of a condensed section; the lower cenomanian glaucony-rich deposits of Cap Blanc-Nez (Boulonnais, Northern France). *In : Encyclopedia of Earth Sciences Series : Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks.* GERARD V. M. Edition Springer, Canada, pp. 331-333.
- ASSALÉ F. Y. P., MONDÉ S. & AKA K., 2012.** Caractérisation litho-stratigraphique et pétro-sédimentologique des formations tertiaire-quaternaires de la région de Bingerville (Côte d'Ivoire). *Afrique SCIENCE 08(2) (2012), pp. 93-112.*
- ASSALÉ F. Y. P., MONDÉ S., AKA K., KOFFI T., KPLOHI Y. L. H., ABLÉ J., FÉA I. & OMBLÉA H.L., 2013.** Caractérisation lithostratigraphique des sondages Adia 5 et Adia 6 d'Adiake : mis en évidence des mouvements eustatiques et influence des glauconites sur les propriétés physiques des sables. *European Scientific Journal, édition vol.9, No.17, pp. 332-349.*
- ASSEMIEN P., FILLERON J. C., MARTIN L. & TASTET JP., 1970.** Le quaternaire de la zone littorale de Côte d'Ivoire. *In : Initiation à la géologie. L'exemple de la Côte d'Ivoire et de l'Afrique de l'Ouest.* YACÉ I. Edition CEDA, Abidjan, Côte d'Ivoire, 183p.
- BACCHIANA C., 1981.** L'étude géologique de la région Abidjan, Anyama, Alépé, Bassam. Ministère des mines. Direction des hydrocarbures. 110p.
- BAMBA K. M., DIGBEHI Z. B., SOMBO C. B., GOUA, T. E. & N'DA, L. V., 2011.** Foraminifères planctoniques, biostratigraphie et paléoenvironnement des dépôts albo-

turonien de la Côte d'Ivoire, Afrique de l'Ouest. *In* : Stratigraphie Palynologique du Maastrichtien Supérieur-Éocène Supérieur du Bassin Sédimentaire offshore de Côte d'Ivoire, Afrique de l'Ouest. BIÉ G. R., DIGBEHI Z. B., YAO K. R., TÉA Y. J., KANGAH K. D. & TAHI I. International Journal of African Studies, pp.40-57.

BERNER. R. A., 1971. Principles of Chemical Sedimentology. Mc Graw-Hill Book Company. *In* : Encyclopedia of Earth Sciences Series: Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. GERARD V. M. Edition Springer, Canada, pp. 332-333.

BERNER R. A., 1981. Geochemical classification of sedimentary environments. *In* : A holocene sedimentary record from Lake Silvana, SE Brazil : evidence for paleoclimatic changes from mineral, trace metal and pollen data (Lecture notes in earth sciences ; 88). SAULO R-F. & MÜLLER G. ISBN 3-540-66205-7. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, pp. 21-22.

BESSELES B., 1977. Géologie de l'Afrique, le craton ouest africain Mém. B.R.G.M. n°88, 402p.

BIÉ G. R., DIGBEHI Z. B., YAO K. R., TÉA Y. J., KANGAH K. D. & TAHI I., 2012. Stratigraphie Palynologique du Maastrichtien Supérieur-Éocène Supérieur du Bassin Sédimentaire Offshore de Côte d'Ivoire, Afrique de l'Ouest. International Journal of African Studies ISSN 1451-213X Issue 6 (2012), pp.40-57.

BLAREZ E., 1986. La marge continentale de la Côte d'Ivoire-Ghana. Structure et évolution d'une marge continentale transformant, thèse d'Etat, Paris VI (France), 188p.

BOSTICK N. H., 1979. Microscopic measurement of the level of catagenesis of solid organic matter in sedimentary rocks to aid exploration for petroleum and to determine former burial temperatures – a review. *In* : The biomarker guide : volume 1, biomarkers and isotopes in the environment and human history. PETERS K. E., WALTERS C. C. & MOLDOWAN M. J. Cambridge University Press, United Kingdom. 471p.

BURST J. F., 1958. "Glauconite" pellets; their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations. *In* : Encyclopedia of Earth Sciences Series: Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. GERARD V. M. Edition Springer, Canada, pp. 331-333.

CAILLÈRE S., HENIN S. & RAUTUREAU M., 1982. Minéralogie des argiles. Classification et nomenclature. Actualités scientifiques et agronomiques de l'I.N.R.A (Institut National de la Recherche Agronomique). 2^{ème} édition Masson. Paris, 189p.

CAILLEUX A., 1947. Distinction des sables marins et fluviatiles. Bull. Soc Géol. Fr., 5^e série, t. XV, pp. 375-404.

- CAMIL J., 1984.** Pétrographie, chronologie des ensembles granulitiques archéens et formations associées de la région de Man (Côte d'Ivoire). Implication pour l'histoire géologique du craton ouest africain. Thèse Doc. Etat ès Sc. Nat. Univ. Abidjan, n°79, 306p.
- CAMUS H., 1970.** Annuaire hydrologique de la Côte d'Ivoire. Année 1969. ORSTOM., Abidjan. Adiopodoumé, 122p.
- CAMUS H., 1971.** Annuaire hydrologique de la Côte d'Ivoire. Année 1970. ORSTOM., Abidjan. Adiopodoumé, 133p.
- CHAMLEY H., 1990.** Sedimentology. With 177 figures and 17 tables. Translation Thomas Reimer. Springer-Verlag Berlin (edit.), 285p.
- CHIAGHANAM O. I., IKEGWUONU O. N., CHIADIKOBI K. C., NWOZOR K. K., OFOMA A. E. & OMOBORIOWO A. O., 2012.** Sequence Stratigraphy and Palynological Analysis of late Campanian to Maastrichtian Sediments in the Upper-Cretaceous, Anambra Basin. A Case Study of Okigwe and its Environs, South-Eastern, Nigeria. Department of Geology, Anambra State University. Pelagia Research Library Advances in Applied Science Research, 2012, 3 (2) : pp. 962-979.
- CHIERICI A., 1996.** Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution géologique du bassin de Côte d'Ivoire-Ghana. Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud : actes colloques Angers 1994, 117p.
- COLLINSON M. E., BATTEN D. J., SCOTT A. C. & AYONGHE S. N., 1985.** Palaeozoic, Mesozoic and contemporaneous megaspores from the Tertiary of southern England : indicators of sedimentary provenance and ancient vegetation. *In* : Paleopalynology second edition. TRAVERSE A. (2007). Department of Geosciences, The Pennsylvania State University, University Park (State College), Pennsylvania (USA Springer edit), 816p.
- COULIBALY A. S., 1998.** Étude d'un indice de bitume dans la région de Bonoua : cas de Kodjoboué. DEA Sciences de la Terre option Géologie Marine Univ. Cocody, Côte d'Ivoire, 64p.
- DELOR C., DIABY I. & TASTET JP., 1992.** Notice explicative de la carte géologique de la Côte d'Ivoire à 1/200 000, feuille Grand-Bassam, mém. Direction de la géologie de Côte d'Ivoire, n°4, 26p.
- DIGBEHI Z. B., 1987.** Études comparées de la sédimentation des premiers stades d'ouvertures de l'Atlantique – Golfe de Guinée – Golfe de Gascogne. Sédimentologie, Biostratigraphie. Thèse de doctorat, Univ. Pau, 366p.

- DIGBEHI Z. B., TÉA Y. J., YAO K. R. & BOBLAI G., 1996.** Contribution to the palynological and palaeoenvironmental study of Campanian and Maastrichtian series of Côte d'Ivoire offshore basin. *Mediterranean Geol.*, XXIII (2), pp.155-171.
- DIGBEHI Z. B., AFFIAN K., MONDÉ S., POTHIN K. B. K. & AKA K., 2001.** Analyse sédimentologique de quelques faciès du continental terminal. *BIOTERRE Revue des Sciences de la vie et de la Terre*, vol. 2, n°1, pp.71-84.
- DIGBEHI Z. B., DOUKOURÉ M., TÉA Y. J., YAO K. R., YAO N. J-P., KANGAH K. D. & TAHI I., 2011.** Palynostratigraphy and palaeoenvironmental characterization and evidence of Oligocene in the terrestrial sedimentary basin, Bingerville area, Southern Côte d'Ivoire, Northern Gulf of Guinea. *African Journal of Environmental Science and Technology* Vol. 5 (10). pp. xxx-xxx.
- DUNHAM R. J., 1962.** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In* : Sedimentology and stratigraphy. Second edition. GARY N. S. Wiley-Blackwell : A John Wiley & Sons, Ltd., Publication 111 River Street, Hoboken, NJ 07030-5774, USA, pp. 28-43.
- DURANT B. & NICAISE G., 1980.** Procedures for kerogen isolation. *In* : B. Durand (Ed.), *Kerogen*, Technip, Paris, pp. 33-53.
- EDWARDS L. E. & POWARS D. S., 2003.** Impact damage to dinocysts from the late Eocene Chesapeake Bay event. *In* : Paleopalynology second edition. TRAVERSE A. (2007). Department of Geosciences, The Pennsylvania State University, University Park (State College), Pennsylvania (USA Springer edit), 816p.
- EMBRY A. F. & KLOVAN J. E., 1971.** A late Devonian reef tract on north-eastern Banks Island, Northwest Territories. *Bul-letin of Canadian Petroleum Geology*. *In* : Sedimentology and stratigraphy. Second edition. GARY N. S. Wiley-Blackwell : A John Wiley & Sons, Ltd., Publication 111 River Street, Hoboken, USA, pp. 28-43.
- ESPITALIE J., LAPORTE J. L., MADEC M., MARQUIS F., LEPLAT P., PAULET J. & BOUTEFEU A., 1977.** Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, 32 : pp. 23-42.
- EVITT, W. R., CLARKE, R. F. A. & VERDIER, J-P., 1967.** Dinoflagellate studies III. *Dinogymnium acuminatum* n. gen., n.sp. (Maastrichtian) and other fossils formerly referable to *Gymnodinium* Stein. Stanford University Publications, Geological Sciences 10 (4): 1-27.

- FAURE G., 1998.** Principles and Applications of Geochemistry, 2nd edn. *In* : Encyclopedia of Earth Sciences Series : Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. GERARD V. M. Edition Springer, Canada, pp. 398-400.
- FOLK R. & WARD W., 1957.** Brazors river bors, a study in significance of grain size parameters. *J. Sedim. Petrol.*, Vol. 27, pp. 13-27.
- FOLK. R. L., 1965.** Some aspects of recrystallization in ancient limestones, *In* : A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks : Grains, textures, porosity, diagenesis. AAPG Memoir 77 SCHOLLE A. P. & SCHOLLE U. D. S., Tulsa, pp. 266-267.
- FÖLLMI K. & VON BREYMAN M., 1992.** Phosphates and glauconites of sites 789 and 799. *In* : Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, Treatise on Geochemistry Volume 7. MACKENZIE F. T., HOLLAND H. D. & TUREKIAN K. K. Elsevier-pergamon, Oxford, pp. 309-334.
- FOUNTAIN K. B. & MC CLELLAN G. H., 2000.** Mineralogical and geochemical evidence or the origin of phosphorite nodules of the upper West Florida slope. *In* : Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, Treatise on Geochemistry Volume 7. MACKENZIE F. T., HOLLAND H. D. & TUREKIAN K. K. Elsevier-pergamon, Oxford, pp. 309-334.
- FRIEDMAN G. M., 1967.** Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *J. Sed. Ped.*, 37, pp. 327-354.
- FREY M., HUNZIKER J. C., ROGGWILLER P. & SCHINDLER C., 1973.** Progressiv niedriggradige Metamorphose glaukonitfu'hren-der Horisonte in den Helvetischen Alpen. *In* : Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, Treatise on Geochemistry Volume 7. MACKENZIE F. T., HOLLAND H. D. & TUREKIAN K. K. Elsevier-pergamon, Oxford, pp. 309-334.
- GARY N. S., 2009.** Sedimentology and stratigraphy. Second edition. Wiley-Blackwell : A John Wiley & Sons, Ltd., Publication 111 River Street, Hoboken, USA, 419p.
- GERARD V. M., 2003.** Encyclopedia of Earth Sciences Series : Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. Edition Springer, Canada, 821p.
- GERMERAAD J. H., HOPPING C. A. & MULLER J., 1968.** Review Paleobotany and Palynology, 6, pp. 189-348.
- GIRARD G., SIRCOULON J. & TOUCHEBOUEUF P., 1971.** Aperçu sur les régimes hydrauliques. Le milieu naturel de la Côte d'Ivoire. Mém. ORSTOM, Paris, n°50. pp.109-155.
- GLASMANN J. R., CLARK R. A., LARTER S., BRIEDIS N. A. & LUNDEGARD P. D., 1989b.** Diagenesis and hydrocarbon accumulation, Brent sandstone (Jurassic), Bergen High

Area, North Sea. *In* : Caractérisation et interprétation de la variabilité chimique et minéralogique des grès réservoirs. Implications pour la modélisation numérique de la diagénèse minérale des grès du Ravenscar Group (Yorkshire, Royaume-Uni). MARECHAL B. Thèse de Doctorat, Université de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de St. Etienne et Université Jean Monnet, 272p.

GORINI M. A., 1981. The tectonic fabric of the equatorial Atlantic and adjoining continental margins : Gulf of Guinea to north eastern Brasil, PETROBAS, série PROJETO REZMAC, n° 9, pp 7-116.

GRIM R. E., 1968. Clay Mineralogy, 2nd Edition. *In* : Applied clay mineralogy. Occurrences, Processing and Application of Kaolins, Bentonites, Palygorskite-Sepiolite, and Common Clays. MURRAY H. H. Elsevier. Radarweg 29, Amsterdam, pp. 7-31.

GUENNEL G. K., 1952. Fossil spores of the Alleghenian coals in Indiana. *In* : Paleopalynology second edition. TRAVERSE A. (2007). Department of Geosciences, The Pennsylvania State University, University Park (State College), Pennsylvania (USA Springer edit), 816p.

HABIB D., 1977. Comparison of Lower and middle Cretaceous palynostratigraphic zonation in the western North Atlantic. *In* : Swain, F.M. (Ed.), Stratigraphic Micropaleontology of Atlantic Basin and Borderlands, Amsterdam (Elsevier), pp. 341-392.

HABIB D., 1978. Palynostratigraphy of the Lower Cretaceous section at Deep Sea Drilling Project, Site 391, Blake-Bahama Basin, and its correlation in the North Atlantic. *In* : Benson, W.E., Sheridan, R.E., et al., Init. Repts. DSDP, 44 : Washington (U.S. Govt. Printing Office), pp. 887-897.

HABIB, D. & MILLER, J. A., 1989. Dinoflagellate species and organic facies evidence of marine transgression and regression in the Atlantic coastal plain. *In* : Dinoflagellate Stratigraphy and Facies of the Late Cretaceous – Early Paleogene (K/Pg Boundary). SAEEDI F. Interval at the Bass River Site New Jersey, 203p.

HERNGREEN G.F.W. & CHLONOVA A. F., 1981. Pollen et Spores, 23, pp. 441-555.

HOWER J., 1961. Some factors concerning the nature and origin of glauconite. *In* : Encyclopedia of Earth Sciences Series : Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. GERARD V. M. Edition Springer, Canada, pp. 331-333.

ISABELLE C. & MAURICE R., 2008. Sédimentologie : Cours. 2^{ème} édition. Dunod, Paris, 2006, 444p.

- JAIN, K. P. & MILLEPIED, P., 1975.** Cretaceous microplankton from Senegal Basin, N.W. Africa I. Some new genera, species and combinations of dinoflagellates. *Paleobotanists* 20, pp.22-32.
- KLASZ I. DE & KLASZ S. DE (1992).** Données récentes sur les sédiments marins de la partie terrestre du bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire. *Géologie Africaine : Coll. Géol. Libreville, recueil des communications*, 6-8 Mai 1991, pp 275-283.
- LE RIBAUT L., 1977.** Exoscopie et endoscopie des quartz d'origine détritique. *Società Italiana Mineralogia e Petrologia - Milano*, XXX (1) : pp. 373-416.
- LENEUF N., 1968.** Les bordures sédimentaires du Golfe de Guinée. *Adiopodoumé, ORSTOM, Série Géol.*, 5, 2, pp.155-157.
- LOSSON B. & CORBONNOIS J., 2006.** Les modes de sédimentation détritique : nouvelle méthode de détermination appliquée à des remplissages endokarstiques. *GEOLOGICA BELGICA*, vol. 9, n° 3-4, Bruxelles, pp.257-265.
- LYONS T. W., 1988.** Color and fetidness in fine-grained carbonate rock-Geological Society of America Abstracts with Programs. 20 : A 211. *In : Encyclopedia of Earth Sciences Series: Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks.* GERARD V. M. Edition Springer, Canada, pp. 331-333.
- MACKENZIE F. T., HOLLAND H. D. & TUREKIAN K. K., 2005.** Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, *Treatise on Geochemistry (7)*. Elsevier-pergamon, Oxford, 425p.
- MAHMOUD M. S. & SCHRANK E., 2007.** Late Cretaceous spores, pollen and dinoflagellates from two boreholes (Nuqra-1. and 3). *In : Stratigraphie Palynologique du Maastrichtien Supérieur-Éocène Supérieur du Bassin Sédimentaire Offshore de Côte d'Ivoire, Afrique de l'Ouest.* BIE G. R., DIGBEHI Z. B., YAO K. R., TEA Y. J., KANGAH K. D. & TAHI I., 2012. *International Journal of African Studies*, pp. 40-57.
- MARECHAL B., 2000.** Caractérisation et interprétation de la variabilité chimique et minéralogique des grès réservoirs. Implications pour la modélisation numérique de la diagénèse minérale des grès du Ravenscar Group (Yorkshire, Royaume-Uni). Thèse de Doctorat, Université de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de St. Etienne et Université Jean Monnet, 272p.
- MARTIN L., 1973.** Morphologie, Sédimentologie et Paléogéographie au quaternaire récent du plateau continental ivoirien. Thèse de Doctorat Etat, Univ. Paris VI, ORSTOM, 340p.

- MARTIN L. & TASTET J-P., 1972.** Le Quaternaire du littoral et du plateau continental de Côte d'Ivoire : rôle des mouvements tectoniques et eustatiques. Bull. Ass. Sénégal. Etude. Quatern. de l'Ouest Afr., 33-34, pp. 17-32.
- MAURICE E. T., 2003.** Sedimentary Rocks in the Field. Third EDITION. Department of Geological Sciences University of Durham, UK. John Wiley & Sons Ltd, England, 234p.
- MOIOLA R. J. & WEISER D., 1968.** Textural parameters: an evaluation. Journ. Sedim. Petrol. n°38, pp45-53.
- MUIR, M. D., 1967.** Reworking in Jurassic and Cretaceous spore assemblages. *In* : Paleopalynology second edition. TRAVERSE A. (2007). Department of Geosciences, The Pennsylvania State University, University Park (State College), Pennsylvania (USA Springer edit), 816p.
- MURRAY H. H., 2007.** Applied clay mineralogy. Occurrences, Processing and Application of Kaolins, Bentonites, Palygorskite-Sepiolite, and Common Clays. Elsevier. Radarweg 29, 1000 AE Amsterdam, 180p.
- MYROW P. M., 2003.** Colors of sedimentary rocks. *In* : Encyclopedia of Earth Sciences Series : Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. GERARD V. M. Edition Springer, Canada, pp. 159-161.
- ODIN G. S. & LETOLLE R., 1980.** Glauconitization and phosphatization environments ; a tentative comparison. *In* : Encyclopedia of Earth Sciences Series: Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. GERARD V. M. Edition Springer, Canada, pp. 331-332.
- ODIN G. S. & MATTER A., 1981.** De glauconiarum origine. Sedimentology. *In* : Encyclopedia of Earth Sciences Series: Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. GERARD V. M. Edition Springer, Canada, pp. 331-332.
- ODIN G. S. & FULLAGAR P. D., 1988.** Geological significance of the glaucony facies. *In* : Encyclopedia of Earth Sciences Series: Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. GERARD V. M. Edition Springer, Canada, pp. 331-333.
- PASSEGA R., 1957.** Texture as characteristic of clastic deposition. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, vol. 41, no. 9, 1952 -1984.
- PETERS K. E., 1986.** Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 70 : 318-329.
- PETERS K. E. & CASSA M. R., 1994.** Applied Source Rock Geochemistry. *In* : The petroleum system from source to trap. MAGOON L .B & DOW W.G., eds, 1994. American Association of Petroleum Memoir 60. Alaska, U.S.A, pp. 93-120.

