



Thèse

présentée pour l'obtention du grade de
Docteur de l'Université de Strasbourg
Ecole doctorale Sciences de la Terre et de l'Univers
mention : Sciences de la terre

Spécialité : Sédimentologie

Les séries sédimentaires fluviales, lacustres et éoliennes du bassin du Tchad depuis le Miocène terminal.

Par

MOUSSA Abderamane

Soutenue publiquement le 16 septembre 2010 devant les membres du jury :

DURINGER Philippe	MC HDR, Université de Strasbourg	Directeur de thèse
SCHUSTER Mathieu	CR CNRS, Université de Strasbourg	Co-directeur de thèse
MANATSCHAL Gianreto	Prof. Université de Strasbourg	Rapporteur
TIERCELIN Jean-Jacques	DR CNRS, Université de Rennes	Rapporteur
OTERO Olga	MC HDR, Université de Poitiers	Rapporteur
BOUCHETTE Frédéric	MC, Université de Montpellier 2	Examineur
MACKAYE Hassan Taïso	MC, Université de N'Djamena (Tchad)	Examineur
ROQUIN Claude	CR HDR, CNRS, Université de Strasbourg	Examineur

REMERCIEMENTS

Au moment de mettre sous presse cette thèse, il m'est agréable de remercier tous ceux et celles qui m'ont aidé, soutenu et encouragé durant ces trois années de thèse. Je saisis cette occasion pour exprimer sincèrement ma gratitude et dire un grand merci à Monsieur le Professeur Michel Brunet sans qui ce travail n'aurait jamais vu le jour. Il est l'initiateur de tous les travaux paléontologiques et sédimentologiques effectués au Tchad depuis le milieu des années quatre-vingt-dix. C'est encore lui qui a pesé de son poids pour m'obtenir une bourse d'étude « pleine » pour que je puisse mener à bien ce travail. Qu'il en soit encore une fois mille fois remercié pour m'avoir fait participer à cette grande aventure tchadienne.

Il m'est également agréable d'exprimer ma gratitude à de nombreuses personnes qui de loin ou de près m'ont apporté leur aide sous diverses formes. Ce fut un honneur et un grand plaisir de travailler sous la direction de Philippe DURINGER. Un grand merci à celui à qui je dois toute mon aventure dans ce monde de la sédimentologie : il est le père et le témoin privilégié de ces quatre belles années que je viens de passer à Strasbourg. Il n'a ménagé ni son temps, ni ses efforts pour assurer son rôle de guide. Pour me résumer, je dirais qu'il m'a donné à la fois des racines et des ailes. Mais au-delà de ce rôle de guide, Philippe m'a apporté toute son affection, parfois à la manière d'un père et d'un fils avec qui j'ai beaucoup appris au laboratoire comme sur le terrain. C'est une tranche de vie une leçon de la vie. Je saisis cette occasion pour lui exprimer toute ma gratitude, un grand merci du fond du cœur.

Je ne peux évidemment oublier Mathieu Schuster mon co-directeur de Thèse qui a pris sa part de travail dans cet encadrement de thèse. Je me dois de le remercier pour tout le temps passés ensemble, particulièrement celui passé sur le terrain, le long du littoral Français (Mt St Michel, Cotentin, Picardie), et au Tchad... Il m'a fait bénéficier de son expérience dans la connaissance de la sédimentologie du bassin du Tchad. Avec lui j'ai appris ce que signifiait les mots méthode de travail et, « rigueur de la démarche scientifique ». Je lui suis particulièrement reconnaissant de m'avoir aidé et de n'avoir pas ménagé de son temps pour se rendre disponible à chaque fois que j'ai eu besoin de lui. Il doit se souvenir longtemps du « rush final » lors des derniers mois de rédaction.

Je tiens également à remercier tout particulièrement Claude ROQUIN pour le temps qu'il a passé à mes côtés, à m'initier à l'utilisation des différents logiciels et à la lecture et l'exploitation des différentes cartes qu'il a fourni. Je ne peux oublier le temps sans fin qu'il a passé à la correction de ce mémoire, afin de mener ce projet à terme. Je remercie également Jean-François GHIENNE pour sa grande disponibilité, ses conseils, sa gentillesse, ainsi que les orientations dans la réalisation de ce travail de mémoire pour ses idées et son soutien inébranlable quelque soit son temps, une source de conseils tout au long de mon travail. Je remercie également Annie Bouzeghaia pour son aide sur Illustrator ainsi que Betty Kiefer pour les recherches bibliographiques et le café.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à mes frères et collègues tchadiens ceux de la MPFT, Mahamat Adoum (l'homme de la MPFT), Dr Likius Andossa, Ahounta Nandoumbaye, le défunt

Fanoné Gongdibé qui était avec Mahamat le deuxième homme de la MPFT, Issa, et en particulier Monsieur le Dr Mackaye Hassan Taïso, Directeur général de l'ONECS, chef de département de la Paléontologie à l'Université de N'Djamena à l'époque où je terminais ma Maîtrise à la faculté de sciences exactes et appliquées. Je lui dis un grand merci pour m'avoir fait confiance en me proposant comme candidat pour cette thèse de Sédimentologie.

Ma très vive reconnaissance va directement à tous ceux ou celles (collègues chercheurs et enseignants) de l'Institut International de Paléoprimateologie Paléontologie (IPHEP) de l'Université de Poitiers. En commençant par le Directeur de l'institut le Professeur Patrick Vignaud pour m'avoir ouvert les portes du bureau des étudiants à mon arrivée et pour avoir mis à ma disposition un téléphone pour appeler ma famille pendant ces très long mois d'absence. Je le remercie infiniment pour sa gentillesse, ses conseils et pour avoir veillé à ce que rien ne me manque. Je me souviens des moments difficiles qu'on a traversés au Tchad pendant les tristes événements du 02 février 2008. Encore un grand merci pour tout. Je tiens aussi à remercier et à exprimer ma gratitude à la gentillesse, le réconfort et la bienveillance de Ghislaine Florent et de Carine Noël, qui ont été toujours disponibles. Je n'oublie pas Cécile Blondel pour ses enseignements, avec qui j'ai été pour la première fois sur le terrain au Tchad et en France dans le Quercy. Je garde un bon souvenir de mes premiers pas de fouille. Merci également à Olga Otero qui m'a fait l'honneur d'accepter de m'encadrer en Master 1, puis d'avoir accepté avec beaucoup de gentillesse de faire partie de mon jury de Thèse et ce, malgré les emplois de temps chargés des uns et des autres. La simple mention « remerciements » ne suffit sans doute pas pour remercier du fond du cœur Franck Guy, Xavier Valentin, Géraldine Garcia, Stéphane Ducrocq, Mouhloud Benammi sans oublier Fabrice Lihoreau et Jérôme Surault, tous deux en poste au Tchad et qui ont tant donné pour ce programme d'étude. Je remercie également les amis thésards du labo de Poitiers pour leur accueil lors de mes séjours là-bas.

Je tiens beaucoup à remercier deux personnes avec qui j'ai pu collaborer beaucoup, qui ont participé pleinement et activement avec toutes leurs énergies à ma formation et la réalisation de mes travaux en laboratoire. Il s'agit du Professeur Alain Deccareau et Claude Fontaine du laboratoire d'Hydrasa de Poitiers. Un grand merci à vous pour m'avoir ouvert les portes de votre laboratoire et guidé dans le monde des argiles.

Je remercie également les membres de mon jury de thèse que je n'ai pas encore cité et qui m'ont fait l'honneur d'évaluer mon travail de thèse : Gianreto Manatschal, Jean-Jacques Tiercelin et Frédéric Bouchette.

Je dis un grand merci à tous ceux qui m'ont aidé, soutenu d'une manière ou d'une autre, directement ou indirectement (ils sont bien nombreux), à tous ceux qui ont simplement eu à mon égard une pensée positive. Je pense aux nombreux Amis du labo à tous les géologues de l'IPGS, les doctorants en particuliers. Je me souviendrai longtemps de vous, des belles aventures qu'on a partagé ensemble à Dignes et sur le terrain de Foot avec les « Marteaux Killers ». Vous êtes tellement nombreux que je ne peux citer tous le monde.

Merci infiniment à mes proches, mes frères et sœurs tchadiens et tchadiennes de Strasbourg, pour leur soutien de tous les instants. Avec vous le temps m'a paru plus court. J'exprime ma gratitude à mon cousin Moustapha Béchir (Bébé) qui avait fait le déplacement pour venir m'assister pendant la soutenance. Un grand merci mon cousin.

Je remercie beaucoup mon Oncle et tuteur le Commissaire Youssouf Mahamat Hamid. Les mots me manquent pour lui exprimer mes remerciements. Qu'il sache simplement que sa bénédiction et son soutien m'ont accompagné partout dans cette aventure et ont contribué au résultat que nous connaissons aujourd'hui. A ma mère. Maman Billah. Aucun mot n'est assez fort pour exprimer sa gratitude et ses remerciements à sa mère.

Une grande pensée à ceux des miens qui ont été là depuis le début et qui resteront jusqu'à la fin. A ma femme Mariam Tidjani (Kafani) et à mon fils Brahim Moussa (petit Basco) et son parrain Brahim Abbazene (Basco), qui ont su, très tôt, faire preuve de beaucoup de sacrifices afin que je puisse finir dans de bonnes conditions. Je dis un grand merci à Brahim Basco (l'homme sur qui on peut compter).

Mon séjour en France a été possible grâce à une bourse d'étude octroyée par le Ministère français des Affaires Etrangères et gérée par Egide. C'est pour moi, un agréable devoir d'exprimer ma gratitude aux autorités françaises (Services de la Coopération et d'Action Culturelle, les autorités consulaires, Messieurs les Ambassadeurs de la République Française au Tchad) et à celle de mon Pays (Ministère de l'Enseignement Supérieur, l'Université de N'Djamena, le Centre d'Appui à la recherche (CNAR Docteur Baba Mallah El Hadj). Je remercie la délégation de l'Egide de Strasbourg.

Je remercie mon celui qui regarde les choses du haut qui a su me donner toute la force et le courage pour réaliser et finir ce travail, qui en fait, n'est peut-être que le début d'une autre grande aventure.

Je remercie enfin tous ceux et celles que j'aurais simplement oublié de citer ici (vous êtes nombreux). Que chacun sache que je ne vous oublierai jamais. Un très grand merci à Tous.

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I : PRESENTATION GENERALE

1. CADRE DE L'ETUDE	9
2. ESQUISSE GEOGRAPHIQUE, CLIMATIQUES ET GEOLOGIQUE	13
2.1. Géographie et climat	13
2.2. Aperçu historique des contributions à la connaissance géologique du Tchad : de l'exploration aux recherches actuelles	14
2.2.1. Exploration géographique	14
2.2.2. Exploration scientifique	15
2.2.3. Recherches récentes	16
2.3. Le bassin sédimentaire du Tchad en bref	18
2.4. Les séries sédimentaires depuis le Miocène terminal dans le bassin	19
3. ORGANISATION DU MANUSCRIT DE THESE ET LOCALISATION DES ZONES ETUDIEES	27

CHAPITRE II : LES SEDIMENTS HOLOCENES DU CHARI

A – LES COUPES ET AFFLEUREMENTS	30
1. INTRODUCTION	30
2. CARRIERE DE LAMADJI	31
2.1. Situation	31
2.2. Principales unités	32
2.3. Description des coupes levées dans la carrière de Lamadji.....	34
2.4. Corrélation des coupes levées dans les carrières de Lamadji.....	36
2.5. Datations des coupes.....	37
3. CARRIERE D'AMBATTA	37
3.1. Situation	37
3.2. Description de la coupe principale (coupe 7).....	37
4. CARRIERE DE GOUDJI	38
4.1. Situation	38
4.2. Description de la coupe.....	39

B. LES FACIES DE DEPOTS	54
1. Les faciès « Sables clairs ».....	54
1.1. Faciès sables clairs à litages obliques.....	54
1.2. Faciès sables clairs à rides de courant.....	57
1.3. Faciès sables clairs à rides remontantes.....	57
2. Faciès sables croûtés.....	62
3. Faciès argiles.....	65
4. Faciès « conglomérats à galets mous ».....	65
5. Faciès « série grise supérieure » « sables/grès argileux à méga-litages obliques ».....	70
C – INTERPRETATION	77
1.1. Faciès gris supérieur : un faciès de plaine deltaïque et de barres de méandre.....	79
CONCLUSION	83

CHAPITRE III : LES DEPÔTS DU CHARI ACTUEL

A – CONTEXTE DE L'ETUDE	86
1. Introduction.....	86
B – LES AFFLEUREMENTS ET LES COUPES	89
1. Morphologie des barres fluviales du Chari : taille, architecture et imbrications.....	89
C – LES FACIES DE DEPÔTS	96
1. Introduction.....	96
2. Faciès à litages obliques.....	97
3. Faciès à rides de courant et de contre-courant	97
4. Faciès argileux.....	100
D – COMPARAISON DES FACIES SEDIMENTAIRES HOLOCENES ET ACTUELS	107
CONCLUSION	110

CHAPITRE IV : SYSTEME LACUSTRE AU CENTRE DU BASSIN

1. PROBLEMATIQUE ET CADRE DE L'ETUDE	113
2. DESCRIPTION DU FORAGE DE BOL	113
3. ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES	114
3.1. Construction de la colonne stratigraphique.....	114
3.2. Définitions des principaux faciès sédimentaires observés.....	117

3.2.1. Le faciès argileux.....	117
3.2.2. Le faciès diatomitiques.....	119
3.2.3. Le faciès sableux.....	119
3.2.4. Le cas du gypse.....	120
3.3. Etude détaillé de 10 échantillons datés.....	123
3.3.1. Description macroscopique.....	123
3.3.2. Analyse granulométrique.....	127
3.3.3. Minéralogie en roche totale.....	129
3.3.4. Minéralogie de la fraction argileuse.....	131
3.3.4.1. La phase smectique.....	134
3.3.4.2. Caractérisation des types de kaolinites.....	139
3.3.5. Spectroscopie infrarouge.....	142
3.3.6. Compositions chimiques.....	143
CONCLUSION.....	149

CHAPITRE V :

ENVIRONNEMENTS DE DEPÔT DES ZONES FOSSILIFERES A HOMINIDES	
A – LES SITES FOSSILIFERES DE TOROS-MENALLA (TM).....	154
1. INTRODUCTION.....	154
2. LES SITES FOSSILIFERES DE TOROS-MENALLA (TM).....	157
2.1. Introduction.....	158
2.2. Coupes et affleurements.....	158
2.2.1. Les principales unités.....	159
3. LES FACIES DE DEPOTS.....	169
3.1. Faciès sableux à mégalitages obliques.....	169
3.2. Faciès à racines.....	177
3.3. Faciès gréseux à petits litages obliques.....	181
3.4. Faciès argileux, diatomitiques et argilo-diatomitiques.....	184
3.4.1. Faciès argileux.....	184
3.4.2. Faciès à diatomites.....	184
4. SEQUENCES DE DEPÔTS « TYPES ».....	189
B – COMPARAISON AVEC DES FACIES ACTUELS.....	192

1. MODELES ACTUELS	192
1.1. Dunes littorales végétalisées de la Manche.....	192
1.2. Le domaine dunaire de Wissant.....	195
1.3. Archipel de Bol.....	202

CHAPITRE VI : CONCLUSIONS GENERALES

<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	213
<i>ANNEXES ET PUBLICATIONS</i>	222

CHAPITRE I

PRESENTATION GENERALE ET PROBLEMATIQUE

CHAPITRE I : PRESENTATION GENERALE ET PROBLEMATIQUE

1. CADRE DE L'ETUDE

Le présent travail de thèse concerne des systèmes sédimentaires fluviaux, lacustres et éoliens situés dans le bassin du Tchad et dont l'âge s'échelonne du Miocène terminal (*ca.* 8 Ma) à l'actuel. Ce vaste bassin sédimentaire est réputé être strictement continental depuis l'Oligo-Miocène. Ainsi les dépôts qui constituent les dernières étapes du remplissage de ce bassin sont exclusivement de type continental et concernent au sens large les quatre grands systèmes sédimentaires suivants : fluvial, deltaïque, lacustre et éolien. D'un point de vue lithologique, ces séries sédimentaires sont très hétérogènes et comprennent des grès, des sables, des argiles et des diatomites.

Malgré l'importance des séries sédimentaires continentales néogènes et quaternaires présentes à l'échelle du bassin du Tchad, elles restent encore mal connues et peu étudiées, notamment en raison de l'absence d'un cadre chronologique robuste et surtout de leurs conditions particulières d'affleurements. Bien qu'elles soient très étendues comme le montre les forages, ces séries ne sont pas observables directement à l'affleurement, sauf localement, dans la partie septentrionale du bassin (dépression du Bodélé), à la faveur de buttes résiduelles et de surfaces exemptes de dépôts plus jeunes ou de couverture sableuse et dunaire.

Une première contribution à la connaissance des formations sédimentaires continentales cénozoïques du bassin du Tchad a été réalisée au cours des années 1970 (Servant, 1983) et s'est particulièrement intéressée au message paléoclimatique de ces séries. Une autre étude plus récente (Schuster, 2002) est plus focalisée d'une part sur les paléoenvironnements des séries mio-pliocènes à vertébrés et hominidés anciens de l'erg du Djourab et d'autre part sur l'épisode lacustre majeur de l'Holocène incarné par le Lac Méga-Tchad.

Le travail de thèse présenté ici aborde de nouveaux aspects de la géologie du bassin du Tchad à travers : (1) une étude de terrain originale des sédiments du Chari et du paléo-Chari holocène, qui constitue le principal tributaire du lac Tchad (deuxième et troisième chapitres), (2) l'analyse du sondage carotté réalisé à Bol (nord du lac Tchad) qui représente une archive

sédimentaire inédite de l'histoire du bassin du Tchad depuis plus de 7 Ma (quatrième chapitre), (3) l'étude sédimentaire détaillée des séquences de dépôts du secteur à hominidés anciens (*Sahelanthropus tchadensis*) de Toros-Menalla (cinquième chapitre). Cette thèse représente à ce titre une contribution originale à la connaissance de séries sédimentaires qui s'avèrent essentielles pour la compréhension des paléoenvironnements et paléoclimats du Tchad, du Sahara et de l'Afrique.

Ce travail a été réalisé dans le cadre des recherches paléontologiques menées au Tchad depuis le milieu des années 1990 par la Mission Paléoanthropologique Franco-Tchadienne (MPFT). Il s'inscrit en droite ligne dans la continuité des recherches scientifiques menées dans ce bassin depuis la fin des années 1990 par le groupe de géologie sédimentaire de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg - IPGS (Unité Mixte de Recherche - UMR 7516, Centre National de la Recherche Scientifique - CNRS et Université de Strasbourg - UdS).

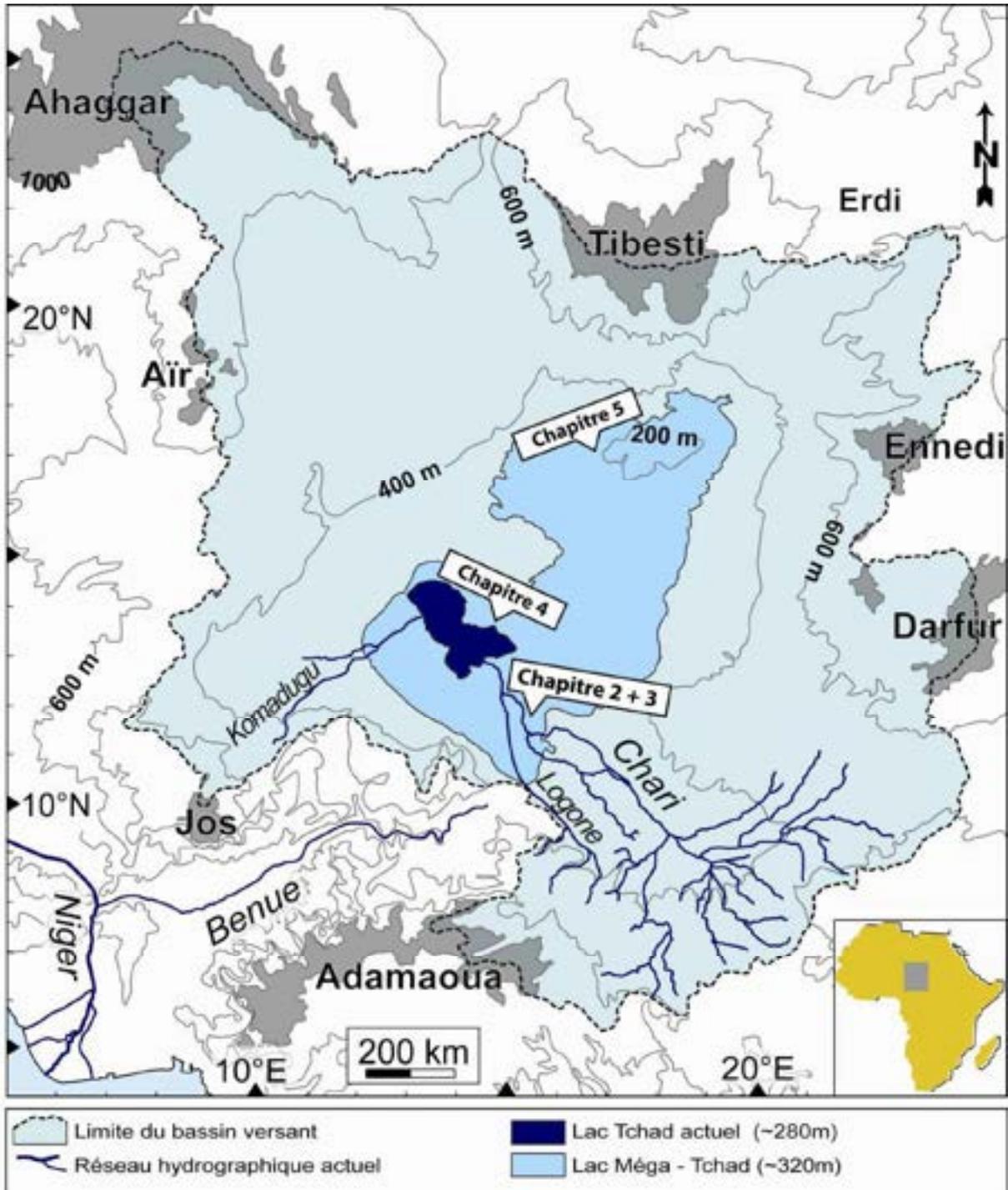


Figure 1.1. Carte du bassin du Tchad montrant le lac Tchad actuel, le Lac Méga-Tchad holocène, les limites du bassin versant et les reliefs qui bordent la cuvette tchadienne (modifiée d'après Ghienne *et al.*, 2002). Sont également localisées sur cette carte les différentes zones étudiées dans ce mémoire avec référence aux numéros de chapitres : chapitre 2 : Chari et paléo-Chari; chapitre 4 : forage de Bol; chapitre 5 : secteur fossilifère de Toros-Menalla).

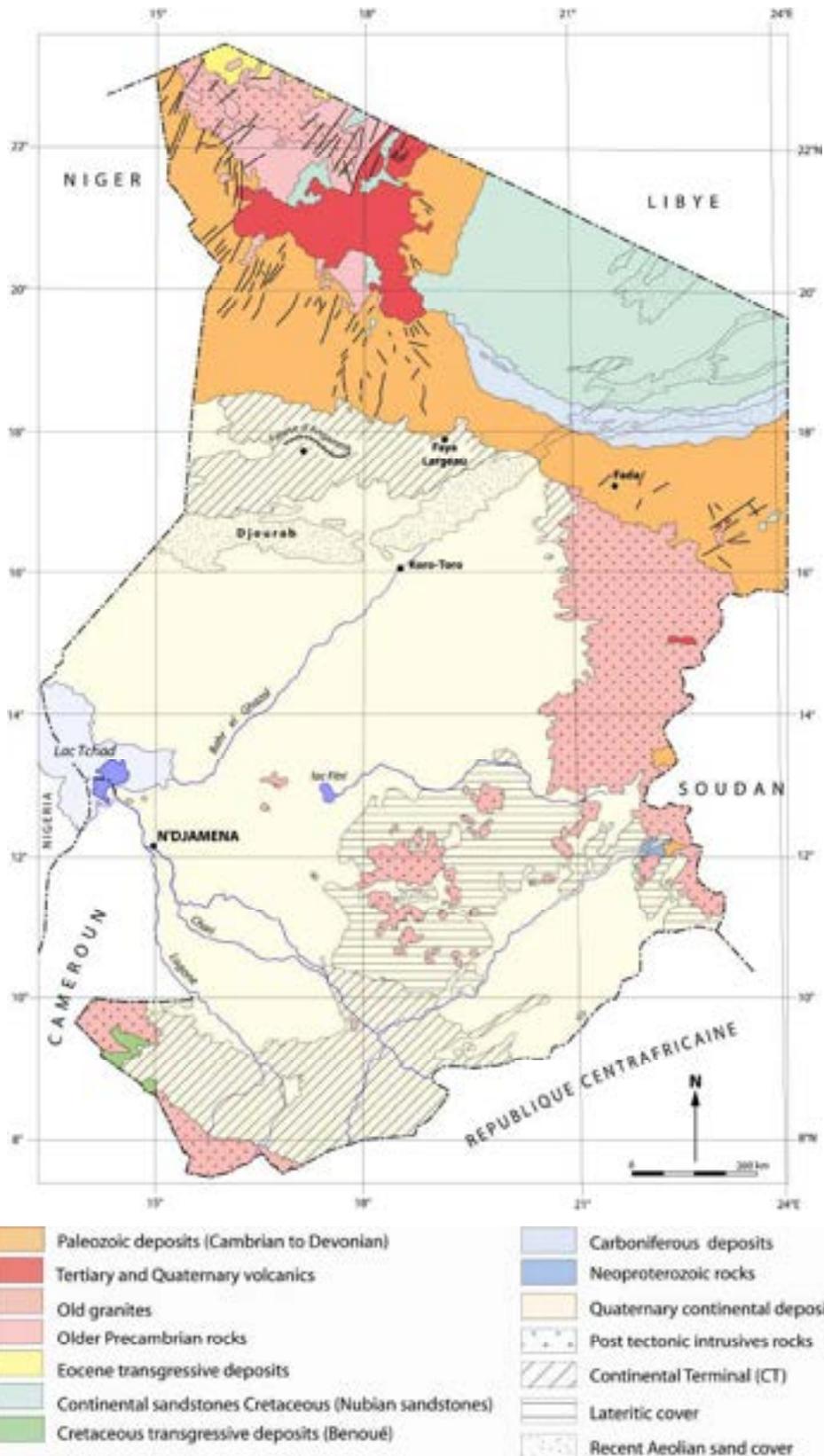


Figure 1.2. Carte géologique simplifiée du Tchad redessinée à partir de la carte géologique à l'échelle 1/1.500.000 réalisée par J-P Wolff (1964).

2. ESQUISSE GEOGRAPHIQUE, CLIMATIQUE ET GEOLOGIQUE

2.1. Géographie et climat

Une présentation synthétique des diverses données géographiques et climatiques du Tchad est proposée dans un récent rapport des Nations Unies (UNEP, 2004), diverses caractéristiques du bassin et du lac sont rappelées dans Schuster (2002), tandis que des données plus détaillées sur le climat et l'hydrologie peuvent être trouvées notamment dans Maley (1981) et Olivry *et al.* (1996).

Compris entre 5° et 25° de latitude Nord et entre 8° et 24° de longitude Est, le bassin hydrographique du Tchad occupe une superficie d'environ 2500000 km² (figure 1.1) Celui-ci est bordé par les reliefs de l'Air (N-O), du Djado (N), du Tibesti (N), de l'Ennedi (N-E), du Ouaddaï (E), du Darfour (E), de Guéra (S-E), des Bongos (S-E), de l'Addamaoua (S), de Jos (S-O) et du Hoggar (N-O). Le bassin hydrographique du Tchad est un bassin endoréique (exoréisme théorique à 320-325 m d'altitude dans le Mayo Kébbi, vers l'océan Atlantique via la Bénoué et le Niger). Ce bassin hydrographique se divise en deux sous-bassins. Le premier, au Sud, correspond au bassin hydrographique de l'actuel lac Tchad. Le second sous-bassin, au Nord, occupe la zone sahélo-saharienne du Tchad et est actuellement à sec. Ce dernier est situé topographiquement plus bas que le sous-bassin Sud. Ces deux sous-bassins sont connectés entre eux par la vallée asséchée du Bahr el Ghazal présentant un seuil dans la région de Moussoro.

Le lac Tchad, vaste étendue d'eau douce au cœur de l'Afrique tropicale sèche, se situe entre les 12^{ème} et 14^{ème} parallèles nord (figure 1.1). Le couple Chari et Logone, qui draine la zone tropicale humide du bassin versant, en constitue le principal tributaire. La superficie du lac est extrêmement variable (25000 km² dans les années 1960, moins de 5000 km² actuellement) et sa profondeur n'est que de quelques mètres. Les divers ordres de grandeur de variations du lac sont rappelées dans Schuster (2002). La variation extrême la plus fascinante s'est produite à l'Holocène avec la transgression du lac Méga-Tchad, vaste paléolac de plus de 350000 km² (*e.g.*, Ghienne *et al.*, 2002 ; Schuster, 2002 ; Schuster *et al.*, 2003, 2005, 2009 ; Bouchette *et al.*, 2010) dont le niveau atteint le seuil de 325 m.

Le climat du bassin du Tchad se trouve en grande partie sous l'influence des déplacements saisonniers du front intertropical (FIT), d'où l'existence d'un rythme climatique simple. La saison sèche a lieu de novembre à mars lorsque le FIT est situé très loin au sud. A partir d'avril, le FIT commence à remonter vers le nord. Les premières précipitations apparaissent en mai-juin. Les trois quarts des précipitations tombent en juillet-août, lorsque le FIT a atteint sa position la plus septentrionale (vers le 20^{ème} parallèle). Le régime des vents dominants change également suivent les déplacements du FIT. En saison sèche, l'Harmattan souffle d'une façon générale du Nord-Est, tandis qu'en saison des pluies, la mousson vient du Sud-Ouest.

2.2. Aperçu historique des contributions à la connaissance géologique du Tchad : de l'exploration aux recherches actuelles.

2.2.1. Exploration géographique

L'exploration géographique de l'Afrique se confond avec l'expansion coloniale européenne, aussi bien à travers des initiatives civiles que militaires. Les premiers européens ayant atteint les rives du lac Tchad sont Clapperton, Denham et Oudney en 1823. Les deux explorateurs européens pionniers dont il faut retenir le nom sont les allemands Heinrich Barth (1821-1865) et Gustav Nachtigal (1834-1885), réputés pour leurs importantes explorations au Sahara. Bien qu'il ne se soit pas rendu personnellement dans la vallée du Bahr el Ghazal, Barth relate le premier des témoignages d'une rivière éphémère qui se serait écoulée depuis le Lac Tchad vers le désert. Par la suite Nachtigal, dont l'exploration du Tchad l'a conduit jusqu'au Tibesti (Bardaï), lève les doutes de Barth quant au Bahr el Ghazal.

Aux missions et voyages traversant l'Afrique saharienne pour lesquelles le Tchad n'est souvent qu'une étape (*e.g.*, Foureau, 1901) succèdent des missions visant à explorer plus spécifiquement le territoire du Tchad (*e.g.*, Tilho 1910 ; Dalloni, 1934). C'est notamment à la suite de telles explorations qu'est évoquée pour la première fois la possible existence d'une « mer paléotchadienne » dans la cuvette nord du Tchad (Tilho, 1925).

Bien souvent, les premières publications géologiques et paléontologiques relatives au Tchad reposent sur l'étude en laboratoire d'échantillons collectés par les diverses missions. Il en est par exemple ainsi pour le volcanisme (Lacroix, 1934) et les fossiles du Tibesti (Arambourg, 1934) ou les vertébrés fossiles d'Ounianga (Joleaud & Lombard, 1933).

La mécanisation progressive de l'exploration saharienne (*e.g.*, Bagnold, 1931), ainsi que la seconde guerre mondiale annoncent la fin de cette phase d'exploration géographique. Progressivement, la *Land Rover* va remplacer le dromadaire.

2.2.2. Exploration scientifique

A l'exploration géographique de l'Afrique saharienne succède une fertile période d'exploration scientifique du Bassin du Tchad sur le terrain. Dans le domaine de la géologie, cette nouvelle étape s'inscrit principalement dans le cadre des actions menées par le Service géologique de la Direction des mines et de la géologie de l'A.E.F., par l'Office de la recherche scientifique et technique outre-mer, par le Bureau de recherches géologiques et minières, par l'Institut de recherches sahariennes (Université d'Alger), par l'Université Libre de Berlin et par des compagnies pétrolières. Cette exploration scientifique a jeté les bases sur lesquelles la plupart des recherches actuelles s'appuient encore. Une liste sélective de publications, qui représentent des jalons plus ou moins importants pour ce travail de thèse, figure ci-dessous.

- Géologie de la cuvette tchadienne : les formations de surface du bassin du Tchad ont fait l'objet d'une intense étude pluridisciplinaire (géologie, palynologie, micropaléontologie, géomorphologie, hydrologie et pédologie). Les contributions incontournables dans ce domaine sont les suivantes : Pias & Guichard (1957), Grove (1959), Capot-Rey (1961), Schneider (1967), Pias (1970), Ergenzinger (1978), Servant-Vildary (1978), Gac (1980), Maley (1981), Servant (1983), Durand (1995), Olivry *et al.* (1996).

- Paléontologie des vertébrés : les reconnaissances géologiques dans le Nord du Tchad sont à l'origine des découvertes de tous les gisements à vertébrés néogènes de l'erg du Djourab (Abadie *et al.*, 1959 ; Coppens, 1960).

- Cartographie géologique et pédologique : la carte géologique à très grande échelle du Tchad qui fait actuellement encore référence est celle qui a été coordonnée par Wolff (1964) ; certaines cartes à plus petite échelles existent (*e.g.*, Schneider, 1968), tandis que de nombreuses cartes pédologiques ont également été réalisées pour le Sud du Tchad notamment (*e.g.*, Pias, 1970).

- Volcanologie et géomorphologie du Tibesti : vaste comme trois fois le Massif Central français, la province volcanique du Tibesti a été étudiée par Vincent (1963), tandis que la géomorphologie de cette région a été étudiée par la station de recherche permanente (Bardaï) de l'Université Libre de Berlin (*e.g.*, Jäkel, 1977).

- Tectonique et bassins sédimentaires : la connaissance de la structuration profonde du Bassin du Tchad résulte d'abord des campagnes de géologues (Louis, 1970) puis s'est développée avec de l'exploration pétrolière (*e.g.*, Conoco, Elf, Exxon, Chevron, Shell, Texaco) des grands bassins sédimentaires liés au rifting crétacé du Tchad, du Niger et de la République Centrafricaine. De rares articles de synthèse, basés sur des données pétrolières, donnent une idée générale de la géologie structurale de cette région, principalement du Sud du Tchad (Genik, 1992 ; Guiraud & Maurin, 1992).

2.2.3. Recherches récentes

Depuis le milieu des années 1990, les recherches scientifiques concernant la géologie du bassin du Tchad connaissent un nouveau regain d'activité dans les domaines de la paléontologie des vertébrés, des paléoenvironnements et de la paléoclimatologie.

- Paléontologie des vertébrés et paléoanthropologie : les fouilles paléontologiques effectuées par la Mission paléoanthropologique franco-tchadienne (MPFT) dans l'erg du Djourab ont conduit à l'individualisation de quatre grands secteurs fossilifères bien distincts (Toros-Menalla : *ca.* 7 Ma, Kossom Bougoudi : *ca.* 5,2 Ma, Kollé : *ca.* 4 Ma, Koro-Toro : *ca.* 3,5 Ma.). Ces secteurs ont livrés de très abondants restes de vertébrés continentaux mi-pliocènes parmi lesquels figurent deux hominidés anciens exceptionnels. *Australopithecus bahrelghazali* est le premier australopithèque découvert hors des sites classiques à hominidés anciens d'Afrique orientale et australe (Brunet *et al.*, 1995). *Sahelanthropus tchadensis* est à ce jour le plus vieil hominidé connu (Brunet *et al.*, 2002). Ces découvertes ont également permis d'attribuer des âges biochronologiques (*e.g.*, Vignaud *et al.*, 2002) aux dépôts sédimentaires dont l'âge restait jusqu'alors mal contraint.

- Sédimentologie et paléoenvironnements : parallèlement aux prospections paléontologiques, une première étude sédimentologique des dépôts fossilifères du Djourab

(KB, KL, KT, TM) ainsi que d'autres affleurements-clefs (*e.g.*, Bochianga, Rocher aux Cormorans, Kouba Olanga, Taudi Orchanga, Moussoro) a été menée (Schuster, 2002). Les dépôts, exclusivement continentaux, sont de type éolien, lacustre et fluvial au sens large. Les affleurements de Toros-Menalla offrent sans conteste la séquence de dépôt la plus remarquable (forte épaisseur des dépôts, grande extension latérale, belle diversité des structures sédimentaires et biosédimentaires, bonne qualité de préservation) de tout le néogène du Djourab. La base de la séquence est constituée d'une épaisse formation éolienne, caractérisée par de grands litages obliques de taille décamétrique à pluri-décamétrique (Schuster *et al.*, 2006). Les fossiles récoltés apparaissent au sommet de cet épisode éolien et appartiennent à des faciès péri-lacustres en marge d'un épisode éolien sénescant (Düringer *et al.*, 2006). Une demi-douzaine de séquences ont été levées à l'interface des deux environnements (éolien à la base, lacustre au sommet). Les séquences les plus complètes montrent des faciès éoliens recouverts par un paléosol à conduits racinaires et bioconstructions d'insectes passant à des sables péri-lacustres à laminations entrecroisées, puis surmontés par des argiles et diatomites lacustres (Düringer *et al.*, 2006 et 2007). Les variations latérales au sein de la séquence « type » sont importantes. Les faciès lacustres argileux pouvant reposer directement sur les paléosols sans terme « péri-lacustre » ou directement sur les formations éoliennes (Moussa *et al.*, 2009a). Une étude complète et détaillée de la séquence de dépôt de Toros-Menalla est présentée ici dans le chapitre 4.

- Bioturbations et paléoécologie : les séries sédimentaires néogènes du Djourab sont riches en bioturbations liées à l'activité d'insectes (bousiers et termites) et ont fait l'objet d'une étude détaillée. Les premières bioconstructions fossiles d'insectes provenant des séries mio-pliocènes du Djourab ont été décrites par Düringer *et al.* (2000a et 2000b) et Schuster *et al.* (2000). Quatre nouvelles traces fossiles de termites ont été décrites et interprétées (Düringer *et al.*, 2006 et 2007).

- Lac Méga-Tchad : le bassin du lac Tchad forme un vaste système endoréique constitué par deux grandes cuvettes séparées par un seuil topographique (région de Moussoro). Actuellement, la dépression principale, au Nord, est désertique, tandis que le fond de la cuvette méridionale est occupé par le lac Tchad. Les conditions climatiques humides de l'optimum climatique à l'Holocène ont abouti à la formation dans le bassin du Tchad d'un immense paléolac, aussi vaste que la mer Caspienne actuelle. Le Lac Méga-Tchad (> 350 000 km²; de 10 à 18°N et de 12 à 19°E) constitue, à l'instar d'autres paléolacs mais aussi des

paléorivières, un marqueur spectaculaire des changements de paléoenvironnements au Sahara. De nouvelles études de terrain et par télédétection (Ghienne *et al.*, 2002 ; Schuster *et al.*, 2003 ; Schuster *et al.*, 2005 ; Bouchette *et al.*, 2010) ont permis d'affirmer l'existence de ce paléolac jusqu'alors restée sujet de controverses durant les années 1980-1990, de préciser les dimensions de ce paléolac et de mettre en évidence tout un ensemble de morphostructures littorales liées à la paléohydrodynamique de ce vaste système lacustre.

- Géochronologie des séries d'âge Mio-Pliocène : la méthode de datation à partir du Béryllium 10, mise au point récemment, permet de dater des séries continentales d'âges compris entre ca. 0,2 et 15 Ma (Lebatard, 2007). Cette approche confirme notamment les âges biochronologiques attribués aux quatre secteurs fossilifères au nord du Tchad (Lebatard, *et al.*, 2008; Lebatard *et al.*, 2010) et apporte aussi un cadre chronologique absolu aux coupes de références (Schuster, 2002; Durringer *et al.*, 2007), jetant alors un nouvel éclairage sur leurs relations stratigraphiques.

- Paléolimnologie et paléoclimatologie : Un sondage carotté récemment réalisé dans le lac Yoa (Ounianga Kébir ; 19°03'N, 20°30'E), a permis d'obtenir une archive continue longue de 7,57 m couvrant environ les derniers 6000 ans du Sahara (Schuster *et al.*, 2005; Kroepelin *et al.*, 2008). L'étude détaillée de cette carotte suggère que l'aridification « actuelle » du Sahara est le résultat d'une évolution progressive et complexe qui a eu lieu entre 5600 et 2700 ans BP en relation avec l'affaiblissement des précipitations de la mousson atlantique (Kroepelin *et al.*, 2008).

2.3. Le bassin sédimentaire du Tchad en bref

La synthèse la plus récente concernant la géologie générale du Tchad est présentée dans Kusnir (1995) et Kusnir & Moutaye (1997). Ces publications font ressortir un paradoxe : d'une part elles mettent en avant la richesse et la diversité de la géologie du Tchad, mais d'autre part elles font aussi ressortir le manque de données disponible pour la compréhension de cet immense bassin.

Depuis l'orogénèse panafricaine (ca. 750-550 Ma) le Tchad se situe au milieu d'un vaste domaine stable bordé de cratons (ouest-africain, du Congo, du Nil) et boucliers (nigérian et touareg) (Kusnir & Moutaye, 1997).

Le bassin sédimentaire du lac Tchad occupe tout le territoire du Tchad à l'exception de sa partie septentrionale (Nord-Est : bassin des Erdis; Nord-Ouest : bassin du Djado), le Nord de la République Centrafricaine, le Nord du Cameroun, le Nord-Est du Nigéria et l'Est du Niger (Kusnir & Moutaye, 1997). Il s'agit d'un bassin intracontinental résultant à la fois de la surrection de divers reliefs environnants et de sa superposition à un ancien système de rift (Burke, 1976).

L'histoire sédimentaire du bassin du lac Tchad débute au Crétacé inférieur par la grande phase de rifting qui se développe en Afrique de l'Ouest et du centre en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Sud (Genik, 1992 ; Guiraud & Maurin, 1992 ; Kusnir & Moutaye, 1997). De rares profils synthétiques réalisés à partir de données issues de l'exploration pétrolière du Tchad, du Niger et de la République Centrafricaine donnent une idée de la structuration et du remplissage sédimentaire de ces bassins de rift (Genik, 1992). Par exemple, dans le bassin de Doba (300 km de long, 150 km de large), le remplissage sédimentaire depuis le Crétacé peut dépasser 7000 m et se décompose alors comme suit : Crétacé inférieur : ~4000 m, Crétacé supérieur : ~2000 m, Paléogène : ~300 m, Miocène-récent : ~800 m (Genik, 1992). D'une manière générale, les dépôts sont essentiellement terrigènes et sont marqués par de rares incursions marines au Crétacé (Kusnir & Moutaye, 1997).

Les séries sédimentaires, néogènes et quaternaires, représentent une part importante du remplissage du Bassin du Tchad. Une estimation très schématique proposée par Burke (1976) donne une idée de leur importance : 500 m d'épaisseur sur une superficie de 500 km de diamètre, soit un ordre de grandeur de 410^{14} m^3 .

2.4. Les séries sédimentaires depuis le Miocène terminal dans le bassin

Les séries continentales cénozoïques du bassin du Tchad restent mal connues : leur stratigraphie, les lithologies représentées et les géométries des dépôts sont assez grossièrement définies.

D'un point de vue stratigraphique, divers découpages et nomenclatures existent selon les auteurs. Genik (1992) distingue le Paléogène, le Miocène et le « récent ». Burke (1976) regroupe le Néogène et le Quaternaire sous l'appellation « Chad Formation ». Kusnir &

Moutaye (1997) distinguent le « Continental Terminal » (Oligo-Miocène), le Pliocène et le Quaternaire. Servant (1983) distingue quant à lui la « série du Bodélé » rapportée au Continental Terminal, la « série du Bahr-el-Ghazal » (Plio-Pléistocène ancien), les « paléosols rouges et nappes graveleuses » (Pléistocène moyen) de la « phase d'érosion » et les « dépôts récents » (Pléistocène supérieur et Holocène). Schneider (1989) distingue le « Continental Terminal », le Pliocène inférieur, le Pliocène, le Pliocène inférieur - Quaternaire. Enfin, référence est souvent faite à la division stratigraphique du « Villafranchien » notamment pour ce qui concerne le contenu paléontologique (*e.g.*, Abadie *et al.*, 1959). Dans le futur, la meilleure connaissance de ces séries (géologie, paléontologie, chronologie) devrait conduire à une réorganisation des nomenclatures.

A l'échelle du bassin, ces séries sédimentaires sont essentiellement documentées par des forages et par imagerie sismique. Les données de cartographie géologique du Tchad montrent que le Continental Terminal affleure en surface dans le Nord et dans le Sud du Tchad (Wolff, 1964).

C'est dans le Nord du Tchad que les séries néogènes, observables en surface, sont le mieux étudiées, notamment à travers l'étude sédimentologique des zones à vertébrés fossiles de l'erg du Djourab (*e.g.*, Schuster, 2002). Dans cette zone d'étude, comprise environ entre 16° et 16,5°N et entre 17°E et 19°E, les dépôts mio-pliocènes affleurent sous la forme de petites buttes résiduelles ou de surfaces sans couverture sableuse actuelle ni dépôt quaternaire. Les dépôts quaternaires sont omniprésents à la surface du bassin du Tchad, avec par exemple les diatomites dont la superficie est estimée à 115000 km² (Kusnir & Moutaye, 1997). La synthèse la plus récente et la plus complète sur le Quaternaire récent est présentée dans Maley (2004).

Plusieurs profils géologiques synthétiques ont été construits récemment (Moussa, 2007) à la lumière de nouvelles données de terrain, et d'un cadre chronostratigraphique mieux contraint (*e.g.*, Lebatard *et al.*, 2008), de modèles numériques de terrain (SRTM) et de diverses données bibliographiques concernant l'organisation générale du remplissage du bassin (*e.g.*, Burke, 1976 ; Servant, 1983 ; Schneider, 1989 ; Genik, 1992 ; Kusnir, 1995). Ces profils apportent un éclairage nouveau sur l'organisation des séries sédimentaires depuis le Miocène terminal dans le bassin du Tchad.

Quatre profils ont été réalisés aussi bien à l'échelle du bassin, c'est-à-dire sur plusieurs centaines de kilomètres, qu'à l'échelle des secteurs fossilifères, c'est-à-dire sur environ 200 km. Le profil « Bol-Angamma », d'axe SO-NE, part du lac Tchad, passe par la dépression du Bodélé où affleurent en surface des dépôts mio-pliocènes et va jusqu'au paléodelta de l'Angamma au pied du Tibesti (figure 1.3). Le profil « Bol-Dourbali-Koros», d'axe NO - SE, part du lac Tchad, passe par le grand paléodelta du Chari et atteint la région de Koros (figure 1.4). Le profil « TM-KT » relie selon un axe plus ou moins Ouest-Est les secteurs fossilifères de Toros-Menalla (TM) et Koro Toro (KT) tout en passant par le secteur de Kollé (KL) et par les affleurements géologiques de Bochianga (BO), de Taudi Orchanga (TO), et du rocher aux cormorans (RC) (figure 1.5). Le profil « Salal-KT » relie la région de la bourgade Salal au secteur fossilifère de Koro Toro (KT) tout en passant par les secteurs de Kossom Bougoudi (KB) et Kollé (KL), ainsi que par les affleurements de Kouba Olanga (KO), de Bochianga (BO), de Taudi Orchanga (TO) et du rocher aux cormorans (RC) (figure 1.6).

Pour construire ces profils, en plus des données bibliographiques, quatre nouveaux types de données ont été utilisées :

- Les profils topographiques ont été obtenus à partir de modèles numériques de terrain (SRTM).

- Le forage de Bol, dont l'étude est présentée dans le chapitre 3 de cette thèse, constitue un point d'observation exceptionnel puisqu'il donne accès aux séries sédimentaires néogènes en plein cœur du bassin.

- Les affleurements de surface étudiés dans l'erg du Djourab (Nord du Tchad) offre une zone d'observation sans équivalent pour l'étude des séries continentales mio-pliocènes qui affleurent ici localement sur une très grande superficie comprise grossièrement entre 16° et 16,5°N et entre 17°E et 19°E.

- Le très récent développement d'une nouvelle méthode de datation isotopique à partir du ¹⁰Be cosmogénique atmosphérique (Lebatard, 2007 ; Lebatard *et al.*, 2008 ; Lebatard *et al.*, sous presse), adaptée aux dépôts continentaux néogènes (période de temps couverte par la méthode : de 0,2 à 15 millions d'années) a permis de définir le cadre chronologique pour le forage de Bol et d'apporter des âges absolus pour les secteurs fossilifères du Djourab par ailleurs déjà datés par biochronologie (*e.g.*, Vignaud *et al.*, 2002). Pour les profils, les noms d'étages géologiques proposés par la charte internationale de stratigraphie (Gradstein *et al.*, 2004) ont été utilisés en référence aux valeurs numériques des différents âges obtenus.

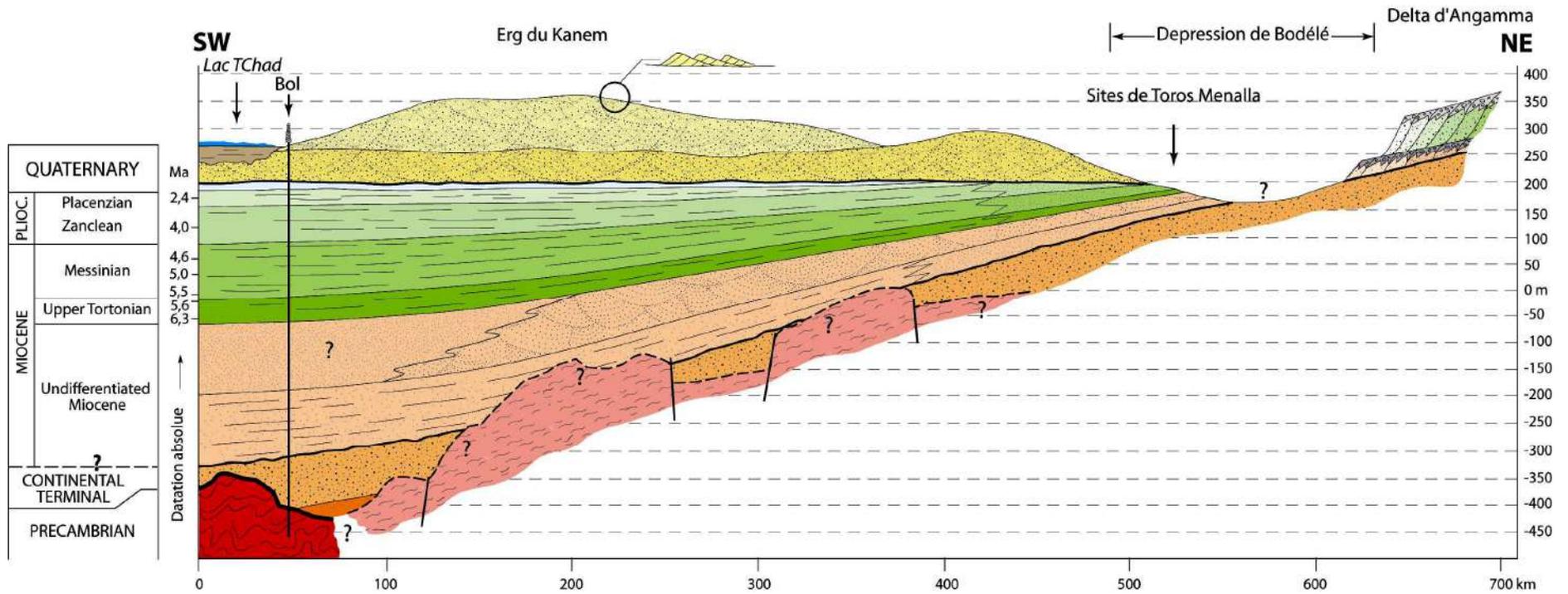


Figure 1.3. Profil « Bol-Angamma », d'axe SO-NE, partant du lac Tchad, passant par la dépression du Bodélé où affleurent en surface des dépôts mio-pliocènes et allant jusqu'au paléodelta de l'Angamma au pied du Tibesti.



Hadjer El Khamis

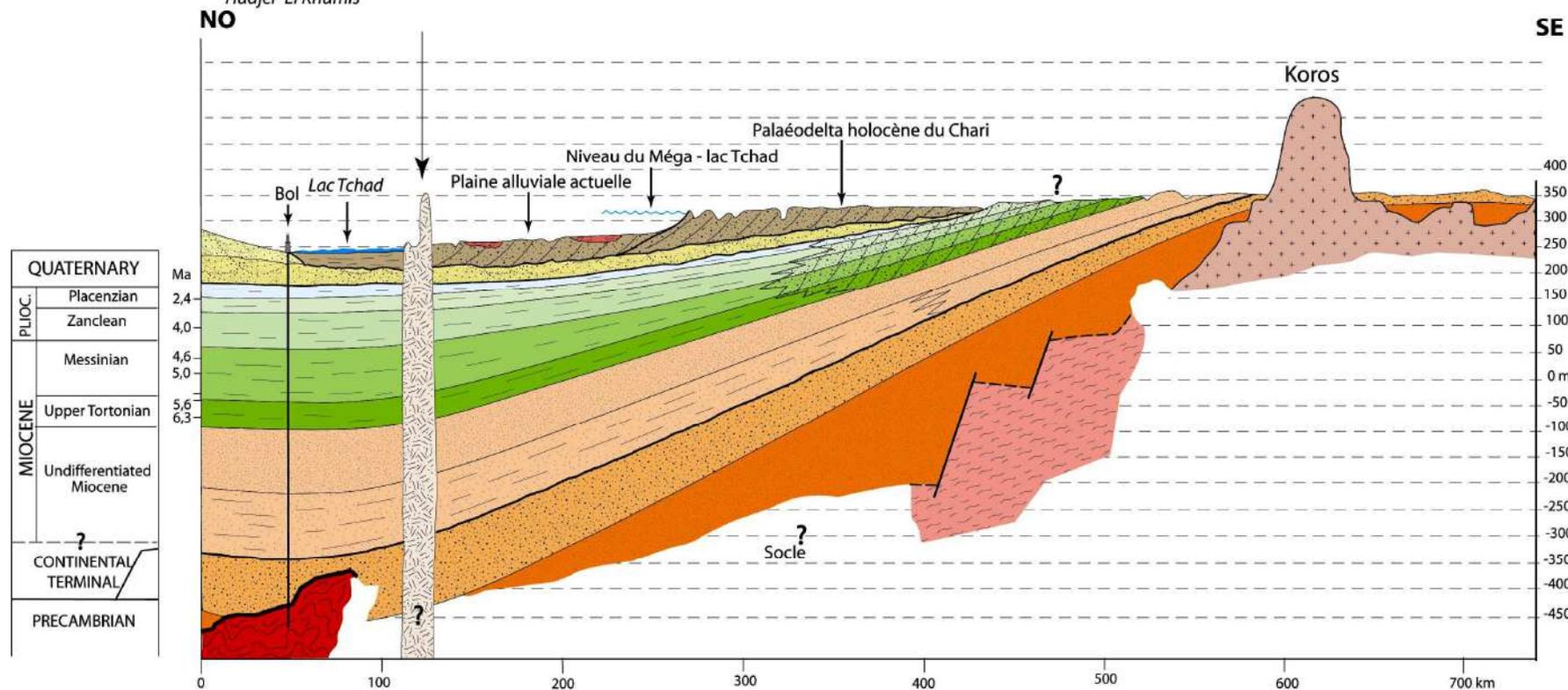


Figure 1.4. Profil « Bol-Dourbali-Koros », d'axe NO - SE, partant du lac Tchad, passant par le grand paléodelta du Chari et atteignant la région des reliefs des Koros.

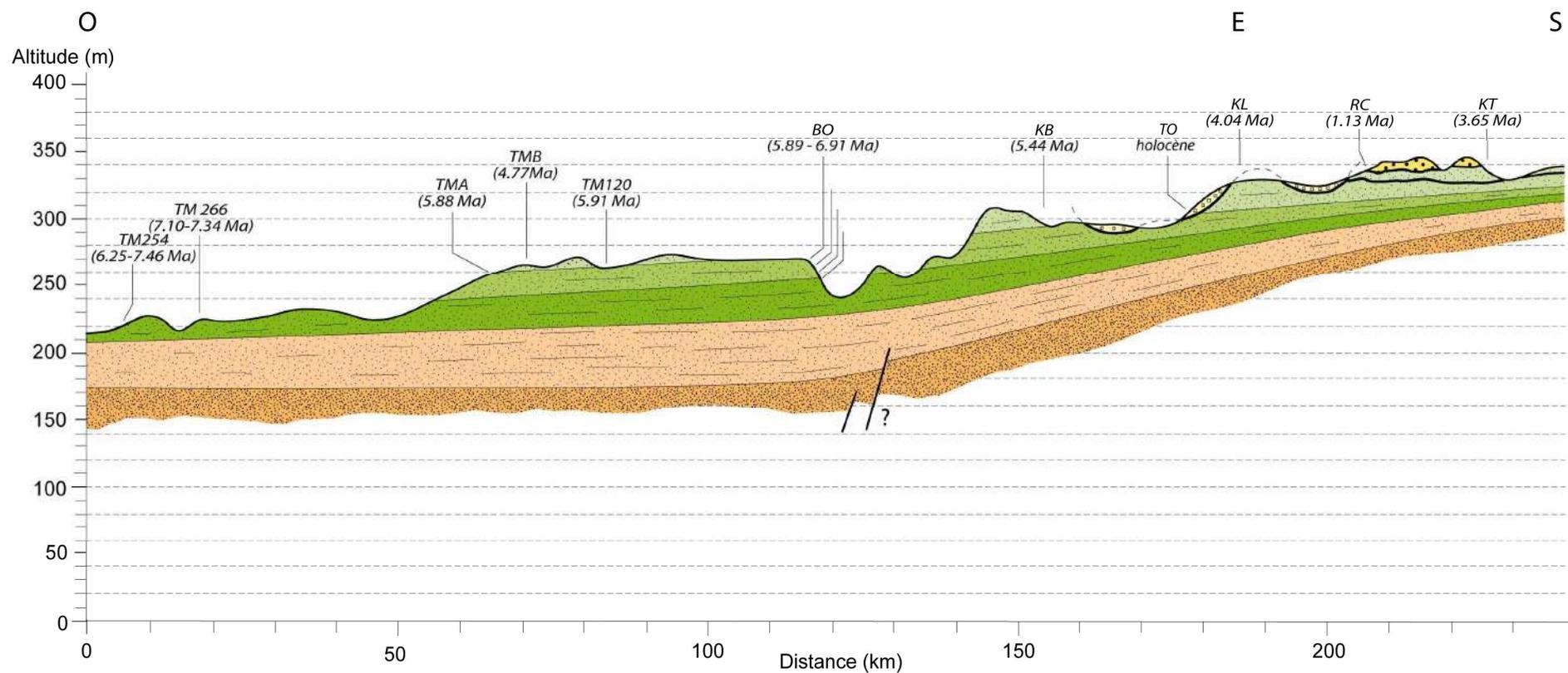


Figure 1.5. Profil « TM-KT », d'axe général Ouest-Est, reliant les secteurs fossilifères de Toros-Menalla (TM) et Koro Toro (KT) tout en passant par le secteur de Kollé (KL) et par les affleurements géologiques de Bochianga (BO), de Taudi Orchanga (TO), et du rocher aux cormorans (RC).

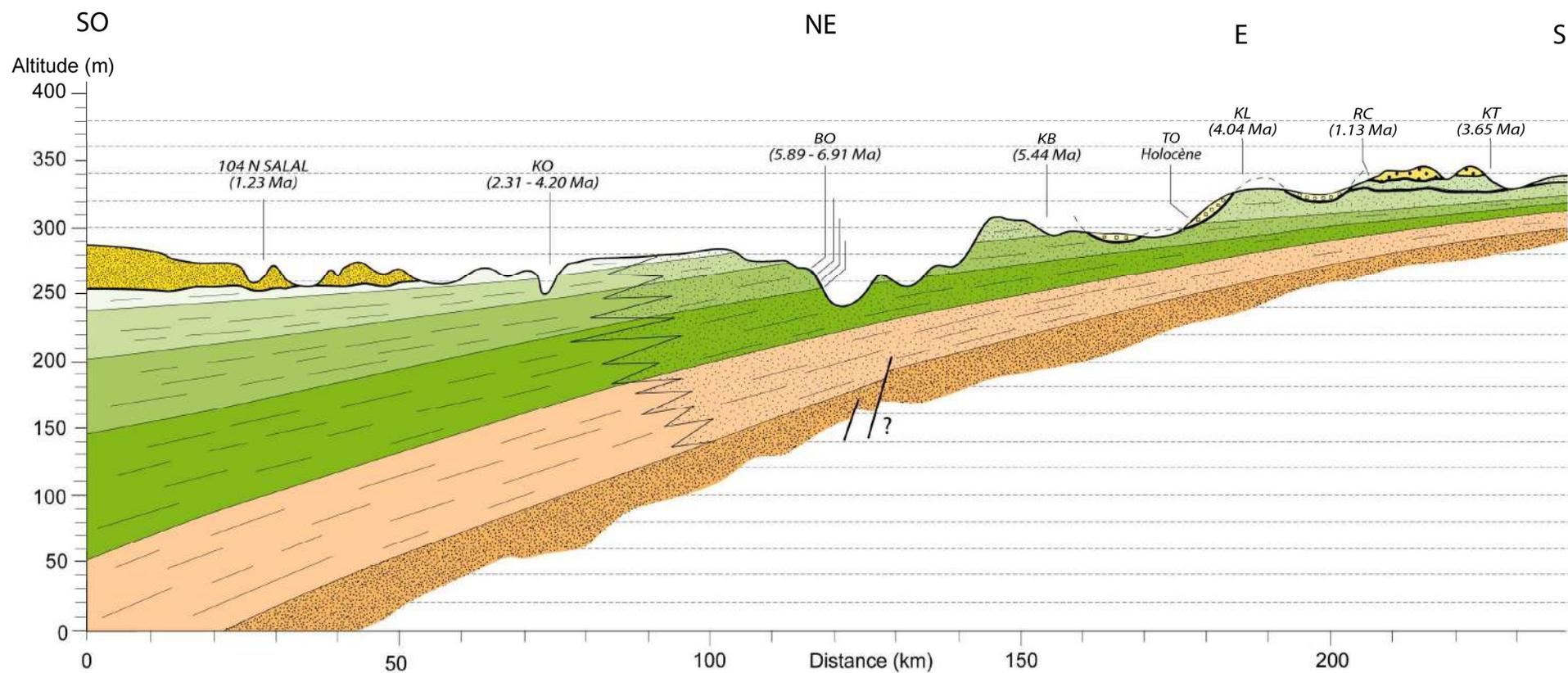


Figure 1.6. Profil « Salal-KT », d'axe composite, reliant la région de la bourgade Salal au secteur fossilifère de Koro Toro (KT) tout en passant par les secteurs de Kossom Bougoudi (KB) et Kollé (KL), ainsi que par les affleurements de Kouba Olanga (KO), de Bochianga (BO), de Taudi Orchanga (TO) et du rocher aux cormorans (RC).

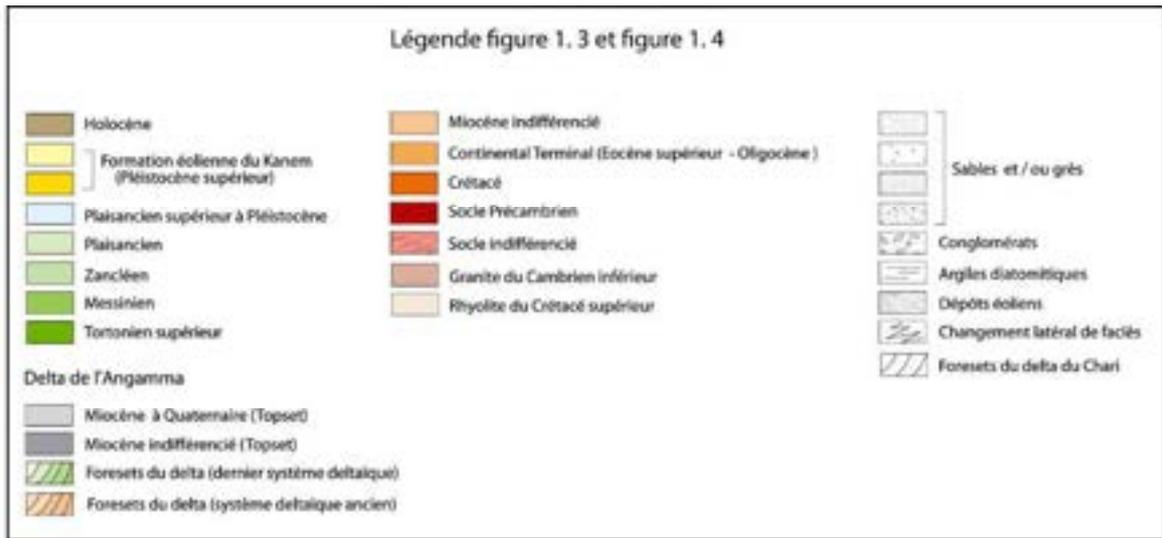


Tableau des âges

DATATION ABSOLUE	
100 m	→ 2.4 ± 0.20 Myr
147 m	→ 4.0 ± 0.38 Myr
203 m	→ 4.6 ± 0.40 Myr
224 m	→ 5.0 ± 0.41 Myr
250 m	→ 5.5 ± 0.48 Myr
269 m	→ 5.6 ± 0.62 Myr
297 m	→ 6.3 ± 0.64 Myr

Carte de localisation des profils

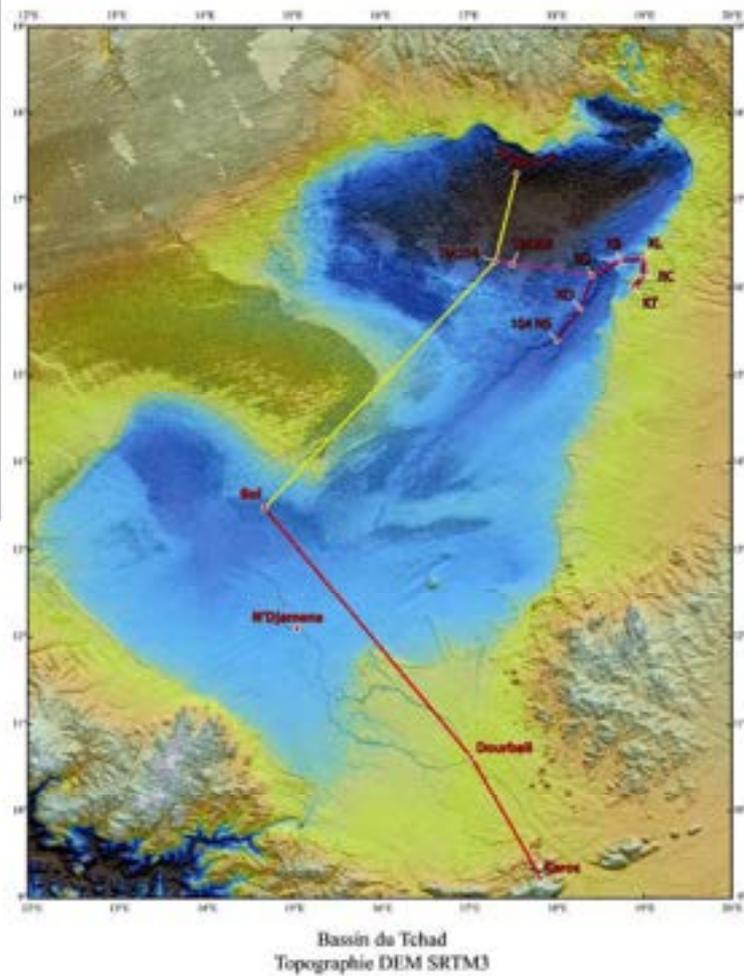


Figure 1.7. Légende et localisation des quatre profils (fig.1.3 à 1.6).

3. ORGANISATION DU MANUSCRIT DE THESE ET LOCALISATION DES ZONES ETUDIEES

Pour l'étude des séries sédimentaires du bassin du Tchad, une approche multidisciplinaire a été développée. Cette multidisciplinarité s'exprime à travers les diverses méthodes d'investigation utilisées, les différents types d'affleurements étudiés, les différentes zones d'étude (figure 1.1) et les différents âges géologiques concernés.

L'approche générale privilégiée pour ce travail de thèse a été la géologie sédimentaire au sens large, pratiquée aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire. L'acquisition de données sur le terrain a consisté ici à étudier divers types d'affleurements (buttes témoins, terrasses et fond de rivières, carrières, excavations creusées à la pelle) afin d'y documenter les lithologies, les figures sédimentaires, les géométries des corps sédimentaires, les variations latérales et verticales des faciès, ainsi que le prélèvement d'échantillons pour analyse au laboratoire (pétrographie, datation). Le travail au laboratoire d'une part l'étude de la morphologie des systèmes et corps sédimentaires sur images satellites et d'autre part l'étude analytique d'échantillons provenant d'un forage (lithologie, granulométrie, frottis, DRX).

L'âge des séries sédimentaires étudiées varie du Miocène terminal à l'actuel. Les séries anciennes ont été étudiées sur le terrain (affleurements naturels et fronts de taille en carrières) et par sondage carotté. Des études comparatives sur des séries récentes et actuelles ont été abordées comme analogues à des séries anciennes.

Les affleurements étudiés se situent dans le nord du Tchad (Erg du Djourab, secteur fossilifère de Toros-Ménalla) et en périphérie de N'Djamena (carrières de sables alluvionnaires, lit du fleuve Chari).

Le chapitre 2 concerne l'étude en carrière de dépôts holocènes qui donnent accès à l'évolution fluvio-deltaïque du paléo-Chari en relation avec des pulsations lacustres.

Le chapitre 3 est consacré à une étude des dépôts actuels et récents du fleuve Chari, qui apportent des éléments déterminants pour la compréhension des dépôts holocènes présentés dans le chapitre précédent.

Le chapitre 4 présente l'étude d'un sondage carotté réalisé en bordure du lac Tchad (forage de Bol) qui met en lumière la très longue histoire du lac Tchad depuis au moins 7 millions d'années.

Le chapitre 5 est consacré aux séries sédimentaires du secteur fossilifère de Toros-Menalla (Miocène terminal) et s'intéresse aux différentes séquences d'enregistrement d'une transition désert-lac.

Enfin, une synthèse géologique du bassin du Tchad en mettant un accent particulier sur les séries sédimentaires étudiées dans les chapitres précédent conclue la dernière partie de la thèse.

Dans le cadre de cette thèse, deux articles sont déjà publiés, un autre est soumis et diverses présentations (orales et par affiches) ont été faites lors de congrès (*e.g.*, Moussa *et al.* (2009a et 2009b)). Le premier article publié concerne une synthèse des résultats des recherches sur la géologie du bassin du Tchad menées dans le cadre de la MPFT (Schuster *et al.*, dont Moussa, 2009) et le second concerne une étude de la paléohydrodynamique du Lac Méga-Tchad par simulation numérique (Bouchette *et al.*, dont Moussa, 2010). Un autre article est actuellement accepté pour publication et concerne le cadre chronologique absolu (^{10}Be) des séries sédimentaires du nord du Tchad (Lebatard *et al.*, dont Moussa, 2010). Enfin, deux articles sont actuellement en cours de rédaction et concernent les chapitres 2 et 3 de cette thèse. Les articles publiés ainsi que les résumés de congrès sont reproduits en annexes de ce mémoire de thèse.

CHAPITRE II

LES SEDIMENTS HOLOCENES DU CHARI

CHAPITRE II : LES SEDIMENTS HOLOCENES DU CHARI

A – LES AFFLEUREMENTS ET LES COUPES

1 – INTRODUCTION

Les affleurements étudiés dans ce chapitre appartiennent à trois carrières de sable alluvionnaire situées dans un rayon d'une trentaine de kilomètres autour de N'Djamena : il s'agit des carrières de Lamadji, d'Ambatta et de la carrière de Goudji (figure 2.1). Elles sont ouvertes dans la plaine alluviale située en amont du lac Tchad actuel qui fait partie du troisième delta du lac holocène supérieur (ca. 3200 – 1800 ans B.P) identifié par Pias (1970) (figure 2.2). Chaque carrière a fait l'objet de plusieurs levés précis et les coupes réalisées sur différents fronts d'extraction ont été corrélées entre elles afin de mettre en évidence à la fois l'importance des variations latérales des petites structures et la bonne continuité de certains marqueurs stratigraphiques à grande échelle. La présence d'interbancs argileux dans tous les affleurements a permis de corréler efficacement les coupes levées dans ces trois grandes carrières, sur une distance totale de plus de 22 kilomètres (entre la carrière de Lamadji et celle d'Ambatta).

D'un point de vue lithologique, les carrières sont principalement sableuses et sablo-argileuses. En partie basse des carrières des sables fluviaux de teinte claire affleurent généralement, sur des épaisseurs plurimétriques à décimétriques. Ces sables sont entrecoupés de quelques passées argileuses de 10 à 30 centimètres d'épaisseur, qui constituent de bons marqueurs de corrélation stratigraphique. Dans la partie sommitale des carrières affleure un banc massif de 2 à 3 mètres d'épaisseur de sable argileux de teinte grise, marqué localement par de grands litages obliques, d'extension décimétrique. Ce litage monoclin qui affecte toute l'épaisseur de ce banc gris n'est cependant pas visible sur tous les affleurements. Cette partie sommitale est à mettre en relation avec le troisième delta du Chari-Logone de Pias (1967 et 1970).

2. CARRIERE DE LAMADJI

2.1. Situation :

La carrière de Lamadji ($12^{\circ}14'17''$ N et $15^{\circ}01'49''$ E) est située à 15 km au Nord-Est de la ville de N'Djamena (figure 2.1). Pour s'y rendre, il faut sortir de la ville par les quartiers périphériques Nord-Est et emprunter la route de Massakory en direction d'Abéché. La carrière se trouve à environ 1,5 kilomètres à l'Ouest du village de Djikhémé. L'accès se fait en quittant la route principale au niveau du grand cimetière de Lamadji. Cette grande carrière de sable est divisée en deux parties : une ancienne carrière actuellement abandonnée à l'ouest et une nouvelle carrière en exploitation à l'est. Quatre coupes ont été levées dans la nouvelle carrière et deux autres dans l'ancienne carrière. Le levé de quatre coupes dans la carrière en activité a été justifié par la présence d'importantes variations latérales de faciès dans la partie médiane et basse des affleurements. Les faciès dans l'ancienne carrière sont quant à eux nettement plus uniformes.

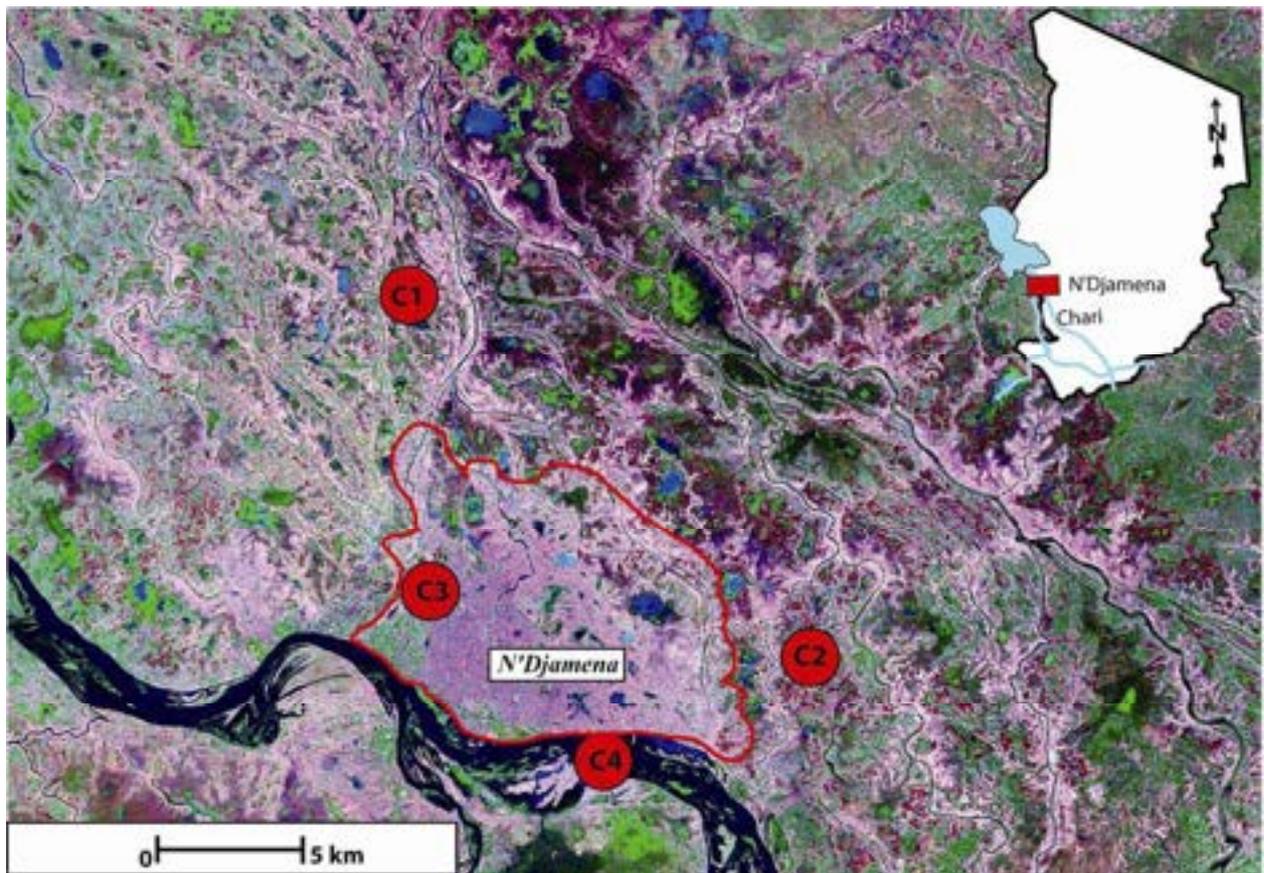


Figure 2.1. Carte de localisation des différents affleurements étudiés : C1 : carrière de Lamadji ; C2 : carrière d'Ambatta ; C3 : carrière de Goudji ; C4 : carrière et affleurements naturels dans le lit actuel du Chari. Trait rouge : contour de la ville de N'Djamena.

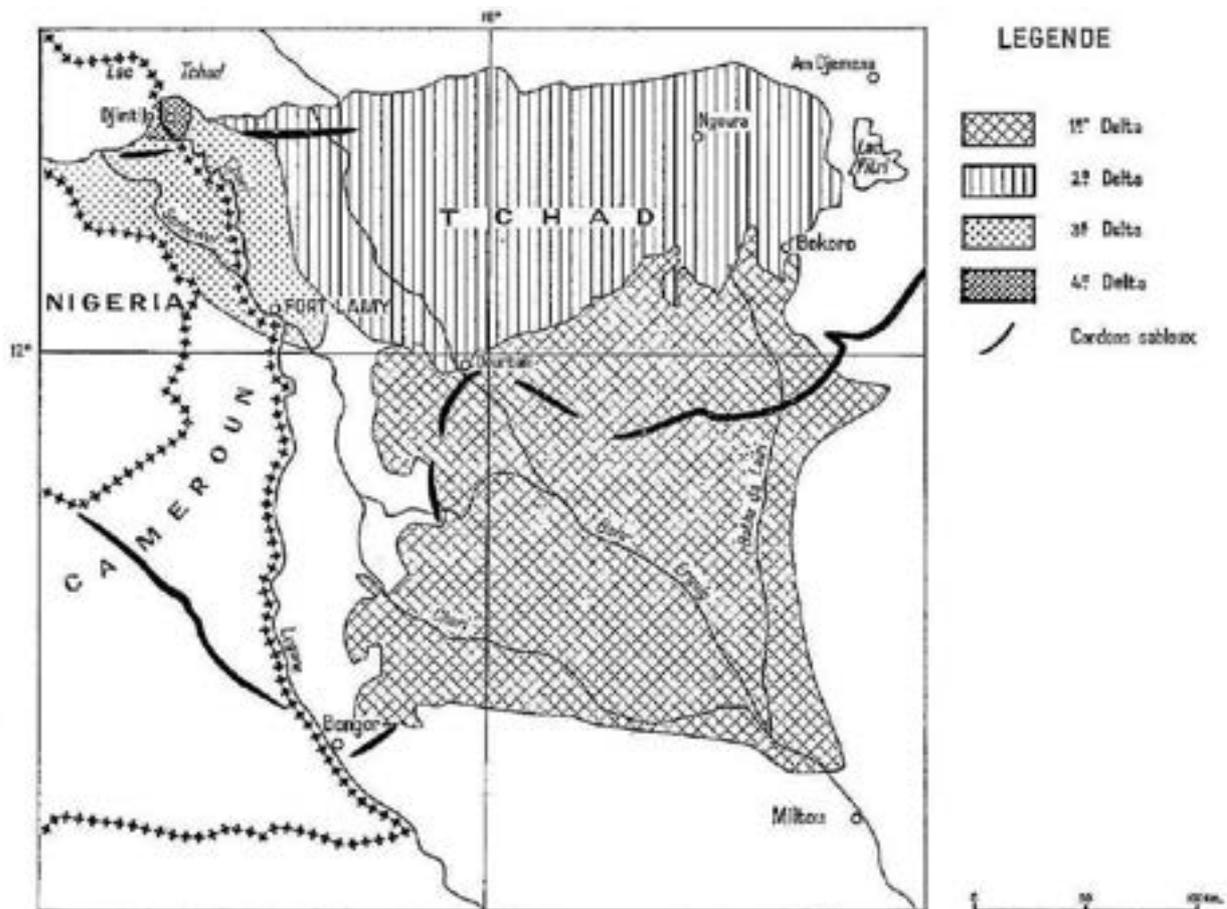


Figure 2.2. Carte montrant les quatre deltas successifs du Chari selon Pias (1967). L'ensemble des carrières étudiées se situe dans le périmètre du troisième delta (3^e delta) qui correspond au delta commun du Chari et du Logone. Ce delta s'est formé à la faveur d'une phase plus humide marquée par une expansion du niveau du lac Tchad estimée à 287 – 290 m et dont l'âge approximatif est compris entre 3200 et 1800 ans BP (Pias, 1970). Le premier delta de Pias dont l'âge peut être Miocène est le plus vieux.