- PETERS K. E. & CASSA M. R., 1994.** Applied Source Rock Geochemistry. *In* : The biomarker guide : volume 1, biomarkers and isotopes in the environment and human history. PETERS K. E., WALTERS C. C. & MOLDOWAN M. J. Cambridge University Press, United Kingdom. 471p.
- PETERS K. E., WALTERS C. C. & MOLDOWAN M. J., 2005.** The biomarker guide : volume 1, biomarkers and isotopes in the environment and human history. Cambridge University Press, United Kingdom. 471p.
- PETROCI, 1983.** Projet sables asphaltiques. Assemblage de carte : secteurs Éboïnda, Est-Adiaké, Adiaké et Éboïnda lagune (Echelle : 1/50000).
- PETROCI & BEICIP, 1990.** Côte d'Ivoire petroleum Evaluation, ministère des mines, Abidjan, Côte d'Ivoire, 99p.
- PETTIJOHN F., 1949.** Sedimentary Rocks – Happer Frères. *In* : Sedimentology. With 177 figures and 17 tables. Translation Thomas Reimer. CHAMLEY H. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 285p.
- PETTIJOHN F. J., 1975.** Sedimentary Rocks (3rd edition). *In* : Sedimentology and stratigraphy. Second edition. GARY N. S. Wiley-Blackwell : A John Wiley & Sons, Ltd., Publication 111 River Street, Hoboken, USA, pp. 5-86.
- PETTIJOHN F. J., POTTER P. E. & SIEVER R., 1987.** Sand and Sandstone. *In* : Sedimentology and stratigraphy. Second edition. GARY N. S. Wiley-Blackwell : A John Wiley & Sons, Ltd., Publication 111 River Street, Hoboken, USA, pp. 5-86.
- PIERRE P., DUPIN J-M., FOGELGESANG J-F., GRANDPERRIN D., CECILE V. D. R., FRANÇOIS C., CHRISTIANE P. & BERNARD A., 2008.** Géologie tout-en-un 1^{re} et 2^e années BCPST. Edition Dunod, Paris. pp. 228-229.
- RAMSEY A., 2011.** Maturité thermique et méthodes d'analyse basées sur l'indice de couleur des miospores. Fugro Robertson Limited, Training unit, UK, 34p.
- ROBERT K. M., 2012.** Descriptive lithology : Analysis of cuttings and cores. American Stratigraphic Company. 268p.
- ROSSMAN F. & GIESE J., 2003.** Kaolins group minerals. *In* : Encyclopedia of Earth Sciences Series : Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. GERARD V. M. Edition Springer, Canada, pp. 398-400.
- SAAIDI E., 1991.** Traité de sédimentologie. Pétrographie, environnements sédimentaires. Edition Ellipses, 393p

- SAEEDI F., 2006.** Dinoflagellate Stratigraphy and Facies of the Late Cretaceous – Early Paleogene (K/Pg Boundary) Interval at the Bass River Site New Jersey, ODP 174X, 203p.
- SAULO R-F. & MÜLLER G., (1999).** A holocene sedimentary record from Lake Silvana, SE Brazil : evidence for paleoclimatic changes from mineral, trace metal and pollen data (Lecture notes in earth sciences ; 88). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 96p.
- SCHOLLE A. P. & SCHOLLE U. D. S., 2003.** A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks : Grains, textures, porosity, diagenesis. AAPG Memoir 77 Tulsa, 459p.
- SCHUMANN W. (2007) :** Guide des pierres et minéraux : Roches, gemmes et météorites traduit par Thérèse Dorsaz-Montredon. Edition française. Delachaux et Niestlé SA, PARIS, 380p.
- SLAMKOVÁ M., (1999).** The Pannonian spore-pollen assemblages from the Vienna Basin, Western Carpathians. Symposium Paleontology, Stratigraphy, Sedimentology, Quaternary Geology, 28th – 1st April, Strasbourg, France. Journal of Conference Abstracts, vol. 4, no.1.
- SNELLING N. J., 1985.** The Chronology of the Geological Record. Osney Mead, Oxford, London The Geological Society Memoir No 10, pp. 164-177.
- SOMBO B. C., 2002.** Étude de l'évolution structurale et sismo – stratigraphique du bassin sédimentaire offshore de Côte d'Ivoire, marge passive entaillée d'un canyon. Thèse de Doctorat d'Etat Sc. De la Terre. Univ d'Abidjan (Côte d'Ivoire), 304p.
- SPENGLER A. & DELTEIL J., 1966.** Le bassin sédimentaire tertiaire de la Côte d'Ivoire. *In* : Les bassins sédimentaires du littoral Africain. Ann. Serv. Géol. Afr., Paris, pp. 99 -113.
- STACH E., MACKOWSKY M. T., TEICHMÜLLER M., TAYLOR G. H., CHANDRA D., & TEICHMÜLLER R., 1982.** Coal Petrology. *In* : The biomarker guide : volume 1, biomarkers and isotopes in the environment and human history. PETERS K. E., WALTERS C. C. & MOLDOWAN M. J. Cambridge University Press, United Kingdom. 471p.
- TAYLOR G. H., TEICHMÜLLER M. & DAVIS A., 1998.** Organic Petrology. *In* : The biomarker guide : volume 1, biomarkers and isotopes in the environment and human history. PETERS K. E., WALTERS C. C. & MOLDOWAN M. J. Cambridge University Press, United Kingdom. 471p.
- TAGINI B., 1971.** Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de géotectonique régionale. Thèse Doctorat Etat ès Sciences Naturelles. Lausanne, 302p.
- TASTET J. P., 1979.** Environnements sédimentaires et structuraux quaternaires du littorale du Golfe de Guinée (Côte d'Ivoire, Togo, Bénin). Thèse Doctorat Etat ès Sciences Naturelles. Univ. Bordeaux I, n° 621, 175p.

- TISSOT B. P. & WELTE D. H., 1984.** Petroleum Formation and Occurrence. Springer-Verlag, New York. 699p.
- TRAVERSE A., 2007.** Paleopalynology second edition Department of Geosciences, The Pennsylvania State University, University Park (State College), Pennsylvania (USA Springer edit), 816p.
- TRICART J., 1965.** Principes et méthodes de la géomorphologie, Masson et Cie, Paris, 496p.
- VELDE B., 2005.** Green Clay Minerals. *In* : Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, Treatise on Geochemistry Volume 7. MACKENZIE F. T., HOLLAND H. D. & TUREKIAN K. K. Elsevier-pergamon, Oxford, pp. 309-334.
- WENTWORTH C. K., 1922.** A scale of grade and class terms for clastic sediments: Jour. Geology, v. 30, no, 5, pp. 377-392.
- YACÉ I., 2002.** Initiation à la géologie. L'exemple de la Côte d'Ivoire et de l'Afrique de l'Ouest. Edition CEDA, Abidjan, Côte d'Ivoire, 183p.
- YAO N. J-P., 2012.** Caractérisation sédimentologique, minéralogique, géochimique et biostratigraphique des falaises vives de Fresco : région de Grand-Lahou (Côte d'Ivoire). Thèse de doctorat, Univ. F.H.B. Cocody, 187p.

ANNEXES

ANNEXE I : Paramètres granulométriques

ANNEXE II : Taxons cités

ANNEXE III : Articles publiés

ANNEXE I : Paramètres granulométriques

Tableau XXXVII : Granulométrie des sables de la carrière Bingerville

Code/ taille (mm)	3,15	2	1,25	0,8	0,63	0,5	0,4	0,315	0,25	0,2	0,16	0,125	0,1	0,063	0,05	TOTAL
Bi 2	0	0	0,43	2,87	4,53	6,91	7,45	10,44	17,85	20,17	13,93	8,25	6,5	0,64	0,03	100
Bi 3-1	0	3,6	11,76	25,32	23,85	16,09	8,23	5,76	3,5	1,26	0,33	0,07	0,03	0,2	0	100
Bi 3-2	0,05	1,23	6,07	17,09	15,04	14,74	9,51	11	11,65	8,23	3,41	1,18	0,72	0,08	0	100
Bi 3-3	0	0,88	6,72	12,72	14,02	13,1	13,93	8,66	10,17	9,39	5,73	2,95	0,84	0,84	0,05	100
Bi 3-4	0,15	2	8,87	16,51	15,33	17,06	12,55	12,43	9,32	4	1,36	0,32	0,07	0,02	0,01	100
Bi 3-5	0,93	6,77	12,76	14,05	13,13	13,88	8,64	10,1	9,41	5,73	2,92	0,83	0,83	0,02	0	100

Tableau XXXVIII : Granulométrie des sables des carrières Bonoua-Samo-Alépé

Code/ taille (mm)	3,125	2	1,25	1	0,8	0,63	0,5	0,4	0,315	0,25	0,2	0,125	0,1	0,063	0,053	<0,053	TOTAL
Bo 1	2,04	2,55	5,94	4,84	5,61	8,66	11,04	14,11	17,19	14,28	7,86	5,63	0,24	0,01	0	0	100
Sa 1-1	0	1,02	15,9	26,52	23,27	15,78	7,34	4,46	3,17	1,28	0,61	0,6	0,04	0,01	0	0	100
Sa 1-2	0	0,34	16,77	29,51	24,41	14,24	5,93	3,45	2,11	1,23	0,67	0,77	0,22	0,32	0,02	0,01	100
Alépé 1	17,69	8,44	11,73	7,99	7,13	6,68	5,08	6,58	8,1	7,25	5,54	6,84	0,77	0,17	0,01	0	100
Alépé 2	23,79	9,76	11,83	7,43	7,76	10,17	9,92	8,35	5,33	2,6	1,23	1,41	0,25	0,13	0,02	0,02	100
Alépé 3	5,03	5,59	11,63	10,56	12,58	16,22	13,72	10,28	6,63	3,78	1,75	1,7	0,34	0,16	0,03	0	100

Tableau XXXIX : Granulométrie des sables des forages d'Adiake et d'Éboïnda

Code/ taille (mm)	3,125	2	1,25	1	0,8	0,63	0,5	0,4	0,315	0,25	0,2	0,125	0,1	0,063	0,053	<0,053	TOTAL
Adia 1-55m	1,26	3,57	7,54	5,48	5,75	8,01	7,05	10,45	16,3	14,16	7,99	8	2,31	2,13	0,03	0	100,03
Adia 3-20m	0,45	1,12	4,2	4,15	5,38	7,68	8,91	10,47	13,56	12,55	9,9	18,32	1,63	1,69	0	0	100,01
Adia 3-25m	0,48	1,89	5,57	6,26	8,46	12,95	14,29	17,29	13,3	7,23	4,45	6,84	0,51	0,51	0	0	100,03
Adia 3-75m	1,66	2,23	5,26	4,47	5,18	6,59	6,61	8,64	9,22	8,64	8,31	28	3,53	1,63	0,03	0	100
Adia 3-80m	6,2	2,33	4,14	4,3	5,43	7,7	7,55	9,7	10,5	8,33	6,5	20,58	4,07	2,71	0,02	0	100,06
Adia 4-30m	0,95	5,03	11,31	7,34	6,51	7,68	7,07	8,75	10,32	10,04	6,52	10,51	4,23	3,73	0,03	0	100,02
Adia 4-60m	0	0,31	0,96	1,51	2,78	5,87	8,68	13,53	16,81	16,64	11,22	14,71	3,45	3,41	0,09	0,03	100
Adia 4-85m	0,7	2,73	7,94	8,18	9,12	11,39	10,88	12,61	12,57	9,4	5,14	6,65	1,51	1,16	0,03	0	100,01
Adia 5-30m	0,13	0,79	8	15,08	20,55	18,71	8,7	5,62	4,88	4,48	3,62	7,19	1,76	0,48	0,01	0	100
Adia 5-41m	0	0,07	0,3	0,26	0,49	1,04	2,31	4,92	8	12,58	18,12	44,58	5,99	1,29	0,05	0	100
Adia 5-63m	1,41	2,51	6,47	5,38	6,26	8,53	8,95	12,77	16,59	15,46	7,21	6,41	1,17	0,86	0,02	0	100
Adia 6-5m	0	0,86	7,67	10,43	14,03	19,03	15,51	13,61	9,65	4,8	2,18	2,03	0,07	0,11	0,01	0,01	100
Adia 6-25m	0	0,11	5,83	8,9	7,18	5,57	4,03	5,27	8,42	11,36	10,44	21,55	7,76	3,51	0,05	0,02	100
Ebo 3-25m	0,63	3,27	7,69	6,51	7,21	9,41	9,97	12,17	13,15	10,57	6,87	8,49	2,21	1,8	0,05	0	100
Ebo 3-30m	0,3	1,1	3,87	4,86	6,26	9,52	11	13,74	15,13	12,1	6,79	9,36	2,98	2,95	0,07	0	100,03
Ebl 1-25m	0	0,95	7,63	11,81	15,93	16,74	9,21	8,63	9,38	8,31	4,84	5,01	0,9	0,66	0	0	100
Ebl 1-35m	0,29	15,42	64,38	11,21	2,5	1,64	1,06	1,09	1,11	0,69	0,22	0,23	0,07	0,07	0,01	0,01	100
Ebl 1-45m	0	0,14	11	22,6	25,39	19,13	10,58	6,67	3,01	0,94	0,23	0,21	0,05	0,03	0,01	0,01	100
Ebl 1-55m	0,13	38,18	45,9	3,05	2,38	3,69	2,52	1,62	1,15	0,75	0,23	0,22	0,05	0,06	0,05	0,02	100
Ebl 1-72m	0	0,17	9,88	18,67	20,54	20,31	13,51	8,89	5,05	2,01	0,59	0,32	0,04	0,04	0	0	100,02

Tableau XL : Taille des grains de quartz des différentes carrières en unité phi

CODE	φ99	φ95	φ90	φ84	φ75	φ50	φ25	φ16	φ10	φ5	φ1
Bi 2	3,30754483	3,09539339	2,86772795	2,62591207	2,41117504	1,98848754	1,40735167	1,04989603	0,763654	0,44221859	-0,21536615
Bi 3-1	2,21757268	1,69898337	1,38457199	1,12342444	0,87566446	0,44614426	-0,10969394	-0,30917357	-0,67083466	-0,93431988	-1,50129905
Bi 3-2	2,93233648	2,35843402	2,13287623	1,926849	1,67575127	0,89699842	0,33278627	-0,03139493	-0,23878484	-0,62292508	-1,17758897
Bi 3-3	3,27925602	2,62591207	2,34371264	2,1202763	1,82111064	1,05288604	0,42856226	0,06945129	-0,22032809	-0,62292508	-0,99058349
Bi 3-4	2,49815761	2,05887628	1,8416474	1,63934093	1,38457199	0,79585255	0,2025702	-0,15574792	-0,41791647	-0,81474859	-1,41195657
Bi 3-5	2,93233648	2,30042891	2,01739999	1,79084346	1,47793175	0,7178507	-0,14404515	-0,5964531	-0,89916803	-1,29806076	-1,6498314
Bo 1	2,88894425	2,41117504	2,14558718	1,94340004	1,73214996	1,20422287	0,47192484	0,03209336	-0,39725199	-0,96198554	-1,98293118
Sa 1-1	2,12656251	1,39212532	1,01157942	0,72976392	0,49207437	0,08314053	-0,23143045	-0,37071914	-0,65626198	-0,8575757	-1,01648772
Sa 1-2	2,58205815	1,37331563	0,92685746	0,63262358	0,40927477	0,04097143	-0,24244802	-0,37850842	-0,64892007	-0,84156352	-0,97818736
Alépé 1	6,38076782	2,98847909	2,56488316	2,1844061	1,86773641	1,46991683	0,17788022	-1,10700889	-1,72245146	-1,93921018	-2,09759306
Alépé 2	6,26529158	2,6803594	1,74176788	1,38081011	1,12028476	0,80087058	-0,13092976	-1,58831143	-1,87419093	-2,02252826	-2,13551681
Alépé 3	2,77593625	1,89967903	1,53950651	1,26533386	0,99136131	0,41119196	-0,24488499	-0,72508059	-1,08948894	-1,6594539	-2,14141468

Tableau XLI : Taille des grains de quartz des différents forages en unité phi

CODE	φ99	φ95	φ90	φ84	φ75	φ50	φ25	φ16	φ10	φ5	φ1
Adia 1-55m	3,64382537	2,94339158	2,49815761	2,17135005	1,88361931	1,34006411	0,37706646	-0,11636377	-0,57045811	-0,98767632	-1,79699778
Adia 3-20m	3,55636327	2,92136546	2,71783379	2,49815761	2,20421441	1,50633993	0,73695936	0,35107147	0,00433455	-0,4719638	-1,37015269
Adia 3-25m	3,0115625	2,56488316	2,15841111	1,82111064	1,51456036	1,0028798	0,37894129	0,06340863	-0,22403838	-0,71895826	-1,5023179
Adia 3-75m	3,55636327	3,0115625	2,85723566	2,69897492	2,49002979	1,6711494	0,64385074	0,13923462	-0,26543465	-0,88126561	-1,91684255
Adia 3-80m	3,71782533	3,13286777	2,86772795	2,65287889	2,38833526	1,40352999	0,43050527	-0,07860917	-0,79326495	-1,78825296	-2,16057927
Adia 4-30m	3,77592779	3,22429003	2,84681914	2,45796886	1,99998309	1,14240738	0,01741691	-0,41683622	-0,79326495	-1,15314704	-1,65029107
Adia 4-60m	3,77592779	3,1713416	2,83647728	2,54791022	2,21757268	1,65743124	1,10779392	0,83135093	0,57561046	0,25153664	-0,54695155
Adia 4-85m	3,41116658	2,72735648	2,27926448	1,94340004	1,63038014	0,96859661	0,18442301	-0,14795663	-0,46361854	-0,88907658	-1,59644464
Adia 5-30m	3,22429003	2,69897492	2,26532541	1,77101245	1,16487453	0,41503399	0,01449945	-0,18014634	-0,30099971	-0,69420574	-0,9949333
Adia 5-41m	3,47390181	3,12026784	2,95453204	2,83647728	2,68963713	2,34371264	1,85724412	1,59944854	1,3437211	1,0320849	0,23616154
Adia 5-63m	3,27925602	2,64383383	2,24466611	1,99422386	1,79084346	1,25841451	0,43245089	0,01013429	-0,37294894	-0,90688293	-1,85118368
Adia 6-5m	2,68963713	1,9545405	1,63485358	1,41502553	1,16811288	0,62592899	0,12973283	-0,09895764	-0,28095394	-0,67355073	-0,98985725
Adia 6-25m	3,77592779	3,25151127	3,04689528	2,82620903	2,53113465	1,79584409	0,49613827	0,04692065	-0,18396128	-0,45522472	-0,91532193
Ebo 3-25m	3,59071448	2,91047723	2,49815761	2,15198489	1,81602181	1,13288469	0,30578581	-0,11236557	-0,49056598	-0,92066662	-1,59453506
Ebo 3-30m	3,73693399	3,09539339	2,67114094	2,28628485	1,91591953	1,30399516	0,6303886	0,30044583	-0,0100636	-0,38072623	-1,27380347
Ebl 1-25m	3,19757292	2,50633147	2,08924967	1,80589767	1,46194618	0,59727277	0,08620031	-0,12829232	-0,28687872	-0,6798684	-0,99638032
Ebl 1-35m	1,80086213	0,56490007	-0,04124263	-0,21784925	-0,38846181	-0,67896757	-0,91990431	-0,99782589	-1,27856874	-1,48489893	-1,63085759
Ebl 1-45m	1,82621749	1,293348	1,04989603	0,83907272	0,60164454	0,19759829	-0,1335624	-0,25821521	-0,40925169	-0,7389777	-0,95679203
Ebl 1-55m	1,82621749	0,87831402	0,3529128	-0,32538366	-0,48542272	-0,85518518	-1,26362472	-1,41790802	-1,51246696	-1,58639106	-1,64338055
Ebl 1-72m	1,99998309	1,51868821	1,24467457	1,0320849	0,79085191	0,33278627	-0,07038873	-0,22650661	-0,32653459	-0,70751881	-0,95381589

ANNEXE II : Taxons cités

ALGUES

Pediastrum sp.

Palambages sp.

FUNGAL

Brachysporisporites sp.

Dyadosporites sp.

Didymoporisporonites sp.

Multicellaesporites sp.

Palaencistrus sp.

Paramicrothallites sp.

Pesavis sp.

SPORES ET POLLENS

Ariadnaesporites spinosa (Elsik 1966 ; Hills 1967)

Bombacacidites sp.

Buttinia andreevi (Boltenhagen, 1967)

Cardioangulina crassiparietalis (Döring, 1965)

Chenopodipollis multiplex (Weyland & Pflug 1957 ; Krutzsch 1966d)

Cleistosphaeridium sp.

Constructipollenites infectus (Van Hoeken-Klinlenberg, 1964)

Cribroperidinium sp.

Cyathidites australis (Couper, 1953)

Cyathidites minor (Couper, 1953)

Deltoidospora australis (Couper, 1953 ; Pocock, 1970)

Deltoidospora germanica (Dörhöfer, 1977)

Deltoidospora spp.

Dictyophyllidites equixinus (Couper, 1958 ; Dettmann, 1963)

Dictyosporites sp.

Diphyes sp.

Distaverrusporites simplex (Muller, 1968)

Echitriporites trianguliformis (Van Hoeken-Klinkenberg, 1964)

Ephedripites multicostatus (Brenner, 1963)

Faveosporites subtriangularis (Brenner) Döring, 1966
Foveotriletes margaritae (Van Der Hammen, 1954 ; Germeraad *et al.*, 1968)
Gleicheniidites sp.
Gothanipollis cf. *gothani* (Krutzsch, 1959)
Inaperturopollenites hiatus (Potonié, 1931 ; Thomson & Pflug, 1953)
Inaperturopollenites spp.
Laevigatosporites gracilis (Wilson-Webster, 1946)
Laevigatosporites sp.
Longapertites marginatus (Van Hoeken-Klinkenberg, 1964)
Longapertites microfoveolatus (Adegoke *et al.*, 1978)
Longapertites spp.
Mauritiidites sp.
Monocolpites marginatus (Van Der Hammen, 1954)
Monocolpites spp.
Monocolpopollenites spp.
Monosulcites sp.
Perfotricolpites digitatus (González, 1967)
Periretisyncolpites magnosagenatus (Kieser & Jan du Chene, 1979)
Proteacidites sp.
Psilastephanocolporites punctatus (Salard-Cheboldaeff, 1978)
Retimonocolpites spp.
Retitricolpites clarensis (Gonzales-Guzman, 1967)
Rugulatisporites caperatus (Hoeken-Klinkenberg, 1964)
Scabratrporites annellus (Van Hoeken-Klinkenberg, 1964)
Pollen de *Sphaeralcea lindheimeri*
Spinizonocolpites baculatus (Muller, 1968)
Syncolporites ifeensis (Jan du Chene, 1977)
Syncolporites spp.
Syncolporites subtilis (Boltenhagen, 1976)
Syncolporites lisamae (Van Der Hammen, 1954)
Taxodiaceapollenites sp.
Tricolpites reticulominutus (Jardiné & Magloire, 1965)
Tricolpites sp.
Tricolporopollenites pseudocingulum (Potonie, 1931)

Tricolporopollenites spp.

Triporoletes blanensis (Pacltova, 1961 ; Srivastava, 1975)

Triporoletes cenomanianus (Agasie, 1969 ; Srivastava, 1977)

Tubistephanocolpites cylindricus (Salami, 1984)

Verrucatosporites usmensis (Van Der Hammen, 1956 ; Germeraad, Hopping & Muller, 1968)

DINOKYSTES

Andalusiella gabonensis (Stover & Evitt, 1978)

Adnatosphaeridium multispinosum (Williams & Downie, 1966)

Apectodinium homomorphum (Deflandre & Cookson, 1955 ; Lentin & Williams, 1977)

Apectodinium spp.

Aredigera sp.

Cannosphaeropsis franciscana (Damassa, 1979)

Cerodinium diebelli (Alberti 1959b ; Lentin & Williams, 1987)

Cerodinium granulostriatum (Jain & Millepied ; Lentin & Williams, 1987)

Cerodinium leptodermum (Vozzhennikova, 1963)

Cordosphaeridium exilimurum (Davey & Williams, 1966)

Cordosphaeridium inodes (Eisenack, 1963; emend Davey, 1969).

Cordosphaeridium spp.

Cribroperdinium edwardsii (Cookson & Eisenack, 1958)

Dinogymnium acuminatum (Evitt *et al.*, 1967)

Dinogymnium cretaceum undulocostata (Boltenhagen, 1977)

Dinogymnium cooksonae (Boltenhagen, 1977)

Dinogymnium westralium (Cookson & Eisenack, 1958)

Exochosphaeridium bifidum (Clarke & Verdier, 1967 ; Clarke *et al.*, 1968)

Exochosphaeridium spp.

Homotriblium tenuispinosum (Davey & Williams, 1966)

Hystrichokolpoma bulbosum (Ehrenberg, 1838)

Operculodinium centrocarpum (O. Wetzel, 1933a ; Deflandre & Cookson, 1955)

Operculodinium spp.

Palaeocystodinium golzowense (Alberti, 1961)

Phelodinium magnificum (Stanley 1965 ; Stover & Evitt, 1978)

Selenopemphix nephroides (Benedek, 1972 ; emend. Bujak *et al.*, 1980)

Senegalinium bicavatum (Jain & Millepied, 1973)

Senegalinium granulostriatum (Jain & Millepied, 1973)

Senegalinium microspinosum (Boltenhagen 1977 ; Lentin & Williams, 1980)

Senegalinium sp.

Spiniferites cornutus (Gerlach, 1961 ; Sarjeant, 1970 ; Emended by : Stover & Hardenbol, 1994)

Spiniferites ramosus (Ehrenberg, 1838 ; Mantell, 1854)

Spiniferites spp.

ANNEXE III : Articles publiés

Caractérisation litho stratigraphique et petro-sédimentologique des formations tertiaire-quadernaires de la région de Bingerville (Côte d'Ivoire)

Paul ASSALE^{*}, Sylvain MONDE et Kouamé AKA

Université de Cocody, UFR Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Laboratoire de Géologie Marine et de Sédimentologie – GEOMARS, Abidjan, Côte d'Ivoire

* Correspondance, courriel : assarpaul@yahoo.fr

Résumé

La caractérisation litho stratigraphiques et pétro-sédimentologiques contribue à préciser les faciès lithologiques ainsi que leur minéralogie et à mieux cerner les séquences sédimentaires de la région de Bingerville. La caractérisation litho stratigraphique révèle la présence d'argile noire surmontée par de l'argile bariolée d'âge Mio-pliocène. Des dépôts plus récents recouvrent l'argile bariolée. Ils sont constitués de sables, de sables micro conglomératiques, de sables argileux ocre, d'argiles sableuses, de grès ferro-manganeux, de stone line et de terre de barre. Ces dépôts comblent des paléo chenaux de types anastomosés. La caractérisation pétro-sédimentologique révèle la présence de certains minéraux tels que : quartz, hématite, biotite, sillimanite, scheelite, goethite, limonite, manganèse, pyroxène et tourmaline. Les grès auraient un ciment hémato-manganeux. Aussi, les sables sont moyennement classés. Ces sables ont été transportés par saltation et déposés par décantation dans un environnement fluvial loin de leur source pourvoyeuse.

Mots-clés : *hémato-manganeux, litho stratigraphique, mio-pliocène, plio-quadernaire, pétro-sédimentologiques.*

Abstract

Lithostratigraphic and petro-sedimentological characterizations of the tertiary-quadernary formations of Bingerville region (Côte d'Ivoire)

The lithostratigraphic and petro-sedimentological characterizations help to explain the lithological facies as well as their mineralogy and complete sedimentary sequences of the Bingerville region. The lithostratigraphic characterization reveals the presence of the black clay surmounted by variegated clays of Mio-pliocene age. Some recent deposits regain the variegated clays. They are constituted of sands, sand microconglomeratic, clayey sands, sandy clays, ferro-manganese sandstone, stoneline and bar land. These deposits fill the anastomoses paleochannels. The petro-sedimentological characterization reveals the presence of certain certain minerals such as: quartz, hematite, biotite, sillimanite, scheelite, goethite, limonite, manganese, pyroxene and tourmaline. Sandstone would have a cement hemato-manganese. Also, the sands are moderately sorted. These sands have been transported by saltation and deposited by decantation in a fluvial environment far from their purveyor source.

Keywords : *hemato-manganese, lithostratigraphic, mio-pliocene, plio-quadernary, petro-sedimentological.*

1. Introduction

Les bassins sédimentaires présentent un intérêt indéniable, notamment du fait qu'ils sont le siège de l'exploitation des hydrocarbures. C'est donc à juste titre que le bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire, en Afrique de l'Ouest, est l'objet de nombreux travaux. Citons entre autres les travaux du bassin Onshore dans les régions de Brébo [1], d'Alépé [2,3], de Bonoua et de Samo [2]. La région de Bingerville appartient également à ce bassin onshore. L'analyse des études réalisées dans cette région présente quelques insuffisances :

λ) on observe l'absence de certaines séquences sédimentaires et une imprécision de quelques faciès lithologiques,

λ) la minéralogie de la plupart des sédiments n'est pas définie.

La présente note propose une meilleure caractérisation de la litho stratigraphie et de la pétro-sédimentologie des formations sédimentaires de la région de Bingerville. Elle intègre les approches sédimentologique et morphoscopiques. Ces aspects permettront une meilleure interprétation des environnements des dépôts des formations détritiques de Bingerville.

2. Matériel et méthodes

Bingerville est située dans la région des lagunes au Sud de la Côte d'Ivoire. Elle couvre une superficie de 664km² et est distante d'Abidjan de 15km. Dans cette région, une quarantaine d'échantillons de roches s'est effectué dans deux (2) carrières (*Tableau 1, Figure 1*).

Tableau 1: Secteurs d'échantillonnage

Sites	Prélèvements (Position)
Carrière I	P1 (05°21'40"N et 03°54'31"W)
	P2 (05°21'49"N et 03°54'35"W)
Carrière II	P3 (05°21'47"N et 03°54'45"W)
	P4 (05°21'44"N et 03°54'44"W)

Le traitement des données a été fait selon les approches litho stratigraphique et pétro-sédimentologique suivantes :

L'analyse litho stratigraphique permet de décrire les strates de chaque site et d'en établir une corrélation. En outre, une synthèse litho stratigraphique de la région de Bingerville est faite.

L'analyse pétro-sédimentologique comporte quatre (4) étapes :

λ) la granulométrie porte sur les sédiments meubles. Les échantillons de roches subissent des traitements (lavage, attaques chimiques, séchage) avant, d'être tamisés dans une colonne de seize (16) tamis vibrante de type AFNOR (maille décroissantes de 5 à 0,063mm). Une corrélation est établie entre les paramètres de distribution granulométrique ;

λ) la morphoscopie des grains de quartz permet de déterminer l'agent et la durée du transport selon deux méthodes. Il s'agit de la méthode de PETTIJOHN [4] qui est basée sur le contour périphérique des grains et

de la méthode de CAILLEUX [5]. Cette dernière définit des grains de types non usée, émoussé luisant, rond-mat propre, etc.

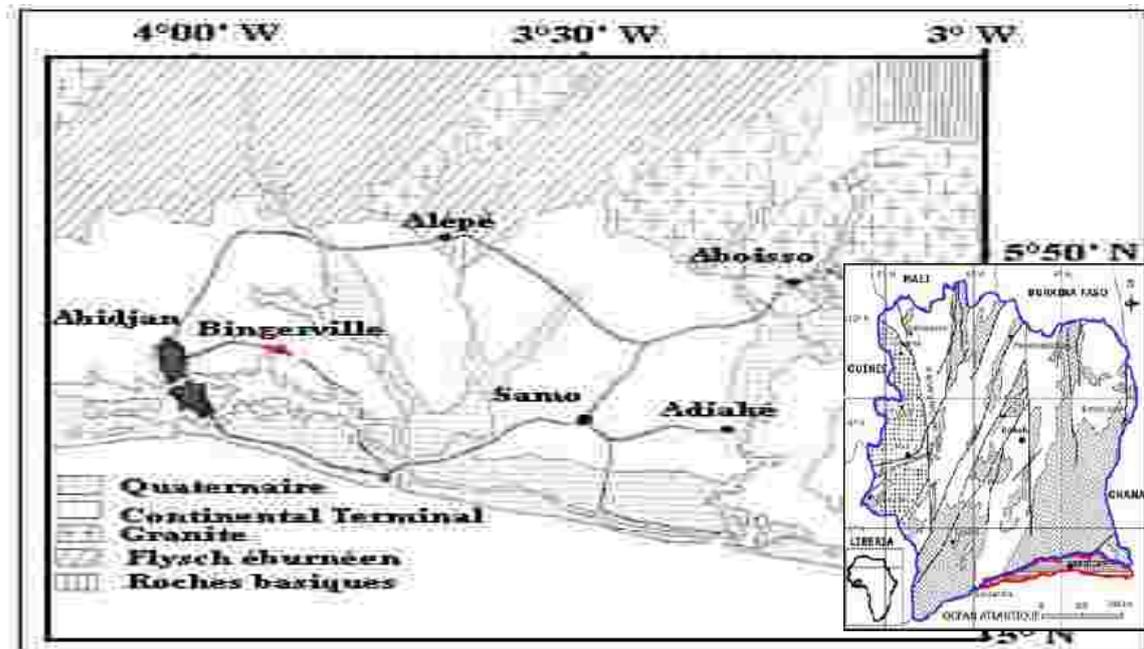


Figure 1 : Région de Bingerville

iii) le test de VISHNER [6] détermine le mode de transport (suspension, saltation et traction).

iv) les diagrammes de MOIOLA et WEISER [7] ont été utilisés pour la détermination de l'environnement de dépôt. Ces diagrammes de dispersion distinguent les environnements de dépôts de dune continentale, de dune côtière, de milieu de dépôt de rivière et de plage.

3. Résultats et discussion

3-1. Caractérisation litho stratigraphique de la région de Bingerville

3-1-2. Litho stratigraphie de carrière II

La litho stratigraphie de carrière I présente six termes lithologiques avec des intercalations [8]:

1) les argiles noires : ce sont des argiles kaoliniques inodores, riches en matière organique, en pyrites, en débris carbonés et en macrofaunes comportant des sables gris clair inclinés de 15° (*Photo 1A, B*). La kaolinite et la matière organique montrent que les sols étaient acides et bien drainés sous un climat tropical humide à altération biochimique poussée de socle [9]. Les débris carbonés, la pyrite et les macrofaunes montrent que les argiles noires ont été déposées dans un milieu continental à marin marginal pauvre en oxygène. On y observe un écoulement permanent d'eau. Il correspondrait à un couloir de circulation d'eau.

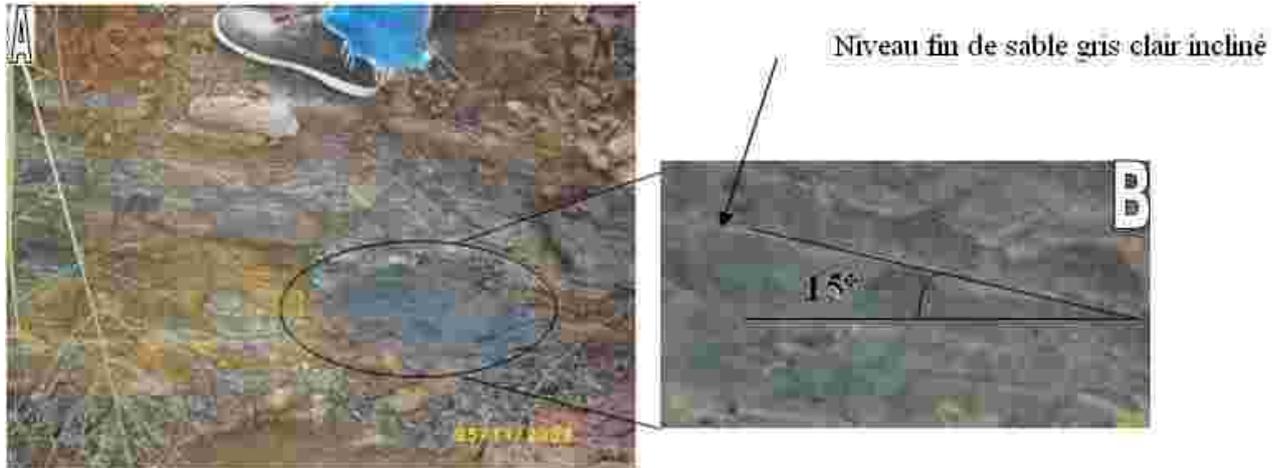


Photo 1 (A, B) : Argile noire avec de minces lits de sable fin gris clair incliné de 15°

i) argiles bariolées silteuses : ces roches ont un aspect bariolé. La formation se colore en jaune, rouge et blanc selon le degré d'oxydation. D'épaisseur variant de 2 à 15m, ces argiles indiqueraient une décantation dans une plaine d'inondation au cours du Mio-pliocène [2]. Elles surmontent les argiles noires (**Photo 2A**) et représentent le Continental Terminal. Elles présentent trois (3) niveaux d'hard ground (**Photo 2B**) due au climat semi-aride au cours du Mio-pliocène [9]. Les grès ferrugineux et les sables sont en biseaux, en blocs dans ces argiles (**Photo 2 C, C'**). Cela traduit l'existence d'un paléochenal. Des stratifications horizontales donnent la direction du courant (NS) et les forme sinueuses montrent le paléorélief.

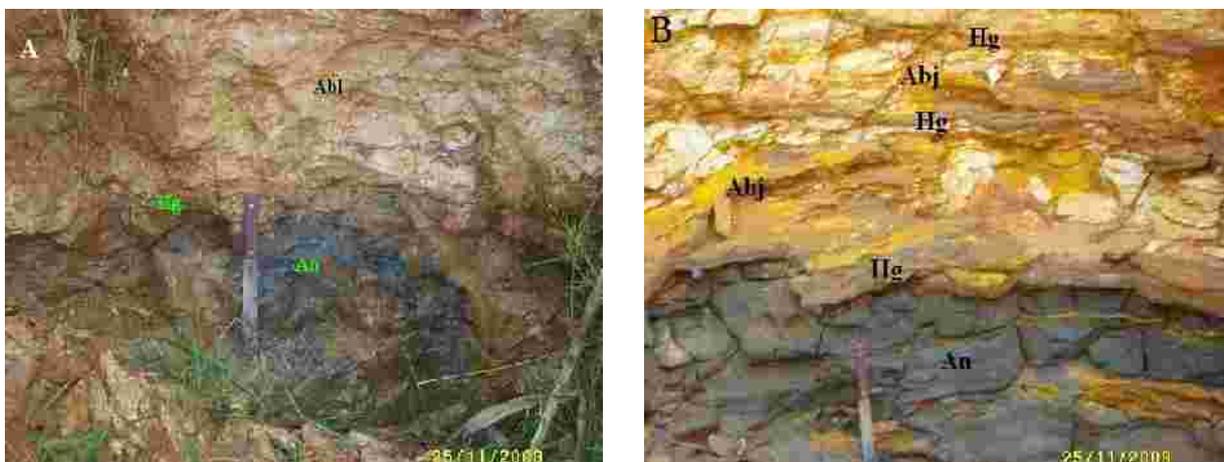


Photo 2 (A, B) : A) Argile bariolée (**AbI**) au dessus de l'argile noire (**An**) et B) Argile bariolée à trois (3) niveaux d'hard ground (**Hg**).

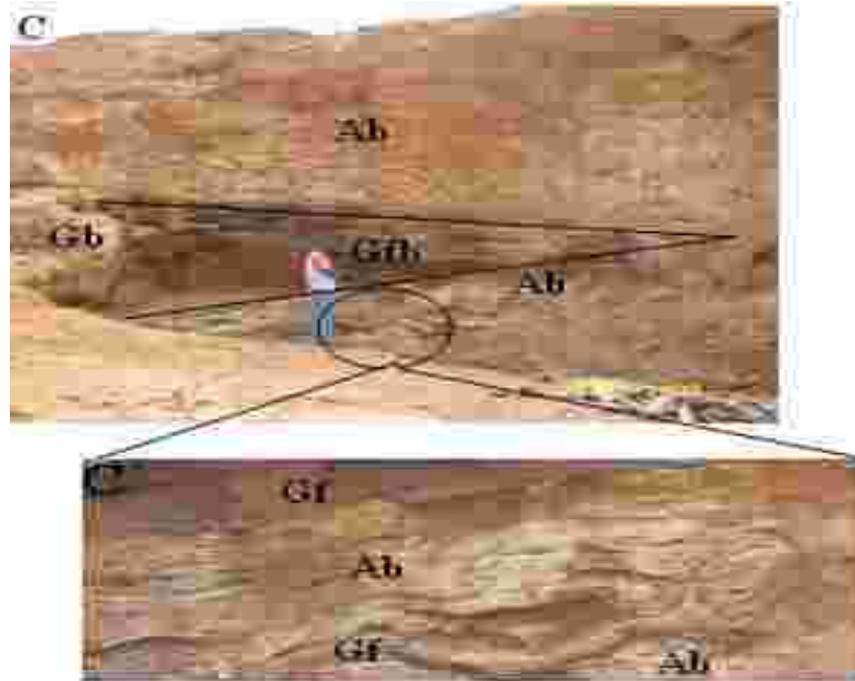


Photo 2 (C, C') : C) Grès ferrugineux (Gf) en biseau et en bloc (Gb) dans l'argile bariolée (Ab) et à stratifications horizontales. C') Alternance de grès ferrugineux (Gf) et d'argile bariolée (Ab) épousant le paléorelief

iii) sables : ils sont de colorations diverses (blanc, jaune clair à jaune orangé, violet, brun rouge) avec des passés obliques de sables argileux brun rouge et des galets d'argiles (**Photo 3**). L'épaisseur de ces sables est de l'ordre métrique.