2.2. Les principales unités :

De bas en haut se succèdent généralement 3 grandes unités lithologiques assez caractéristiques. La coupe n° 2, sans doute la plus complète (figure 2.4) :

Les sables clairs : Toute la partie basse des coupes, est constituée par des sables fins de teinte claire (blanc à jaune), très propres, faiblement ou pas indurés. Les grains de quartz sont dépourvus d'enveloppe argileuse. Ils sont organisés sous forme de faisceaux de litage oblique, plan ou base tangentielle. Les limites de faisceaux sont habituellement horizontales et leur épaisseur varie entre 5 et 20 cm en moyenne. Les faisceaux les plus épais dépassent rarement 60 cm d'épaisseur mais ont souvent une grande continuité latérale (continuité décamétrique et plus). Ce faciès a été appelé « les sables clairs ». Ils

sont fréquemment entrecoupés d'une ou plusieurs passées argileuses dont l'épaisseur varie entre 10 à 30 cm, présentent un débit polyédrique et ne sont que très rarement fissiles. L'observation macroscopique (œil nu et loupe) suggère que cette argile est totalement azoïque (ni faune, ni bioturbations).

Les sables croûtés : En partie moyenne des coupes affleure un sable en partie argileux qui forme des bancs plus résistants à l'érosion. Cette unité a été nommée « les sables croûtés ». De teinte plus sombre, elle est pourtant assez proche du faciès précédent mais s'en distingue par la présence d'argile et par l'installation d'une intense bioturbation pratiquement absente dans les « sables clairs ». Il s'agit surtout de longs conduits verticaux attribués à des racines, et des boules de grès à base plate interprétées comme des meules à champignons de termites champignonistes (Duringer *et al.*, 2006 ; 2007). L'interprétation de cette série particulière sera discutée plus loin, notamment pour ce qui concerne l'origine primaire ou secondaire de l'argile. Ce faciès signe manifestement l'installation d'un sol sur des sables dont l'origine est similaire à celle des sables fluviatiles sous-jacents de la base de la coupe (*i.e.*, les sables clairs).

La série grise supérieure : Les sables croûtés sont couronnés en partie sommitale par une série sablo-argileuse appelée « série grise supérieure » en raison de sa couleur gris foncé très homogène. Ce niveau constitue un remarquable repère stratigraphique car il est omniprésent sur toute l'actuelle plaine deltaïque du Chari dont il représente le substratum pédologique. Epais de 2 à 3 mètres en moyenne, il s'installe habituellement sur les unités précédentes par l'intermédiaire d'une surface d'érosion parfois très nette. Sa richesse en argile est souvent plus importante que celle des unités précédentes ce qui lui permet d'affleurer en corniche dans les anciennes carrières. Les affleurements se caractérisent souvent par la présence d'un ensemble unique de grands litages obliques qui prennent naissance au sommet de bancs pour s'amortir en bas de la formation. Cette série grise supérieure est également souvent très riche en nodules calcaires blanchâtres interprétés comme des concrétions pédogénétiques (caliches). Les bioturbations, omniprésentes dans toute cette partie supérieure, sont marquées principalement par des traces de racines et des nids de termites fossiles ou en activité.

2.3. Description des coupes levées dans la carrière de Lamadji.

a) Description de la coupe 1 (figure 2.3) :

Cette coupe n° 1 fait 11,5 mètres de hauteur. Elle est située dans la partie méridionale de la carrière (12°14'17'' N et 15°01'49''E). Elle se singularise principalement par un très beau développement des « sables clairs » (9 mètres) et par l'absence totale de niveaux argileux présents par ailleurs dans tout le reste de la carrière. Des clastes d'argiles remaniés sous forme de galets mous sont toutefois bien représentés (figure 2.3d). Les corrélations latérales montrent que les niveaux à galets mous pourraient être les vestiges d'une érosion locale des bancs argileux observés ailleurs dans la même carrière. Les mesures d'orientation des plans de litages obliques dans les « sables clairs » indiquent des paléocourants globalement orientés vers le Nord (figure 2.3). Ces dépôts de sables clairs à galets mous d'argile seraient donc plus jeunes que leurs équivalents latéraux à bancs argileux bien développés. Le faciès des « sables croûtés » est ici absent. En revanche, la « série grise supérieure » montre à cet endroit un de ses plus beaux faciès avec notamment le développement de grands litages obliques bien définis (figure 2.3).

b) Description de la coupe 2 (figure 2.4) :

Cette coupe est située dans la partie sud de la carrière (12°14'21''N et 15°01'52''E) à 200 mètres de la coupe 1. Elle fait 8,3 mètres de hauteur. C'est la coupe la plus complète en terme de faciès et à ce titre la plus caractéristique. La base de la coupe est constituée d'un sable de teinte claire typique de la série « sables clairs », avec des faisceaux de litage oblique bien exprimés, et quasiment pas bioturbés. Les niveaux à galets mous observés sur la coupe 1 passent latéralement au niveau des argiles (20 centimètres) de la partie inférieure de la coupe par l'intermédiaire d'une surface d'érosion. Les « sables croûtés », absents dans la coupe 1, ont ici une épaisseur importante (près de 2 mètres en moyenne). Dans ces « sables croûtés » apparaissent quelques passées argileuses d'aspect lenticulaire. Enfin, la « série grise supérieure » coiffe comme d'habitude la partie sommitale de la coupe. Une surface d'érosion marque le contact avec les « sables croûtés » sous-jacents. Les litages obliques observés dans la coupe 1 ne sont pas apparents ici.

c) Description de la coupe 3 (figure 2.5) :

La coupe 3 a été levée dans la partie sud de la carrière (12°14'18''N et 15°01'49''E). Elle fait 8 mètres de hauteur. Dans l'ensemble on observe presque les mêmes unités que celles décrites

dans les coupes 1 et 2. Elle s'en distingue cependant par l'importance du développement des interbancs argileux qui sont ici plus épais que dans tout le reste de la carrière. Deux niveaux argileux ont été clairement identifiés (figure 2.5). Le premier niveau situé à 5,20 m est à la fois le plus épais (55 cm) et le plus caractéristique car il est constitué d'une argile verte assez pure. En outre, il apparaît très nettement chenalisé et sa partie supérieure montre une nette troncature horizontale. L'interbanc d'argile inférieur (à 6,5 m) apparaît lardé de petites passées de sable et il est en partie érodé dans sa partie supérieure. L'argile devient de plus en plus sableuse et croûtée vers le bas et se termine dans des sables clairs. La partie sommitale de la coupe est composée du faciès de la « série grise supérieure » qui est ici en partie déblayée par l'exploitation de la carrière.

d) Description de la coupe 4 (figure 2.6) :

Levée dans la partie Nord de la carrière (12°14'21''N et 15°01'45'' E) sur le front en exploitation, cette coupe de 15 mètres, est très intéressante car elle permet d'accéder aux niveaux les plus profonds de la carrière notamment à un interbanc argileux inférieur (13 m) jamais observé ailleurs dans la carrière. En revanche, la présence d'imposants déblais d'exploitation n'a pas permis de lever une coupe continue. L'interbanc argileux supérieur à 7 m de profondeur été corrélé visuellement avec celui des autres coupes. La « série grise supérieure » est ici également en partie décapée par l'exploitation.

e) Description de la coupe 5 (figure 2.7) :

Cette coupe a été levée dans l'ancienne carrière à la faveur d'une grande butte résiduelle (12°14'25''N et 15°01'41''E). La partie haute de la coupe est comme d'habitude couronnée par la « série grise supérieure » qui repose sur les « sables croûtés ». Le contact est marqué par une surface d'érosion bien définie. « Série grise supérieure » et « sables croûtés » sont très bioturbés (traces de racines et nids de termites). La plupart du temps, la « série grise supérieure » montre de nombreux nodules carbonatés de quelques centimètres de diamètres. Ils sont interprétés comme des concrétions secondaire pédogénétiques de type caliches.

Une des spécificités de cette coupe est le beau développement de trois interbancs argileux. Le banc inférieur plus puissant a une épaisseur de 20 centimètres remarquablement uniforme dans toute la carrière. Ce banc d'argile constitue un bon niveau repère qui peut être suivi au moins à l'échelle de la carrière. Sur le terrain, aucun reste paléontologique n'a pu y être identifié. La partie inférieure de la coupe est dominée par les « sables clairs » identiques en tous points au faciès décrit dans les autres coupes.

e) Description de la coupe 6 (figure 2.8) :

Cette coupe a été levée dans la partie sud de l'ancienne carrière (12°14'23''N et 15°01'42''E) pour rendre compte des variations latérales d'épaisseur et de faciès. La succession lithologique générale est la même : la « série grise supérieure » repose par l'intermédiaire d'une surface d'érosion sur des « sables croûtés » qui passent à des sables propres de type « sables clairs » en bas de la coupe. Des trois interbanco argileux de la coupe précédente ne subsiste que le banc argileux inférieur. Cette coupe est une coupe clef car elle permet d'observer au sein de la « série grise supérieure » des structures sédimentaires caractéristiques du milieu de dépôt. En effet, la « série grise supérieure » est marquée ici par le développement de « mégalitages obliques » caractérisés par un faible angle de pendage et par une extension latérale au moins décamétrique. Le développement de ces litages particuliers s'accompagne d'un épaissement de la « série grise supérieure ». Avec la coupe 1, c'est le seul endroit de la carrière où ce type de structure est clairement visible.

La comparaison des successions lithologiques à travers les six coupes décrites dans carrières de Lamadji permet d'identifier les mêmes phases de sédimentation sableuse du bas vers le haut avec des intercalations de bancs d'argiles et un sommet constitué de la « série grise supérieure » qui coiffe l'ensemble des coupes.

Les coupures lithologiques établies dans les deux exploitations, ancienne et actuelle, de la carrière sont généralement nettes et uniformes. L'ensemble des six coupes est représentatif des différentes variations latérales de faciès à l'échelle de la carrière.

2.4. Corrélation des coupes levées dans la carrière de Lamadji

En se basant sur la description des principales unités lithologiques (les « sables clairs », les « sables croûtés » et la « séries grise supérieure ») effectuée précédemment, il est possible de corréler stratigraphiquement les six coupes levées à différents endroits de la carrière.

La « série grise supérieure », qui affleure bien sur toute la partie supérieure de la carrière, a été utilisée pour caler les coupes entre elles. Les passées argileuses et la succession verticale générale des faciès ont permis d'affiner les corrélations. Sur la figure 2.9 une corrélation générale des six coupes levées dans la carrière de Lamadji est réalisée en suivant l'ordre des épaisseurs de la colonne sédimentaire comprise entre la base de la série grise supérieure et le niveau argileux principal.

L'épaisseur des dépôts entre ces deux niveaux repères est maximale pour la coupe 1 (7 m environ) si l'on admet, comme l'on a fait précédemment, que le niveau argileux est réduit à l'état de vestige, sous forme de galets mous remaniés à cet endroit.

L'épaisseur des sédiments intercalés décroît progressivement dans l'ordre suivant des coupes : 4 (5 m), 3 (3,5 m), 2 (2 m), 5 (1,9 m) et 6 (1,1m). A noter également que dans cette série l'épaisseur du niveau argileux repère est plus importante pour les profils les plus épais (coupes 4 et 2) ; tandis que les passés argileuses sont généralement plus minces sur les coupes 2, 5 et 6 de moindre épaisseur, situées à droite de la séquence (figure 2.9).

2.5. Datations des coupes

La collecte sur le terrain de trois échantillons datés par (AMS ¹⁴C) permet de contraindre chronologiquement les coupes de cette carrière.

Echantillon	Coupe	Position	Faciès	Nature	âges
1	1	≈ 7,5 m	Sables clairs	Charbon de bois	3600 ± 35 ans BP
2	5	≈ 4,2 m	Sables clairs	Charbon de bois	3700 ± 35 ans BP
3	5	≈ 2,1 m	Série grise s.	caliche	1475 ± 30 ans BP

3. CARRIERE D'AMBATTA

3.1. Situation :

La carrière d'Ambatta (12°06'44''N et 15°09'44''E) est située à 7 km à l'Est de N'Djamena (figure 2.11). L'accès se fait en empruntant la route qui mène vers le village préhistorique de Gaoui. La carrière se trouve à l'Est du village d'Ambatta. Il s'agit d'une carrière abandonnée d'exploitation d'argile et d'argile sableuse utilisées pour la fabrication de briques de construction. Une coupe principale a été levée, ainsi que plusieurs petites coupes secondaires, afin de rendre compte des variations latérales de faciès et d'épaisseur des dépôts.

Les trois faciès précédemment définis dans la carrière de Lamadji ont été retrouvés dans cette carrière, cependant le faciès des « sables clairs » est peu représenté, tandis que le faciès des « sables croûtés » est omniprésent. Les niveaux argileux « repères » sont beaucoup plus développés que ceux décrits dans la carrière précédente.

3.2. Description de la coupe principale (coupe 7) (figure 2.10)

La coupe 7 (12°06'37''N et 15°09'40''E) fait environ 8 mètres de hauteur (figure 2.10). Les trois grandes unités lithologiques classiques décrites dans les autres carrières se retrouvent

ici : la série grise supérieure coiffe une série argilo-sableuse de teinte plus claire, entrecoupée par quelques lits sableux et des sables argileux. Un premier banc argileux assez important (60-80 cm d'épaisseur) est observé dans la partie supérieure de la coupe. Un autre banc d'argile encore plus développé, constitue la partie médiane de la coupe entre 4 m et 6,5 m de profondeur. Au sommet, ce banc d'argile est découpé par un réseau de fentes remplies de sable, probablement importé des niveaux argilo-sableux sus-jacents. Comme dans les carrières de Lamadji, la partie sommitale est couronnée par la « série grise supérieure » dans toute la carrière. Les grands litages obliques monolithiques caractéristiques de cette série apparaissent nettement à plusieurs endroits de la carrière.

Trois autres coupes (8, 9 et 10) faisant 2 à 3 mètres d'épaisseur ont été réalisées (figures 2.11 à 2.13). Elles rendent compte des variations latérales de faciès parfois importantes et rapides dans cette carrière. La coupe 8 (12°06'33''N et 15°09'40''E) (figure 2.11) montre dans sa partie médiane des faciès très inhabituels (figure 2.11). En effet, toute la partie argileuse inférieure, entre 3 m et 3,8 m est entrelardée par des passées de sables blancs très propres, à litages obliques. La présence de conglomérats intraformationnels à galets mous, localisés à la base des niveaux sableux, montre que le dépôt de ces bancs sableux débute par de petites érosions des interbancs argileux sous-jacents. La coupe 10 montre plusieurs récurrences argileuses vers la base de la coupe (figure 2.13). Mais les conditions d'affleurement ne permettent pas d'observer ailleurs ces niveaux dont l'extension latérale reste de fait mal contrainte. Les corrélations des coupes 8 et 9 avec la coupe principale 7 montrent une érosion latérale assez importante de la partie supérieure des « Sables croûtés ». La « série grise supérieure » dont le sommet a été décapé pendant l'exploitation descend latéralement en biseau dans les « sables croûtés » (figure 2.13).

4. CARRIERE DE GOUDJI

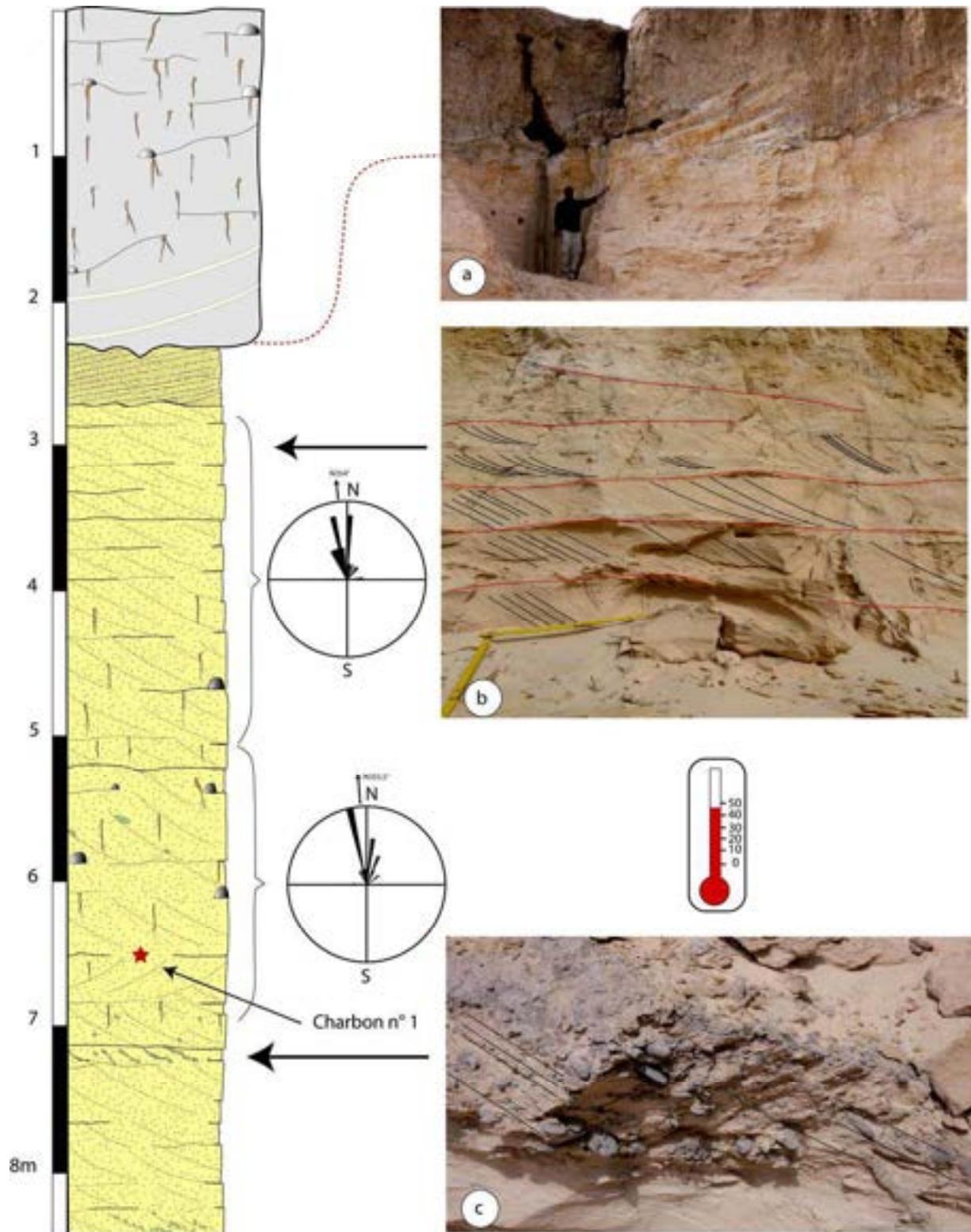
4.1. Situation

Cette carrière est située sur le côté Nord l'aéroport de N'Djamena, près de la caserne de Foudrière (12°09'02,40''N et 15°01'38,62''E) à gauche de la route qui va vers Massakory et qui mène sur Abéché. C'est une ancienne carrière facile d'accès, aujourd'hui abandonnée.

Une coupe a été effectuée le long de l'affleurement près de la route. Elle montre les différentes séries décrites précédemment dans les autres carrières de Lamadji et Ambatta (figure 2.14).

4.2. Description de la coupe :

L'affleurement, peu important, fait entre 3 et 4 mètres d'épaisseur (figure 2.14), car la partie inférieure est masquée sous les éboulis. Ces sables argileux sont très croûtés, très bioturbés avec des nombreuses traces de racines, et plusieurs nids de termites. D'après sa position au sommet de l'affleurement, ce faciès correspond à la série grise supérieure décrite dans la carrière de Lamadji. Les grands litages obliques bien développés et bien exprimés dans la partie supérieure sont visibles partout sur l'ensemble de la carrière. A la base de la série grise supérieure se trouve un autre niveau argileux. Il s'agit plus probablement d'un dernier épisode lacustre qui marque la limite inférieure de l'affleurement.



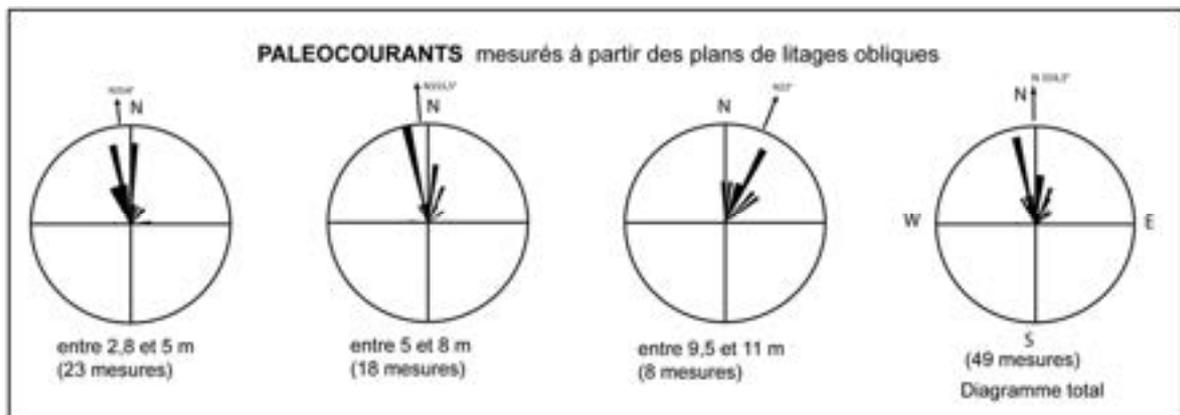
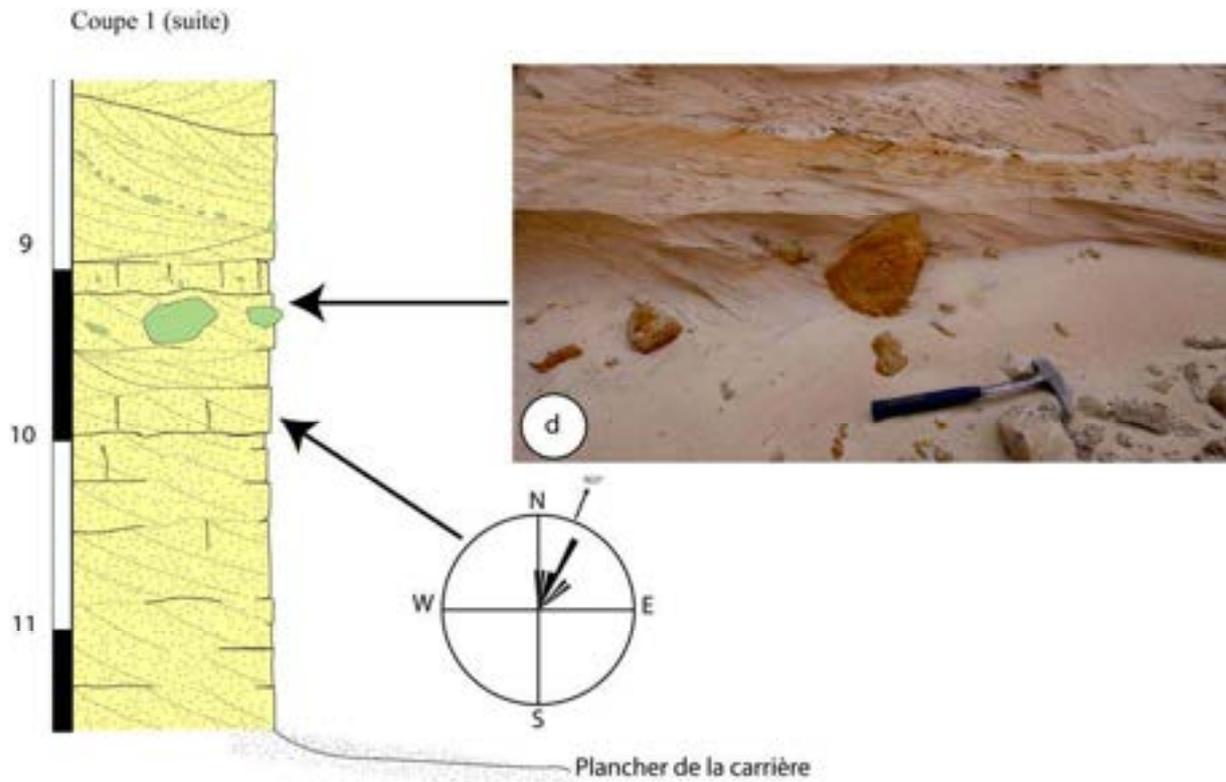


Figure 2.3. Coupe 1 dans la nouvelle carrière de Lamadji ($12^{\circ}14'17''$ N et $15^{\circ}01'49''$ E).

(a) : développement des " méga-litages obliques" dans la "série grise supérieure".

(b) : faisceaux de litages obliques dans le faciès "sables clairs".

L'épaisseur des faisceaux varie entre 5 et 20 cm en moyenne avec des limites dans l'ensemble horizontales. Des clastes d'argiles remaniés sous forme de galets mous (photo c et d) sont bien représentés ici dans la faciès "Sable Clairs", le diamètre des clastes varie entre 2 et 25 cm. Les mesures d'orientation des plans de litages obliques dans les "Sables clairs" indiquent des paléocourants globalement orientés vers le Nord.

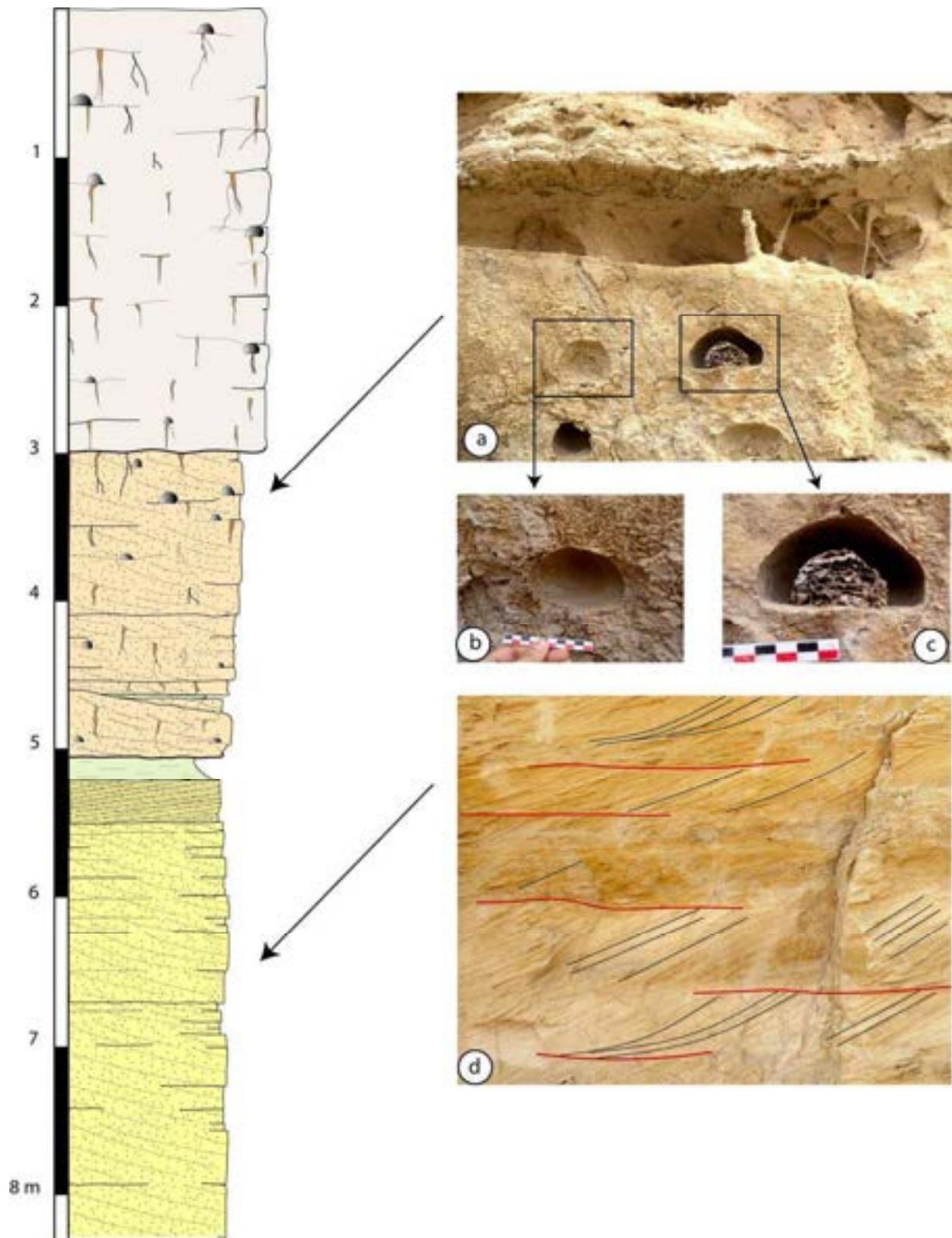


Figure 2.4. Coupe 2 dans la nouvelle carrière de Lamadji ($12^{\circ}14'21''\text{N}$ et $15^{\circ}01'52''\text{E}$). Le faciès "sables croûtés" (a) est un sable en partie argileux qui forme des bancs plus résistants à l'érosion. Il est caractérisé par l'installation d'un réseau dense de bioturbations, avec des nids de termites et de longs conduits racinaires (a, b et c). Le faciès "Sables Clairs" (d) est caractérisé par des sables très propres, faiblement indurés avec des faisceaux de litages obliques (5 - 20 cm d'épaisseur).

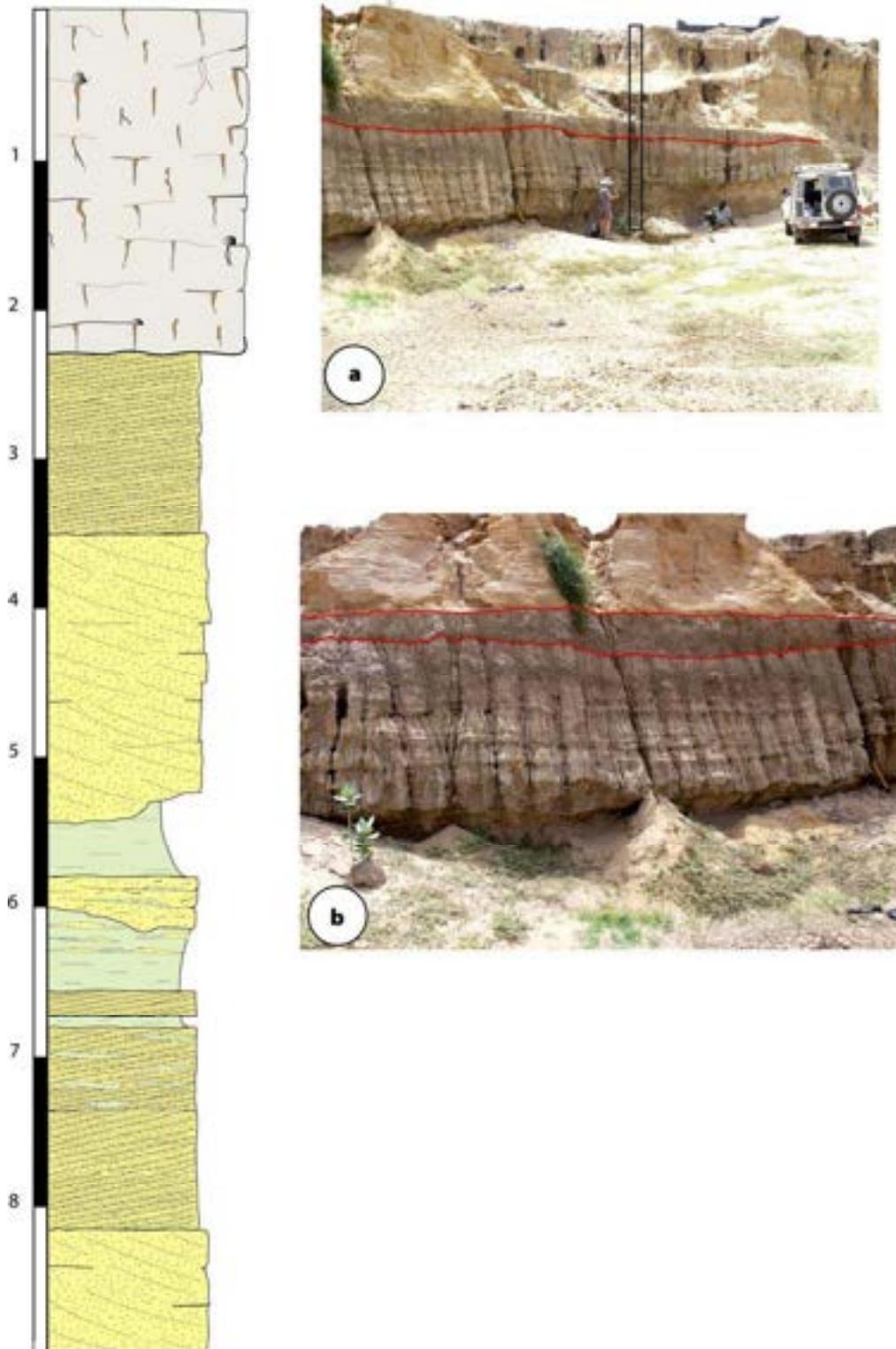


Figure 2.5. Coupe 3 dans la nouvelle carrière de Lamadji ($12^{\circ}14'18''\text{N}$ et $15^{\circ}01'49''\text{E}$). Cette coupe se distingue par l'importance du développement des interbanes argileux (photos a et b) qui sont ici plus épais que dans tout le reste de la carrière. On distingue plus clairement les deux banes argileux dont l'épaisseur est plus importante. En outre, les interbanes argileux (b) sont nettement chenalisés et d'aspect lenticulaire.

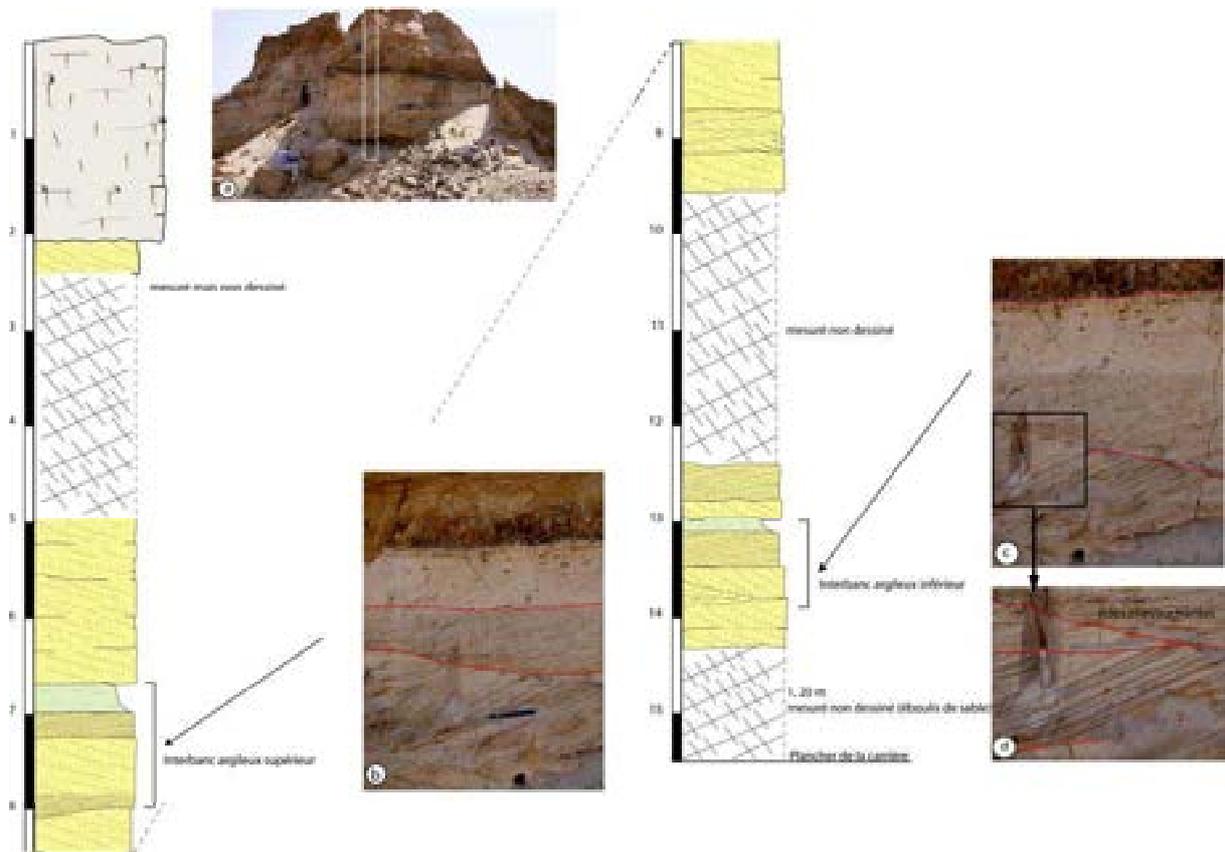


Figure 2.6. Coupe 4 levée dans la nouvelle exploitation carrière de Lamadji ($12^{\circ}14'21''\text{N}$ et $15^{\circ}01'45''\text{E}$).

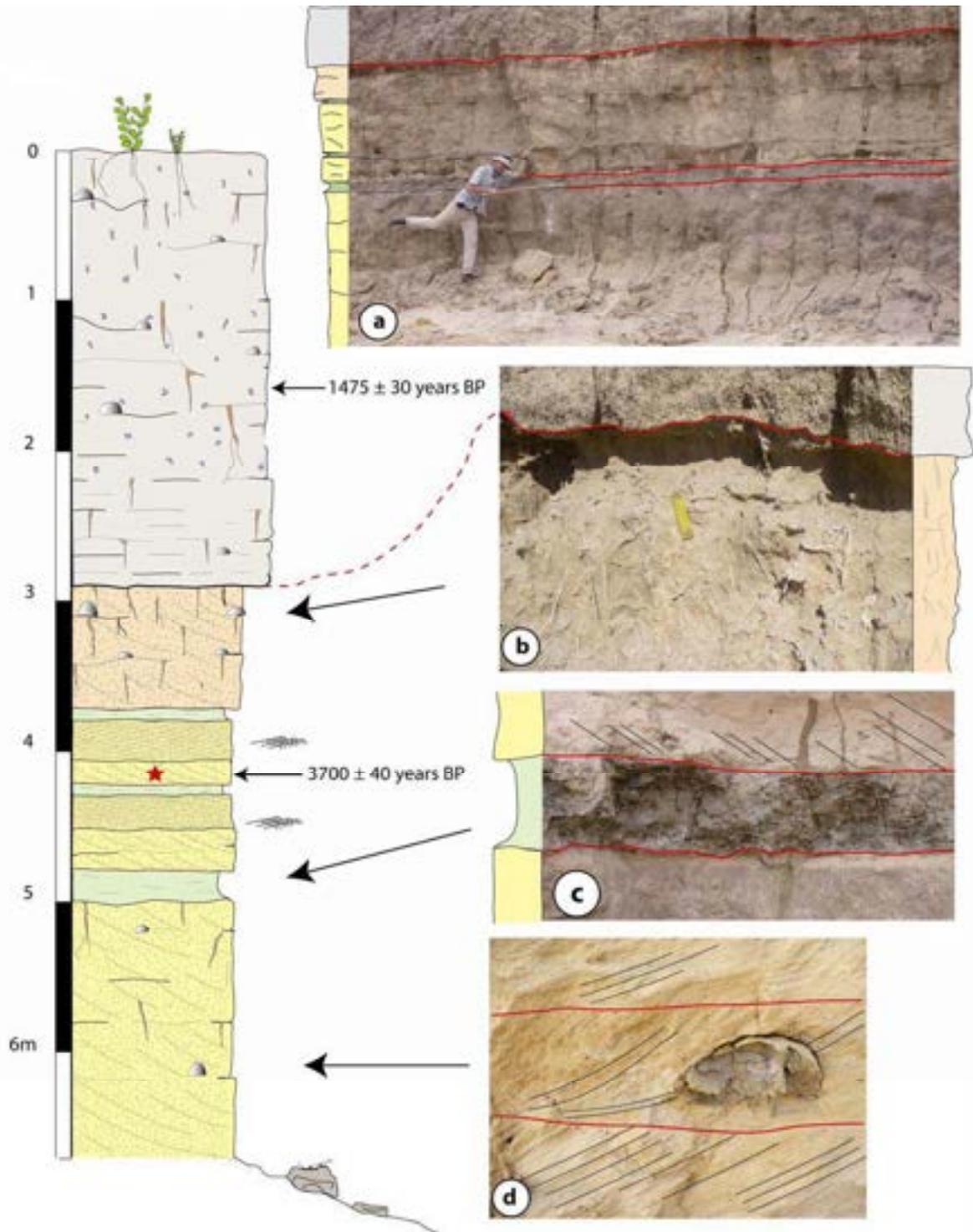


Figure 2.7. Coupe 5 levée dans l'ancienne carrière de Lamadji ($12^{\circ}14'25''\text{N}$ et $15^{\circ}01'41''\text{E}$). (a) : sur la coupe en entière sont localement définis et les contacts entre les différents faciès qui sont marqués par des surfaces d'érosion. Le faciès des sables croûtés (b) montre une bioturbation intense, révélant l'installation du sol. Le faciès de sable clair (d) se caractérise par des faisceaux de litages obliques à base tangentielle, très propres et faiblement indurés. Ce faciès constitue la base des coupes, est habituellement entrecoupé d'un ou de plusieurs bancs d'argile (c et a). L'étoile désigne l'échantillon du charbon de bois n°2.

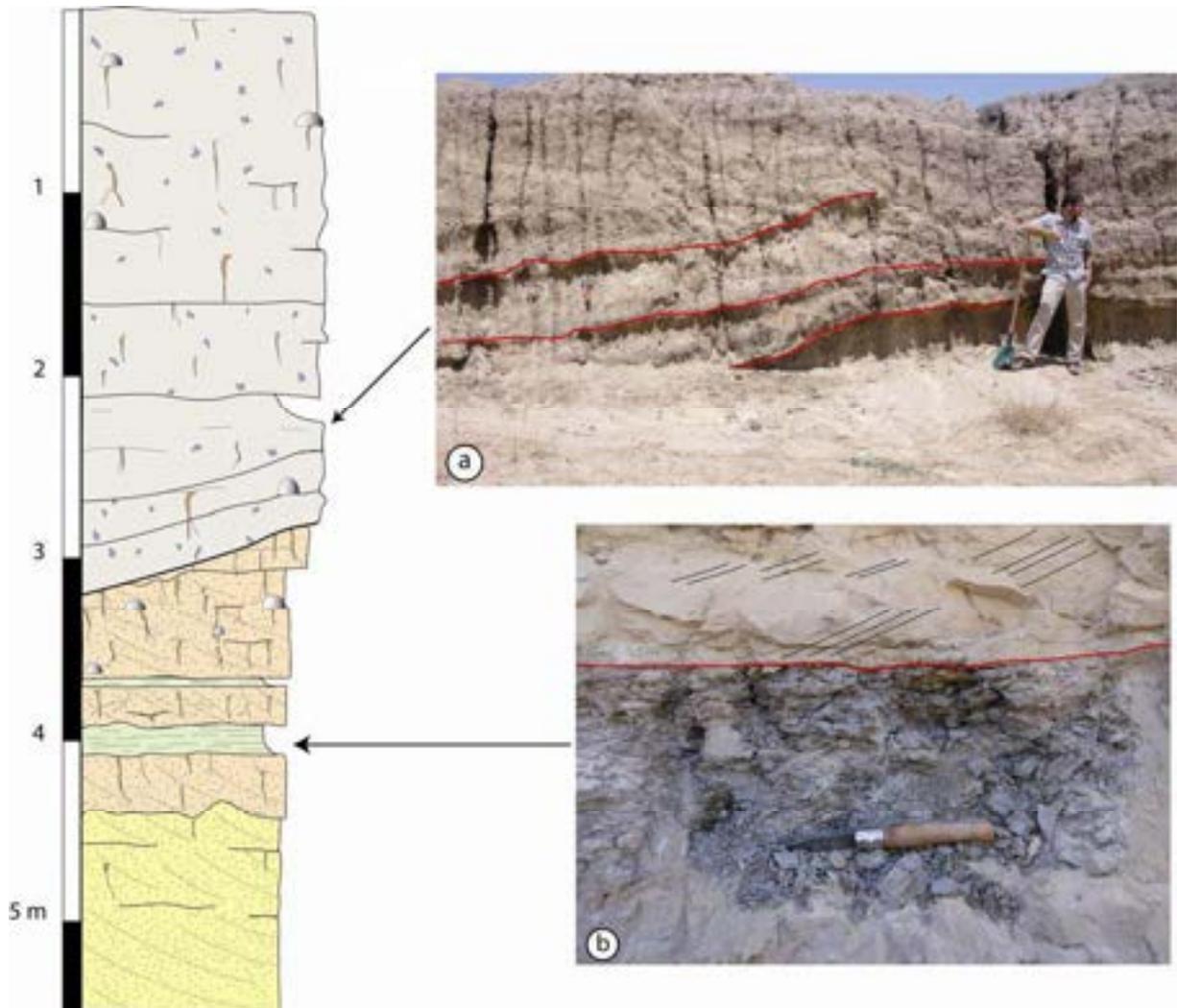


Figure 2.8. Coupe 6 levée dans la veille carrière de Lamadji ($12^{\circ}14'23''\text{N}$ et $15^{\circ}01'42''\text{E}$).
 (a) : La "série grise supérieure" est marquée par le développement de "méga-litages obliques" caractérisés par un faible angle de pendage et par une extension latérale au moins décamétrique. (b) : l'intercalation d'un banc d'argile laminé dans le faciès "sable croûté".

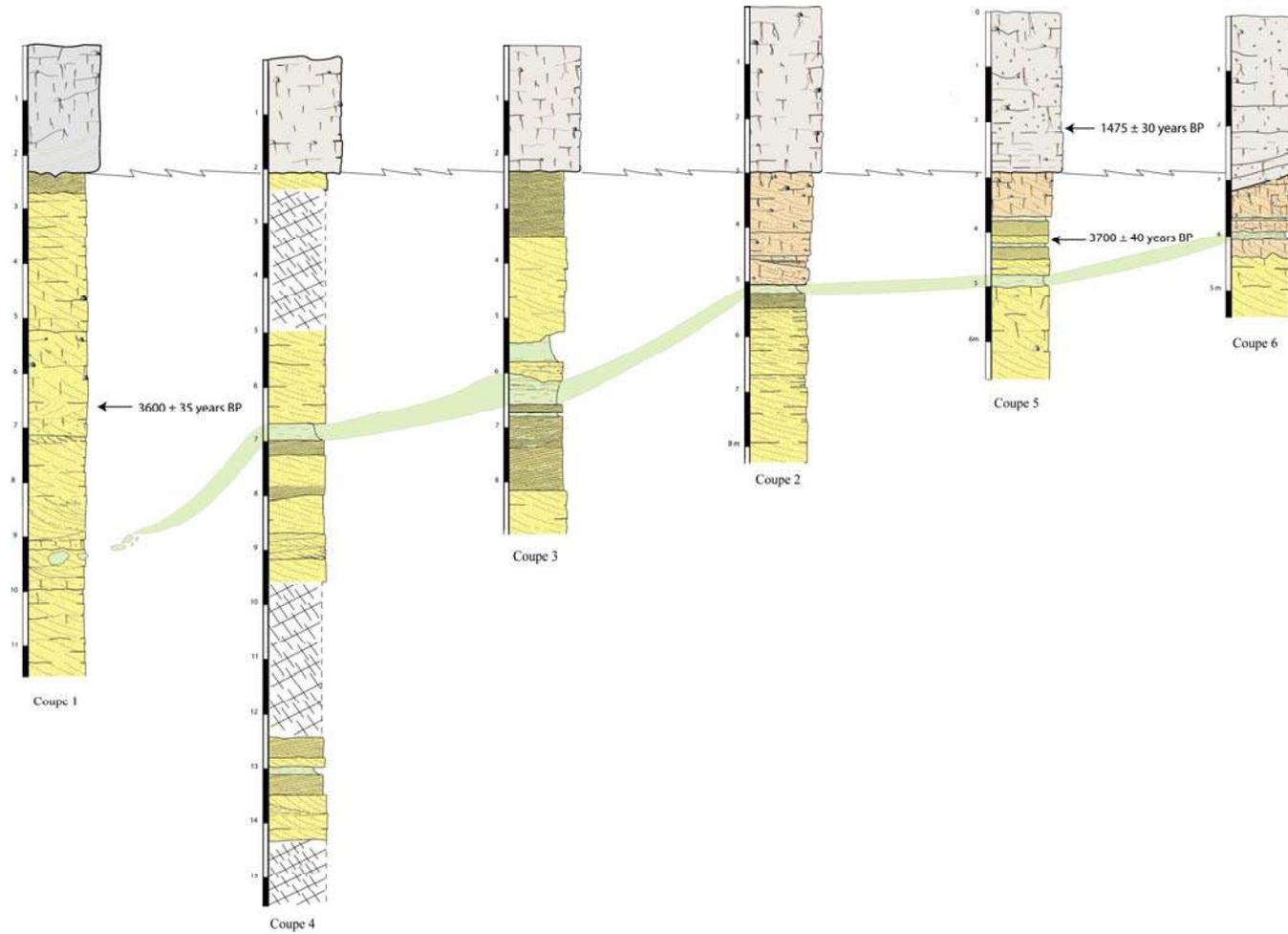


Figure 2.9. Corrélation de six coupes de la carrière de Lamadji, réalisée par ordre décroissant de l'épaisseur de la colonne sédimentaire comprise entre la base de la série grise supérieure et le sommet du niveau argileux principal.

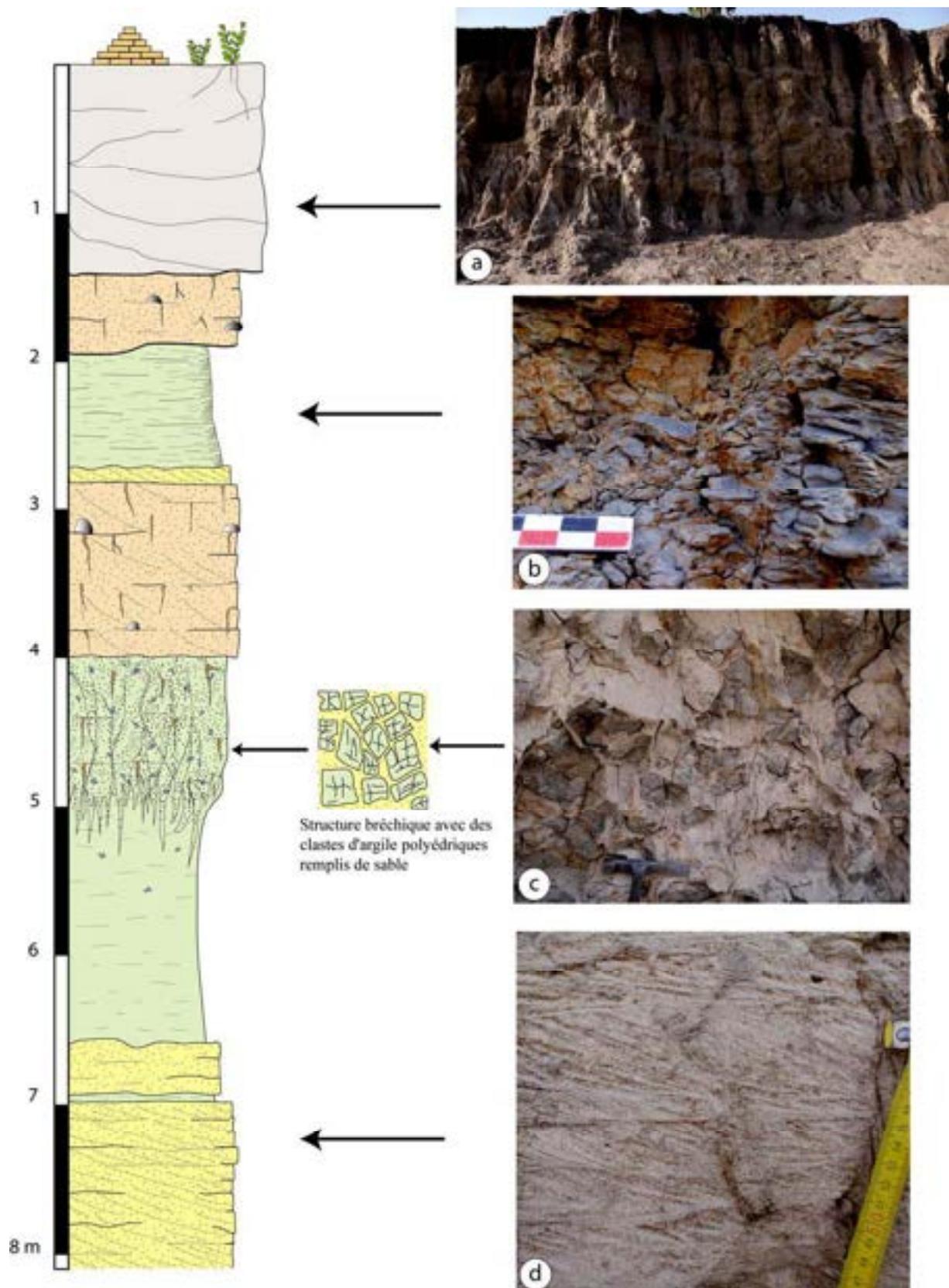


Figure 2.10. Coupe 7 ($12^{\circ}06'37''\text{N}$ et $15^{\circ}09'40''\text{E}$) levée dans la carrière d'Ambatta.

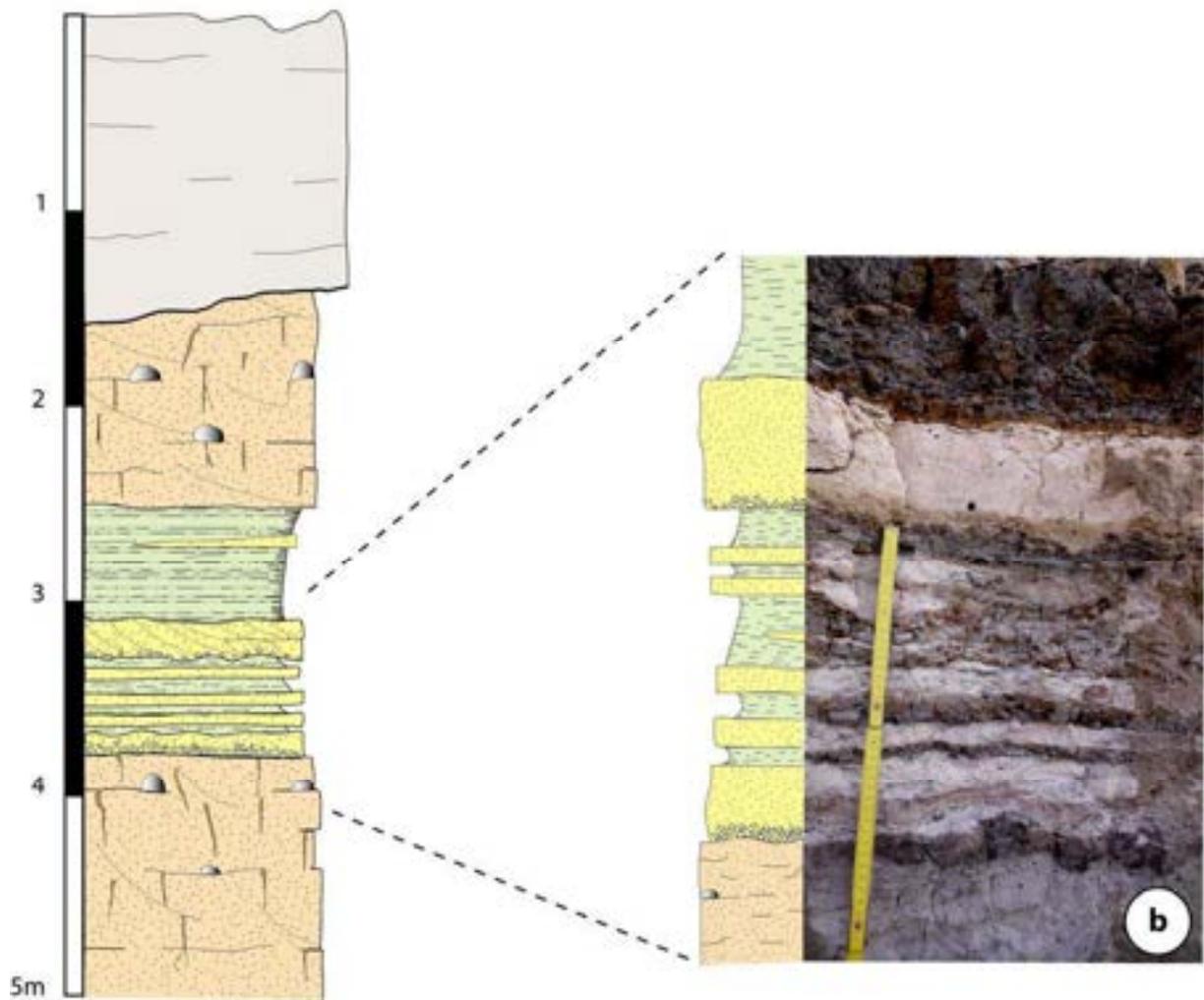


Figure 2.11. Coupe 8 levée dans la carrière d'Ambatta (12°06'33"N et 15°09'40"E).

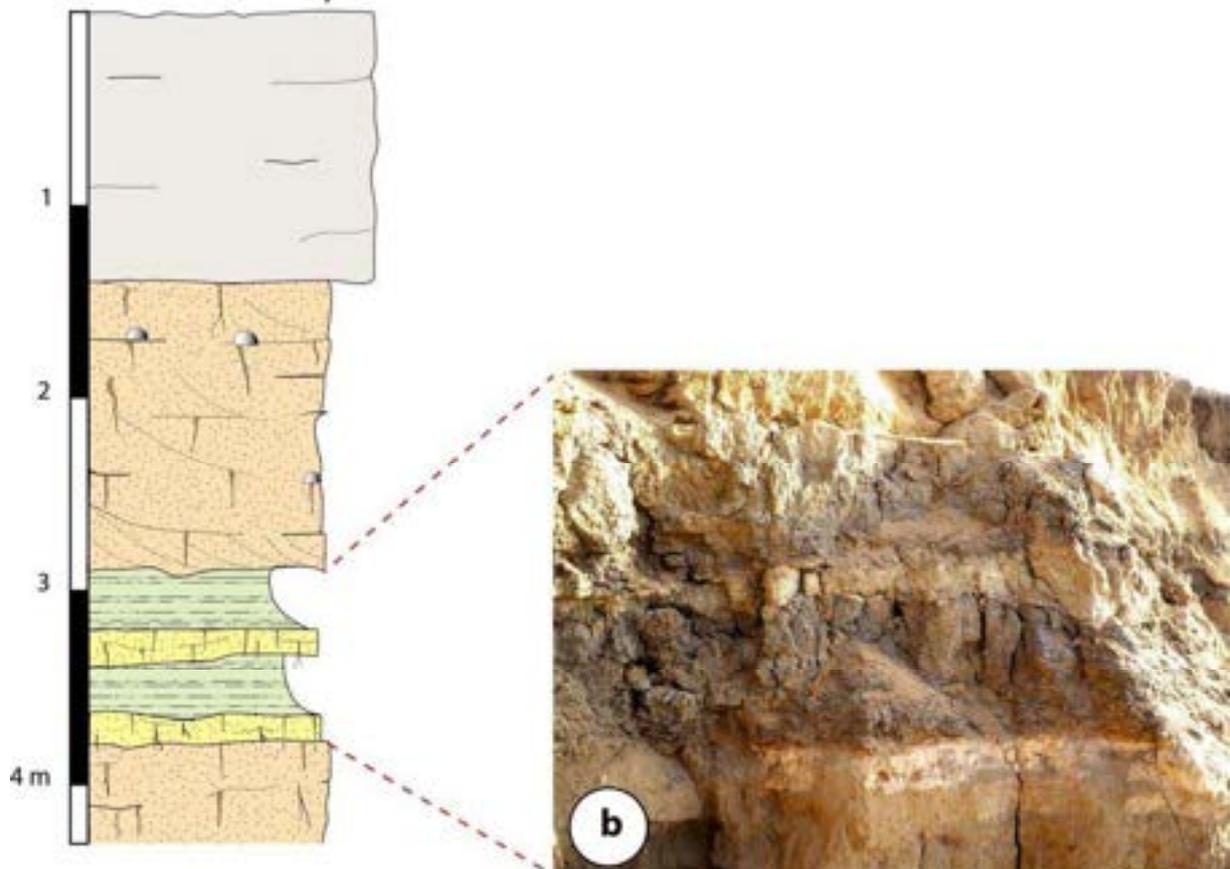


Figure 2.12. Coupe 9 levée dans la carrière d'Ambatta (12°06'31.1"N et 15°09'46.5"E).



Figure 2.13. Corrélations entre les coupes de la carrière d'Ambatta et illustration des variations latérales de faciès, d'après les corrélations visuelles de stratigraphie sur le terrain.

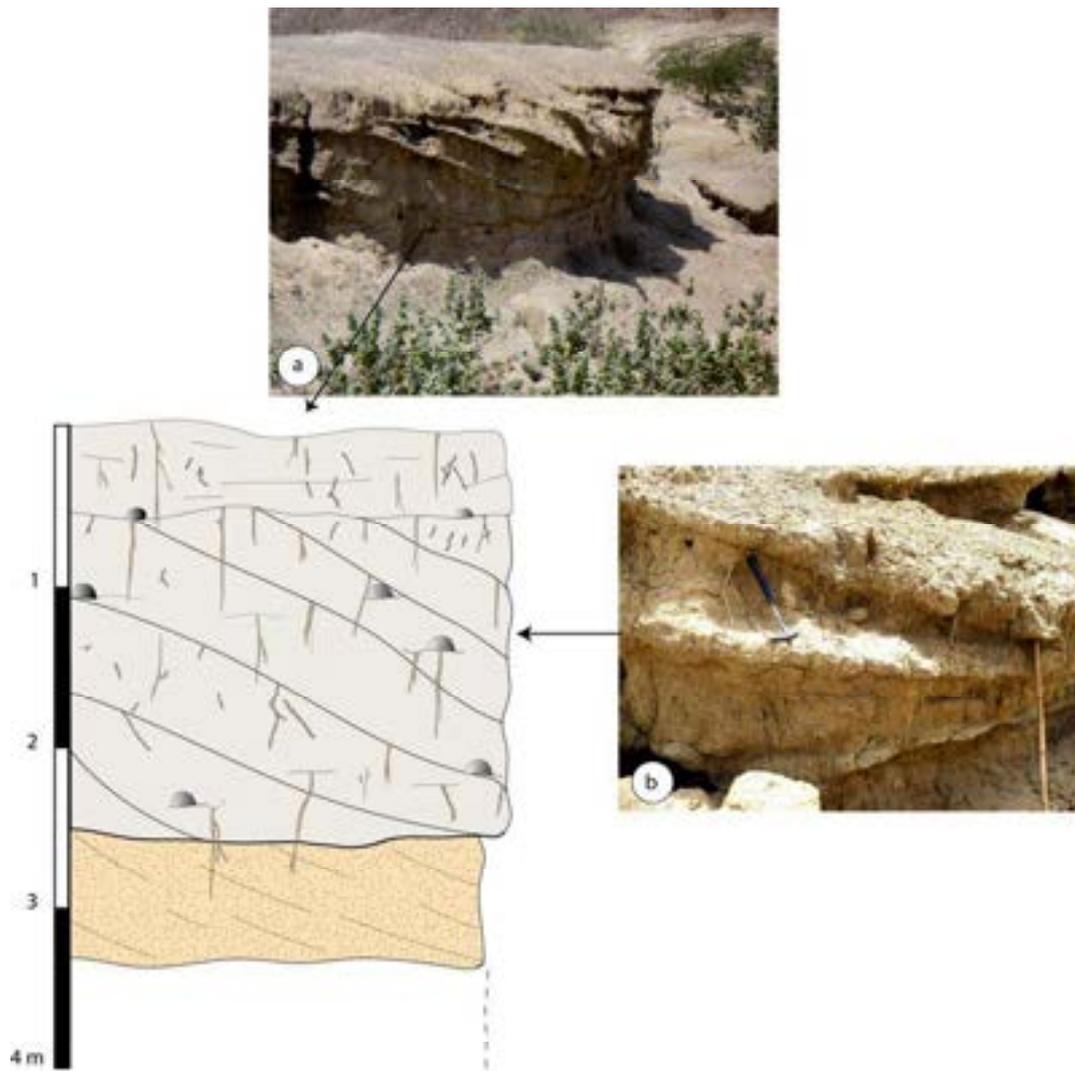


Figure 2.14. Coupe levée dans la carrière de Goudji.

(a) Vue générale sur la série grise supérieure dans la carrière de Goudji. La partie basale est formée par un ensemble unique de grands litages obliques. (b) détail des bioturbations dans les mégalitages obliques.

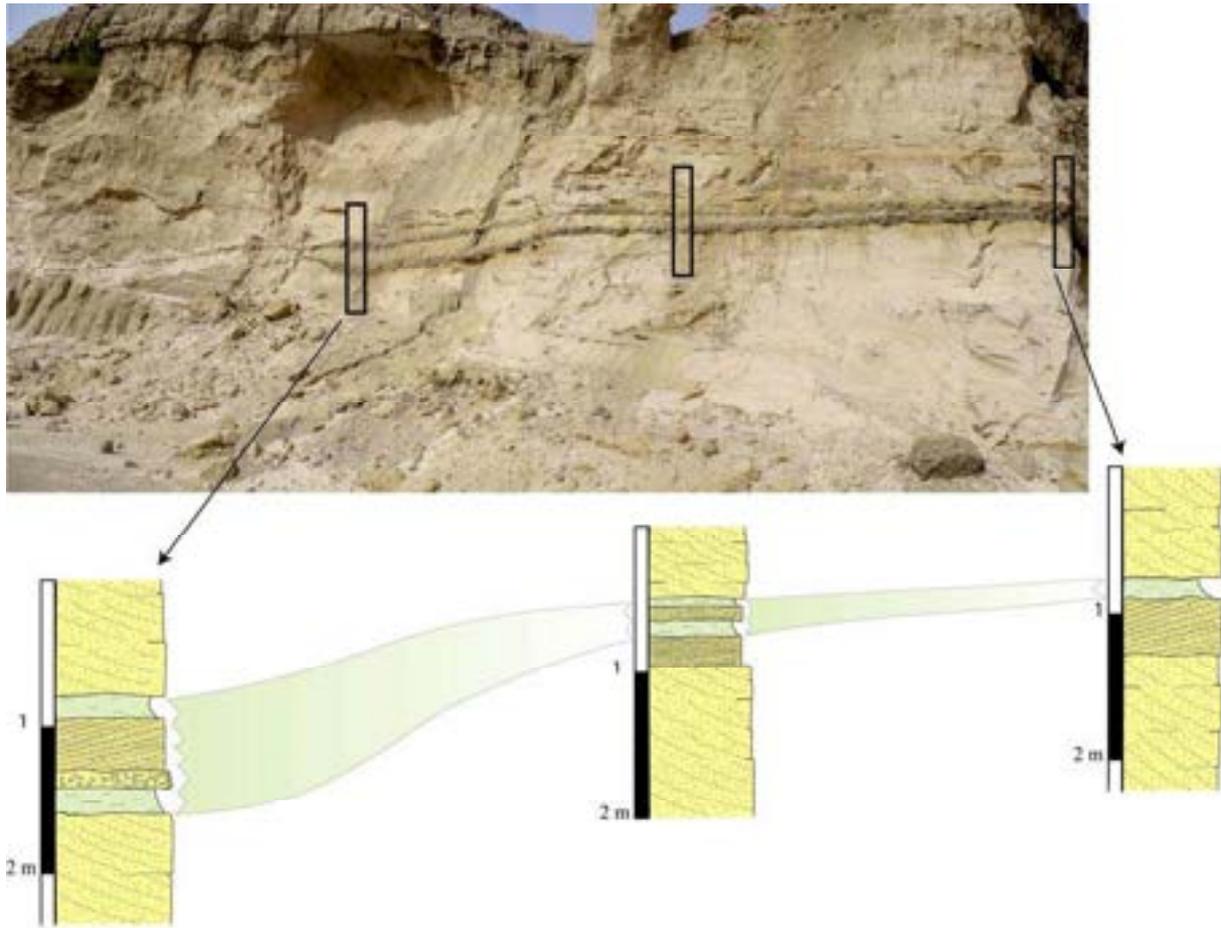
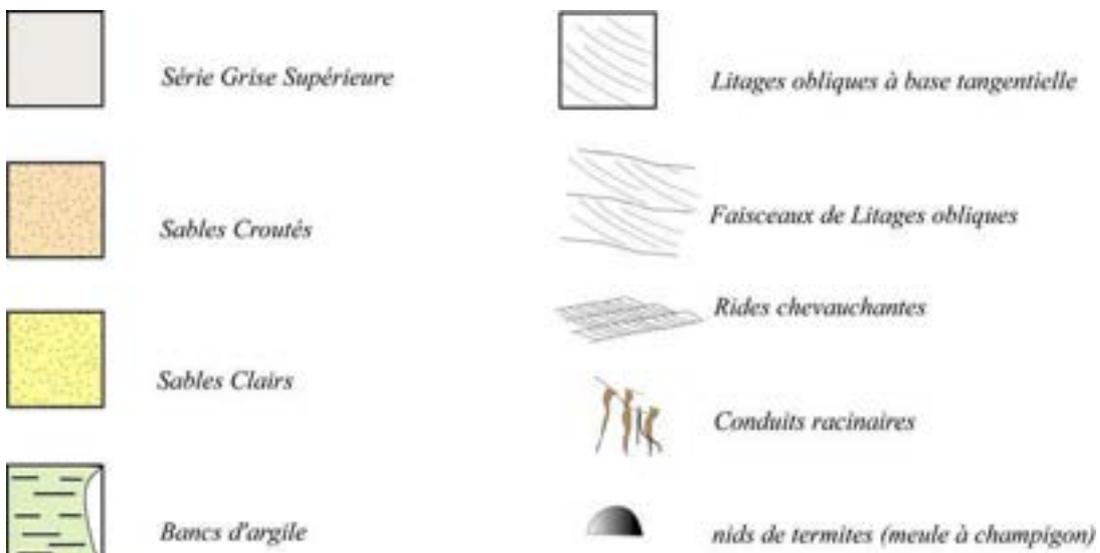


Figure 2.15. Corrélation entre les trois coupes relais levées dans la nouvelle exploitation carrière de Lamadji. Evolution latérale des interbanco argileux dans le faciès "sables clairs".

Légendes



B – LES FACIES DE DEPÔTS

1. Les faciès « Sables clairs »

1.1. Faciès Sables clairs à litages obliques

C'est le faciès le plus représenté dans les carrières (figure 2.16 et 2.17). Il forme la partie inférieure et moyenne de la plupart des coupes étudiées (coupe 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10). C'est d'ailleurs ce faciès de sables clairs très pur qui a motivé l'ouverture des carrières pour leur utilisation dans la réalisation des mortiers. Ce faciès comprend des sables clairs, blancs à jaunes, très propres, et faiblement indurés car la cimentation est quasi inexistante. Il est composé de grains de quartz de taille variable, fins à grossiers. La structure des dépôts se caractérise par des faisceaux de litages obliques plans et de litage oblique plan à base tangentielle dont l'épaisseur varie entre 5 et 60 cm. L'épaisseur moyenne des faisceaux oscille autour de 10 à 20 centimètres avec une bonne continuité latérale. Ils présentent parfois de petits galets mous d'argile grise, inclus au sein et à la base des litages obliques. Ce faciès présente parfois, et surtout dans la partie supérieure des coupes, quelques traces de bioturbations sous la forme de conduits racinaires et de nids de termites (galeries et meules à champignons de termites champignonistes). Ces bioturbations sont cependant peu fréquentes.

Les mesures de paléocourants ont été faites sur les plans de litages obliques dans le faciès « sables clairs » de la carrière de Lamadji. Ils indiquent globalement des paléocourants orientés vers le Nord (figure 2.3).

Ces sables clairs sont très similaires en termes de pétrographie, de couleur et de structures sédimentaires des sables jaunes des barres fluviales actuelles du Chari (voir chapitre 3). Ce premier faciès « sables clairs » à litages obliques (figure 2.16 et 2.17) correspond à des barres et à des pieds de barres fluviales assez plates et très dissymétriques se mettant en place dans des systèmes fluviales de type rectiligne.

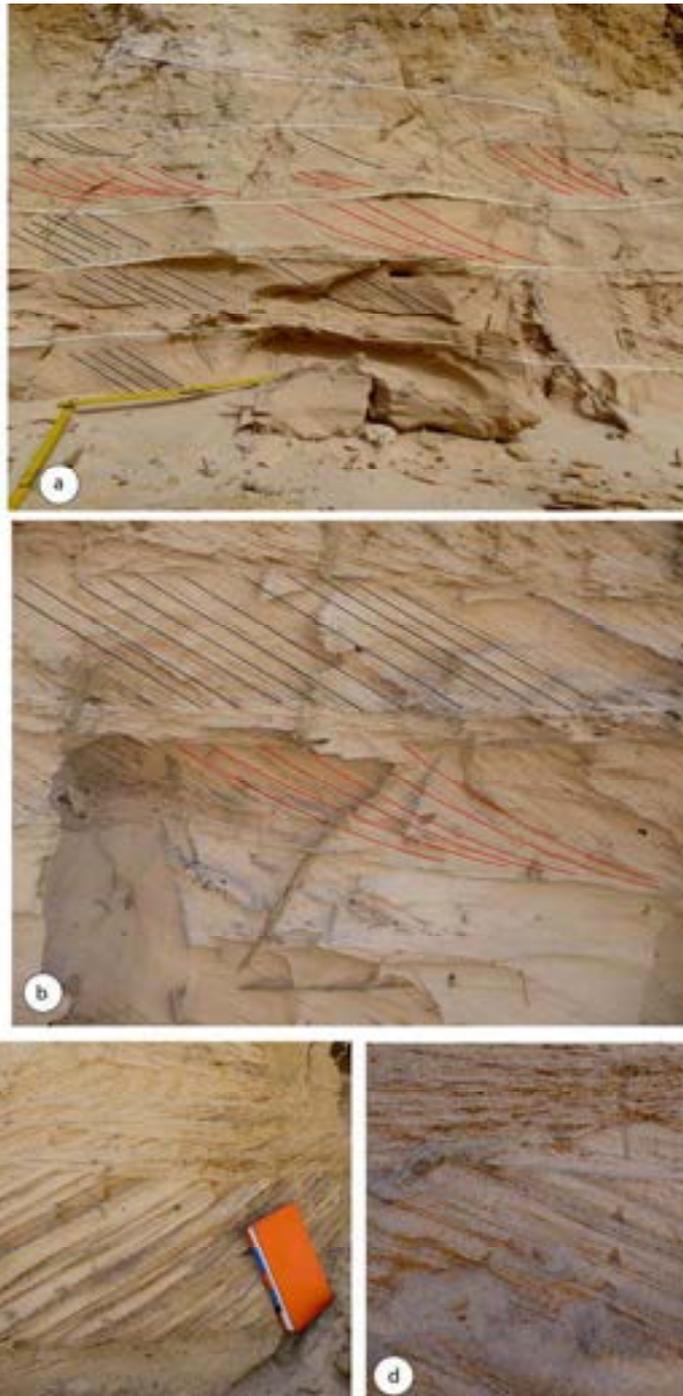


Figure 2.16. Faciès « Sables clairs » à litages obliques. Ce faciès est formé par des sables très clairs. Les images (a) et (b), montrent la présence de plusieurs faisceaux de litages obliques plans (en noir) ainsi que des faisceaux de litages obliques à base tangentielle (en rouge). (c) et (d) : montrent les détails des lamines de litages obliques ainsi que les variations locales de granulométrie. On distingue clairement les lamines (c) et (d) formées alternativement par des lits de sable fins et grossiers. Le sable est toujours très faiblement induré.

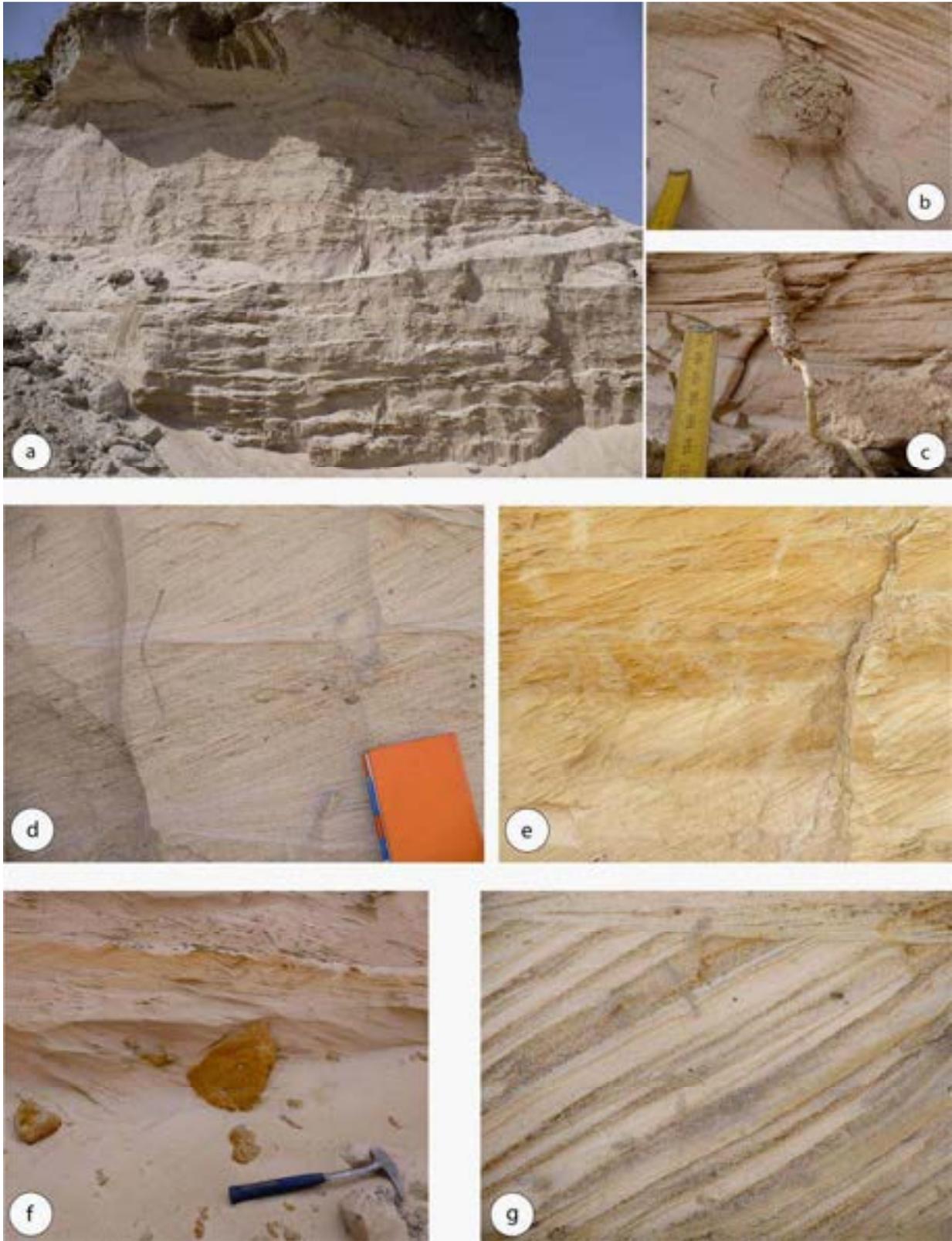


Figure 2.17. (a) : vue générale de l’affleurement du faciès « sables clairs » et exemples de bioturbations dans le faciès : (b) nid de termite fossile et (c) conduit racinaire actuel en phase d’encroûtement précoce. (d) et (e) : détails de la superposition des faisceaux de litages obliques. (f) : galets mous au sein des litages obliques. (g) : détail des variations de granulométrie des lamines dans les litages obliques.

1.2. Faciès « sables clairs à rides de courant »

Ce faciès entièrement constitué d'un empilement de rides de courant (figure 2.18) est très différent du faciès « sables clairs » à litages obliques avec lequel il est interstratifié. Il est également beaucoup moins fréquent puisqu'il représente moins de 10% de l'ensemble des « sables clairs ». Il se présente sous la forme de très petits faisceaux de litage oblique de 1 à 3 centimètres d'épaisseur en moyenne, empilés les uns sur les autres. A l'intérieur des faisceaux apparaissent les « foresets » des rides de courant dont l'orientation est à la fois unidirectionnelle et remarquablement constante. On observe très peu de changements de direction, même faibles. Ce faciès est composé par le même type de sable clair que le faciès sables clairs à litages obliques décrit précédemment. Il s'en différencie uniquement par les structures sédimentaires, essentiellement constituées de rides de courant superposées. Les faisceaux successifs étant peu érosifs les uns sur les autres, ils apparaissent de loin sous la forme de lignes horizontales faiblement ondulantes et globalement parallèles. L'épaisseur maximum de ce faciès dépasse rarement 80 cm.

1.3. Faciès « Sables clairs à rides remontantes »

Ce faciès à « rides remontantes » (rides de contre-courant) est associé au faciès « sables clairs » à litages obliques (figure 2.18). Il se trouve à la base de faisceaux à litages obliques et orientés à contre-courant de ceux-ci. La granulométrie de ces rides de contre-courant est également toujours plus faible que celle des sables qui constituent les litages obliques des mégarides qui les recouvrent. Cette différence de granulométrie très nette démontre à l'évidence que les deux types de structures ne se forment ni au même moment ni sous la même dynamique de dépôt. Les figures 2.19 et 2.20 montrent que les litages obliques (courant principal) viennent buter contre les rides de contre-courant, ce qui apporte un éclairage intéressant sur la genèse de ces structures. Les images (a et b de la figure 2.18) constituent deux exemples particulièrement démonstratif qui montrent l'amortissement des litages obliques sur les rides de contre-courant sous la forme d'un litage incurvé qui moule la ride sous-jacente : les rides de contre-courant sont donc déjà formées et inactives lorsque les litages obliques les recouvrent.

Les structures internes de ces rides de contre-courant associées aux litages obliques sont différentes de celles des rides de courant de retour classiques dans les formations tidales (figure 2.20b). Ces petites rides de contre-courant (ou rides de backflow) sont préservées à l'état fossile au pied des litages obliques dans les carrières. La figure 2.20a montre un exemple similaire de rides de contre-courant de dépôts ordoviciens inférieurs de Jordanie. Des

structures en tout point semblables sont décrites au chapitre suivant et dans les barres du Chari actuelles.