Photo 3 : Sables à colorations diverses

iv) banc de grès ferrugineux fins d'épaisseur centimétrique : ces grès, de teinte rouille (brun foncé), sont pris entre les sables et l'argile sableuse jaune orangé. Ils sont durs et consolidés. L'induration de grès s'est faite sous un climat sec [9]. Les grès peu consolidés résultent d'une grésification locale des sables. Ceux par

contre indurés sont dus à une cimentation totale de la fraction sableuse au sein de la fraction argileuse (*Photo 4A, B*).

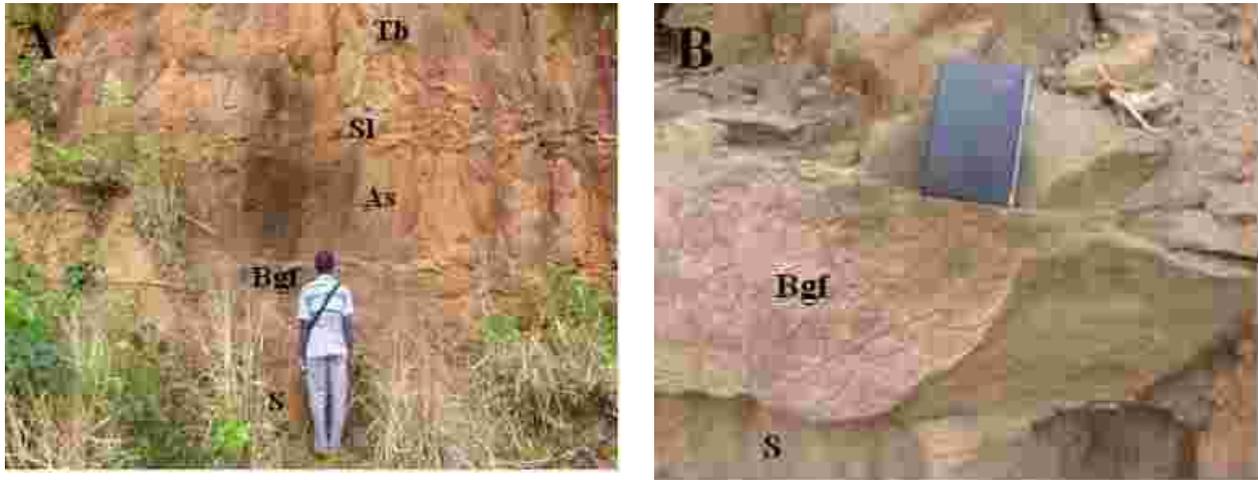


Photo 4 (A, B) : A) *Sable (S)-banc de grès ferrugineux (Bgf)-argile sableuse (As)-stone line (SI)-terre de barre (Tb)*. B) *Banc de grès ferrugineux (Bgf) au dessus du sable (S)*

i) argile sableuse jaune orangé : l'épaisseur est d'environ 2m ;

vi) *stoneline* : il est formé de débris de grès ferrugineux anguleux et se localise dans l'argile sableuse jaune orangé.

vii) terre de barre : c'est une argile sableuse jaune ocre. On y retrouve des racines de végétaux. L'ensemble argile sableuse et *stoneline* a une épaisseur d'environ 10m.

3-1-2. Litho stratigraphie de carrière II

La litho stratigraphie de carrière II présente sept (7) faciès. Ce sont de la base au sommet :

- i) argiles bariolées silteuses de couleur « lie de vin » : d'épaisseur métrique, ces argiles présentent des structures tabulaires et des figures d'écoulement par endroit (*Photo 5 et 6*). Elles sont riches en kaolinite et présentent de fins niveaux de silts, de sables argileux ocre (en lentille) et de grès ferrugineux (en lentille et en banc). L'abondance de kaolinite dans ces argiles indique des sols acides bien drainés. L'alternance de grès, et/ou de sables jaune ocre ou sables argileux ocre avec ces argiles, témoigne de la présence de paléochenaux dans les argiles bariolées. Chaque séquence grès-sables jaune ou sables argileux-argiles bariolées traduit une forte énergie d'évoution de dynamisme décroissant jusqu'à la décantation de l'argile bariolée. En outre, on note une grande étendue de sables dans un important paléochenal. A ce dernier, sont associés des paléochenaux secondaires comblés par les sables jaune ocre, sables argileux jaune ocre et les sables microconglomératiques. Ce sont des chenaux fluviatiles de types anastomosés.



Photo 5 : *Argile bariolée (S: silt, Gsa: grésification de sable argileux jaune ocre, K: kaolinite)*

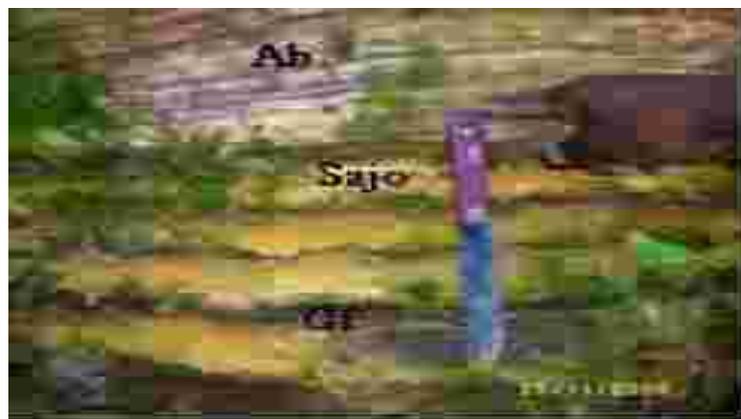


Photo 6 : *Alternance de grès ferrugineux (Gf), de sables argileux jaune ocre (Sajo) et d'argiles bariolées (Ab) à figure d'écoulement*

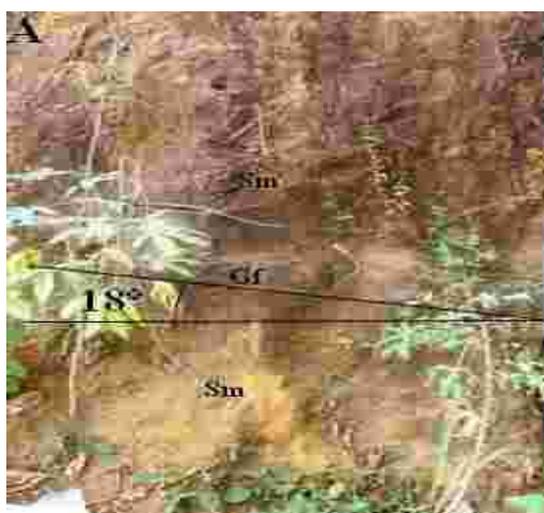


Photo 7 (A, B) : *Grès ferrugineux (Gf) synforme dans du sable microconglomératiques (Sm)*

- ii)* sables micro conglomératiques de couleur jaune orangé : leur épaisseur est de 1,50m. Les granules de quartz sont non jointifs. Ceci correspond à des dépôts issus d'une dispersion plus grande au sens de transport et de l'action d'un courant de traction compétent sur le fond ;
- iii)* grès ferrugineux micro conglomératiques : ils forment un banc synforme dans les sables micro conglomératiques avec un pendage de 18 à 40° de part et d'autre (**Photo 7A, B**);
- iv)* sables : ils ont une coloration diverse. Leur épaisseur varie de 3 à 1m. Ils présentent des granules de quartz et des galets d'argile blanche (**Photo 8**).



Photo 8 : Sables à colorations diverses

- v)* argiles sableuses jaune orangé à granule de quartz : elles ont une épaisseur maximale de 6m ;
- vi)* sables argileux : ils présentent des granules de quartz de couleur brun rouge, des galets d'argiles (kaolinite) et un gros bloc de grès ferrugineux d'environ 3m ;
- vii)* *stoneline* : il se trouve dans les sables argileux (**Photo 9**) et est synforme. Il est formé de galets d'argiles et de grès ferrugineux en blocs anguleux.



Photo 9 : Stoneline (Sl) dans les sables argileux (Sa) et la terre de barre (Tb)

- viii)* *terre de barre* : ce sont des sables argileux à granules de quartz et des galets d'argiles (kaolinite). Sa couleur est jaune orangé. L'ensemble, sables argileux-stone line-terre de barre, a une épaisseur d'environ 12m.

3-1-3. Corrélation litho stratigraphique de Bingerville

L'analyse corrélatrice de la litho stratigraphie des carrières I et II montre une similitude entre les termes lithologiques. Toutefois, les argiles noires, les bancs de grès ferrugineux fins et les sables argileux ne caractérisent qu'un seul site (*Figure 2*). Les argiles noires ont été soit érodées ou non encore atteintes par un forage de carrière II. L'absence de bancs de grès ferrugineux dans les argiles sableuses de carrière II est due au non grésification des argiles sableuses. Quant aux sables argileux, ils ont été érodés dans la carrière I. Ainsi, dans une description géomorphologique globale d'un chenal, Carrière I serait en amont et le carrière II, l'aval.

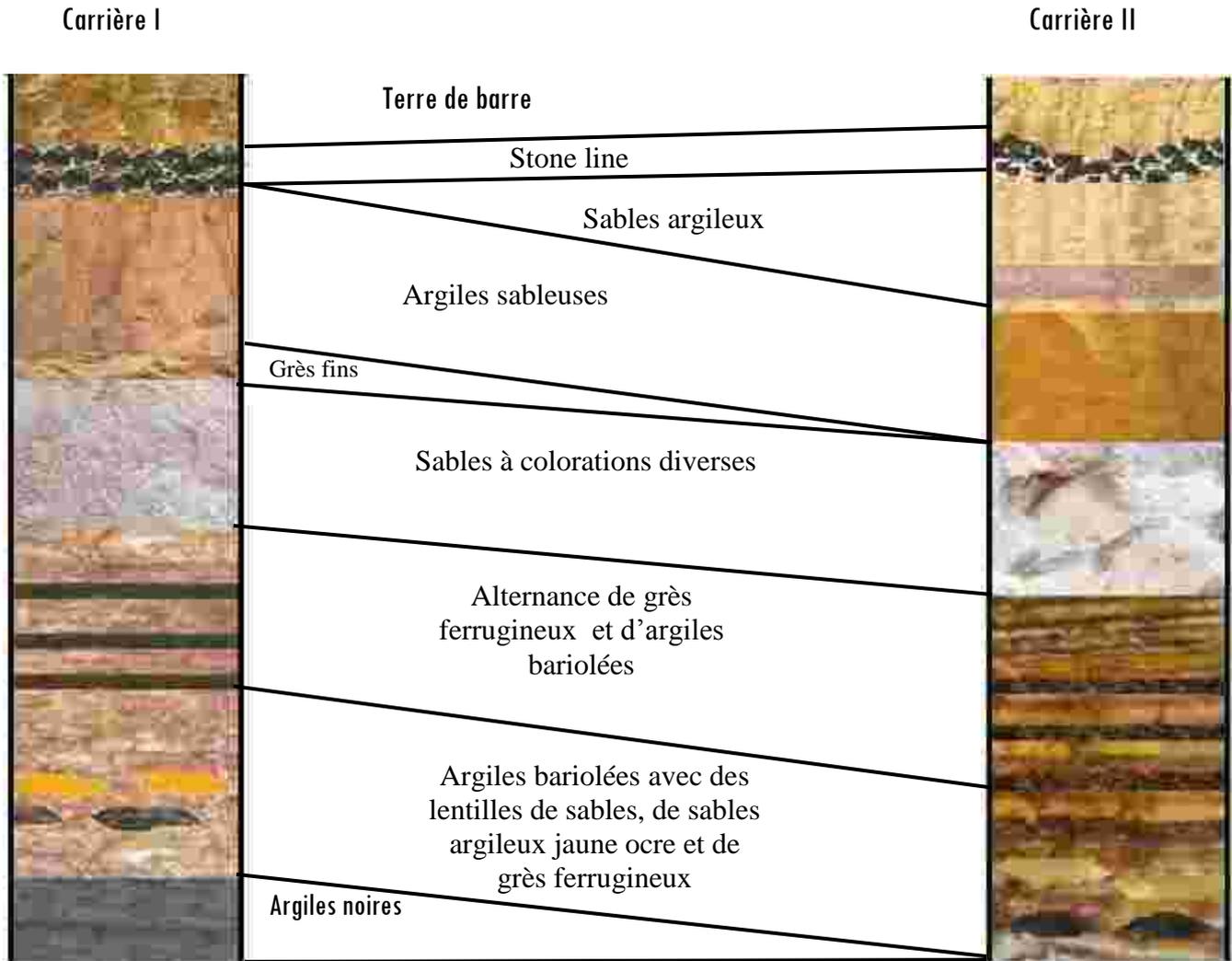


Figure 2 : *Corrélation litho stratigraphique de la région de Bingerville*

3-1-4. Synthèse litho stratigraphique de la région de Bingerville

La synthèse litho stratigraphique de la région de Bingerville est présentée dans le *Tableau 2*. Les argiles noires, les argiles sableuses et les sables micros conglomératiques sont absents dans la litho stratigraphie décrite antérieurement dans la région de Bingerville.

Tableau 2 : Synthèse litho stratigraphique de la région de Bingerville

LITHOLOGIE	DESCRIPTION LITHOLOGIQUE	ETAGE
	Terre de barre	
	Stone line	
	Sables argileux à bloc de grès ferrugineux	
	Argiles sableuses à banc de grès ferrugineux	Plio-quaternaire [10]
	Sables à colorations diverses	
	Alternance de banc de grès ferrugineux et d'argile bariolée	
	Argiles bariolées avec des lentilles de sables et de grès ferrugineux. Les grès forment aussi des biseaux	Mio-pliocène [2]
	Argiles noires	Antérieur au Mio-pliocène

3-2. Caractérisation pétro-sédimentologique des roches de la région de Bingerville

3-2-1. Description lithologique

L'analyse macroscopique permet de distinguer quatre (4) termes lithologiques (**Tableau 3**): les sables, les argiles, les grès et les sédiments mixtes (sables argileux et argiles sableuses).

λ) Les sables sont meubles avec des colorations blanche et jaune plus dominantes. Ce sont des roches exogènes de la classe des arénites à texture granulaire.

i) Les argiles sont de deux types. Il s'agit des argiles noires et des argiles bariolées. Les faciès argileux sont peu consolidés à consolidés. Ils sont exogènes à texture microgranulaire et appartiennent à la classe des lutites.

iii) Les grès présentent quatre (4) variantes en fonction de la taille des grains. Il s'agit des grès fins, des grès moyens, des grès grossiers et des grès microconglomératiques. Ces grès sont peu consolidés à consolidés et de couleur noire. Ce sont des roches exogènes à texture microgranulaire à macrogranulaire de la classe des arénites. Leur ciment est ferrugineux.

iv) Les sables argileux sont de couleur jaune ocre à brun orangé. Ce sont des roches exogènes à texture microgranulaire à granulaire. Ils sont de la classe des aréno-lutites.

v) Les sables micro conglomératiques sont de couleur jaune orangé de la classe des aréno-rudites. Ils ont une texture macro granulaire.

v) Les argiles sableuses ont une texture micro granulaire à granulaire. Elles ont une couleur jaune orangé à rouge brun et sont des luto-arénites. Ce sont des roches exogènes.

Tableau 3 : Caractères macroscopiques des roches de la région de Bingerville

Caractères	Sable	Sable argileux	Argile	Grès	Argile sableuse
Aspect	Meuble	Meuble	Peu à consolidé	Peu à consolidé	Peu consolidé
Couleur	Blanche, jaune	Jaune ocre/rouge brun	Noire/lie de vin/jaune	Noire	Jaune orangée/rouge brun
Texture	Granulaire	micro à Granulaire	microgranulaire	Micro à granulaire	Micro à granulaire
Origine	Sédimentaire	Sédimentaire	Sédimentaire	sédimentaire	sédimentaire
Famille	Exogène	Exogène	Exogène	Exogène	Exogène
Liant	-	-	-	Ciment ferrugineux	-
Classe	Arénite	Aréno-lutite	Lutite	Arénite	Luto-arénite
Minéralogie	Quartz	Quartz	Quartz et Kaolinite	Quartz	Quartz
Test au HCl	Négatif	Négatif	Négatif	Négatif	Négatif

3-2-2. Analyses granulométriques des sédiments de Bingerville

Paramètres de distribution granulométrique : ces paramètres (M_z , S_o , S_k et M_o) montrent que les sables ont (**Tableau 4**):

* le grain moyen comportant deux (2) faciès : les sables grossiers ($M_z > 500 \mu m$) ont une proportion de 89,50% et les sables moyens ($500 \mu m < M_z < 250 \mu m$) 10,50%. Les sables de Bingerville sont des sables grossiers ;

* l'écart type appartenant à deux (2) classes : les sables sont à 89,50% moyennement classés ($0,71 < S_o < 1$) et à 10,50% médiocrement classés ($1 < S_o < 2$). Les sables de Bingerville sont moyennement classés ;

* le skewness est de trois (3) types : les sables sont à 10,50% asymétriques vers les fins ($0,1 < S_k < 0,3$), à 42,10% presque symétriques ($-0,1 < S_k < 0,1$) et à 47,40% asymétriques vers les grossiers ($-0,3 < S_k < -0,1$). Les sables sont asymétriques vers les grossiers et presque symétriques ;

* un mode de 800 μ m.

Tableau 4 : Paramètres granulométriques

Site	Prélèvements	Echantillons	moyenne (μ m)	écart-type	skewness	Mode
Carrière I	Prélèvement 1	P1	583,33	0,92	0,09	800
		P2	816	0,75	-0,14	800
		P3	659	0,95	0,03	800
	Prélèvement 2	P4	595,33	0,83	0,03	630
		P5	646,67	0,8	0	800
		P6	625	0,81	0,13	630
		P7	669,33	0,86	-0,04	500
Carrière II	Prélèvement 3	P8	297,33	0,75	-0,21	200
		P9	308	0,76	-0,15	200
		P10	1098,33	0,93	-0,11	800
	Prélèvement 4	P11	1008,33	0,94	-0,17	800
		P12	1189,33	1,07	-0,04	1250
		P13	795,33	1,17	-0,13	800
		P14	801,5	1,09	-0,12	800
		P15	780,11	0,97	-0,05	800
		P16	975	0,98	-0,17	1250
P17	668,5	1,05	-0,02	500		
P18	1253,67	1,06	-0,17	800		
P19	1766,56	1,16	0,25	1250		

Corrélation entre les paramètres de distributions granulométriques

Les analyses corrélatives des paramètres granulométriques en fonction de la pente de la droite de régression et du coefficient de détermination (R^2) révèlent trois types de corrélations :

* **Corrélations fortement positives (M_z - M_o , M_o - M_d et M_z - M_d)** : leurs intensités sont comprises entre 0,5625 et 1. Elles traduisent une interdépendance entre la moyenne, le mode et la médiane avec une dispersion assez faible. Les grains ayant les moyennes les plus élevées sont généralement ceux qui ont les modes et les médianes les plus élevés (*Figure 3*);

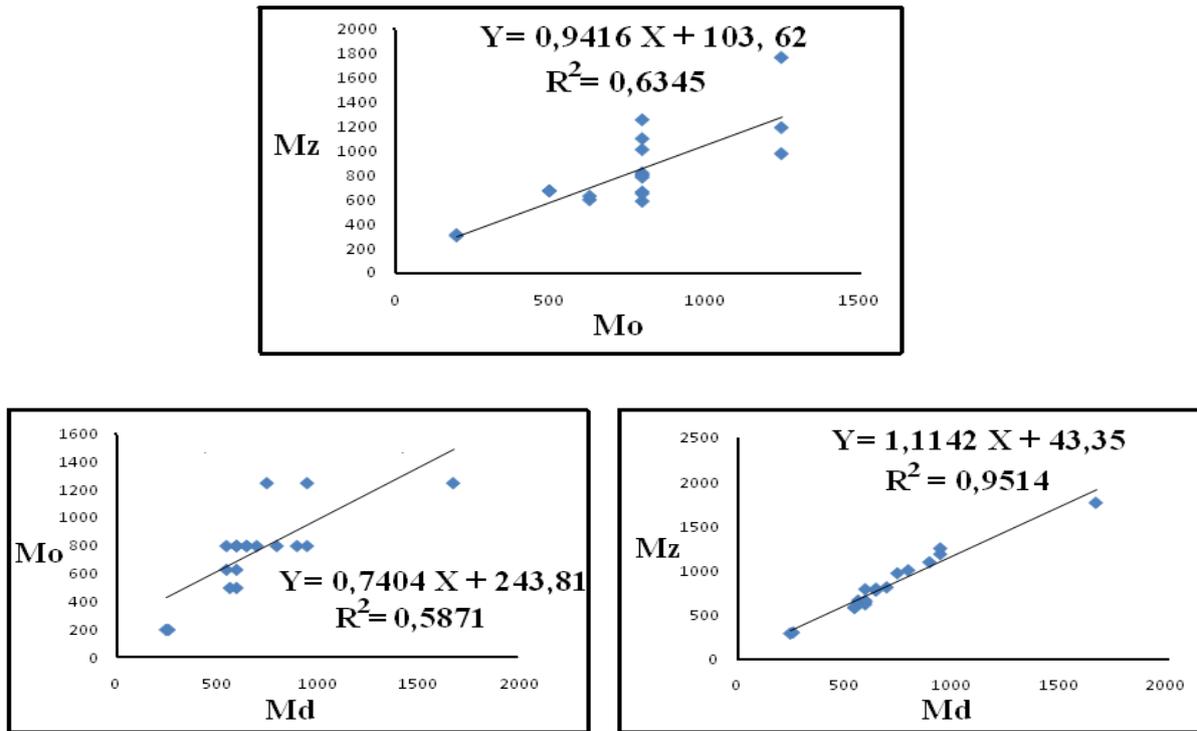


Figure 3 : Corrélations fortement positives

* **Corrélations moyennement négatives (S_o-M_o , S_o-M_d et S_o-M_z)** : elles ont des intensités comprises entre 0,406 et 0,507 et traduisent une interdépendance entre le sorting, le mode, la médiane et la moyenne avec une dispersion faible. Les grains de sable ayant les sorting les plus élevés sont ceux qui ont les M_o , M_d et M_z les plus faibles (Figure 4).

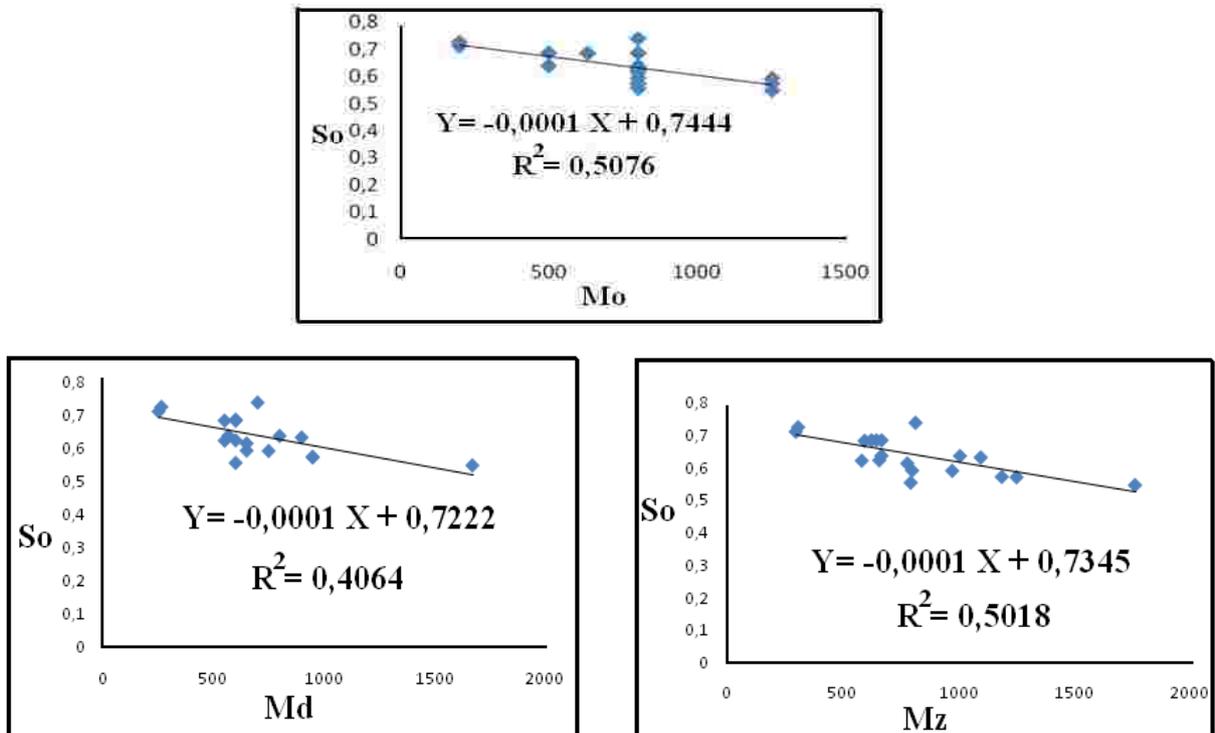


Figure 4 : Corrélations moyennement négatives

* **Corrélations inexistantes** : elles expriment une indépendance entre le skewness, la moyenne, la médiane, le mode et le sorting. Leurs intensités sont comprises entre 0 et 0,16 (**Figure 5**).

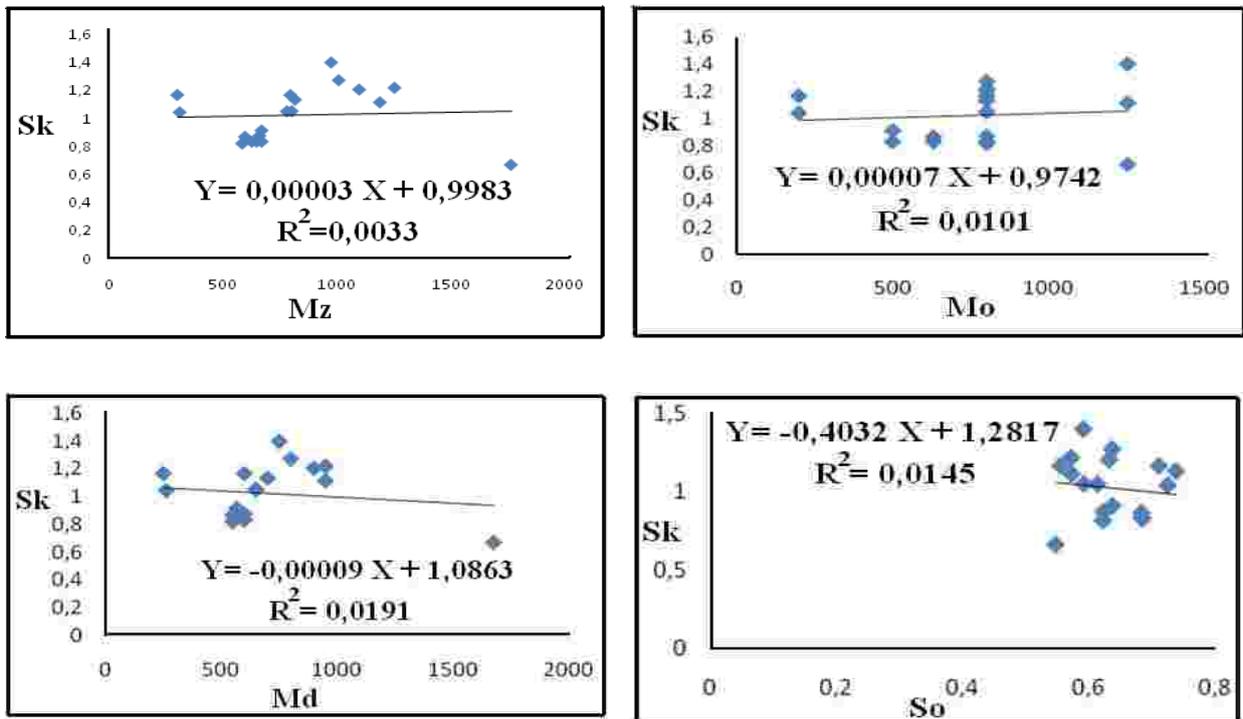


Figure 5 : *Corrélations inexistantes*

Faciès granulométriques : la détermination des faciès granulométriques des sables de Bingerville s'est faite par types de sables rencontrés (moyens et grossiers) :

* sables moyens : ils présentent également un faciès granulométrique de type hyperbolique (**Figure 6**);

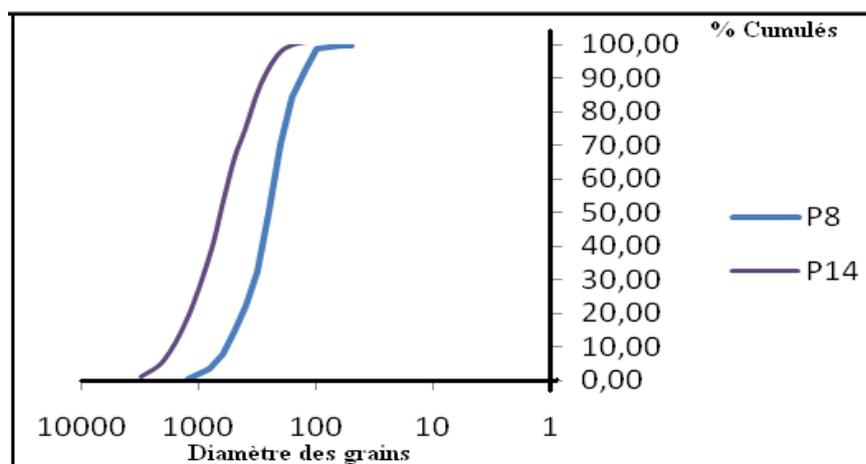


Figure 6 : *Faciès granulométrique de type hyperbolique des sables moyens de Bingerville*

* sables grossiers : ces sables ont un faciès granulométrique de type hyperbolique (**Figure 7**).

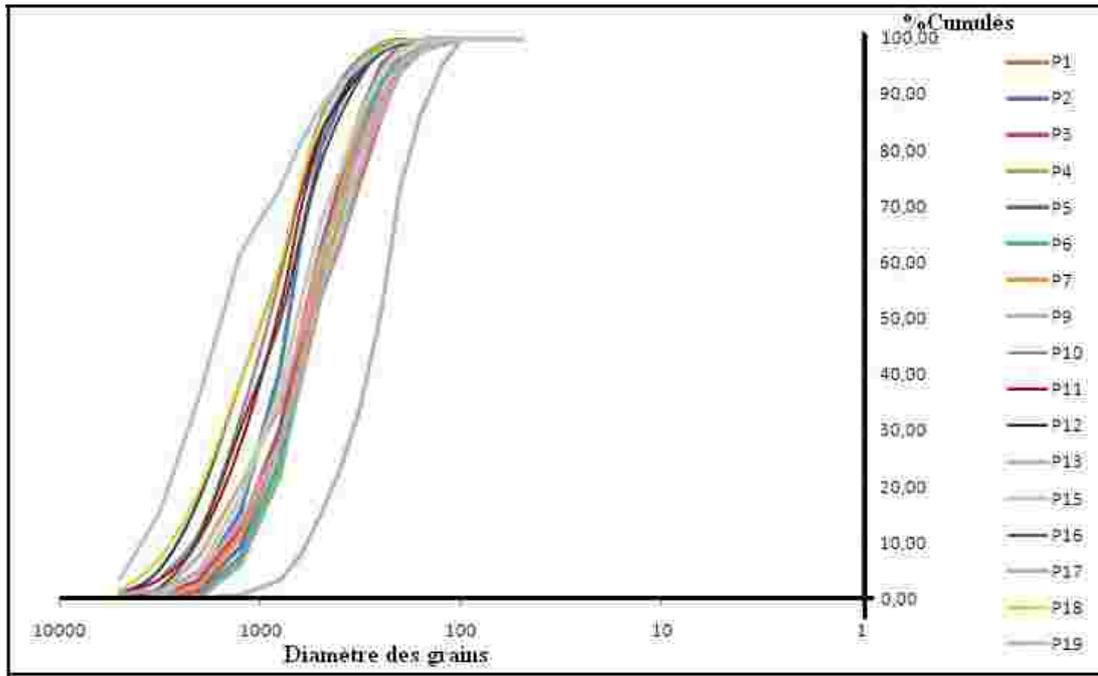


Figure 7 : *Faciès granulométrique de type hyperbolique des sables grossiers de Bingerville*

Ce type de faciès caractérise les sédiments fins déposés par décantation dans un milieu calme.

Mode de Transport des sables

Le test de VISHNER [6] permet d’identifier trois modes de transports et des transports mixtes (*Tableau 5*):

* le transport par suspension ne concerne que la population B. Ces sables sont médiocrement classés. Leur proportion est de l’ordre de 38,74%. On observe une transition saltation-suspension de 2,37% ;

Tableau 5 : *Répartition statistique des populations de sables*

	Suspension	Saltation- suspension	Saltation	Traction-saltation	Traction	Total
Effectif des sables	98	6	104	4	41	253
Proportion (%)	38,74	2,37	41,11	1,58	16,21	100

* le transport par saltation à une proportion de l’ordre de 41,11%. Ces sables sont mieux classés que ceux de la population B. On note une saltation à une population (A) et une saltation à deux (2) populations (A et A’). Dans le cas de la saltation à deux (2) populations (A et A’), la population A’ est mieux classée que la population A. Cela montre que les fractions fines résulteraient du fractionnement d’une partie des fractions

grossières au cours d'un transport court dans un domaine de type fluviatile [6]. Les **Figures 8 et 9** sont une illustration des deux (2) types de saltations.

* le transport par traction caractérise la population C. On observe une transition traction-saltation avec une proportion de 1,58%.

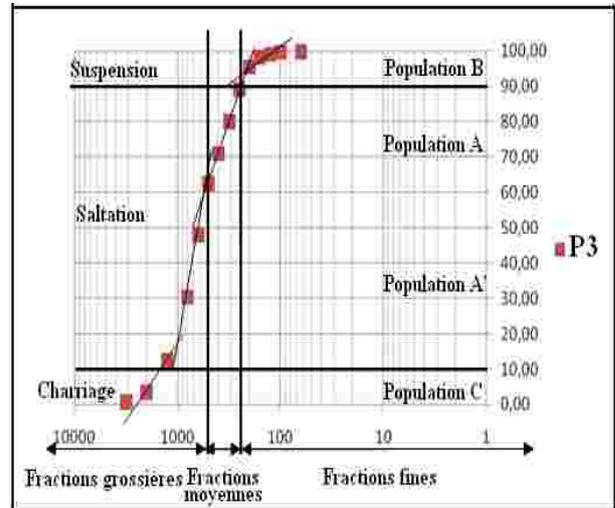
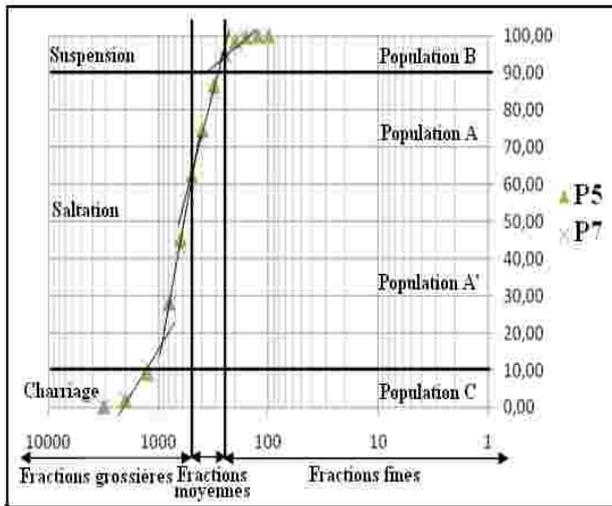


Figure 8 : Saltation à deux (2) populations (A et A')

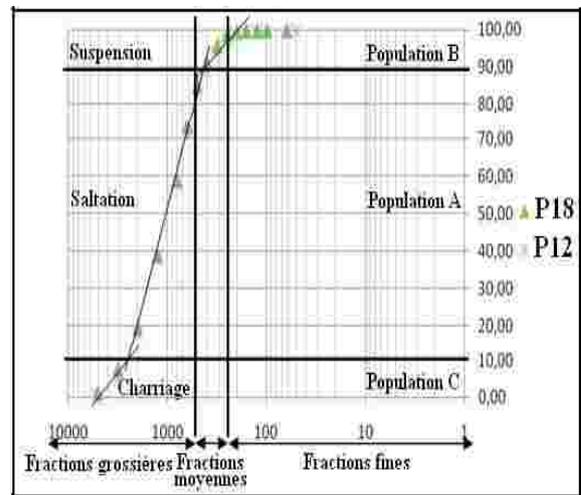
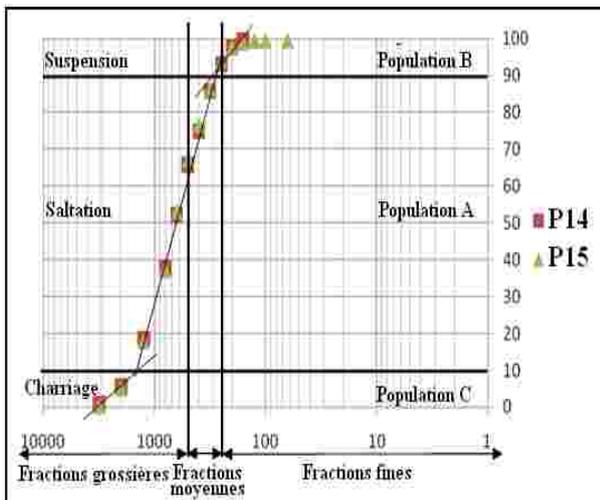


Figure 9 : Saltation à une population (A)

Environnement de dépôt sédimentaire

Les diagrammes de MOIOLA et WEISER [7] appliqués aux sables de Bingerville mettent en évidence deux (2) milieux de dépôt :

* le milieu de type dune continentale (**Figure 10**): 90% de la dispersion se fait dans le milieu de type dune

continentale. Néanmoins, une proportion de 10% des sédiments se situe dans le domaine de type dune côtière

* le milieu de type rivière (**Figure 11**): il représente 100% de la dispersion.

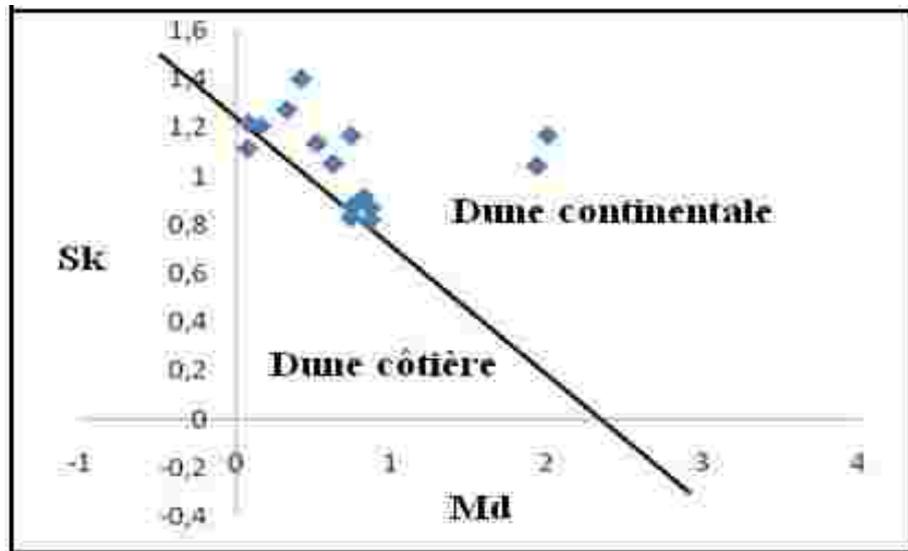


Figure 10 : Diagramme de dispersion (Sk-Md) des sables de Bingerville

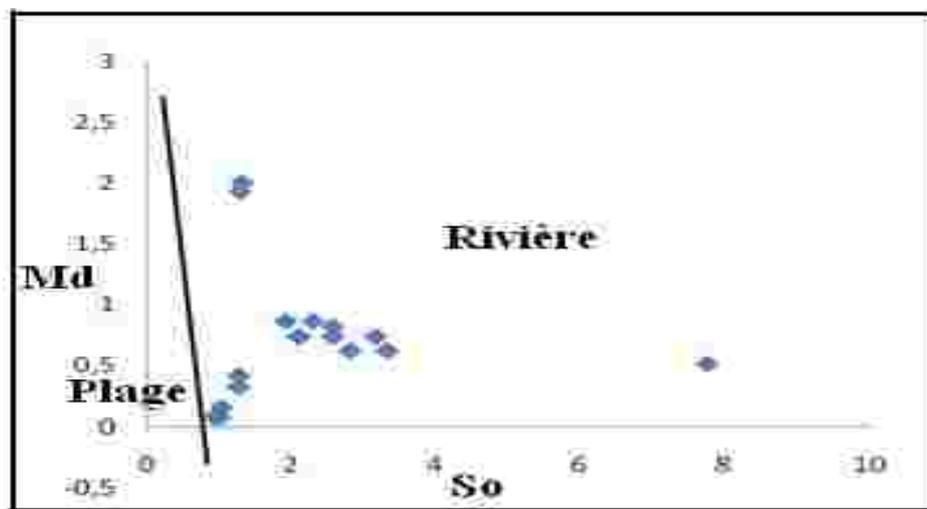


Figure 11 : Diagramme de dispersion (Md-So) des sables de Bingerville

De l'analyse des diagrammes (**Figures 10, 11**), il ressort que les sables de la région de Bingerville se sont déposés dans le domaine de dune continentale de type fluvatile. Ces diagrammes confirment les résultats issus du test de VISHAR [6] dans le cas d'une saltation à deux (2) populations.