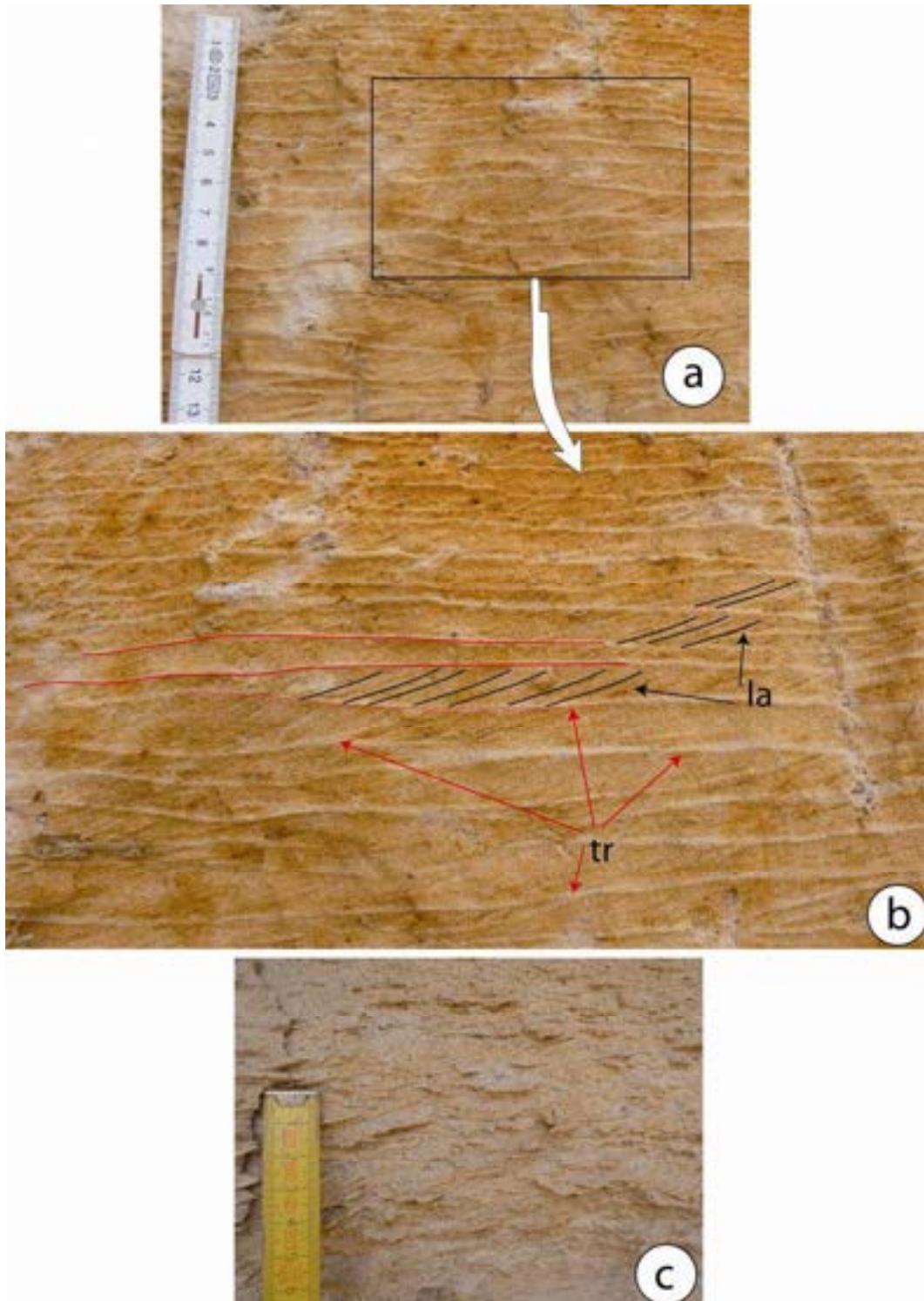


Figure 2.18. Faciès à rides de courant du faciès « sables clairs ». (a) et (b) : vue générale sur ce faciès qui est composé de sables clairs très fins. (b) : les trains de rides (tr) se présentent sous la forme de faisceaux de 1 à 2 cm d'épaisseur moyennement à faiblement érosifs les uns sur les autres. Ils forment des lignes droites globalement parallèles et régulières. Les lamines (la) millimétriques des rides (foresets) sont bien visibles et unidirectionnelles. Les rides sont bien préservées sur le terrain mais Il y a des rares bioturbations par endroit. L'image (c) montre sous un autre angle et dans un autre endroit de la carrière le même type de faciès à rides.

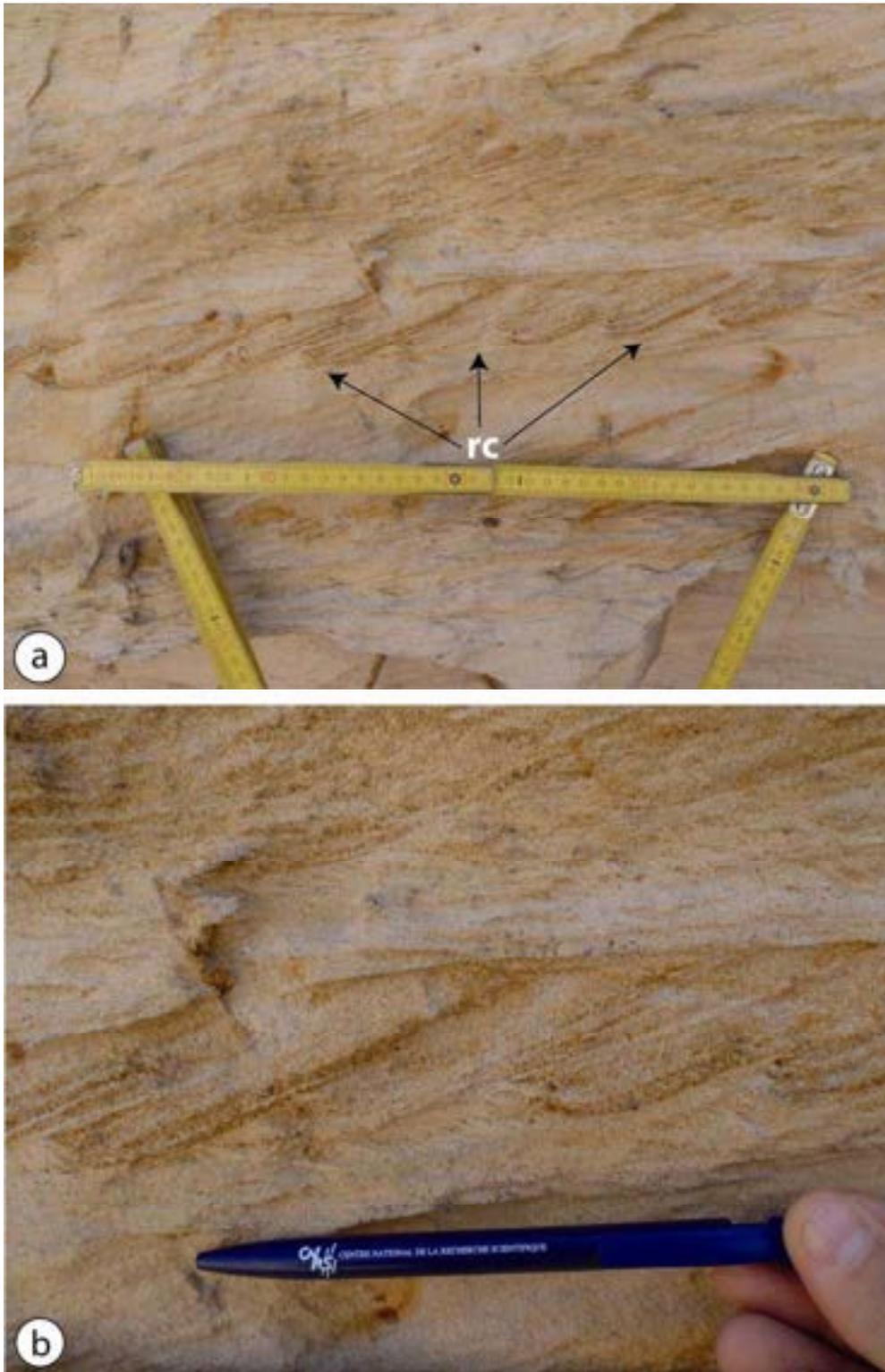


Figure 2.19. Vue générale (a) des structures de rides de contre-courant (rides de backflow). Ces rides de contre-courant (rc) sont associées au faciès sables clairs à litages obliques dans la carrière de Lamadji. (b) : détail des rides de contre-courant à la base d'un faisceau de litages obliques.



Figure 2.20. Détail des structures de rides de contre-courant (rides de backflow). Les litages obliques soulignés en rouge (a et b) s'appuient à la base sur des petites rides de contre-courant soulignées par le trait noir en pointillé (a et b). La formation de rides de retour précède donc leur enfouissement sous les litages obliques des mégarides orientées dans le sens du courant principal.

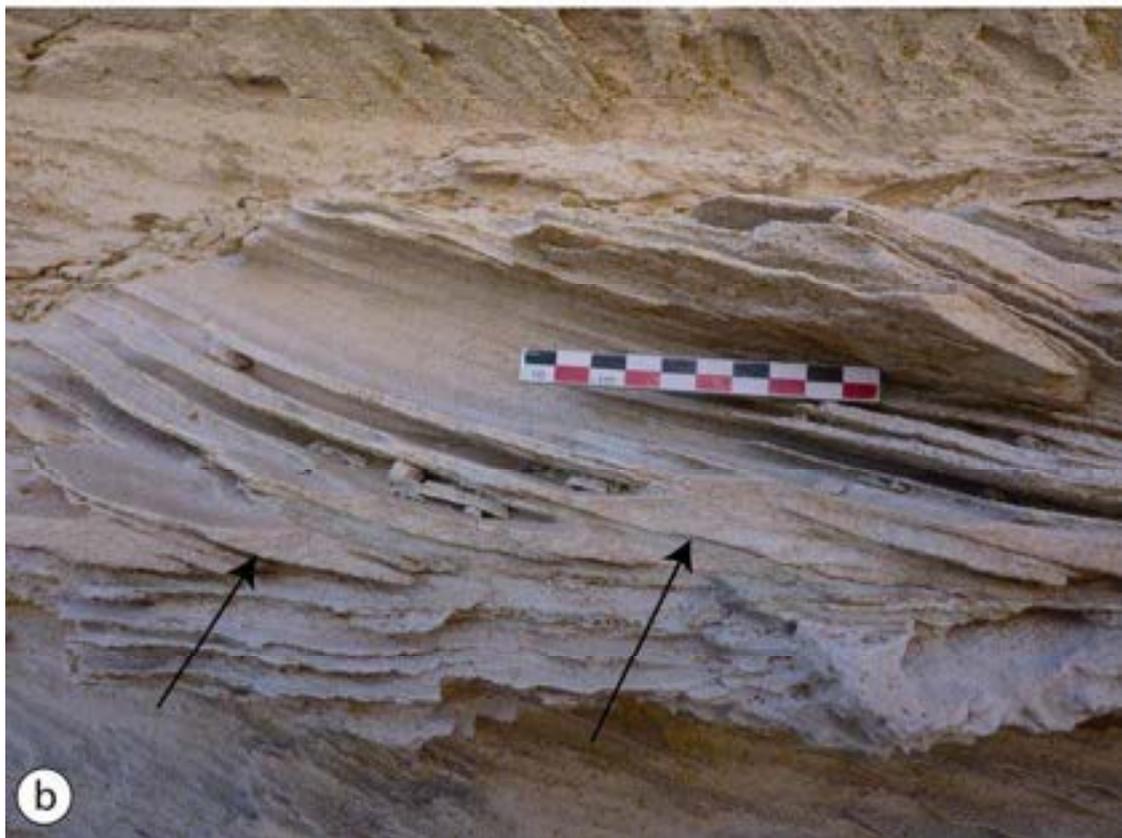


Figure 2.21. Deux exemples de rides de contre-courant, l'un dans le fluvatile (a), l'autre dans le tidal (b) montrant la différence de dynamique de dépôt.

- (a) Rides de contre-courant dans les dépôts fluviatiles ordoviciens inférieurs similaires aux exemples tchadiens montrant l'amortissement des litages obliques sur les rides de contre-courant formées en aval des mégarides (image : J-F Ghienne).
- (b) Rides de courant de retour dans les formations tidales au pied de litages obliques et insertion d'argile entre chaque couple litage/ride correspondant au dépôt d'argile pendant la période d'étalement de marée (image : P Düringer).

2. Faciès « sables croûtés »

Ce faciès est composé de sables comportant une petite proportion d'argile qui leur donne un aspect croûté de teinte jaune à jaune-clair, parfois un peu grisâtre (figure 2.22). De par cette meilleure cimentation, ils forment des bancs un peu plus solides que les « sables clairs » classiques et apparaissent en saillie sur les affleurements. La cimentation est assez variable. Elle dépend uniquement de la teneur en argile. Ce sable montre donc un aspect grésifié et croûté caractéristique. Les nombreuses variations latérales de faciès mettent bien en évidence qu'il s'agit en grande partie d'un enrichissement en argile des « Sables clairs » probablement par pédogénèse et/ou par simple infiltration d'argiles par des processus *per descensum*.

Les sables croûtés rappellent par bien des aspects le faciès « sables clairs » notamment par la présence locale de faisceaux de litages obliques. Ils s'en distinguent par la teneur en argile qui lui confère sa cohésion. Ils sont massifs compacts et très hétérogènes, autant verticalement que latéralement, avec une importante bioturbation (nids de termites avec galeries et meules à champignons ainsi que de très nombreux conduits racinaires) (figure 2.23).

Dans la carrière de Lamadji (figure 2.22), ce faciès « croûté » passe latéralement au faciès de sables clairs. Beaucoup de coupes montrent par ailleurs une progression par taches de la « grésification » témoignant d'une surimposition probable d'un processus « argilisation » d'un faciès qui pourrait être au départ le faciès « sables clairs ». Ce faciès « sables croûtés » est donc interprété comme une transformation post-dépôt des « sables clairs ». Le développement des racines et des nids de termites marque une végétalisation évidente des dépôts fluviatiles « sables clairs » sur la plaine alluviale. L'enrichissement en argiles qui progresse du haut en bas des profils pourrait provenir des argiles déposées lors de crues sur la plaine alluviale. Celles-ci affleurent encore localement sur beaucoup de profils.

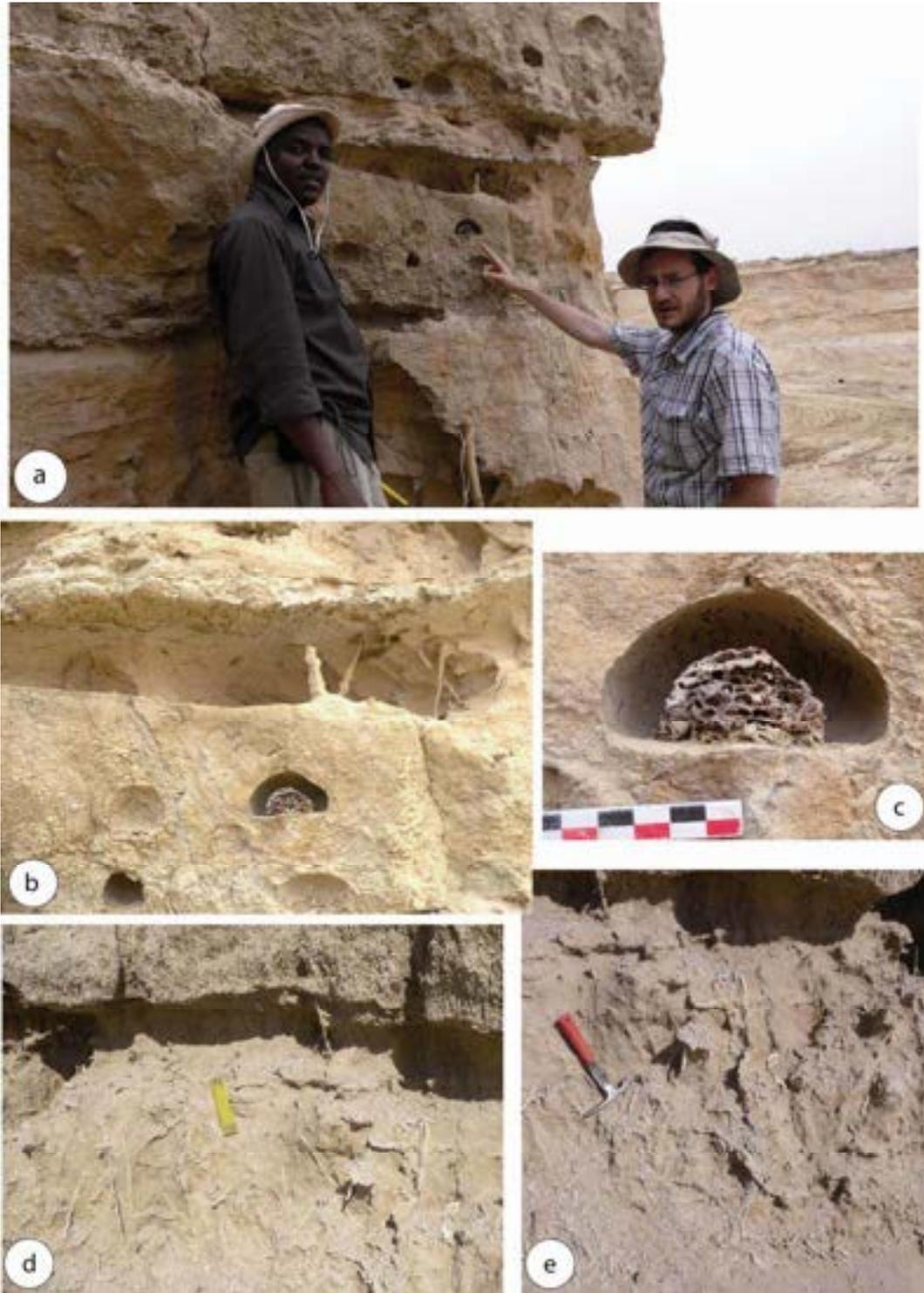


Figure 2.22. Faciès « sables croûtés».

(a) : vue générale d'un affleurement dans la carrière de Lamadji. (b) : détails des bioturbations. L'argilisation par des processus *per descensum* des sables argileux sont constitués essentiellement des grains de quartz fins et bien triés et le fait disparaître la plupart des structures de dépôts originelles. Ce faciès se caractérise surtout par la grande abondance de racines et de nids de termites. (c) : détail d'un meule à champignon encore en place à l'intérieure de la bioturbe. (d), (c) et (e) : autres exemples de bioturbation.

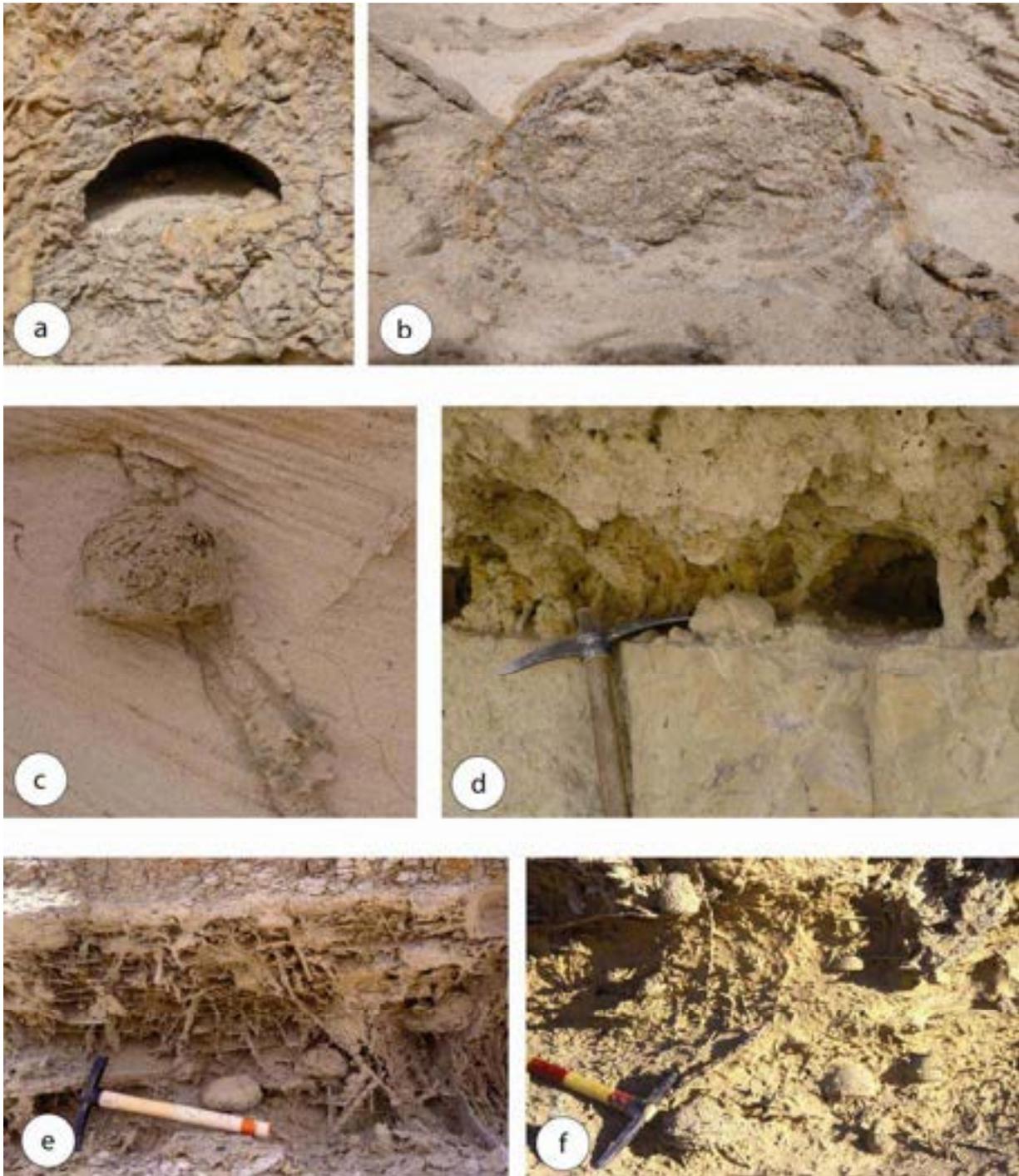


Figure 2.23. Quelques exemples de termitières fossiles des termites champignonnistes (Duringer et *al.*, 2006 ; 2007). (a) : cavité vide d'une meule à champignon (carrière de Lamadji). (b) : meule ancienne avec un remplissage sableux. (c) et (d) : deux exemples de boules (meules à champignons) de termites champignonnistes provenant respectivement de la carrière de Lamadji et de la carrière de Goudji. (e) et (f) : deux autres exemples similaires de meules à champignons de termites champignonnistes du Miocène supérieur du désert du Djourab.

3. Faciès « Argile »

Le « faciès argile » est formé d'une argile gris bleuté, très homogène, pure et très compacte, l'épaisseur des bancs varie entre 10 et 20 cm (figure 2.24 et 2.25). Il ne contient pas de mollusque, ni trace de plante, ni aucune bioturbation. Ce dépôt argileux à laminations très peu marquées voire totalement absentes est parfois caractérisé par un aspect lenticulaire (à l'échelle de la carrière). Le passage au faciès sableux sous et sus-jacent est franc et bien marqué. Après une longue exposition à l'air, l'argile montre un clivage important mais de très faible continuité latérale et elle se débite en grumeaux / ou en polyèdres irréguliers. L'interprétation des conditions de dépôt de cette argile n'est pas simple. Elle correspond manifestement à un environnement de dépôt très calme hors du contexte dynamique du système fluvial décrit plus haut. Deux pistes sont privilégiées : un dépôt sous une importante tranche d'eau pendant les périodes lacustres ou un dépôt de type plaine d'inondation en zone latérale de débordement du chenal fluvial. Cependant l'homogénéité et la grande continuité latérale de certaines passées argileuses sur plusieurs dizaines de kilomètres, ainsi que l'absence totale de traces de racines, d'une fraction sableuse ou silteuse, de bioturbations de pédogénèse et de fentes de dessiccation militent en faveur d'un dépôt lacustre.

4. Faciès « conglomérats à galets mous »

Ce faciès à galets mous (figure 2.26 et 2.27) est composé de clastes d'argile et d'argile silteuse, de toute taille, jusqu'à 25 cm au maximum. La maturité des galets mous est très variable. Ils peuvent être anguleux ou totalement ronds. Ils affleurent au sein des « sables clairs » et apparaissent parfois disséminés au sein des faisceaux de litages obliques, mais sont souvent plus abondants à la base. La forme de certains galets plats quadrangulaires rappelle fortement celle des plaques de dessiccation. Ils sont disposés dans les litages obliques, et à la base de faisceaux. La composition des galets mous est très proche de celle des inter-bancs argileux qui ont vraisemblablement joué le rôle de source, au moins en partie. Ce faciès marque donc l'importance des remaniements et des divagations latérales du système.

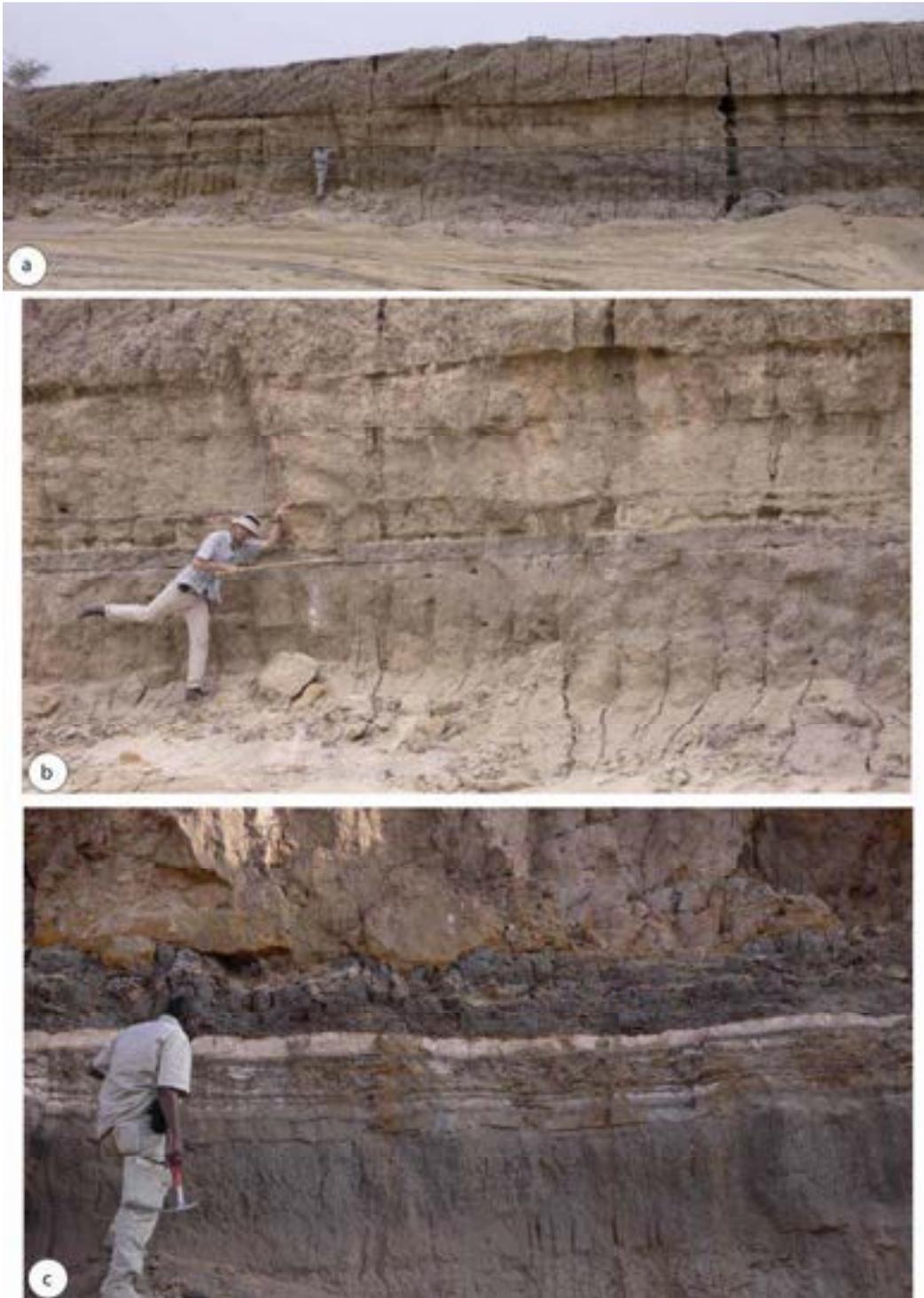


Figure 2.24. Vue générale des faciès argileux.

(a) et (b) : faciès argileux dans la carrière de Lamadji. (c) : développement important du faciès argileux dans la carrière d'Ambatta situé à 22 km de la carrière de Lamadji.

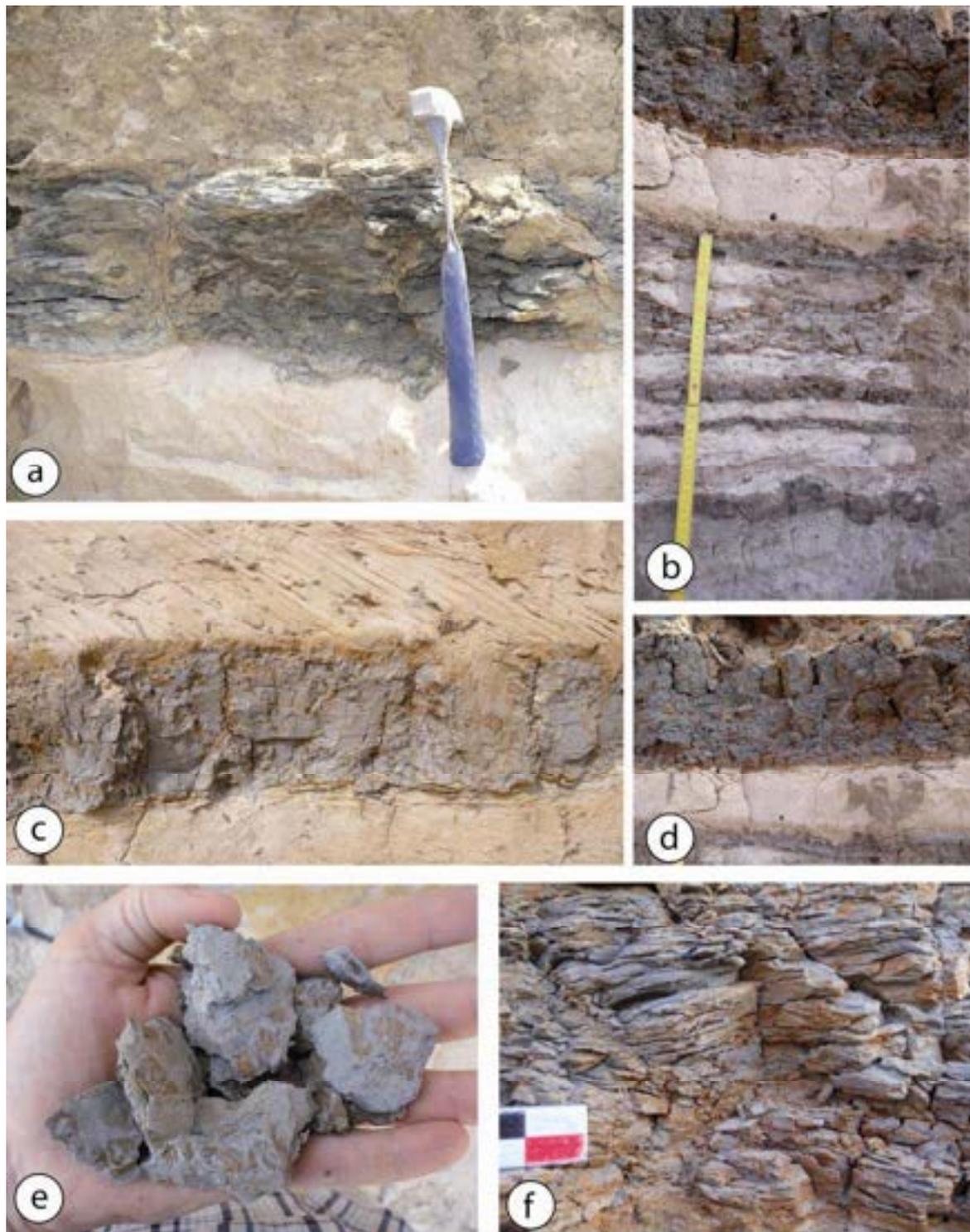


Figure 2.25. Détails des faciès argileux.

(a à f) : faciès argileux typique des carrières d'Ambatta et de Lamadji. Remarquez le passage franc et rapide à la base et au sommet du banc argileux (a et c). Ce passage du faciès argile au faciès sable clair est souvent bien marqué sur l'affleurement. (e et f) : détail montrant le clivage très irrégulier de l'argile gris bleuté, compacte, feuilletée et homogène.

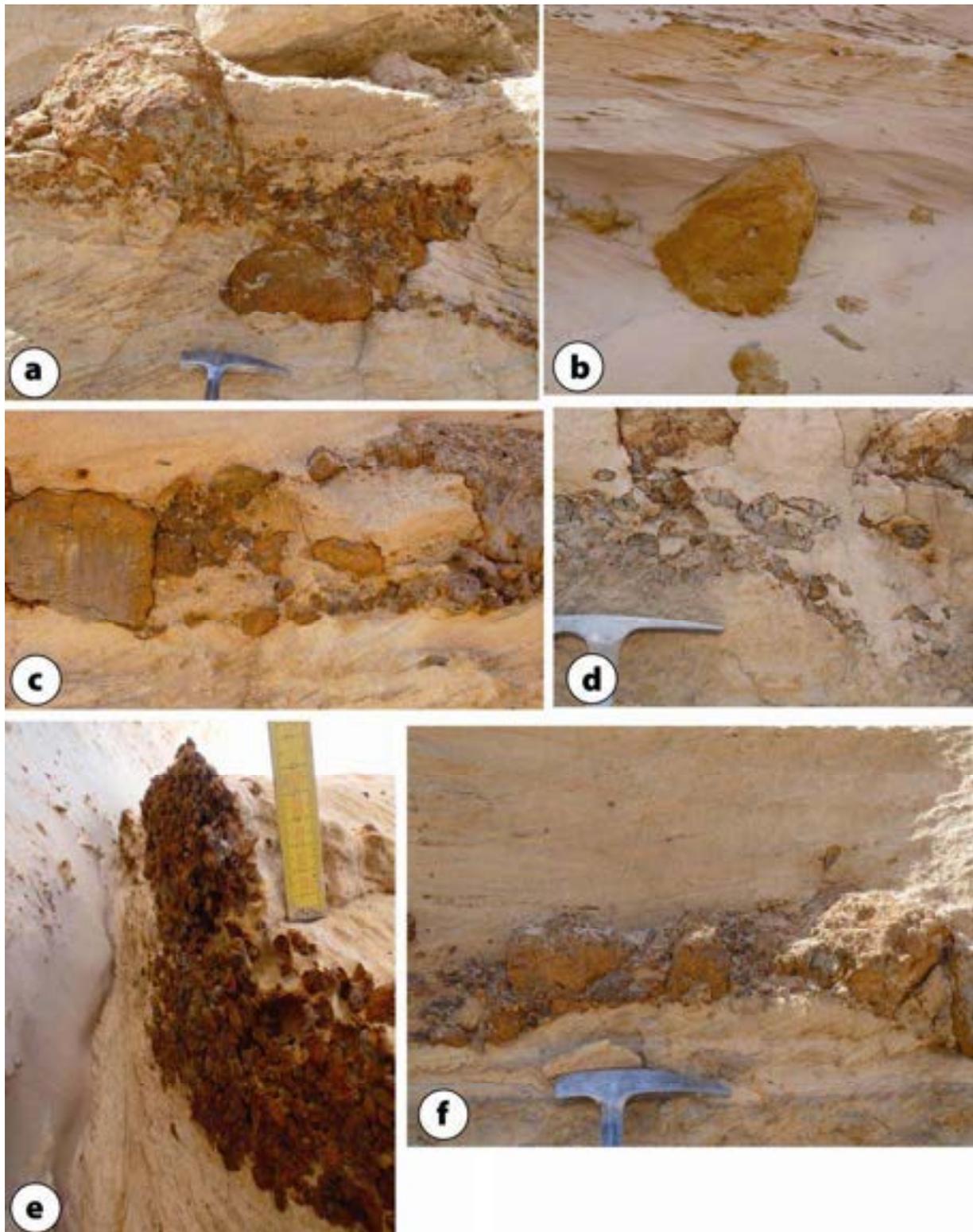


Figure 2.26. Le faciès « conglomérats à galets mous ». Exemples montrant la diversité de taille et de maturité des galets d'argiles remaniés pouvant apparaître soit sous forme de conglomérats (a, c et f) soit en clastes isolés. Noter certains niveaux à litages obliques (a) et la patine d'altération (e).

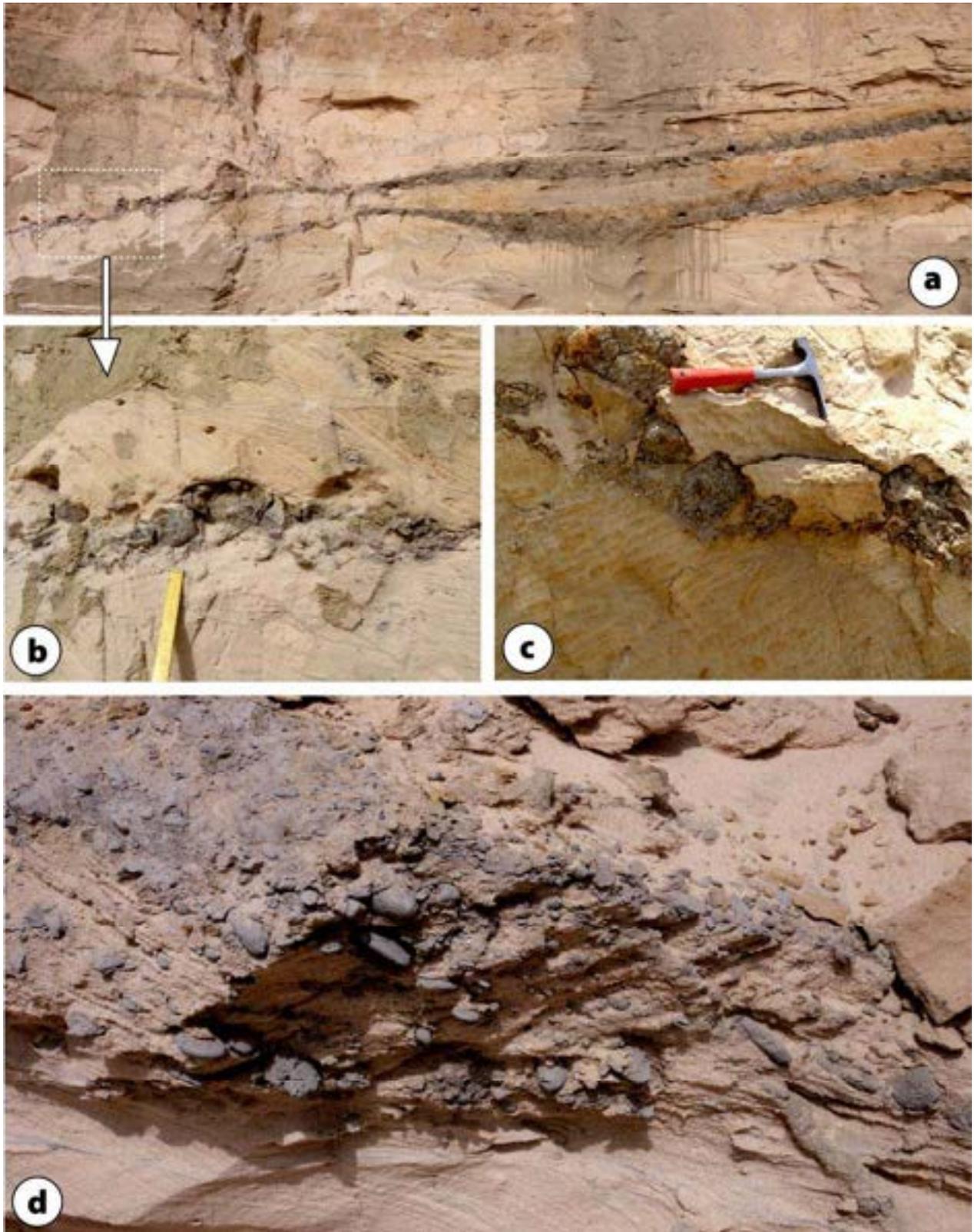


Figure 2.27. Faciès « conglomérats à galets mous ». (a) : vue générale sur le faciès argile. Les galets proviennent du faciès « Argile » et sont remaniés latéralement dans le faciès « Sables Clairs » comme les montrent les images (a) et (b) en détail. Les images (c et d) montrent la taille des clastes et parfois les galets sont oxydés (couleur rouge brun). Les galets mous sont disposés sur les litages obliques comme le montre l'image (b).

5. Faciès de la série grise supérieure « Sables/grès argileux à méga-litages obliques »

Le faciès « Série grise supérieure » apparaît avec une épaisseur quasi-constante de 2 à 3 m sur toute l'étendue de la carrière, même s'il existe de légères variations d'épaisseurs à certains endroits. Ce sable argileux affleure généralement en corniche au sommet des fronts de taille des carrières. Il doit sa très forte cimentation à sa forte teneur en argile ainsi qu'à un début de pédogénèse sous la forme de caliches et de conduits racinaires entièrement calcifiés. Il est également intensément bioturbé (conduits racinaires et nids de termites).

La plupart du temps ce faciès sablo-argileux montre de grands litages obliques monoclinaux qui affectent parfois tout le banc de la base au sommet (figures 2.28 à 2.31). Ce faciès étant le dernier dépôt de la plaine alluviale, son analyse est accessible également avec les images aériennes et satellitaires. Les images satellites à haute résolution montrent un réseau très dense et serré d'anciens méandres et de bras morts. On y distingue notamment (voir chapitre 4) une plaine alluviale couverte de lobes arqués typiques de barres de méandres à fort taux de divagation. Les litages géants monoclinaux qui caractérisent les affleurements de la « série grise supérieure » appartiennent à ces structures. Les plus beaux exemples sont ceux de la carrière de Goudji (figure 2.28), où tous les fronts de taille montrent admirablement les grandes obliques caractéristiques de cette unité. Dans les coupes des carrières de Lamadji ou Goudji, cette série grise supérieure est en contact érosif sur les faciès inférieurs « sables clairs » et « sables croûtés ». Cette série grise supérieure est interprétée comme un faciès de barres de méandres typiques.

Ce grès argileux a été décrit par Pias (1969) comme constituant le paléosol récent du troisième delta commun du Chari et Logone. Ce niveau que nous avons appelé « série grise supérieure » correspond à un dépôt de fleuve à méandres, bien caractérisé par les analyses sédimentologiques de surface. Ce faciès est aussi présent dans la partie supérieure d'un certain nombre des coupes levées par Dupont et Delaune (1970) dans le Quaternaire récent du sud du lac Tchad.

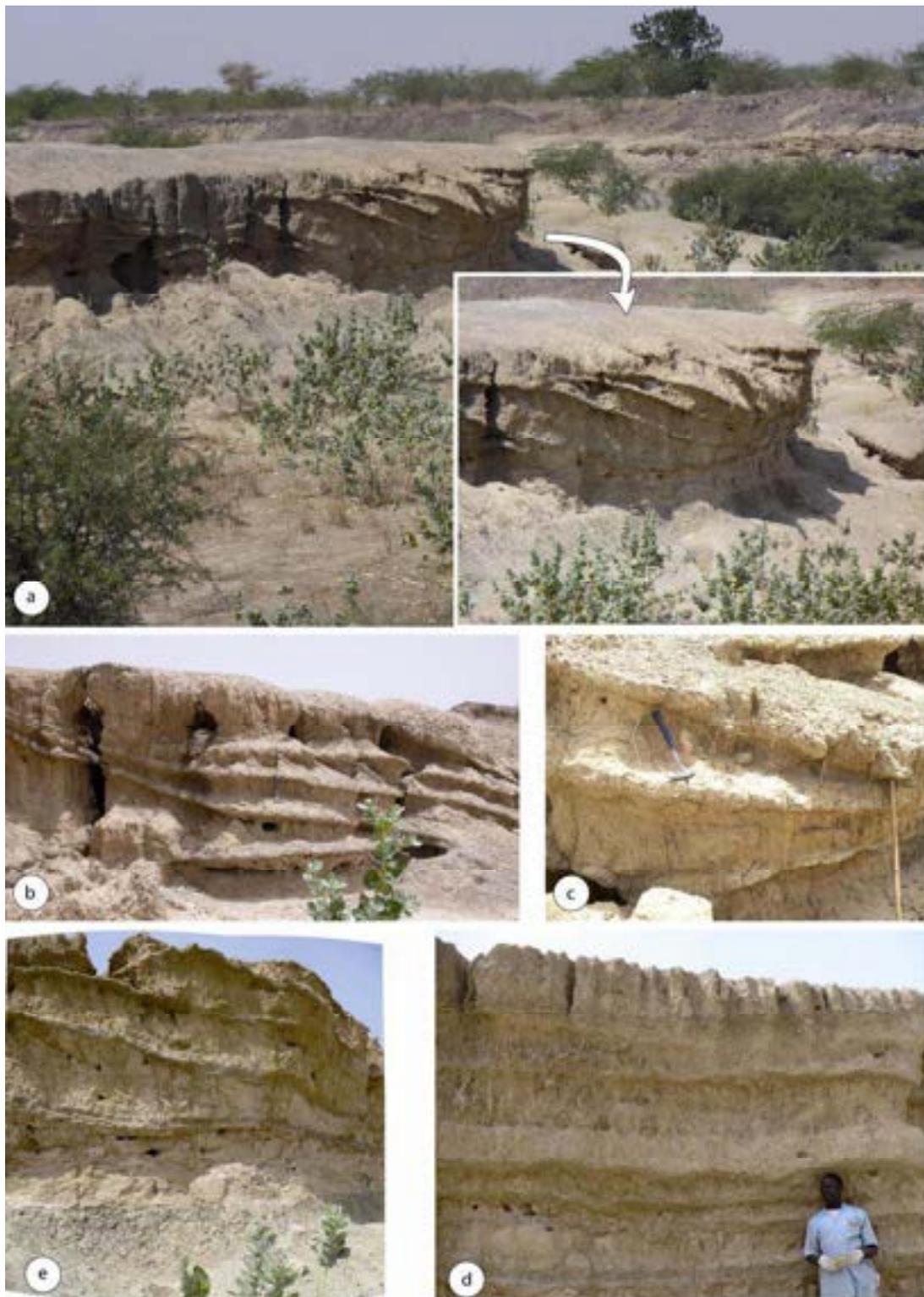


Figure 2.28. Faciès « série grise supérieure ».

(a) : Vue générale sur la « série grise supérieure » dans la carrière de Goudji. La totalité du banc est formée par un ensemble unique de grands litages obliques. (b) et (c) : détail des litages obliques montrant une intense bioturbation. Ce faciès est en contact érosif soit sur le faciès « sables clairs » soit sur le faciès « sables croûté ». (d) : même affleurement que (e) mais photo prise à 90 degré (vue perpendiculaire à l'axe d'accrétion latérale montrant un pendage apparent nul). Ce faciès est également très riche en nodules blanchâtres de calcaires (concrétions pédologiques).



Figure 2.29. Autres exemples d’affleurements de la « série grise supérieure » dans les différentes carrières. (a) : vue sur l’affleurement le plus important de la carrière de Goudji, où la «série grise supérieure » affleure le mieux. (b) : exemple de la « série grise supérieure » dans la carrière de Lamadji.

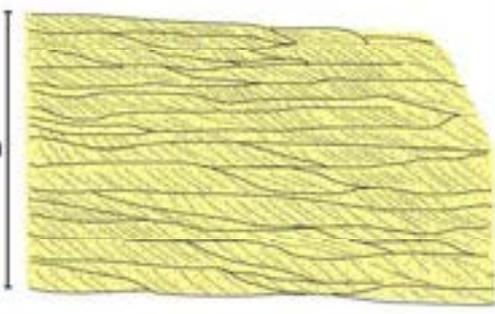
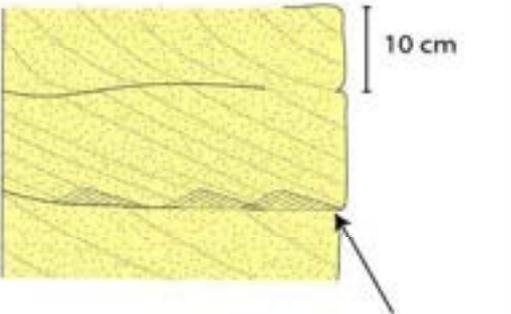
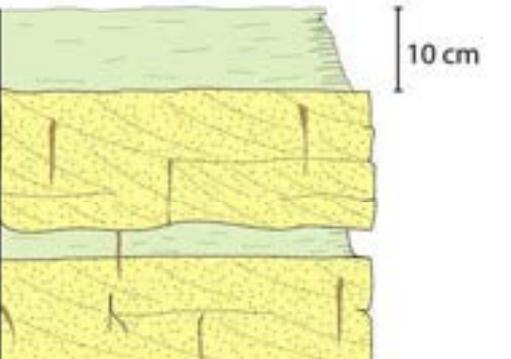


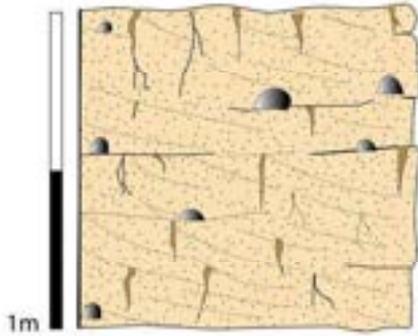
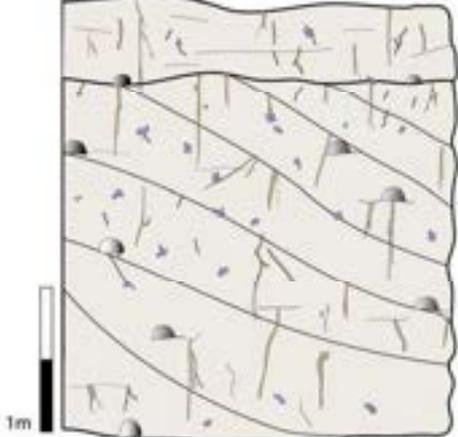
Figure 2.30. Faciès « série grise supérieure ». (a) : exemple d’affleurement dans la carrière de Goudji où la série grise supérieur affleure avec plusieurs niveaux de faciès sablo-argileux et argiles. (b) : affleurement de la série grise supérieure dans la carrière d’Ambatta. Caractérisée par bien la présence des grands litages obliques.



Figure 2.31. Détails de la lithologie des grands litages obliques de la série grise supérieure. L'alternance de lits sableux et sablo-argileux ainsi que la bioturbation marque la succession des périodes d'accrétion latérale pendant la phase de crue (sept/oct.) et les périodes de stabilisation des barres de méandre en phase d'étiage (mai/juin).

Tous les faciès décrits ci-dessus sont résumés dans le tableau ci-après.

FACIÈS	DESCRIPTIONS
	<p>Faciès Sables Clairs</p> <p><i>Ce faciès est caractérisé par :</i></p> <ul style="list-style-type: none"> - des sables clairs (blancs à jaunes) très propres et faiblement ou pas indurés - les grains de quartz sont de taille variable - des faisceaux de litages obliques plans, à base tangentielle ou à base angulaire - les limites de faisceaux sont horizontales - de rares bioturbations (quelques conduits racinaires) - des petits galets mous disséminés dans les litages obliques
	<p>Faciès à rides de courant</p> <p><i>Ce faciès est caractérisé par :</i></p> <ul style="list-style-type: none"> - des rides montantes de courant - les lamines des rides sont très fines et bien préservées - les crêtes de rides rectilignes unidirectionnelles - les trains de rides forment des laminations de rides grimpanes - l'épaisseur de bancs varie entre 10 et 40 cm
 <p style="text-align: center;">Ride de courant de retour au pied des litages obliques</p>	<p>Faciès à rides de contre-courant</p> <ul style="list-style-type: none"> - Ces rides de contre-courant (ou de backflow) se forment au pied de litages obliques, - les rides sont bien préservées - les lamines de litages obliques viennent buter sur les rides qui sont déjà mises en place avant les litages obliques. - Ce faciès est associé au faciès Sables Clairs à litages obliques. - Le sable est différent dans les rides (sables fins) et les lamines de litages obliques (sables grossiers).
	<p>Faciès Argiles</p> <ul style="list-style-type: none"> - argiles vertes très homogènes, pures et compactes - absence de fossiles, de coquilles, quelques rares conduits racinaires - très propre, faiblement lité - un aspect lenticulaire qui se remanie latéralement dans les Sables - l'épaisseur des bancs varie entre 5 et 20 cm.

FACIES	DESCRIPTIONS
	<p>Faciès « conglomérats à galets mous »</p> <ul style="list-style-type: none"> - des conglomérats à galets d'argile constitué de clastes de taille variable (2 à 25 cm) - les galets sont ronds roulés parfois plats - les galets mous sont disposés dans les litages obliques - les galets sont remaniés latéralement dans le faciès <i>Sables Clairs</i>
	<p>Faciès Sables / Grès Argileux (faciès « Sables croûtés ») :</p> <ul style="list-style-type: none"> - des sables jaunes à jaune-clairs, parfois grisâtres avec une matrice d'argile qui lui donne un aspect croûté - une cimentation assez variable qui dépend de la proportion de l'argile - une importante bioturbation (nids de termites et conduits racinaires) - la présence par endroits des faisceaux de litages obliques - l'épaisseur de bancs varie de 40 cm à quelques mètres (1 à 1,5 m).
	<p>Faciès « Série grise supérieure »</p> <ul style="list-style-type: none"> - sables argileux de couleur grise à gris foncé - une importante bioturbation (nids de termites et conduits racinaires) - de grand litages obliques des bancs d'épaisseur variable (1 à 3 m) - des concrétions de nodules calcaires

C – INTERPRETATIONS

Faciès « Sables clairs » Trois faciès types ont été reconnus au sein de l'association de faciès « Sables clairs » :

+ les faciès à litages obliques

+ les faciès à rides de courant

+ les faciès à rides de contre-courant à la base des litages obliques

Les trois faciès appartiennent au même environnement. Ils correspondent simplement à des variations locales de dépôt au sein d'une même structure : la barre fluviatile. Le modèle de la figure (2.31) résume la genèse ainsi que l'imbrication des ces trois faciès.

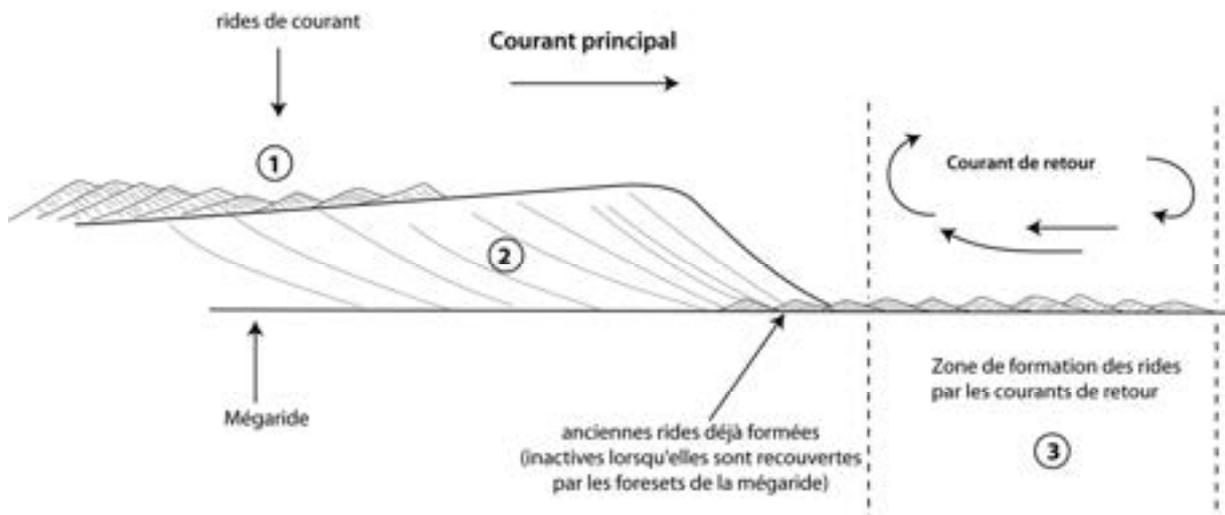


Figure 2.31. Modèle de dépôts des rides

Les rides sont difficilement préservées sur le terrain. En coupe dans une mégaride, le faciès à rides (1) marque la limite entre deux faisceaux de litages obliques (2). Les rides de contre-courant (3) sont formées dans la zone de turbulence à « contre-courant » aux pieds des foresets de la mégaride. Les anciennes rides formées deviennent inactive au fur et à mesure de la migration vers l'avant de la mégaride dans le sens du courant principal. La base des lamines des litages obliques sont déformées au contact des rides, les premières viennent sceller des trains de rides qui ne fonctionnent plus à ce moment là. Dans la zone avale de la migration des mégarides des nouvelles rides se forment (3) dans le sens du contre-courant.

Ce faciès est caractérisé par des sables clairs, très propres et faiblement indurés, composés de grains de quartz hétérogranulaires, et par la présence de litages obliques plans à base angulaire ou tangentielle. Il est similaire en termes de pétrographie, et de structures sédimentaires au faciès des barres fluviatiles à litages obliques actuelles du Chari (chapitre 3). Ces analogies conduisent à assimiler ce faciès « sables clairs à litages obliques » aux

structures internes des mégarides de barres longitudinales qui se mettent en place dans des systèmes fluviaux de type rectiligne ou sur de vastes barres de méandres. Ce faciès est certainement l'un des aspects les plus caractéristiques des barres fossiles qui constituent une partie importante des séquences fluviales préservées dans les séries anciennes. L'épaisseur importante de ces niveaux sableux, suggère une séquence de dépôt avec aggradation verticale et progradation des barres. Ce faciès reflète l'existence d'un fleuve plus actif, plus dynamique dans des conditions relatives de haute énergie. Ceci souligne également un flux sédimentaire relativement constant et important pendant une certaine durée de temps. La présence de quelques galets mous dans ce faciès, marque le remaniement de dépôts lacustres argileux ou de l'argile intraformationnelle. Le faciès argileux est la principale source des galets mous et conglomérats dans le faciès Sables Clairs à litages obliques au sein des carrières. Dans le faciès à litages obliques du Chari, l'argile est intraformationnelle.

Le faciès « sables clairs à rides remontantes » décrit dans les carrières correspond aux rides de mégarides des barres du Chari. C'est un faciès associé au faciès à litages obliques de mégarides. Elles témoignent donc des mêmes conditions de dépôts similaires à l'holocène et dans les environnements actuels du Chari.

Les mesures d'orientation des plans de litages obliques dans le faciès sables clairs de la carrière de Lamadji (figure 2.3) indiquent une direction d'écoulement des paléocourants orientée globalement vers le Nord, c'est-à-dire vers le lac Tchad dans la même direction que le Chari actuel.

L'enregistrement sédimentaire actuel dans le Chari est dominé par la mise en place des barres longitudinales à accretion frontale. Dans un système comme le Chari, où l'on voit les barres pendant toute l'année, il est difficile de dire à quel moment les barres se mettent en place.

Pendant la période de crue du Chari (septembre, octobre et novembre), les barres sont complètement submergées, et c'est pendant cette période que se fait le transport et la mise en place des mégabarres. Au fur et à mesure que le niveau d'eau baisse, les autres structures (sand waves, mégarides et rides) se forment en surface.

Le dépôt de barres peut recouvrir une surface étendue d'érosion formée latéralement grâce à la migration des méandres. Malgré le large éventail de morphologies de barres observées dans le Chari actuel, la migration des barres est principalement frontale (axe du chenal).

1.1. La série grise supérieure : un faciès de barres de méandres sur la plaine deltaïque du paléo-Chari

Le faciès argilo-sableux de la « série grise supérieure » se caractérise par la présence d'un ensemble unique de grands litages obliques (figure 2.27 à 2.30) même si ceux-ci ne sont pas toujours visibles sur tous les affleurements décrits. Le plus bel exemple est celui de la carrière de Goudji (figure 2.27). Il forme un remarquable repère stratigraphique car il est omniprésent sur toute la plaine deltaïque du Chari dont il représente le substrat pédologique.

Les images satellites montrent que toute la plaine alluviale située en aval de N'Djamena (figure 2.33) est parcourue par un vaste réseau de méandres actuels et anciens. Les méandres anciens situés de part et d'autre du Chari actuel sur une surface dépassant les 5000 km² se caractérisent par le dessin de lobes arqués, témoins en surface des accrétions latérales de barres de méandres fluviales (figure 2.32 et figure 2.33). Le Chari se connecte au lac par l'intermédiaire d'un vaste delta de type « dominé fleuve » en partie « mississippien » caractérisé par des structures de type bird foot (figure 2.32). Sur les 150 kilomètres du cours terminal du fleuve (toute la partie en aval de la capitale N'Djamena), la plaine alluviale est marquée par une imbrication très serrée de barres de méandres actuelles ou anciennes, de bras morts, de méandres en cours d'avulsion ou d'abandon (figure 2.33). Les nombreuses coupes de terrain levées attestent de l'importante composante en « migration latérale » de ce système à méandres.

Ce système à méandres caractérisé en surface par l'imbrication étroite de lobes arqués se traduit en coupe par des méga-litages obliques typiques des barres de méandres. Le plus bel exemple correspond sur le terrain à la « série grise supérieure » décrite un peu plus haut sur les affleurements de la carrière de Goudji à quelques kilomètres au Nord (figure 2.35).

Cette géomorphologie fluviale dans le bassin en amont du lac est vraiment remarquable car (1) elle atteste de l'importance d'une composante en migration latérale et (2) elle témoigne d'un changement important de la dynamique fluviale dans cette zone. Ce changement de comportement du bassin du Chari montre à l'évidence l'amortissement du fleuve dans une région à très faible déclivité qui lui permet d'occuper un espace très large en balayant toute la zone deltaïque. Les datations effectuées dans les carrières (chapitre 4) montrent que le remblaiement de toute la surface correspondant à l'avant dernier delta s'est fait très rapidement en moins de 4 000 ans.

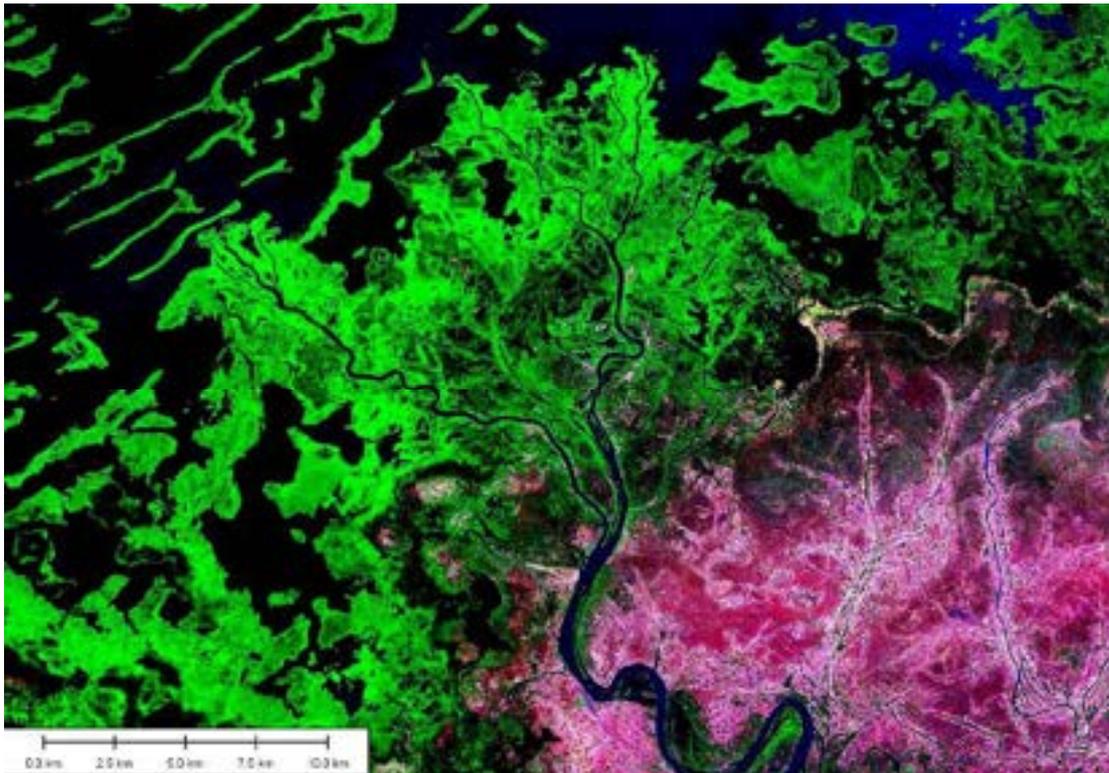


Figure 2.32. Zone deltaïque actuelle au débouché du Chari dans le lac. Le fleuve se connecte au lac (en bleu foncé) par un vaste delta de type « mississippien » caractérisé par une structure en patte d’oiseau (bird foot) (en vert), témoignant de l’importance de l’apport fluvial.

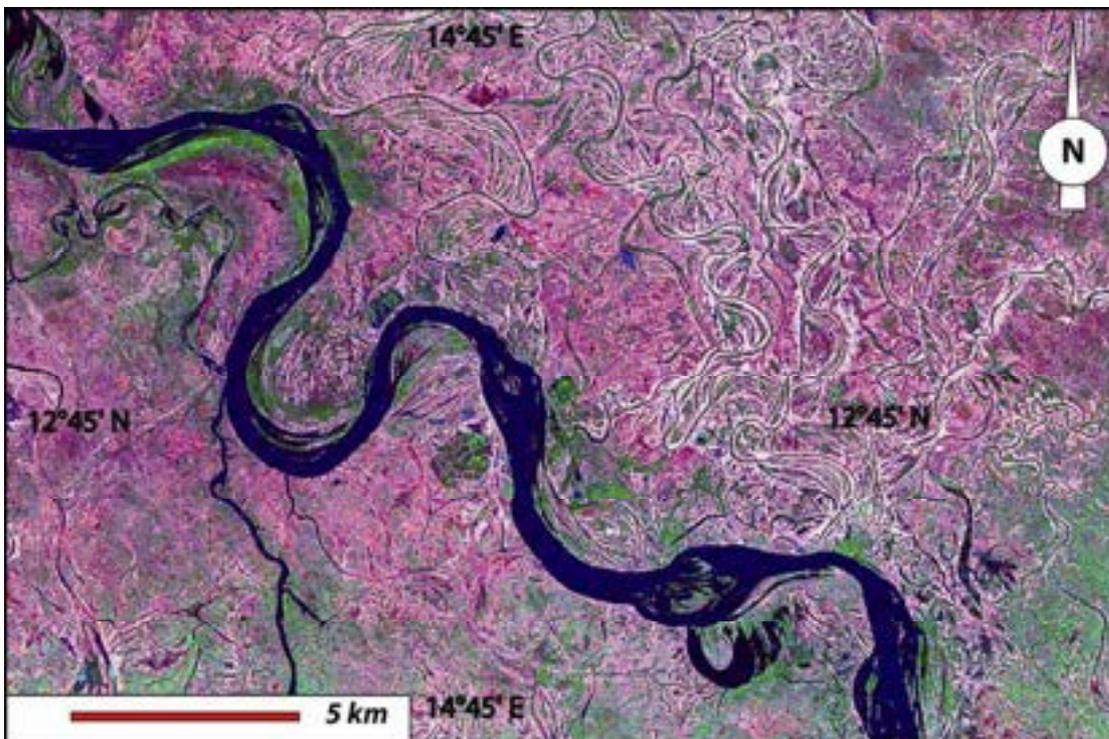


Figure 2.33. Plaine deltaïque de l’avant dernier delta du Chari-Logone dans la partie aval du bassin du Chari qui met en évidence un réseau complexe de chenaux fossiles en méandres de part et d’autre du lit actuel du fleuve Chari (en bleu foncé).

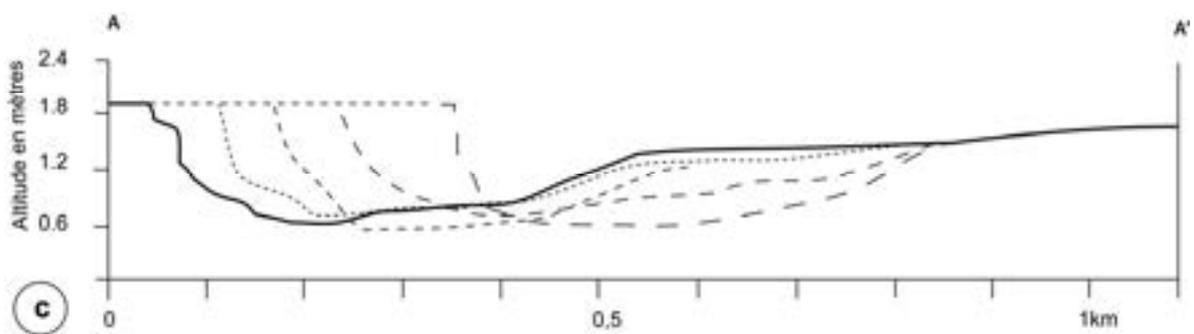
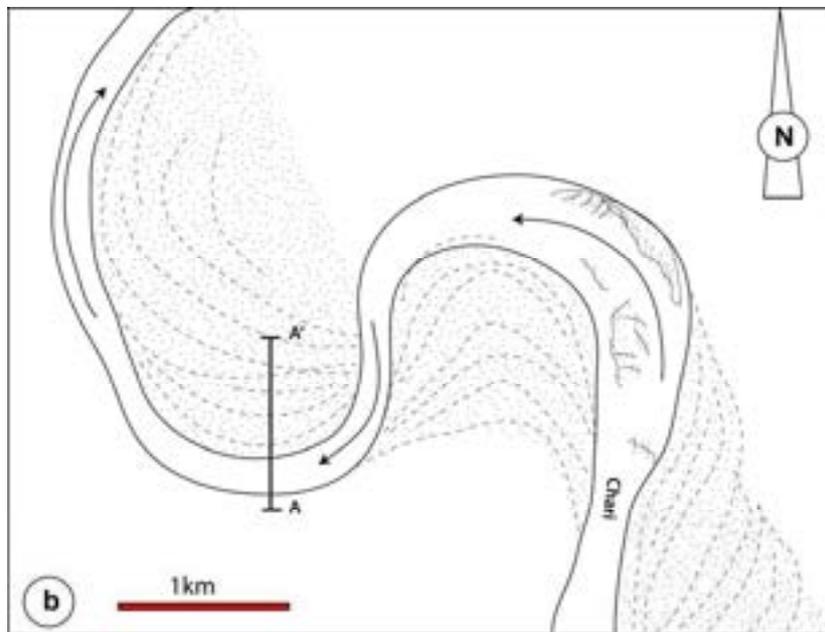
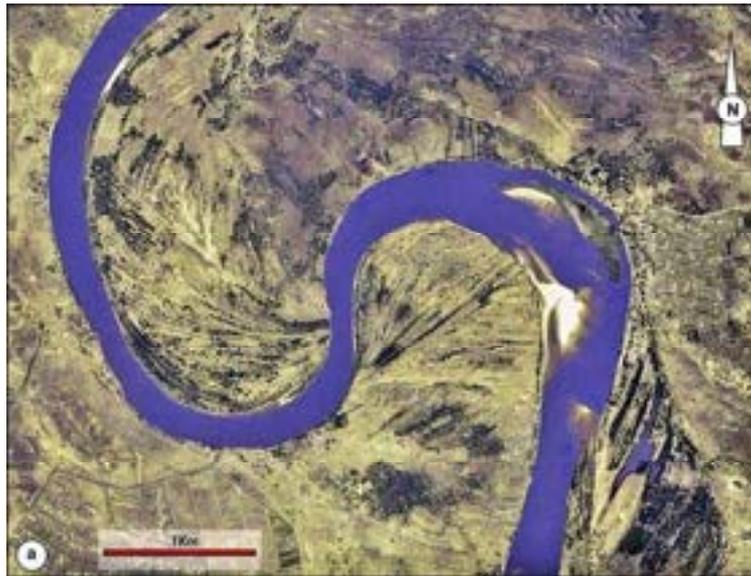


Figure 2.34 : (a) et (b) : image satellitaire et dessin des lobes de méandres formés lors de la migration latérale des méandres. ($12^{\circ}27' N$, $14^{\circ} 51'E$). Remarquez en bas à droite de la photo, la présence de bras morts inter-lobes. (c) : profil (AA') dans une barre de méandres, illustrant leur évolution par accréation latérale accompagnant l'avancée progressive du lobe de méandre.

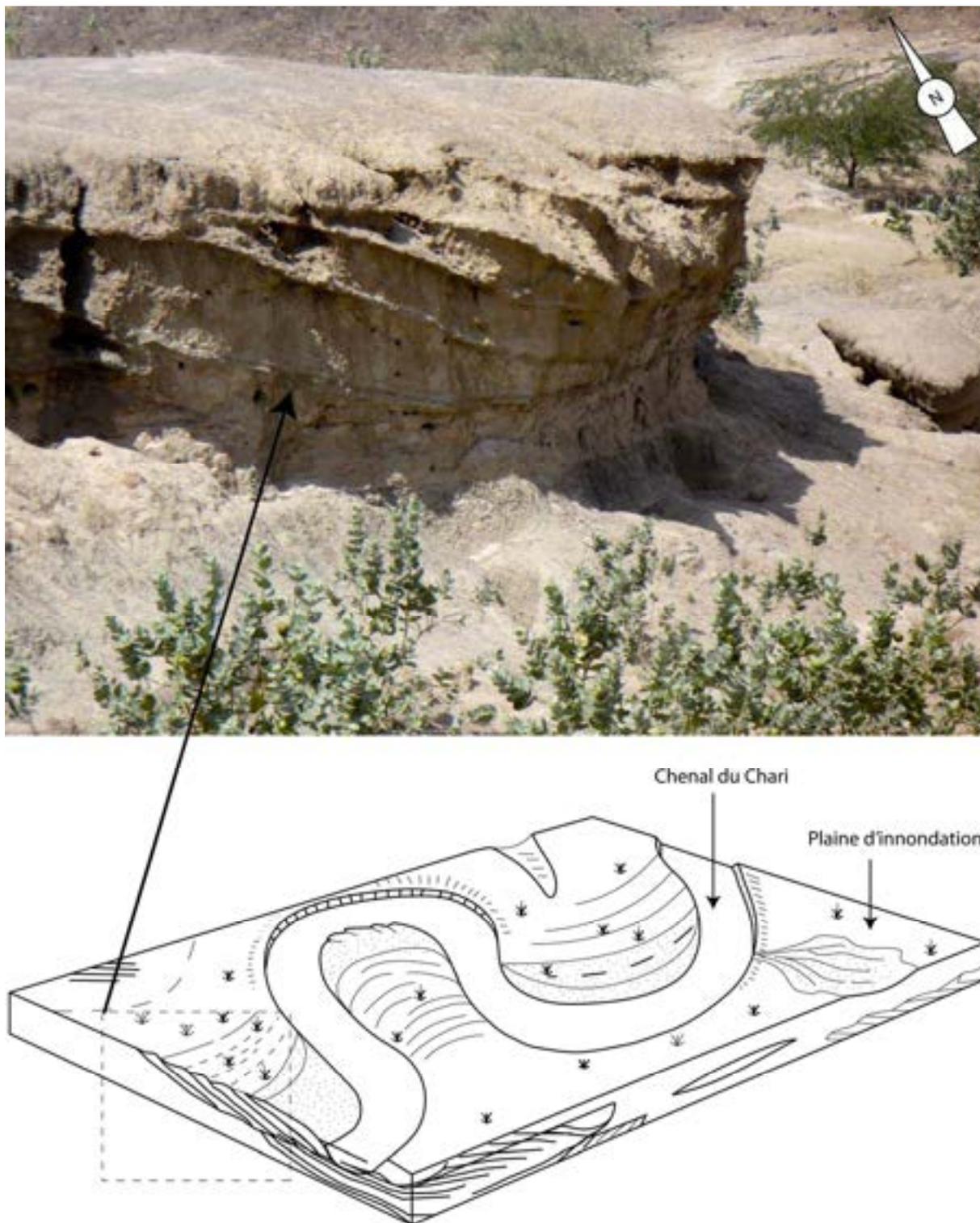


Figure 2.35. Exemple de barres de méandre (point-bar) de la carrière de Goudji. Ces structures d'accrétion latérale de méandres sont présentes sur toute la plaine alluviale. Elles affectent généralement les 2 à 3 premiers mètres des dépôts de la zone deltaïque. Elles correspondent typiquement à ce qui a été défini comme « la série grise supérieure » identifiée au sommet des carrières. Bloc diagramme redessiné d'après Miall (1996).

CONCLUSION

L'étude qui a été réalisée sur les sables récents du paléodelta du Chari est basée sur l'analyse des faciès de dépôt.

Les observations sédimentologiques ont été réalisées dans les carrières de sable à ciel ouvert, situées à la périphérie de N'Djamena. Quatre types de faciès ont été identifiés:

- 1 - un **faciès sableux à litages obliques** et à rides de courant,
- 2 - un **faciès sablo-argileux** à litages obliques peu fréquents,
- 3 - un **faciès d'argile pure**,
- 4 - un **faciès sablo-argileux à mégalitages obliques**.

Les **faciès sableux à litages obliques** et à **rides de courant** appartiennent au même environnement. Les premiers sont interprétés comme des mégarides se développant sur des barres fluviales alors que les seconds sont les dépôts caractéristiques des zones inter-mégarides. Les **faciès à rides de courant** à « contresens » observés à la base des faisceaux de litages obliques caractérisent des courants « de retour » formés par les turbulences légèrement en aval des mégarides les plus hautes. Toutes ces structures ont leurs équivalents sur les barres actuelles du Chari avec une similarité frappante (Chapitre 4).

Même s'il n'a pas été possible de déterminer la géométrie à grande échelle des barres, l'absence totale d'argile dans les sables, ainsi que la comparaison avec les dépôts des barres actuelles du Chari semble indiquer que ces dépôts sableux appartiennent à des barres longitudinales et non à des barres de méandres géantes en accretion latérale. Cependant, au vu de la largeur du fleuve, il n'est pas impossible que les barres longitudinales aient une composante latérale même si celle-ci n'est pas mesurable dans les carrières.

L'interprétation des **faciès sablo-argileux** n'est pas simple car les structures internes sont peu fréquentes. Lorsqu'elles existent, ce sont souvent exactement les mêmes que celles décrites plus haut. S'y ajoutent, les bioturbations, les conduits racinaires, les concrétions carbonatées et bien sûr, la matrice d'argile qui accroît la cohésion de ce faciès compact et partiellement cimenté. Les grandes variations latérales du pourcentage d'argile ainsi que les fronts d'argilisation « per descensum » montrent clairement qu'il y a dans ce faciès une partie primaire acquise lors du dépôt (sables à litages obliques) et une partie développée post-dépôt par des processus de pédogénèse. A priori, le faciès originel est

exactement le même que les sables décrits plus haut interprétés comme « faciès à mégarides de barres fluviales ». Etant situé en partie supérieure de coupe, ce faciès a été par la suite fortement pédogénétisé. C'est pendant cette dernière phase que le faciès devient argileux et qu'il se charge en bioturbations et en racines.

Les **faciès d'argile pure** sont de 2 types : ceux qui se présentent sous la forme de petites passées centimétriques à faible extension latérale (métrique à plurimétrique) et les bancs argileux d'épaisseur pluri-décimétriques continus à l'échelle régionale. Les premiers sont interprétés comme des produits de décantation d'argile au pied des mégarides après les périodes de crues. Des exemples sont décrits au chapitre 4 où de tels dépôts ont pu être clairement identifiés sur les barres actuelles du Chari. Ces flaques temporaires peuvent subsister plusieurs semaines après les crues en permettant une parfaite décantation de la fraction argileuse.

Les bancs argileux plus épais et de grande extension latérale sont interprétés comme des dépôts lacustres. En effet, la parfaite continuité latérale des bancs couvrant les faciès sableux sur des centaines de kilomètres carrés interdit toute interprétation possible en temps que faciès argileux de bras morts ou de débordement. De plus, les argiles n'ont aucune fraction sablo-silteuse, ne contiennent pas de fossiles, pas de racines, ou de fentes de dessiccation qui pourraient témoigner de tels environnements. Les datations des échantillons ont d'ailleurs montré que le banc argileux principal correspond au dernier Méga Tchad holocène.

Les **faciès sablo-argileux à mégalitages obliques** sont interprétés comme faciès de barres de méandres en accrétion latérale typique. La valeur importante du pendage sur certains affleurements reflète sans aucun doute la taille des chenaux. Les vues aériennes montrent clairement toutes les tailles de chenaux depuis ceux très larges du Chari actuel qui peut approcher la centaine de mètre à ceux d'échelle pluri-métrique des petites rivières ou des bras secondaires.

Ce faciès de barres de méandres constitue la dernière phase de dépôt du colmatage holocène. Les datations effectuées sur des charbons de bois à 7,5 mètres de profondeur par rapport à la surface donne un âge d'environ 4000 ans BP ce qui indique un colmatage extrêmement rapide durant le Quaternaire Terminal.

CHAPITRE III
LES DEPOTS DU CHARI ACTUEL

A – CONTEXTE DE L'ETUDE

1. INTRODUCTION

Le Chari draine la partie Sud-Est du bassin intracratonique du Tchad. Le Logone le rejoint en rive gauche, un peu en amont de N'Djamena (figure 3.2). Le Chari constitue aujourd'hui la principale source en eau du lac Tchad et de la nappe phréatique de la plaine alluviale. Le niveau du lac Tchad dépend principalement des crues du Chari, son principal tributaire. Ainsi, au cours des périodes historiques, l'alimentation du lac Tchad est assurée à 90 % par les apports fluviaux dont 83 % viennent du Chari (Mathieu, 1976). Actuellement le débit du Chari est en constante régression depuis les années cinquante, et par voie de conséquence la superficie du lac Tchad à 150 km (figure 3.2) en aval de N'Djamena. Le bassin versant du Chari-Logone (630000 km²) adossé au flanc nord de l'Adamaoua (Cameroun) et à la dorsale Centrafricaine trouve son exutoire dans le bassin du Tchad. Compte tenu de l'énorme surface du bassin versant qui alimente le Chari, l'érosion chimique du bassin amont du Chari est importante. Elle serait de 1605 kg/km² en année de décrue et de 5645 kg/km² en année de crue (Durand, 1995), auxquelles il convient d'ajouter les quantités des sédiments charriées sur le fond que Gac (1979) estime à 6% du total de la charge solide. Tout ce sédiment est drainé, transporté le long du Chari vers le lac Tchad. La crue débute en juin pour atteindre son débit maximum en octobre-novembre (2500 à 3000 m³/s) selon les années. La décrue est régulière à partir de novembre et l'étiage a lieu entre avril-mai (150 à 200 m³/s). A titre d'exemple, les variations de débit du Chari de 1933 à 1991 mesurées à la station hydrométrique de N'Djamena sont données en figure 3.1.

Le fleuve Chari prend sa source en République Centrafricaine. Il résulte de la jonction de plusieurs rivières assez bien alimentées en toutes saisons parmi lesquelles le Bamingui et le Bangoran. Le Chari fait près de 1200 km de long. En amont de la capitale tchadienne, le fleuve montre un réseau très droit lardé de barres fluviales allongées qui lui confèrent une physionomie en tresse. En aval de N'Djamena, le fleuve infléchit sa course pour devenir plus méandrique. Ce caractère s'accroît progressivement jusqu'à son exutoire dans le lac Tchad. En résumé, le Chari montre donc deux aspects morphologiques distincts :

+ Après son entrée au sud du Tchad, le chenal principal du Chari suit un cours presque rectiligne à le long duquel de petits chenaux qui se forment ou viennent s'ajouter donnent au fleuve un aspect de chenal en tresse. Dans cette configuration, le Chari parcourt du sud vers le nord-est toute la partie avale du bassin de drainage et reçoit les eaux du Logone au niveau de N'Djamena (figure 3.2).

+ Dans toute la partie avale entre N'Djamena et le lac Tchad, le Chari avec son affluent le Logone devient de plus en plus méandriforme (figure 3.2). La morphologie du chenal principal change et devient plus sinueuse. Il entaille une plaine alluviale couverte par un réseau dense méandriforme de chenaux abandonnés avec de nombreux lobes de barres de méandres en demi-arc de cercle. Il se jette dans le lac Tchad en formant un delta « dominé fleuve » de type mississippien.

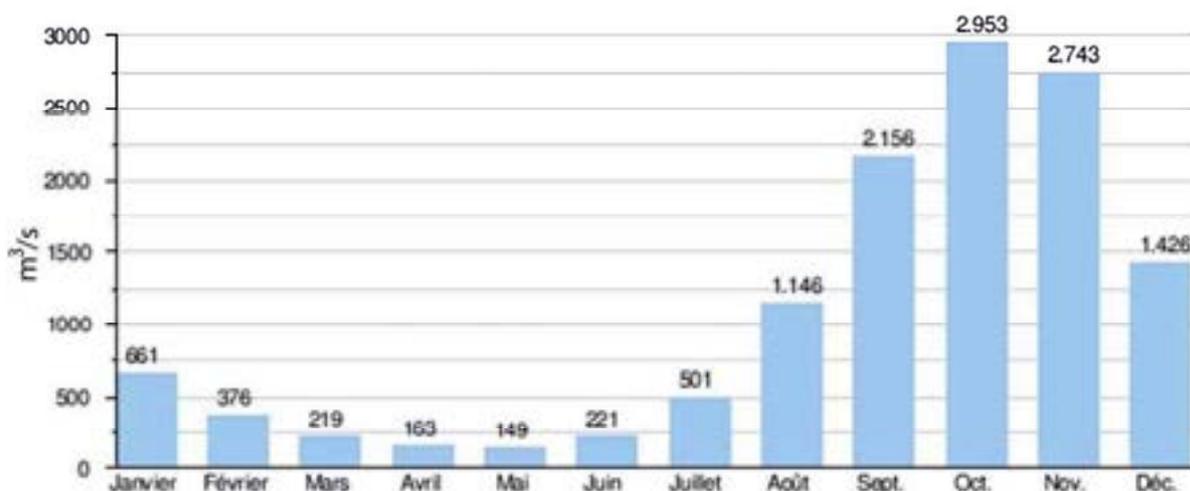


Figure 3.1. Variations des débits moyens mensuels du Chari de 1933 à 1991. (RIVDIS database 1991).

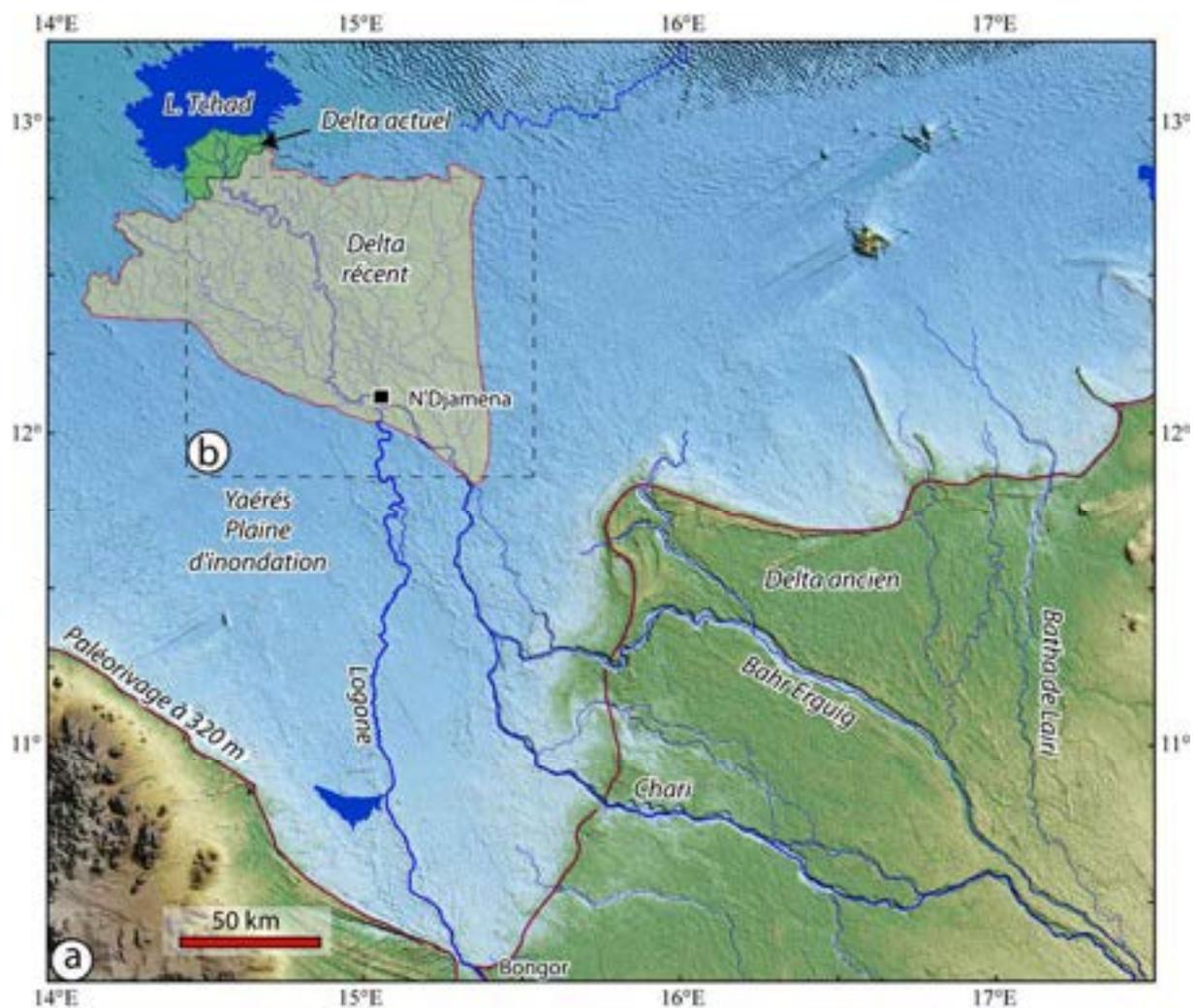


Figure 3.2. (a) : Carte morphologique du bassin versant du Chari Logone entre 10°N et 13°N réalisée à partir des données du modèle numérique de terrain SRTM (réalisation ROQUIN Claude). L'extension du lac Tchad actuel est indiquée en bleu, avec le delta actuel du Chari au sud-ouest (en vert) à proximité de Djimtello, 150 km à l'aval de N'Djamena. N'Djamena est situé près de confluence entre le Chari et le Logone. En rouge est indiqué le paléorivage du Méga lac Tchad qui domine le lac actuel de près de 40 mètres. En gris, le dernier delta fossile du Chari, en amont de son delta actuel. (b) : Localisation de la zone d'étude près de N'Djamena.

B – LES AFFLEUREMENTS ET LES COUPES

Les observations ont été faites à quelques kilomètres au Sud de la ville de N'Djamena, sur la rive gauche du fleuve à proximité du Pont de Chagoua (figure 3.4). L'accès à l'affleurement est très facile pendant la période d'étiage, entre les mois de mai et juin, période pendant laquelle le Chari est à son plus bas niveau et où il peut aisément être traversé à pied. Le sable du Chari est exploité pour la construction. Il est extrait soit sur les berges du Chari soit directement dans son lit à partir de petites carrières provisoires (figure 3.4). Les affleurements disparaissent pendant les crues. Les levés principaux ont été effectués dans ces petites carrières ainsi que sur les barres actuelles du Chari.

En amont de la confluence avec le fleuve Logone près de ville de N'Djamena, le réseau fluvial est caractérisé par des chenaux beaucoup plus droits et rectilignes. Le chenal principal du Chari se charge de barres fluviales longitudinales ou transverses couvertes de rides, mégarides et rides géantes (sand wave) (figures 3.4 à 3.8).

N'Djamena semble se situer à la jonction entre un système purement fluvial en amont et un système plutôt deltaïque en aval, chacun présentant un type d'organisation morpho-sédimentaire particulier. Nous avons effectué plusieurs levés de coupes et réalisé une étude des dépôts alluviaux. Une bonne partie du travail concerne l'analyse des architectures sédimentaires notamment pour tenter de répondre à la question de leur mise en place.

L'étude des dépôts actuels du Chari est particulièrement intéressante car ils constituent des éléments de géologie sédimentaire fonctionnels très utiles comme modèle de référence pour l'interprétation des structures relevées dans les carrières, notamment celles portant sur l'imbrication à différentes échelles centimétrique à kilométrique, des structures progradantes. De telles informations sur l'architecture sédimentaire des barres fluviales actuelles vont apporter de précieuses indications pour l'interprétation des séries anciennes décrites dans le chapitre précédent.

1. Morphologie des barres fluviales du Chari : taille, architecture et imbrications

La morphologie du Chari en amont de N'Djamena se caractérise par de longues barres sableuses en majorité longitudinales, dont la longueur complète atteint environ 0,8 à 1 km. Elles sont souvent situées en partie interne des méandres à très faible rayon de courbure. Sur les images satellites à haute résolution, les barres kilométriques apparaissent rythmées par plusieurs (généralement entre 6 à 12) rides géantes (dune-sous aquatiques ou sand waves) dont la longueur d'onde varie entre 100 et 150 m. Ces « sand waves » sont elles mêmes

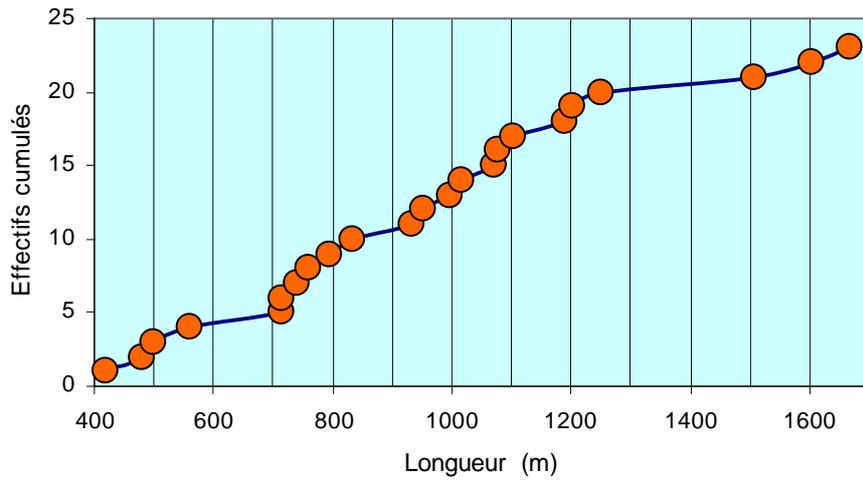
couvertes par une succession de mégarides, de longueur d'onde moyenne comprise entre 10 et 20 m (tableau 1 et figure 3.3).

Vue de dessus les crêtes des « sand waves » ont des formes faiblement à fortement incurvées. Certaines présentent des morphologies rhomboédriques accentuées comme celle des rides de courant qui se développent sous l'action de courants très forts.

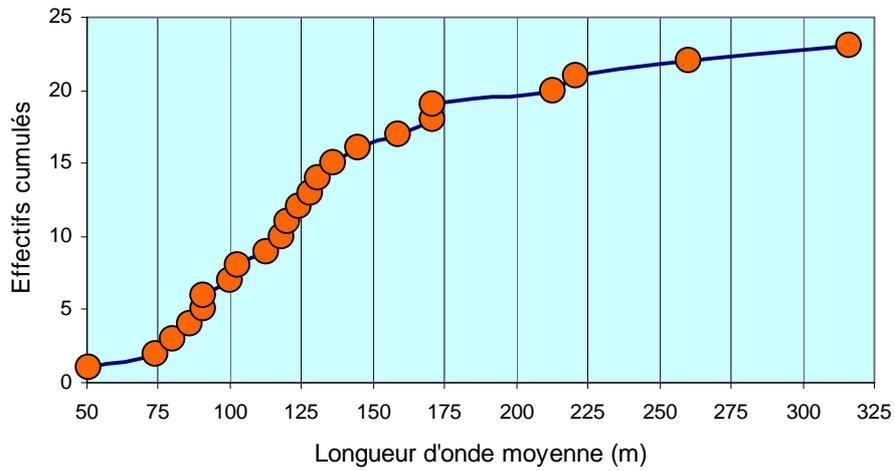
Numéros des barres	barres	sand waves	mégarides
	taille (m)	longueur d'onde moyenne (m)	
1	1017	80	9.35
2	562	131	10.51
3	500	171	11.00
4	713	316	13.00
5	480	103	10.13
6	1508	118	9.41
7	758	260	11.10
8	794	91	16.50
9	420	100	10.38
10	1078	51	10.99
11	996	120	12.02
12	834	91	10.84
13	952	145	13.35
14	1072	74	12.81
15	714	113	14.24
16	1250	171	12.57
17	1605	128	20.00
18	1191	86	15.96
19	934	159	11.42
20	739	213	11.85
21	1201	136	12.33
22	1667	221	9.32
23	1103	124	12.55
Médiane	952	124	11.85
Moyenne	960	139	12.24
Ecart-type	344	63	2.54

Tableau 1 : Taille des barres fluviales et longueur d'onde moyenne des sand waves et des mégarides mesurées à partir d'images satellites sur 23 barres du fleuve Chari. En moyenne, la longueur des grandes barres est proche de 1 km, tandis que la longueur d'onde moyenne des sand waves varie entre 75 et 175 m et celle des mégarides entre 10 et 15 m.

(a) Barres fluviales



(b) Sand waves



(c) Mégarides

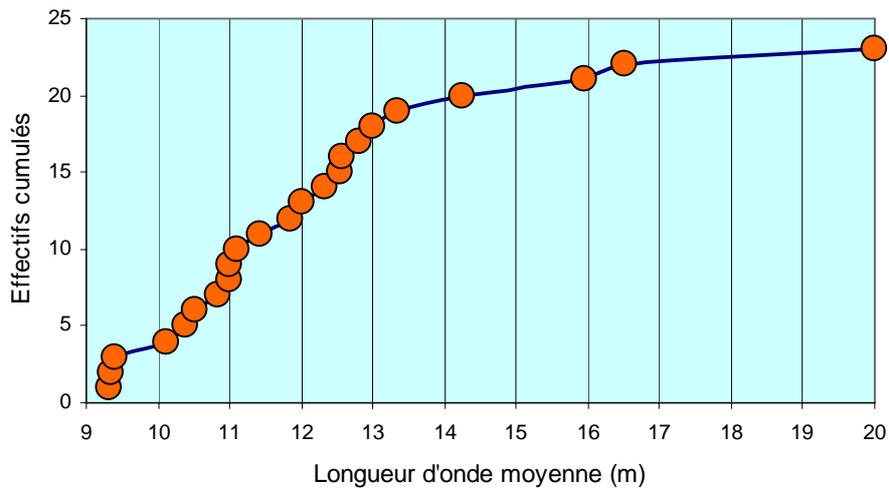


Figure 3.3. Courbes de distribution (a) de la taille des barres fluviales et de la longueur d'onde moyenne (b) des sand waves et (c) des mégarides mesurées sur 23 barres du fleuve Chari (Tableau 1).

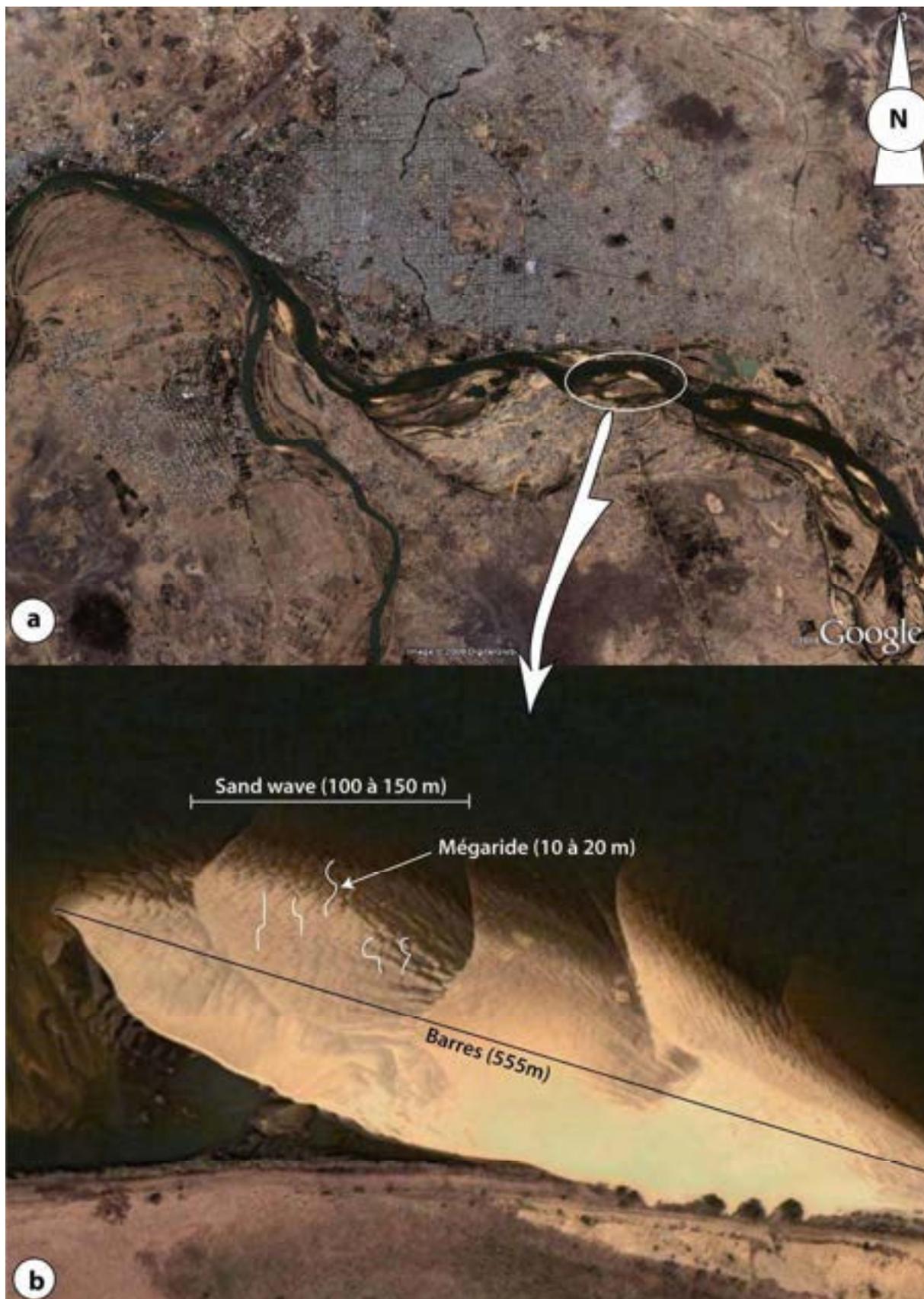


Figure 3.4. Vue aérienne (image Google Earth) du fleuve Chari montrant l'imbrication à différentes échelles des structures progradantes. Au sud de N'Djamena. (a) : le cercle montre la zone d'étude dans le lit actuel du Chari. (b) : zoom sur une barre longitudinale complète, sur laquelle on observe deux types de les structures imbriquées : les sand waves et les mégarides.

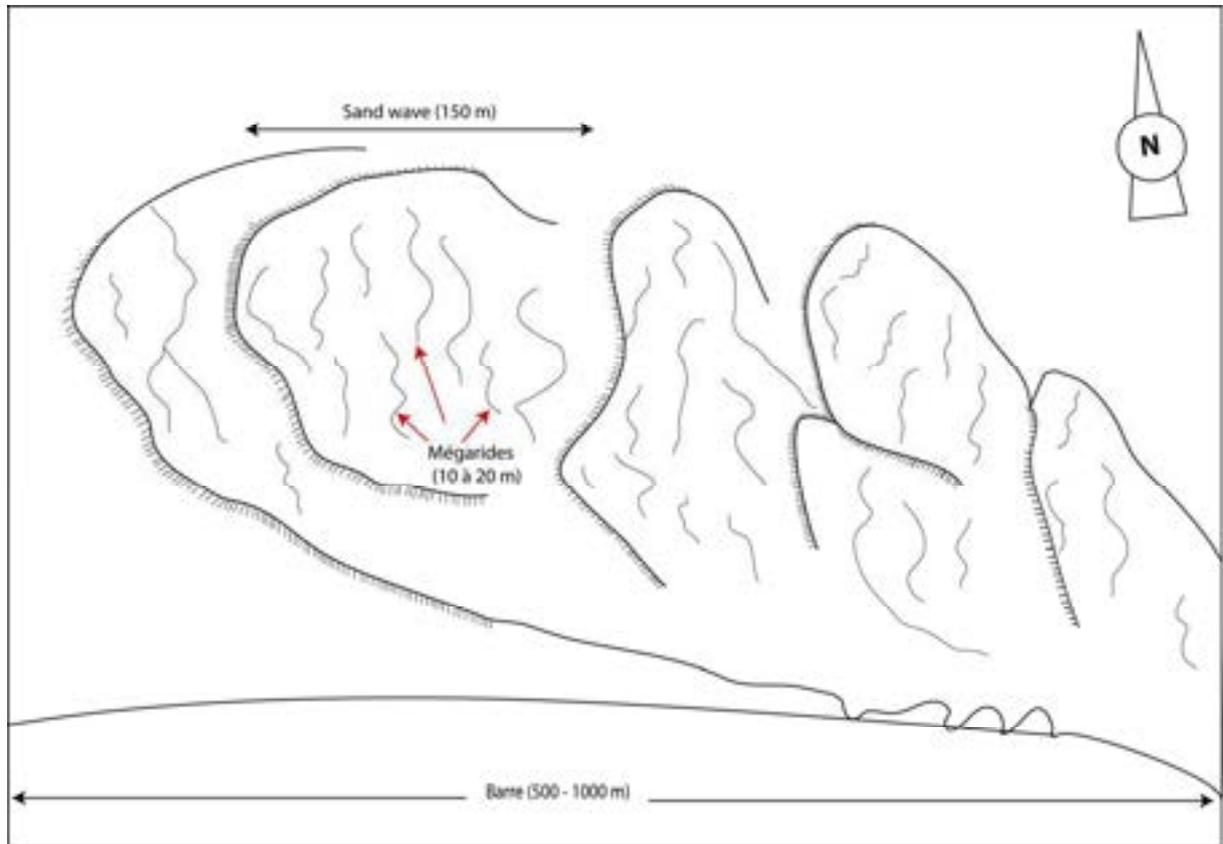


Figure 3.5. Morphologie schématique de la surface d'une grande barre longitudinale. La barre présente une enveloppe curviligne en forme de « croissant » ou de langue. Sa taille est variable entre 500 m et 1 km soit plus de la moitié de la largeur du chenal du Chari au même endroit. Plusieurs petites barres de 100 à 150 m hectométrique appelées « sand waves » se développent sur la grande barre. Et sur celles-ci se développent des mégarides de longueur d'onde décamétrique.

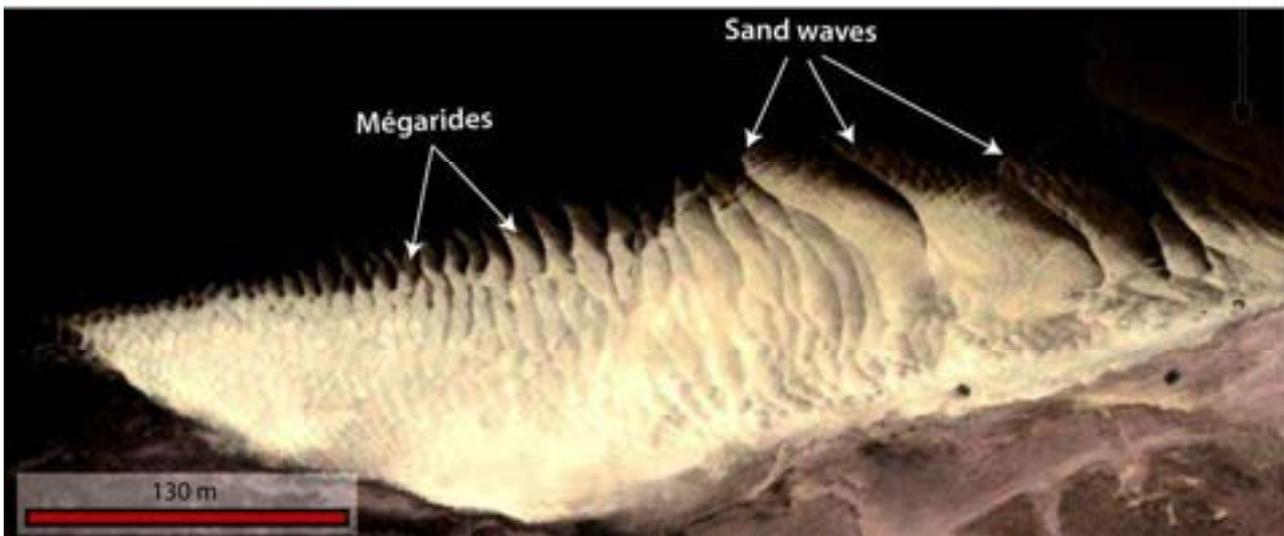
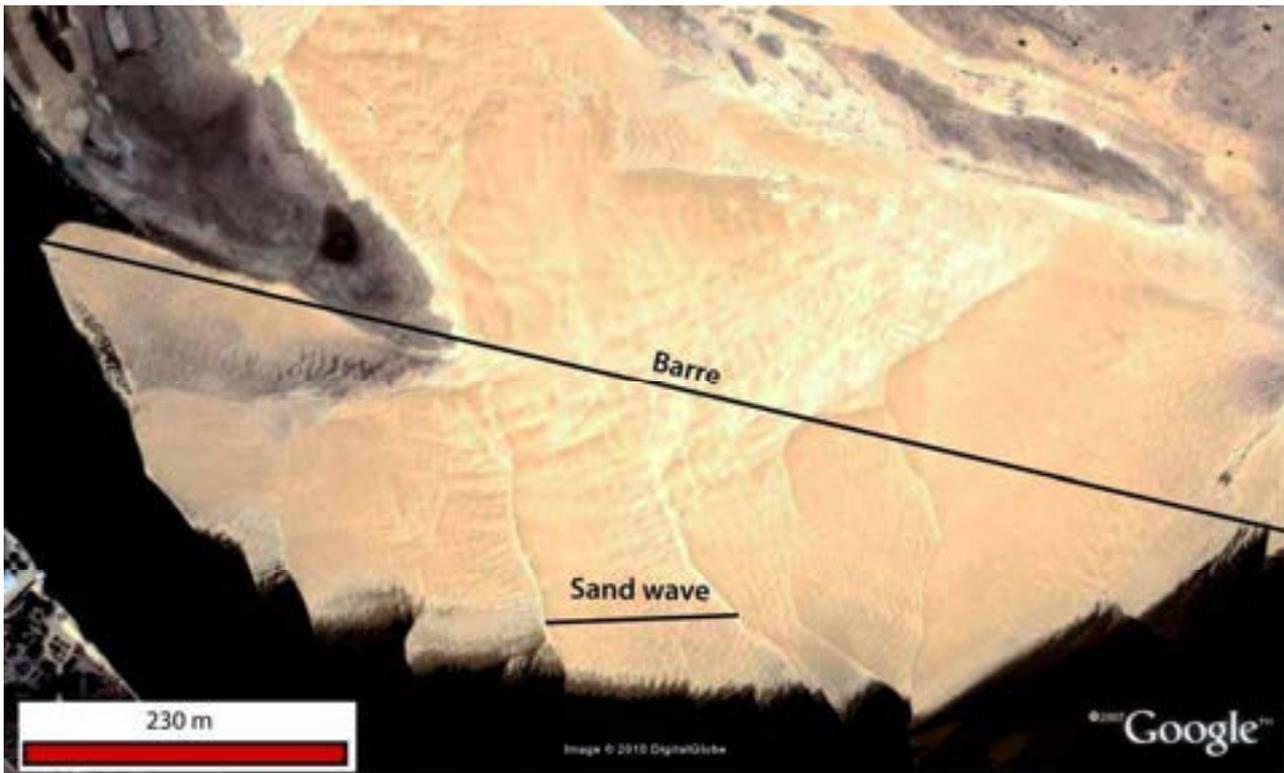


Figure 3.6. Autre exemple de barres fluviales actuelles illustrant l'imbrication des structures progradantes à différentes échelles : barres, sand waves et mégarides (Source des images : Google Earth). Dans le deuxième cas de figures les sand waves bien développées vers l'amont de la barre (longueur d'onde hectométrique) se raccourcissent progressivement vers l'aval et se transforment en mégarides décamétrique.

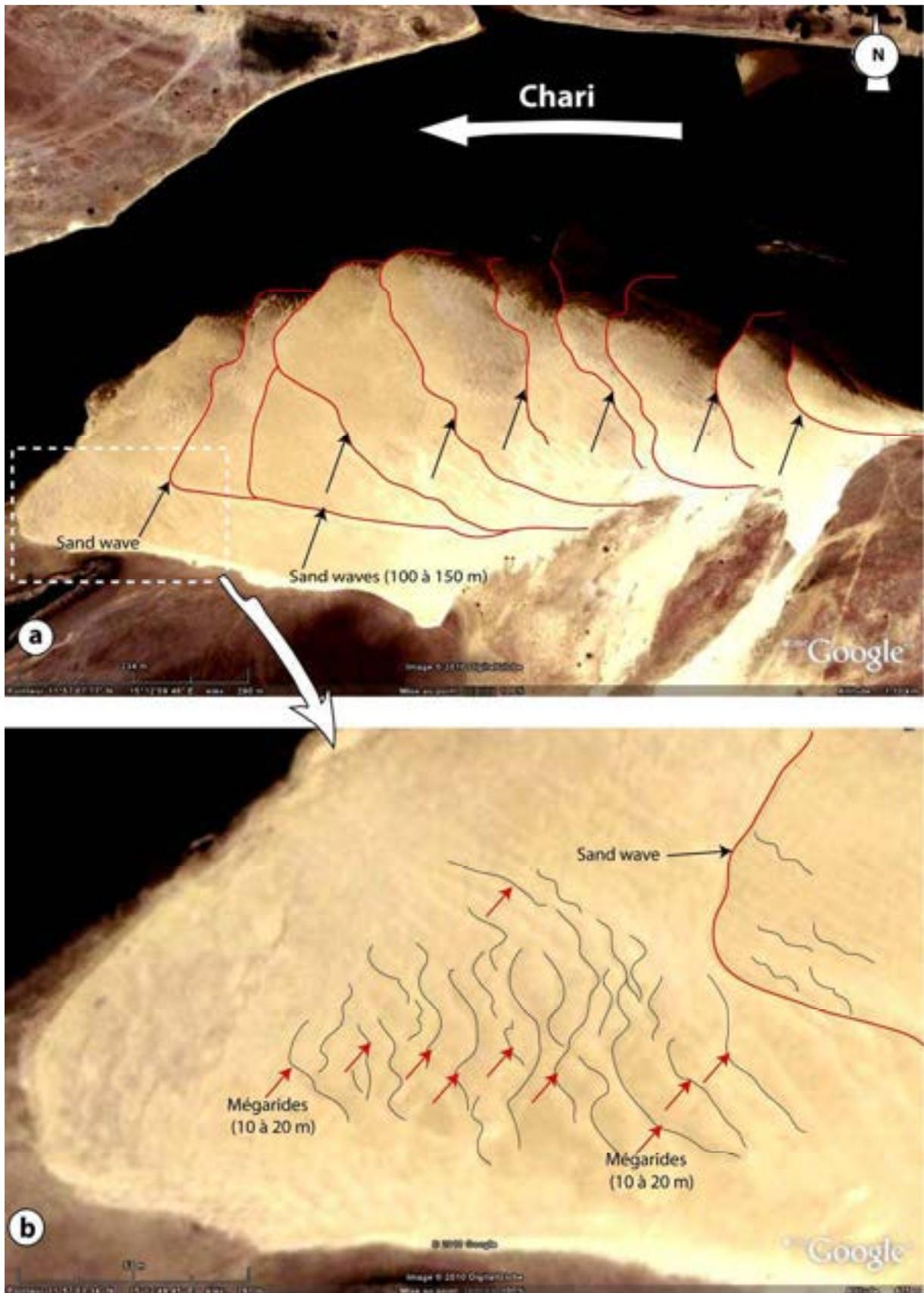


Figure 3.7. Détail montrant la morphologie des barres longitudinales dans le lit du Chari actuel. Notez sur l'image (a) la barre d'échelle kilométrique sur laquelle se développent des structures progradantes de plus petite échelle (sand waves en rouge) qui font entre 100 à 150 m de longueur d'onde. (b) : les sand waves sont elles - mêmes recouvertes de mégarides d'échelle décamétrique (en noir).



Figure 3.8. Sur le terrain, il est difficile d'identifier objectivement les sand waves comme sur l'image satellitaire (a) : Seules les mégarides apparaissent clairement. Sur l'image les mégarides sont indiquées par les flèches rouges.

C – LES FACIES DE DEPÔTS

1. INTRODUCTION

A l'échelle du terrain, ce sont les ondulations des mégarides qui marquent le plus nettement la morphologie de surface des barres fluviales du Chari. Les mégarides ont fait l'objet de très nombreuses tranchées afin de rendre compte des structures internes (figure 3.12 à 3.13). Celles-ci sont particulièrement bien dessinées et préservées en raison d'un spectre granulométrique relativement large qui va des sables fins aux sables grossiers. La lecture des structures est également grandement facilitée grâce à des oxydations brunes qui colorent partiellement et inégalement les lamines. Les limites de faisceaux sont parfois marquées par des lamines argileuses. Les faisceaux de litage oblique se superposent apparemment sans grande érosion. Beaucoup d'observations ont été faites également sur de petites terrasses latérales entaillées pour l'exploitation de sables.

On distingue principalement 3 types de faciès : (1) le faciès sableux à litage oblique correspondant aux structures internes des mégarides, (2) le faciès sableux à rides de courant surtout localisé vers l'aval ou vers l'amont des mégarides et (3) le faciès argileux qui est le faciès le moins représenté des trois.

2. FACIES A LITAGES OBLIQUES

Le faciès à litage oblique est similaire en tout point à celui décrit dans les carrières. Il est formé des mêmes types de litages obliques que ceux des foresets des mégarides fluviales. Ce faciès à litage oblique (figure 3.13) est le faciès dominant le plus représenté dans les barres actuelles du Chari. Ce faciès est formé par des sables très propres, de teintes claires (jaune à jaune-clair), meubles ou très faiblement cimentés. Les sables sont composés de quartz à spectre granulométrique très large allant des sables fins aux sables grossiers, voire des petits graviers. Cet ensemble sableux est marqué par des faisceaux de litages obliques à base parfois tangentielle. L'épaisseur des faisceaux varie de 5 à 30 centimètres environ (figure 3.13). L'empilement de ces faisceaux à litage oblique correspond à la superposition de plusieurs mégarides. À la base des faisceaux à litage oblique on distingue parfois des rides de courant progradant en sens inverse du courant du fleuve ; celles-ci sont étudiées en détail dans le paragraphe suivant (figures 3.10 à 3.13).

3. FACIES A RIDES DE COURANT ET DE CONTRE-COURANT

Toute la surface de la barre est couverte de rides de courant en partie linguoïdes. En coupe dans les mégarides du Chari (figure 3.13), les rides marquent la limite entre deux faisceaux de litage oblique. Certains faisceaux montrant les rides font jusqu'à une trentaine de centimètres d'épaisseur. Elles progradent, comme toutes les autres structures à foresets, de l'amont vers l'aval du fleuve.

Pourtant, sur les coupes réalisées dans les barres sableuses comme dans les faciès relevés dans les carrières, beaucoup de faisceaux à litages obliques à la base, montrent des rides de courants se déplaçant en contresens du courant principal. Ce faciès admirablement décrit par Allen (1968) se forme au pied des mégarides par des courants de retour. Ces rides de « contre-courant » formées dans la zone de turbulence au pied des foresets d'une mégaride ne remontent jamais le long des lamines obliques de la mégaride (figure 3.11). Les nombreuses observations effectuées, autant dans les carrières que dans les sables du Chari, montrent clairement que les rides de contre-courant sont ennoyées ou recouvertes par les

litages obliques des mégarides et non l'inverse. Les lamines des litages obliques constituées par un sable un peu plus grossier s'arrêtent net et se déforment légèrement au contact des rides de contre-courant (figure 3.11)

La déformation de la base des lamines des litages obliques au contact des rides de contre-courant prouve que les premières viennent sceller des trains de rides qui ne fonctionnent plus à partir de ce moment là (figure 3.11). Les rides sont donc formées avant d'être recouvertes par les lamines obliques des mégarides au cours de leur déplacement de l'amont vers l'aval. La formation de ces rides particulières est liée à la vitesse du courant de retour qui se crée dans la zone de turbulence un peu en aval de la mégaride. Ce phénomène est décrit par Allen (1968) à partir des mesures effectuées sur un banc expérimental (figure 3.9 à 3.10).

Un modèle schématisé, présenté figure 3.11, permet d'illustrer les deux types de processus conduisant à la formation des rides de courant sur le dos d'une mégaride et à la formation des rides de contre-courant enfouies à la base du faisceaux de litages obliques.

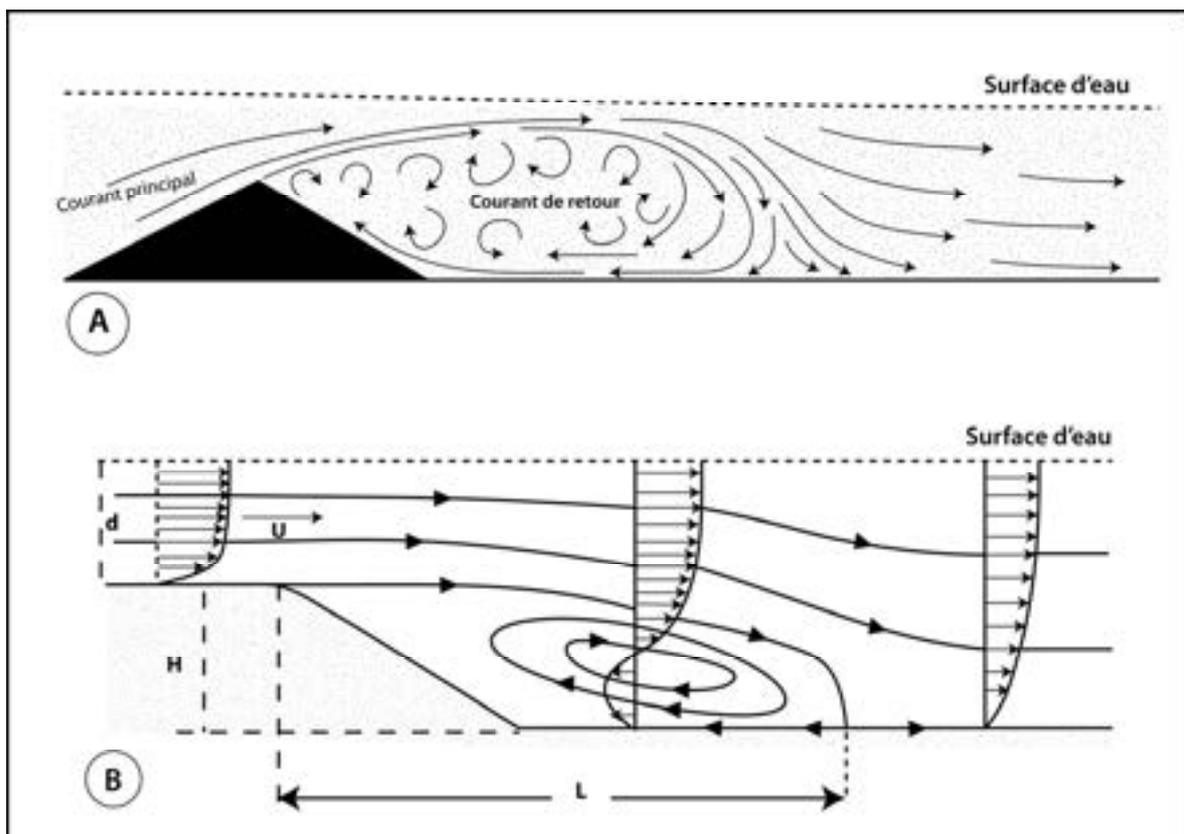


Figure 3.9. Schéma théorique expliquant le phénomène lié à la formation des rides de « contre-courant ». (A) : diagramme de flux illustrant les variations locales de circulation des courants aquatiques. (B) : visualisation des directions d'écoulement montrant la genèse de courants localement à contresens au pied des mégarides permettant la formation de rides de contre-courant (schéma (B) modifié d'après Allen, 1982).

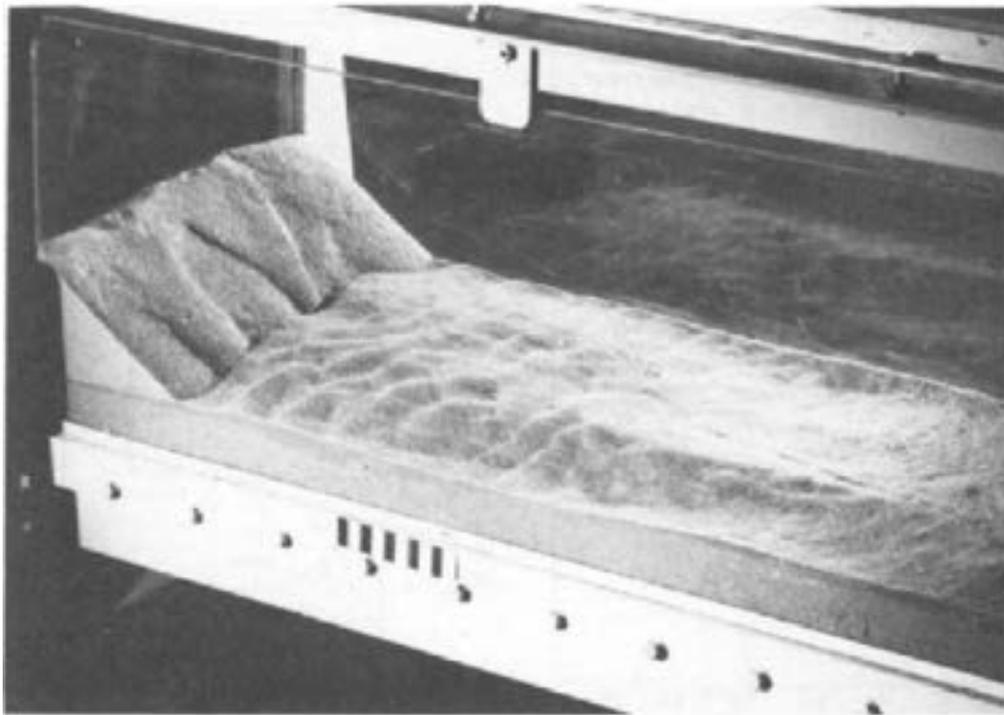


Figure 3.10. Expérience d'Allen (1982) montrant la genèse des rides de contre-courant en aval d'une mégaride. Au fur et à mesure de la progradation de cette mégaride, les lamines d'avalanche de foresets viennent recouvrir les rides de contre-courant formées précédemment.

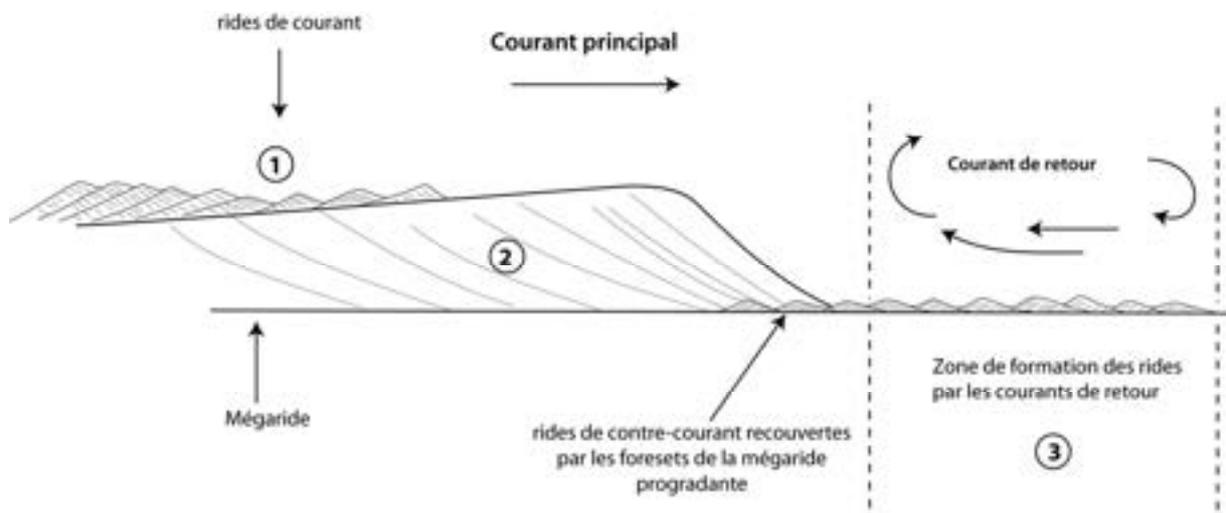


Figure 3.11. Modèle de dépôt illustrant la formation des rides de courant (1) d'une mégaride (2) progradante à la surface d'une barre fluviale et (3) la formation des rides de contre-courant progressivement enfouies sous les foresets de la mégaride au fur et à mesure de progression vers l'aval.

4. FACIES ARGILEUX

La majorité des dépôts du Chari sont sableux. Cependant, quand l'eau baisse après la crue il subsiste de nombreuses mares temporaires dans les dépressions où la stagnation des eaux permet la décantation de boues argileuses. L'épaisseur de ce dépôt boueux pouvant atteindre facilement plusieurs centimètres (2 à 5 cm) est maximale dans les petites dépressions au pied des mégarides (figure 2.17).

Ces dépôts argileux sont omniprésents dans les affleurements des petites terrasses situées en bordure du chenal principal. Dans les faciès sableux à litage oblique la présence de galets mous et de conglomérats d'argile témoignent, à la fois de l'existence des dépôts argileux et de remaniements intraformationnels.



Figure 3.12 : Morphologie des mégarides dans le lit actuel du Chari. (a) et (b): vue générale des mégarides (les lignes rouges et les flèches soulignent les crêtes des mégarides). (c) : vue rasante montrant le relief des mégarides (entre 40 à 60 cm de haut en moyenne). (d) : creusement d'un puits pour lever un profil de la structure interne d'une mégaride.

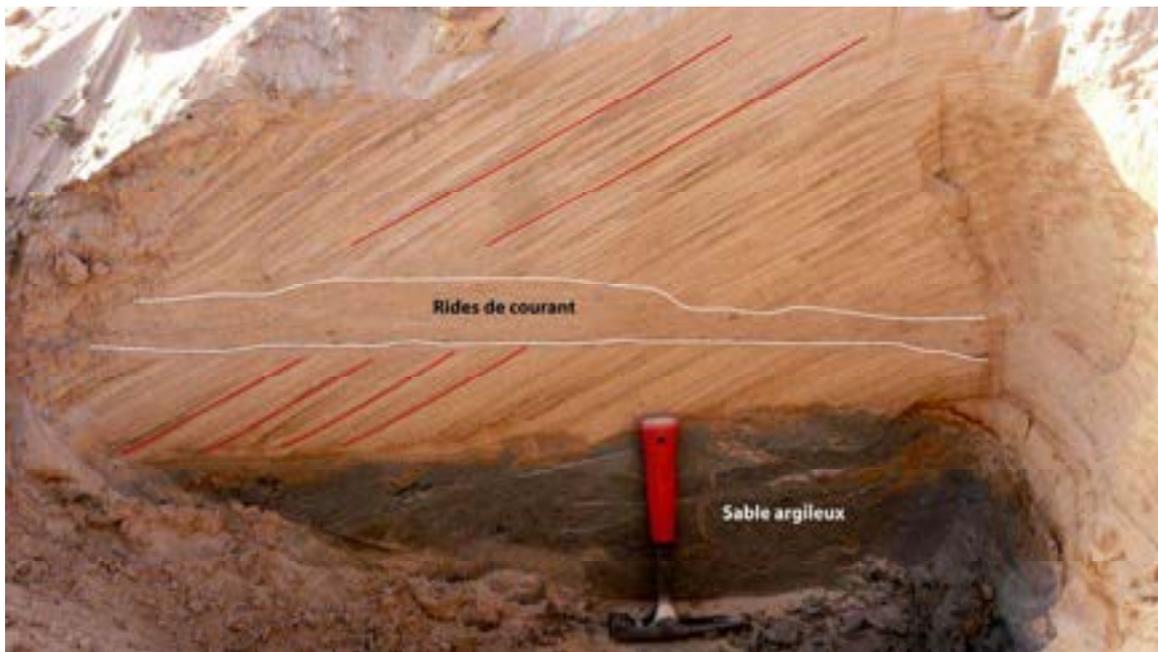


Figure 3.13. Structure interne d'une mégaride montrant la superposition de deux faisceaux de litages obliques (mégarides) séparés par un faciès à rides de courant.



Figure 3.14. L'architecture interne du faisceau de litages obliques d'une mégaride vue en coupe horizontale et verticale.

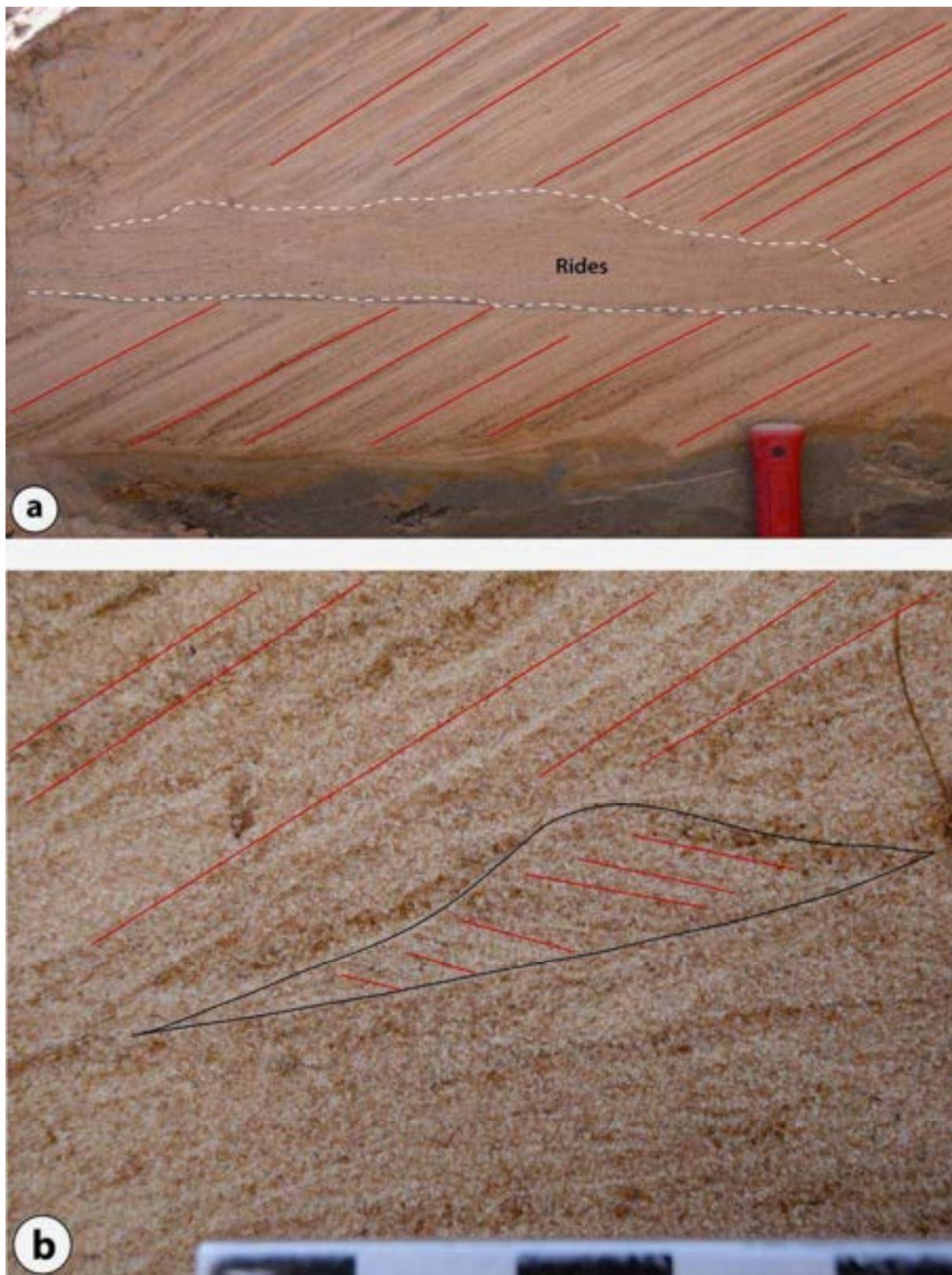


Figure 3.15. (a) : Structure interne d'une barre fluviale montrant l'intercalation d'un faciès à rides de « contre-courant » entre deux faisceaux de mégarides à litages obliques. (b) : Détail de la photo (a), montrant une ride de « contre-courant » formée par les courants de retour à l'avant d'une mégaride, puis progressivement enfouie sous celle-ci au fur et à mesure de la progradation des foresets vers l'aval.

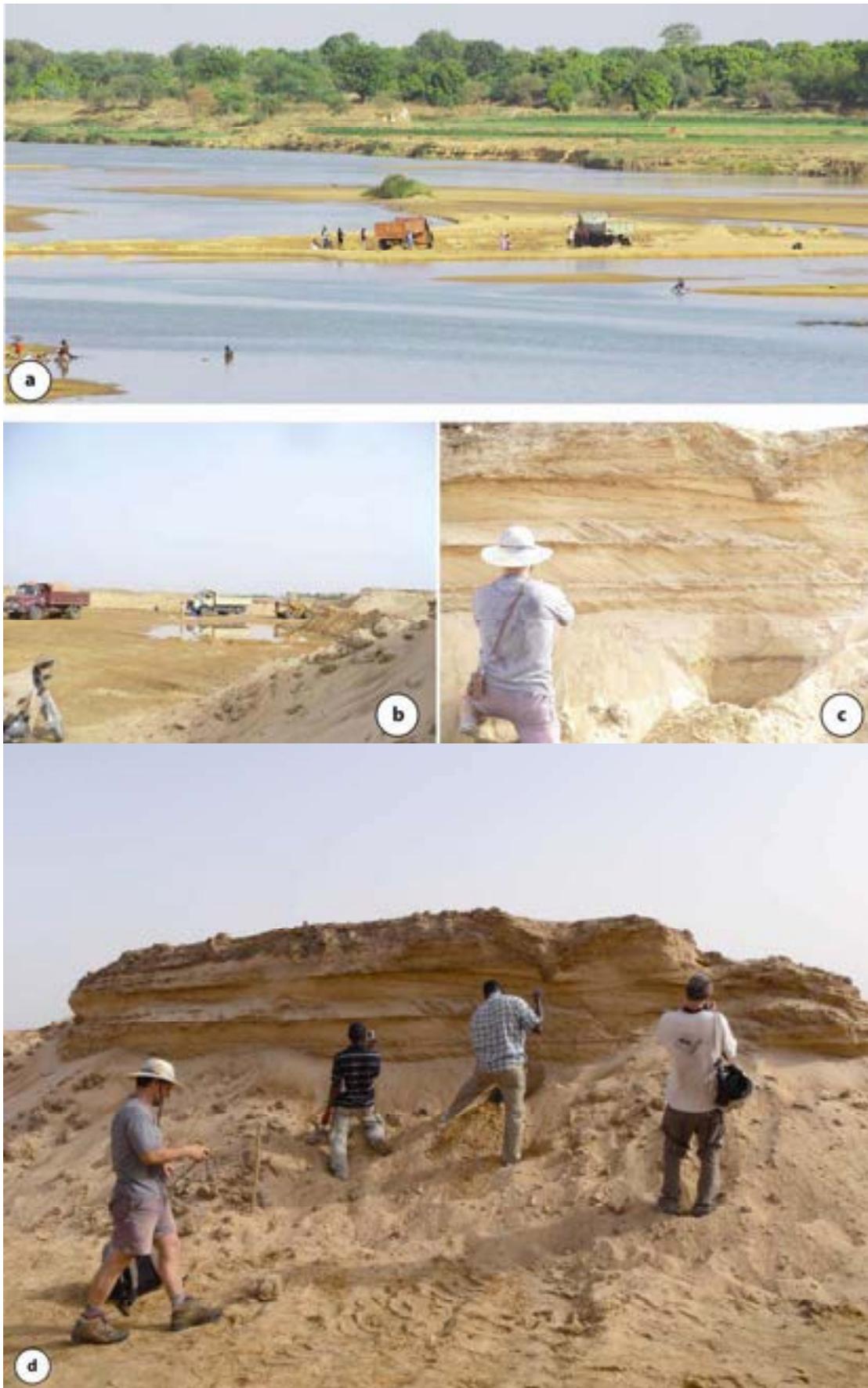


Figure 3.16. Vue générale de l'exploitation des sables dans le lit du Chari en période d'étiage (a) directement sur une barre actuelle active du Chari pendant le mois de juin. (b, c et d) Affleurements dans les petites carrières temporaires d'extraction de sable sur les rebords des basses terrasses du Chari.

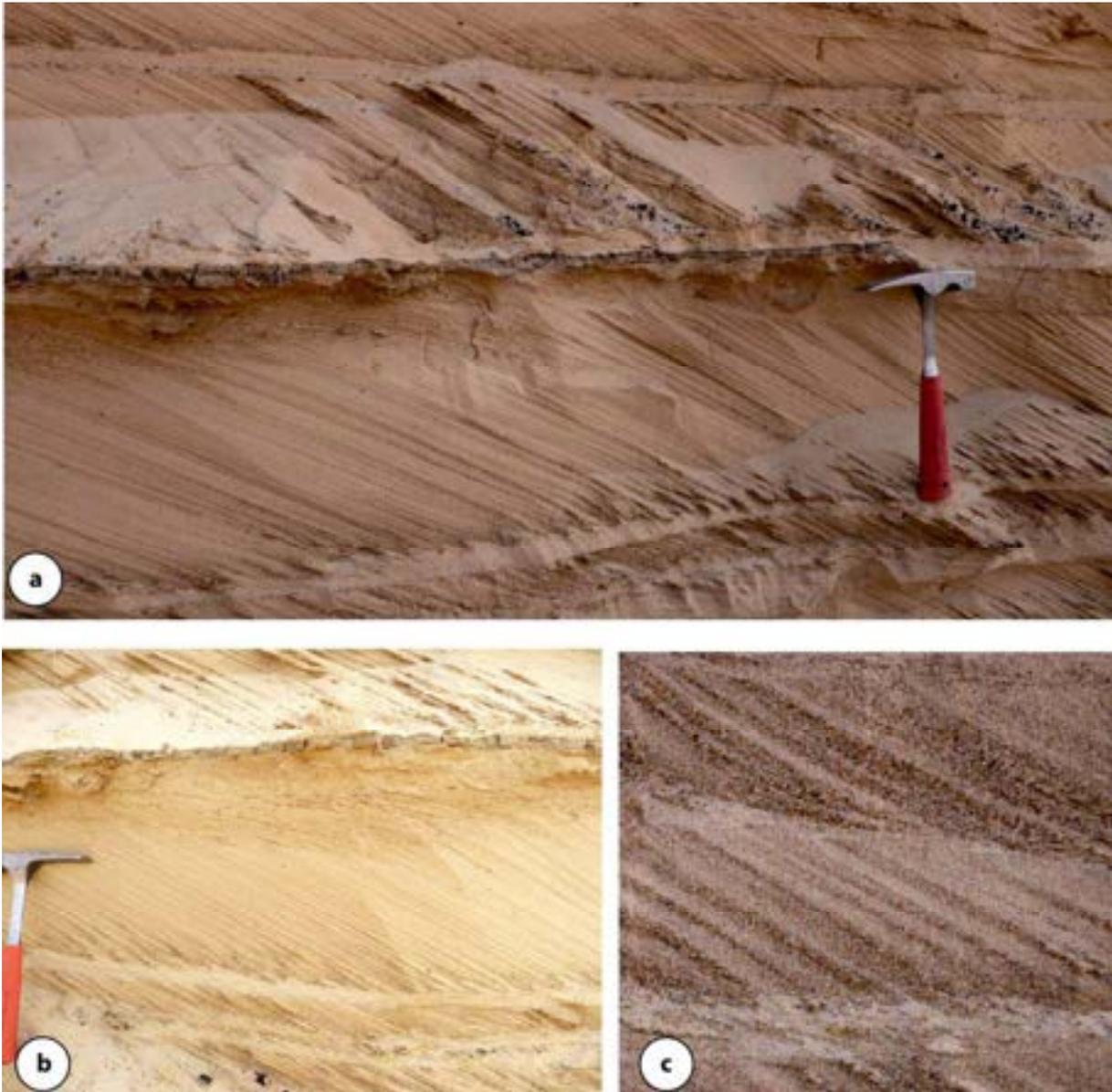


Figure 3.17. Dépôts subactuels sur les bords du Chari.

Faciès à litages obliques montrant la superposition d'une dizaine de faisceaux avec une remarquable constance de la direction des paléocourants. Ce faciès est composé de sables fins à grossiers. Quelques drapages argileux soulignent parfois les surfaces d'érosion.

(a) et (b) : Présence de lits argileux centimétriques déposés dans les creux et les dépressions entre les mégarides en fin de crue. (c) : Alternance des lamines obliques bien marquées par les variations de granulométrie, de couleur et de cohésion des lits sableux.

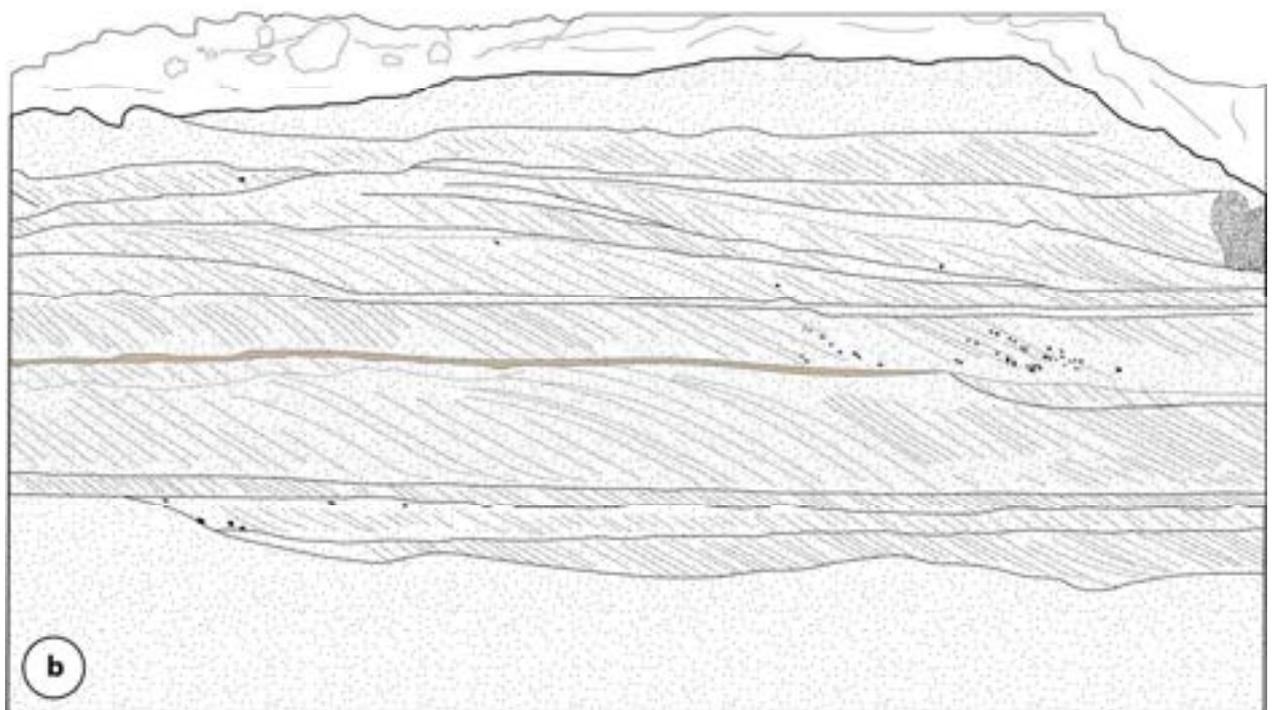


Figure 3.18. Structure des dépôts subactuels sur les bords du Chari.

Vue d'ensemble (a) et dessin interprétatif (b) montrant l'architecture interne d'une barre fluviale avec l'empilement des faisceaux à litage oblique (mégarides) parfois séparés par les drapages d'argile qui se déposent par décantation dans les zones de stagnation de l'eau après les crues. On note également la présence de galets mous et de charbons de bois.

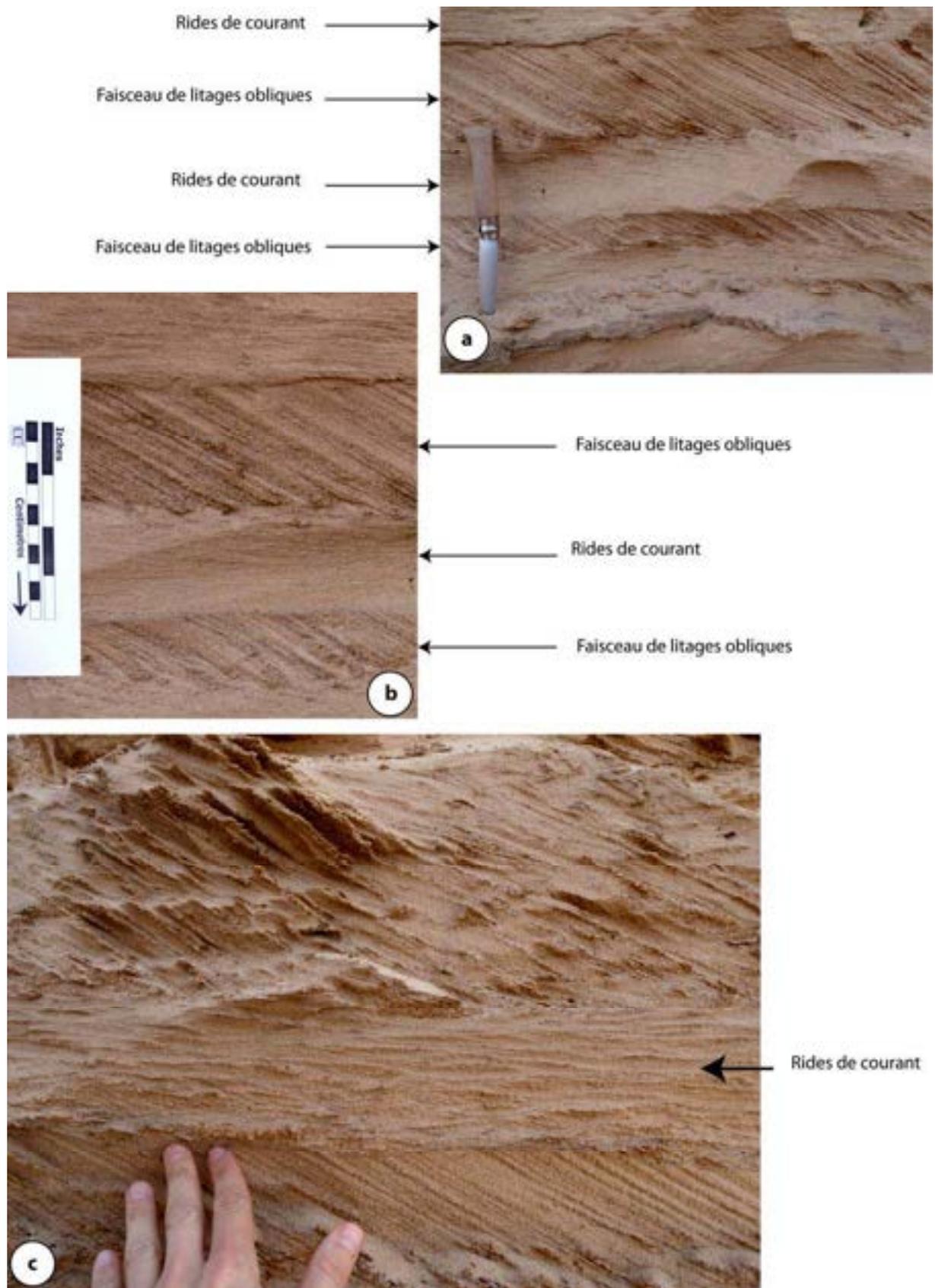


Figure 3.19. (a) et (b) Faciès à rides de courant alternant avec les faisceaux de litages obliques. (c) : détail montrant les rides de courant intercalées entre deux faisceaux de litages obliques.



Figure 3.20. Caractérisation des drapages argileux (a) en surface, (b) en coupe (c) : concentration de galets mous dans une cavité sans doute d'origine anthropique. (d) : Les flaques d'eau résiduelles qui subsistent dans les dépressions entre les mégarides après la période de hautes eaux du Chari et au fond desquelles les lamines fines, argileuses, se déposent par décantation.

D – COMPARAISON DES FACIES SEDIMENTAIRES HOLOCENES ET ACTUELS

Les faciès sableux holocènes à litages obliques et à rides présents dans les carrières sont similaires en tout point à ceux décrits sur les berges et dans le lit actuels du Chari. Ils sont formés des mêmes types de sables de teinte claire (blancs à jaune-clair) avec les mêmes structures sédimentaires (faisceaux de mégarides à litages obliques et rides de courant). La comparaison des structures analogues des photos (figures 3.21 à 3.23) est frappante tant la similarité est grande en tout point. Cependant, les traces de bioturbations ou des conduits racinaires sont plus abondants dans les sédiments holocènes des carrières.

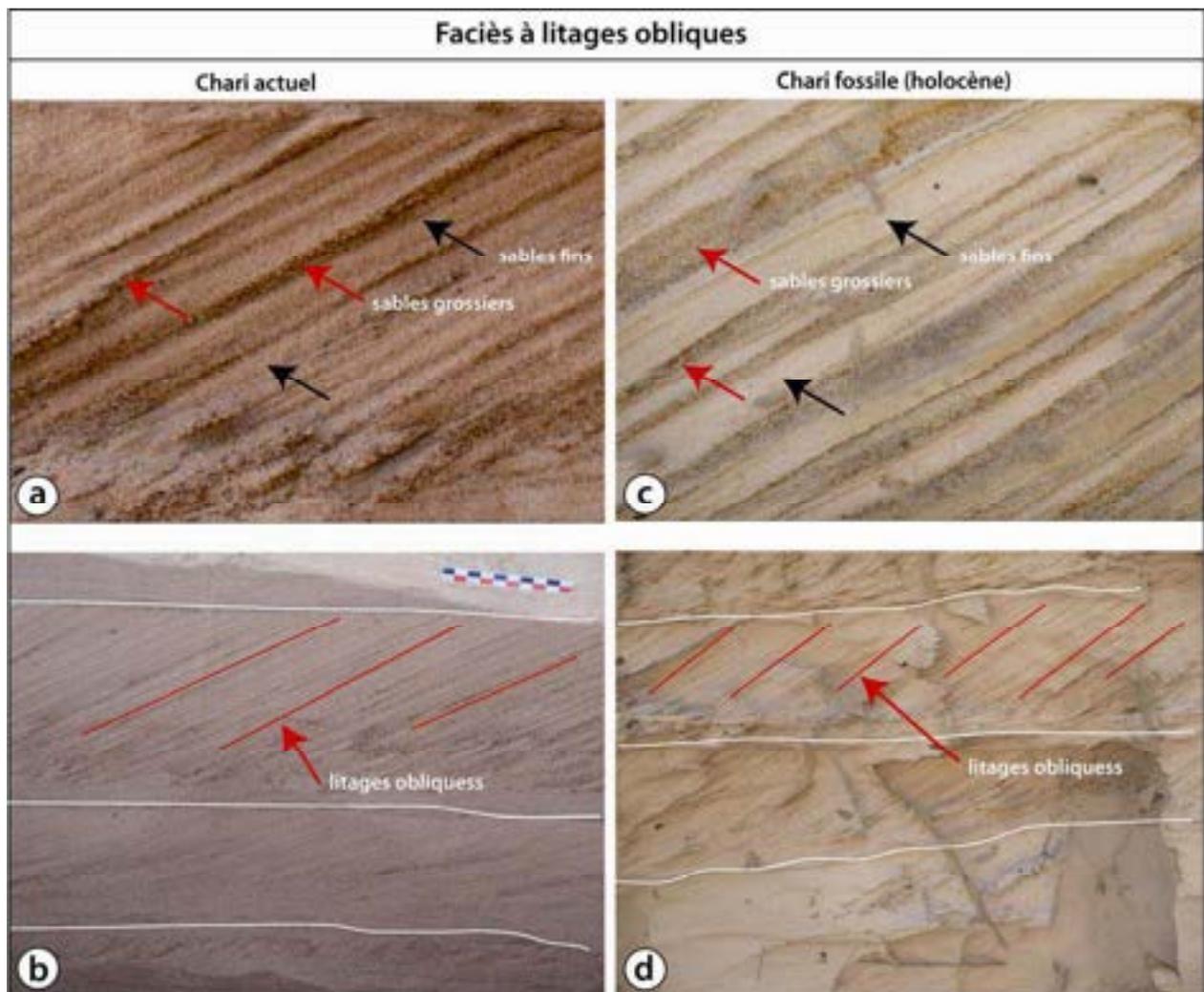


Figure 3.21. Comparaison des faciès holocènes et actuels du Chari.

(a) et (b) : images des dépôts de sables actuels du fleuve Chari.

(c) et (d) : images des dépôts holocènes dans les carrières (Réf. Chapitre 2). Les faciès holocènes sont très proches des faciès sédimentaires actuels du Chari. Cette grande similarité se retrouve aux différentes échelles d'organisation des faciès, comme le montrent les images (a) et (c) des lamines de sables fins et grossiers dans les litages obliques, en haut, ainsi que les images (b) et (d) avec le même type d'empilement de faisceaux à litages obliques des mégarides, en bas. On peut noter cependant des traces de bioturbation nettement plus importantes dans les sables holocènes à droite (d) par rapport aux sédiments actuels à gauche (b). Les flèches rouges et noires dans les images (a) et (b) indiquent les alternances des lamines de sable de granulométrie différente. Dans les deux cas, les faciès sont formés de sables fins à très fins de teinte clair (blancs à jaune-clair); les grains ne sont pas cimentés. Les sables sont bien triés sans aucune matrice argileuse.

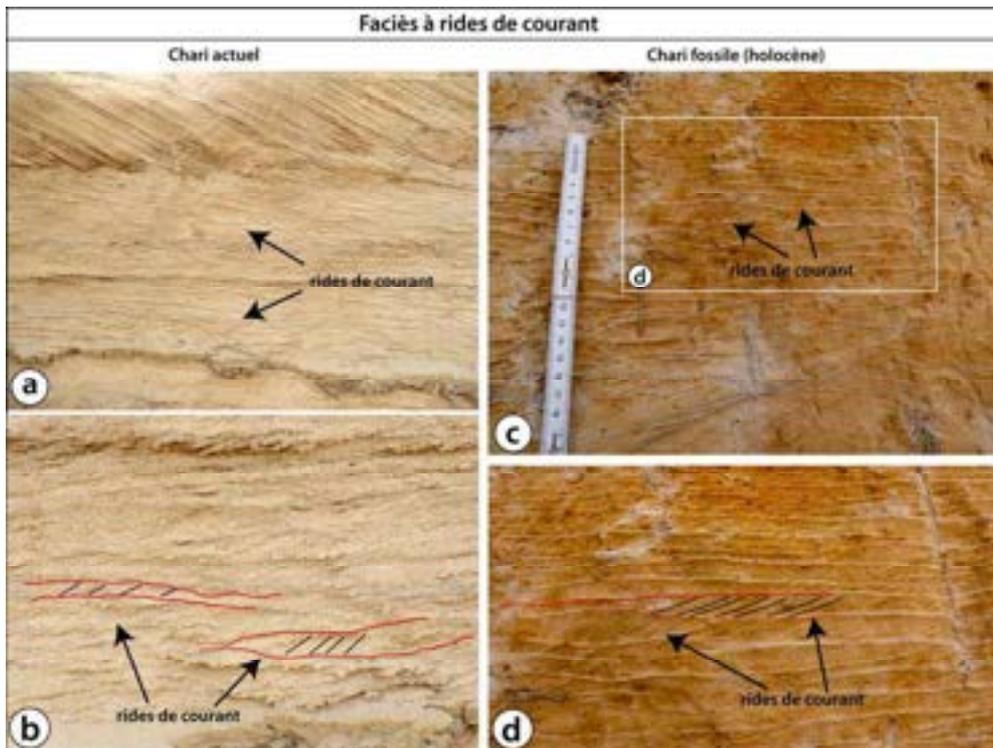


Figure 3.22. Comparaison des faciès à rides de courant dans les sables holocènes et actuels du Chari. (a) et (b) Faciès à rides de courant dans les sédiments subactuels du Chari. (c) et (d) Aspect feuilleté de multiples faisceaux à litage oblique d'épaisseur centimétrique des sables holocènes de la carrière de Lamadji qui montrent le même faciès à rides de courant.

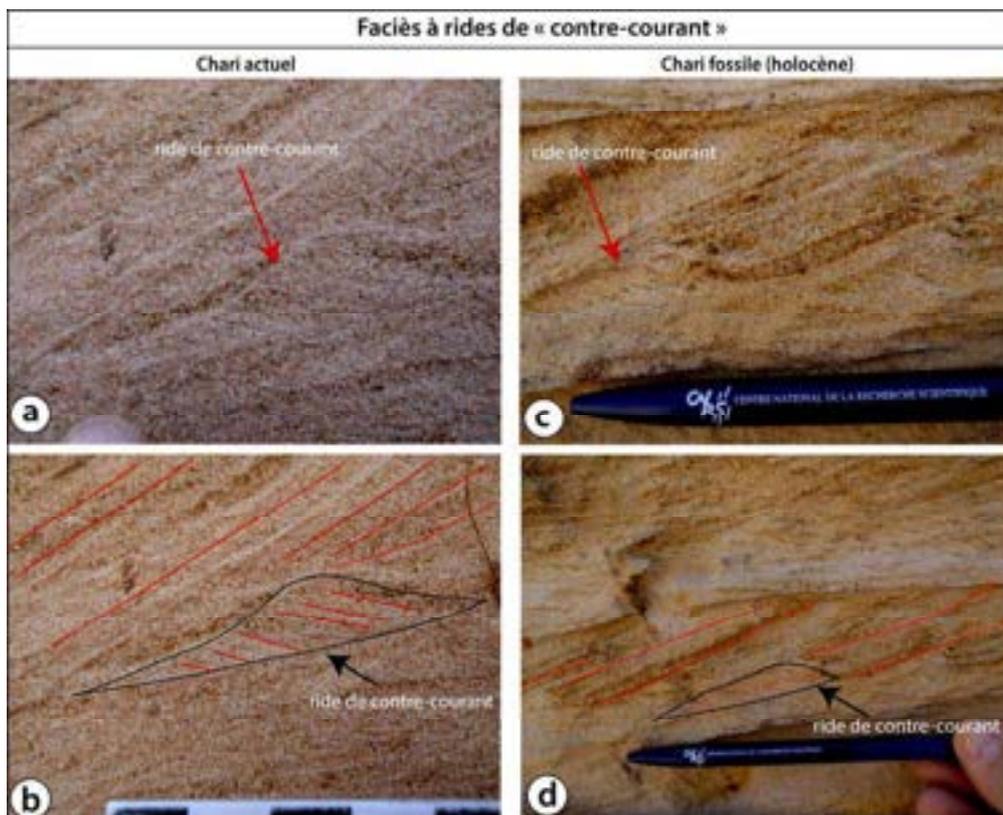


Figure 3.23. Comparaison des faciès à rides de contre-courant à différentes échelles dans les sables du Chari actuel (a) et (b) et dans les sables clairs holocènes des carrières de Lamadji (c et d). Dans les deux cas les rides de contre-courant sont recouvertes par des faisceaux à grands litages obliques d'une mégaride. L'inversion du pendage des lamines dans ces deux types de faciès est nette.

CONCLUSION

Les observations réalisées sur les sédiments actuels du Chari permettent de distinguer principalement trois types de faciès : (1) le faciès sableux à litages obliques correspondant aux structures internes des mégarides, (2) le faciès sableux à rides de courant surtout localisé vers l'aval ou vers l'amont des mégarides et (3) le faciès argileux qui est le faciès le moins représenté des trois.

L'étude des dépôts actuels du Chari est particulièrement intéressante car elle fournit des éléments de comparaison très utiles comme modèle de référence pour l'interprétation des structures étudiées dans les carrières.

L'architecture sédimentaire des barres fluviales actuelles a été analysée à différentes échelles en couplant l'étude de leur morphologie sur les images satellites avec les observations de terrain. Les grandes barres fluviales sableuses, en partie exondées en période d'étiage dans le lit du fleuve apparaissent constituées de plusieurs structures imbriquées, de longueurs d'ondes distinctes. Le long de chaque barre fluviale de taille kilométrique se succèdent plusieurs « sand waves » hectométriques, composées de mégarides décamétriques sur lesquelles les rides de courant de longueur d'onde inframétrique apparaissent.

Toutes ces structures emboîtées progradent ensemble de l'amont vers l'aval. Seules les rides de contre-courant qui se développent sous l'effet des courants de retour au front des mégarides progradent en sens inverse (à l'échelle de la ride seulement). Le paquet de ride de contre-courant se déplace en progradant comme le reste.

Actuellement les barres du Chari se développent principalement en amont de N'Djamena dans les parties convexes du cours légèrement sinueux du fleuve, en progressant essentiellement par accrétion longitudinale. En revanche les barres d'accrétion latérale bien visibles le long des grands méandres en aval de N'Djamena paraissent actuellement peu actives. En effet le développement important de la végétation le long des structures d'accrétion latérale, indique que ces méandres sont restés stables au cours des dernières années. Ce système de méandre est bien caractérisé sur les images satellites par de multiples faisceaux arqués de structures d'accrétions latérales. Il s'étend de part et d'autre du fleuve, le long du réseau dense de paléochenaux méandriiformes qui sillonnent l'ancienne plaine deltaïque du Chari en amont du delta actuel jusqu'à N'Djamena.

Ces dépôts de barres de méandre que l'on observe en surface sur toute l'étendue du paléodelta holocène du Chari se retrouvent au sommet des coupes dans les carrières, où ils correspondent au faciès de sables argileux à mégalitages obliques de la série grise supérieure. Cette unité caractérisée par une migration latérale importante des barres de méandres témoigne d'une ancienne dynamique fluviale de type deltaïque associée à un niveau lacustre

supérieur à l'actuel atteignant probablement le seuil de déversement à 285 m vers la dépression du Bodélé par la vallée du Bahr el Ghazal.