Minéralogie des sédiments de Bingerville

Le cortège minéralogique des sables et des sédiments mixtes de Bingerville se compose de (**Figure 12**) : quartz (60%), hématite (10%), biotite (7,5%), sillimanite (7,5%), scheelite (5%), goethite (2,5%), limonite (2,5%), manganèse (2%), pyroxène (2%) et tourmaline (1%). Certains minéraux sont en trace (feldspaths et muscovite) et on note une association manganèse - hématite.

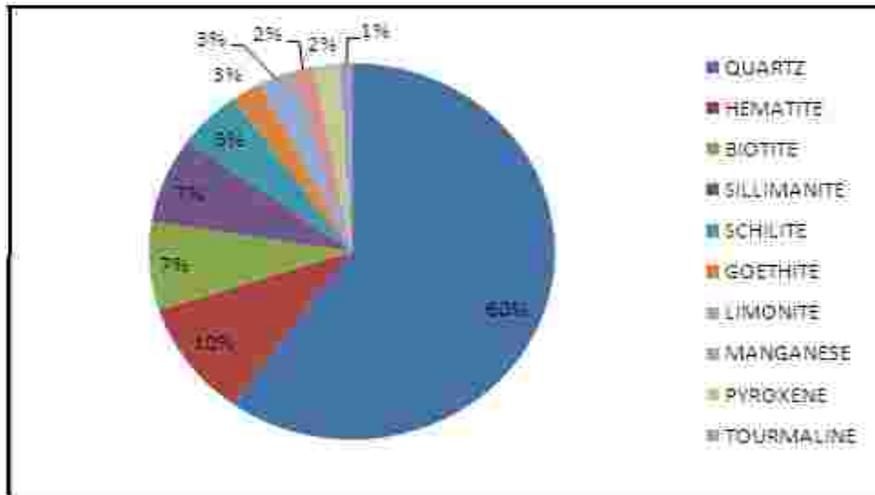


Figure 12 : Proportion relative des minéraux dans les sédiments de Bingerville

L'analyse des sables en grésification montre que les grès sont composés de minerais par ordre d'abondance : hématite, goethite, limonite et manganèse [11]. L'hématite est toujours associée au manganèse [11]. Le ciment de ces grès est ferro-manganeux. L'hématite étant en grande quantité par rapport à la goethite et à la limonite, la partie ferrugineuse du ciment pourrait être de l'hématite. Le ciment serait alors de l'hémato-manganeux.

Morphoscopie des grains de quartz

L'analyse morphoscopique du quartz porte sur l'état de la surface (**Photo 10**) et la forme des grains (**Photo 11**).

* Etat de la surface des grains : les quartz de Bingerville sont émoussés luisants.

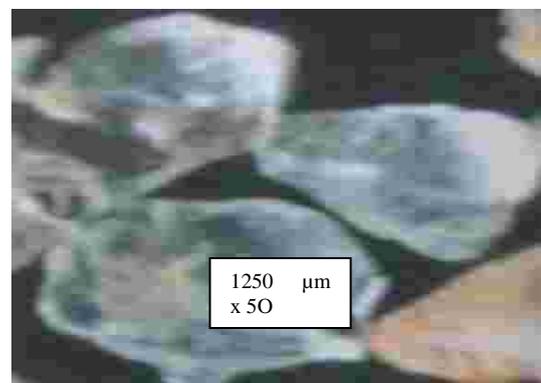
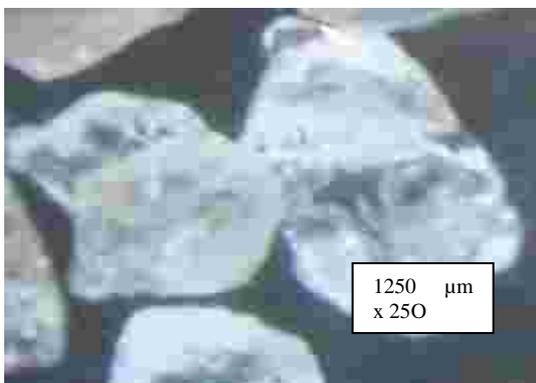


Photo 10 : Grains de quartz émoussés luisants des sables de Bingerville

* Forme des grains : les quartz de Bingerville présentent quatre (4) formes. Les grains très arrondi, arrondi, subarrondi et subanguleux. En outre, leur sphéricité est élevée.

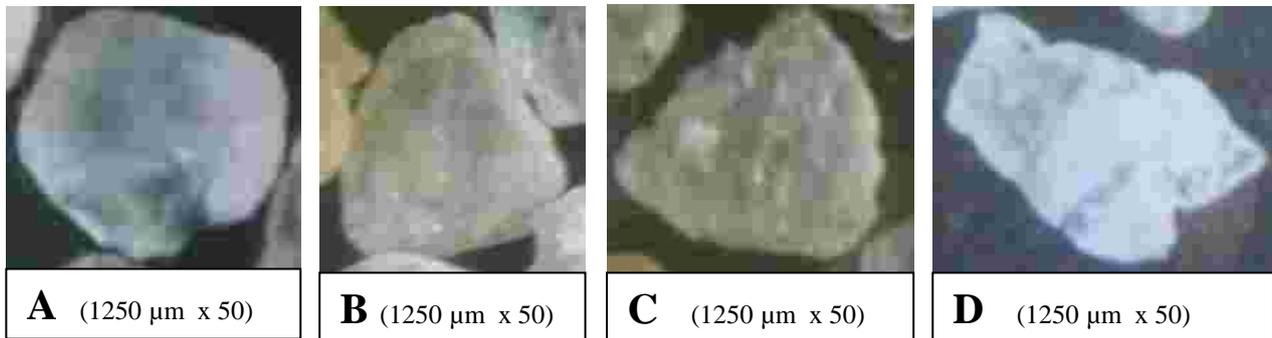


Photo 11 : *Forme des quartz (A : grain très arrondi ; B : grain arrondi ; C : grain subarrondi ; D : grain subanguleux)*

L'état de la surface (émoussés luisants) et des formes des grains de quartz (arrondis, ronds, subarrondis, très arrondis) révèlent que les sables de Bingerville auraient été transportés par l'eau loin de leurs sources pourvoyeuses. En outre, l'aspect subanguleux des grains traduirait un transport par suspension lors des crues sur de faibles distances.

4. Conclusion

L'approche lithostratigraphique montre des argiles noires inodores, riches en matière organique et en pyrite. Elles sont d'âge anté Mio-pliocène. Les argiles bariolées d'âge Mio-pliocène se décantent dans une plaine d'inondation. Aussi, des sables, des sables microconglomératiques, des sables argileux et des grès ferro-manganeux combrent des paléochenaux de types anastomosés creusés dans les argiles bariolées. Ces roches sont piégées dans les argiles bariolées sous forme de lentilles et de biseaux. Les argiles sableuses et/ou les sables argileux, la stone line et la terre de barre terminent les séquences sédimentaires. Ils sont d'âge Plio-quadernaire.

L'approche pétro-sédimentologiques révèle un cortège minéralogique composé par ordre d'abondance de : quartz, hématite, biotite, sillimanite, scheelite, goethite, limonite, manganèse, pyroxène et tourmaline. Cette minéralogie expliquerait la nature hémato-manganeux du ciment des grès de Bingerville. Les sables sont moyennement classés avec des grains de quartz subarrondis à arrondis et à sphéricité élevée. Ces quartz sont des émoussés luisants. Ainsi, la caractérisation sédimentologique montre que les sables de Bingerville ont été transportés par saltation et déposés par décantation dans un environnement fluvial non turbulent.

Références

- [1] - TSOUMBOU A. C., Sédimentologie de la carrière et palynologie des argiles noires et grises de la région de Bingerville. Mém. DEA sciences de la terre. Univ. Abidjan, (2000) 57p.
- [2] - DIGBEHI Z. B., AFFIAN K., MONDE S., POTHIN K.B.K., AKA K., Analyse sédimentologique de quelques faciès du continental terminal. BIOTERRE, Revue Sc. vie et terre, vol. 2, n°1, (2001) pp.71-84.

- [3] - KOUAO A., Caractérisation lithostratigraphique et pétro-sédimentaire des formations tertiaire-quadernaires de la région d'Alépé (Côte d'Ivoire). D.E.A Sciences de la Terre, Univ. Cocody, (2010) 70 p.
- [4] - PETTIJOHN F., Sedimentary Rocks — Happer Frères. Edit. New-York . vol 1, (1949) 526 p.
- [5] - CAILLEUX A., Distinction des sables marins et fluviaux. Bull. Soc Géol. Fr., 5e série, t. XV, (1947) pp. 375-404.
- [6] - VISHNER G.S., Grain size distribution and depositional processes. Jour. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 39, n° 3, (1969) pp. 1074-1106
- [7] - MOIOLA R.J., WEISER D., Textural parameters: an evaluation. Journ. Sedim. Petrol. n°38, (1968) pp45-53.
- [8] - ASSARE F.P., Caractérisation lithostratigraphique et pétro-sédimentologique des formations tertiaire-quadernaires de la région de Bingerville (Côte d'Ivoire). D.E.A Sciences de la Terre, Univ. Cocody, (2010) 72p.
- [9] - ROOSE E., CHEROUX M., HUMBEL F.X., PERROUD A., Les sols du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire. Article publié sous la direction de LENEUF N. Ed. ORSTOM d'Abidjan, Côte d'Ivoire, (1965) 43p.
- [10] - YACE I., Initiation à la géologie. L'exemple de la Côte d'Ivoire et de l'Afrique de l'Ouest. Edition CEDA, Abidjan, Côte d'Ivoire, (2002) 183p.
- [11] - CAYEUX D. (1997). WebMineral ; Atlas minéralogique. Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), collection Muséum de Paris, <http://webmineral.brgm.fr:8003/mineraux/Main.html>.

**CARACTERISATION
LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES SONDAGES
ADIA 5 ET ADIA 6 D’ADIAKE : MIS EN
EVIDENCE DES MOUVEMENTS EUSTATIQUES
ET INFLUENCE DES GLAUCONITES SUR LES
PROPRIETES PHYSIQUES DES SABLES**

Assalé Fori Yao Paul

Mondé Sylvain

Aka Kouamé

Université Félix Houphouët Boigny, UFR des Sciences de la Terre
et des Ressources Minières, Abidjan, Côte d’Ivoire

Koffi Théodore

Kplohi Yaba Luc Hervé

Ablé Jonas

Féa Isaac

Ombléa Huguette Laure

PETROCI, Centre d’Analyses et de Recherche (CAR), Abidjan, Côte
d’Ivoire

Abstract

The lithostratigraphic study of the drilling Adia 5 and Adia 6 permitted to understand the post-deposit evolution of the glauconites. This study permitted to show at Adiaké two eustatic movements that are the transgression and the regression. The transgression has been characterized by the presence of autochthonous glauconites and hard-ground and the regression by the presence of para-autochthonous and allochthonous glauconites. Also, this study shows that the glauconites alters themselves to form the kaolinite, the muscovite in small leaves, the iron oxides (hematite) and the iron hydroxides (goethite and limonite). Phenomena of exfoliations observe themselves on some allochthonous glauconites. The change of the glauconite to kaolinites and in ochers in the quartzous sands reduces their physical properties (framework, porosity and permeability). The presence of the ocher in the quartzous sands gives the ferruginous sandstone. The quartz of these sandstones are colored in brown and in yellow.

Keywords : Alteration, physical properties, glauconites, kaolinites, ochers and muscovites

Résumé

L'étude lithostratigraphique des sondages Adia 5 et Adia 6 a permis de comprendre l'évolution post-dépôt des glauconites. Cette étude a permis de mettre en évidence à Adiaké deux mouvements eustatiques qui sont la transgression et la régression. La transgression a été caractérisée par la présence de glauconites autochtones et d'hard-ground et la régression par la présence de glauconites para-autochtones et allochtones. Cette étude montre également que les glauconites s'altèrent pour former de la kaolinite, de la muscovite en petites paillettes, des oxydes de fer (hématite) et des hydroxydes de fer (goethite et limonite). Des phénomènes d'exfoliations s'observent sur certaines glauconites allochtones. L'altération de la glauconite en kaolinites et en ocres dans les sables quartzeux réduit leurs propriétés physiques (framework, porosité et perméabilité). La présence de l'ocre dans les sables quartzeux donne des grès ferrugineux. Les quartz de ces grès sont colorés en brun et en jaune.

Mot clés : Altération, propriétés physiques, glauconites, kaolinites, ocres et muscovites

Introduction

La Côte d'Ivoire appartient au vieux bouclier précambrien de l'Afrique de l'Ouest (Tagini, 1971) qui avant l'ouverture de l'Atlantique, était en continuité avec celui du Brésil (Blarez, 1986). Elle est caractérisée par deux (2) unités géologiques majeures inégalement réparties : un socle précambrien qui couvre 97,5% du territoire ivoirien et un bassin sédimentaire secondaire-tertiaire couvrant 2,5% du territoire formant une mince frange littorale.

Ce bassin sédimentaire doit son existence à l'ouverture de l'océan Atlantique probablement à la fin du Jurassique. Il occupe une superficie de 30000km² et s'étend de Sassandra à l'Ouest jusqu'à Axim au Ghana à l'Est. Le bassin sédimentaire ivoirien présente une partie émergée et une partie immergée. La structuration du bassin sédimentaire ivoirien s'est faite en quatre phases (Digbehi, 1987,1996 ; Sombo, 2002) à savoir : la phase rifting d'âge Barremien-Albien, la phase d'océanisation initiale au Cénomani-Sénonien, la phase d'océanisation maximum qui part du Campanien au Maastrichtien et la phase d'océanisation finale au Tertiaire.

La connaissance du bassin sédimentaire ivoirien s'est beaucoup basée sur les études sédimentologique, micropaléontologique et palynologique. La stratigraphie du bassin sédimentaire révèle la présence de formations

glauconieuses du Crétacé supérieur au Tertiaire. Ces glauconites qui se forment uniquement dans le milieu marin peuvent renseigner les différents mouvements eustatiques (transgression/régression). C'est dans cette optique que le présent travail étudie les glauconites des sondages Adia 5 et Adia 6 d'Adiaké du bassin sédimentaire Onshore de Côte d'Ivoire. Son objectif est d'étudier l'évolution post-dépôt de ces glauconites en vue d'une bonne compréhension des variations eustatiques dans cette partie du bassin et leur influence sur le framework, la porosité et la perméabilité des sables.

La zone d'étude se situe entre 3° 32' 20" et 3° 16' 58" de longitude Ouest et 5° 17' 55" et 5° 11' 24" de latitude Nord. Elle est située dans le bassin sédimentaire Onshore au Sud-Est d'Abidjan dans la région d'Adiaké plus précisément au Sud de la faille des lagunes (Fig. 1).

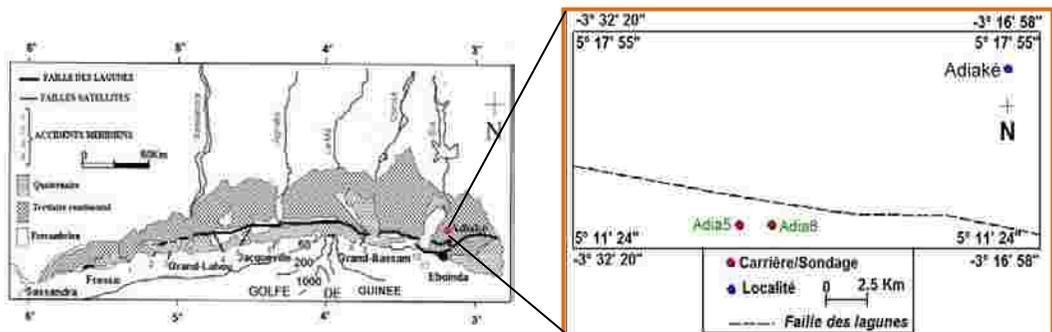


Fig. 1. Localisation des sondages Adia 5 et Adia 6

Matériel et Méthodes

Les glauconites étudiées proviennent de deux sondages d'Adiaké à savoir Adia 5 et Adia 6. Ces deux sondages sont distants d'environ 2 km. Ils sont situés au Sud de la faille des lagunes. L'étude se base sur la description lithostratigraphique au niveau macroscopique et microscopique. L'étude macroscopique consiste à décrire chaque échantillon brut issu des deux sondages à l'œil nu. La description microscopique se fait à la loupe binoculaire. Avant l'analyse à la loupe binoculaire, les échantillons sont lavés et séchés au travers de deux tamis de mailles décroissantes (125µm et 63µm). Le but est d'éliminer les autres argiles pour n'avoir que les nodules de glauconites associées autres éléments dont la taille est supérieur à 63µm. Toutes ces analyses ont été effectuées au Centre d'Analyses et de Recherche de la PETROCI (Société d'Opérations Pétrolières de Côte d'Ivoire).

La méthodologie utilisée pour identifier les différentes sortes de glauconites est celle proposée par Odin et Matter (1981) pour distinguer les différentes sortes de glauconites en fonction de leur environnement de dépôt.

En fonction de l'environnement de dépôt des glauconites, on particularise les glauconites allochtones, parautochtones et autochtones (Amorosi, 1997). Les deux premiers types sont des glauconites initialement autochtones qui ont subis un remaniement. Les glauconites allochtones sont associées aux dépôts non-marins qui ont subis un transport plus ou moins long. En ce cas, les grains allochtones sont arrondis avec une absence de craquelures pour les grains évolués et très évolués. La distribution spatiale des grains est sélective. Les grains parautochtones ont des craquelures émoussées. Ils ont subis une reprise sédimentaire sans être transportés ou peu transportés. Les autochtones sont les glauconites formées sur place et non remaniées.

Résultats

Les résultats concernent la description macroscopique à l'œil nu associé à celle effectuée à la loupe binoculaire.

Description lithostratigraphique du sondage Adia 5

La description lithostratigraphique du sondage Adia 5 porte sur quatre (4) types de faciès : les sables, les grès, la glauconie et les carbonates. On peut distinguer dans ce sondage trois intervalles : intervalle A5.1, intervalle A5.2 et intervalle A5.3. La profondeur de ce sondage est égale à 70m.

- Intervalle A5.1 (70-61m)

On rencontre dans cet intervalle des sables quartzeux et des grès bitumineux. Les sables quartzeux sont compris dans le sous-intervalle (70-62m). Ils sont moyens à grossiers avec une couleur qui passe de l'orange jaunâtre sombre (64-63m) au gris jaunâtre (70-65m). Leur épaisseur avoisine 9m. La minéralogie de ces sables est composée de traces de glauconites et de muscovites. Les proportions de la glauconite et de la muscovite augmentent dans ces sables de 0 à 2,5% chacun dans le sens de la sédimentation.

Les grès bitumineux sont des grès à grains moyens. Ils sont compris dans le sous-intervalle (62-61m). Ils sont composés en majorité de quartz. Les autres minéraux, s'ils sont présents, restent pour l'instant invisibles. Le paléoenvironnement de cet intervalle est fluvio-deltaïque.