CHAPITRE IV
SYSTEME LACUSTRE AU CENTRE DU BASSIN

1. PROBLEMATIQUE ET CADRE DE L'ETUDE

Situé au cœur de l'Afrique tropicale sèche, entre le 12^{ième} et 14^{ième} parallèle nord, le lac Tchad actuel est caractérisé par de fortes variations de son niveau et de sa superficie au cours des dernières décennies. Depuis une cinquantaine d'années ces variations font l'objet d'un suivi quantitatif régulier par mesure directe et par observation satellites (Olivry *et al.*, 1996 ; PNUD, 2003 ; UNEP, 2004). Ces observations montrent que dans les années 1960, le lac avait une superficie de 25 000 km² qui n'a cessé de diminuer depuis, pour atteindre moins de 5000 km² actuellement. Ces variations s'expliquent par l'endoréisme du bassin du Tchad et par sa situation dans la zone climatique sahélienne qui se caractérise par une alternance de périodes humides et de périodes sèches. D'autres variations du niveau du lac ont été enregistrées par les archives sédimentaires, au Quaternaire et durant la période historique (Maley, 1981 ; Servant, 1983 ; Olivry, 1996). L'épisode du lac Méga-Tchad qui occupait une surface de plus de 350 000 km² à l'Holocène, est certainement l'illustration la plus significative des variations du niveau lacustre dans le bassin du Tchad (Ghienne *et al.*, 2002 ; Schuster *et al.*, 2005). Ainsi, il apparaît que le niveau du lac Tchad a constamment varié, à des échelles de temps qui vont de l'année à plusieurs milliers d'années et à des échelles spatiales qui vont de quelques milliers à quelques centaines de milliers de kilomètres carrés.

Enfin, dans l'erg du Djourab au nord du bassin, des dépôts lacustres anciens (Schuster *et al.*, 2009) témoignent de l'existence de paléolacs au Mio-Pliocène, qui représente une période cruciale pour l'émergence et l'évolution des hominidés anciens.

Ce chapitre présente l'étude d'un forage profond réalisé en bordure nord-est du lac Tchad, qui apporte des données inédites sur l'évolution de ce lac depuis environ 7 millions d'années.

2. DESCRIPTION DU FORAGE DE BOL

Un forage a été réalisé dans l'archipel de Bol (bordure nord-est du lac Tchad) dans les années 1970 dans le cadre d'études hydrogéologiques de la nappe phréatique menées par le Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM). Le forage de Bol a une longueur de 673 m, cote à laquelle il a atteint le socle métamorphique (gneiss, leptynite). Près de 120 échantillons ont été étudiés. Ils correspondent aux 230 premiers mètres du forage pour lesquels des échantillons ont été prélevés du sommet vers la base. Le forage (figures 4.1 à 4.2) traverse tout d'abord 70 m de sables éoliens qui correspondent aux dunes du Kanem mises en place durant

le dernier maximum glaciaire (entre 20 000 à 12 000 ans BP) (Servant, 1973), puis 230 m de dépôts sédimentaires essentiellement constitués d'alternances de faciès argileux, sableux et diatomitiques. En dessous de 300 m aucun échantillon n'est disponible pour étude, mais les données du forage indiquent qu'il s'agit de sables moyens à grossiers, puis d'argiles sableuses et enfin de sables.

Les 70 premiers mètres (sables éoliens) n'ont pas été prélevés. Ensuite, entre 70 et 297 mètres de profondeur, l'ensemble des échantillons ont été prélevés dans les segments distants d'environ 3 mètres puis de 6 mètres (à partir de 160 mètres de profondeur).

L'ensemble des échantillons a fait l'objet d'une étude sédimentologique présentée dans ce chapitre. Dix échantillons parmi ceux-ci ont été sélectionnés pour datation par la méthode du ^{10}Be (Lebatard et *al.*, 2008) et ont fait l'objet d'une étude minéralogique et géochimique détaillée également présentée ici.

3. ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES

3.1. Construction de la colonne stratigraphique

La principale caractéristique de l'échantillonnage de ce forage est qu'il est fragmentaire (environ 120 échantillons pour 230 m), c'est-à-dire que la construction de la colonne stratigraphique repose sur un nombre limité d'échantillons et non sur une archive continue. Toutefois, la colonne stratigraphique obtenue est en accord avec les données de forage disponibles.

Le premier travail a consisté à regrouper les échantillons étudiés en un nombre limité de faciès représentatifs. Ceci a été fait d'abord par observation macroscopique, puis a été complété par des observations sous loupe binoculaire. Ces observations ont permis de réaliser une colonne lithostratigraphique synthétique du forage qui précise les données obtenues lors de la réalisation du forage.

Les échantillons se présentent sous la forme de fragments pluricentimétriques de carotte conditionnés dans des sachets (Figure 4.3). Les échantillons sont numérotés de 1 (cote 71,5 m) à 35 (cote 294.2m). Cette numérotation correspond aux segments successifs de carotte. Enfin, des lettres minuscules (a,b,c,...) complètent ces numéros et indiquent des échantillons successifs au sein d'un même segment de carotte.

Ainsi, pour construire la colonne lithostratigraphique du forage de Bol, des interpolations entre échantillons successifs ont dû être faites. Dans la partie supérieure du forage l'échantillonnage plus serré a permis de mieux rendre compte des variations lithologiques à l'échelle inframétrique.

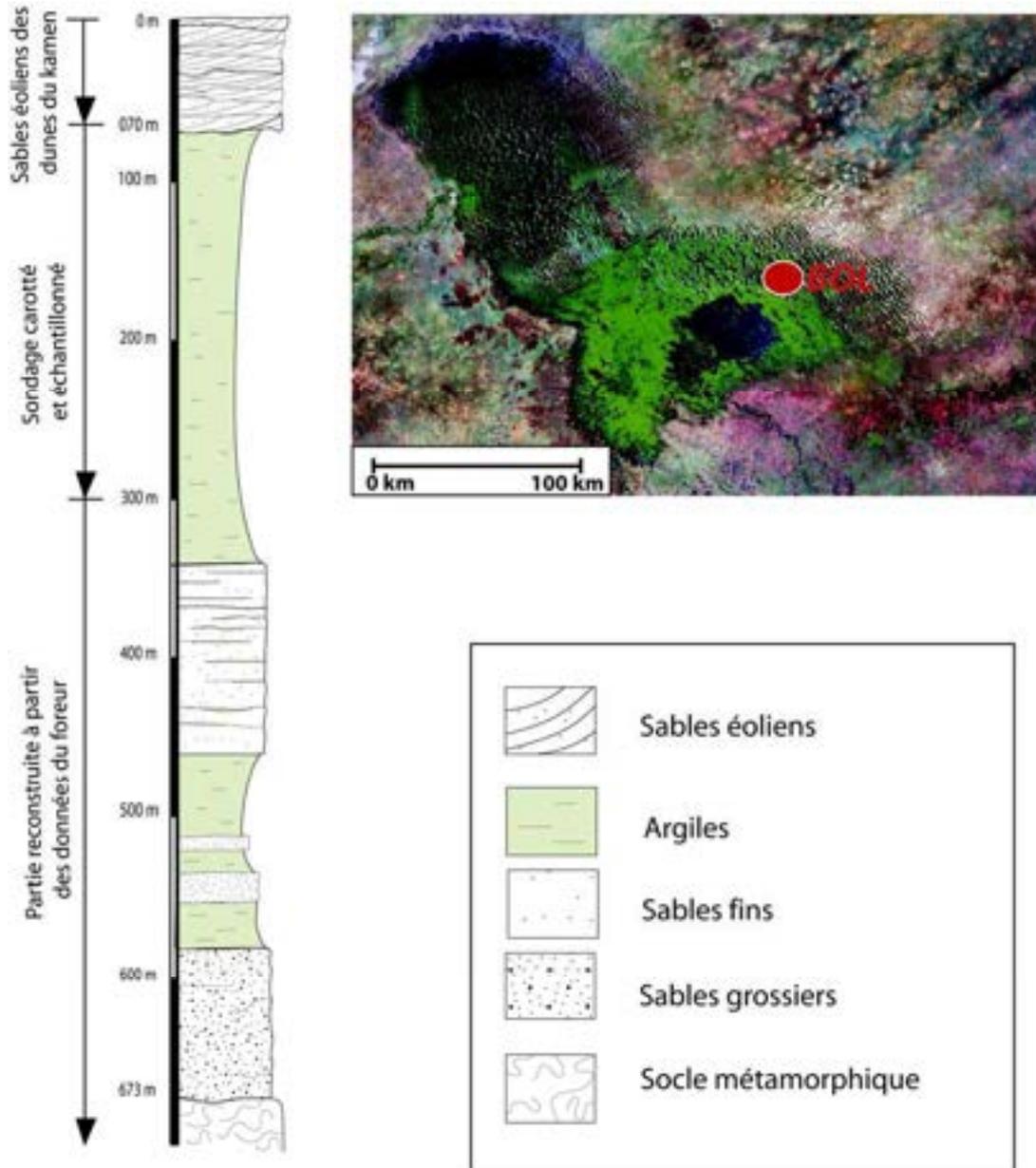


Figure 4.1. Colonne lithostratigraphique synthétique du forage de Bol réalisée à partir de l'étude des échantillons prélevés entre 70 et 297 m de profondeur et complétée par les données de forage. Ce log présente quatre lithologies principales : sables éoliens, argiles, sables (fins et grossiers), et enfin du gneiss. Le forage a atteint le socle métamorphique à 673 m de profondeur. Une image satellite permet de localiser le site du forage de Bol (pastille rouge) au Nord-Est du lac Tchad.

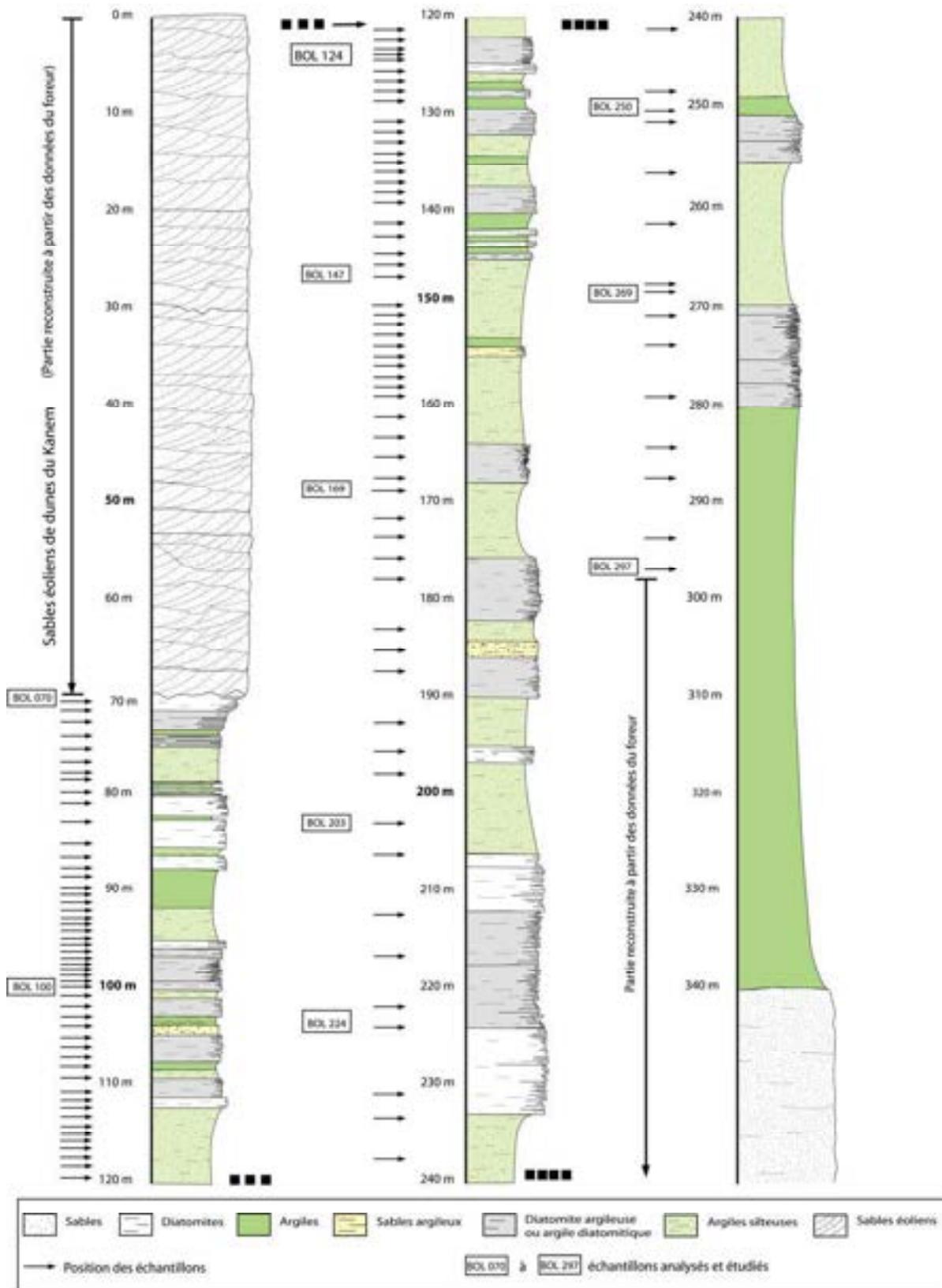


Figure 4.2. Colonne lithostratigraphique détaillée du forage de Bol réalisée à partir de l'étude des échantillons distribués entre 70 et 297 mètres de profondeur, complétée par les données du forage. Le log présente les différents lithologies principales observées (sables, diatomites, argiles, sables argileux, diatomites argileuses, argiles silteuses et sables éoliens).

3.2. Définition des principaux faciès sédimentaires observés

La définition des différents faciès représentés dans le forage de Bol est le résultat d'observations macroscopiques (œil nu) et microscopiques (loupe binoculaire, frottis) de l'ensemble des échantillons, que complètent les analyses plus détaillées de dix échantillons de référence (Annexe I).

3.2.1. Le faciès argileux

Les argiles sont les composants principaux des sédiments du forage. Leur couleur varie de gris verdâtre à gris blanchâtre. Généralement ce faciès est exclusivement argileux, parfois silteux, plus rarement sableux. Certains niveaux intercalaires sont diatomitiques notamment au voisinage des diatomites. Le faciès argileux, présent tout au long du forage, a été subdivisé en trois sous-faciès :

- **sous-faciès argileux *senu stricto***: Composé de dépôts argileux uniformes, homogènes, généralement sans litage, ni lamine. De couleur vert à gris clair, soyeux au toucher, ce faciès est facilement reconnaissable dans les niveaux suivants : Bol 5r, Bol 7a, Bol 10a, Bol 11a, Bol 15h, Bol 15o, Bol 16i, Bol 19a, Bol 19e, Bol 19h, Bol 21a, Bol 30a, Bol 34a, Bol 34e, Bol 35a, Bol 35e. (Annexe II). La présence d'une fraction silteuse est difficilement décelable. Ce type d'argile fine, dépourvue de structure apparente caractérise un milieu de sédimentation par décantation ;
- **sous-faciès argilo-silteux** : La présence de silts est décelable par l'apparition d'une rugosité (toucher, frottis sur lame de verre). Les échantillons Bol 6a, 6d, 6f sont typiques de ce sous-faciès ;
- **sous-faciès argilo-sableux** : il s'exprime sous deux formes dans le forage (échantillons Bol 1a, Bol 1b, Bol 1c, Bol 1d, Bol 2c, Bol 7a, Bol 7c, Bol 7f, Bol 8a, Bol 12f, Bol 17a, Bol 17h, Bol 17e, Bol 18c) :
 - un lithofaciès laminé, où alternent régulièrement lamines d'argile et lamines argilo-sableuses. Entre les lits d'argile, les rares passées très sableuses n'ont souvent que 1 à 2 millimètres d'épaisseur, rarement plus de 5 mm ;
 - un lithofaciès à lamines purement sableuses alternant avec des lamines d'argile et de diatomite. Dans l'argile, les grains de quartz présents dans ces échantillons atteignent parfois 1-2 millimètres de diamètre ainsi que les granules de diatomites, millimétriques à centimétrique (pollution pendant le forage ou remaniement). Ce faciès est restreint au tiers supérieur du forage.



Figure 4.3. Echantillons du forage de Bol. (a) : Aspect général des échantillons dont les fragments pluricentimétriques sont conditionnés dans des sacs portant les numéros des échantillons. (b) et (c) : faces latérales et transversale de l'échantillon de la carotte Bol 10e appartenant au sous-faciès argilo-diatomitique montrant notamment de petites structures tubulaires subverticales, attribuées à des racines. (d) : Echantillon (Bol 8a) appartenant au faciès argileux. (e) : Echantillon Bol 16p appartenant au faciès diatomitique.

3.2.2. Le faciès diatomitique

Le faciès le plus fréquemment rencontré dans le forage après le faciès argileux est celui des diatomites, qui présentent ici une teinte blanchâtre. L'observation sous loupe binoculaire (x20) révèle de nombreux fragments de frustules de diatomées. L'étude détaillée du contenu en diatomée est en cours (figure 4.6).

Ce type de roche sédimentaire est commun dans le bassin du Tchad depuis le Miocène supérieur et marque des paléoenvironnements lacustres (e.g., Servant-Vildary, 1978 ; Servant 1983 ; Kusnir et Moutaye, 1997 ; Schuster, 2002).

- **sous-faciès de diatomites *sensu-stricto*.** : Celui-ci est purement diatomitique, parfois assez épais (jusqu'à 10 cm) et généralement sans structure. Les échantillons les plus représentatifs sont : Bol 5a, Bol 5n, Bol 6m, Bol 6n, Bol 10a, Bol 12g, Bol 15c, Bol 16a, Bol 16p, Bol 19b, Bol 19j, Bol 24a, Bol 26p.
- **sous-faciès argilo-diatomitique** : Ce sous-faciès est le plus commun. Il se caractérise par des niveaux finement laminés montrant des alternances d'argiles (1 à 5 mm) et de diatomites (1 à 10 mm). Les échantillons correspondant à ce sous-faciès sont : Bol 5g, Bol 9e, Bol 10e, Bol 12b, Bol 12f, Bol 16j, Bol 16p, Bol 18h, Bol 22n, Bol 23g, Bol 25a.

Des empreintes racinaires ont été identifiées principalement dans les niveaux diatomitiques de la partie supérieure du forage. Les empreintes se présentent sous la forme de fins tubes (1 à 2 mm de diamètre) subverticaux et tortueux, qui sont plus longs que les échantillons considérés (figure 4.3). Une sorte de micro-brèche à clastes de diatomites et matrice argileuse observée localement, correspond vraisemblablement à un artefact lié à la remontée du carottier.

3.2.3. Le faciès sableux

Les soixante-dix premiers mètres du forage de Bol sont constitués de sables éoliens qui n'ont pas été échantillonnés. Dans les parties échantillonnées du forage, entre 70 et 300 m, les niveaux sableux sont rares, et il s'agit principalement de niveaux de sables argileux.

Les observations à la loupe binoculaire montrent des grains de quartz de deux types : d'une part des grains isométriques, émoussés, ronds et d'aspect mat, typiques d'un transport éolien, et d'autre part des grains émoussés, luisants, anguleux, typiques d'un transport fluvial (figures 4.5). La distribution granulométrique de ces sables est caractérisée par une nette prépondérance des grains grossiers (supérieur à 200 μm) sur les grains fins (200 à 50 μm); la proportion pondérale des sables fins par rapport aux sables grossiers décroît du haut vers le bas

du forage. Cette tendance s'accompagne parallèlement d'une augmentation du taux d'argile (Annexe II).

L'étude granulométrique des dix échantillons montre toujours, quel que soit le faciès, la présence d'une fraction sableuse.

3.2.4. Le cas du gypse

Enfin, si du gypse disséminé a pu être observé dans des échantillons des sous faciès argileux purs et argilo-sableux (Bol 7f, h ; 8a, g, n ; 10b, 11a, 11d, 13a, e, k, o ; 14b, 15h, 16j, 17e, 18c, h), aucun niveau gypseux n'a été observé sur l'ensemble du forage.

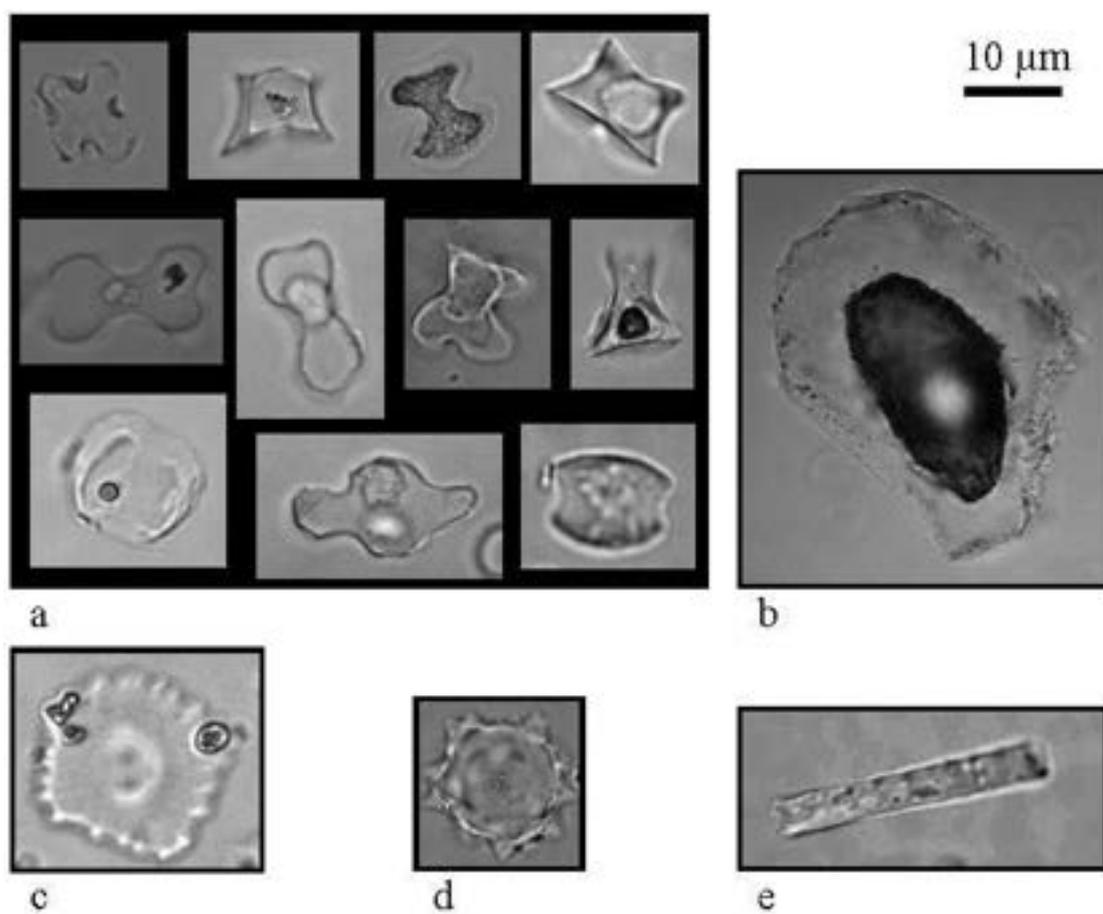


Figure 4.4. Vue au microscope des phytolithes présents dans les échantillons du forage de Bol par Alice NOVELLO.

Aperçu de la diversité de formes phytolithiques retrouvées dans les échantillons du forage de Bol. (a) : Cellules courtes ; (b) : Bulliforme cunéiforme ; (a, b) : Gramineae. (c) : Cône : Cyperaceae. (d) : globulaire épineux : Palmae. (e) : Allongé : origines diverses.

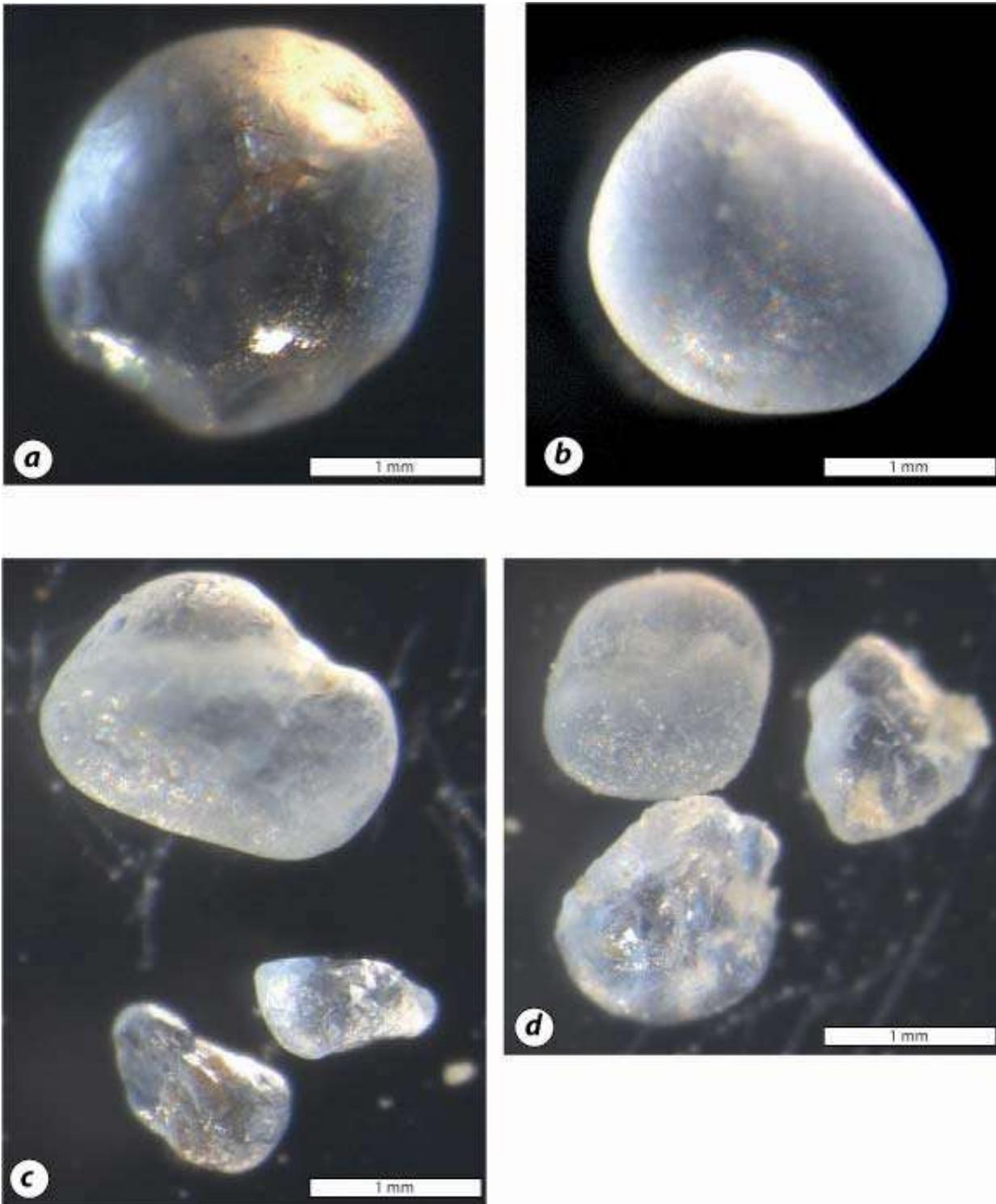


Figure 4.5. Morphoscopie de quelques grains de quartz isolés de la fraction grossière (supérieur à $200\ \mu\text{m}$) de l'échantillon Bol 147 (a et c) et de l'échantillon Bol 203 (b et d). Les observations faites sous loupe binoculaire de la fraction grossière supérieure à $200\ \mu\text{m}$, après tamisage et séparation de la fraction argileuse inférieure à $2\ \mu\text{m}$, des échantillons Bol 147 (a, c) et Bol 203 (b, d) montrent : (1) des grains de quartz arrondis, mats et translucides de type éolien en a et b, et (2) des grains de quartz mats, polis et anguleux en c et d.

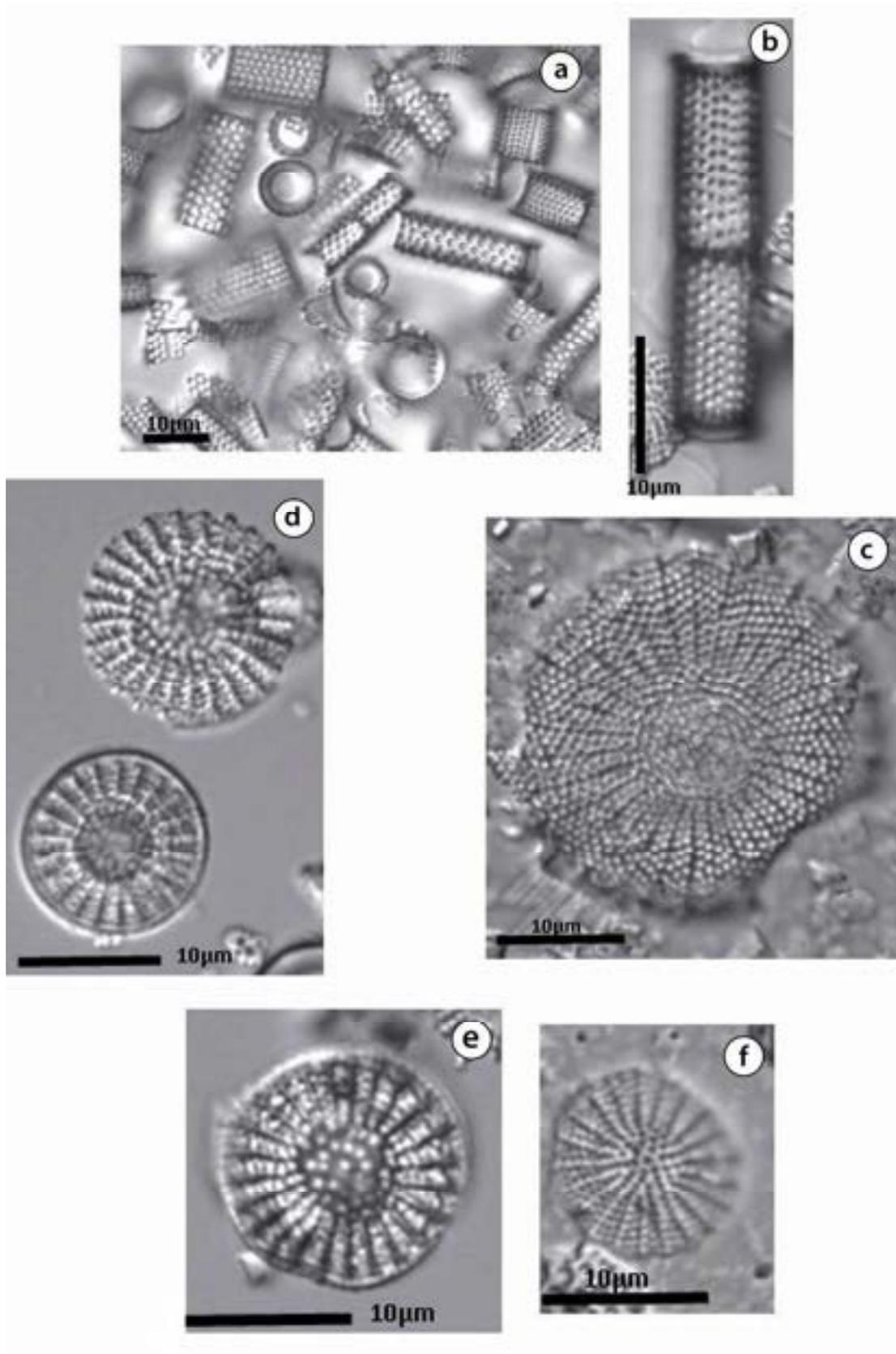


Figure 4.6. Vue au microscope des diatomées du forage de Bol par Florence SYLVESTRE. Les diatomites des échantillons de Bol sont formées par une riche faune de diatomées. L'observation au microscope montre la présence de différents types de diatomées. Les images (a et b) proviennent de Bol 10b (diatomite à *Aulacoseira granulata*). Les images (d), (e), et (f) proviennent de l'échantillon Bol 26a (diatomites à *Stephanodiscus carconensis pusilla*) et enfin la photo (c) provient de l'échantillon Bol 17h (diatomite à *Stephanodiscus carconensis*).

3.3. Etude détaillée de dix échantillons

3.3.1. Description macroscopique

Sur l'ensemble des différents faciès lithologiques précédemment décrits, dix échantillons représentatifs ont été choisis pour des travaux plus détaillés. Les échantillons ont fait l'objet de datation par la méthode ^{10}Be (A. Lebatard, au Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement, CEREGE) afin d'obtenir une chronologie de la carotte. Parallèlement, ces mêmes échantillons ont fait l'objet d'une analyse minéralogique fine. Avant d'aborder ce point, chaque échantillon a été décrit en détails.

Il convient de noter le nom particulier de chacun de ces échantillons, dont le numéro correspond à la profondeur en mètre du prélèvement. Les segments de carotte correspondants sont les suivants :

Bol 70 # Bol 1; Bol 100 # Bol 8; Bol 124 # Bol 13; Bol 147 # Bol 17; Bol 169 # Bol 21; Bol 203 # Bol 25; Bol 224 # Bol 27; Bol 250 # Bol 30; Bol 269 # Bol 32; en fin Bol 297 # Bol 35.

- **Bol 070** : (faciès argileux) argile homogène, grise, très fine et laminée. Quelques grains de quartz apparaissent vitreux à translucides. L'échantillon est composé de lamines millimétriques alternativement plus claires et plus foncées. Par ailleurs certaines surfaces, parallèles à ces lamines, se montrent relativement indurées.
- **Bol 100** : est constitué d'argile diatomitique massive grise, verdâtre, découpée par des fentes de retrait. Un filonnet ocre (oxyde de fer) est observable. Les grains de quartz semblent se concentrer à la surface externe de l'échantillon, mais ceci se produit probablement pendant la remontée du carottier. Des grains noirs non identifiés mêlés aux grains de quartz.
- **Bol 124** : est constitué d'une argile silteuse (sous-faciès argilo-silteux) avec une matrice très fine, de couleur gris clair, contenant des grains de gypse millimétriques, blancs et très friables. Les grains de quartz sont peu abondants.
- **Bol 147** : composé d'argile peu sableuse, gris clair, (sous-faciès argilo-sableux). Quelques fragments presque noirs, possiblement des résidus de végétaux, y sont visibles. Les fentes de retrait sont fines et peu nombreuses. A la loupe binoculaire, les grains de quartz sont translucides et vitreux, et la plupart sont peu anguleux voire arrondis (figure 4.4). Ils sont accompagnés de grains orangés (feldspath). La taille des grains s'étend du domaine des sables fins à celui des sables grossiers.
- **Bol 169** : argile sableuse (sous-faciès argilo-sableux) gris clair, aussi hétérogène que celui de Bol 203. Du gypse a été observé. Il se présente sous la forme de minéraux en

baguettes, transparents, brillants et friables. Les grains de quartz sont concentrés entre deux niveaux plus argilo-silteux. Cet échantillon montre très peu de quartz translucide, mais plus fréquemment des granules d'argiles centimétriques gris clair dont l'aspect est très similaire à celui des granules observés dans Bol 297 (figure 4.7).

- **Bol 203** : argile diatomitique (sous-faciès argilo-diatomitique) de couleur gris clair avec des fragments de gypse. Divers types de grains de quartz et des grains noirs sont présents (figure 4.8).
- **Bol 224** : diatomite très fine (faciès diatomitique), gris clair, d'aspect massif et de faible densité. On note la présence de petits grains de quartz blanc jaunâtre et de fentes de retrait.
- **Bol 250** : argile grise verdâtre (faciès argileux), très fine et très homogène. Des alternances gris clair et gris foncé semblent indiquer des lamines. Quelques fentes de retrait sont observables, tantôt parallèles, tantôt obliques par rapport aux lamines. Les grains de quartz se distribuent en deux populations : l'une composée de grains beiges légèrement arrondis, l'autre par des grains translucides bien roulés correspondant probablement à des sables fins d'origine éolienne. Fréquemment, on observe l'association de quartz beiges et de grains noirs.
- **Bol 269** : argile sableuse (sous-faciès argilo-sableux), à débit en petits grumeaux millimétriques. Elle présente des traces de pédogenèse (oxydes de fer) moins abondantes que dans Bol 297. Enfin, l'aspect est lustré sur cassure. Des grains de quartz, des feldspaths, des grains sombres indéterminés, anguleux, sont présents dans ce niveau.
- **Bol 297** : argile grise (faciès argileux), massif, à grain fin à très fin. L'un des fragments présente des stries (slicken slide). Des lamines noires (oxydes de manganèse ?) submillimétriques soulignent le litage. En quelques endroits un réseau ocre orangé (oxydes de fer) semble marquer des traces de pédogenèse. Ce niveau basal ne montre pas de grains de quartz mais des granules gris clair d'argile, très arrondis et fortement indurés, millimétriques à demi-centimétriques (figure 4.8).



Figure 4.7. Granules d'argiles de l'échantillon Bol 169 (en haut) et Bol 297 (en bas) après tamisage et séparation de la fraction supérieure à 200 μm .

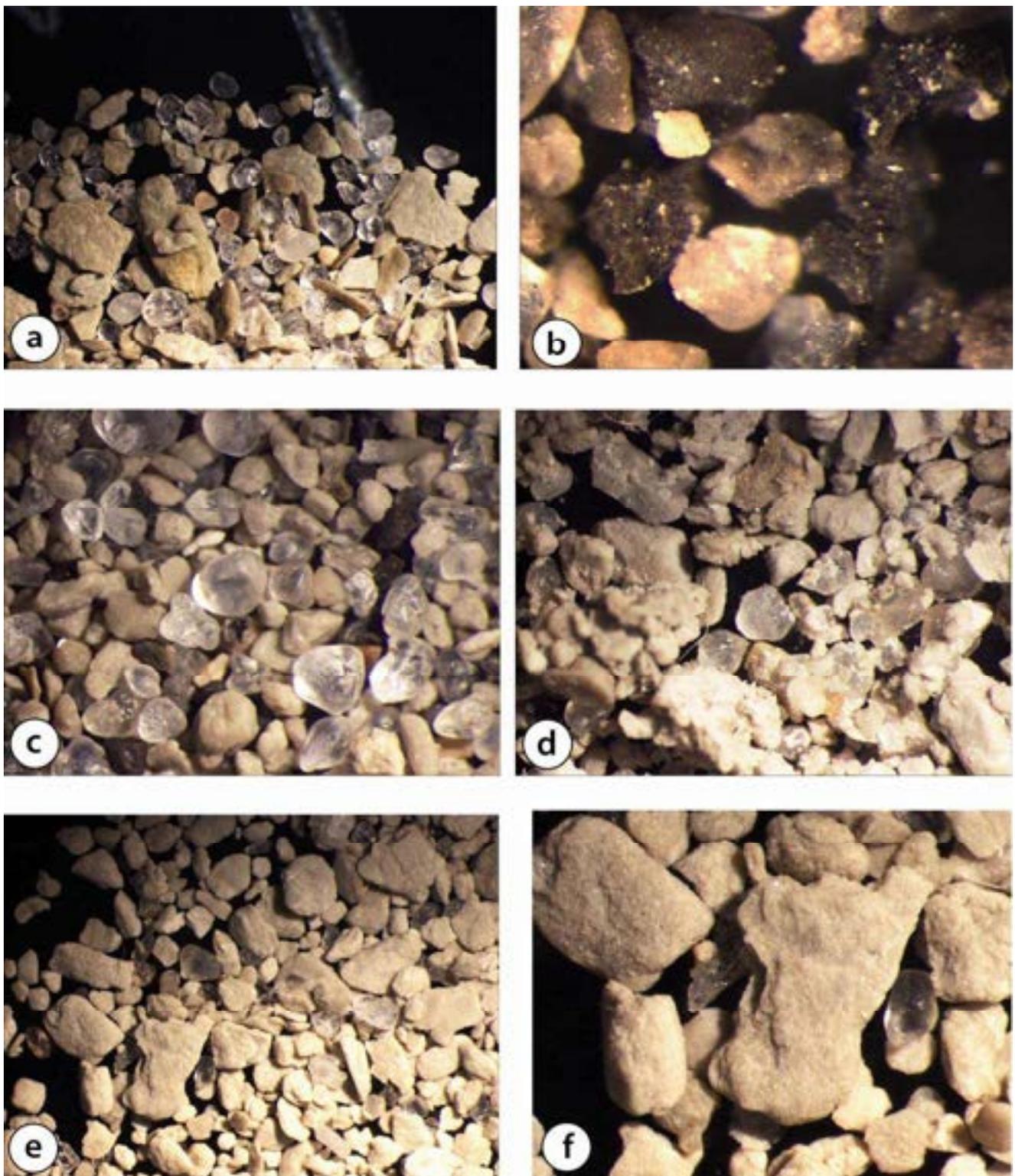


Figure 4.8. Observation de quelques grains de quartz dans la fraction des sables grossiers sous la loupe binoculaire (x20) après tamisage et séparation à 200 μm . (a) : Bol 70, (b) : Bol 100, (c) : Bol 127, (d) : Bol 203, (e) : Bol 269, et enfin (f) : zoom sur les restes de plaques d'argile de Bol 269.

3.3.2. Analyse granulométrique

L'étude granulométrique a été réalisée en deux étapes, tout d'abord par tamisage jusqu'à la limite des 50 μm et par granulométrie Laser en-deçà (Annexe I). L'ensemble des résultats obtenus (Figure 4.9), montre pour les dix échantillons de référence, que la fraction dominante est celles de silts fins (20 à 2 μm). Hormis, les niveaux Bol 169 et Bol 297, le pourcentage massique moyen de chacune des fractions est le suivant : sables grossiers ($2 \pm 3\%$), sables fins ($5 \pm 4\%$), silts grossiers ($15 \pm 6\%$), silts fins ($50 \pm 8\%$) et argiles ($28 \pm 13\%$). Pour les niveaux Bol 169 et 297, ces valeurs sont biaisées par la présence de granules d'argile (Figure 4.7) dans la fraction supérieure à 200 μm et qui sont pris en compte en tant que sables grossiers. La lithologie de ces granules est la même que celle de la matrice. Pour ces échantillons, en considérant que la part des sables grossiers s.s. varie entre 2 et 5%, la part en granules d'argile est voisine de 50%.

En remplaçant ces échantillons dans l'ordre chronologique, il apparaît que, à l'exception des niveaux à granules argileux, l'évolution sédimentaire des matériaux lacustres se manifeste essentiellement sous l'aspect granulométrique, par les variations du rapport silts fins/argiles. La fraction sableuse reste toujours faible à très faible, sauf pour les échantillons Bol 169 et Bol 297 où elle dépasse 50 %. Les teneurs maximales en argiles atteignant 30 à 35% (Bol 250, Bol147 et Bol 124), exceptionnellement 50% dans Bol 100 (figure 4.9).

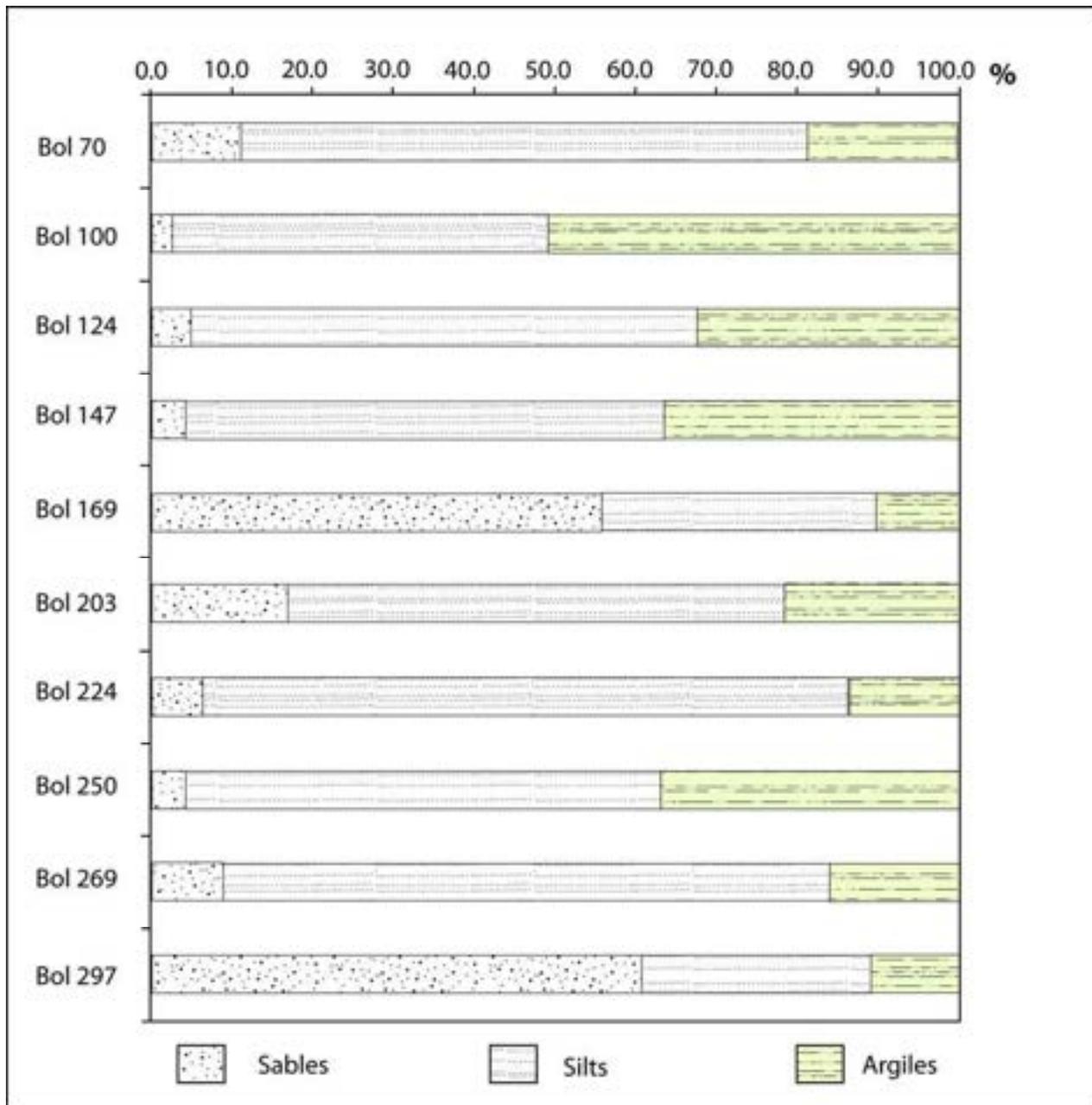


Figure 4.9. Diagramme présentant la distribution granulométrique de chacun des dix échantillons de référence provenant du forage de Bol.

En résumé, la sédimentation dans le bassin du lac Tchad, au niveau de l'actuelle région de Bol, durant la période Mio-Pliocène est essentiellement constituée de matériaux fins à très fins (silts et argiles), où la fraction sableuse est peu représentée. Cette distribution granulométrique générale et l'observation de fines lamines indiquent un milieu de sédimentation relativement calme, où les dépôts s'effectuent par un mécanisme de décantation. La présence de granules d'argiles sera discutée plus loin.

3.3.3. Minéralogie en roche totale

Les diffractogrammes de poudre (Annexe III) donnent la minéralogie globale des sédiments. Le diffractogramme de l'échantillon Bol 269 montré ici en exemple met en évidence la présence de plusieurs minéraux identifiés par leurs raies principales : smectite à 15,2 Å, illite à 10,0 Å, kaolinite à 7,15 Å, quartz à 3,34 Å et feldspaths potassique à 3,24 Å (figure 4.10).

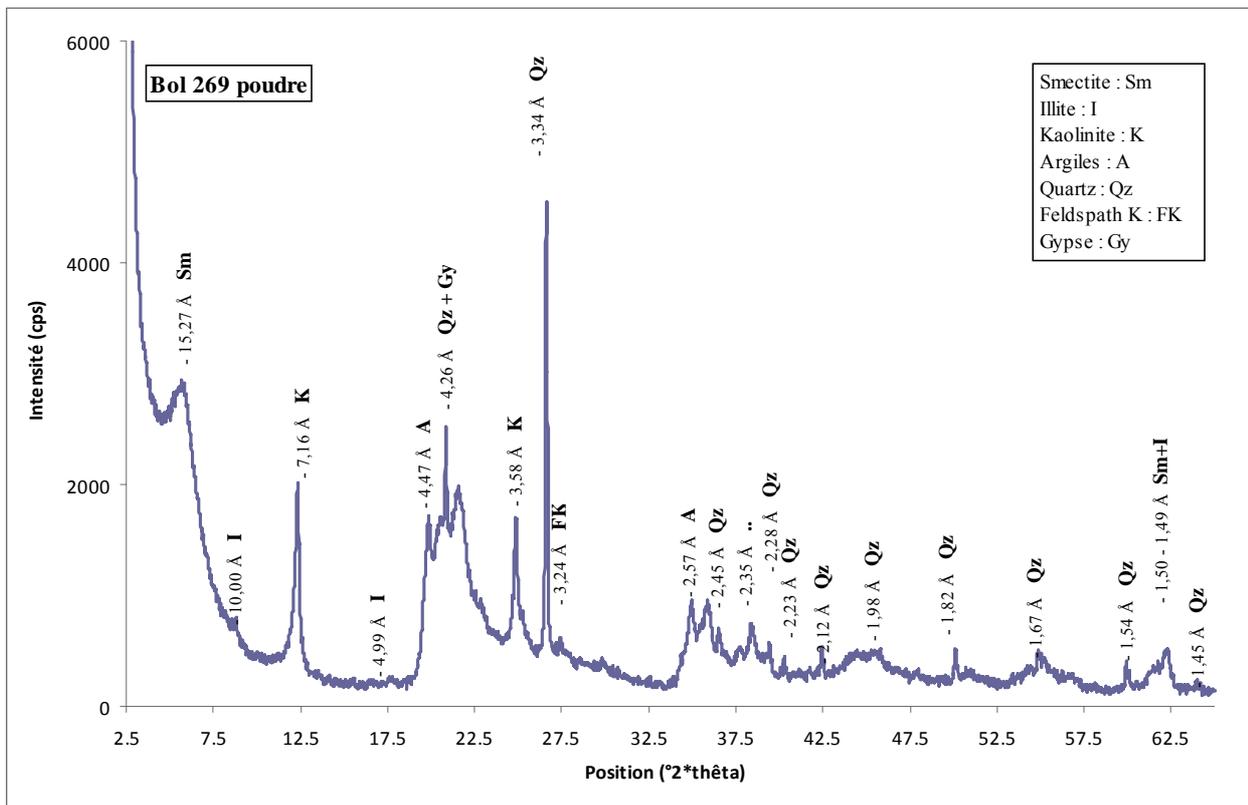


Figure 4.10. Diffractogramme de poudre de l'échantillon Bol 269.

Du gypse (raie principale à 7,59 Å) est présent dans quelques niveaux. Dans certains échantillons, dont Bol 269 (figure 4.10), une raie large vers 4,18 Å indique la présence de silice amorphe ou mal cristallisée (Opale C ou CT). Enfin, il n'y a pas de carbonate, et très peu de feldspaths.

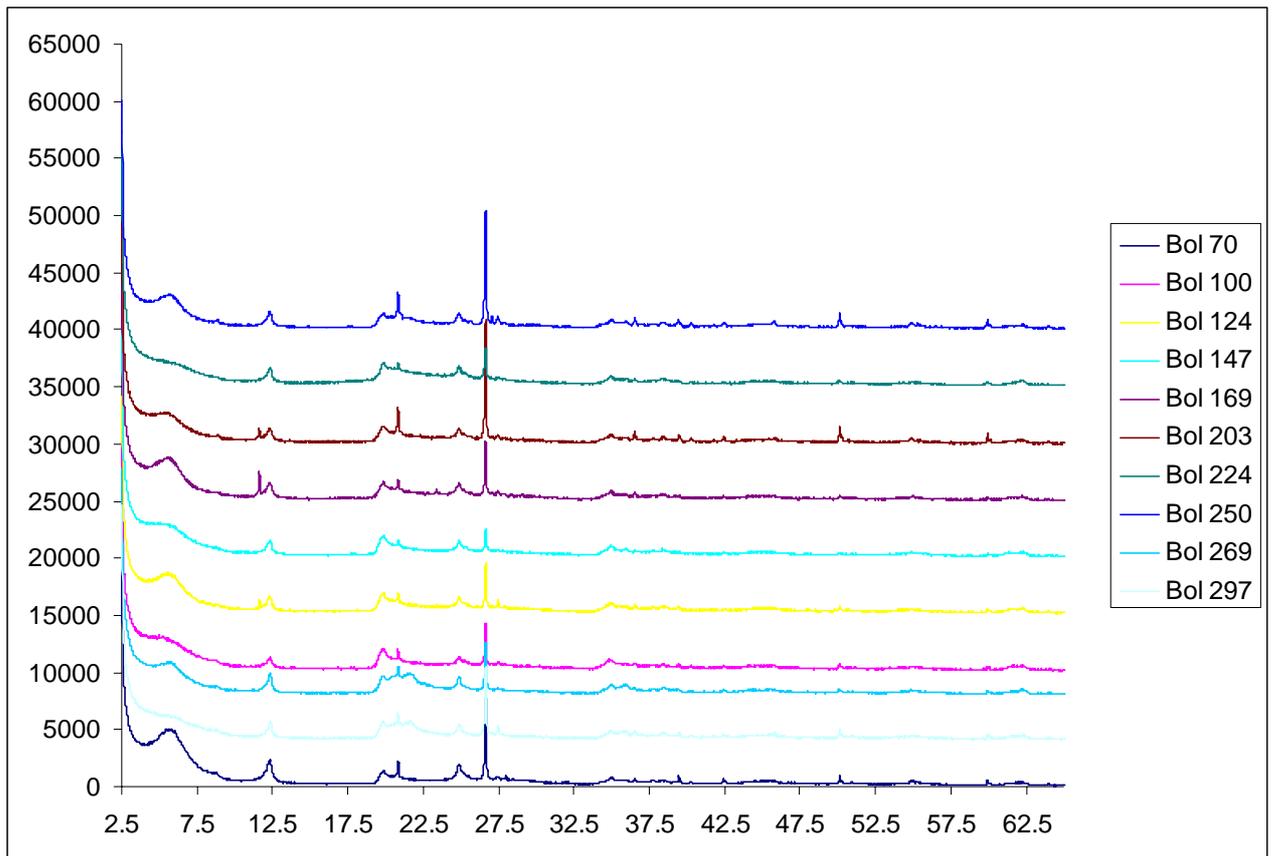


Figure 4.11. Diffractogrammes de poudre des dix échantillons de référence de la carotte du forage de Bol.

Les diffractogrammes de poudre sont très semblables les uns aux autres (figure 4.11). Ils présentent le même cortège de minéraux argileux (kaolinite, smectite et illite), associés au quartz. Les feldspaths ne sont généralement détectés qu'à l'état de traces, sous forme de feldspaths potassiques (3,24Å) et/ou de plagioclases (3,19 Å). Dans les niveaux Bol 070 et Bol 250, et dans les granules du niveau Bol 297, la présence de feldspath potassique est plus affirmée. Enfin, la présence d'opale s'affirme dans les échantillons les plus profonds du forage (Bol 250, Bol 269, et Bol 297), tandis que les niveaux contenant de petites quantités de gypse sont localisés principalement dans la partie médiane du forage (Bol 124, Bol 169, et Bol 203) comme les observations macroscopiques le révèlent.

Les proportions relatives de ces phases ont été estimées (figure 4.12) en mesurant les surfaces des raies de réflexion principales du quartz et de la kaolinite sur les diffractogrammes de poudres (figure 4.11), et les surfaces des réflexions (001) des minéraux argileux des diffractogrammes d'agrégats orientés (paragraphe 3.3.2).

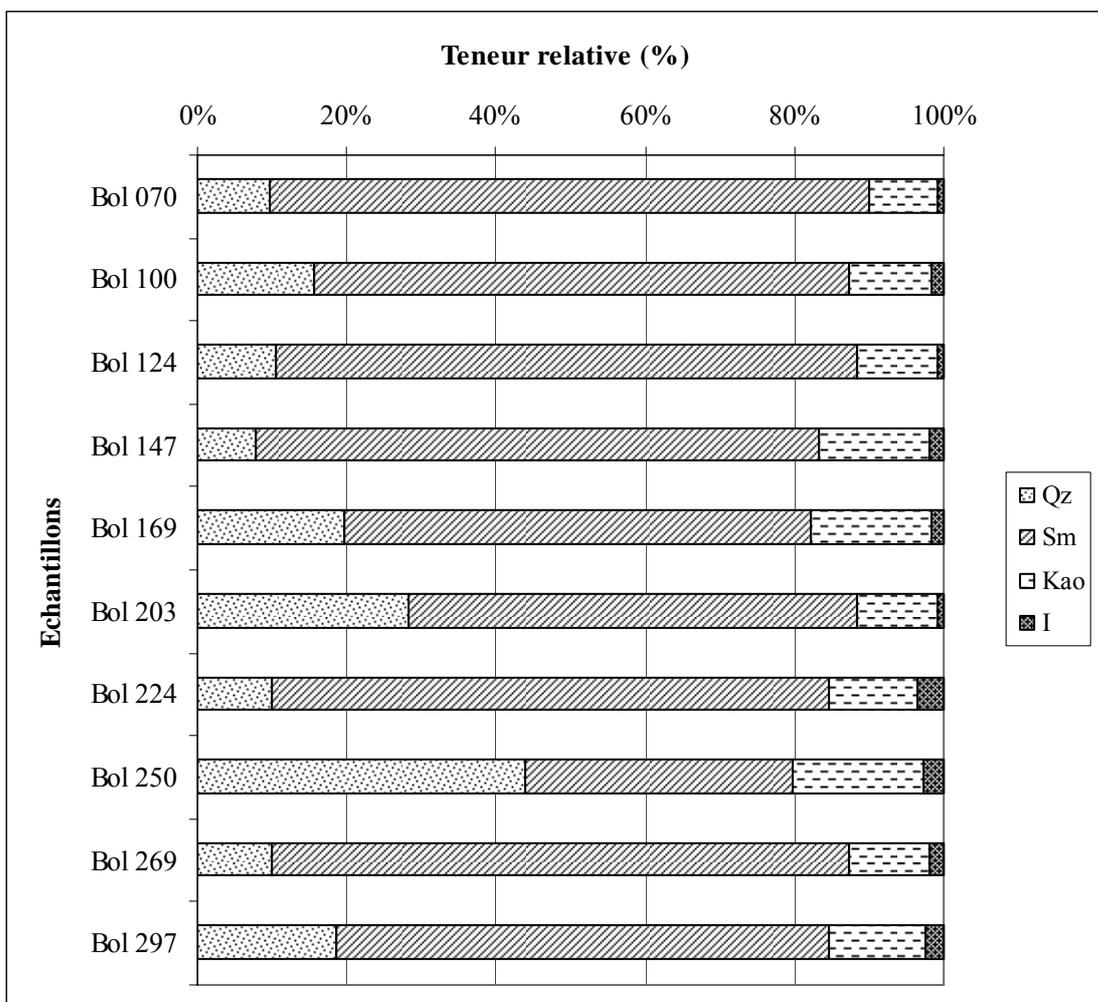


Figure 4.12. Proportions relatives des minéraux (Sm : smectite, Kao : kaolinite, I : illite et Qz : quartz) estimées par le calcul des surfaces de réflexions (001) sur les diffractogrammes de poudre de la roche totale et d'agrégats orientés. Dans tous les échantillons la proportion de smectite est largement dominante par rapport à la kaolinite. L'illite est présente en très faible quantité (moins de 5 %). Le quartz est présent tout le long du profil en faible quantité excepté dans l'échantillon Bol 250 où il dépasse 40 %.

L'illite est toujours présente en très faible quantité, les smectites sont la phase dominante dans tous les échantillons, à l'exception de l'échantillon Bol 250. La kaolinite est le deuxième minéral argileux par son abondance ; toutefois, sa proportion varie peu tout au long du forage. Le quartz apparaît comme une phase mineure sauf dans les échantillons Bol 203 et Bol 250 (> 20%). Il est à noter que les niveaux à granules argileux de type « galets mous » (Bol 169 et Bol 297) ne correspondent pas aux niveaux les plus riches en quartz ($\approx 20\%$).

3.3.4. Minéralogie de la fraction argileuse

Les minéraux argileux de la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$ de l'échantillon Bol 124 (figure 4.13) sont identifiés par leurs réflexions (001) et (002) après saturation par le calcium pour différents traitements : séchés à l'air (AD = air dried), solvatés à l'éthylène glycol (EG) et

chauffés à 300°C (cf. Annexe I). Les positions des réflexions (001) sont reportées dans le tableau 4.1. Pour tous les échantillons (figure 4.14) la smectite est dominante, la kaolinite mineure, et l'illite en faible quantité. Aucune trace d'autre minéral argileux (comme la chlorite par exemple) n'a été détectée.

Bol 124	Air dried (AD) d₍₀₀₁₎ Å	Ethylène Glycol (EG) d₍₀₀₁₎ Å	Chauffage à 300° C d₍₀₀₁₎ Å
Smectite	15,7	17,8	10,0
Illite	10,0	10,0	10,0
Kaolinite	7,15	7,17	7,17

Tableau 4.1. Position des réflexions (001) des minéraux argileux après différents traitements – Exemple de l'échantillon Bol 124.

Il est à noter que la fraction fine (inférieure à 2 µm) de ces échantillons de référence contient toujours de petites quantités de quartz, de feldspath potassique et de plagioclase. Par ailleurs, le ratio quartz / feldspath semble y être en faveur des feldspaths.

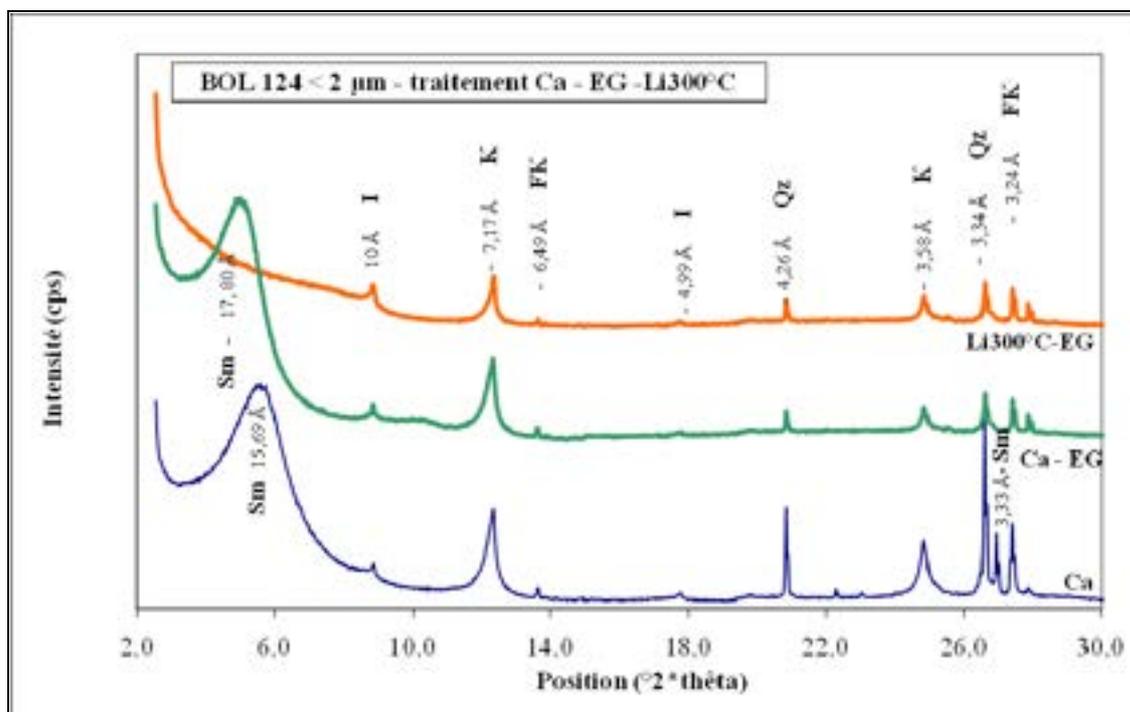


Figure 4.13. Diffractogrammes de la fraction inférieure à 2 µm montrant le comportement des minéraux argileux aux différentes saturations Ca – EG – Li₃₀₀°C. Exemple de l'échantillon Bol 124.

Les proportions relatives des argiles estimées à l'aide de la surface des raies (001) sont données dans le tableau 2 pour les dix échantillons analysés.

	Smectites	Illite	Kaolinite
Bol 070	89	1	10
Bol 100	86	2	13
Bol 124	87	1	12
Bol 147	82	2	16
Bol 169	78	2	20
Bol 203	84	1	15
Bol 224	83	4	13
Bol 250	64	5	31
Bol 269	86	2	12
Bol 297	81	3	16

Tableau 4.2. Proportions relatives obtenues par la détermination des surfaces des réflexions (001) des minéraux argileux.

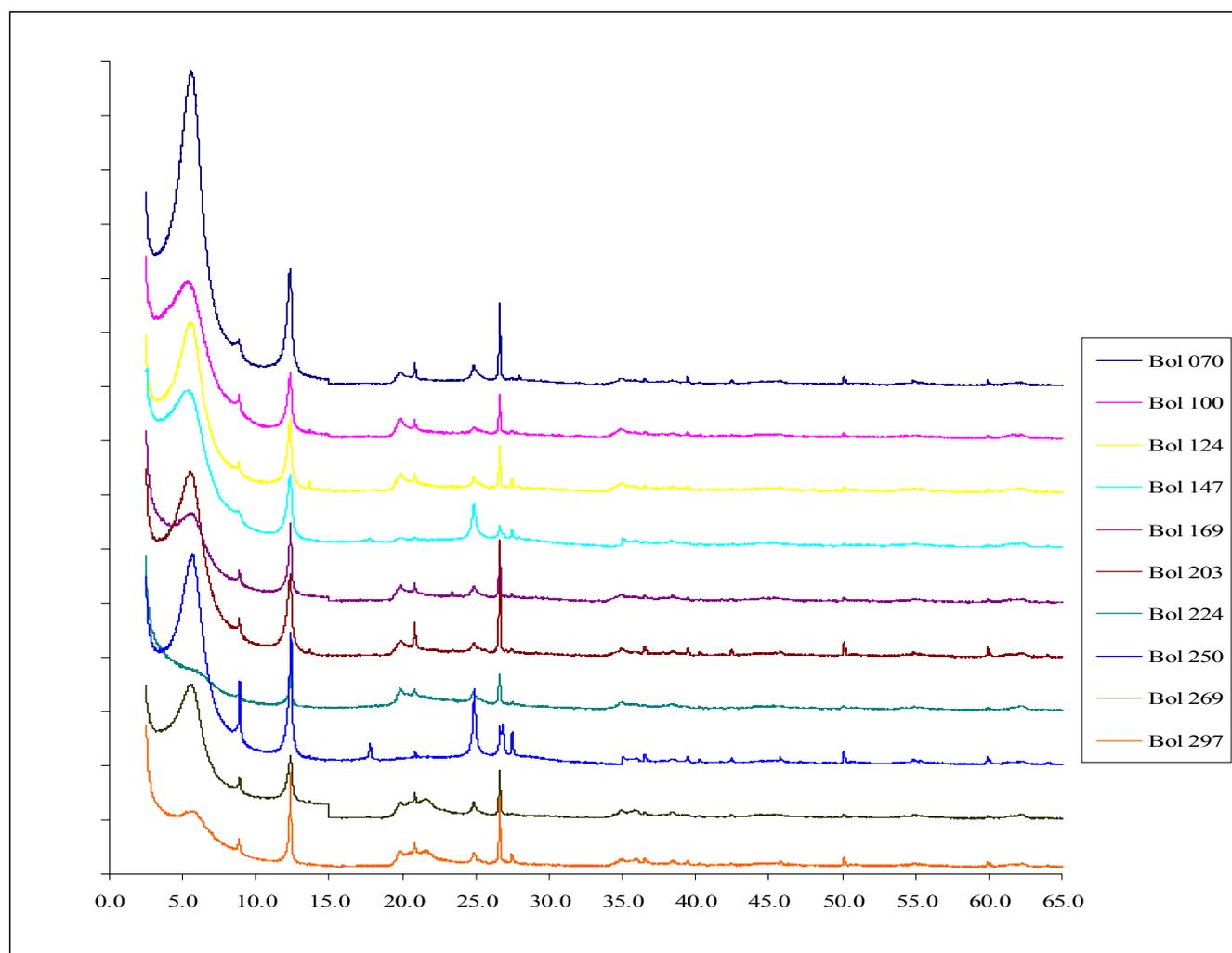


Figure 4.14. Diffractogrammes de la fraction inférieure à 2 μm des dix échantillons de référence du forage de Bol.

3.3.4.1. La phase smectique

La famille des smectites recouvrant un grand nombre d'espèces incluant à la fois des phases di- (série montmorillonite – beidellite, nontronite) et trioctaédriques (saponite, hectorite, et stévensite), parfois associées avec des espèces interstratifiées, il a été procédé à des études complémentaires pour déterminer la nature des phases smectiques des roches étudiées.

- Smectites di- ou trioctaédriques ?

Sur les diffractogrammes de poudre de la fraction inférieure à 2 μm , l'analyse de la position de la réflexion (06-33) permet de répondre à cette question. En effet, les smectites dioctaédriques possèdent une réflexion (06-33) qui se positionne entre 1,48 et 1,51 \AA alors qu'elle est comprise entre 1,53 et 1,55 \AA pour les smectites trioctaédriques. (Brindley et Brown, 1980).

Le diffractogramme de l'échantillon Bol 269 (figure 4.15), montre une raie à 1,54 \AA qui est la réflexion (311) du quartz (dédoublée k_{a1} - k_{a2}). Une deuxième raie symétrique, assez fine à 1,49 \AA est la réflexion (06-33) de la koalinite. Entre les deux, une raie large culminant entre 1,50 et 1,51 \AA caractéristique de la présence de smectite dioctaédrique du groupe montmorillonite – beidellite, nontronite.

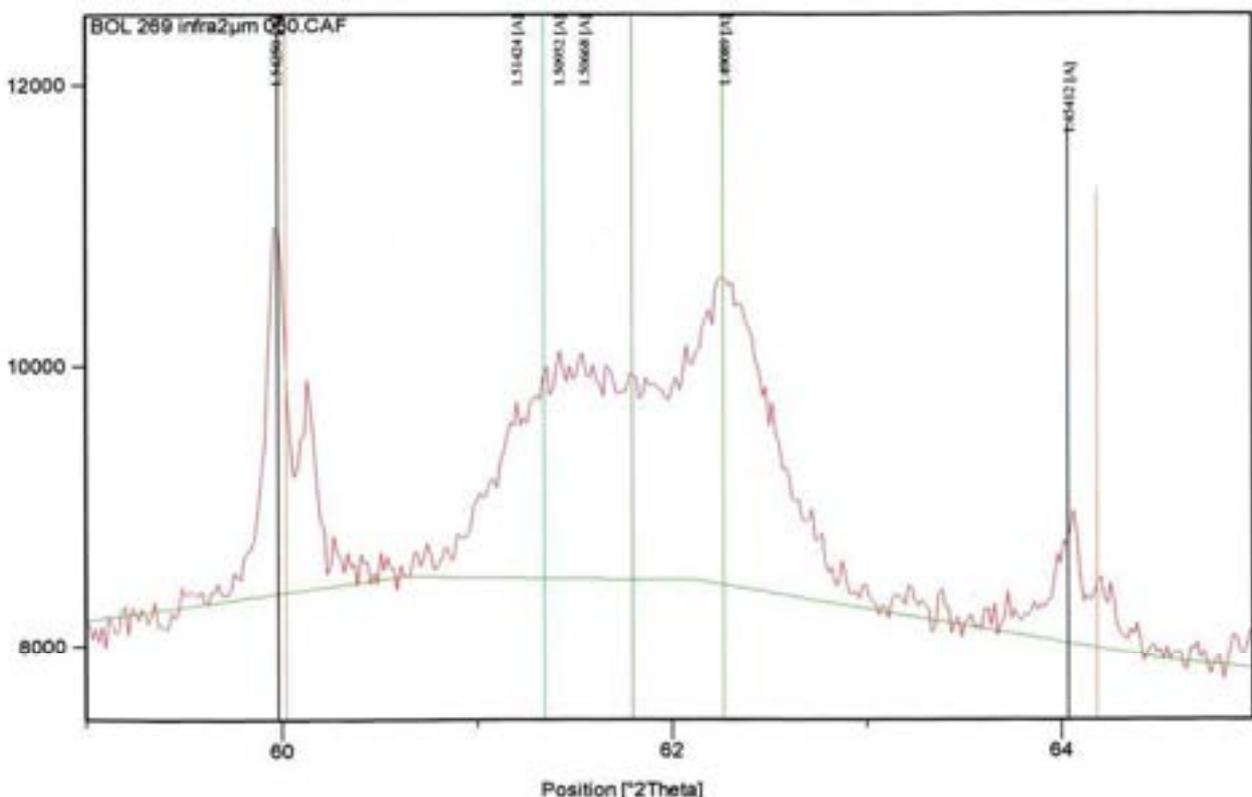


Figure 4.15. Diffractogramme de l'échantillon Bol 269 montrant la position des différentes raies (06-33).

Pour tous les échantillons du forage, des positions des raies (06-33) de smectite similaires, caractéristiques des smectites dioctaédriques, ont été observées. Dans aucun échantillon des smectites trioctaédriques n'ont été observées.

- Localisation des charges dans la smectite dioctaédrique

La position des déficits de charge dans les couches tétra- ou octaédriques des feuillets de smectiques permet la discrimination entre feuillets de type beidellite - nontronite (charge tétraédrique) et feuillets de type montmorillonite (charge octaédrique). Pour cela, le test Hofman-Klemen (1950) a été mis en application. Le test consiste à neutraliser la charge octaédrique des smectites dioctaédriques par migration d'un cation interfoliaire de petite taille (Li) dans les cavités octaédriques vacantes sous l'action d'un chauffage compris entre 250° à 300°C (Annexe 1).

Pour l'échantillon Bol 269 (Figure 4.16), saturé Ca puis séché à l'air ambiant (AD) le diffractogramme montre une raie (001) à 15,72 Å, indiquant un espace interfoliaire à deux couches d'eau. Après saturation Li et chauffage à 300°C le diffractogramme ne montre plus qu'un large plateau jusqu'au pic à 10 Å, indiquant la fermeture plus ou moins complète de tous les feuillets. Après saturation à l'éthylène glycol de l'échantillon Li_{300°C}, le diffractogramme montre à nouveau une raie (001) intense et large à 18,8 Å ; ce qui atteste que la majorité (ou la totalité) des feuillets regonflent à l'EG. Par conséquent, l'essentiel de la charge des feuillets smectiques est d'origine tétraédrique : la smectite est donc de type beidellite. Le même type de comportement s'observe pour l'ensemble des échantillons de la carotte. Pour l'échantillon le moins riche en smectite (Bol 224), le gonflement après traitement est plus difficile à observer. En résumé, pour tous les échantillons du forage de Bol étudiés les smectites sont principalement de type beidellite.

Enfin, il est à noter que pour les échantillons Bol 297 et Bol 169 le traitement thermique à 300°C conduit à l'apparition d'une coloration brun foncé ou rouge brique, pouvant s'interpréter comme un phénomène d'oxydation du fer libre.

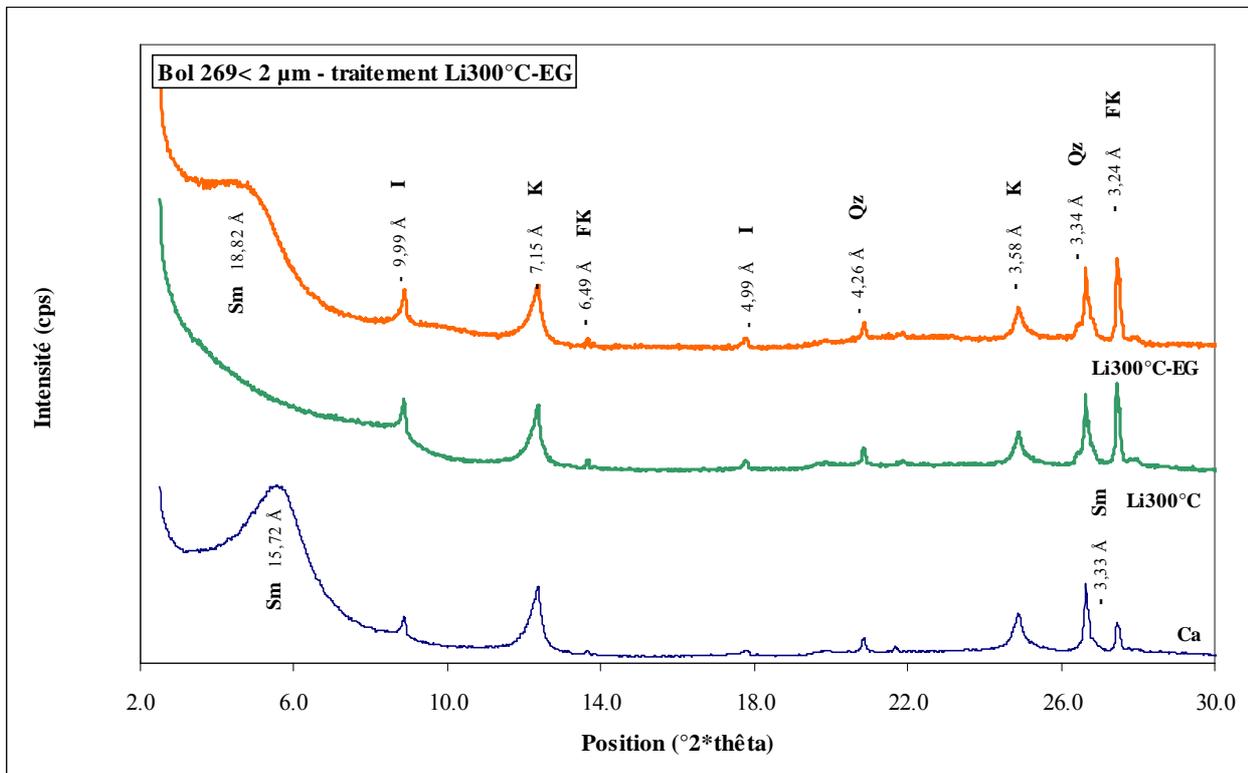


Figure 4.16. Diffractogrammes de la fraction inférieure à 2 μm montrant le comportement des minéraux argileux au test Hofmann-Klemen ($\text{Li}_{300^\circ\text{C}}$ – EG). Exemple de l'échantillon Bol 269.

- Détermination de la valeur des charges

Les substitutions hétérovalentes tétraédriques et octaédriques des smectites conduisent à un déficit de charge du feuillet compensé par des cations interfoliaires : K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} . Selon l'importance de cette charge on distingue des smectites de haute charge (supérieure à 0,3 par demi-maille) et les smectites de basse charge (inférieure à 0,3 par demi-maille). Les smectites de haute charge saturées par K^+ voient leurs feuillets se fermer à 10 Å et ne peuvent plus échanger le cation interfoliaire. Il leur est donc impossible de regonfler après une saturation à l'Ethylène Glycol (EG).

Deux tests complémentaires ont été mis en œuvre : le premier repose sur des saturations successives par les cations Ca^{2+} - K^+ - Ca^{2+} (Annexe 1), le deuxième, après une saturation par K^+ , réside dans un traitement thermique à 110°C avant une solvatisation à l'Ethylène Glycol.

a) Traitement Ca^{2+} - K^+ - Ca^{2+}

Les diffractogrammes obtenus après traitement de l'échantillon Bol 269 montrent les comportements suivants (figure 4.17).

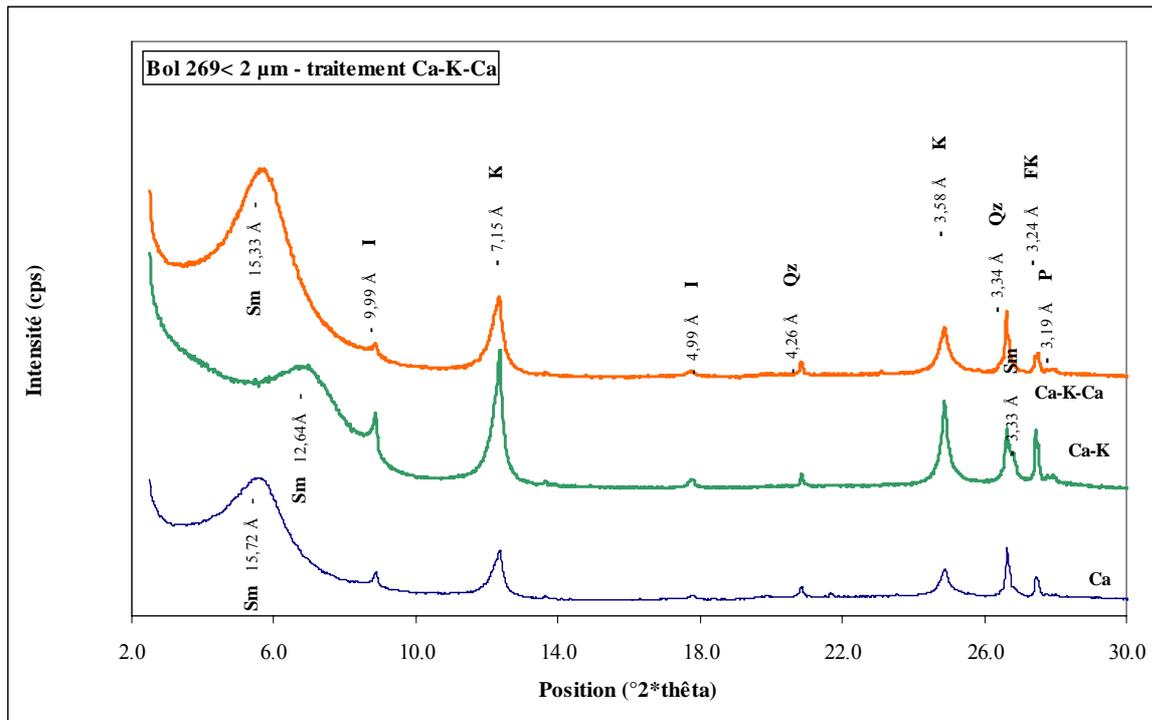


Figure 4.17. Diffractogrammes sur préparations orientées de l'échantillon Bol 269 montrant le comportement des minéraux argileux aux différentes saturations (Ca^{2+} , $\text{Ca}^{2+} - \text{K}^+$ et $\text{Ca}^{2+} - \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}$). (Smectite : Sm; ; Illite : I; Kaolinite : K, Quartz : Qz, Feldspath K : FK, Plagioclase : P).

Après saturation Ca^{2+} de l'échantillon Bol 269 (figure 4.17), la raie (001) de la smectite est à 15,72 Å à l'humidité ambiante, caractérisant un espace interfoliaire à deux couches d'eau.

Après saturation K^+ , la raie à passe 12,64 Å, caractérisant un espace interfoliaire à une couche d'eau, et prouvant l'échange $\text{Ca}^{2+} - \text{K}^+$.

Après une dernière resaturation au Ca^{2+} , une raie (001) intense est observée 15,33 Å, indiquant un regonflement de tous les feuillets. Ceci indique que la smectite ne contient pas des feuillets de haute charge.

Echantillons	Saturation Ca^{2+} $d_{(001)}$ Å	Saturation $Ca^{2+} - K^+$ $d_{(001)}$ Å	Saturation $Ca^{2+} - K^+ - Ca^{2+}$ $d_{(001)}$ Å
Bol 070	15,86	13,11	15,54
Bol 100	16,50	12,73	16,42
Bol 124	15,69	13,10	15,91
Bol 147	16,00	13,25	16,04
Bol 169	15,27	12,95	15,32
Bol 203	15,65	13,15	16,09
Bol 224	14,96	13,81	14,85
Bol 250	15,49	12,63	15,83
Bol 269	15,72	12,64	15,33
Bol 297	15,17	12,53	15,21

Tableau 4.3. Comportement des raies principales de la smectite aux différentes saturations (Ca, K, Ca) des dix échantillons de référence étudiés.

Après traitement $Ca^{2+} - K^+ - Ca^{2+}$, les diffractogrammes montrent que le comportement des minéraux smectiques de l'ensemble échantillons est identique à celui de l'échantillon Bol 269 (Annexe 3). Ainsi à la suite de ces analyses, il apparaît que pour l'ensemble des échantillons étudiés, les smectites ne contiennent pas des feuillets de haute charge.

b) Traitement $K_{110^{\circ}C} - EG$

Deux types de comportements s'observent :

- L'échantillon Bol 070 (Figure 4.18), montre un pic intense à 18,08 Å indiquant que la majorité des feuillets de la smectite regonfle. Une légère augmentation de l'intensité de la raie à 9,99 Å s'observe. Ceci indique que certains feuillets de smectite sont définitivement fermés après saturation K^+ et chauffage. Comme ces feuillets regonflent après le traitement $Ca^{2+} - K^+ - Ca^{2+}$ (Figure 4.17), on peut en déduire qu'il s'agit de feuillets à charge intermédiaire. Dans ce type d'échantillon, la smectite est donc constituée essentiellement de feuillets de basse charge et de quelques feuillets de charge intermédiaire. Seuls les échantillons Bol 070, Bol 100 et Bol 203 présentent ce type de smectite.
- Pour l'échantillon Bol 297, un pic intense à 18,18 Å s'observe, et le pic à 10 Å n'est pas modifié. Tous les feuillets de la smectite sont donc de basse charge.

La majorité des échantillons étudiés présentent ce type de smectite (Annexe 3).

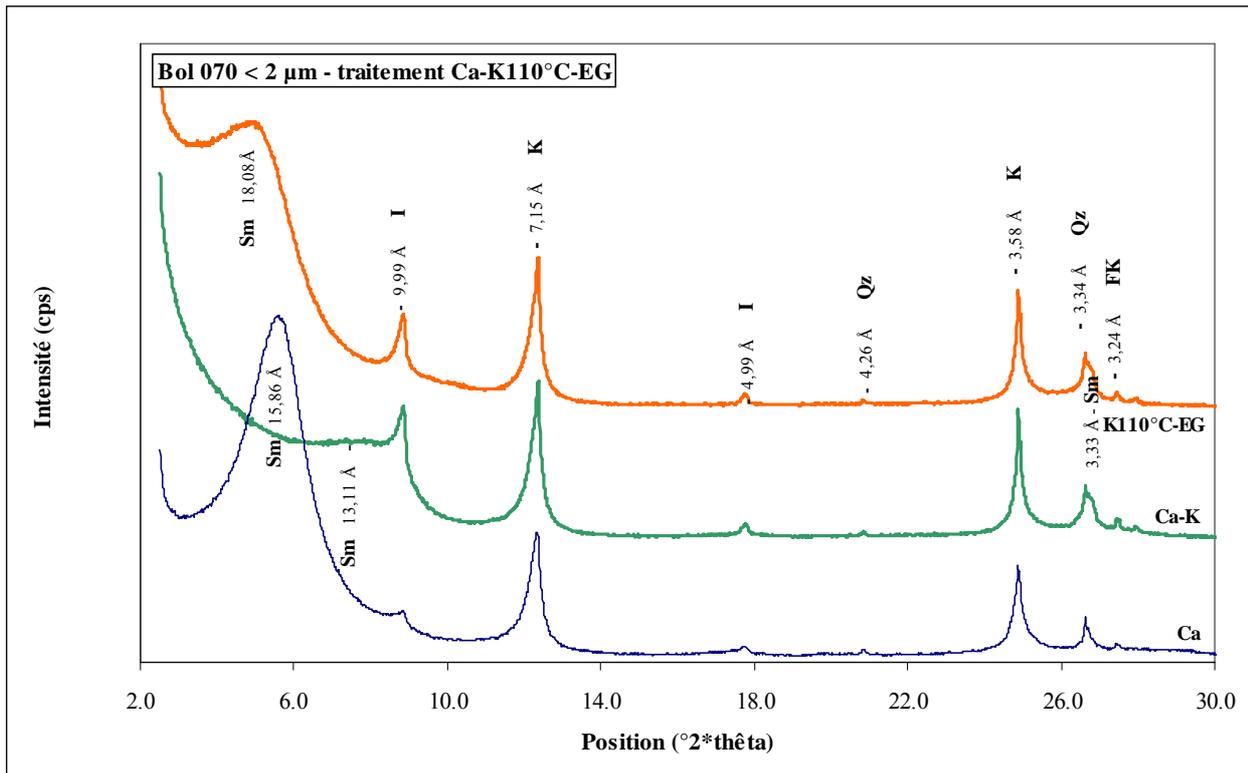


Figure 4.18. Diffractogrammes sur préparations orientées de l'échantillon Bol 070 montrant le comportement des minéraux argileux aux différentes saturations (Ca, Ca-K_{110°C} et Ca-K_{110°C}-EG), (Smectite : Sm ; Illite : I; Kaolinite : K, Quartz : Qz, Feldspath K : FK, Plagioclase : P).

3.3.4.2. Caractérisation des types de kaolinites

La kaolinite possède une structure cristalline régulière ne permettant pas la formation de complexes interfoliaires vrais comme avec l'halloysite. Cependant, certains sels, tel l'acétate de potassium (Wada, 1961) peuvent pénétrer dans l'espace interfoliaire et le dilater. Il en va de même pour de nombreuses molécules organiques polaires comme l'hydrazine. Selon la plus ou moins grande régularité d'empilement des feuillets dans le domaine cohérent, cette interaction avec l'hydrazine sera favorisée ou non.

Outre le degré de désordre existant dans l'empilement des feuillets, l'intercalation de l'hydrazine dépend également de la taille moyenne des particules, et semble très difficile en dessous de 0,2 μm (Jackson et Abdel Kader, 1978). Pour une taille de particules supérieure à 0,2 μm, plus le degré de désordre d'empilement croît et plus l'intercalation de l'hydrazine est difficile (Range et *al.*, 1969 ; Churchman, 1990 ; Frost et *al.*, 1999).

Pour les échantillons traités et compte tenu des données granulométriques, la taille des particules est largement supérieure à 0,2 μm. Ainsi seul le degré d'organisation des feuillets sera considéré pour la discrimination des types de kaolinites.

Type de kaolinite	Degré de désordre dans l'empilement	Kaolinite AD $d_{(001)} \text{ \AA}$	Kaolinite-hydrazine $d_{(001)} \text{ \AA}$
I / II	Moyen à fort	7,2	10,4
III	Faible à moyen	7,2	9,5 – 9,6
IV (Fire clays)	Très faible à faible	7,2	7,2 – 7,3

Tableau 4.4. Positions des réflexions (001) avant (AD) et après traitement (hydrazine) en fonction des types de kaolinite et de leur degré de désordre dans l'empilement des feuillets.

Après contact à l'hydrazine, la réflexion (001) (figure 4.19) se déplace à 10,4 Å pour les kaolinites à fort désordre d'empilement, tandis qu'elle reste à 7,2 Å pour les kaolinites à faible degré de désordre (Tableau 4.4). Le calcul des surfaces des réflexions (001) après test a permis d'estimer les proportions relatives de chacun des types de kaolinite identifié.

Parallèlement à ce test, une estimation de la taille du domaine cohérent des différents types de kaolinite a été faite en déterminant le nombre des feuillets empilés dans les particules de kaolinite à partir de la largeur à mi-hauteur de la réflexion principale (Annexe 1), positionnée soit à 10,4 Å soit à 7,2 Å. Il est d'usage de considérer que la kaolinite est bien cristallisée quand le nombre des feuillets est égal ou supérieur à 75.

Dans la partie inférieure du forage le grand nombre des feuillets empilés (203) souligne une taille du domaine cohérent importante. Vers le haut du forage, ce nombre tend à diminuer nettement (100 – 70) (figure 4.20).

Le traitement à l'hydrazine montre que la proportion de kaolinites désordonnées est toujours supérieure à celle des kaolinites ordonnées sauf pour Bol 147 et Bol 250. Ce ratio évolue peu entre les échantillons Bol 297 et Bol 169 (figure 4.20) Les teneurs les plus faibles en kaolinites désordonnées sont enregistrées dans l'échantillon Bol 147, tandis qu'au-dessus de cet échantillon et jusqu'au sommet du forage, la tendance est à une augmentation continue de leur proportion relative ; avec un maximum de plus de 80 % de kaolinite désordonnées dans Bol 070.

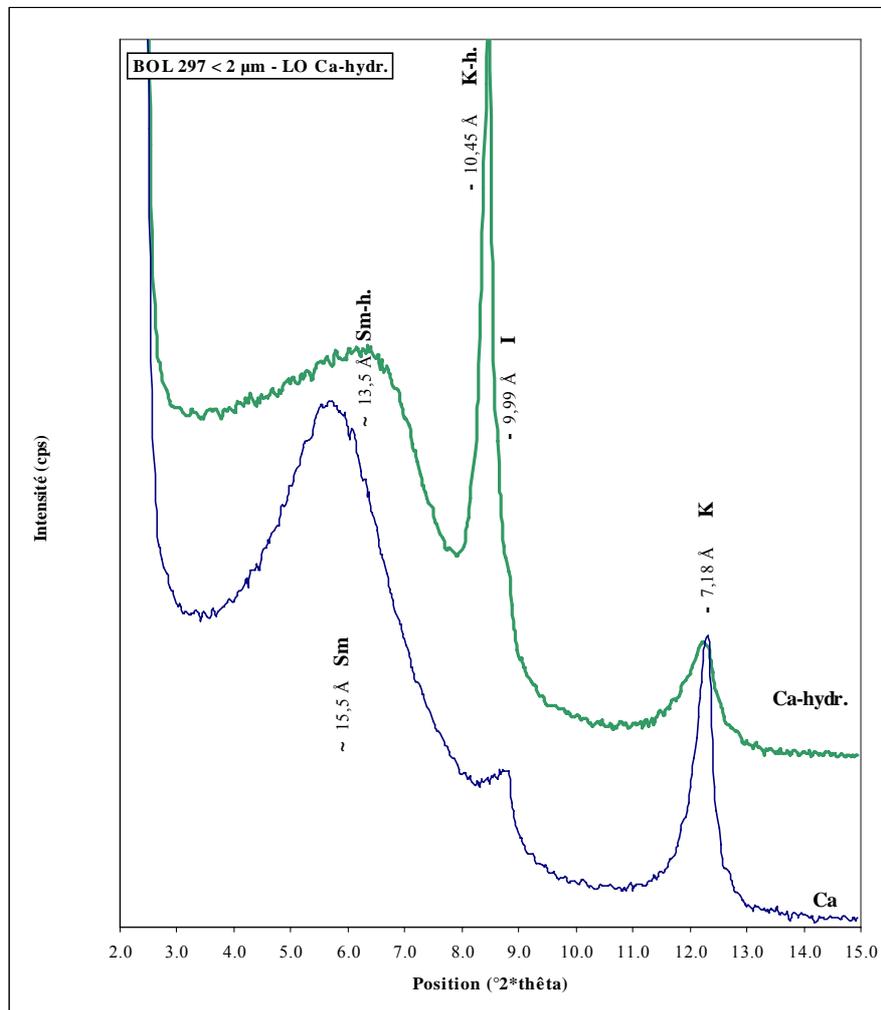


Figure 4.19. Diffractogrammes sur préparation naturelle orientée de la fraction < 2 μm de l'échantillon Bol 297 avant (Ca) puis après (Ca hydr.) saturation hydrazine. (Smectite : Sm; Illite : I; Kaolinite : K, Kaolinite-hydrazine : K-h; Smectite-hydrazine : Sm-h).

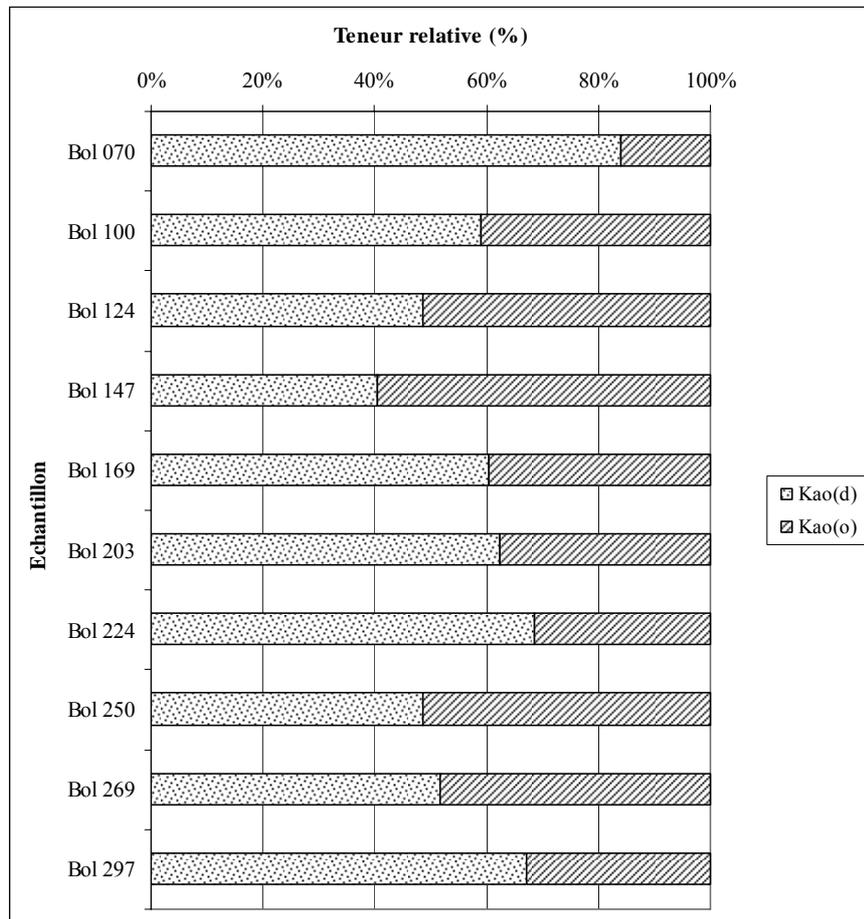


Figure 4.20. Proportion relative des kaolinites ordonnées (Kao o) et kaolinites désordonnées (Kao d).

3.3.5. Spectroscopie infrarouge

Les spectres FTIR obtenus sur la fraction inférieure à 2 μm des échantillons du sondage de Bol présentent deux domaines de vibrations des groupements OH : un domaine de haute fréquence et l'autre de basse fréquence.

- Dans le domaine des hautes fréquences, les bandes d'élongation présentes à 3697, 3652, et 3621 cm^{-1} sont dues à la présence du groupement $\text{Al}_2\text{-OH}$ de la kaolinite. La bande à 3667 cm^{-1} qui s'observe dans les kaolinites bien cristallisées est absente. L'absence de cette bande indique que les kaolinites du forage de Bol ont une cristallinité moyenne à faible. Les bandes larges d'élongation de la smectite sont masquées par celles de la kaolinite (forte absorption spécifique pour la kaolinite).
- La bande étroite à 3600 cm^{-1} est attribuée à une absorption par les groupements Al-OH-Fe du réseau de la kaolinite. La kaolinite observée dans ces échantillons est donc aluminoferrifère (Petit et Decarreau, 1990).

- Dans le domaine de basse fréquence, les bandes entre 1000 et 1100 cm^{-1} sont dues aux vibrations des groupements Si-O des différents minéraux (smectite, kaolinite, quartz, feldspath).
- Les bandes d'absorption à 798 et 781 cm^{-1} sont dues aux vibrations du réseau du quartz et de l'opale.
- Les bandes d'absorption à 537 et 470 cm^{-1} sont attribuées à liaison Si-O- $\text{M}_{\text{octaèdre}}$ dans la kaolinite, la smectite et l'illite.
- Les bandes à 920 et 875 cm^{-1} sont caractéristiques des vibrations de déformation des groupements $\text{Al}_2\text{-OH}$ et Al-OH-Fe dans la kaolinite et dans les smectites. La faible bande à 940 cm^{-1} est classiquement attribuée aux groupements $\text{Al}_2(\text{OH})$ de la kaolinite.
- La bande à 877 cm^{-1} est bien marquée. Elle est pro parte due aux groupements Al-OH-Fe de la kaolinite. Toutefois, les kaolinites naturelles sont généralement peu ferrifères (2 à 3% Fe_2O_3 maximum). L'intensité de cette bande indique donc clairement que la smectite est également alumino-ferrifère.
- L'absence de bandes Al-OH-Mg à 840 cm^{-1} et Fe_2OH à 815 cm^{-1} exclue la présence de smectites magnésiennes de type nontronite.

3.3.6. Compositions chimiques

La fraction inférieure à 2 μm des dix échantillons de référence du forage de Bol a été analysée chimiquement par ICP-MS au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimique de Nancy (CRPG). Les résultats des analyses chimiques sont représentés dans les tableaux ci-dessous (tableaux 5 à 7).

Les résultats des analyses chimiques des éléments majeurs sont cohérents avec la présence des différents minéraux mis en évidence par la diffraction des rayons X.

Les fractions < 2 μm analysées sont essentiellement argileuses (smectite, kaolinite et illite) avec une nette prédominance de la smectite sur la kaolinite (tableau 2). L'illite est en faible quantité. Le quartz est présent en faible quantité dans tous les échantillons de la carotte du forage (figure 4.12).

Pour mieux faire apparaître les différences géochimiques entre les échantillons dans le sondage on a calculé le tableau des valeurs standardisées par centrage et réduction des teneurs. Sur les tableaux 5 à 7, les valeurs centrées réduits de chaque élément correspondent à l'écart à la moyenne rapportée à l'écart-type. Ainsi pour chaque échantillon les valeurs positives correspondent à des teneurs supérieures à la moyenne tandis que les valeurs négatives correspondent aux teneurs inférieures à la moyenne.

Eléments majeurs

Profondeur (m)	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO %	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF
70	47.50	20.79	7.69	0.04	1.55	1.34	0.49	1.13	0.85	0.52	17.37
100	51.76	18.71	7.52	0.06	1.35	1.21	0.39	1.55	0.85	0.44	16.49
124	51.53	19.76	8.21	0.06	1.07	0.79	0.35	1.34	1.00	0.14	16.37
147	48.82	19.73	8.24	0.09	1.41	1.01	0.28	1.40	0.80	0.29	16.67
169	58.54	17.09	8.44	0.06	0.62	0.45	0.12	0.96	0.84	0.22	12.33
203	53.75	18.53	7.17	0.08	0.95	0.97	0.30	1.41	0.88	0.26	14.87
224	54.99	15.55	3.72	0.04	0.48	1.96	0.10	0.69	0.57	0.07	20.61
250	46.91	19.02	9.00	0.06	0.84	2.41	0.08	1.13	0.85	0.29	18.19
269	53.42	17.53	7.04	0.10	1.32	1.01	0.30	1.35	0.83	0.18	15.61
297	48.95	14.69	8.26	0.05	0.48	3.32	0.08	0.70	0.67	0.19	21.58
169*	52.55	16.59	8.44	0.04	0.49	1.93	0.09	0.75	0.72	0.23	16.87
297*	60.81	16.32	7.66	0.05	0.67	0.56	0.11	0.95	0.76	0.14	12.10
Moyenne	52.5	17.86	7.62	0.06	0.93	1.41	0.22	1.11	0.80	0.25	16.59
Ecart-type	4.24	1.86	1.35	0.02	0.40	0.84	0.14	0.30	0.11	0.13	2.81

Profondeur	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF
70	-1.2	1.6	0.1	-1.1	1.5	-0.1	1.8	0.1	0.4	2.2	0.3
100	-0.2	0.5	-0.1	0.1	1.0	-0.2	1.2	1.5	0.4	1.5	0.0
124	-0.2	1.0	0.4	0.0	0.3	-0.7	0.9	0.7	1.8	-0.8	-0.1
147	-0.9	1.0	0.5	1.4	1.2	-0.5	0.4	1.0	0.0	0.4	0.0
169	1.4	-0.4	0.6	-0.2	-0.8	-1.1	-0.7	-0.5	0.3	-0.2	-1.5
203	0.3	0.4	-0.3	1.2	0.0	-0.5	0.6	1.0	0.7	0.1	-0.6
224	0.6	-1.2	-2.9	-1.2	-1.2	0.7	-0.9	-1.4	-2.1	-1.4	1.4
250	-1.3	0.6	1.0	0.1	-0.2	1.2	-1.0	0.1	0.4	0.3	0.6
269	0.2	-0.2	-0.4	1.9	1.0	-0.5	0.5	0.8	0.3	-0.6	-0.3
297	-0.8	-1.7	0.5	-0.6	-1.1	2.3	-1.0	-1.4	-1.2	-0.5	1.8
169*	0.0	-0.7	0.6	-0.8	-1.1	0.6	-0.9	-1.2	-0.8	-0.1	0.1
297*	2.0	-0.8	0.0	-0.7	-0.7	-1.0	-0.8	-0.5	-0.4	-0.9	-1.6
Moyenne	0.0	0.00									
Ecart-type	1.00										

Tableau 4.5. Teneurs des éléments majeurs exprimées en pourcentages d'oxydes, dans la fraction argileuses (< 2 µm) des échantillons du forage de Bol. Les teneurs extrêmes dont l'écart-type à la moyenne est supérieure à deux fois l'écart-type sont soulignées dans le tableau des valeurs centrées réduites en bas. 169* et 297* : granules argileux.

Eléments mineurs et traces

Profondeur (m)	Ba	Sr	Rb	Cs	Cr	Ni	Cu	Zn	Zr	Hf	U	Th	Pb	V
	ppm													
70	4361	177	100	5	96	50	31	191	145	4	3	18	38	101
100	186	99	97	4	90	49	36	110	160	4	6	17	144	95
124	390	194	95	4	92	44	41	117	224	6	4	19	244	106
147	262	97	94	5	86	49	30	135	136	4	4	17	80	107
169	335	72	72	4	75	35	37	99	225	6	6	17	42	122
203	325	114	89	4	85	47	32	136	213	5	4	17	46	89
224	154	47	59	3	77	34	50	456	121	3	6	12	22	76
250	281	67	90	4	96	45	37	151	155	4	3	18	34	108
269	274	91	91	4	79	44	33	131	188	5	4	17	26	84
297	168	67	56	3	67	32	25	165	189	5	3	14	24	86
169*	192	55	68	4	74	35	40	134	180	5	6	16	35	122
297*	209	86	68	5	72	34	30	102	248	7	3	15	22	87
Moyenne	594.8	97.2	81.5	4.2	82.4	41.5	35.2	160.5	181.9	4.8	4.5	16.4	63.1	98.6
Ecart-type	1188.3	45.6	15.9	0.6	9.7	6.9	6.6	96.9	39.9	1.0	1.5	2.0	66.7	14.8

Profondeur	Ba	Sr	Rb	Cs	Cr	Ni	Cu	Zn	Zr	Hf	U	Th	Pb	V
70	3.2	1.8	1.1	1.8	1.4	1.3	-0.7	0.3	-0.9	-0.8	-1.1	0.6	-0.4	0.2
100	-0.3	0.0	1.0	0.2	0.8	1.0	0.2	-0.5	-0.5	-0.5	1.3	0.5	1.2	-0.2
124	-0.2	2.1	0.9	0.4	0.9	0.3	0.9	-0.5	1.1	1.1	-0.5	1.3	2.7	0.5
147	-0.3	0.0	0.8	0.6	0.4	1.0	-0.8	-0.3	-1.2	-1.0	-0.2	0.3	0.2	0.6
169	-0.2	-0.5	-0.6	0.0	-0.8	-0.9	0.3	-0.6	1.1	1.0	1.4	0.5	-0.3	1.6
203	-0.2	0.4	0.5	0.3	0.2	0.8	-0.5	-0.3	0.8	0.7	-0.1	0.2	-0.3	-0.6
224	-0.4	-1.1	-1.4	-1.3	-0.5	-1.0	2.3	3.1	-1.5	-1.6	1.1	-2.2	-0.6	-1.5
250	-0.3	-0.7	0.5	-0.2	1.4	0.4	0.3	-0.1	-0.7	-0.7	-0.8	0.7	-0.4	0.6
269	-0.3	-0.1	0.6	0.4	-0.3	0.4	-0.3	-0.3	0.2	0.3	-0.3	0.5	-0.6	-1.0
297	-0.4	-0.7	-1.6	-2.0	-1.5	-1.4	-1.5	0.0	0.2	0.1	-1.1	-1.4	-0.6	-0.8
169*	-0.3	-0.9	-0.9	-0.8	-0.8	-1.0	0.7	-0.3	-0.1	-0.1	1.3	-0.1	-0.4	1.6
297*	-0.3	-0.3	-0.8	0.6	-1.1	-1.1	-0.7	-0.6	1.7	1.8	-1.0	-0.9	-0.6	-0.8
Moyenne	0.00													
Ecart-type	1.00													

Tableau 4.6. Teneurs des éléments mineurs et traces exprimées en ppm, dans la fraction argileuses (< 2 µm) des échantillons du forage de Bol. Les teneurs extrêmes dont l'écart-type à la moyenne est supérieure à deux fois l'écart-type sont soulignées dans le tableau des valeurs centrées réduites en bas. 169* et 297* : granules argileux. 169* et 297* : granules argileux.

Terres rares (ppm)

Profondeur (m)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
70	67.6	131.1	15.2	56.5	10.9	2.4	9.0	1.3	7.7	1.5	4.2	0.6	4.0	0.6
100	57.7	113.7	12.7	46.6	8.5	1.7	6.7	1.0	5.4	1.1	3.0	0.4	2.8	0.4
124	72.3	132.1	14.5	50.3	8.8	1.7	6.4	0.9	4.9	0.9	2.4	0.4	2.4	0.4
147	60.6	120.9	13.6	49.5	9.1	1.8	7.2	1.0	5.8	1.0	2.8	0.4	2.7	0.4
169	48.1	97.3	11.6	43.6	8.6	1.7	6.9	1.0	5.7	1.0	2.7	0.4	2.7	0.4
203	62.2	120.6	13.7	50.2	9.3	1.8	7.3	1.1	6.1	1.2	3.1	0.5	3.1	0.5
224	38.4	75.0	9.2	33.5	6.3	1.2	4.7	0.7	3.9	0.7	1.9	0.3	2.0	0.3
250	64.7	130.9	14.7	54.3	10.0	2.0	7.9	1.2	6.2	1.1	3.1	0.4	2.9	0.4
269	58.6	118.7	13.2	48.4	9.0	1.8	7.0	1.0	5.8	1.1	3.0	0.4	2.9	0.4
297	46.7	83.4	9.4	32.9	5.8	1.0	4.2	0.6	3.7	0.7	1.9	0.3	1.9	0.3
169*	46.8	94.9	11.3	42.0	8.3	1.5	6.6	1.0	5.4	0.9	2.6	0.4	2.5	0.4
297*	48.1	83.8	9.6	32.9	5.9	1.0	4.4	0.7	3.9	0.8	2.2	0.3	2.2	0.3
Moyenne	56.0	108.5	12.4	45.1	8.4	1.6	6.5	1.0	5.4	1.0	2.7	0.4	2.7	0.4
Ecart-type	10.2	20.6	2.1	8.2	1.6	0.4	1.4	0.2	1.1	0.2	0.6	0.1	0.5	0.1

Profondeur	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
70	1.1	1.1	1.3	1.4	1.6	1.9	1.7	1.8	2.0	2.2	2.3	2.3	2.4	2.5
100	0.2	0.3	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.4	0.2	0.3	0.4
124	1.6	1.1	1.0	0.6	0.3	0.1	-0.1	-0.3	-0.4	-0.5	-0.5	-0.5	-0.4	-0.4
147	0.5	0.6	0.6	0.5	0.5	0.4	0.5	0.3	0.3	0.2	0.2	0.1	0.0	0.0
169	-0.8	-0.5	-0.4	-0.2	0.1	0.0	0.2	0.4	0.2	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0
203	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.6	0.6	0.7	0.7	0.6	0.7	0.7	0.6
224	-1.7	-1.6	-1.5	-1.4	-1.3	-1.0	-1.3	-1.3	-1.3	-1.3	-1.3	-1.3	-1.3	-1.2
250	0.9	1.1	1.1	1.1	1.0	0.9	1.0	0.9	0.8	0.6	0.5	0.5	0.4	0.2
269	0.3	0.5	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
297	-0.9	-1.2	-1.4	-1.5	-1.6	-1.6	-1.6	-1.6	-1.5	-1.4	-1.3	-1.3	-1.4	-1.3
169*	-0.9	-0.7	-0.5	-0.4	-0.1	-0.3	0.1	0.1	0.0	-0.2	-0.3	-0.4	-0.3	-0.5
297*	-0.8	-1.2	-1.3	-1.5	-1.6	-1.5	-1.5	-1.4	-1.3	-1.0	-0.9	-0.9	-0.8	-0.8
Moyenne	0.00													
Ecart-type	1.00													

Tableau 4.7. Teneurs en terres rares de la fraction argileuses (< 2 µm) des échantillons du forage de Bol. Les teneurs extrêmes dont l'écart-type à la moyenne est supérieure à deux fois l'écart-type sont soulignées dans le tableau des valeurs centrées réduites en bas. 169* et 297* : granules argileux.

Du point de vue chimique, la smectite apparaît comme étant alumino–ferrifère et faiblement magnésienne. Parmi l’ensemble des échantillons analysés, il n’y a pas de smectite riche en fer ou en magnésium (Figure 4.21). Les teneurs en fer de la fraction argileuse ne sont pas liées à la proportion de smectite (tableau 4.2). Ainsi, par exemple, l’échantillon dont la teneur en fer est la plus élevée (Bol 250 : $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 9\%$) est aussi le moins riche en smectite (6 %).

Sur l’ensemble du sondage aucun élément ne varie uniformément de façon systématique en fonction de la profondeur. Cependant une évolution assez marquée apparaît dans les échantillons de la partie supérieure du sondage (Bol 70 à Bol 147) qui se différencient des échantillons plus profonds (Bol 169 à Bol 297) notamment par des teneurs relativement élevées en alumine, et par des teneurs relativement faibles en silice. Cette différenciation de la fraction argileuse est cohérente avec l’augmentation de la proportion de smectite au détriment de la kaolinite vers le haut du forage (tableau 2). Elle se traduit également par des teneurs supérieures à la moyenne pour MgO , Na_2O , TiO_2 et K_2O . Mais seules les teneurs en Na_2O augmentent régulièrement vers le haut dans la partie supérieure du forage entre les niveaux Bol 147 et Bol 70, de façon similaire à l’accroissement de la proportion en kaolinite désordonnée (figure 4.20).

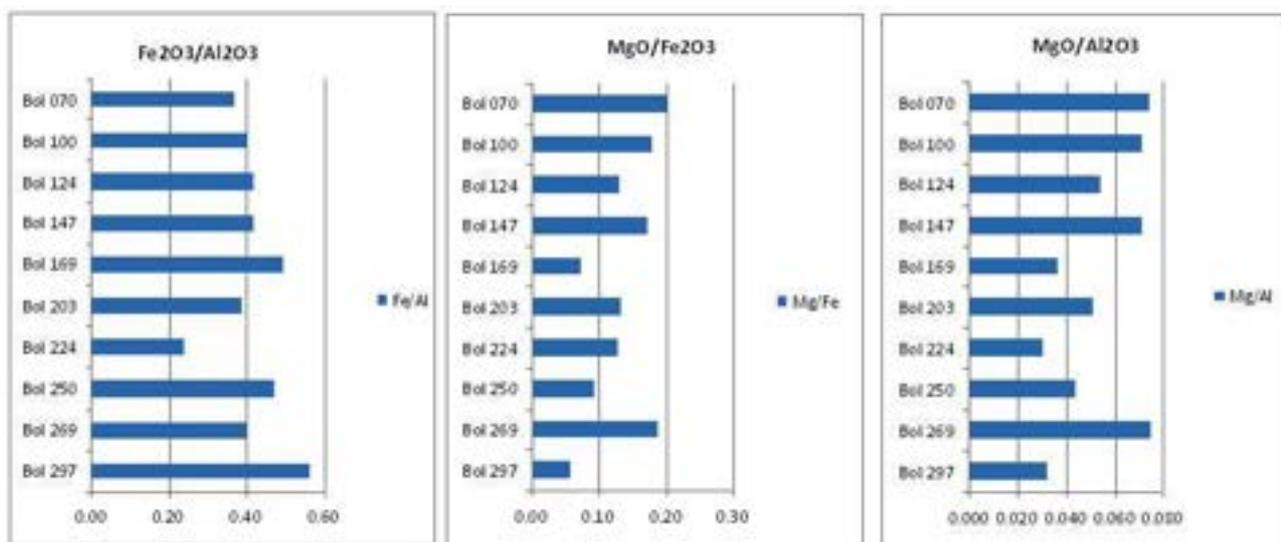


Figure 4.21. Diagrammes montrant les rapports des différents pourcentages d’oxydes Al_2O_3 , Fe_2O_3 et MgO .

Une légère tendance à l’augmentation du rapport Mg / Al s’observe vers la partie haute du profil entre les niveaux Bol 147 et Bol 70. Inversement, le rapport Fe / Al décroît légèrement vers le haut du sondage (Figure 4.21).

Les granules argileux présentent une composition chimique très voisine de celle de la matrice argileuse encaissante. La teneur plus importante en silice pour les granules de l'échantillon Bol 297 s'explique par la présence plus affirmée de grains de quartz en leur sein.

Le premier échantillon Bol 70 dans la partie supérieure du sondage se distingue aussi par une anomalie en baryum ($Ba > 4000$ ppm) accompagnée par des teneurs relativement élevées en phosphore, en élément traces Sr, Rb, Cs, Cr, Ni (tableau 6), et en terres rares (tableau 4.7). Pour les terres rares, on constate à partir des valeurs centrées réduites que l'enrichissement augmente progressivement depuis les terres rares légères vers les terres rares lourdes.

Après normalisation des teneurs en terres rares des argiles du forage par rapport aux chondrites toutes les courbes sont quasiment identiques et typiques d'une signature de croûte continentale récente (Taylor et McLennan, 1985) avec une anomalie négative en europium (Eu). L'analyse des compositions chimiques montre donc une grande stabilité des cortèges de terres rares pour les dix échantillons étudiés (figure 4.22a).

Après normalisation des terres rares par rapport à la croûte continentale à la moyenne des schistes post-archéens (PAAS) tous les échantillons présentent encore un léger fractionnement des terres rares (figure 4.22b et 4.22c). Ce fractionnement rappelle celui observé dans des nombreux profils d'altération avec un enrichissement relatif des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (Laveuf et Cornu, 2009). On note également un enrichissement préférentiel des terres rares moyennes avec un maximum pour Eu. Sur les spectres de terres rares normalisés par rapport à la moyenne de légère différence apparaissent plus nettement pour certains échantillons :

- La fraction argileuse des échantillons prélevés à 297 m et 224 m est relativement pauvre en terres rares. Ces deux niveaux correspondent à des faciès différents, argileux à 297 m et diatomitique à 224 m, mais ce sont aussi les échantillons les moins riches en Al_2O_3 (tableau 5).
- L'échantillon le moins profond (70 m) présente les teneurs les plus élevées en terres rares. Cet enrichissement relatif est plus marqué pour Eu et pour les terres rares lourdes. Il correspond aussi à des teneurs plus élevées en P_2O_5 (0,5 %) avec une forte anomalie en Baryum (> 4000 ppm).
- Le spectre de terres rares de la fraction argileuse à 124 m de profondeur se distingue par un fractionnement plus marqué des terres rares légères et moyennes entre les éléments La et Ho (figure 4.22).

Ainsi globalement, sur l'ensemble du forage, les spectres de terres rares de la fraction argileuse des 10 échantillons analysés sont assez similaires. Les petites différences observées ne sont pas

systématiquement liées à un changement de faciès ou à la profondeur, même si le contraste le plus marqué apparaît entre les deux niveaux supérieur (70 m) et inférieur (297 m) du forage.

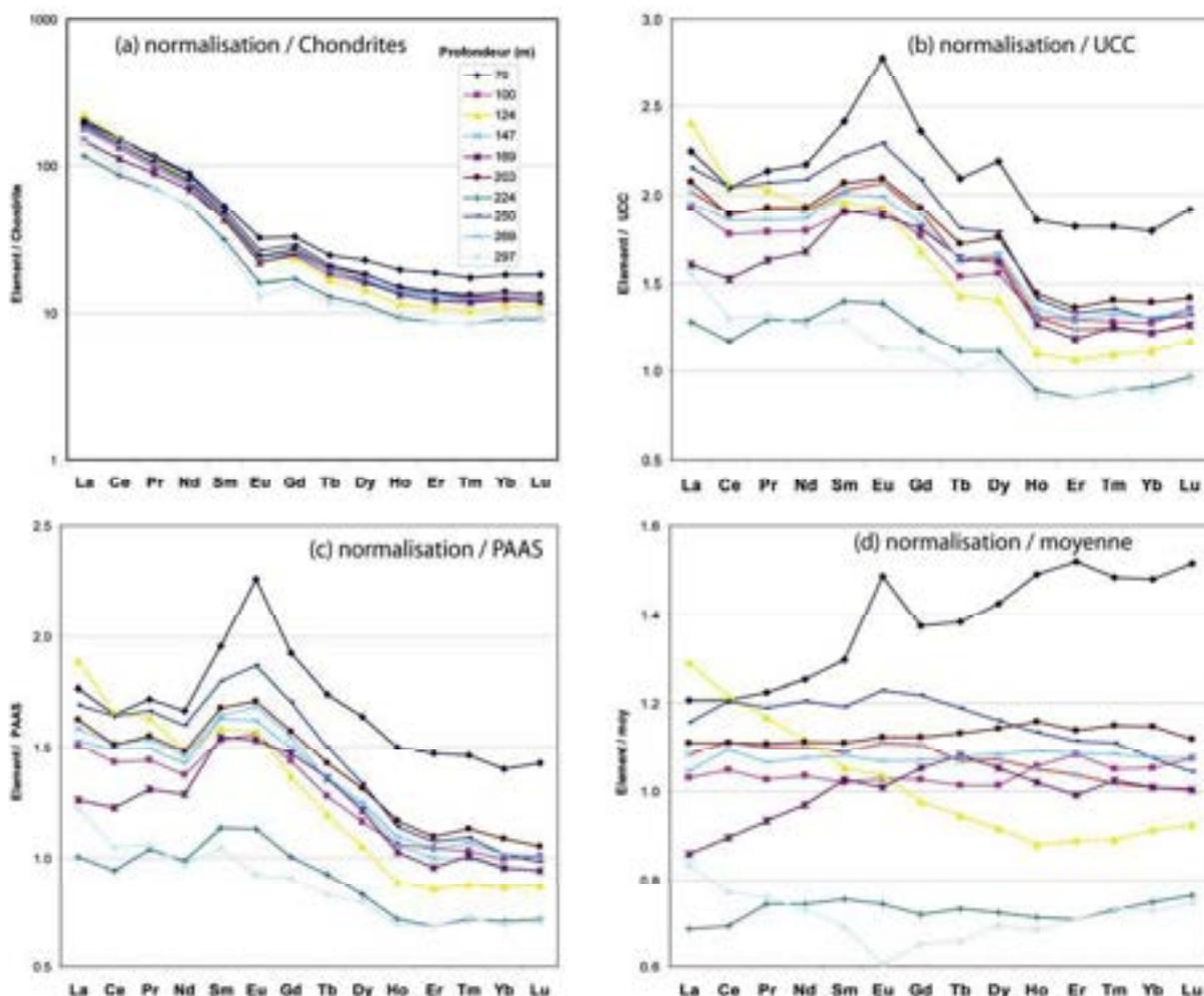


Figure 4.22. Spectre des terres rares de la fraction argileuse des échantillons du forage de Bol normalisées par rapport (a) aux Chondrites, (b) à la croûte continentale supérieure (UCC), (c) à la moyenne des schistes post-archéens d’Australie (PAAS) (Taylor et McLennan, 1985) et (d) par rapport à la moyennes de teneurs dans le forage.

CONCLUSIONS

L’étude intégrée (sédimentologie, minéralogie, géochimie) de la partie carottée du sondage de Bol apporte des données nouvelles sur le bassin du Tchad, pour une période qui s’étend du Miocène supérieur au Pléistocène. En effet, dans cette région localisée à la périphérie du lac actuel, et qui correspond à la moitié sud du bassin sédimentaire, les dépôts d’âge Mio-Plio-Pléistocène n’affleurent pas et ne peuvent donc être étudiés qu’à partir de forages. La mise au point récente d’une nouvelle méthode de datation absolue pour les dépôts sédimentaires continentaux (^{10}Be ; Lebatard *et al.*, 2008) a permis de définir un cadre chronologique inédit,

avec notamment : (1) un âge de *ca.* 6,3 Ma (Bol 297) pour la base du sondage, (2) un âge de *ca.* 2,4 Ma (Bol 100) pour l'échantillon datable le plus récent et (3) un âge probablement inférieur à 0,2 Ma (valeur ¹⁰Be inférieure à la limite de détection de la méthode) pour le sommet du forage (Bol 70).

+ Une étendue lacustre pérenne de bathymétrie variable, dans la région de Bol, depuis au moins 6,3 Ma :

L'étude macroscopique des échantillons disponibles n'a révélé ni hiatus, ni surface d'érosion ou figure d'émersion, suggérant ainsi une sédimentation ininterrompue sur toute la séquence étudiée. Les dépôts éoliens de l'erg du Kanem (dernier maximum glaciaire) reconnus au sommet du forage, constituent la seule preuve indiscutable d'une interruption nette de la sédimentation lacustre dans la région de Bol. Aucune figure de courant (stratifications obliques, lamines de rides) n'a été observée, seuls deux niveaux à petits galets mous sont à mentionner. Tout au long de la carotte, la sédimentation est fine, dominée par des fractions granulométriques argileuses et silteuses. Les sables, quartzeux, sont très minoritaires et présentent soit une facture de type éolien, soit une facture de type fluviatile. Ces horizons argilo-silteux alternent parfois avec des dépôts siliceux biogéniques (frustules de diatomées, mais aussi fragments de phytolithes et de spicules d'éponges) qui se présentent soit sous la forme de niveaux épais dépourvus de structures, soit sous la forme de niveaux finement laminés où alternent diatomites et argiles silteuses. Les dépôts observés, à caractère essentiellement détritique, résultent principalement d'une sédimentation par décantation de particules fines en milieu calme, peu ou pas marquée par des apports fluviatiles. La présence de niveaux diatomitiques indique la permanence d'une tranche d'eau douce d'épaisseur variable, pouvant parfois être faible comme le suggère la présence de traces de racines.

Dans ce paléolac, la sédimentation correspond à : (1) des arrivées détritiques argilo-silteuses majoritaires, résultant de l'érosion du bassin versant par les pluies, alternant avec (2) des phases de «bloom» de diatomées d'eau douce, vraisemblablement liées à la quantité de silice disponible en solution, corrélées à des périodes faiblement détritiques, (3) des apports détritiques présentant une facture d'origine éolienne, suggérant l'existence de systèmes dunaires dans le paléo-paysage, (4) des niveaux à petits galets mous, suggérant la proximité de zones temporairement exondées et soumises à l'érosion et au remaniement par des courants de crues.

+ Un cortège de minéraux argileux dominé par de la beidellite alumino-ferrifère (beidellite-Al,Fe) détritique, dérivant de l'érosion de vertisols en zone sahélo-soudanienne :

L'étude minéralogique de dix échantillons de référence répartis sur toute la longueur du forage montre que le cortège argileux est dominé par de la beidellite alumino-ferrière (beidellite-Al,Fe), associée à de la kaolinite et à de petites quantités d'illite. La beidellite présente toujours les mêmes caractéristiques cristallographiques quel que soit le faciès sédimentaire, c'est-à-dire aussi bien dans les niveaux franchement argileux que dans les niveaux plus détritiques quartzeux ou diatomitiques. La beidellite-Al,Fe est donc déritique et non authigène. Parmi les échantillons analysés, aucun minéral authigène n'a été détecté : les carbonates, sels, silicates sodiques, smectites-Mg et smectites-Fe (nontronite) mis en évidence dans les dépôts actuels du lac Tchad (Carmouze, 1977; Sebag *et al.*, 2006), sont totalement absents des échantillons de référence de Bol. Ainsi, durant toute la période de temps étudiée, la région de Bol n'a pas connu d'épisode évaporitique (fort ou total) ayant affecté la tranche d'eau et ayant pu conduire à la cristallisation de telles phases. D'ailleurs, le gypse observé dans certains échantillons se présente toujours en traces disséminées dans la masse et ne constitue jamais d'horizons individualisés ; il résulte très vraisemblablement de phénomène de sulfatation (*i.e.*, formation secondaire liée au compactage lithostatique). Ainsi, le gypse ne peut être ici tenu pour un indicateur paléoenvironnemental. La prédominance de la beidellite-Al,Fe traduit l'érosion de vertisols qui devaient alors dominer dans la région de Bol. Ce type de sol est actuellement connu de part et d'autre de la zone saharosahélienne, c'est-à-dire dans la zone méditerranéenne et dans la zone sahélo-soudanaise. Pour ce qui concerne le bassin du Tchad, les vertisols sont actuellement bien développés plus au Sud du lac, dans la plaine d'inondation du Chari et du Logone.

+ Un cortège de minéraux argileux différent de celui de l'actuel lac Tchad qui est dominé par la kaolinite issue de l'érosion de reliefs de la zone tropicale :

Actuellement, les données minéralogiques disponibles pour le système du lac Tchad indiquent que les apports particuliers issus du Chari et du Logone sont fortement dominés par la kaolinite, en association avec des smectites et de l'illite minoritaires. Carmouze (1977) propose que dans le lac actuel, une partie des smectites sont néoformées : cristalliseraient ainsi la nontronite près du delta du Chari, la smectite Al-Fe en zone centrale et de la smectite Mg dans la zone nord suite à une évaporation intense. Toutefois, pour Chamley (1988), la smectite-Al,Fe est déritique. Quoiqu'il en soit, la smectite-Al,Fe représente moins de la moitié des minéraux argileux des sédiments récents du lac. L'importance de la kaolinite traduit l'érosion actuelle de reliefs situés en zone tropicale (Paquet, 1969). Typiquement, la cristallinité des kaolinites des vertisols est plus faible que dans les sols tropicaux. Ainsi, dans le forage de Bol, la présence de kaolinites bien

ordonnées souligne une contribution faible provenant de l'érosion des sols situés dans la zone tropicale sud. Cette contribution diminue à partir du tiers supérieur du forage (à la suite de l'échantillon Bol 124 ; *ca.* 3 Ma) ainsi que le suggère la diminution de kaolinite bien ordonnée.

+ Un bassin de drainage stable :

La constance des compositions chimiques en éléments traces pour les échantillons de référence suggère une grande stabilité des sources d'alimentation, c'est-à-dire que le bassin de drainage est resté stable.

Ainsi, les nouvelles données concernant le bassin du Tchad et l'Afrique centrale qu'apporte le décryptage des archives sédimentaires du forage de Bol peuvent se résumer aux trois points suivants :

- Depuis au moins 6,3 Ma, les conditions climatiques dans le bassin du Tchad ont été favorables à la mise en place et au maintien d'un système lacustre permanent au moins dans la région de Bol. La seule interruption majeure y est documentée par l'erg fossile du Kanem (dernier maximum glaciaire).

- Tandis que le bassin de drainage semble être resté stable au cours du temps, le bilan sédimentaire dans le paléolac Mio-Plio-Pléistocène est nettement différent de l'actuel et montre une importante contribution de la zone sahélo-soudanienne alors plus étendue et/ou mieux drainée et une faible contribution de la zone tropicale.

- Au Mio-Plio-Pléistocène, la zone d'alimentation du paléolac était soumise à un climat tempéré chaud avec alternances de périodes humides et sèches.

Avec les archives sédimentaires du Nord du bassin du Tchad, le forage de Bol réalisé dans le Sud du bassin constitue un nouveau «point d'observation» qui permettra de proposer un scénario d'évolution spatiale et temporelle du lac Tchad depuis environ 7 Ma.

Le forage de Bol représente une archive sédimentaire exceptionnelle dont l'étude présentée ici jette un éclairage nouveau et inédit sur la très longue histoire du bassin du lac Tchad. En outre, cette première étude démontre l'intérêt de réaliser des forages profonds à caractère scientifique dans cette partie de l'Afrique.

CHAPITRE V
ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS DES ZONES
FOSSILIFERES A HOMINIDES

CHAPITRE V : ENVIRONNEMENTS DE DEPOT DES ZONES FOSSILIFERES A HOMINIDES

A – LES SITES FOSSILIFERES DE TOROS-MENALLA (TM)

1. INTRODUCTION

Les sites et gisements fossilifères du désert de Djourab (figure 5.1) sont définis comme des affleurements non « vides » (ayant livrés au moins un fossile) séparés les uns des autres par des dunes de sables (Mackaye, 2001).

Plus de 400 sites fossilifères ont été prospectés et découverts par la M.P.F.T (Mission Paléoanthropologique Franco-Tchadienne) depuis 1994 dans le désert du Djourab. Ces sites sont répartis dans cinq secteurs fossilifères (figure 5.1). Chaque secteur correspond à un ensemble de gisements ou de sites fossilifères proches les uns des autres, de composition faunique homogène et synchrone. Les cinq secteurs fossilifères du Djourab sont : le secteur de Toros-Menalla (TM), le secteur de Kossom-Bougoudi (KB), le secteur de Kollé (KL), le secteur de Koro-Toro (KT) et enfin le secteur fossilifère de la falaise d'Angamma (ANG) (Mackaye, 2002). Leurs âges obtenus conjointement par biochronologie (associations faunistiques) et par datation radiométrique (Be^{10}) (Brunet et al., 1995, 1996, 1997; Vignaud et al., 2002 et Lebatard et al., 2008) varient entre 3,5 et 7,32 millions d'année (Ma). L'ensemble des sites fossilifères de TM forme une bande d'affleurement, orientée est-ouest qui couvre une superficie d'environ 2500 km².

Ce chapitre est consacré à l'étude sédimentologique et paléoenvironnementale des sites fossilifères du Djourab dans la partie nord du bassin du Tchad, et plus particulièrement les sites du secteur de Toros-Menalla (TM). Les séries sablo-gréseuses et sablo-argileuses des dépôts les plus anciens de la cuvette nord tchadienne sont datées du Miocène terminal. Ces sites ont livré les restes du plus vieil hominidé trouvé à ce jour (Toumaï : *Sahelanthropus tchadensis*, Brunet et al., 2002). Les sites ont également livré une importante faune de vertébrés, riche de plusieurs milliers de pièces, comprenant des mammifères, des reptiles, des poissons et des oiseaux. Ce chapitre est focalisé sur l'interprétation en termes de paléoenvironnements des faciès de dépôts de la zone d'étude de TM. Les comparaisons avec des équivalents actuels participent à l'élaboration du modèle de dépôts.

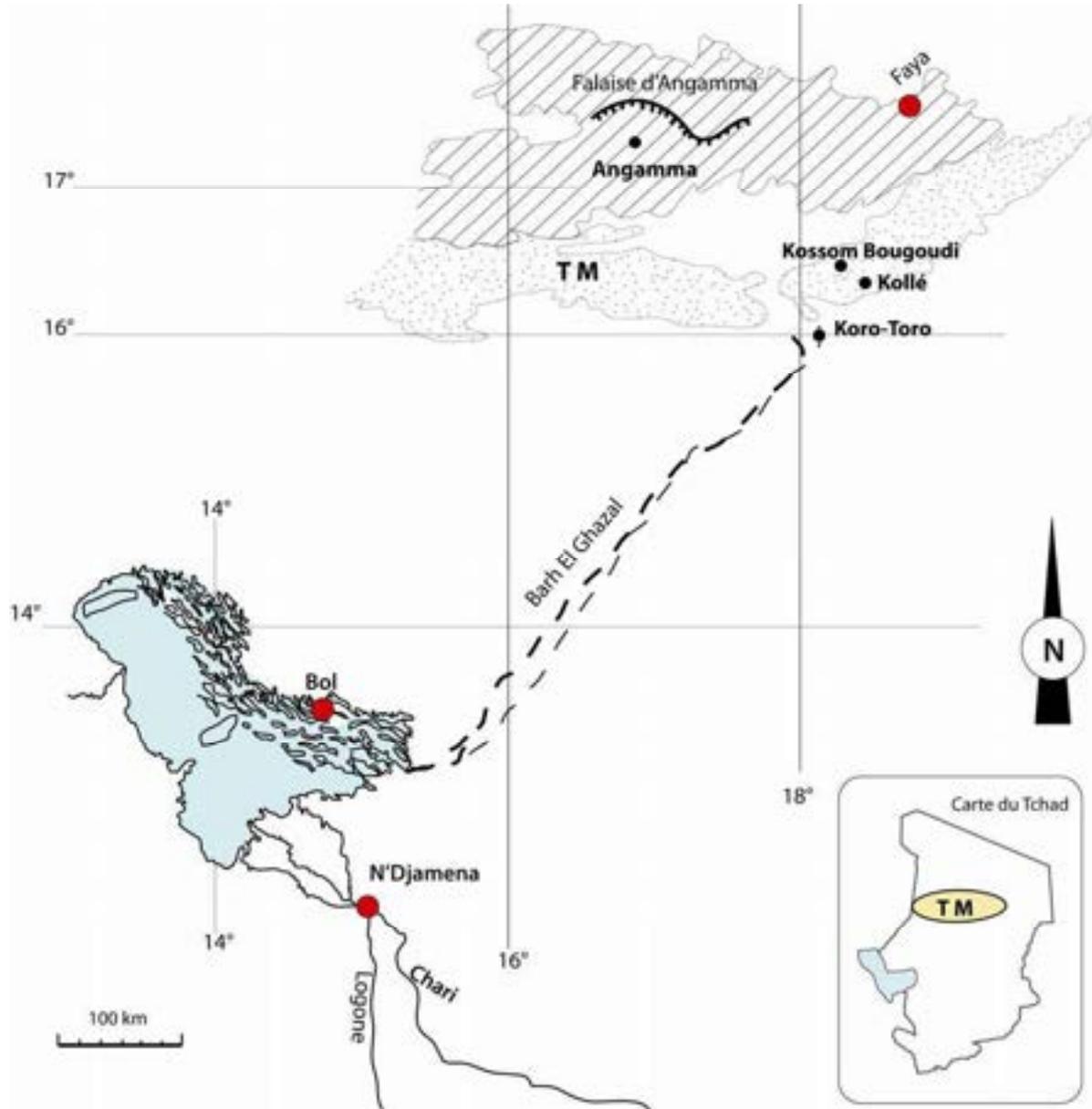


Figure 5.1. Carte schématique de localisation des sites fossilifères du Djourab prospectés et découverts par la M.P.F.T (Mission Paléoanthropologique Franco-Tchadienne) depuis 1994. Le secteur de Toros-Menalla (TM) renferme à lui seul plus de 300 sites fossilifères, dont le site fossilifère TM 266 qui a livré les restes de Toumaï (*Sahelanthropus tchadensis*) en 2002 et une importante faune de vertébrés.



Figure 5.2. Vue générale des affleurements des sites fossilifère de Toros-Ménalla (TM). Les sites fossilifères apparaissent entre les dunes, dans les espaces interdunaires en érosion (déflation). Les coupes sont de dimension métrique et une partie des affleurements enfouis sous le sable ont été dégagés par creusement à la base. (a) et (d) : affleurements d'argiles ; (c) et (f) : diatomites ; (b) : prolongation d'une coupe par creusement d'un puits. (e) : litages obliques des sables éoliens situés à la base des séries fossilifères.

2. LES SITES FOSSILIFERES DE TOROS-MENALLA (TM)

2.1. Introduction

Au nord du Tchad dans la partie orientale du désert du Djourab, le secteur fossilifère de Toros-Menalla (TM) est le plus important de ceux découverts par la M.P.F.T (figure 5.1). Plus de 300 sites ont été prospectés et analysés. Ils se trouvent dans une zone située entre 16° 09' et 16°17'N et 17°28' et 18°07' E. Les sites s'étendent sur une distance d'environ 200 km d'Est en Ouest et de 30 km du Nord au Sud. Chaque site répertorié se voit attribué un numéro (numérotation dans l'ordre de la découverte et non par secteur géographique) et est référencé à l'aide de ses coordonnées géographiques moyennes par GPS (Global Position System). La taille des sites varie entre quelques centaines de mètres carrés et 1-2 kilomètres carrés.

Les affleurements sont localisés sur de grandes surfaces de déflation qui mettent à nu les séries miocènes. Elles sont généralement planes ou très faiblement ondulées. Les affleurements les plus importants dépassent rarement quelques mètres de hauteur. Les coupes ont souvent été levées le long de petites buttes témoins dont la base a été dégagée par creusement de la couverture sableuse (figure 5.2). Les affleurements de TM se situent au sud de la partie la plus basse du bassin du Tchad appelée Bas Pays et dont l'altitude avoisine 160 m. Cette dépression de la partie nord du bassin du Tchad est située directement en face d'un couloir de vent très actif sur le bassin des Erdis, coincé entre les massifs du Tibesti et de l'Ennedi. Localement la déflation peut atteindre 2 à 3 cm par an. La zone de TM jouxte la dépression de Bodélé qui est reconnue pour être la plus importante zone d'exportation éolienne de sable du Sahara et qui conduit à la dénudation de la partie sommitale du Miocène (Warren et *al.*, 2005). Au milieu de cette immense mer de sables et de dunes éoliennes, les affleurements de TM apparaissent sous forme de fenêtres d'érosion. Les dépôts et faciès des affleurements fossilifères ont été décrits par Schuster (2002) qui a mis en évidence la répétition d'un motif élémentaire désert-lac. Il s'agit essentiellement de séries détritiques sableuses, sablo-argileuses et plus rarement argileuses ou diatomitiques. Dans le secteur particulier de TM, la base des coupes est constituée d'une série sableuse caractérisée par de grands litages obliques de taille décamétrique à pluri-décamétrique. Elle est interprétée comme un épisode éolien majeur (Schuster et *al.*, 2002 ; 2006 et 2009). Tous les fossiles récoltés apparaissent au sommet de cet épisode éolien, au sein de faciès sablo-argileux riches en racines et nids de termites, intercalés avec des faciès sableux sans structures.

2.2. Coupes et affleurements

Plusieurs sites fossilifères de Toros-Menalla (TM) dont TM 266 ont fait l'objet de levés de coupes précis. Les coupes (ou logs stratigraphiques) ont été corrélées entre elles sur une trentaine de kilomètres montrant la bonne continuité latérale des grands ensembles de dépôt à l'échelle du mètre. Elles montrent également de rapides variations latérales à l'échelle des séquences décimétriques comme c'est habituellement le cas dans les systèmes continentaux. Les affleurements étudiés et les coupes levées se situent dans une zone de 250 km² limitée autour du site fossilifère de TM 266 (figure 5.3).

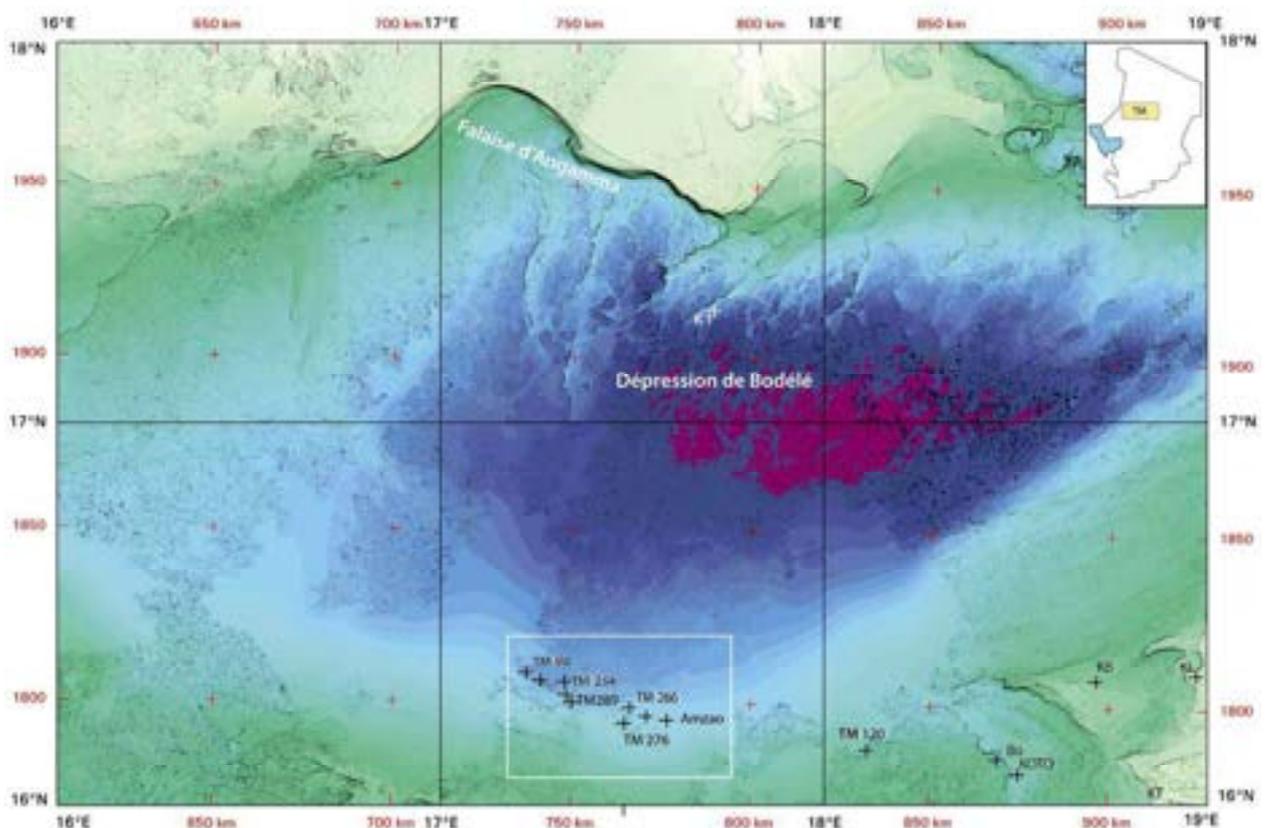


Figure 5.3. Carte de localisation des coupes de terrain. Sur l'image du relief ombré de la dépression de Bodélé réalisée à partir des données SRTM. Les altitudes les plus basses, en bleu et rouge sur l'image descendent à 160m au centre de la dépression. En partie Nord de la dépression de Bodélé se trouve la falaise du delta d'Angamma. Les sites fossilifères de TM sont situés sur la bordure sud de la dépression dans le rectangle blanc.

2.2.1. Les principales unités

Trois unités lithologiques principales se succèdent de la base au sommet des coupes (Vignaud et *al.*, 2002) : (1) des sables clairs à grands faisceaux de litages obliques à la base (Basal aeolian unit), (2) des grès sableux et des grès argileux faiblement indurés en partie médiane (Anthracotheriid unit) et (3) des argiles vertes et des diatomites dans la partie supérieure (Lacustrine unit). Le profil type (fig. 5.4) est un profil synthétique reconstitué à l'aide de plusieurs coupes levées à différents endroits dans le secteur de TM 266.

- **Sables Clairs à grands faisceaux de litages obliques** : la partie basale du profil (au moins 2 m d'épaisseur) est composée de sable clair à grains fins à très fins, rarement cimentés si ce n'est dans les parties les plus sommitales. Les grains de quartz sont bien triés, arrondis et mats. Cette unité est caractérisée par la présence de grands faisceaux de litages obliques (figure 5.4). Les racines n'apparaissent qu'en partie supérieure des profils. Cette unité constitue un excellent repère lithostratigraphique car c'est la seule présentant de tels faisceaux de litages obliques et la seule réellement sableuse. En outre, il n'y a jamais de fossiles dans ce niveau.

- **Grès argileux fossilifères** : la partie médiane de la coupe (figure 5.4) est formée par l'unité gréseuse et grés-argileuse fossilifère. Cette unité gréseuse qui a livré les restes des hominidés (*Sahelanthropus tchadensis*) ainsi que l'intégralité de la faune de vertébrés est nommée officiellement Anthracotheriid unit (Vignaud et *al.*, 2002). Elle est formée par des grès argileux faiblement à fortement indurés. Contrairement à la partie basale de la coupe, ce faciès apparaît plus nettement cimenté, en partie grâce à la matrice argileuse et parfois diatomitique. Les grains de quartz sont généralement bien classés mais leur maturité est assez variable. Cette unité grés-argileuse est souvent caractérisée par de petits litages obliques, visibles uniquement de place en place en raison de la forte densité de racines qui ont partiellement ou totalement effacé les structures originelles. Les conduits racinaires sont omniprésents dans cette unité tout comme les nids de termites. Ils occupent habituellement des horizons d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur qui alternent avec des faciès sans racines ou à densité racinaire très atténuée. Contrairement à l'unité sableuse inférieure, des rides de courant et des rides d'oscillation sont parfois observées dans cette unité grés-argileuse, surtout vers le haut du profil, et sur les niveaux argileux ou diatomitiques.

- **Les diatomites / argiles** : la partie supérieure du profil type de TM 266 (figure 5.4) est composée de diatomite ou d'argile, parfois des deux. Cette unité lacustre marque la fin des faciès arénitiques. Son épaisseur est souvent réduite à quelques décimètres tout au plus dans la zone de TM 266. Ce faciès lacustre atteint son épaisseur maximum dans les secteurs les plus occidentaux de la bande d'affleurement de TM, notamment TM 254 qui se caractérise par une phase lacustre entièrement diatomitique (fig.5.5) Cette unité se met en place en discordance faciologique sur la série grés-argileuse fossilifère ou bien souvent interstratifiée sous forme de lambeaux dans la série fossilifères. Ces dépôts argilo-diatomitiques ne contiennent généralement que des vertébrés aquatiques (poissons) tandis que les grès livrent presque uniquement des vertébrés terrestres. Les diatomites sont blanches à l'état pur et de teintes plus grises ou verdâtres si elles sont mélangées avec des silts ou des argiles. Les diatomites finement litées sont des dépôts typiquement lacustres. Le passage de la diatomite à l'argile est progressif et se fait sur quelques centimètres à peine (5 à 10 cm). L'argile est vert-olive, compacte, homogène et faiblement litée. Localement, elle peut être silteuse, notamment à la base, au contact avec les grès sous jacents.

TM 266 (Log composite)

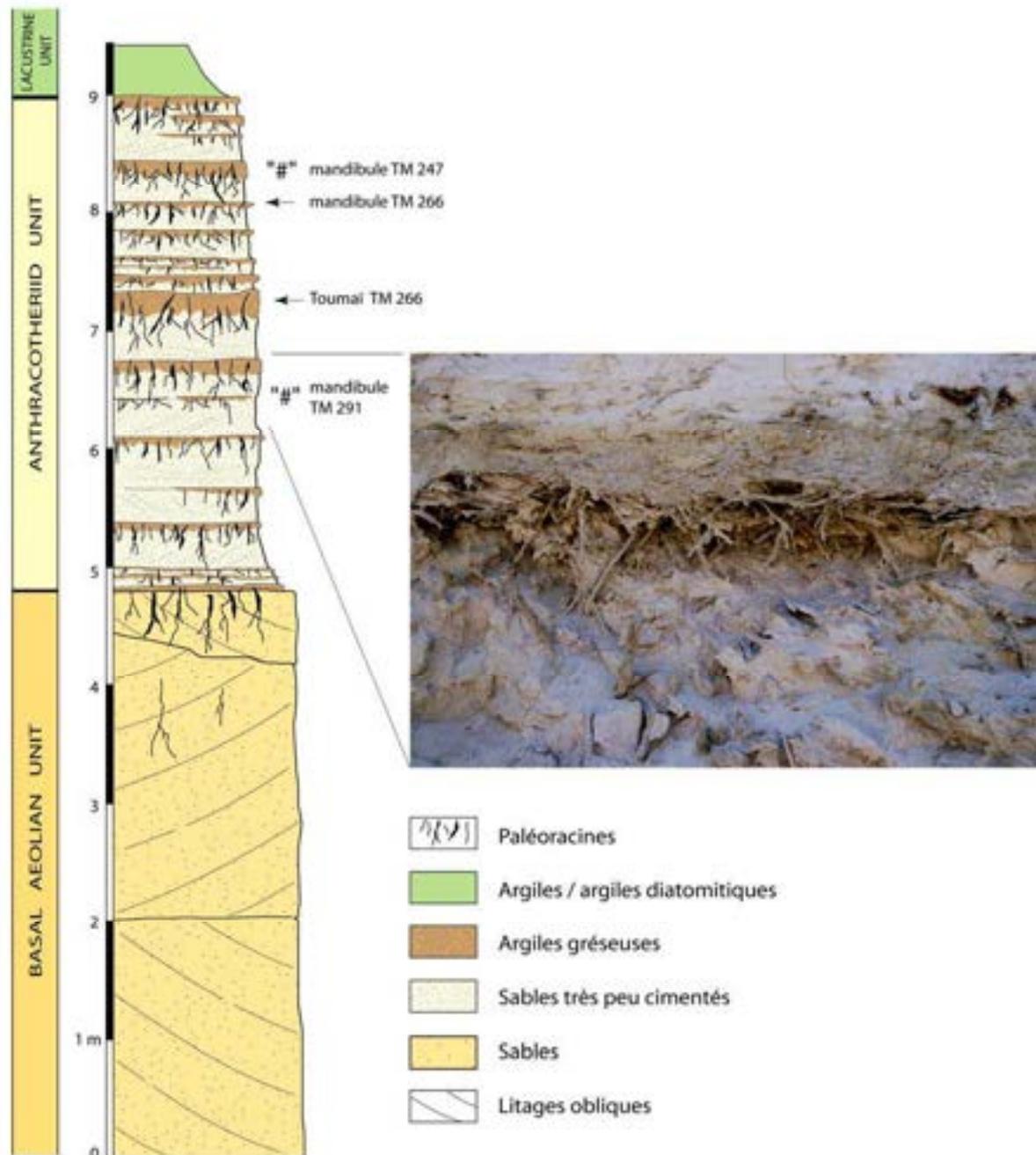


Figure 5.4. Coupe synthétique de référence de Toros-Ménalla TM 266 (16°15'N, 17°29'E) illustrant les 3 grandes unités lithologique de la zone de TM avec, (1) l'unité sableuse à grands litages obliques à la base, (2) les faciès sablo-argileux à racines qui alternent avec des faciès sableux sans structure en partie médiane et (3) les faciès argilo-diatomitiques au sommet. Tous les fossiles, notamment les restes des Homínidés découverts sur ce site proviennent de la partie moyenne de la coupe (Anthracotheriid unit).

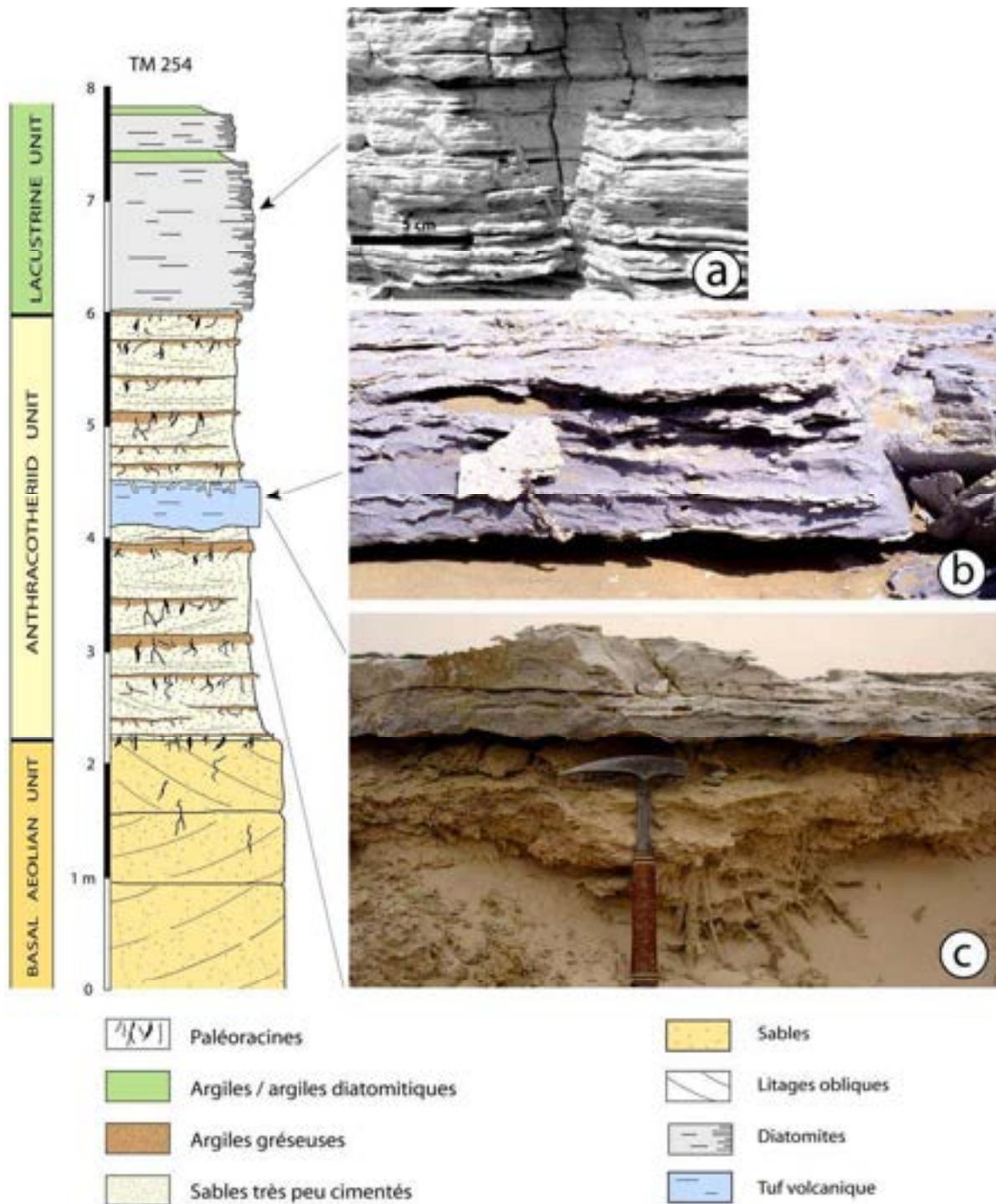


Figure 5.5. Profil lithostratigraphique du site de TM 254 (16°17'N, 17°20'E) montrant l'exceptionnel développement du faciès lacustre entièrement diatomitique en sommet de coupe (a) et la présence d'un niveau de cendres volcaniques en milieu de profil (b). Ce niveau de cendre n'a pu être observé que sur le site de TM 254 et sur une distance n'excédant pas 1.5 km. (c) : montre un détail de la partie inférieure du niveau cendreux, recouvrant un paléosol avec de nombreux restes de racines fossiles en place.

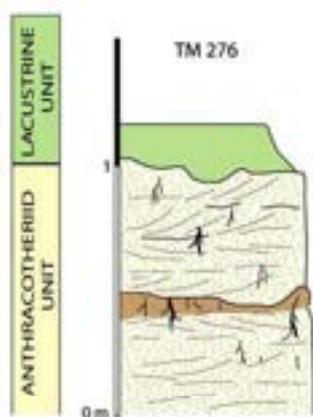
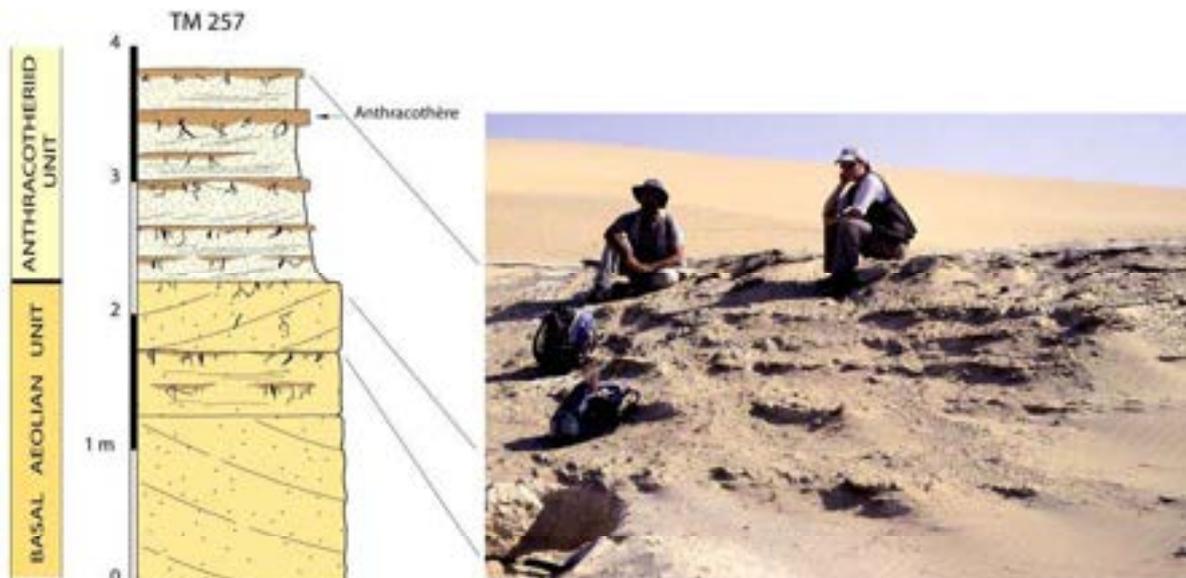


Figure 5.6. Profil lithostratigraphique du site de TM 257. La partie supérieure montre une succession d'alternances éolo-lacustres composée de plusieurs petites séquence de sables et de sables argileux à racines (paléosols). Ces alternances marquent les différents épisodes dune-paléosols et éventuellement lac qui se sont succédé au cours du temps. Le profil du bas montre une coupe lithostratigraphique levée dans le site fossilifère de TM 276 (16°15'N, 17°30'E). Dans ce secteur fossilifère c'est le seul site où on trouve un beau développement du faciès argileux au sommet sur l'unité fossilifère.

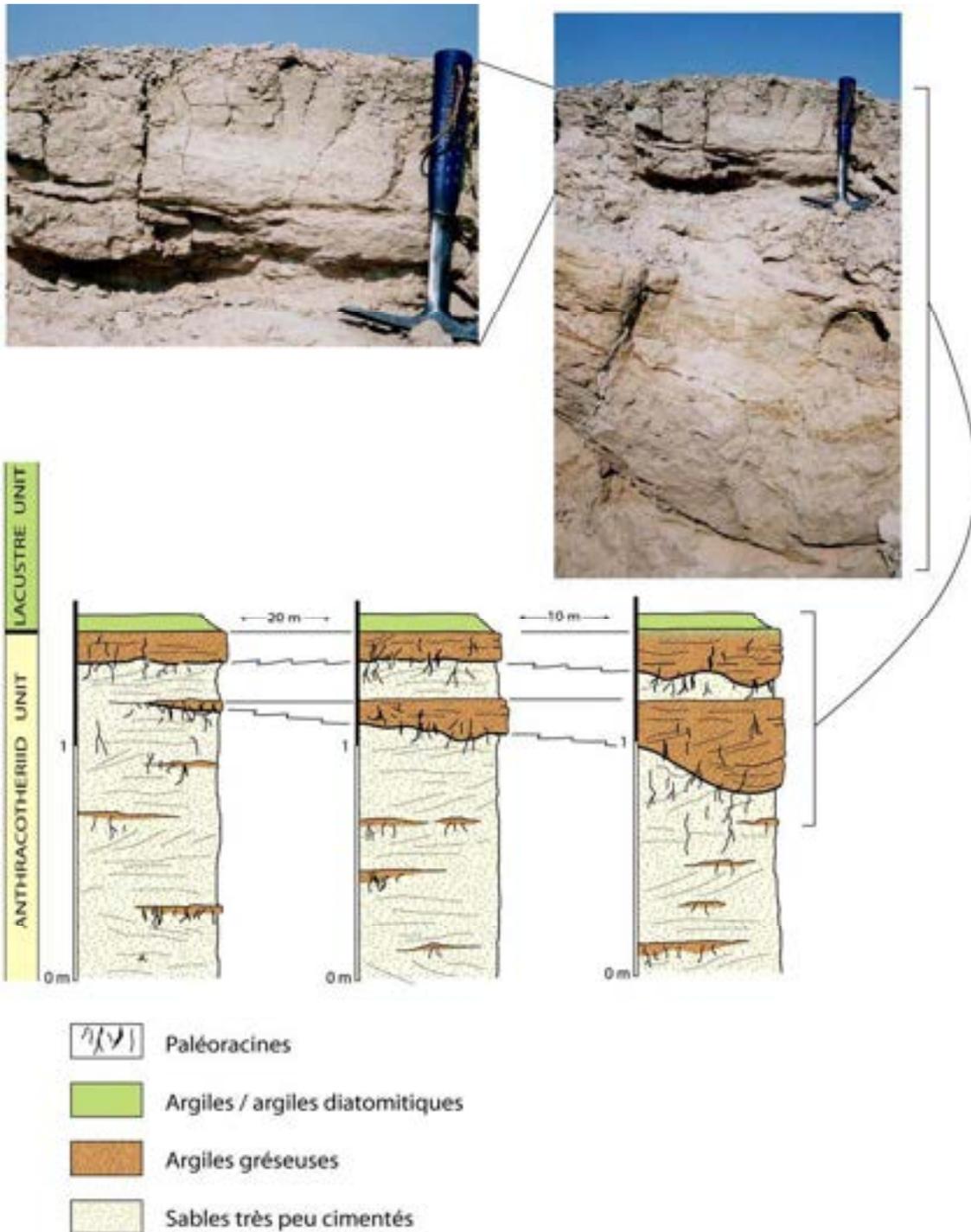


Figure 5.7. Coupes lithostratigraphiques situées à l'ouest du site fossilifère de TM 276 (16°15'N, 17°29'E). Un autre exemple du développement des faciès lacustre (argiles) au sommet de l'unité fossilifère.