- Intervalle A5.2 (61-39m)

L'intervalle A5.2 permet de distinguer des sables, des sédiments hybrides et des calcaires à lumachelles. Ces différentes formations peuvent être réparties entre cinq sous-intervalles.

- **Sous-intervalle (61-52m)**

On ne rencontre que des glauconies friables dans ce sous-intervalle. Ces glauconies sont autochtones évoluées à très évoluées dans le sens de la sédimentation. Elles sont très fines. Les glauconies sont constituées de nodules très fines de glauconites de taille égale à 63µm. On retrouve aussi des tailles de l'ordre des silts. Les glauconites sont sans craquelures et très

arrondies. Mais à partir de la cote 60m, on observe des glauconites à craquelures. Leur couleur varie du gris verdâtre sombre au vert olive grisâtre dans le sens du forage. Elles renferment des silts quartzeux. Ces glauconies réagissent à l'HCl à la cote 55m d'où la présence de carbonate. Cette réaction est due à la présence de débris de tests carbonatés dans ces glauconies (Fig. 2). Ce sous-intervalle représente un substratum de glauconitisation du sondage Adia 5. Le substratum n'est pas totalement dissous. Les nodules de glauconites sont vert-bleu clair. La glauconitisation traduit la manifestation d'une transgression dans ce sous-intervalle. La présence de débris de tests dans le faciès glauconie suggère un milieu marin de type plateau continental peu profond dysoxyque à suboxyque.

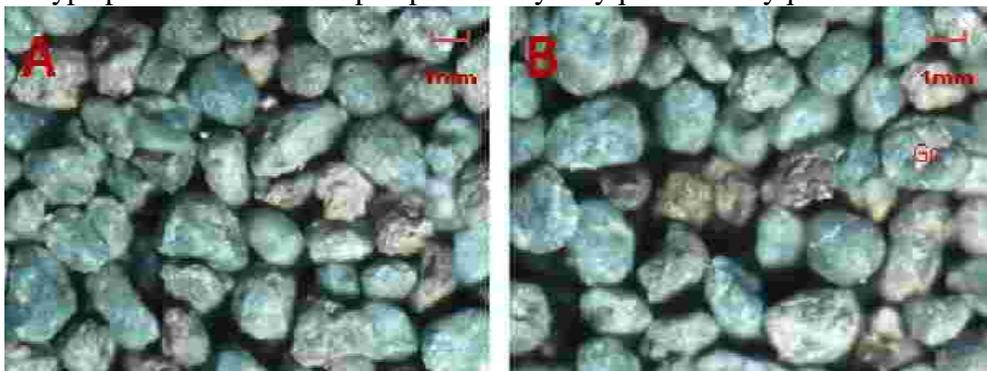


Fig. 2. A et B : Glauconites autochtones de la cote 60m (Gc : glauconite à craquelures). GX7.

- **Sous-intervalle (52-48m)**

Ce sous-intervalle est défini par la présence de carbonates. Ce sont des carbonates lumachelliques qui ont été formés par l'accumulation de tests carbonatés d'organismes marins. Leur couleur varie du gris-jaunâtre au jaune foncé (Photo 2A). Ces carbonates renferment des nodules de glauconites autochtones très fines (20%). Parmi ces nodules de glauconites 17,5% sont oxydées donnant ainsi des nodules ferrugineux. On retrouve des traces de grains de quartz. La proportion des nodules de glauconites et des nodules ferrugineux diminuent respectivement de 15% à 10% et de 25% à 10% dans le sens du forage. Ces carbonates sont encroûtés entre la cote 49m et la cote 48m donnant ainsi un hard-ground extrêmement dure (Fig. 3). L'hard-ground traduit un arrêt de sédimentation dû à une transgression qui a favorisé l'encroûtement de la surface des carbonates. La transgression débutée dans le sous-intervalle (61-52m) s'est poursuivie dans ce sous-intervalle créant des milieux défavorables aux organismes. Ceci a entraîné leur mort et leurs tests se sont accumulés pour former ces calcaires. Le paléoenvironnement passe de marin peu profond à marin profond.

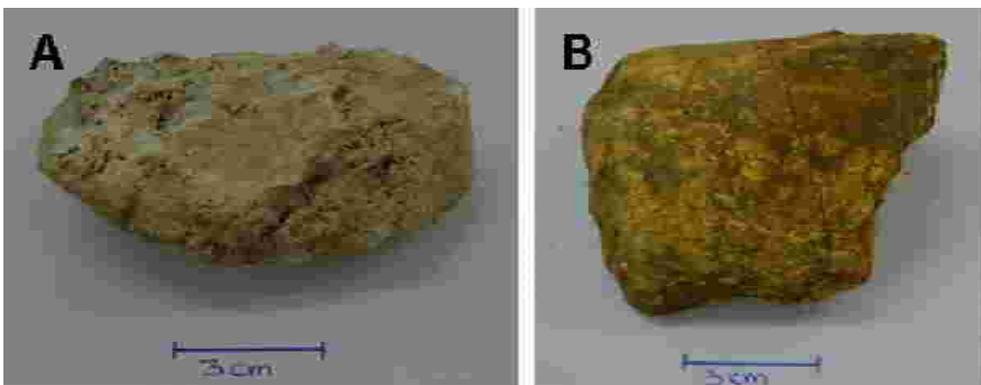


Fig. 3. A : Roches carbonatées de la cote 50m ; B : hard-ground de la cote 49m

- **Sous-intervalle (48-44m)**

Dans Ce sous-intervalle, on rencontre des glauconies friables. Ces glauconies sont composées de glauconites moyennes peu oxydées et de nodules ferrugineux issus de l'oxydation des glauconites. Les nodules des glauconites sont très arrondis. On remarque des glauconites à craquelures qui se trouvent souvent oxydées. Ces glauconites sont autochtones très évoluées et parfois oxydées (Fig. 4). L'oxydation de ces glauconites se fait de la périphérie vers le cœur de la glauconite. Les glauconites oxydées donnent des ocres rouge, jaune et brune qui sont des pigments composés de kaolinites et d'oxydes (hématite) et hydroxydes de fer (goethite et limonite). Les glauconites autochtones oxydées témoignent d'une régression dans ce sous-intervalle. Cette régression a exposé en surface les glauconites qui se sont par la suite oxydées. Les glauconites ont une coloration qui varie du brun jaunâtre sombre au brun jaunâtre très foncé. Elles présentent dans sa fraction de 63 μ m une abondance de grains de quartz. Les différents nodules ferrugineux comportent également des silts quartzeux. Les glauconies de ce sous-intervalle contiennent des minéraux carbonatés à la cote 45m dus à la présence de débris de test carbonatés à cette cote. Le milieu caractéristique évolue de marin peu profond à continental oxydé.



Fig. 4. A et B : glauconites autochtones oxydées de la cote 45m (A : GX4 et B : GX1,5)

- **Sous-intervalle (44-42m)**

Ce sont des grès quartzo-glaucifères à muscovite qui définissent ce sous-intervalle. Ces grès sont très fins à fins et friables à matrice argileuse. Ils ne contiennent pas de carbonates. La matrice est constituée d'argile kaolinique. Leur composition minéralogique moyenne est constituée pour les minéraux tels que la glauconite (35%) et la muscovite (7,5%). Le pourcentage de la glauconite augmente dans le sens du forage de 30% à 40%. Ces glauconites sont allochtones. C'est l'effet contraire pour la muscovite qui diminue de 10% à 5%. La couleur est gris-olive entre les cotes 44 et 43m et gris-moyen à gris-sombre entre la cote 43m et la cote 42m. L'exposition des glauconites en subsurface du sous-intervalle (48-44m) a permis à ces glauconites d'être repris dans la sédimentation, les rendant ainsi allochtones. Cette reprise est due aux différents chenaux créés après la régression. Ces chenaux sont des chenaux fluviaux. Le milieu de dépôt est donc continental de type fluvial voire fluvio-deltaïque ou estuarien.

- **Sous-intervalle (42-39m)**

Dans ce sous intervalle ce sont des grès à ciment ferrugineux que l'on rencontre. Ces grès sont friables, fins à moyens et micacés. Le ciment ferrugineux provient de l'oxydation des nodules de glauconites qui ont fourni au milieu un pigment rouge. Les grains de quartz présents dans ces grès sont des quartz hématoïdes (Schumann, 2007). Les quartz hématoïdes sont composés de quartz jaunes ou citrines, de quartz bruns et de quartz rouge. Mais dans la fraction 63µm, le pourcentage des hématoïdes diminue pour atteindre 50% de quartz colorés et 50% quartz blancs. Les grès peuvent être catégorisés en trois (3) types en fonction de leur minéralogie : les grès quartzeux, les grès quartzeux glauco-micacés et les grès quartzeux micacés.

Les grès quartzeux micacés montrent dans leur composition minéralogique, de la muscovite (10%) et de la glauconite (5%). Ils sont localisés entre la cote 42m et la cote 41m. L'épaisseur est environ 1m. Les sables quartzeux glauco-micacés ont une épaisseur d'environ un mètre. Ils se situent entre la cote 41m et la cote 40m. Leur composition minéralogique est composée de muscovite (15%) et de glauconite (10%). Les grès quartzeux caractérisent les cotes 40 à 39m et sont composée de 7,5% de glauconite et de 2,5% de mica. L'épaisseur est d'un mètre. On rencontre dans ces grès de la kaolinite (Fig. 5). Les glauconites présentes sont allochtones. L'environnement de dépôt reste toujours continental.

La couleur des grès fins à moyens varie du brun clair au brun modéré. Ces sédiments ont été très oxydés favorisant ainsi l'inclusion du fer dans les grains de quartz donnant ainsi la coloration brun et jaune à ceux-ci. La cote 42m est la cote la plus oxydée.

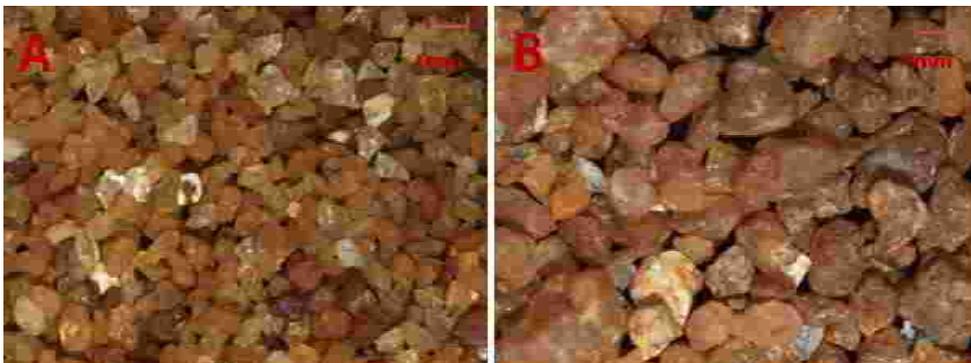


Fig. 5. Quartz hématoides (A-41m : GX1,5 et B-40 : GX1,5)

- Intervalle A5.3 (39-0m)

Les sables sont principalement quartzeux avec quelque fois des minéraux caractéristiques dans la fraction $63\mu\text{m}$. Ils représentent les sédiments de l'intervalle A5.3. Ils ne renferment pas de minéraux carbonatés. On différencie trois catégories de sables en fonction de la taille des éléments. Ce sont les sables très fins à fins, les sables moyens à grossiers et les sables grossiers à très grossiers. Ces sables sont repartis dans quatre sous-intervalles.

- **Sous-intervalle (39-38m)**

Dans cet intervalle, on ne rencontre que les sables très fins à fins. Ces sables n'ont qu'environ un mètre d'épaisseur. Ce sont des sables quartzeux micacés. Leur coloration est jaune grisâtre. Ils sont composés de muscovite (10%) et de glauconite (1%).

- **Sous-intervalle (38-25m)**

Les sables quartzeux moyens à grossiers caractérisent ce sous-intervalle. Leur couleur varie de l'orange très pâle à l'orange grisâtre. On remarque la présence de la tourmaline (3%), de la muscovite (3%) et de la glauconite (2%). La kaolinite est présente. Les quantités de la muscovite, de la glauconite et de la kaolinite augmentent respectivement avec la profondeur de 0 à 5%, de 0 à 2% et de 0 à 3%. La tourmaline diminue avec la profondeur de 5 à 2,5%.

- **Sous-intervalle (25-14m)**

Ce sous-intervalle comprend les sables quartzeux grossiers à très grossiers. L'épaisseur de ces sables est égale à environ 11m. Leur couleur varie de l'orange très pâle à l'orange grisâtre. La kaolinite est présente.

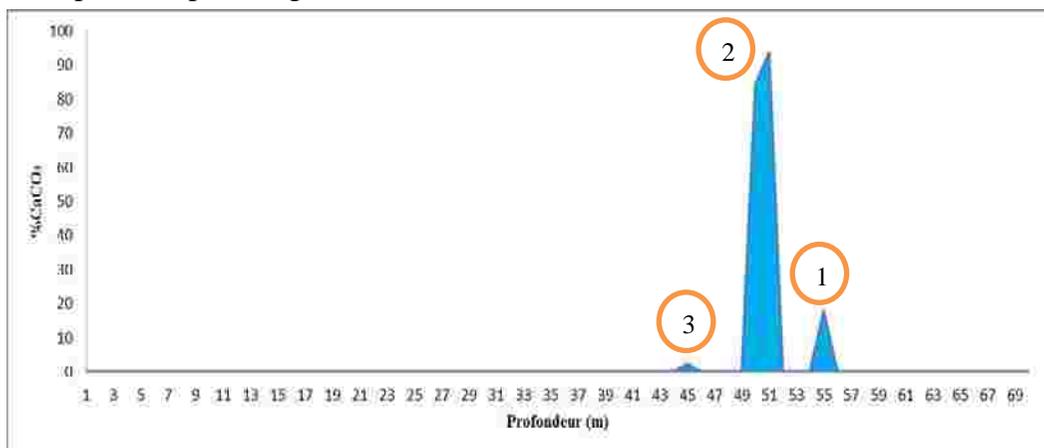
- **Sous-intervalle (14-0m)**

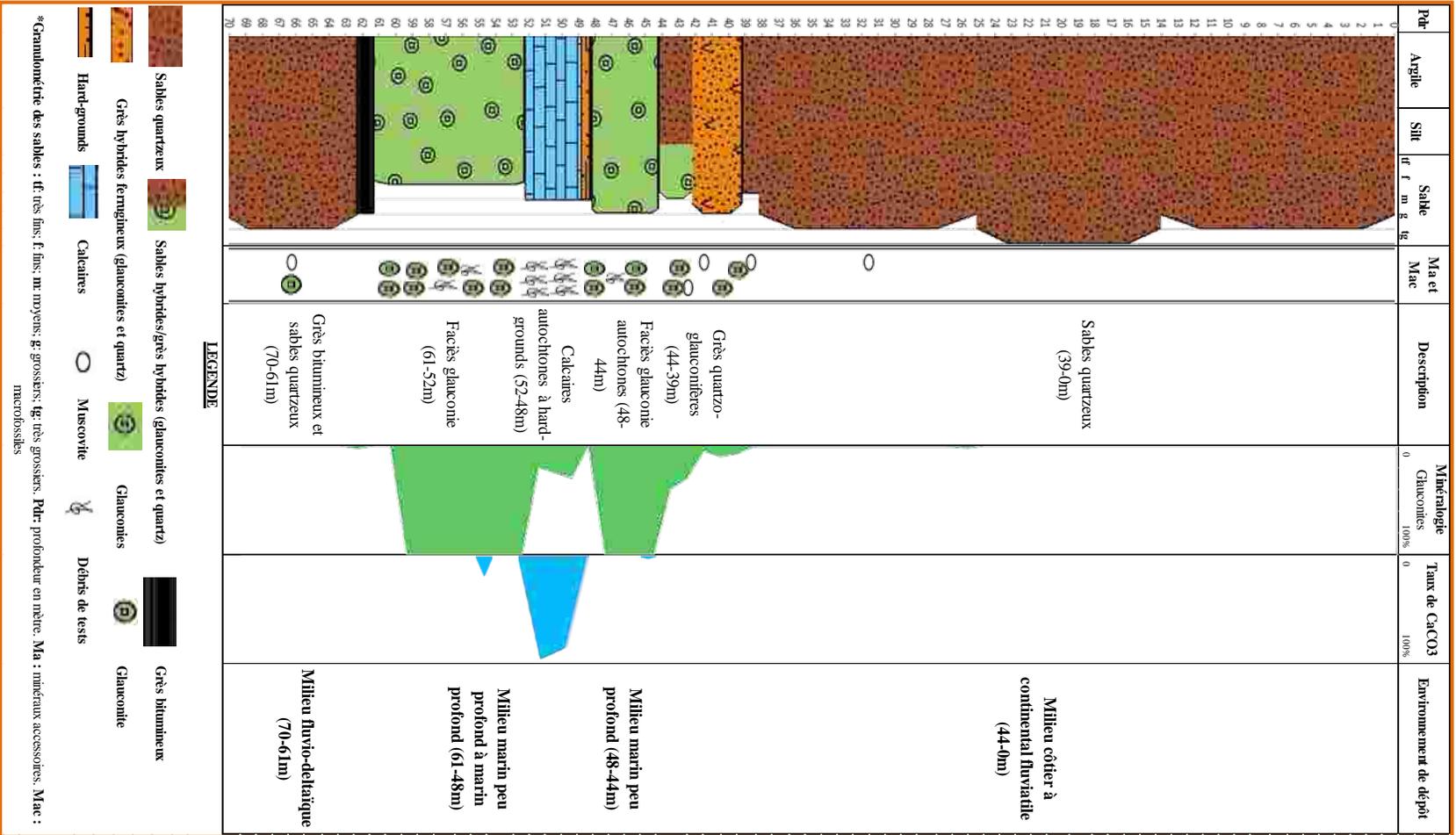
C'est encore des sables quartzeux moyens à grossiers qu'on rencontre de ce sous-intervalle. Leur couleur varie de l'orange très pâle à l'orange grisâtre mais à la cote 1m et la cote 5m, la coloration est brune jaunâtre.

Les glauconites rencontrées dans l'intervalle A5.3 sont allochtones. Le paléoenvironnement de l'intervalle A5.3 est continental.

Dans le sondage Adia 5, on assiste à une transgression qui permet le passage d'un milieu fluvio-deltaïque à un milieu marin de type plateau continental peu profond entre les cotes 70m et 48m. La poursuite de la montée des eaux marines a permis l'encroutement des calcaires entre la cote 49m et la cote 48m faisant passer le milieu marin peu profond à un milieu marin profond. Cette montée d'eau marine est suivie par une régression qui permet une nouvelle formation de glauconite entre les profondeurs 48m et 44m. La régression s'accroît à partir de 44m jusqu'à la cote 0m favorisant l'exposition des glauconites en surface et une reprise dans la sédimentation des glauconites autochtones. Le milieu passe alors de marin profond à continental. Les quartz rencontrés dans ce sondage sont arrondis à très arrondis et émoussés luisants. Leur sphéricité est élevée. On remarque dans ce sondage que la quantité de muscovite et celle de la glauconite présentent une corrélation négative.

Le test à HCl est positif à certaines cotes de ce sondage. Les roches de ce sondage soumises à l'analyse calcimétrique présentent trois principaux pics (Fig. 6). Le pic 1 montre un pourcentage de 17,56% de CaCO_3 . Cette présence de carbonate de calcium est due aux débris de tests carbonatés que renferment les sédiments à cet intervalle. Le pic est remarquable entre la cote 55m et la cote 54m. Le pic 2 présente le plus fort pourcentage de CaCO_3 dans ce sondage. Le pourcentage de CaCO_3 varie de 93,48% à 84,22% entre la cote 52m et la cote 49m. Ces carbonates sont donc des calcaires marneux biochimiques formés par l'accumulation de débris de tests carbonatés. Le pic 3 quant à lui présente de rares carbonates de calcium voire absents. Il montre un pourcentage de 2,09% entre la cote 45m et la cote 44m. Cela est dû aux rares débris observés à ces cotes. Le log lithostratigraphique de ce sondage est présenté par la figure 6.





Description lithostratigraphique du sondage Adia 6

La lithostratigraphie du sondage Adia 6 est composée de trois (3) types de faciès à savoir : les sables hybrides, les sables et les argiles. La profondeur de ce sondage est de 55m. Ces différentes formations permettent de distinguer deux intervalles : l'intervalle A6.1 et l'intervalle A6.2.

- Intervalle A6.1 (55-24m)

Cet intervalle est caractérisé par la présence de sables hybrides composés de quartz et de glauconites parfois micacés à intercalation de sables quartzeux micacés. Ces sables sont de trois (3) types : sables quartzo-glauconifères, sables glauco-quartzeux, sables quartzeux micacés. Ces roches sont réparties dans six sous-intervalles.