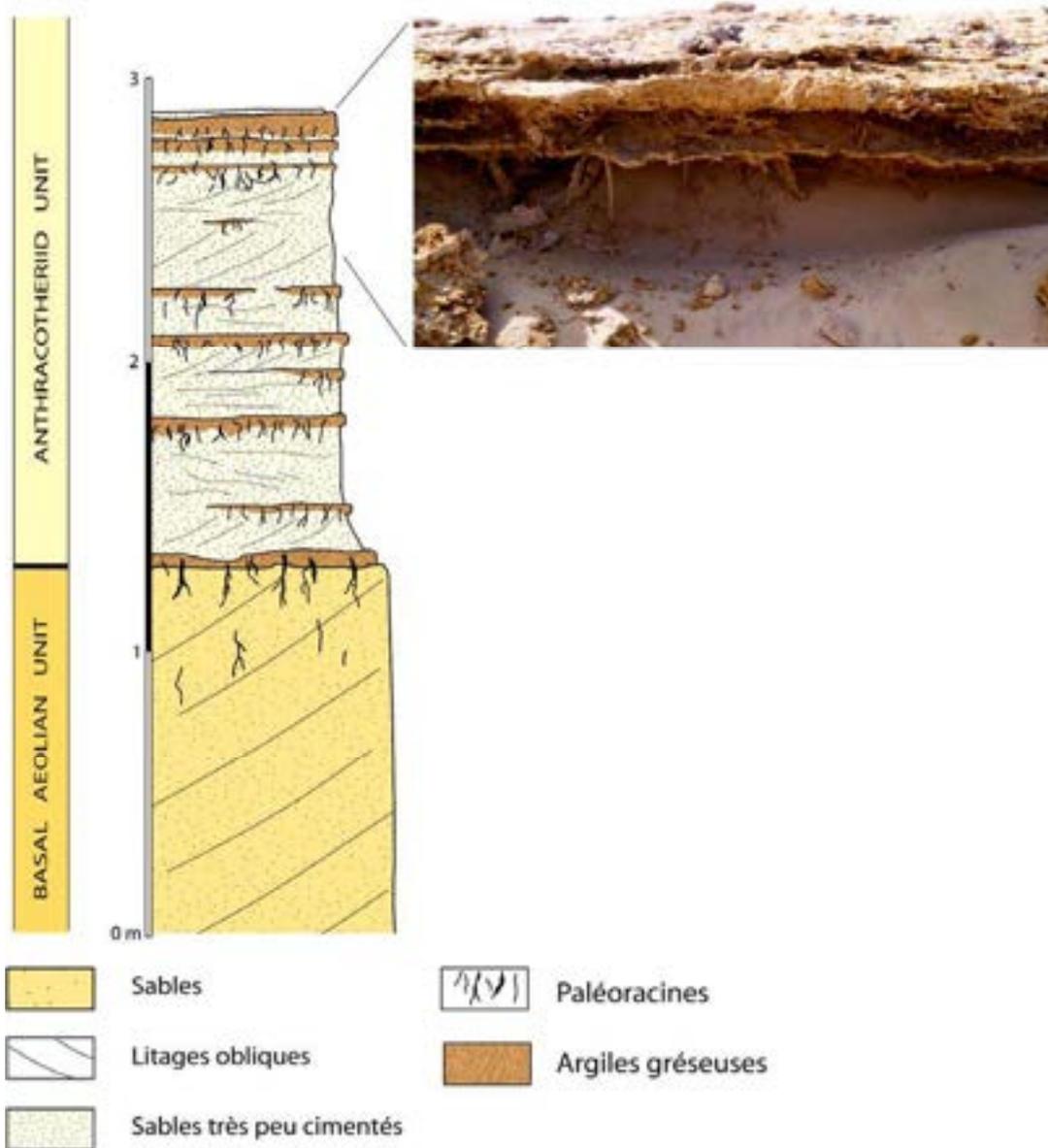


Figure 5.8. La coupe de la corniche (16°15'N, 17°29'E) est située non loin du site fossilifère de TM 266. Cette image montre directement l'installation d'un paléosol sur l'unité éolienne de la base.

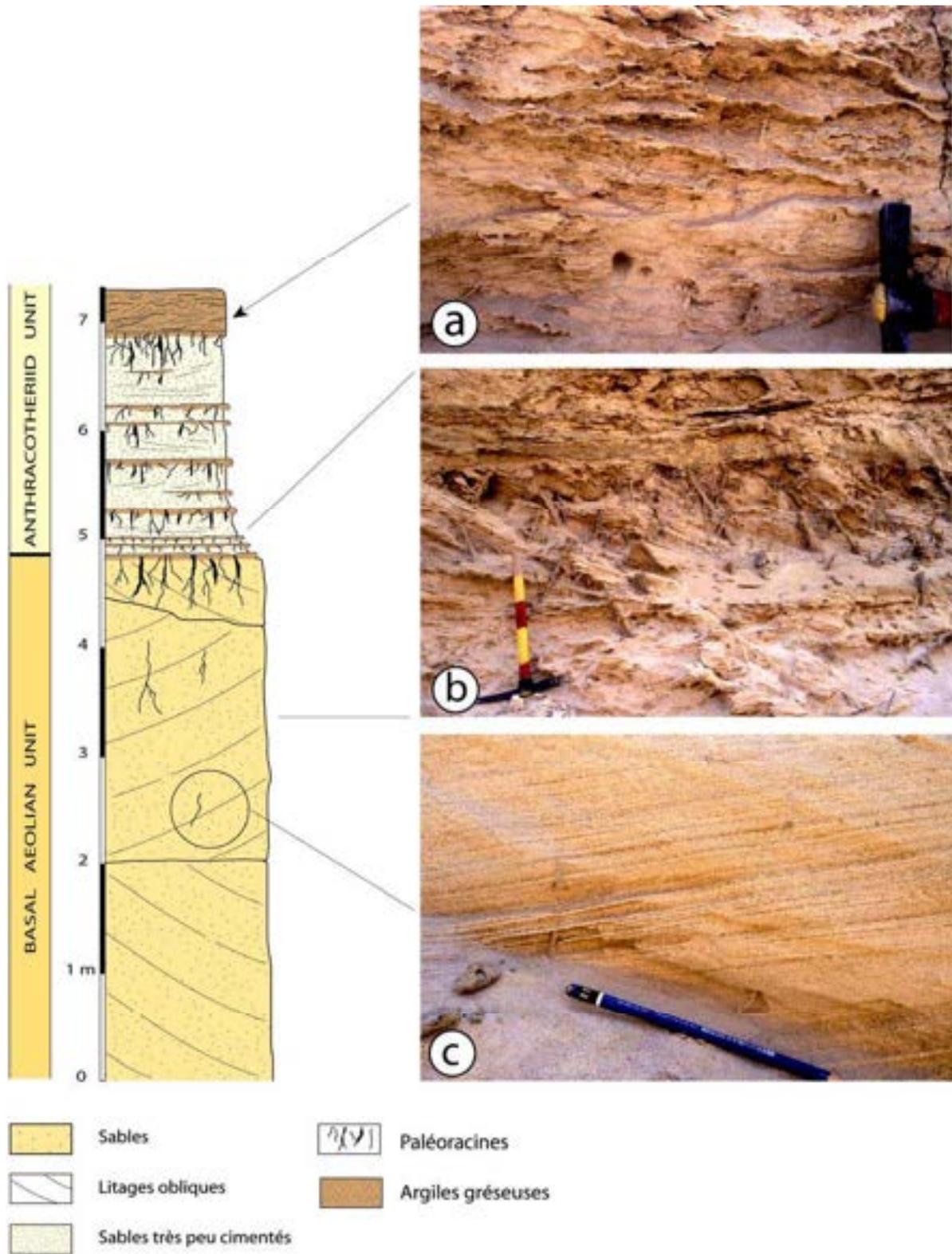


Figure 5.9. Log lithostratigraphique levé sur le plus bel affleurement montrant le passage entre les sables éoliens et la zone fossilifère (16°15'N, 17°30'E). Il représente, dans sa partie basale, l'unité éolienne typique avec les litages obliques des sables dunaires (c). Dans la partie moyenne (b), de la coupe, notez l'installation de plusieurs paléosols à racines. Dans la partie supérieure (a), la présence de rides d'oscillation témoigne d'une inondation temporaire du secteur.

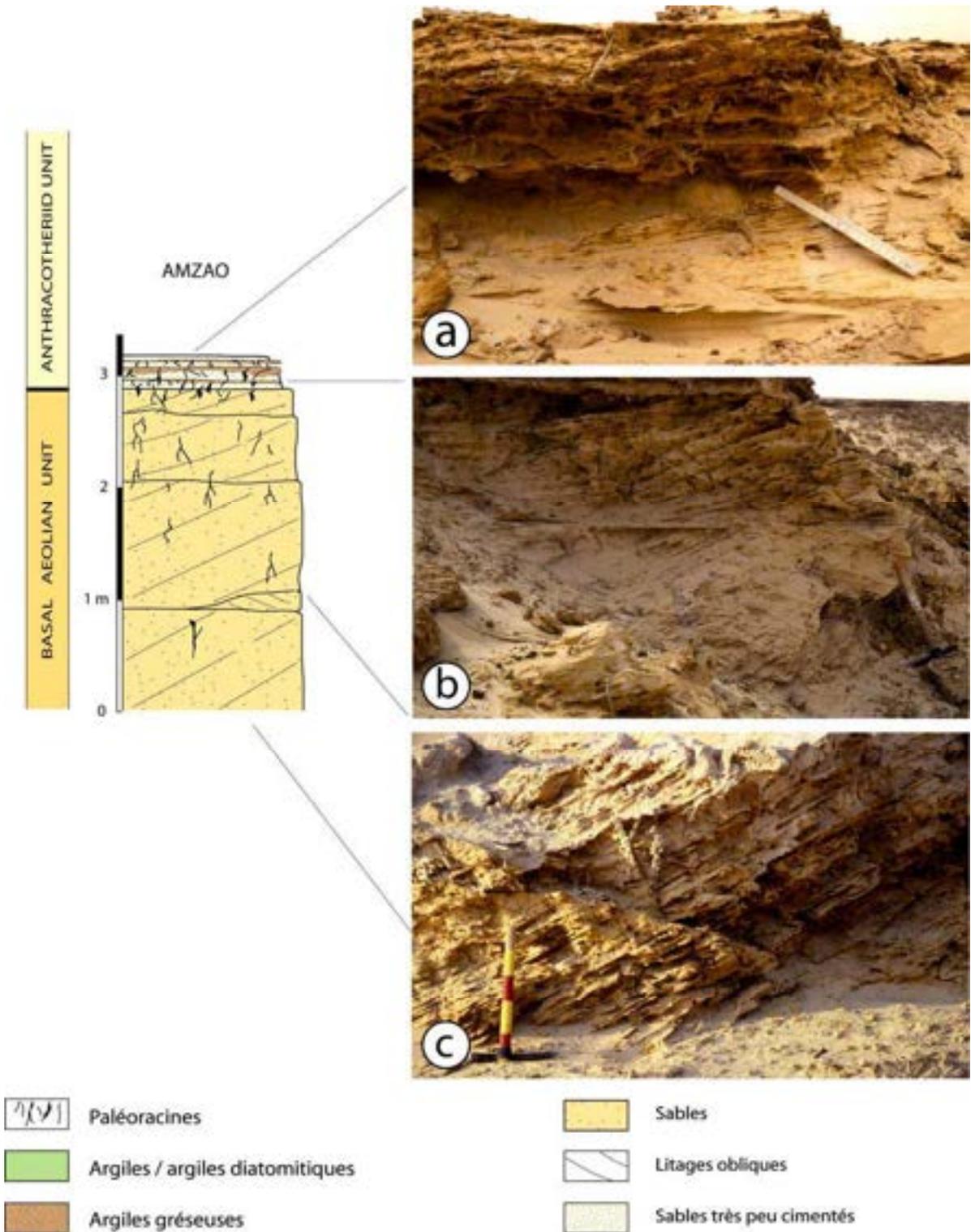


Figure 5.10. Coupe de référence de TM Amzao (16°14''N, 17°32'E). C'est l'un des sites fossilifères situé le plus à l'Est. L'absence de l'unité supérieure (faciès lacustre) peut être due à l'érosion. Dans la partie supérieure (a), le paléosol se met en place directement sur les sables éoliens de la base. Il montre quelques rides d'oscillation témoignant de l'installation au moins temporaire d'un petit plan d'eau. (b) et (c) : montrent un très bon développement des litages obliques dans la partie basale.

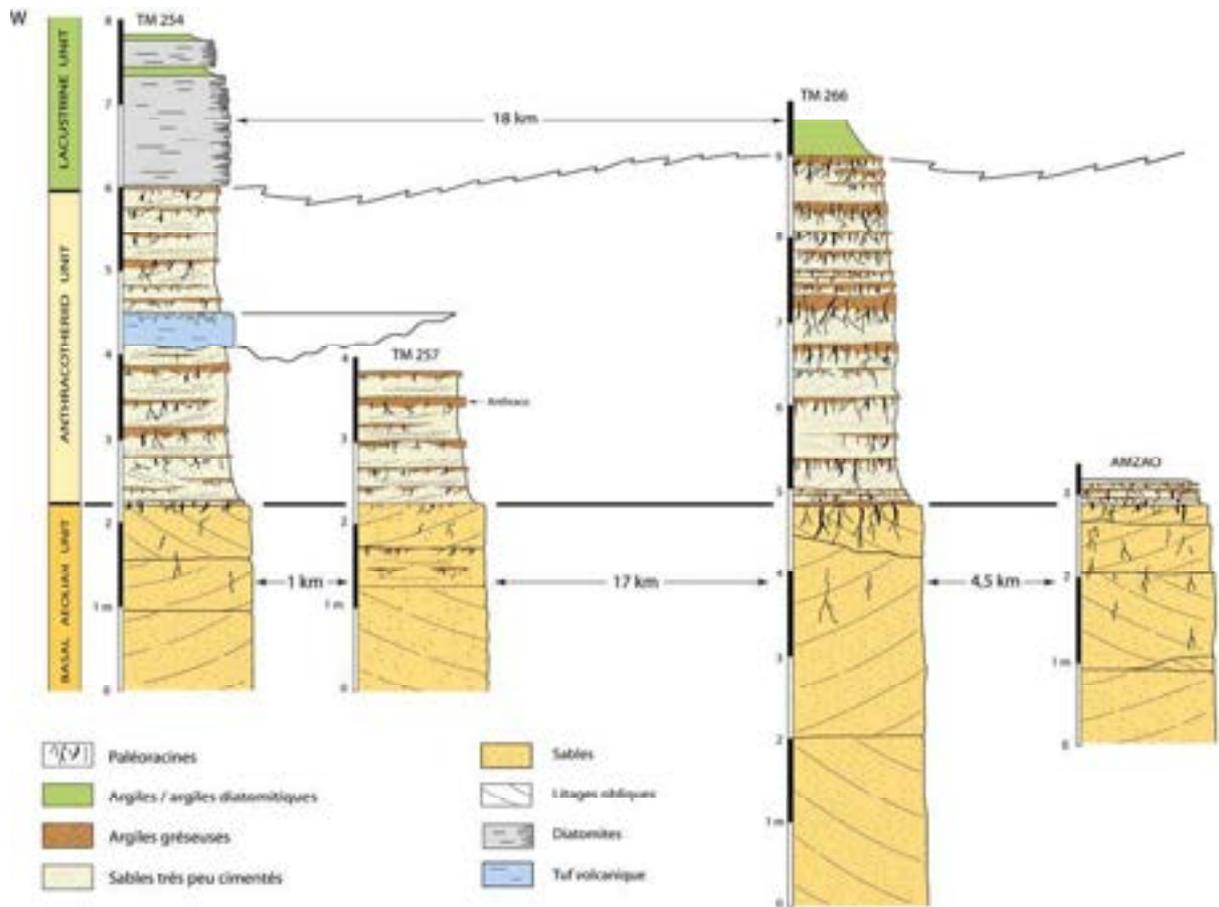


Figure 5.11. Corrélation des différents logs stratigraphiques levés dans le secteur fossilifère de Toros-Ménalla (TM). Noter l'importance des variations latérales des unités sur de faibles distances en partant des sites les plus à l'Est (AMZAO ou TM 120) vers les coupes situées plus à l'Ouest (TM 254). Malgré des conditions d'affleurement médiocre, cette corrélation permet de suivre la variation des unités sur une courte distance dans le même secteur fossilifère. Le niveau de cendre volcanique n'a pas pu être suivi latéralement sur plus de 1.5 km à l'ouest du secteur (TM254).

3. LES FACIES DE DEPOTS

Quatre types principaux de faciès sont décrits dans l'ordre de leur succession verticale de la base au sommet des coupes : (1) les faciès sableux à mégalitages obliques, (2) les faciès à racines, (3) les faciès gréseux à petits litages obliques, et (4) les faciès argileux, diatomitiques et/ou argilo-diatomitiques.

3.1. Faciès sableux à mégalitages obliques

- **Description**

Ce faciès sableux constitue la base des séries détritiques du Miocène Terminal qui ont livré les restes de Toumaï (*Sahelanthropus tchadensis*, Brunet et *al.*, 2002). Ce faciès est formé de sables très fins, de teinte claire (blancs à jaune-clair) et non micacés. Le sable est généralement bien trié sans aucune matrice argileuse. Les grains de quartz ont atteint leur maturité (sphériques, arrondis, émoussés et mats). La cimentation est inexistante. Il n'y a pas de fossiles dans ce faciès, excepté dans la partie sommitale où il y a localement quelques conduits racinaires et quelques rares boules de grès à base plate interprétées comme des meules à champignons de termites champignonnistes (Düringer et *al.*, 2006 et 2007). Ce faciès est caractérisé par des grands faisceaux de litages obliques tabulaires ou arqués de taille décamétrique à pluri-décamétriques (figure 5.12). L'étude détaillée des litages obliques (figure 5.13) montre une alternance de lamines d'avalanche (flow) constituées de lamines épaisses de sable plus grossier et de lamines de décantation (fall) constituées de lamines fines de sable fin. Ces deux types de lamines sont décrites pour être caractéristiques de foresets éoliens (Hunter, 1977).

Les conduits racinaires qui traversent obliquement les faisceaux de litages obliques n'apparaissent qu'en sommet de profil. Ils sont préservés sous forme de tubes pleins ou creux de 5 à 50 cm de longueur, parfois interrompus par les litages obliques. Sur les affleurements de grande taille, l'épaisseur des faisceaux de litages obliques diminue vers le haut. L'épaisseur totale de la série sableuse n'est pas connue mais dépasse sans doute la dizaine de mètres. La partie supérieure de ce faciès sableux est systématiquement tronquée par une surface d'érosion sur laquelle se sont déposés des faciès sableux généralement plus grossiers. Parfois lorsque les surfaces des foresets sont conservées, apparaissent des rides de vent orientées perpendiculairement à l'axe de progradation des foresets. (figure 5.17a). Ces figures sont excessivement rares dans les faciès éoliens fossiles. Sur les sites fossilifères de TM, les mégalitages obliques au sommet de l'unité sont tronqués par l'érosion, montrant

des surfaces obliques convexes dont l'orientation indique la direction des paléovents à l'époque de leur formation (figure 5.14 et 5.16).

- **Interprétation**

Ce faciès sableux composés de sables fins à très fins, pas du tout cimentés (tous les faciès sableux plus récents le sont) est principalement constitué par de nombreux grains de quartz bien triés, bien arrondis et non micacés. Pour de nombreux auteurs, ce sont des critères qui font penser à une origine éolienne (Hunter, 1977, 1985 ; Swezey, 1998). Cependant, le critère le plus important est la présence d'une alternance de lamines d'avalanche (flow) et de lamines de décantation (fall) de granulométrie différente, dans les litages obliques (figure 5.13). La présence des rides de vent perpendiculaires à la direction de progradation des grands litages obliques au sol confirme le développement des paléodunes éoliennes (figure 5.14 à 5.17). Le dessin au sol des mégalitages obliques d'échelle pluri-décamétrique et même hectométrique confirme également l'origine éolienne de ce dépôt. En outre, l'absence totale de tout critère typique des cours d'eau comme la présence de galets, galets mous, litages de rides de courant ou de vagues, conforte l'interprétation éolienne. Cette interprétation est en accord avec les premières observations réalisées par Schuster et *al.*, en 2006 qui en font le plus vieil enregistrement de dunes de la région avec un âge atteignant plus de 7 millions d'années. Ces dunes fossiles sont donc le plus ancien témoignage de conditions désertiques au Sahara (Schuster et *al.*, 2006). Les mesures de direction des paléovents Vignaud et *al.*, 2002 ; Schuster et *al.*, (2006) sur les litages obliques des paléodunes indiquent une direction des vents globalement orientée vers le Sud-Ouest c'est à dire dans la même direction que les dunes actuelles du Djourab. La parfaite superposition des directions des vents dominants actuels (harmattan) et des vents du Miocène est une donnée intéressante pour les reconstitutions paléoclimatiques. La présence de quelques conduits racinaires (végétaux) et de quelques rares boules gréseuses dans la partie supérieure de ce faciès témoigne de la fin de la période désertique au profit d'un climat plus humide de type sahélien. Ce faciès sableux à caractère essentiellement éolien résulte principalement d'une phase aride désertique qui s'est achevée un peu avant 7 Ma.

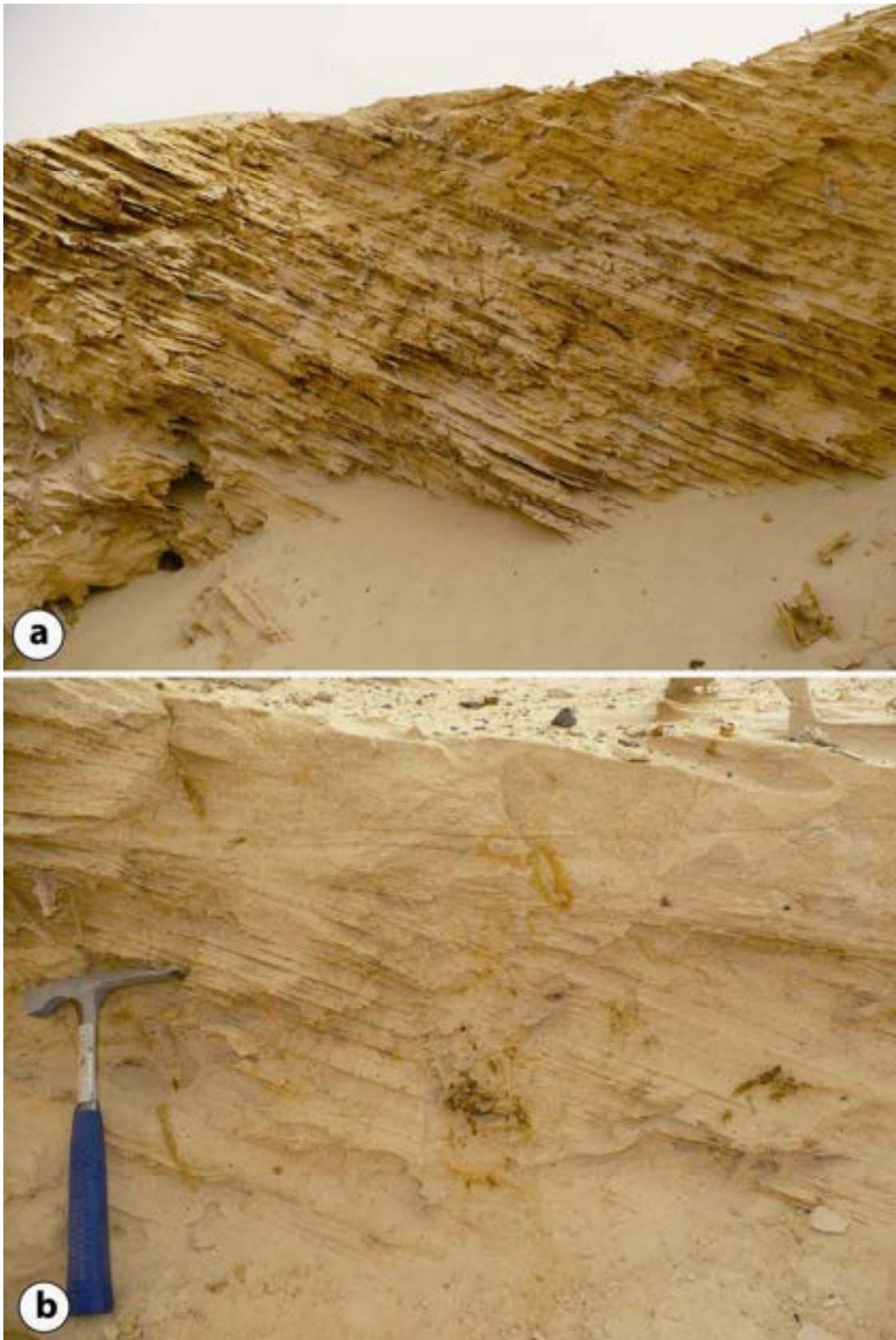


Figure 5.12. Dépôts éoliens du Miocène Terminal (Toros-Menalla). (a) : grands litages obliques plans de taille décimétrique. La partie supérieure du profil est tronquée par l'érosion. (b) : Superposition de deux faisceaux de litages obliques séparés par une surface de réactivation sous laquelle il y a quelques traces de racines oxydées. L'alternance des lamines fines de sable fin et des lamines épaisses de sable grossier est caractéristique des foresets des dunes (Hunter 1977).

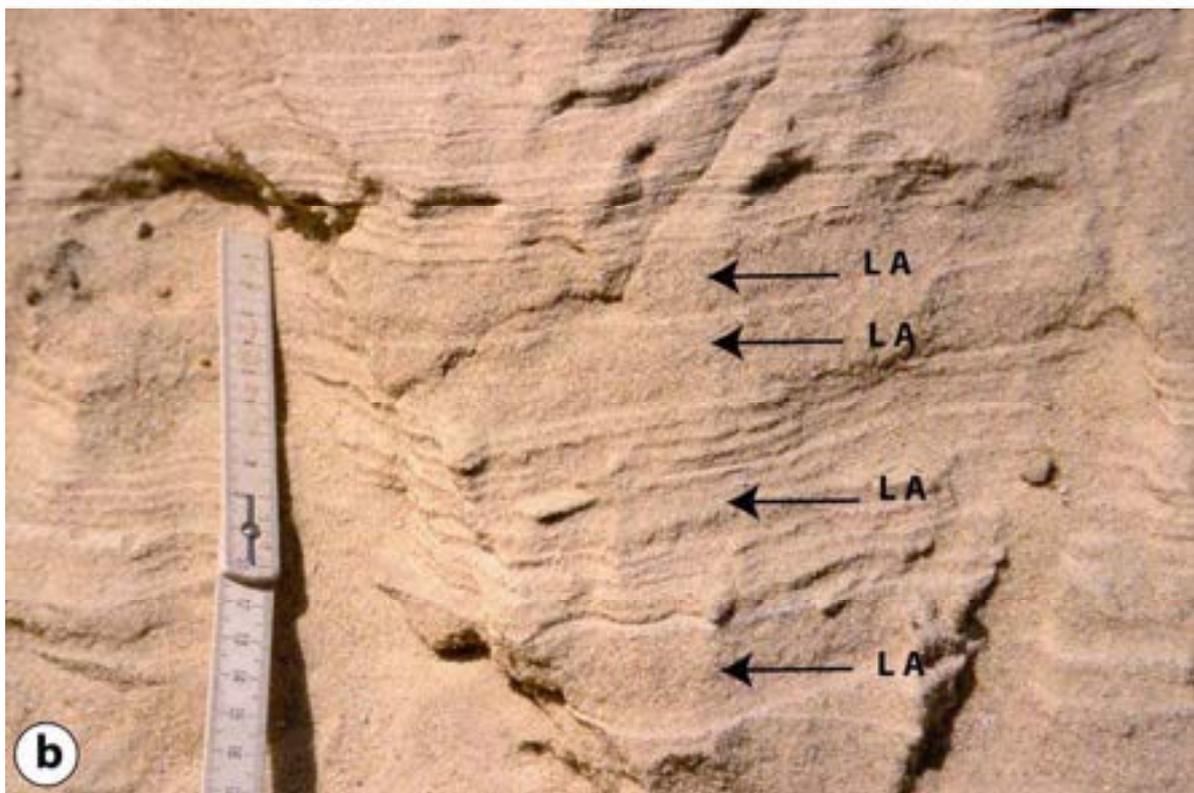


Figure 5.13. Dépôts éoliens typiques (a et b) montrant le détail des types de lamines : les lamines épaisses indiquées par les flèches noires sont constituées de sables plus grossiers que les lamines fines de décantation.

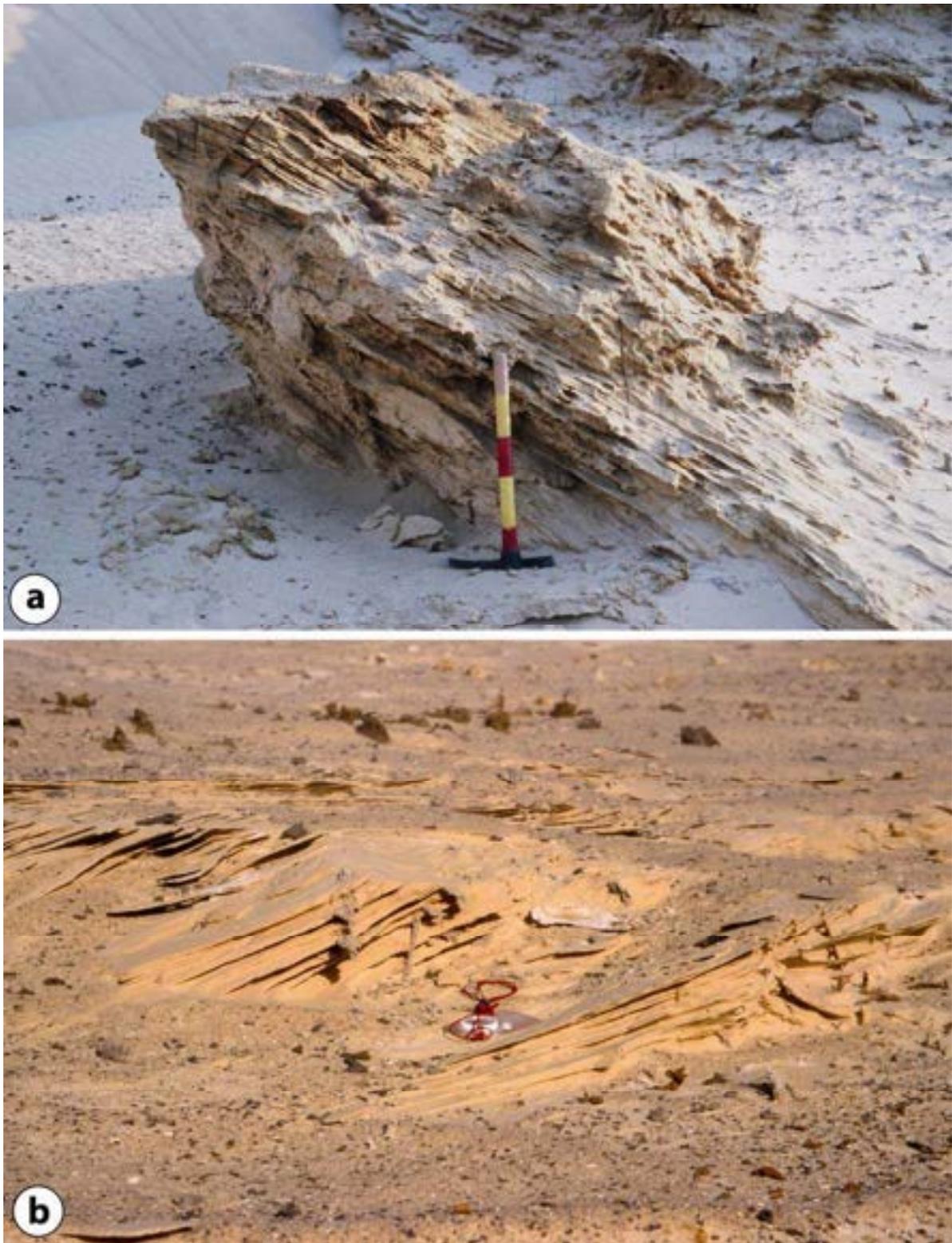


Figure 5.14. Les paléodunes du Miocène Terminal de Toros –Ménalla. (a) : litages obliques plans à forte pente (supérieure à 30 degrés) (b) : image montrant l’amortissement des litages obliques en pied de dune avec installation de quelques racines.

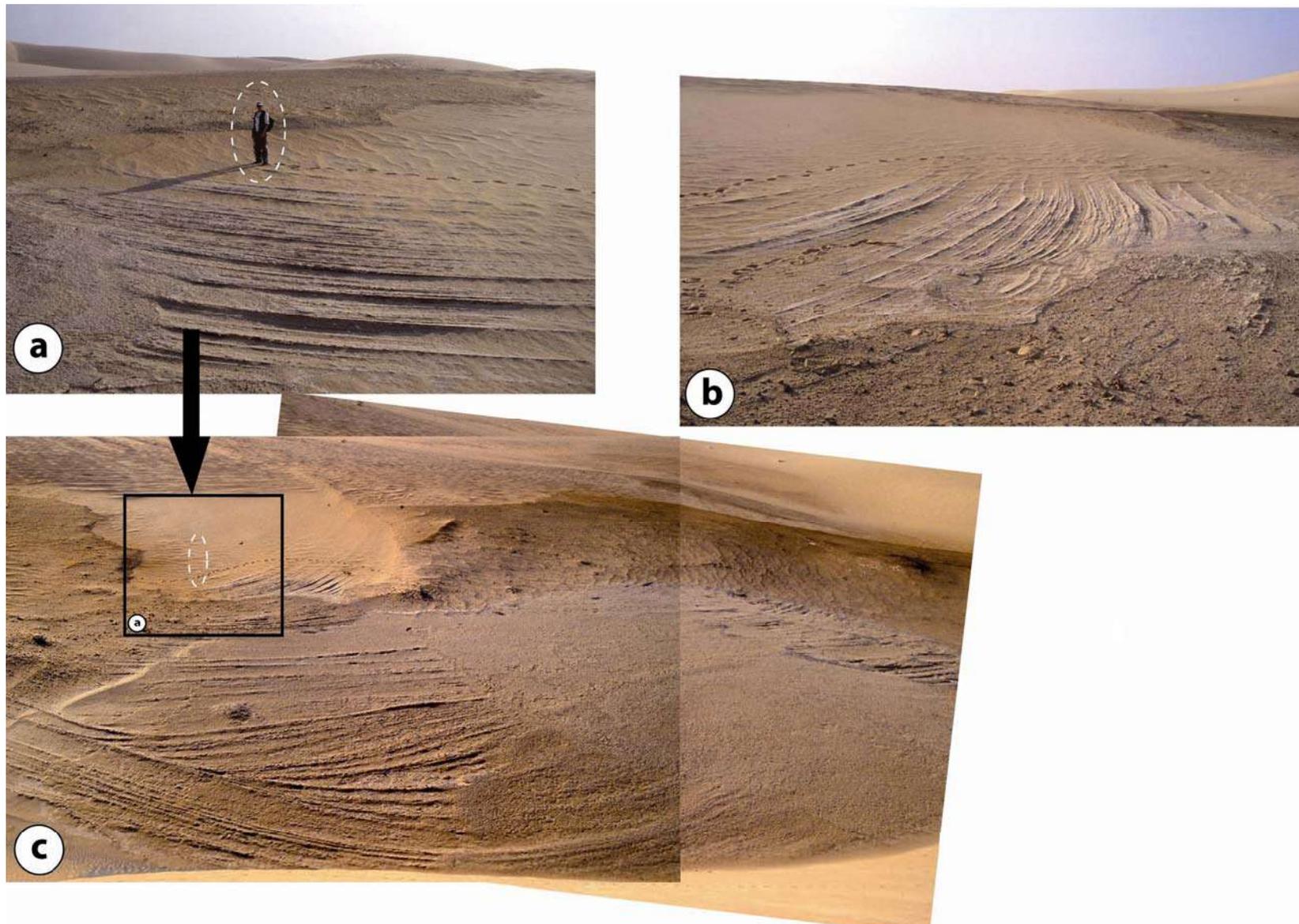


Figure 5.15. Faciès éoliens du Miocène Terminal affleurant en surface dans le secteur de Toros-Menalla. (a) : affleurement exceptionnel montrant les litages en auges géantes dessinées au sol et mis au jour par l'érosion. De telles structures supposent des dunes de grandes tailles dépassant largement la dizaine de mètres. Noter la trace de pas et le personnage qui donnent l'échelle géante des structures de mégalitages.

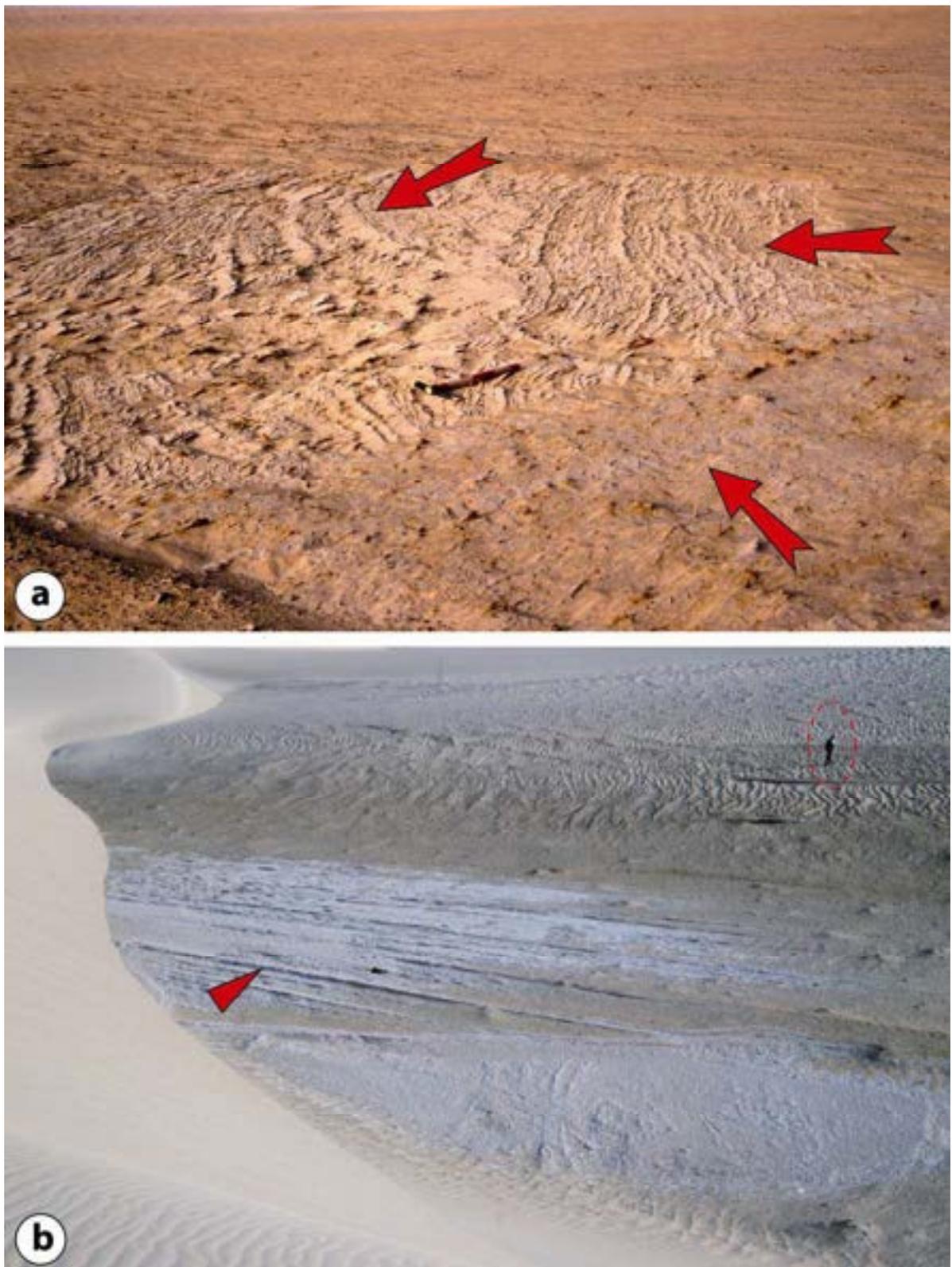


Figure 5.16. Traces de dunes fossiles affleurant en surface dans le secteur fossilifères de TM. Les flèches rouges indiquent les sens de déplacement des dunes. La photo (b) montre que le sens de la migration des paléodunes va dans le sens de migration des dunes actuelles (demi-flèche en rouge) (personne pour échelle). D'une manière générale l'orientation des paléodunes miocènes est comparable à celle des dunes actuelles du Djourab.

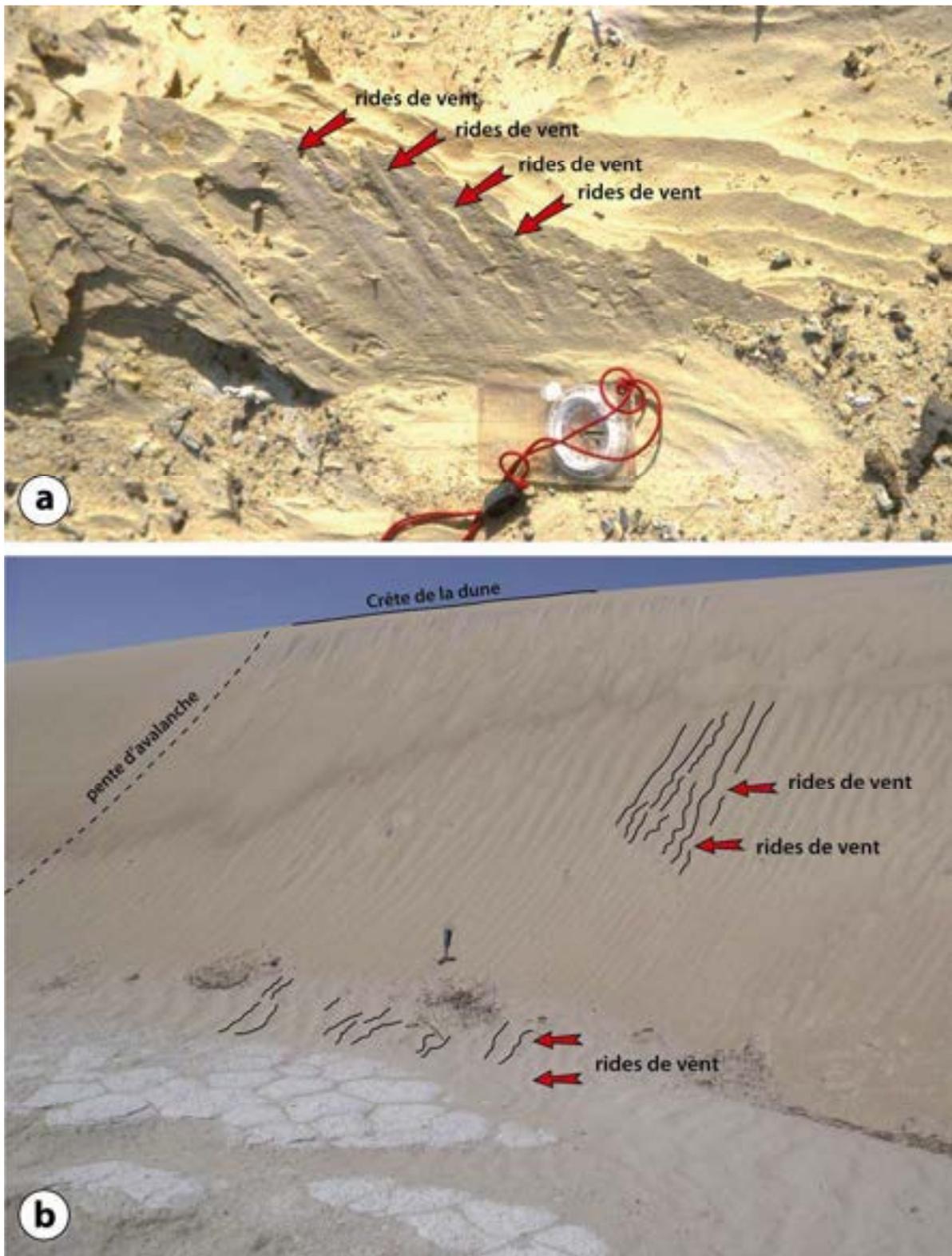


Figure 5.17.

(a) : présence de ridés de vents perpendiculaires à l'axe de progradation des paléodunes miocènes comparées aux structures identiques sur les dunes actuelles (b).

3.2. Faciès à racines

• Description

Le faciès à racines est sans doute celui qui est le plus caractéristique de toute la zone de TM. Il est le faciès « phare » de la zone à Anthracotheriid. C'est celui qui a livré l'essentiel des fossiles de vertébrés, Toumaï y compris. Ce faciès se caractérise par une alternance de niveaux sableux et de niveaux sablo-argileux à racines et à nids de termites fossiles d'échelle décimétrique à pluri-décimétrique (figure 5.4). Les sables entre les passées à racines sont souvent similaires aux sables éoliens décrits précédemment mais en l'absence de structures sédimentaires évidentes leur interprétation reste aléatoire sinon qu'ils semblent liés génétiquement aux horizons à racines. La transition entre les deux est par ailleurs toujours diffuse et progressive, au moins pour le passage vertical « sable-paléosols ». La partie bioturbée à racines est un grès argileux faiblement cimenté de couleur souvent verdâtre. Cette couleur s'accroît avec l'augmentation de la proportion en argile. Ce faciès à racines est formé d'un réseau confus de conduits racinaires ramifiés, et bifurqués. La forme et la taille des conduits racinaires sont très variables mais ils sont majoritairement de section circulaire et leur diamètre diminue de haut en bas des profils. Les conduits racinaires étant légèrement plus cimentés que l'encaissant, ils apparaissent en relief. Quelques exemples pris sur les différents sites de TM montrent le passage entre le faciès de paléosols à racines au faciès lacustre à argiles (figure 5.18). Ce passage est souvent bien visible et souligné par une surface d'érosion (figures 5.18 et 5.20). Du point de vue séquentiel, le passage vers le bas des sables argileux verdâtres à racines aux sables clairs est toujours tranché même si la diminution très progressive du réseau racinaire vers le bas donne parfois l'illusion d'un passage continu. En partie sommitale, le passage de l'horizon à racines aux sables blancs sus-jacents peut être érosif ou très progressif.

• Interprétation

Ce faciès à racines est le motif élémentaire de base qui se répète verticalement presque sans fin. Il reflète le développement et l'installation d'un paléosol à racines sur des sables qui pourraient être éoliens au moins en partie. La figure 5.18 est sans doute un des exemples les plus démonstratifs. Les structures denses, confuses et ramifiées correspondent bien à des conduits racinaires et ne peuvent pas être confondues avec des terriers/galeries et/ou d'autres structures biologiques ou sédimentaires. En effet, des nombreux indices/critères de reconnaissance permettent de les distinguer des autres structures. Les ramifications et les

irrégularités de formes et de diamètres sont de très bons critères de reconnaissance des conduits racinaires (Plaziat, 1971). Les figures 5.19 et 5.20, montrent l'état de conservation des ramifications exceptionnelles de certains de ces conduits racinaires.

Ces faciès à racines sont donc interprétés comme la végétalisation de sables éoliens durant des phases humides qui alternent avec des phases plus sèches, sahéliennes ou totalement désertiques.

La rythmicité des alternances est difficile à estimer car il n'y a pas d'écart significatif d'âge des faunes récoltées de la base au sommet de la Formation à Anthracotheriid. En comparaison avec les variations climatiques de l'Holocène africain, ces cycles ont au moins une longueur d'onde de 5000 à 10000 ans, ce qui donnerait, en première approximation, une fourchette de 100 000 à 200 000 ans au minimum pour l'ensemble de l'unité à Anthracotheriid.



Figure 5.18. Cette image illustre bien la réalité de la végétalisation des sables éoliens sur les sites du Miocène Terminal de Toros-Menalla. L'alternance des faciès à paléosols avec les faciès éoliens est également bien marquée. La limite supérieure du paléosol est soulignée par trait pointillé rouge. Les flèches montrent la densité des racines qui passent dans le faciès éolien.

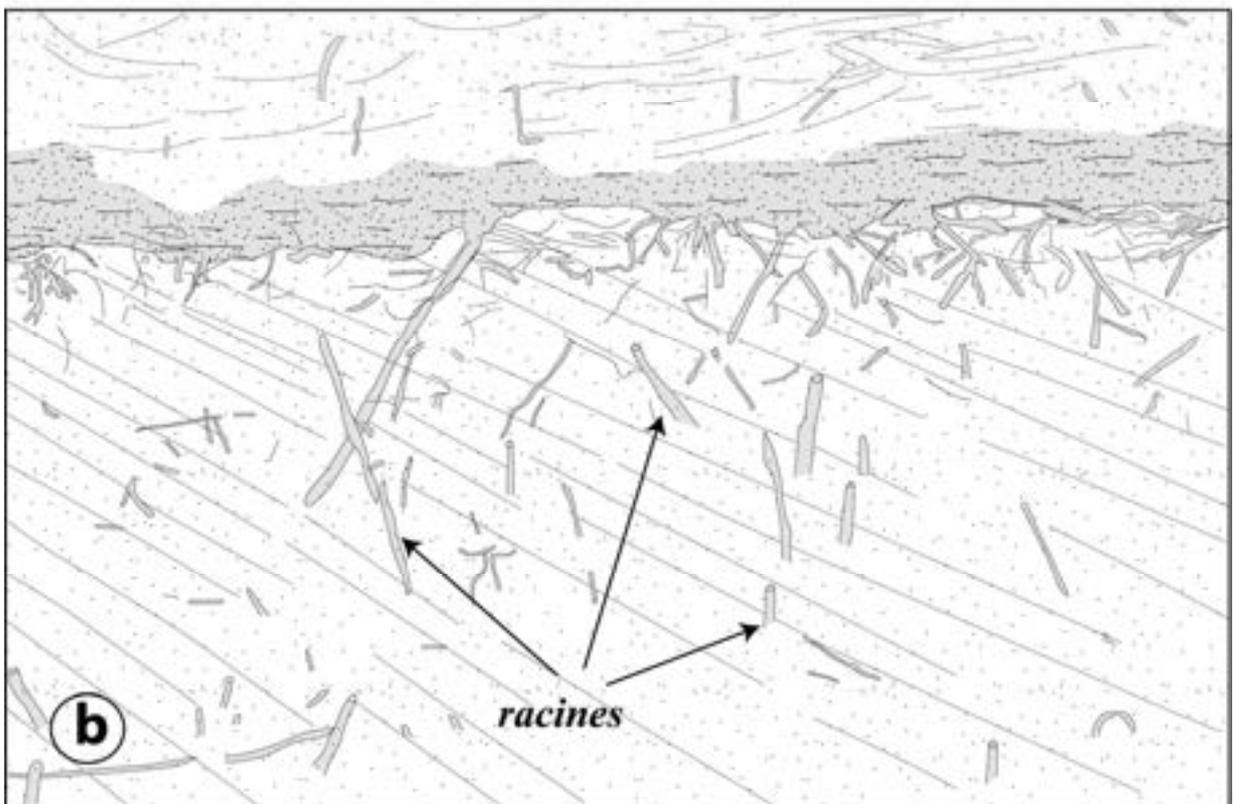


Figure 5.19. Exemple de passage du faciès sableux éolien au faciès de sables argileux à racines formées lors de la végétalisation de dunes éoliennes pendant une phase plus humide. Notez le passage supérieur progressif entre les paléosols et les sables clairs qui marquent le retour graduel vers un environnement plus aride après la phase humide.

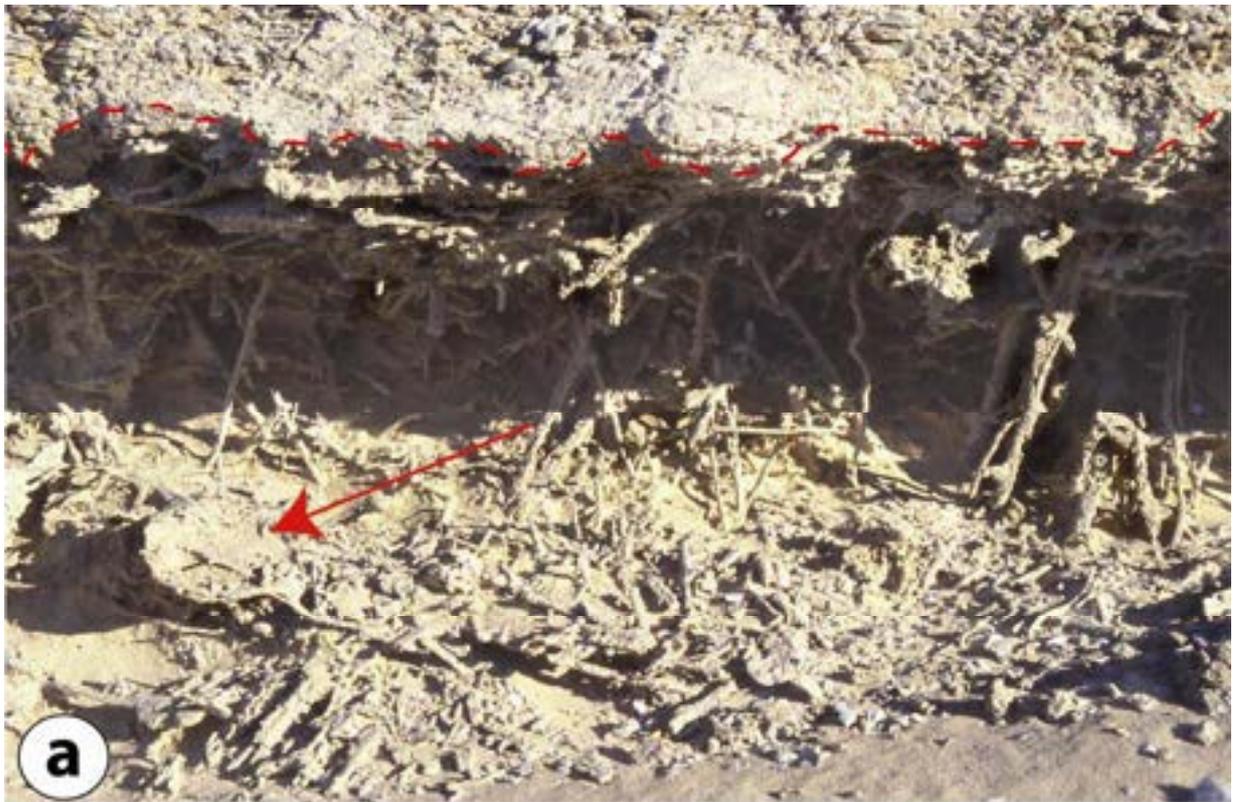


Figure 5.20. (a) et (b) Faciès sablo-argileux à paléosols du Miocène Terminal (Toros-Ménalla). Ce faciès à racines (paléosols) est caractérisé par des réseaux de conduits racinaires très denses et des nids de termites indiqués par les flèches rouges. Les racines ont pénétré dans le faciès sableux éolien à la base du paléosol.

3.3. Faciès gréseux à petits litages obliques

• Description

Ce faciès gréseux est surtout bien développé dans la partie supérieure de l'unité à Anthracothéridés et particulièrement sous le contact avec la série lacustre majeure avec laquelle il est incontestablement lié. (figures 5.21 à 5.22). Il est formé par un grès modérément à fortement cimenté. La cimentation est d'origine argileuse et argilo-diatomitique. Les grains de quartz, bien triés, sont en général de plus grande taille que dans tous les autres faciès. Ce faciès, contrairement au faciès sableux à mégalitages obliques est caractérisé par le développement de petits faisceaux de litages obliques de taille centimétrique à pluricentimétrique. Il est aussi caractérisé par la présence de rides de courant, de rides d'oscillation et parfois de drapages d'argile (figure 5.21). Des mégarides d'oscillation ont été observées sur certains sites, démontrant l'importance de la dynamique lacustre ou périlacustre. L'abondance des argiles dans ce faciès est très variable, de même que celle des racines, et certaines niveaux en sont totalement dépourvus. La base de ce faciès est toujours très nettement érosive sur les faciès sous jacents.

• Interprétation

L'apparition dans ce faciès de rides de courant et de rides d'oscillation, ainsi que des drapages argileux sur les rides, témoigne pour la première fois de manière certaine de l'immersion de la surface sous une nappe d'eau libre en mouvement. Placé généralement en sommet de la séquence des faciès de paléosols à racines, ce faciès marque incontestablement le développement de zones d'inondation étendues.

C'est un faciès typique de transition de bordure de lac dans lequel rides et racines coexistent pendant un certain temps avant de céder la place au plan d'eau. Parfois les séquences montrent un passage graduel entre des dunes éoliennes végétalisées ou non et le lac en passant par des phases à rides et drapages d'argile. De telles séquences transgressive sont connues dans le secteur de Bol en périphérie Nord du lac Tchad actuel où les dunes sont végétalisées lors de la remonté du plan d'eau avant d'être totalement submergées.

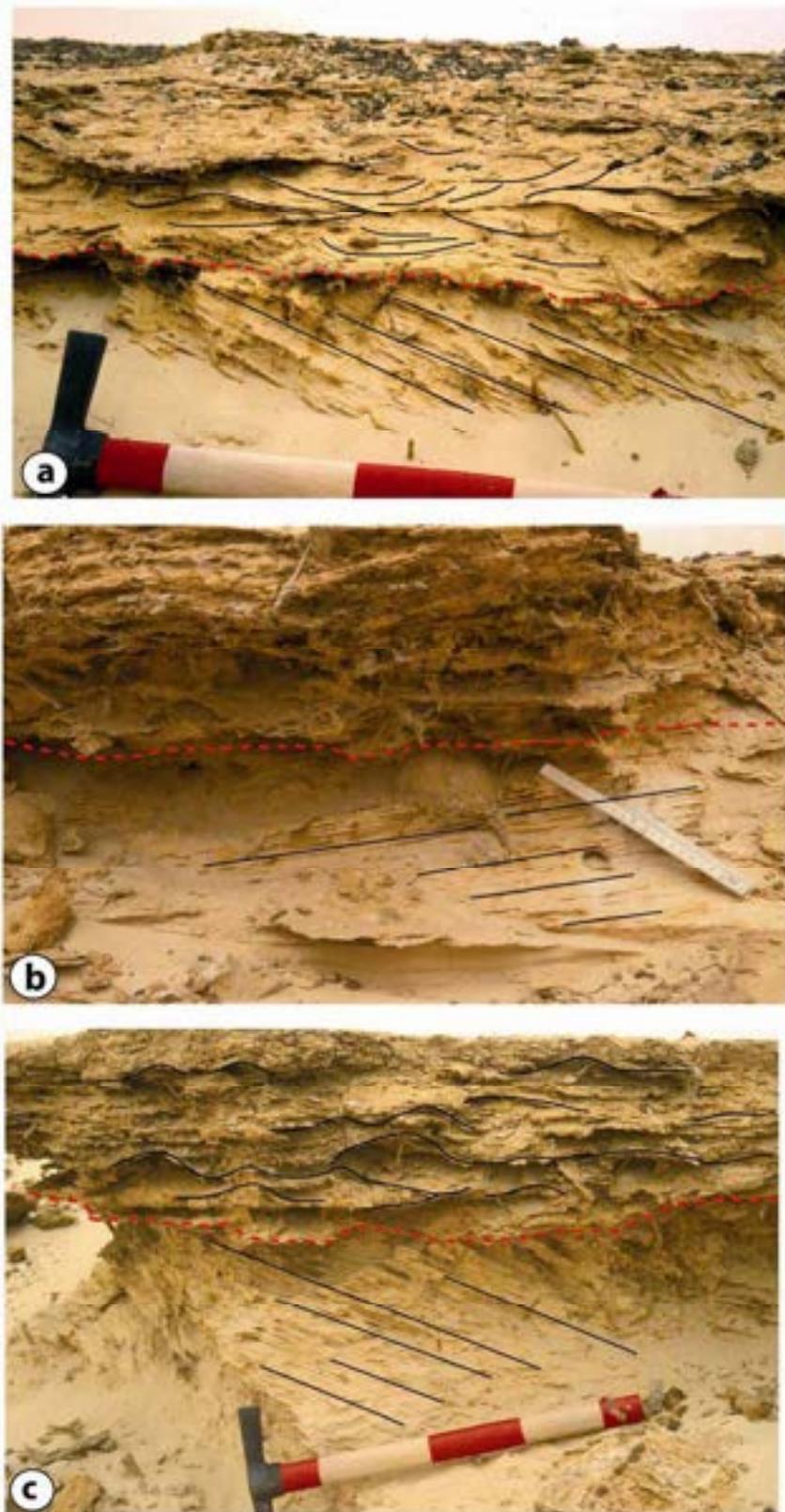


Figure 5.21. Faciès péri-lacustres gréseux à petit litages obliques (a, b, et c) recouvrant des faciès éoliens. La majorité des fossiles de vertébrés terrestres proviennent de ce faciès.

(a) : cette image met en évidence dans la partie inférieure des grands litages obliques de nature éolienne. La partie supérieure est caractérisée par des très petits faisceaux de litages obliques formés par des rides de courant. Ce faciès très dynamique ne montre pas de racines. (b) et (c) : le faciès éolien de la base des photos (grands litages obliques) est recouvert par un faciès de type « flaser » montrant l’alternance de petits faisceaux de litages obliques de rides de courant et de

rides d'oscillation séparées par des drapages argileux. Ce faciès montre une alternance de période d'agitation (sables et grès) et de périodes de calme pendant lesquelles se déposent les argiles. Ce faciès est truffé de racines et de bioturbations. Il met en évidence l'installation progressive d'un plan d'eau sans doute pérenne. Le trait en pointillé rouge indique la limite entre les deux faciès (éolien à la base et péri-lacustre en haut). Ce faciès péri-lacustre est le faciès de transition marquant l'inondation et la submersion progressive de ce secteur lors d'une phase de transgression lacustre.

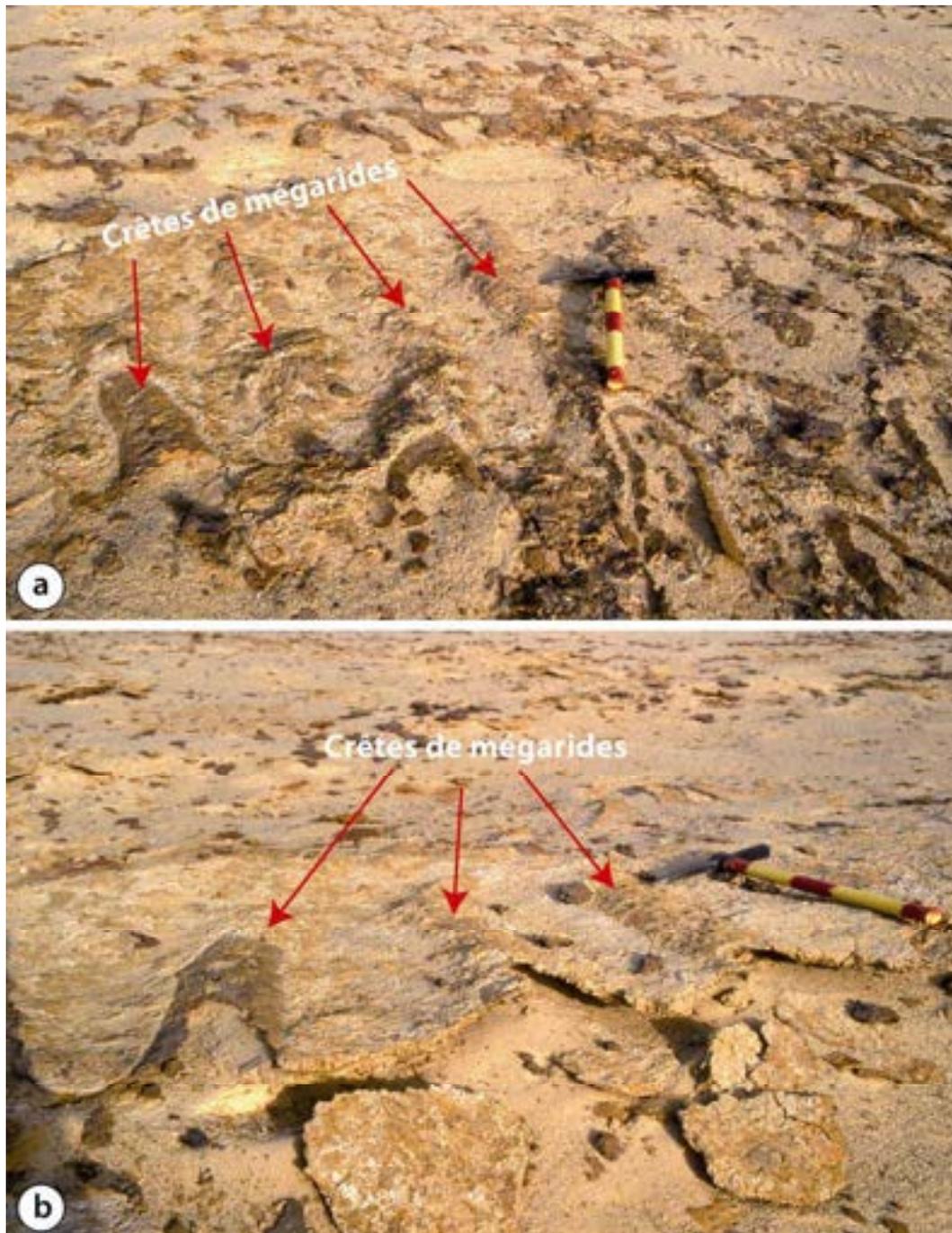


Figure 5.22. Faciès gréseux à petits litages obliques (péri-lacustre). Surface de grès montrant des crêtes de mégarides d'oscillation (a) (marteau pour échelle). De telles mégarides présentent également dans les milieux marins, caractérisent des milieux d'énergie très élevée. Ce type de ride ne se développe que dans des sables très grossiers, ou dans des graviers fins.

3.4. Faciès argileux, diatomitique et argilo-diatomitique

Les sédiments lacustres sont caractérisés par deux types de faciès : les argiles (figure 5.23a) et les diatomites (figure 5.24a), et parfois par un mélange des deux. Ce faciès lacustre repose presque toujours sur une surface d'érosion (figure 5.23b et 5.24b). Le faciès argileux ou diatomitique marque la fin de la séquence de dépôt. Il repose directement sur le faciès à racines (paléosols) ou sur les faciès gréseux à petits litages obliques (péri-lacustre) ou bien, dans certaines coupes, directement sur les formations éoliennes de la base.

3.4.1. Faciès argileux

Ce faciès lacustre est formé d'une argile verte plus ou moins homogène sur les sites fossilifères de TM (figure 5.23a) jamais très épaisse à quelques rares exceptions près. Il se présente souvent sous forme de lentilles discontinues à l'intérieur des grès et grès argileux. Le passage diatomites/argiles n'est pas toujours net et la transition se fait généralement par un mélange des deux faciès. La diatomite devient de plus en plus verte quand elle est mélangée avec de l'argile (figure 5.24b). Très peu de figures sédimentaires peuvent être observées au sein de ce faciès.

3.4.2. Faciès à diatomites

Les diatomites apparaissent sous forme de taches blanches qui s'étendent sur toute la longueur des affleurements sur les sites de Toros-Menalla, surtout sur TM 254 où elles forment des affleurements importants, parfois même des petites corniches dans le paysage. Le faciès lacustre à diatomites est composé de diatomites blanches pures, ou parfois mélangées avec des argiles ou / à des silts qui leur donnent une teinte grise (figure 5.24). La diatomite est une roche de très faible densité formée entièrement ou presque de frustules de diatomées (algues unicellulaires à tests siliceux). Les diatomites sont souvent compactes ou finement litées. Leur épaisseur très variable selon les affleurements, atteint jusqu'à quelques centimètres. Le contact inférieur avec les faciès sous-jacent est toujours très net. Les diatomites ne sont pas très riches en fossiles de vertébrés, souvent limités à des restes de poissons, de tortues et de crocodiles.

- **Interprétation**

Même si les diatomées abondent en milieu marin, le développement de dépôts conséquents est le fait exclusif de milieux lacustres.

Les faciès à diatomites et les faciès argileux marquent l'installation d'un environnement lacustre pérenne durant le Miocène Terminal sur les sites fossilifères de Toros-Ménalla. Ces faciès argileux et diatomitiques correspondent à des dépôts lacustres transgressifs (phases humides) qui progradent sur les faciès éoliens (phases arides), les faciès sablo-argileux à paléosols et/ou sur les faciès péri-lacustres (figure 5.25). Ces faciès lacustres argileux et diatomitiques peuvent être comparés avec les phases lacustres de type lac Méga-Tchad (*e.g.*, Ghienne *et al.*, 2002 ; Schuster, 2002 ; Schuster *et al.*, 2003, 2005, 2009 ; Bouchette *et al.*, 2010). Les études similaires ont montré des successions sédimentaires relativement comparables dans les dépôts d'âges Mio-Pliocène du Tchad (Düringer *et al.*, 2000 ; Schuster, 2002). Sur certaines coupes étudiées près de Koro-Toro, Servant (1973) décrit l'installation d'une phase lacustre transgressive sur des dépôts éoliens. Les caractéristiques sédimentologiques des faciès lacustres (argileux et diatomitiques) présentées ci-dessus permettent de témoigner assez précisément de la présence d'une phase lacustre transgressive dans les sites fossilifères de Toros-Ménalla (TM).

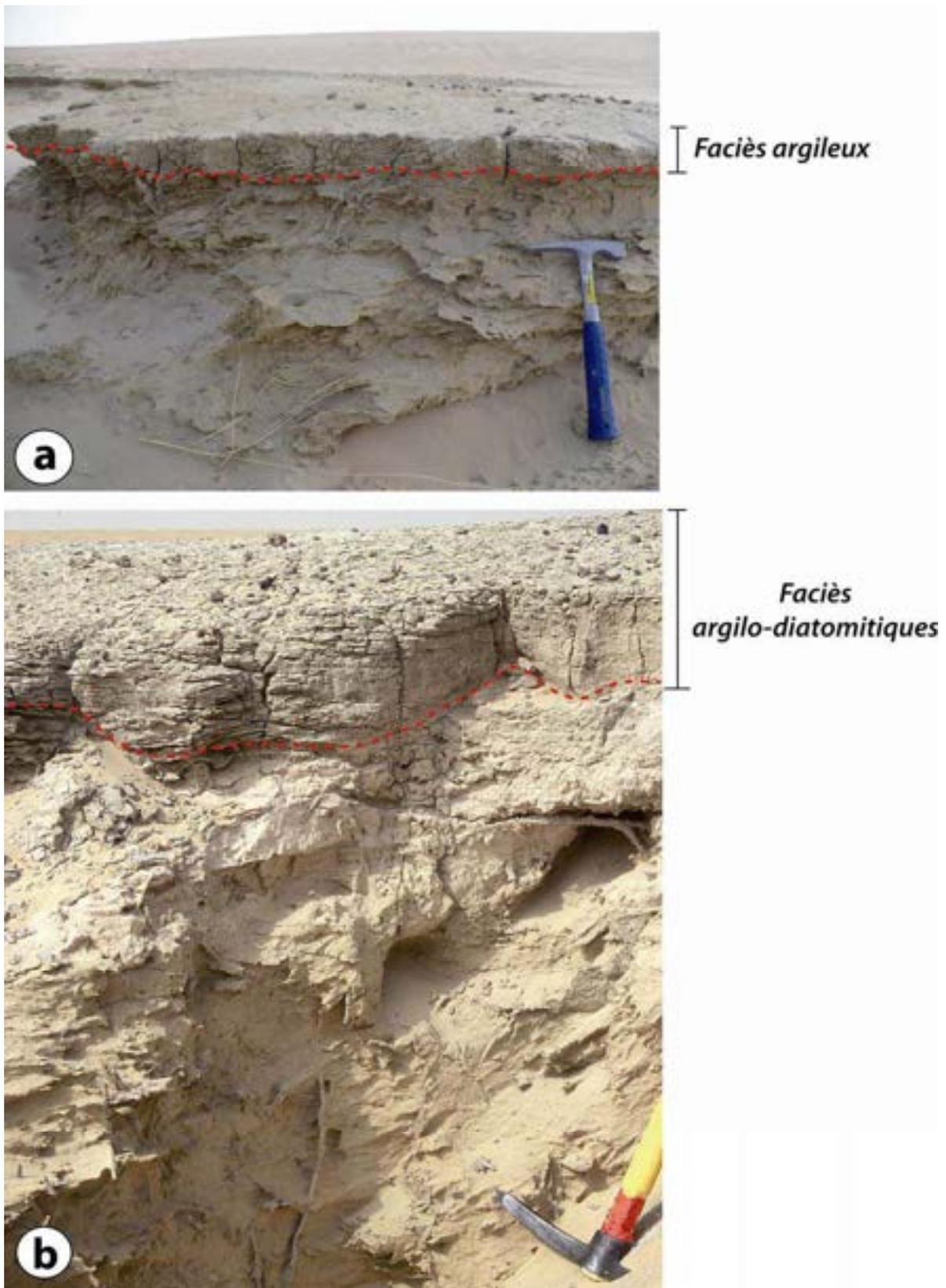


Figure 5.23. Faciès lacustres argileux et argilo-diatomitiques déposés en discordance sur les faciès sableux à racines. (a) : le contact diffus témoigne sans doute d'une mise en place très progressive. (b) : exemple montrant une surface d'érosion plus nette.



Figure 5.24. Faciès lacustre à diatomites des sites fossilifères de TM. (a) : diatomites blanches pures, compactes et faiblement litées. (b) : mélange de diatomite et d'argiles au-dessus des faciès sablo-argileux. Le passage entre argile et diatomite semble être continu et progressif.

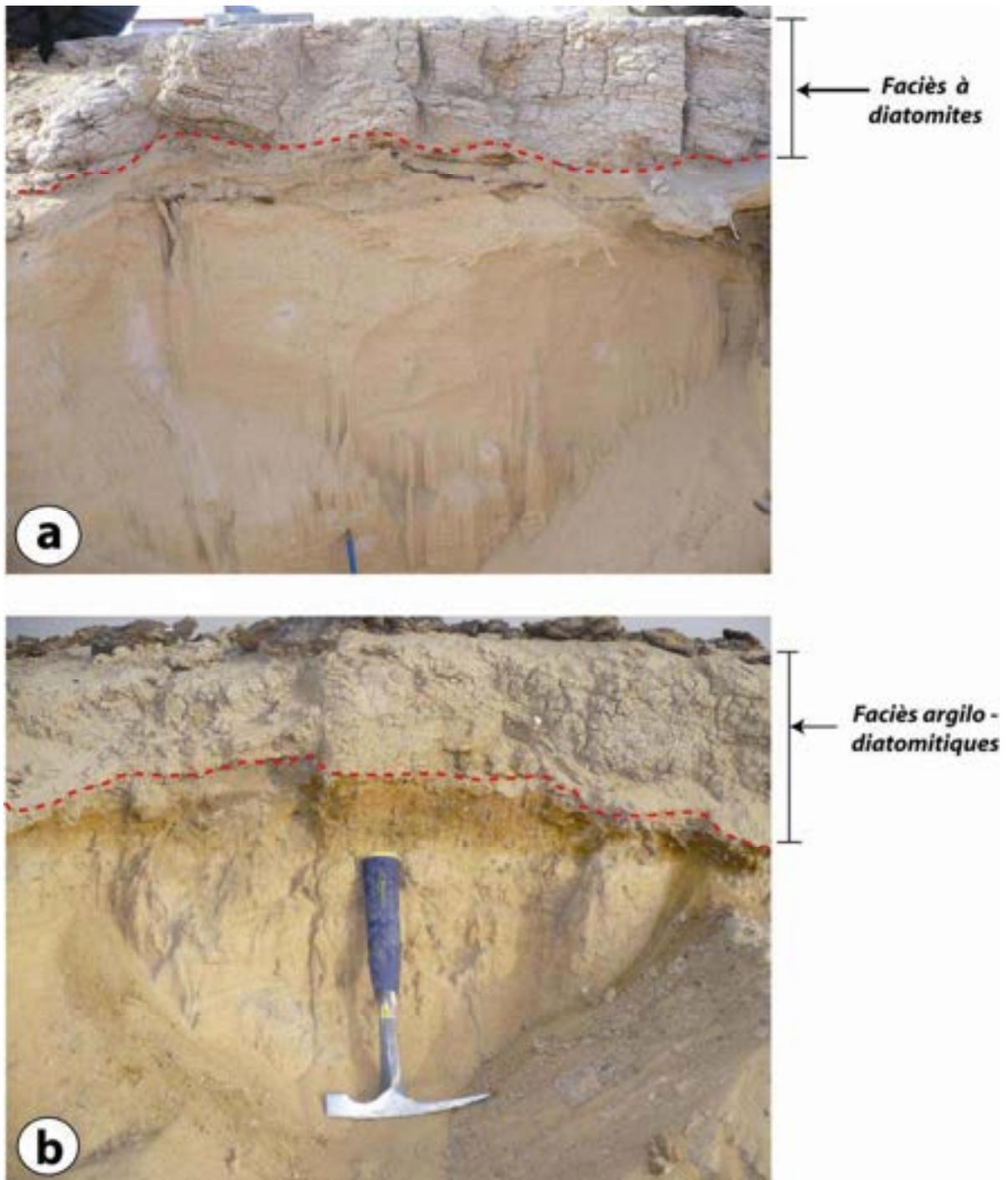


Figure 5.25. Exemple de contact érosif net entre les diatomites et les sables sous-jacents. (a) et (b): diatomites en contact discordant sur des sables à caractère éolien. Le contact de la photo (b) est marqué par des oxydations ferro-manganésifères.

4. SEQUENCES DE DEPÔTS « TYPES »

• Mise en évidence d'une séquence sédimentaire type

La coupe composite de TM 266 (figure 5.4) montre le passage progressif des sables éoliens, à des séquences sahéliennes, péri-lacustres puis lacustres. La séquence idéale dessinée ci-après (figure 5.26) retrace l'évolution verticale des faciès au cours de cette dérive climatique.

Cette séquence type des séries éolo-lacustres du Miocène Terminal des sites fossilifères de Toros-Ménalla se caractérise par la superposition des quatre faciès décrits précédemment avec successivement les faciès éoliens, les faciès à paléosols, les faciès péri-lacustres, et les faciès lacustres (figure 5.26).

Cette séquence « type » levée à l'interface de deux environnements contrastés (désertique à la base et lacustre au sommet) montre des faciès éoliens recouverts par un paléosol (faciès à paléosols) à conduits racinaires et à bioconstructions d'insectes passant à des sables péri-lacustres (faciès péri-lacustre) à petits litages obliques surmontés par des diatomites ou des argiles lacustres (faciès lacustre). Les variations de motif au sein de cette séquence « type » peuvent être importantes, certains termes étant parfois érodés, voire absents (figure 5.27). Ainsi, les faciès lacustres argileux peuvent reposer soit directement sur les paléosols sans terme péri-lacustre intermédiaire, soit directement sur les formations éoliennes. Les gisements fossilifères se trouvent d'ailleurs souvent à la semelle transgressive qui permet une concentration des fossiles. Les environnements caractéristiques décrits dans cette séquence sont donc les suivants :

+ La base de la séquence matérialise un environnement sec aride avec le développement de dunes véritables de grandes dimensions comme celles des ergs existent encore actuellement dans le désert du Djourab.

+ Le sommet de la séquence correspond à un environnement lacustre de type Méga Lac classique.

+ La partie moyenne est littéralement une zone de tampon entre ces deux milieux extrêmes. Le passage à des conditions climatiques plus humides va progressivement végétaliser le désert. Il permet, pendant ces « phases vertes », le développement des nombreux paléosols. Les fluctuations climatiques « aride-humide » sont à l'origine de l'alternance de faciès sableux sans structures (éoliens ou sahéliens) avec les faciès sablo-argileux à paléosols.

+ A proximité des lacs qui s'étendent peu à peu, se développe un faciès péri-lacustre marqué par l'apparition des faciès à rides de courant et d'oscillation qui remplace progressivement les faciès à racines des paléosols.

Les premiers dépôts correspondent à un environnement désertique (faciès éolien), passant progressivement à des dépôts de bordure de lac par une succession de paléosols (faciès paléosols) de plus en plus marqués par la proximité croissante du lac (faciès péri-lacustre) et cette séquence s'achève par la transgression d'un lac pérenne (faciès lacustre à diatomites et argiles).

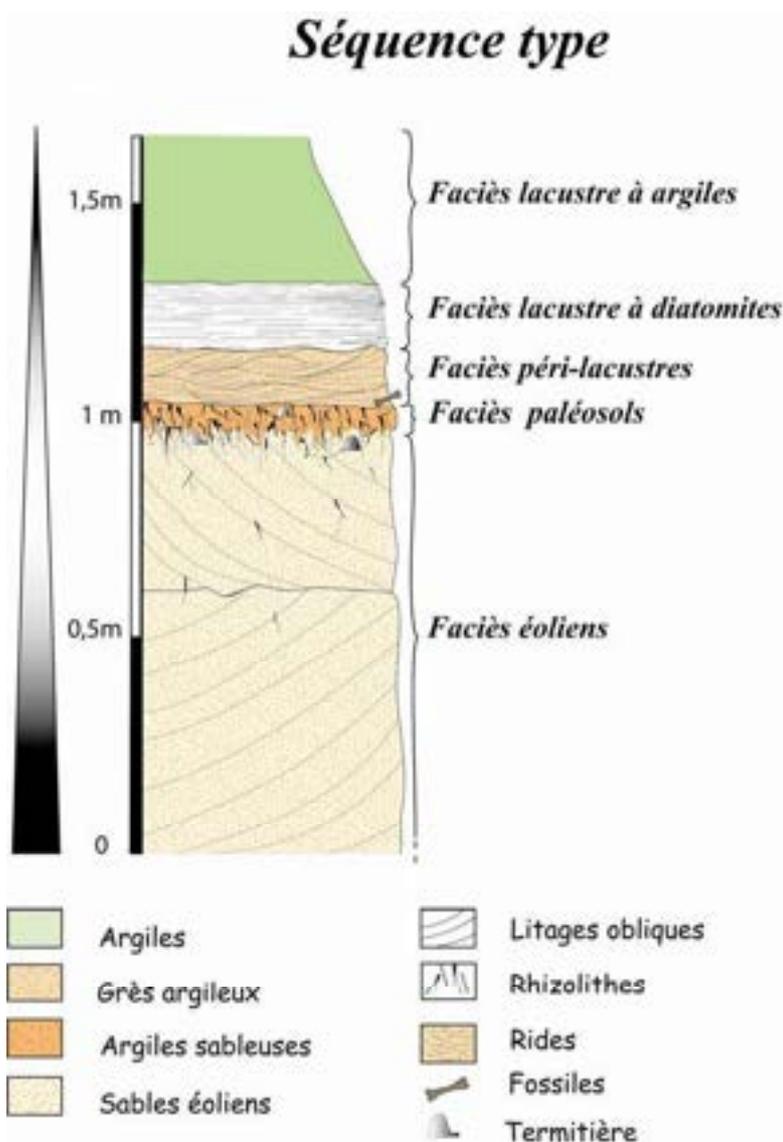


Figure 5.26. Séquence type « dunes-lac » du Miocène Supérieur du Tchad. Cette séquence retrace l'histoire d'une variation paléoenvironnementale majeure d'origine climatique marquée par l'installation d'un lac qui transgresse un désert. Les premiers grands changements commencent par le développement marqué de la végétalisation sur les dunes au début d'une phase plus humide. L'installation progressive des racines au sommet des dunes en est le meilleur exemple. La mise en place des rides marque le développement d'une zone périlacustre, qui apparaît ensuite submergée par la transgression finale du lac.

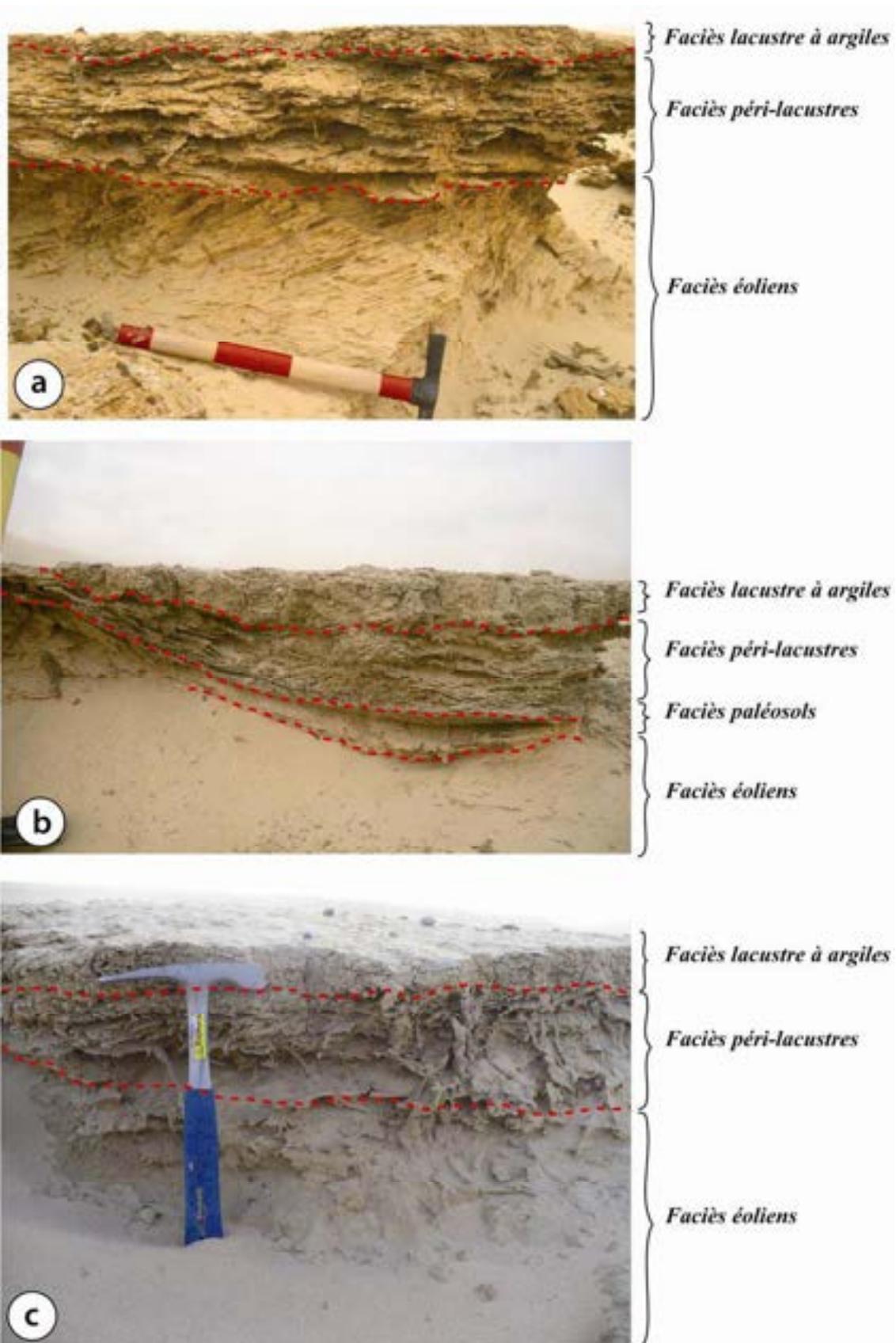


Figure 5.27. Les trois photos (a, b et c) montrent les variations verticales des faciès dans les sites fossilifères du Miocène Supérieur du Tchad. L'image (b) montre la superposition des quatre faciès avec une séquence de paléosols intermédiaire entre les faciès éoliens et péri-lacustres.

B – COMPARAISON AVEC DES FACIES ACTUELS

1. MODELES ACTUELS

Cette partie présente une étude comparative avec des systèmes sédimentaires actuels et subactuels. Deux exemples ont été choisis : les cordons dunaires le long du littoral de la Manche (Nord de la France) et l'archipel de Bol (lac Tchad). Le développement de la végétation sur les dunes littorales de la Manche (Nord de la France), est assez analogue à la phase d'installation des paléosols à racines sur les sables éoliens de TM. L'archipel de Bol constitue un autre de modèle actuel pour l'interprétation du système péri-lacustre dans la séquence des faciès dune-lac des sites fossilifères de TM. Ces deux exemples permettent de mieux interpréter les systèmes fossiles éolo-lacustres du nord du Tchad en les comparant avec des analogues actuels.

1.1. Dunes littorales végétalisées de la Manche

Le littoral français est riche en cordons dunaires aussi bien sur la côte atlantique que le long du littoral de la Manche. Plusieurs campagnes de terrain ont été réalisées sur le littoral de la Manche entre le Cotentin et la Picardie. Si les conditions de mise en place des dunes littorales sont de toute évidence bien différente de celles du Sahara, elles ont cependant en commun les séquences de végétalisation. Le fonctionnement discontinu des dunes du littoral de la Manche, correspond à une succession de phases très brèves d'accrétion sableuse séparées par des phases annuelles ou pluriannuelles de végétalisation. Cette évolution conduit à la formation de séquences de sols qui ont été observées et comparées aux séquences tchadiennes.



Figure 5.28. Carte de localisation du site d'étude à Wissant au Nord de la France. Image Google Earth, de la zone littorale de Wissant. Les dunes forment un très grand cordon dunaire sur plusieurs kilomètres de long. Notez la végétation qui couvre les sommets des dunes.



Figure 5.29. Les dunes de Wissant. (a) : dunes partiellement recouverte de végétation. (b) : Coupe naturelle d'une dune résultant de l'érosion récente par les vagues. Notez la végétation au sommet et les grands litages au niveau du sédimentologue.

1.2. Le domaine dunaire de Wissant

Au nord de la France, se trouve le domaine littoral de Wissant (figure 5.28). La baie de Wissant abrite une plage de sable blanc bordée par un complexe dunaire récent. Les dunes littorales de Wissant constituent l'interface entre le milieu marin et le domaine continental. Ces dunes constituent une zone très complexe et très dynamique où interagissent un grand nombre de facteurs physiques, biologiques et sédimentaires. Fixées très rapidement par la végétation, les dunes y forment une véritable barrière et ralentissent le recul de la ligne de côte (figure 5.28). Le soubassement des cordons dunaires est constitué de tourbes et d'argiles holocènes. (figure 5.32). Les bancs d'argiles brunes interstratifiées dans le cordon dunaire sont d'origine anthropique. Ils se sont formés par décantation à partir du déversement d'eau boueuse provenant de l'exploitation de la gravière du Far de 1957 à 1963. Les cordons dunaires sont actuellement entaillés par le recul de la côte et la falaise d'érosion marine met à l'affleurement une coupe montrant l'insertion de ces boues anthropiques dans les sables éoliens.

La coupe levée sur l'estran au bas de la falaise comporte plusieurs séquences tourbeuses séparées par des sables argileux gris. La tourbe supérieure révèle localement des empreintes de piétinement par des bovidés. La séquence dunaire démarre en sommet d'estran sur le niveau tourbeux (figure 5.32).

L'étude morphodynamique des massifs dunaires de Wissant permet de déterminer l'impact ancien de l'activité éolienne. Les dunes se sont formées sous une activité éolienne modérée et régulière. Les dunes en partie végétalisées et stabilisées, se développent généralement lors d'une période de stabilisation du niveau marin, avec des apports décroissants en sable. Les données historiques disponibles attestent d'une activité dunaire accrue au XVII^e siècle, avec construction du cordon dunaire actuel. Ensuite, l'activité éolienne s'est ralentie, pour laisser place à une longue phase de stabilisation et de végétalisation des dunes (Meurisse *et al.*, 2005).

Les différentes coupes levées sur le terrain montrent plusieurs niveaux de paléosols minces intercalés entre les couches de sables dunaires d'épaisseur variable. Les niveaux de paléosols se distinguent nettement sur les affleurements car ils sont plus argileux de teinte gris-sombre à noire en raison de leur richesse en matière organique, et avec des nombreux fragments de racines. L'étude détaillée des dunes végétalisées de Wissant et des paléodunes

du Tchad permet de faire apparaître des points communs entre les deux systèmes (figure 5.34).

Les deux coupes de la figure (5.34) montrent la mise en place éphémère d'un sol sur les dunes des sites fossilifères de TM (Nord du Tchad) d'une part et sur les dunes littorales de Wissant (Nord de la France). Ce développement des paléosols peut se faire très rapidement sur les dunes lorsque les conditions climatiques sont favorables à l'installation de la végétation. Ces conditions ne sont sans doute pas les mêmes dans les deux cas. Les exemples étudiés sur le littoral de la Manche montrent que le rythme des alternances de dépôts dans ces séquences est très rapide (annuelle ou pluriannuelle) et sans relation directe avec une variation climatique.

Les paléosols marquent essentiellement les périodes de stabilité locale de la surface, séparent les étapes d'aggradation successives du cordon dunaire. Par contre dans le cas du Tchad, les paléosols correspondent à une variation climatique, et le développement d'un sol traduit généralement une humidification du climat.

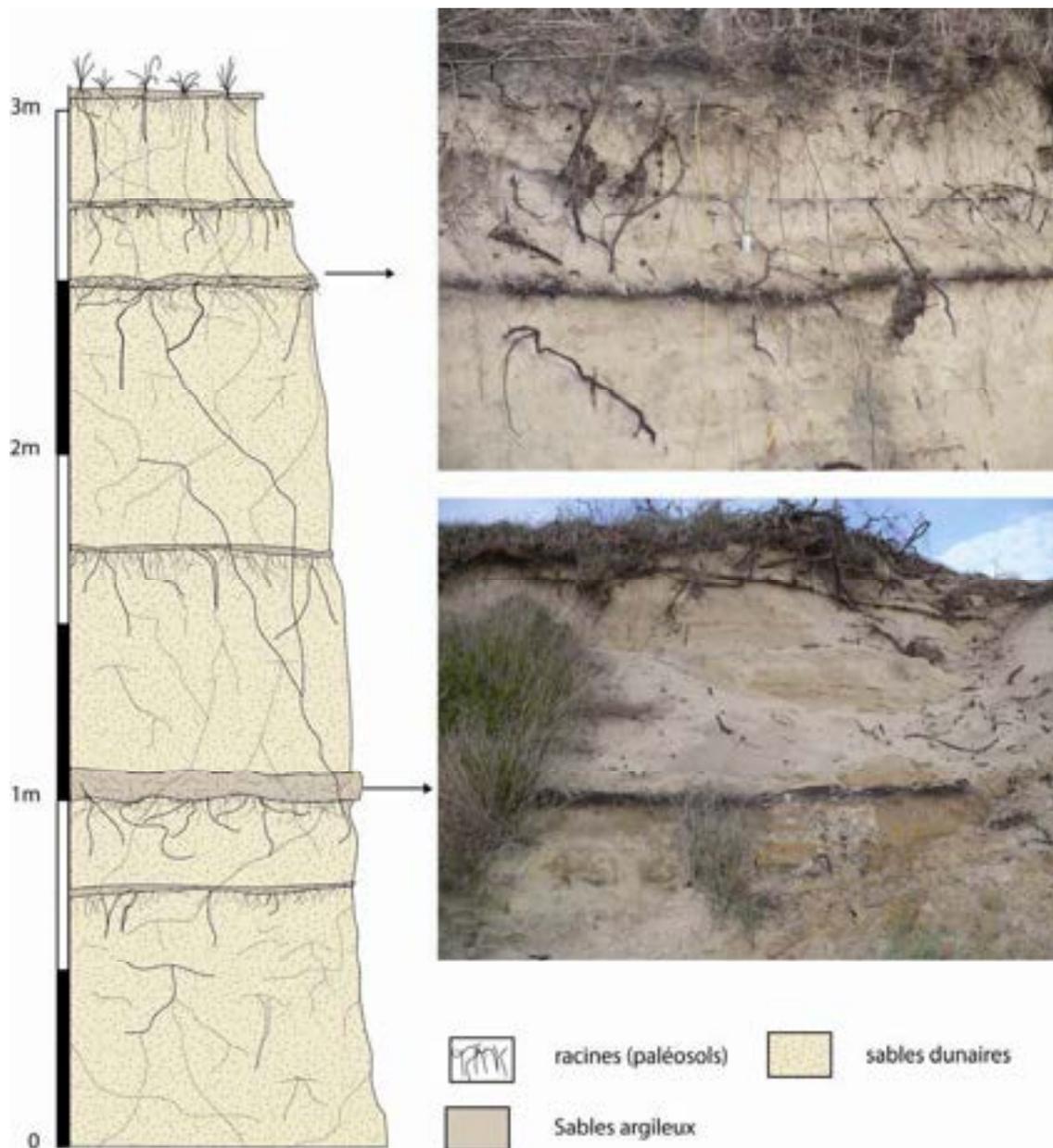


Figure 5.30. Littoral de Wissant. Cette coupe a été levée sur la littoral de Wissant dans un cordon dunaire. Elle montre plusieurs séquences de paléosols caractérisés par des horizons noirs à racines. Chaque paléosol représente une période de végétalisation et de stabilisation au moins locale du cordon. Les essais de corrélations latérales ont montré que les paléosols ne sont pas horizontaux mais suivent parfaitement les paléo-topographies des anciennes dunes. En fait, la végétalisation semble se faire simultanément sur l'ensemble de la surface dunaire. La dune est donc marquée par à une suite d'accrétions sableuses pendant les phases actives séparée par des périodes de végétalisation et de stabilisation

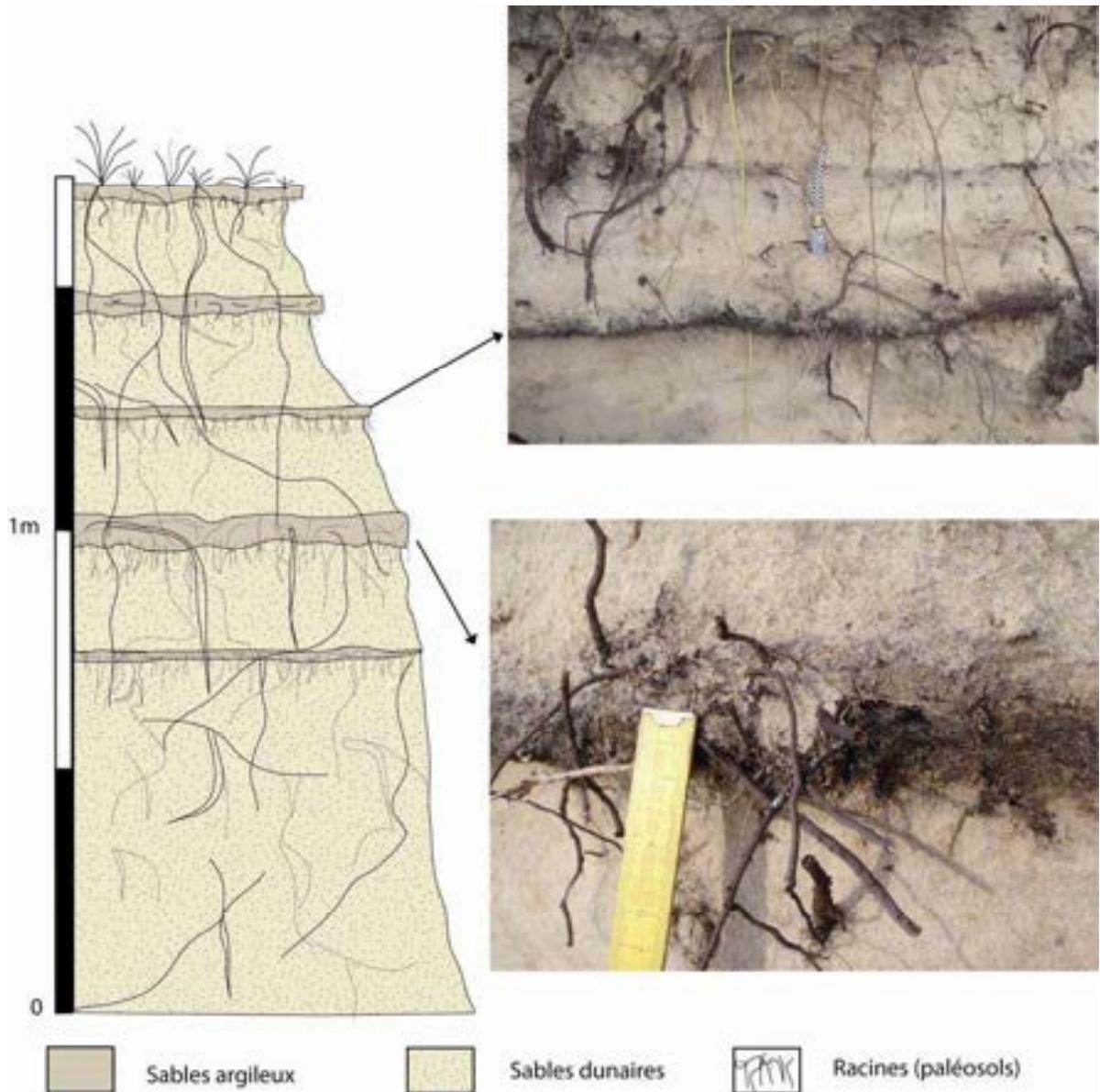


Figure 5.31. Littoral de Wissant. Coupe montrant une succession de plusieurs séquences dune-sol. La végétation est plus importante. Les racines encore en place et non minéralisées montrent que les paléosols sont très récents

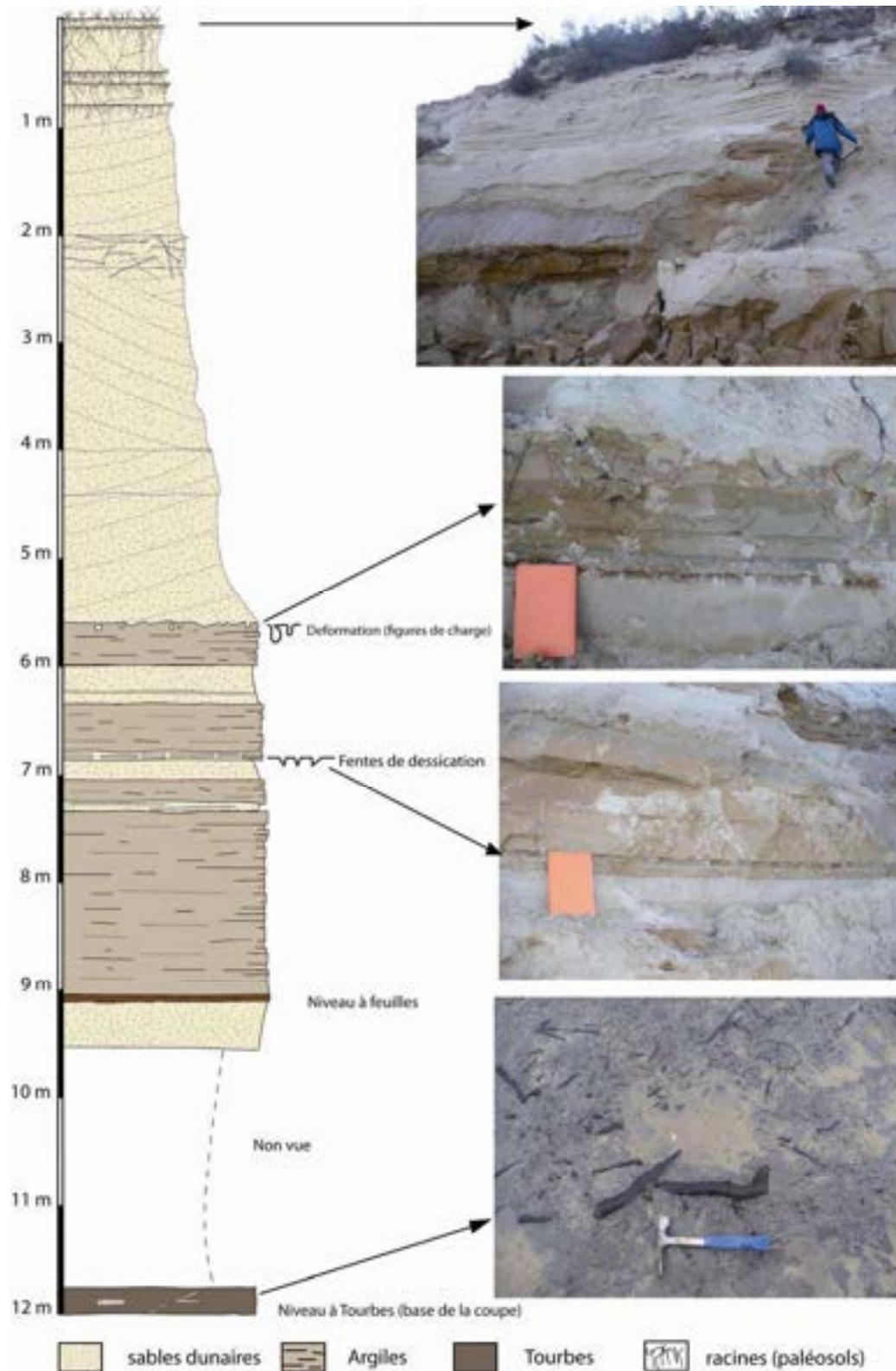


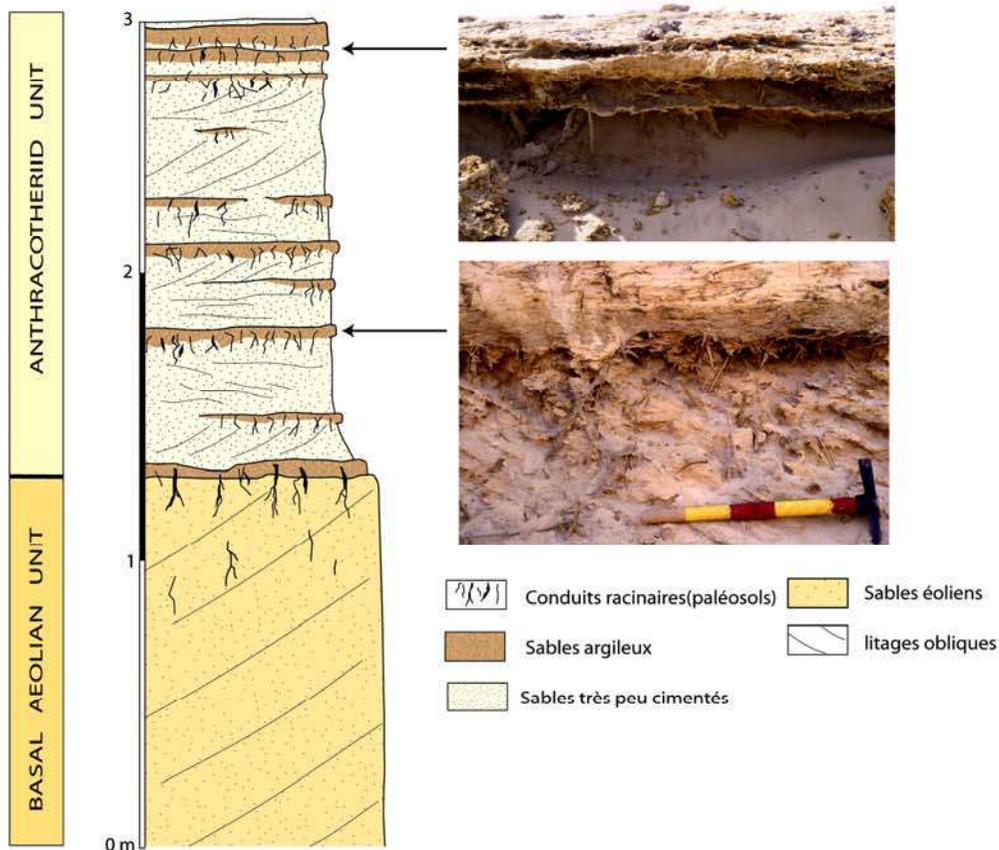
Figure 5.32. Coupe levée dans le cordon dunaire, en bordure d'estran de la plage de Wissant. Le sommet de la coupe est caractérisé par des sables dunaires. Les argiles en milieu de coupe sont d'origine anthropique. Elles proviennent du déversement d'eau boueuse de la carrière de Far entre 1957 et 1963.

Le dépôt d'argile et les sables qui le couvrent ont moins de 50 ans. Les tourbes argileuses à la base sont d'âge Holocène.



Figure 5.33. Exemples de dunes végétalisées avec plusieurs niveaux de paléosols.
 (a) et (b) : les dunes sont essentiellement formées de sable blanc très fin. Les niveaux noirs, très minces, correspondent à d'anciens sols, formés sur la dune puis recouverts par le sable, lors des phases successives d'aggradation des dunes littorales. La présence de déchets anthropiques tels que capsules de bière ou sandales en plastique montre que l'installation de ces sols sur la dune est aussi récente qu'éphémère.
 (c) : détail des paléoracines. (d) : présence d'une dune fraîchement formée dont la partie supérieure est en cours de végétalisation.

1. Paléosols des sites fossilifères de TM (Nord Tchad)



2. Sols actuels dans les dunes littorales de Wissant

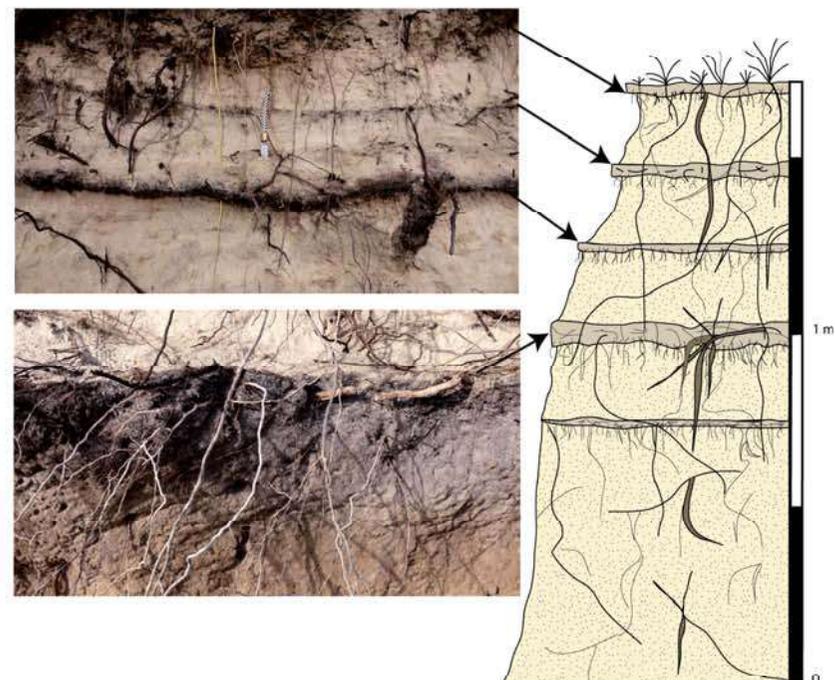


Figure 5.34. Comparaison entre les paléosols fossiles du Tchad (à gauche) et actuels en France (à droite). Les deux coupes montrent la mise en place éphémère d'un sol sur les dunes des sites fossilifères de TM (Nord Tchad) d'une part et sur les dunes littorales de Wissant (Nord de la France). La mise en place des paléosols peut se faire très rapidement sur les dunes lorsque les conditions climatiques sont favorables au développement de la végétation. La rythmicité des végétalisations n'est sans doute pas la même dans les deux cas. Elle est annuelle à pluriannuelle pour les exemples sur le littoral de la Manche et ne correspond pas à une variation climatique. Dans le cas du Tchad, le développement d'un sol correspond sans aucun doute à une humidification du climat.

1.2. Archipel de Bol

La partie nord-est du lac Tchad est formée d'un champ de dunes partiellement ennoyé (figures 5.35 et 5.36). Celui-ci se caractérise par des reliefs en îlots émergés et des dépressions interdunaires inondées de façon permanente ou temporaire (les interdunes et les polders). Dans cette partie sur la rive nord-est, là où les dunes s'ennoient sous les eaux du lac se trouve l'archipel de Bol (13°27' N et 14°42' E). Ce modèle où se côtoient l'eau et la terre est lié à l'histoire du lac lors du quaternaire récent constituée d'une succession de transgressions et de régressions d'un lac bordé de dunes éoliennes. Lors des phases régressives, les dunes talonnent le retrait de la ligne de côte du lac en recouvrant les anciens dépôts lacustres. Lors des phases transgressives, les dunes formées en bordure du lac sont recouvertes par les eaux du lacs. Selon l'intensité des phases transgressives, la morphologie des dunes est conservée ou érodée. Il se forme ainsi une imbrication étroite de faciès éoliens, lacustres et péri-lacustres très similaires aux faciès décrits dans la partie Nord du Tchad étudiée précédemment. Ce modèle actuel et récent peut bien correspondre à l'interprétation paléoenvironnementale des séquences «dunes-lac» du Miocène Terminal des sites fossilifères.

Des sondages de surface effectués dans la région de Bol révèlent très clairement la présence d'une formation principalement sableuse éolienne. Des dépôts lacustres argileux de forme lenticulaire sont intercalés dans les niveaux sableux (figures 5.37 et 5.38). Ces dépôts argileux correspondraient à des phases humides, durant lesquelles le lac ou le marécage littoral envahissaient les dépressions interdunaires permettant la superposition des faciès éoliens, périlacustres et lacustres.

Ces séquences sédimentaires ont été interprétées par différents auteurs (Servant 1967, Roche 1970, Dupont 1972) en terme d'alternances climatiques, au cours du quaternaire récent. Les pulsations pluviales correspondent à la formation et au développement d'étendues lacustres et les phases arides correspondent à la réactivation des dunes comme l'attestent certains contacts et affleurements dans la région de Bol. Cette interprétation se confirme aussi par les observations personnelles faites aux alentours de Bol dans les puits et les affleurements des polders (figures 5.37 à 5.39).

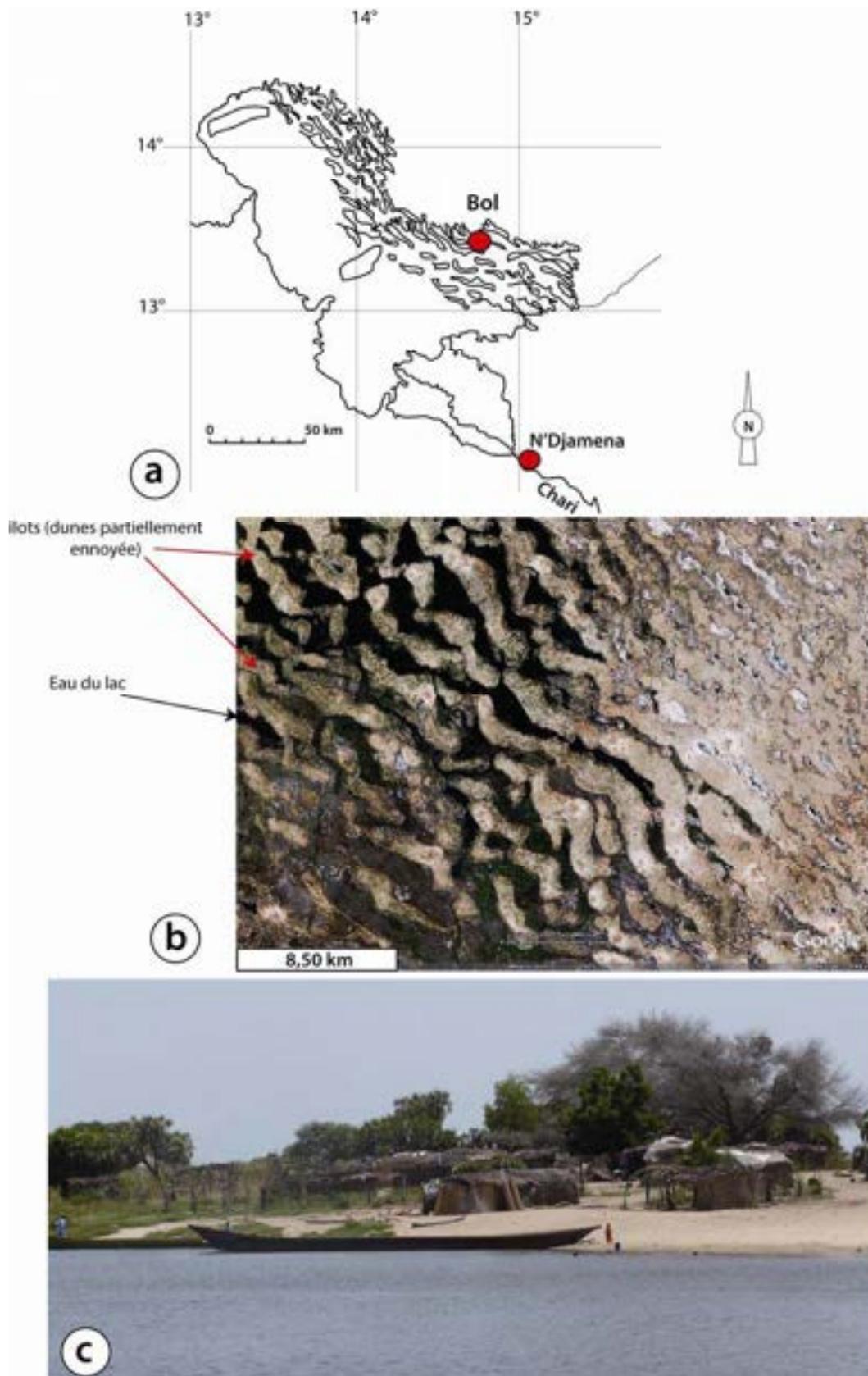


Figure 5.35. L'archipel de Bol est constitué d'un vaste champs de dunes transverses d'axe NO-SE partiellement ennoyées qui forment une myriade d'îlots le long de la bordure nord-est du lac.

(a) : carte de localisation de l'archipel de Bol.

(b) : vue satellite des îlots de l'archipel de Bol où la forme des cordons dunaires est encore reconnaissable.

(c) : village de pêcheur installé sur une dune partiellement ennoyée.

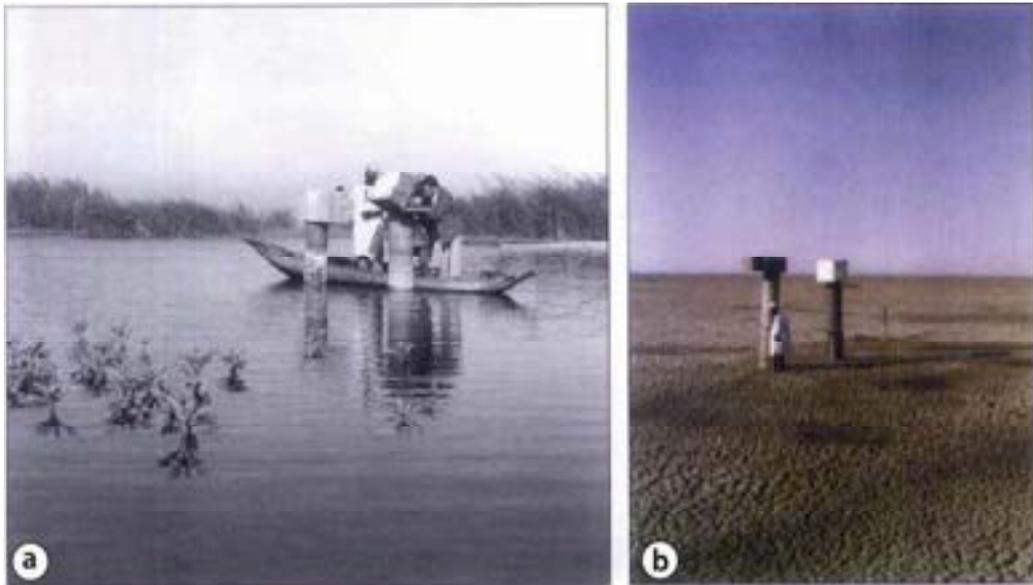


Figure 5.36. L'Archipel de Bol, situé sur la bordure nord du lac est la région la plus peuplée du lac Tchad. (a) : pendant le période humide, certaines îles disparaissent complètement sous l'eau. (b) : lorsque le niveau des eaux baisse de quelques mètres, la superficie du lac se réduit considérablement et un vaste champ des dunes émerge complètement en bordure. Ces deux images (d'après Olivry *et al.*, 1996) illustrent de façon particulièrement spectaculaire les variations importantes de hauteur d'eau du lac.

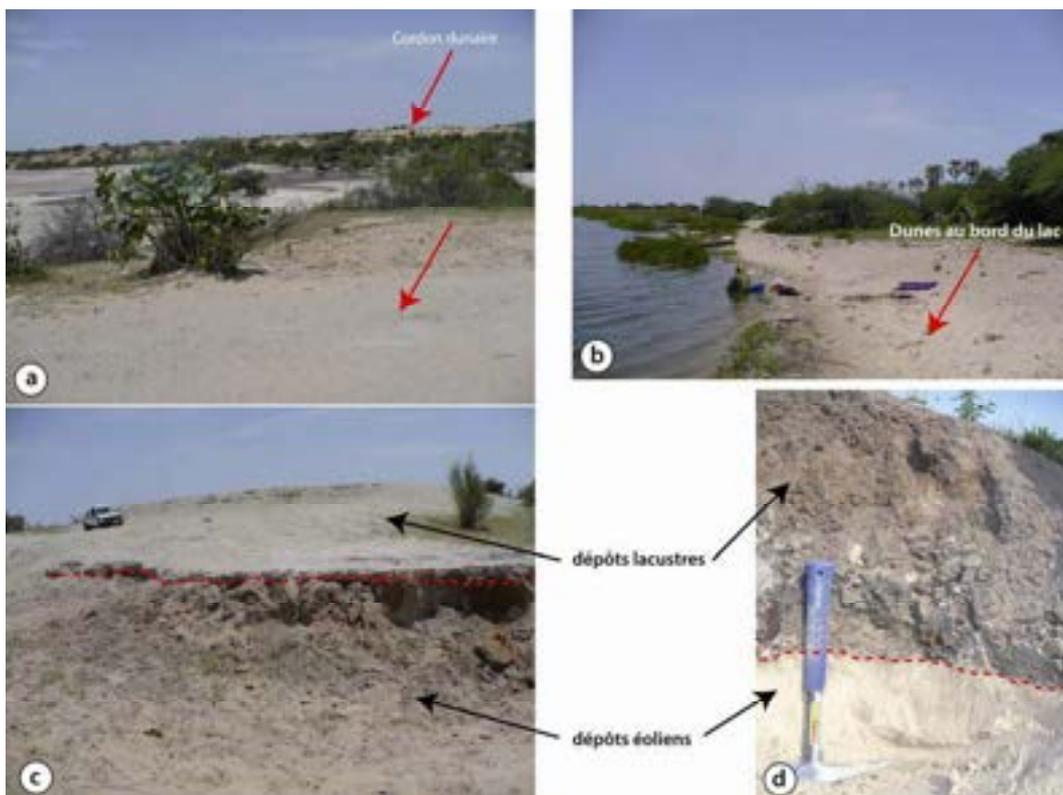


Figure 5.37. Paysages péri-lacustres dans la région de Bol.
 (a) : zone de polder temporairement inondables située entre deux cordons dunaires (flèches).
 (b) : une dune partiellement couverte de végétation en bordure du lac.
 (c et d) : dépôts lacustres recouvrant des dépôts éoliens. A l'occasion d'une transgression lacustre les dunes éoliennes sont ennoyées et les sédiments lacustres (argiles, diatomites) se déposent sur les sables éoliens.

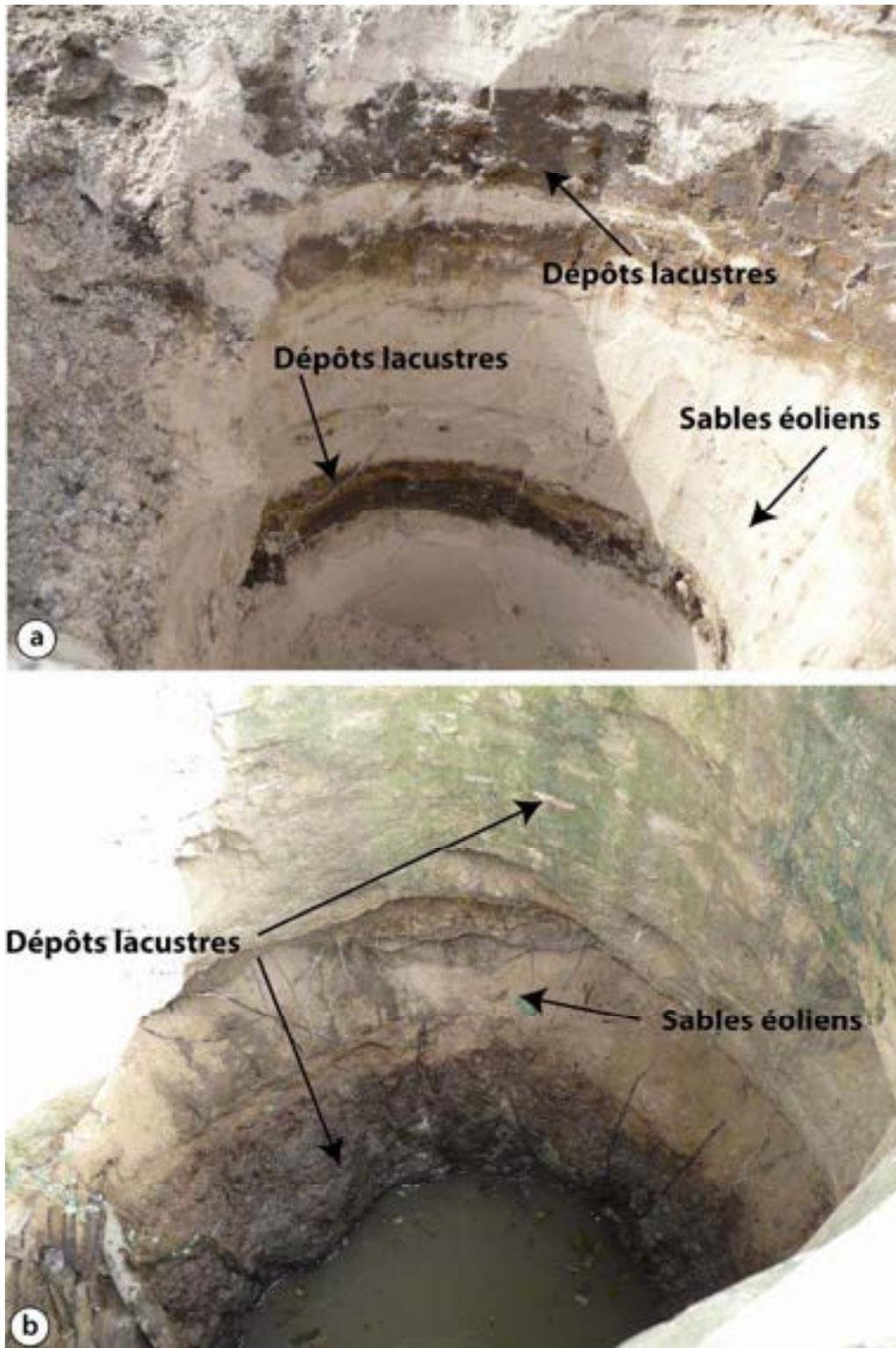


Figure 5.38. Quelques exemples de faciès argileux transgressifs lacustres observés dans les interdunes du lac.

(a) et (b) : séquences types « dunes-lacs » observées dans les puits avec au moins 4 cycles transgressif régressifs. Ces alternances de dépôts lacustres (argiles, diatomites) et éoliens (sables) d'âge holocène témoignent des variations rapides et importantes de la pluviométrie permettant le déplacement de la ligne de rivage et l'affleurement de la nappe phréatique dans les dépressions interdunaires.

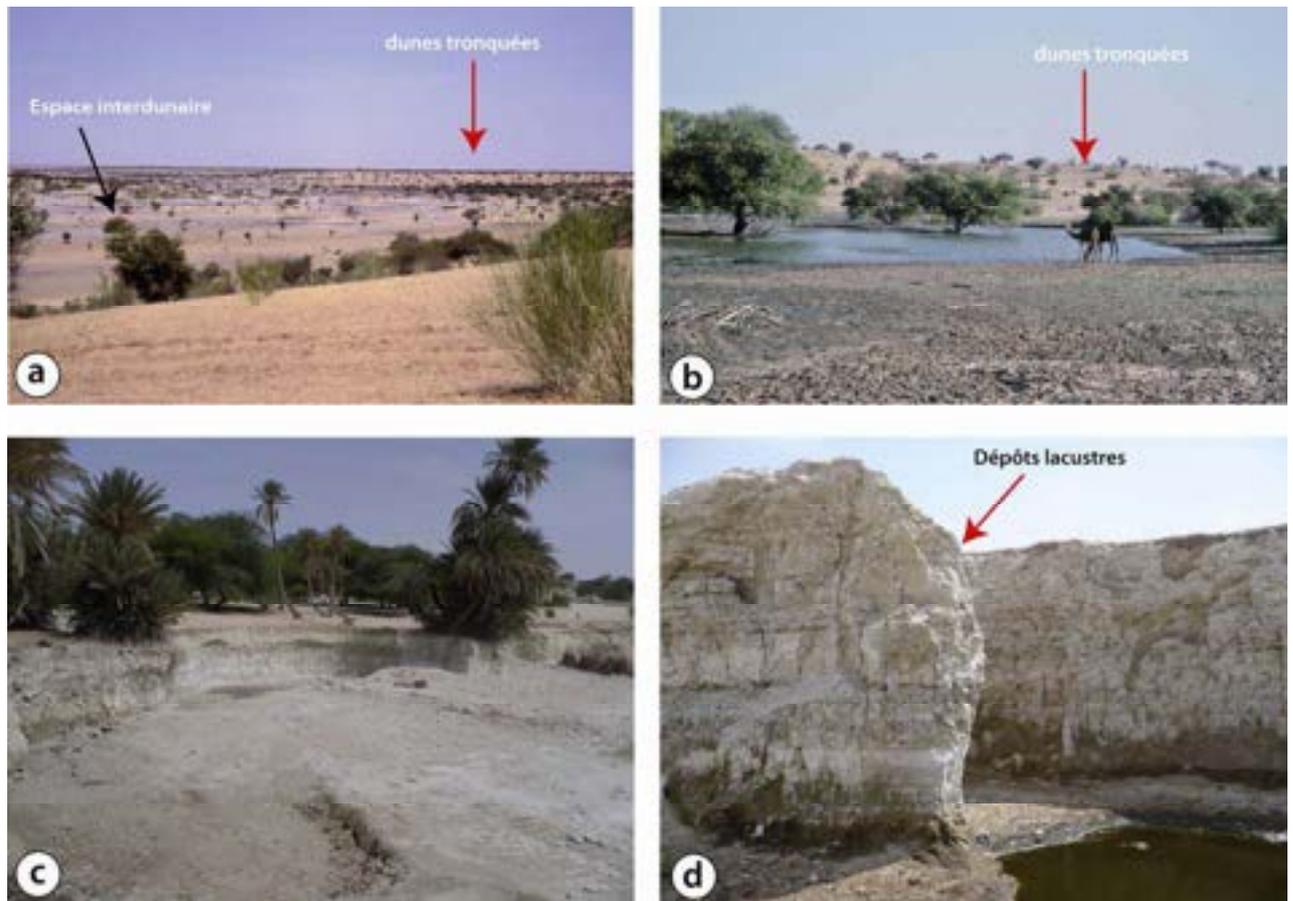


Figure 5.39. Faciès « éolo-lacustres » récents dans la région de Moussoro (a, b) et Mao (c et d).

(a) : vue générale des cordons dunaires sénescents en cours de végétalisation à Moussoro. Noter les surfaces argileuses noires au milieu de l'espace interdunaire témoigne des anciens dépôts lacustres.

(b) : image d'un lac éphémère à l'intérieur de l'espace interdunaire. Ce type de lac se développe pendant la saison humide et s'assèche complètement pendant la période sèche. Il se dépose des argiles qui recouvrent les dépôts dunaires, eux même recouverts par des sables éoliens pendant la période la plus sèche qui peut réactiver partiellement les dunes.

(c) : à Mao (ville située à 200 km au nord du lac Tchad), on trouve dans les interdunes une grande quantité de dépôts lacustres (diatomites). Ces dépôts peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur et couvrir plusieurs km².

(d) : des bancs plus argileux apparaissent interstratifiés en partie basale de coupe.

CHAPITRE VI
CONCLUSIONS GENERALES

CHAPITRE VI : CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Ce travail, réalisé dans le bassin du Tchad est focalisé sur l'enregistrement des faciès sédimentaires continentaux à 7 Ma (millions d'années) et dans l'actuel. Quatre aspects particuliers ont été développés dans ce mémoire :

1 – âge et modalité du remplissage sédimentaire dans la partie centrale de la cuvette tchadienne et comparaison avec les faciès de bordure.

L'étude des séries sédimentaires fluvio-éolo-lacustres du bassin du Tchad, nous a permis de préciser la nature du remplissage sédimentaire, l'architecture des dépôts et la succession des environnements depuis le Miocène terminal au centre du bassin tchadien. Les résultats obtenus notamment par l'étude intégrée (sédimentologie, minéralogie, géochimie) du sondage de Bol révèlent une sédimentation lacustre apparemment continue sur toute la séquence étudiée (jusqu'à environ 300 m de profondeur). Les datations effectuées sur ce forage démontrent pour la première fois l'ancienneté de la série lacustre : le lac Tchad existe au moins depuis 7 millions d'années apparemment sans aucune interruption hormis une phase éolienne fini quaternaire. La seule preuve indiscutable d'une interruption momentanée de la sédimentation lacustre est constituée par les dépôts éoliens de l'erg du Kanem (18 000 ans BP) reconnus sur les 70 premiers mètres du forage. Plus profondément dans le sondage, de 300 à près de 600 mètres, les dépôts montrent une alternance argilo-sableuse qui pourrait témoigner des prémices de l'installation du lac Tchad, mais, l'absence d'échantillons et de datation ne permet pas d'en savoir d'avantage. Cependant, au vu de l'énorme épaisseur de sédiments, une nouvelle étude engagée sur ces faciès pourrait peut-être doubler l'âge effectif de l'installation du lac même si celle-ci est manifestement entrelardée de phases plus détritiques éoliennes ou fluviales. Les sables grossiers qui recouvrent le socle appartiennent sans doute au « Continental Terminal ».

Contrairement au bassin central qui semble être resté remarquablement stable et lacustre au moins pendant les 7 derniers millions d'années, le bilan sédimentaire sur les bordures nord (Toros-Menella) est nettement différent, et donne l'image d'une zone de transition entre un milieu lacustre franc et un milieu désertique dunaire. Cette zone péri-lacustre est caractérisée par une alternance de faciès sableux dominants entrelardés de faciès lacustres argilo-diatomitiques généralement peu développées. Les faciès sableux vont des dunes éoliennes franches aux faciès argilo-sableux, végétalisés ou non, de bordure de lac. Le rapport sables sur argiles augmente graduellement du Sud au Nord des sites de TM.

2 – Signification en termes de paléoenvironnements des faciès sableux et argilo-sableux des sites à Hominidés. Comparaison avec des analogues actuels.

En se basant sur l'interprétation des faciès, l'étude sédimentologique des sites à Hominidés fossiles du Miocène terminal met en évidence quatre environnements successifs : les premiers dépôts correspondent à (1) un environnement désertique éolien (faciès éolien), passant progressivement à des dépôts de bordure de lac par une succession (2) de paléosols (faciès à racines ou paléosols) de plus en plus marqués par la proximité croissante (3) du lac (faciès péri-lacustre). La séquence s'achève par la transgression (4) d'un lac pérenne (faciès lacustre à diatomites et argiles). Les faciès fossilifères (couches à Anthracotheriidés) mis en place entre les deux phases majeurs éoliennes (à la base) et lacustre (au sommet), montrent une alternance de phases sahéennes épisodiquement végétalisées lors de phases plus humides. La séquence « dune-sols » constitue le motif élémentaire récurrent du dépôt. De place en place, l'insertion d'argiles ou de diatomites lacustres manifeste une pulsation transgressive avec l'installation d'environnements péri-lacustres favorisant le développement d'une faune plus aquatique. L'installation des faunes caractérisent à l'évidence ces phases « plus vertes ». Le retour à des conditions plus sahéennes voire désertiques est sans doute un des facteurs de la bonne préservation des faunes. La progression des dunes éoliennes a pu agir tel un linceul sur les cadavres au cours de l'aridification progressive des milieux. Les phases de transgression, par le jeu des concentrations (à l'échelle de quelques milliers d'années) ont pu permettre un enrichissement non négligeable des faciès fossilifères.

En examinant l'ensemble des sites fossilifères entre 3 et 7 millions d'années, on s'aperçoit que cette partie septentrionale du bassin, a presque toujours été une zone tampon oscillant au

gré des fluctuations climatiques entre lac, bordure de lac, zone sahélienne et désert total. Dans cette zone de transition éolo-lacustre, où évoluent les anciens hominidés, les épisodes lacustres ne sont que des phases temporaires correspondant aux transgressions du lac central pérenne dont les pulsations suivent le rythme climatique des phases humides et sèches. L'archipel de Bol, situé au Nord-Est du lac Tchad actuel, symbolise un excellent modèle de ce type d'environnement, où se confondent fortement le lac et le désert.

3 – Signification des faciès sableux du dernier colmatage holocène de la plaine deltaïque du Chari.

L'étude sédimentologique des dépôts fluviodeltaïques du Chari holocène met en évidence deux types de faciès : un faciès « sables clairs à litages obliques » et un faciès « sablo-argileux » caractérisé par la présence des mégalitages obliques.

1) Le faciès « sables clairs à litages obliques » correspond aux structures internes des mégarides de barres fluviales typiques. Les paléocourants dirigés vers le NE, remarquablement constants sont parallèles au Chari actuel. Les faciès à rides de courant (vers l'aval ou à contre-courant) représentent les dépôts « inter-mégarides » typiques de toute barre fluviale. Les nombreuses variations latérales montrent que le dépôt est totalement polyphasé correspondant sans doute à une intense migration latérale des chenaux. L'insertion de passées argileuses remarquablement continues latéralement marque l'installation épisodique de dépôts lacustres correspondant à des pulsations transgressives. Une de ces passées a été datée à 4000 ans BP. Elle représente une des dernières variations positives du lac Tchad actuel. Les faciès de sables clairs partiellement cimentés par de l'argile et riches en concrétions carbonatées sont le résultat de processus diagenétiques et pédogénétiques. Ils manifestent l'installation de sols pendant les périodes les plus récentes.

2) Le faciès « sablo-argileux » à mégalitages obliques en sommet de coupe est interprété comme un faciès de barres de méandres en accrétion latérale typique. Ce faciès de barres de méandres donne un âge d'environ 4000 ans BP. Il constitue la dernière phase de dépôt du colmatage holocène. Ces litages de barre de méandre, visibles sur les coupes et sur les images satellitaires, couvrent toute la surface de la plaine alluviale entre N'Djaména et le lac. Ils caractérisent des méandres et des chenaux d'échelle très variable, allant de la dizaine à la centaine de mètres.

4 – Description et interprétation des faciès sableux du Chari actuel. Comparaison avec les faciès holocènes.

Les études réalisées sur les dépôts actuels du Chari distinguent principalement trois types de faciès : (1) le faciès sableux à litages obliques correspondant aux structures internes des mégarides, (2) le faciès sableux à rides de courant dirigées vers l'aval ou vers l'amont et (3) le faciès argileux qui est le faciès le moins représenté des trois.

On retrouve ici exactement les mêmes faciès que ceux décrits dans les sables clairs holocènes. Ces dépôts ont été utilisés principalement pour caractériser et interpréter les sables holocènes des carrières qui sont identiques en tous points. Ils ont montré par exemple, que tous les dépôts de sables clairs des carrières avaient été formés dans des barres fluviales identiques à celles visibles actuellement sur le Chari. Les faciès argileux discontinus, difficiles à interpréter dans les sables holocènes sont largement présents dans les faciès actuels du Chari. Ils correspondent à la décantation argileuse « post-crue » dans les creux inter-mégarides.

Les différentes études réalisées nous donnent une bonne idée du remplissage sédimentaire du bassin depuis le Miocène terminal jusqu'à l'actuel. Il reste cependant de grandes incertitudes concernant les formations mésozoïques et de la base du Tertiaire d'une part, et sur les dépôts deltaïques anciens d'autre part. Ces dépôts ne seront malheureusement accessibles que par de nouveaux sondages.

D'autres forages profonds à caractère scientifique dans la partie nord et sud du bassin seront nécessaires, à la fois pour accéder aux archives les plus anciennes (tous les dépôts du bassin avant 7 millions d'années) et pour préciser la fluctuation dans le temps de la ligne de rivage, (zone tampon entre le lac et le désert). Le bassin Tchadien constitue donc un vaste champ d'investigation particulièrement intéressant et incontournable pour comprendre les archives sédimentaires qui ont enregistré l'évolution de l'environnement depuis l'apparition des premiers hominidés au centre de l'Afrique.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abadie, J.**, Barbeau, J., Coppens, Y., 1959. Une faune de vertébrés villafranchiens au Tchad. C. R. Acad. Sci. Paris 248, 3328-3330.
- Allen, J. R. L.**, 1968. The diffusion of grains in the lee of ripples, dunes, and sand deltas. Journal of sedimentary Petrology, Vol 38, N° 2, pp 621-633.
- Allen, J. R. L.**, 1982b. Sedimentary structures. Their Character and physical basis. Volume II. Elsevier. Pp 679.
- Arambourg, C.**, 1934. Description de vertébrés fossiles (poissons et reptiles) provenant de la mission du Tibesti. In : Dalloni M., Mission au Tibesti. Mémoire de l'Académie des Sciences 61,153-159.
- Bagnold, R.A.**, 1931. Journeys in the Libyan Desert 1929 and 1930. The Geographical Journal, 78, 13-33.
- Bouchette, F.**, Schuster, M., Ghienne, J.-F., Denamiel, C., Roquin, C., Moussa, A., Durringer, Ph., 2010. Hydrodynamics in the Holocene Lake Mega-Chad. Quaternary Research 73, 226-236.
- Bouchet, A.**, Meunier, A., Sardini, P., 2000. Minéraux argileux. Structure cristalline, identification et diffraction des rayons X. Bull. Center Rech. Elf explor., Mém. 23.
- Boyd, S.A.**, Farmer, W.J., Jaynes, W.F., Lagaly, G., Laird, D.A., Mermut, A.R., 1993. Layer charge characteristics of 2:1 silicate clay minerals. CMS Workshop Lectures, vol. 6, A.R. Mermut ed. The Clay Minerals Society, Boulder.
- Brindley, W.**, Brown G., 1980. Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification. Mineral Soc. G. B., Monograph. 5, London, 495p.
- Brunet, M.**, Beauvilain, A., Coppens, Y., Heintz, E., Moutaye, A.H.E., Pilbeam, D., 1995. The first australopithecine 2500 kilometres west of the Rift Valley (Chad). Nature 378, 273-275.
- Brunet, M.**, Beauvilain, A., Coppens, Y., Heintz, E., Moutaye, A.H.E., Pilbeam, D., 1996. *Australopithecus bahrelghazali*, une nouvelle espèce d'Hominidé ancien de la région de Koro Toro (Tchad). C. R. Acad. Sci. Paris 322, 907-913.
- Brunet, M.**, Beauvilain, A., Geraads, D., Guy, F., Kasser, M., Mackaye, H. T., Mac Latchy, L. M., Mouchelin, G., Sudre, J., Vignaud, P., 1997. Tchad : un nouveau site à Hominidés pliocène. C. R. Acad. Sci. Paris 324, 341-345.
- Brunet, M.**, Guy, F., Pilbeam, D., Mackaye, H.T., Likius, A., Ahounta, D., Beauvilain, A., Blondel, C., Bocherens, H., Boisserie J.B., De Bonis, L., Coppens, C., Dejax, J.,

- Denys, Ch., Düringer, Ph., Eisenmann, V., Fanone, G., Fronty, P., Geraads, D., Lehmann, Th., Lihoreau, F., Louchart, A., Mahamat, A., Merceron, G., Mouchelin, G., Otero, O., Pelaez Campomanes, P., Ponce De Leon, M., Rage, J.C., Sapanet, M., Schuster, M., Sudre, J., Tassy, P., Valentin, X., Vignaud, P., Viriot, L., Zazzo, A., Zollikofer, Ch., 2002. A new hominid from the Miocene of Chad, central Africa. *Nature* 418, 145–151.
- Burke, K.**, 1976. The Chad Basin: an active intra-continental basin. *Tectonophysics* 36, 197-206.
- Capot-Rey, R.**, 1961. Borkou et Ounianga. Mémoire de l'Institut de recherches sahariennes 5, 178 p.
- Carmouze, J-P.**, 1976. La régulation hydrogéologique du lac Tchad. Travaux et Documents de 58p – 60p.
- Carmouze, J-P.**, Pedro, G., 1977. Influence du climat sur le type de régulation saline du lac Tchad. Relations avec les modes de sédimentation lacustre. *Sciences Géologiques Bulletin* 39, 33-49.
- Chamley, H.**, 1988. Contribution éolienne à la sédimentation marine au large du Sahara. *Bull. Soc. Géol. France.*, 8, 1091-1100.
- Churchman, G.J.**, 1990. Relevance of different intercalation tests for distinguishing halloysite from kaolinite in soils. *Clays and Clay Minerals*, 38, 6, 591-599.
- Coppens, Y.**, 1960. Le Quaternaire fossilifère de Koro-Toro (Tchad). Résultats d'une première mission. *C. R. Acad. Sci. Paris* 251, 2385-2386.
- Dalloni, M.**, 1934. Mission au Tibesti. Mémoire de l'Académie des Sciences 61, 370p.
- Dupont, B.** et Fraquet, P., 1972. Etude bathymétrique et sédimentologique d'un bras du lac Tchad (Yakoua-Mandi). SECT-Intern. Et ORSTOM, N'Djamena, 50p.
- Dupont, B.**, & Delaune, M., 1970. Etude sur quelques coupes dans le Quaternaire récent du sud du Lac Tchad. – Cahiers de l'O.R.S.T.O.M. (Paris), sér. Géol., 2: 49-60.
- Durand, A.**, 1995. Conséquences géomorphologiques de phénomènes néotectoniques dans le bassin du lac Tchad : modifications du réseau hydrographique et origine du pseudo-rivage du Mégatchad dans la région du Kadzell (République du Niger). *C. R. Acad. Sci. Paris* 321, 223-229.
- Durand, A.**, 1995. Sédiments quaternaires et changements climatiques au Sahel central (Niger et Tchad. Thèse de doctorat de l'Université de Bourgogne. Centre des Sciences de la terre. 615p.

- Durand, A.**, 1978. Etude du Quaternaire récent dans la région des deltas du Chari (bassin du Tchad) ; rapport préliminaire. ORSTOM N'Djamena et Univ. Niamey, 123p.
- Duringer, Ph.**, Beauvilain, A., Brunet, M., Cambefort, Y., Likius, A., Mackaye, H.T., Vignaud, P., Schuster, M., 2000a. Des boules de bousiers fossiles et leurs terriers dans les sites à Australopithèques du Pliocène tchadien. Bulletin de la Société géologique de France 171, 2, 259-269.
- Duringer, Ph.**, Brunet, M., Cambefort, Y., Likius, A., Mackaye, H.T., Schuster, M., Vignaud, P., 2000b. First discovery of fossil dung beetle brood balls and nests in the Chadian Pliocene Australopithecines levels. Lethaia 33, 277-284.
- Duringer, Ph.**, Schuster, M., Genise, J.F., Likius A., Mackaye, H.T., Vignaud, P., Brunet M., 2006. The first fossil fungus gardens of Isoptera: oldest evidence of symbiotic termite fungiculture (Miocene, Chad basin). Naturwissenschaften 93, 610-615.
- Duringer, Ph.**, Schuster, M., Genise J. F., Mackaye, H. T., Vignaud, P., Brunet, M., 2007. New termite trace fossils : Galleries, nests and fungus combs from the chad basin of Africa (Upper Miocene - Lower Pliocene). Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 251, 323-353.
- Ergenzinger, P.**, 1978. Das Gebiet des Enneri Misky im TibestiGebirge, République du Tchad. Erläuterungen zu einer Geomorphologischen Karte 1:200000, Berlin, Geogr. Abhandlungen, 1978, 71 p.
- Foureau, M.F.**, 1901. From Algeria to the French Congo. The Geographical Journal, 17, 135-150.
- Frost, R. L.**, Kloprogge, J.T., Kristof, J., Horvath, E., 1999. Deintercalation of hydrazine-intercalated low-defect kaolinite. Clays and Clay Minerals, 47, 6, 732-741.
- Gac, J.Y.**, 1980. Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. Travaux et documents, ORSTOM, 123, 251 p.
- Gac, J-Y.**, 1979. Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan d'altération, de l'érosion et la sédimentation. Thèse de doctorat de l'Université Louis Pasteur. Doc. l'O.R.S.T.O.M 123, 251 p (1980).
- Genik, G.J.**, 1992. Regional framework, structural and petroleum aspects of rift basins in Niger, Chad and the Central African Republic (C.A.R.). Tectonophysics 213, 169-185.
- Ghienne, J.-F.**, Schuster, M., Bernard, A., Duringer, Ph., Brunet, M., 2002. The Holocene giant Lake Chad revealed by Digital Elevation Models. Quaternary International 87, 81-85.

- Gradstein, F.M.,** Ogg, J.G., Smith, A.G., 2004. A Geologic Time Scale. Cambridge University Press, 589p.
- Grove, A.T.,** 1959. A note on the former extent of lake Chad. *The Geographical Journal*, 125, 465-467.
- Guiraud, R.,** Maurin, J.C., 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa ; an overview. *Tectonophysics*. 213, 153-168.
- Hofmann, U.,** Klemen, R., 1950. Verlust der Austauschfähigkeit von Lithiumionen an Bentonit durch Erhitzung: *Z. Anorg. Chem.* 262, 95-99.
- Hunter, R. E.,** 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Journal of Sedimentary Petrology* (1977), Vol, 24. pp 361-387.
- Hunter, R. E.,** 1985. Subaqueous sand-flow cross strata. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol, 55, N° 6, November, 1985, pp 886-894.
- Jackson, M.L.,** Abdel-Kader, F.H., 1978. Kaolinite intercalation procedure for all sizes and types with X-ray diffraction spacing distinctive from other phyllosilicates. *Clays and Clay Minerals*, 26, 2, 81-87.
- Jäkel, D.,** 1977. The Work of the field station at Bardai in the Tibesti Mountains. *The Geographical Journal*, 143, 61-72.
- Joleaud, L.,** Lombard, J., 1933. Mammifères quaternaires d'Ounianga Kebir (Tibesti sud-oriental). *Compte Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences* 196, 497-499.
- Kusnir, I.,** 1995. Géologie, ressources minérales et ressources en eau du Tchad. Travaux et documents scientifiques du Tchad, CNAR, N'Djaména, 115 p.
- Kusnir, I.,** Moutaye, H.A., 1997. Ressources minérales du Tchad : une revue. *Journal of African Earth Sciences*, 24, 549-562.
- Lacroix, A.,** 1934. Volcanisme et lithologies. In : Dalloni M., Mission au Tibesti. *Mémoire de l'Académie des Sciences* 61, 169-366.
- Laveuf, C.,** Cornu, S., 2009. A review on the potentiality of Rare Earth Elements to trace pedogenetic processes. *Geoderma* 154, 1-12.
- Lebatard, A. E.,** 2007. Datations des séries sédimentaires à Hominidés anciens du Paléolac Tchad depuis le Miocène jusqu'à l'actuel. Thèse Université de Poitiers, 201p.
- Lebatard, A. E.,** Bourlès, D., Durringer, P., Jolivet, M., Braucher, R., Carcaillet, J., Schuster, M., Arnaud, N., Monié, P., Lihoreau, F., Likius, A., Mackaye, H. T., Vignaud, P., Brunet, M., 2008. Cosmogenic nuclide dating of *Australopithecus bahrelghazali* and

- Sahelanthropus tchadensis: Mio-Pliocene Hominids from Chad. Proceedings of the National Academy of Sciences 105, 3226-3231.
- Lebatard, A. E.**, Bourlès, D., Braucher, R., Arnold M., Düringer, Ph., Jolivet, M., **Moussa, A.**, Deschamps, P., Schuster, M., Roquin, C., Carcaillet, J., Lihoreau, F., Likius, A., Mackaye, H.T., Vignaud, P., Brunet, M., 2010. Application of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dating method to continental sediments: Reconstruction of the Mio-Pleistocene sedimentary sequence in the early hominid fossiliferous areas of the northern Chad Basin. Earth and Planetary Science Letters.
- Louis, P.**, 1970. Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. Mémoire ORSTAOM, 42, 311p.
- Mackaye, H. T.**, 2001. Les proboscidiens du Miocène du Tchad : Biodiversité ; biochronologie ; paléoécologie ; et paléobiogéographie. Thèse de doctorat de l'Université de Poitiers (France). 209p.
- Manguet, M.**, Chemin, M.C., 1990. Le massif du Tibesti dans le système éolien du Sahara. Réflexion sur la genèse du lac Tchad. Berliner geog. Studien, 30, 261-276.
- Maley, J.**, 1981. Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord tropicale de 30000 ans à l'époque actuelle. Travaux et Documents de l'ORSTOM, 129, 586p.
- Maley, J.**, 2004. Le bassin du Tchad au Quaternaire récent : formations sédimentaires, paléoenvironnements et préhistoire. La question des Paléotchads. In : J. Renault-Miskovsky, A.M. Semah (Eds.), L'évolution de la Végétation depuis deux millions d'années, Artcom - Errance, Paris, 179-217.
- Mathieu, P.**, 1976. Evolution Géologique Récente du bassin du Tchad. Notes techniques du Centre d' l'O.R.S.T.O.M de N'Djamena. N°12. 19p.
- Meurisse, M.**, Van Vliet-Lanoë, B., Talon, B., Recourt P., 2005, Complexes dunaires et tourbeux Holocènes du littoral du Nord de la France., C. R. Géoscience 337 675–684.
- Moussa, A.**, 2007. Synthèse géologique des dépôts continentaux du bassin du Tchad. Mémoire de recherche de Master 2, Université de Strasbourg, 41p.
- Moussa, A.**, Düringer, Ph., Ghienne, J.-F., Schuster, M., Brunet, M., Vignaud, P., Mackaye, H.T., Likius, A., 2009a. Les séquences « dunes-lac » du Miocène tchadien : un exemple de faciès éolo-lacustre. 12ème Congrès de l'Association des Sédimentologues Français, Livre des résumés 64, 234.

- Moussa, A.**, Duringer, Ph., Roquin, Cl., Schuster, M., Ghienne, J.-F., Brunet, M., Vignaud, P., Mackaye, H.T., Likius, A., 2009b. Architecture tri-dimensionnelle des barres fluviales du Chari : du satellite au terrain. 12ème Congrès de l'Association des Sédimentologues Français, Livre des résumés 64, 235.
- Olivry, J.C.**, Chouret, A., Lemoalle, J., Bricquet, J.P., 1996. Hydrologie du lac Tchad. ORSTOM, Paris, 266p.
- Olivry, J.C.**, Chouret, A., Vuillaume, G., Lemoalle, J., Bricquet, J.P., 1996. Géochimie du lac Tchad. O.R.S.T.M., Paris.
- Paquet, H.**, 1969. Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Thèse, Université de Strasbourg. 210p.
- Petit, S.**, Decarreau, A., 1990. Hydrothermal (200°C) synthesis and crystal chemistry of iron-rich Kaolinites. *Clay Minerals*, 25, 181-196.
- Pias, J.**, 1970. Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. *Mem. ORSTOM*, 43, 407p.
- Pias, J.**, Guichard, E., 1957. Origine et conséquences de l'existence d'un cordon sableux dans la partie sud-ouest de la cuvette tchadienne. *C. R. Acad. Sci. Paris* 244, 791-793.
- Pias, J.**, 1967b. Chronologie du dépôt des sédiments tertiaires et quaternaires dans la cuvette tchadienne (République du Tchad). – *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, 264, 2432-2435.
- Pias, J.**, 1967a. Quatre deltas successifs du Chari au quaternaire (République du Tchad et du Cameroun). *C.R. Acad. Sci. (Paris), D*, 264, 2357-2360.
- Plaziat, J-C.**, 197. Racines ou terriers ? Critères de distinction à partir de quelques exemples du Tertiaire continental et littoral du bassin de Paris et du midi de la France. Conséquences paléogéographiques. *Bull. Soc. Géol. France* n° 1-2, p. 195-203.
- PNUD.**, 2003. Le bilan diagnostic des ressources en eau au Tchad.
- Range, K.-J.**, Range, A., Weiss, A., 1969. Fire-clay type kaolinite or fire-clay mineral? Experimental classification of kaolinite-halloyite minerals. *Proceeding of International Clay Conference Tokyo 1969*, vol. 1, L Heller ed., Israel University Press, Jerusalem, 3-13.
- Roche, M. A.**, 1970. Evaluation des pertes du lac Tchad par abandon superficiel et infiltration marginales. *Cah. ORSTOM, sér. Géol. II*, 1, 67-80.
- Sebag, D.**, Durand, A., Garba, Z., Lang J., Verrecchia, E. P., 2006. Dynamique sédimentaire et diagenétique d'un lac interdunaire holocène en milieu subaride (N'Guigmi, Lac Tchad, Niger). *Africa Geoscience Review*, 13, 409-423.

- Servant M.**, 1983. Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Travaux et Documents, ORSTOM 159, 573p.
- Servant, M.**, 1967. Nouvelles données stratigraphiques sur le Quaternaire supérieur et récent au nord-est du lac Tchad. VIe Congr. Panaf. Préhist. Et. Quatem., Dakar et Cah. ORSTOM, Sér. Géol., 1970. II, 1, 95-114.
- Servant, M.**, Ergenzinger, P. Coppens, Y., 1969. Datations absolues sur un delta lacustre quaternaire au Sud du Tibesti (Angamma). C. R. Somm. Géol. Fr. 8, 313-314.
- Servant-Vildary, S.**, 1970. Les formations lacustres et les diatomées du Quaternaire récent du fond de la cuvette tchadienne. Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique. (2), Vol. XII., FASC. 1, pp. 63-76, Paris.
- Servant-Vildary, S.**, 1978. Etude des diatomées et paléolimnologie du bassin Tchadien au Cénozoïque supérieur. Travaux et documents de l'ORSTOM, 84, 346p.
- Servant-Vildary, S.**, 1973. Stratigraphie et néotectonique du Plio-Pléistocène ancien du Tchad d'après l'étude des Diatomites. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 276 (9 mai 1973). Série D- 2633.
- Servant-Vildary, S.**, 1977. Etude des Diatomées et Paléolimnologie du Bassin tchadien au Cénozoïque Supérieur. 330 p.
- Schneider, J.L.**, 1967. Evolution du dernier lacustre et peuplement préhistoriques aux Pays Bas du Tchad. Bull. ASEQUA 14/15, 203-215.
- Schneider, J.L.**, 1968. Notice explicative. Carte hydrogéologique de reconnaissance de la République du Tchad au 1/5.000.000ème. Feuille Pays-Bas-Largeau. BRGM, Brazzaville.
- Schneider, J.L.**, 1989. Géologie et hydrogéologie de la République du Tchad. Thèse, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse. Trois volumes plus carte du Tchad 738p.
- Schuster, M.**, 2002. Sédimentologie et paléoécologie des séries à vertébrés du paléolac Tchad depuis le Miocène supérieur. Thèse de doctorat de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg I. 152 p.
- Schuster, M.**, Durringer, Ph., Nel, A., Brunet, M., Vignaud, P., Mackaye, H.T., 2000. Découverte de termitières fossiles dans les sites à Australopithèques du Pliocène tchadien : description, identification et implications paléoécologiques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris 331, 15-20.
- Schuster, M.**, Durringer, Ph., Ghienne, J.-F., Vignaud, P., Beauvilain, A., Mackaye, H.T., Brunet, M., 2003. Coastal conglomerate around the Hadjer el Khamis inselbergs

- (western Chad, central Africa): new evidence for Lake Mega-Chad episodes. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 1059-1069.
- Schuster, M.**, Roquin, C., Durringer, Ph., Brunet, M., Fontugne, M., Mackaye, H.T., Vignaud, P., Ghienne, J.-F., 2005. Highlighting Holocene Lake Mega-Chad paleoshorelines from space. *Quaternary Science Reviews* 24, 1821-1827.
- Schuster, M.**, Durringer, Ph., Ghienne, J.-F., Vignaud, P., Mackaye, H.T., Likius, A., Brunet, M., 2006 . The age of the Sahara Desert. *Science* 311, 821.
- Schuster, M.**, Durringer, Ph., Ghienne, J.-F., Roquin, C., Sepulchre, P., **Moussa, A.**, Lebatard, A.-E., Mackaye, H.T., Likius, A., Vignaud, P., Brunet M., 2009. Chad Basin: paleoenvironments of the Sahara since the late Miocene. *Comptes Rendus Geosciences* 341, 612-620.
- Swezey, C.**, 1998. The identification of eolian sand and sandstones (L'identification des sables et grés éoliens. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences* 1998. 327, 513-518.
- Taylor, S. R.** and S. M. McLennan., 1985. *The Continental Crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell Scientific Publishers.
- Tilho, J.**, 1925. Sur l'aire probable d'extension maxima de la mer paléo-tchadienne. *C. R. Acad. Sci. Paris* 181, 643-646.
- Tilho, J.**, 1910. The French Mission to Lake Chad. *The Geographical Journal*, 36, 271-286.
- UNEP.**, 2004. *Global International Water Assessment. Regional Assessment 43, Lake Chad Basin*. 154 p.
- Vincent, P.M.**, 1963. Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti Occidental et Central (Sahara du Tchad). *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 23, 307p.
- Vignaud, P.**, Durringer, Ph., Mackaye, H. T., Andossa, L., Blondel, C., Boisserie, J.R., De Bonis, L., Eisenmann, V., Géraads, D. Guy, F., Lehmann, T., Lihoreau, F., Lopez-Martinez, N., Mourer-Chauviré, C., Otero, O., Rage, J.C., Schuster, M., Viriot, L., Zazzo, A., Brunet, M., 2002. Geology and Palaeontology of the Upper Miocene Toros-Menalla hominid locality, Chad. *Nature* 418, 152–155
- Wada.**, 1961. Lattice expansion of kaolin minerals by potassium acetate treatment. *American Mineralogist*, 46, 78-91.
- Warren, A.**, Bristow, C., Chappell, A., Engelstaedter, S., Mbainayel, S., Todd, M., et Washington, R., 2005. The dustiest place on Earth. *Nature*, Vol 434. 14 April 2005. pp 816-819.

Wolff, J.P., 1964. Carte géologique de la République du Tchad au 1/1500000ème. BRGM,
Paris.

ANNEXES ET PUBLICATIONS

PUBLICATIONS

LES SÉQUENCES “DUNES-LAC” DU MIOCÈNE TCHADIEN: UN EXEMPLE BIEN DOCUMENTÉ DE FACIÈS ÉOLO-LACUSTRE

Abdérmane MOUSSA*, Philippe DURINGER*, Jean François GHIENNE**, Mathieu SCHUSTER***, Michel BRUNET****, Patrick VIGNAUD***, Hassan Taisso MACKAYE*****, Andossa LIKIUS*****

* Université de Strasbourg (UDS), Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), Institut de Physique du Globe (IPGS), (CNRS/UDS UMR 7516), 1 rue Blessig 67084 Strasbourg Cedex France Moussa.Abderamane@eost.u-strasbg.fr, duringer@eost.u-strasbg.fr

** Institut de Physique du Globe (IPGS), (CNRS/UDS UMR 7516), 1 rue Blessig 67084 Strasbourg Cedex France, roquin@eost.u-strasbg.fr, ghienne@eost.u-strasbg.fr

*** CNRS UMR 6046 - IPHEP Université de Poitiers, Faculté des Sciences Poitiers Cedex France, 40, avenue du Recteur Pineau 86022 Poitiers Cedex mathieu.schuster@univ-poitiers.fr, patrick.vignaud@univ-poitiers.fr

**** Collège de France, Chaire de Paléontologie humaine, 3 rue d'Ulm 75231 Paris Cedex 05, michel.brunet@college-de-france.fr

***** Université de N'Djaména, Département de Paléontologie, BP 1117, N'Djaména, Tchad, MackayeTaisso@yahoo.com, Likius Andossa@yahoo.com

La base des séries détritiques qui ont livré les restes de Toumaï (*Sahelanthropus tchadensis*) et la faune de vertébrés associés est constituée d'une épaisse formation éolienne caractérisée par de grands litages obliques de taille décimétrique à pluri-décimétrique. Tous les fossiles récoltés apparaissent au sommet de cet épisode éolien et appartiennent à des faciès péri-lacustres en marge d'un épisode éolien sénescant. Une séquence type a été levée à l'interface des deux environnements (éolien à la base - lacustre au sommet) (coupe de la figure 1). Les séquences les plus complètes (Fig. 1 coupe) montrent des faciès éoliens recouverts par un paléosol à conduits racinaires et bioconstructions d'insectes

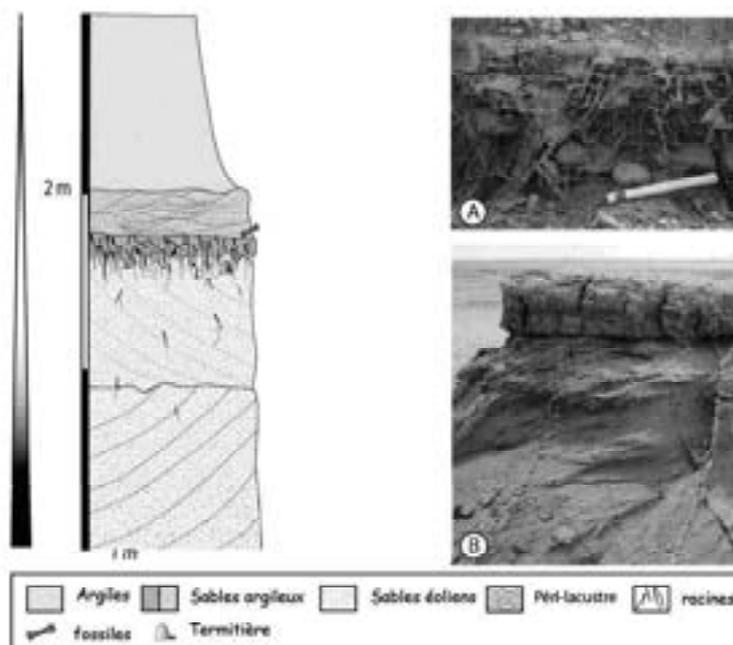


Fig. 1- Séquence complète (coupe), séquences partielles avec argiles directement sur le paléosol à racines (A) ou sur les sables éoliens (B)

passant à des sables péri-lacustres à petits litages obliques surmontés par des argiles lacustres. Les variations latérales de cette séquence type sont souvent importantes. Les faciès lacustres argileux reposent souvent directement sur les paléosols sans terme péri-lacustre; (Fig. 1A) ou directement sur les Formations éoliennes (Fig. 1B). Le gisement fossilifère se trouve exactement à l'interface entre la fin d'un épisode éolien généralisé et le début de la transgression lacustre il y a 7 millions d'années.



ARCHITECTURE TRI-DIMENSIONNELLE DES BARRES FLUVIATILES DU CHARI: DU SATELLITE AU TERRAIN

Abdérمانية MOUSSA*, Philippe DURINGER*, Claude ROQUIN**, Mathieu SCHUSTER***,
Jean François GHIENNE**, Michel BRUNET****, Patrick VIGNAUD**,
Hassan Taisso MACKAYE*****, Andossa LIKIUS*****

* Université de Strasbourg (UDS), Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), Institut de Physique du Globe (IPGS), (CNRS/UDS UMR 7516), 1 rue Blessig 67084 Strasbourg Cedex France Moussa.Abderamane@eost.u-strasbg.fr, duringer@eost.u-strasbg.fr

** Institut de Physique du Globe (IPGS), (CNRS/UDS UMR 7516), 1 rue Blessig 67084 