- **Sous-intervalle (55-53m)**

Ce sont des sables quartzo-glauconifères qu'on rencontre dans ce sous-intervalle. Les glauconites sont oxydées. Ces sédiments sont colorés en orange grisâtre. Ces sables sont moyens à grossiers et sont caractérisés par la présence de carbonates à la base (à la cote 55m). Ces carbonates sont des carbonates biochimiques car ils sont constitués de débris de coquille. Ces débris de coquilles font une effervescence rapide avec de l'acide chlorhydrique dilué à 10%. Ceci laisse dire que ces coquilles sont constituées de calcite. Ces sables sont constitués de glauconite (10%), de muscovite (3%) et de débris de coquille (5%). On rencontre parmi ces débris de coquille des tests entier de gastéropodes. A la surface de ces sables mixtes on rencontre des grès moyens à ciment ferrugineux. Ces grès sont compris entre la cote 54m et la cote 53m. Les glauconites oxydées traduisent qu'il s'est produit une régression qui a favorisé l'exposition de ces sédiments en subsurface au-dessus de la zone de battement des eaux.

- **Sous-intervalle (53-51m)**

Dans ce sous-intervalle, on rencontre également des sables quartzo-glauconifères mais cette fois les tests carbonatés sont absents. Ces formations présentent une granulométrie moyenne. Ces sables sont caractérisés par une abondance de glauconite (40%). Ces formations présentent une coloration gris-vert foncé et jaune-orange foncé.

- **Sous-intervalle (51-50m)**

Les sables glauco-quartzeux se rencontrent principalement dans ce sous-intervalle. Ces sables sont moyens à grossiers. Ils sont de couleur gris-vert foncé. Ils sont composés de 45% de glauconite et de 35% de quartz. La plupart des glauconites sont peu oxydées. Certaines sont totalement oxydées et donnent des nodules ferrugineux d'une proportion de 15%. Les carbonates sont absents dans ce sous-intervalle.

Les glauconites des sous-intervalles (55-53m), (53-51m) et (51-50m) sont des glauconites para-autochtones à craquelures issues de la remobilisation de leurs équivalentes autochtones (Fig. 8). Les craquelures

sont occupées par la kaolinite. On observe des microexfoliations sur certaines glauconites.



Fig. 8. Glauconites para-autochtones à craquelures de la cote 51m à la cote 50m (GX3) avec des microexfoliation (Ge)

- **Sous-intervalle (50-40m)**

Les sables quartzo-glauconifères sont encore présents dans ce sous-intervalle. Leur granulométrie diminue dans le sens de la sédimentation. La taille évolue de moyen-grossier à fin-moyen entre 50 et 40m. La proportion moyenne des nodules de glauconites est égale à 27,5%. Elle varie de 35% à 5% dans le sens de la sédimentation. On rencontre également de la muscovite (7,5%). Ces sédiments ont une coloration qui varie de l'orange modérément violacé et vert modérément jaunâtre à gris-vert foncé et orange très clair.

- **Sous-intervalle (40-38m)**

Dans ce sous-intervalle, on ne distingue que les sables quartzeux micacés. Leur couleur est vert modérément jaunâtre. Ils sont moyens à grossiers. Ces sables hybrides sont caractérisés par une abondance très remarquable de muscovite (25%). On rencontre la glauconite (5%) et des granules de kaolinite. Ces sables ne contiennent pas de carbonates.

- **Sous-intervalle (38-24m)**

Les sables quartzo-glauconifères à muscovites caractérisent ce sous-intervalle. Ce sont de sables fins à moyens à coloration variant du gris-jaunâtre et vert-jaunâtre modéré à 30m au orange-violet modéré et vert-jaunâtre modéré à 38m. Ils sont constitués d'une abondance de glauconite (22,5%) et de muscovite (17,5%). Les carbonates sont absents. On retrouve également des granules de kaolinite. Dans ce sous-intervalle, la proportion de la glauconite augmente avec la profondeur tandis que celle de la muscovite diminue. Entre 26m et 24m de profondeur, ces sables deviennent des sables quartzeux micacés à glauconites. Ces sables sont fins à moyens. Leur couleur est gris-jaunâtre. Ils sont composés de muscovite (30%) et de glauconite (12,5%). Les granules de kaolinite sont présents.

Les glauconites présentes entre la cote 50m et la cote 24m sont des glauconites allochtones qui proviennent du transport des glauconites autochtones saines et oxydées. Cela a entraîné la disparition des craquelures (Fig. 9). Ces glauconites sont délavées et souvent blanchies. Elles sont d'autant plus délavées lorsqu'on évolue dans le sens de la sédimentation (de 50 à 24m). Les microexfoliations s'observent également sur certains grains. Le paléomilieu est fluvio-deltaïque. Dans ce sondage, à la cote 54m, il y a eu un arrêt de sédimentation favorisant la formation des grès ferrugineux à ladite cote dû à l'exposition en subsurface des sédiments. L'intervalle A6.1 est corrélé au sous-intervalle (44-39) du sondage Adia 5.



Fig. 9. Glauconites allochtones délavées avec des grains blanchis (A-30m : GX3 et B-25m : GX6. Gst : glauconites saines transportées, Got : glauconites oxydées transportées) et des grains microexfoliés (Ge).

- Intervalle A6.2 (24-0m)

Cet intervalle est caractérisé par deux cycles de sédimentation composés de sables et de kaolins secondaires. On distingue les sables quartzeux micacés et les sables quartzeux non micacés. Ils sont regroupés dans deux sous-intervalles. Ces formations signalent la présence de paléochenaux de type fluvatile. Le paléoenvironnement est donc continental fluvatile.

- **Sous-intervalle (24-13m)**

Il contient des sables quartzeux micacés. La couleur de ces sables est gris-jaunâtre. Ils présentent une variation de granulométrie. Ils sont très fins à fins avec des granules de kaolinites de 24 à 23m. Ils sont principalement grossiers entre 23 et 19m. Ils deviennent moyens à grossiers entre 18 et 15m et fins à moyens de la cote 15m à la cote 13m. Aussi, existe-t-il un banc de kaolins secondaires blanchâtre entre la cote 19m et la cote 18m. Ces kaolins sont composés de silts quartzeux et de kaolinite. Ces sables hybrides sont caractérisés par une abondance de muscovite (25%) avec de rares glauconites (5%).

Les glauconites de ce sous-intervalle sont des glauconites allochtones très délavées donnant des grains blanchâtres (Fig. 10). Ces grains ressemblent à la kaolinite. On remarque aussi que la quantité de glauconites et celle de la muscovite présentent une corrélation négative.



Fig. 10. Glauconites allochtones délavées de la cote 20m (GX6).

- **Sous-intervalle (13-0m)**

Ce sous-intervalle est composé de sables quartzeux dont la coloration varie à mesure qu'on se rapproche de la surface atmosphérique. La couleur de ces sables varie du gris-jaunâtre au jaune-orangé sombre entre la cote 13m et la cote 7m. Entre 7m et 1m, la couleur varie du jaune au jaune-orangé sombre. De 1 à 0m, les sables présentent une couleur grise qui est due aux activités biologiques de surface. C'est le sol pédologique. Les sables sont moyens à grossiers. Ce sous-intervalle est aussi caractérisé par la présence d'un banc de kaolins secondaires blanchâtres entre les profondeurs 8m et 7m. On rencontre des granules de kaolinites et de rares muscovites. Les grains de quartz sont tachetés d'oxydes de fer.

Le sondage Adia 6 est caractérisé par une régression qui a mis à la disposition de l'érosion des glauconites autochtones. Ces glauconites ont été remobilisées pour se retrouver dans des chenaux fluviaux. Le paléoenvironnement est passé dans ce sondage du type fluvio-deltaïque au type continental fluvial. Ce sondage n'a pas révélé la transgression observée dans le sondage Adia 5 à cause de sa profondeur. Les quartz présents dans le sondage Adia 5 sont émoussés luisants à sphéricité élevée. Les quartz de ce sondage sont arrondis à très arrondis (Fig. 11).

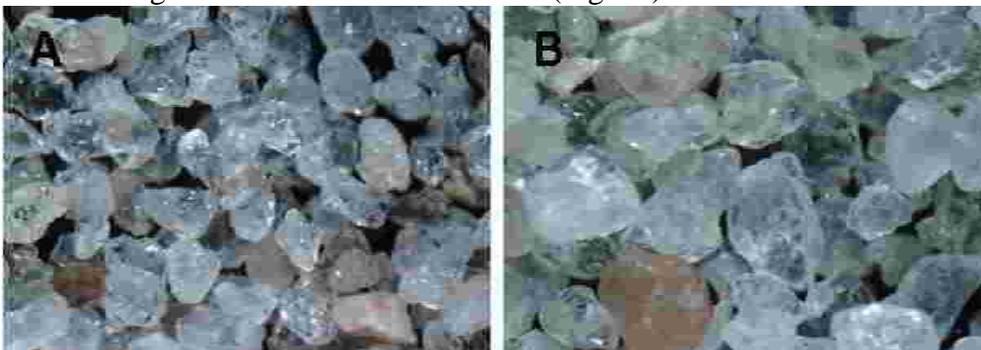


Fig. 11. A et B : Quartz émoussés luisants, arrondis à très arrondis et à sphéricité élevée (GX4).

Le test à l'HCl des roches de ce sondage a mis en évidence la présence de rares carbonates entre la cote 55m et la cote 54m. Aussi, l'étude calcimétrique de ces roches n'a présenté uniquement qu'un pourcentage de 1,89% de carbonate de calcium entre les cotes 55m et 54m. Le log lithostratigraphique est représenté par la figure 12.

La présence des glauconites a permis de mettre en évidence une transgression dans le sondage Adia 5 et une régression dans les sondages Adia 5 et Adia 6. Ces deux mouvements eustatiques sont caractérisés respectivement par des glauconites autochtones et des glauconites para-autochtones à allochtones.

Discussion

Les glauconites sont instables dans les milieux lessivés et dans les milieux aériens. Dans ces deux milieux, elles se déstabilisent par perte de K^+ en s'exfoliant. Le lessivage et l'exposition des glauconites en milieu aérien sont occasionnés par la régression. Si elles sont soumises à un lessivage, elles donnent de la kaolinite et peut être de la muscovite. Ce sont les plaquettes détachables par exfoliation qui donneraient cette muscovite et le reste du corps donne la kaolinite. Cette muscovite peut donner la kaolinite lorsqu'elle est aussi lessivée.

Par contre, si les glauconites sont exposées en milieu aérien ou en subsurface, elles s'altèrent pour donner de l'ocre qui peut être jaune, brun ou rouge en fonction de la présence d'oxydes ou hydroxydes de fer. Les ocres sont un mélange de fer et de kaolinite. Les ocres jaune et brun traduisent la présence d'hydroxydes de fer qui sont respectivement la goethite et la limonite. L'ocre rouge suggère une présence d'hématite qui est un oxyde de fer. Si les glauconites oxydées sont présentes dans du sable, elles finissent par transformer ces sables en grès ferrugineux à cause de la présence de l'ocre qui joue le rôle du ciment ferrugineux. C'est le cas, des grès ferrugineux observés dans ces deux sondages. Le ciment ferrugineux provient de l'oxydation des glauconites.

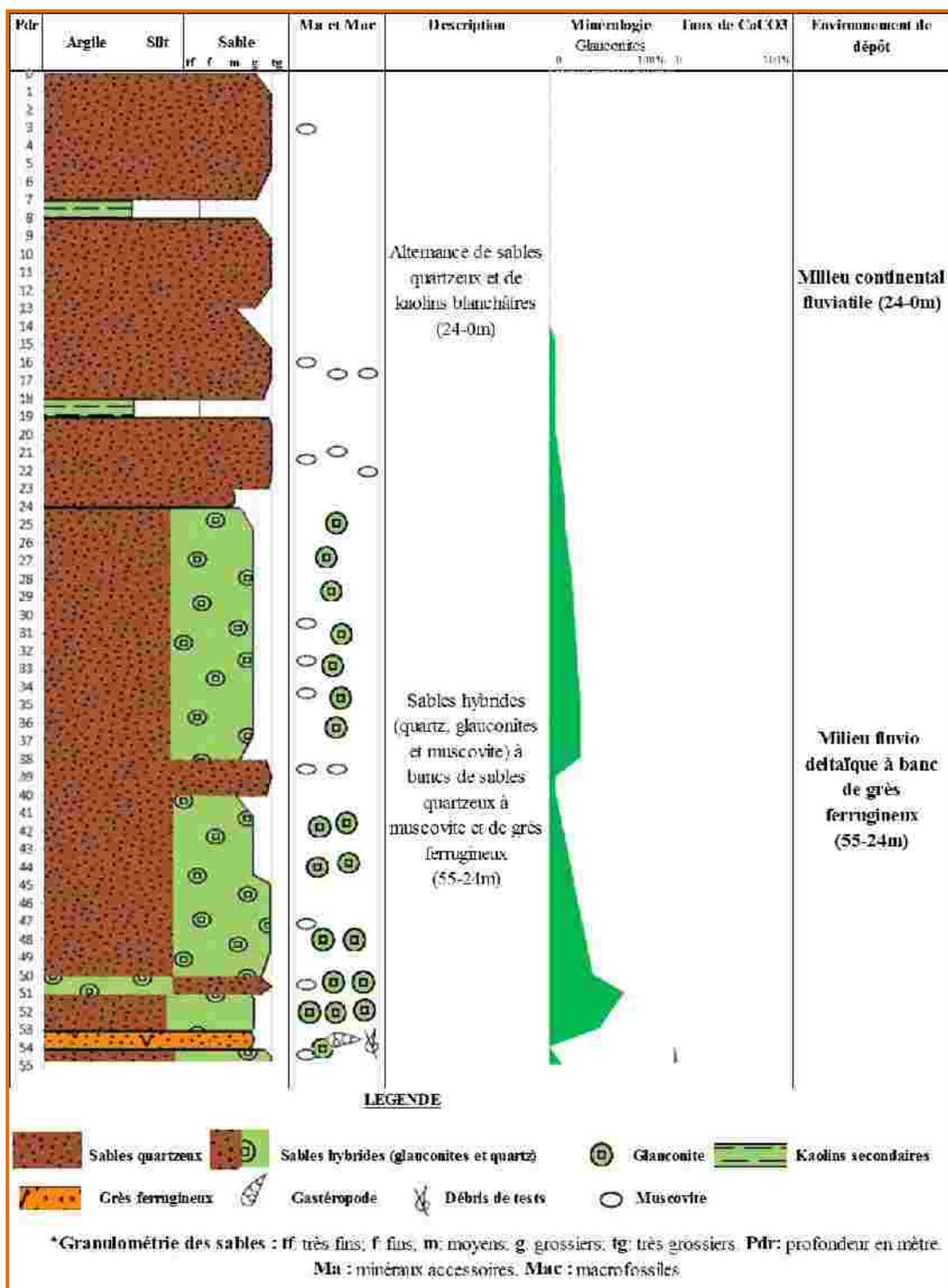


Fig. 12. Log lithostratigraphique du forage Adia 6

Cette étude est en conformité avec celle réalisée par VELDE (2005). Il a montré que la glauconite est instable en surface. Elle a tendance à s'oxyder pour former l'ocre dans les sables. L'oxydation de la glauconite peut se traduire comme suite (Fig. 13) :

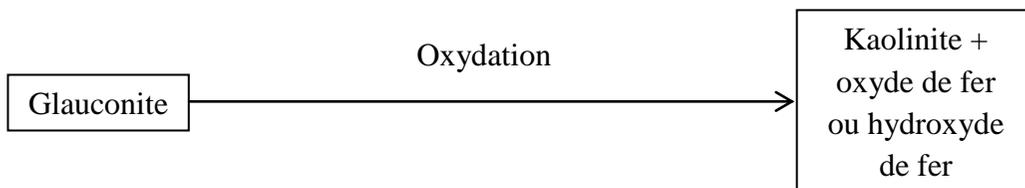


Fig. 13. Transformation des glauconites en kaolinite et en oxydes et hydroxydes de fer

L'altération des glauconites apporte donc dans le milieu de sédimentation de la kaolinite néoformée ou de l'ocre qui peut former un ciment ferrugineux. La présence de la kaolinite et de l'ocre dans les sables réduit leur framework, leur porosité et leur perméabilité en apportant de l'argile et du ciment ferrugineux dans le milieu de sédimentation.

Conclusion

L'évolution spatiale et temporaire des glauconites a permis de mettre en évidence dans l'ensemble des deux sondages deux mouvements eustatiques à savoir la transgression et la régression. La transgression favorise la formation des glauconites autochtones et d'hard-grounds. Quant à la régression, elle permet aux glauconites d'être exposée dans le milieu aérien ou en sub-surface. Ces glauconites sont des glauconites para-autochtones ou allochtones. Cette étude a montré que les glauconites s'altèrent pour former de la kaolinite, des oxydes de fer (hématite) et des hydroxydes de fer (goethite et limonite) et peut être de la muscovite en petite paillette. Les glauconites allochtones peuvent apporter des argiles (kaolins) ou des ciments ferrugineux (ocre) dans le milieu de sédimentation des sables réduisant ainsi leurs propriétés physiques (framework, porosité et perméabilité). L'apport de l'ocre transforme les sables quartzeux en grès ferrugineux. Les quartz de ces grès sont alors colorés en brun ou en jaune (quartz hématoïde).

References:

Amorosi alessandro, 1997. Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony ; a tool for provenance research. Sedimentary Geology. In Encyclopedia of Earth Sciences Series : Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. Gerard V. Middleton. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Canada, pp. 332-333.

Blarez E., 1986. La marge continentale de la Côte d'Ivoire-Ghana. Structure et évolution d'une marge continentale transformant, thèse d'Etat, Paris VI (France), 188p.

Digbehi Z.B., 1987. Etudes comparées de la sédimentation des premiers stades d'ouvertures de l'Atlantique – Golfe de Guinée – Golfe de Gascogne. Sédimentologie, Biostratigraphie. Thèse de doctorat, Univ. Pau, 366p.

Digbehi Z.B., Téa Y.J., Yao K.R., Boblai G., 1996. Contribution to the palynological and palaeoenvironmental study of Campanian and Maastrichtian series of Côte d'Ivoire offshore basin. *Mediterranean Geol.*, XXIII (2) : 155-171.1996.

Gerard V. Middleton, 2003. Encyclopedia of Earth Sciences Series : Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Canada, 821p.

Mackenzie Fred T., H. D. Holland, K. K. Turekian, 2005. Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, Treatise on Geochemistry Volume 7. Elsevier-pergamon, Oxford, 425p.

Odin G.S., Matter A., 1981. De glauconiarum origine. *Sedimentology*. In Encyclopedia of Earth Sciences Series: Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks.GERARD V. MIDDLETON.SEPM (Society for Sedimentary Geology), Canada, pp. 331-332.

Schumann W., 2007. Guide des pierres et minéraux : Roches, gemmes et météorites traduit par Thérèse Dorsaz-Montredon. Edition française : Delachaux et Niestlé SA, PARIS, 380p.

Sombo B.C., 2002. Etude de l'évolution structurale et sismo – stratigraphique du bassin sédimentaire offshore de Côte d'Ivoire, marge passive entaillée d'un canyon. Thèse de Doctorat d'Etat Sc. De la Terre. Univ d'Abidjan (Côte d'Ivoire), 304p.

Tagini B., 1971. Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de géotectonique régionale. Thèse Doctorat Etat ès Sciences Naturelles. Lausanne, 302p.

Velde B., 2005. Green Clay Minerals. In Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, Treatise on Geochemistry Volume 7. Mackenzie Fred T., H. D. Holland and K. K. Turekian. Elsevier-pergamon, Oxford, pp.311-314.

République de Côte d'Ivoire

UNION-DISCIPLINE-TRAVAIL

Ministère de l'Enseignement Supérieur
et de la Recherche Scientifique

Université Félix Houphouët-Boigny de Cocody



UFR des Sciences de la Terre
et des Ressources Minières



PERMIS D'IMPRIMER

DOCTORAT UNIQUE EN SCIENCES DE LA TERRE

Présenté par Monsieur **ASSALE Fori Yao Paul**

THEME : « Caractérisation sédimentologique, palynologique, géochimique et paléoenvironnementale des formations sédimentaires connexes à la faille des lagunes (Est du bassin onshore de Côte d'Ivoire) ».

Vu et approuvé

Abidjan, le 29 Janvier 2014

Le Doyen

Prof. BOFFOUE Moro Olivier



Vu et Permis d'Imprimer

Abidjan, le 29 Janvier 2014

**Le Président de l'Université Félix
Houphouët Boigny**

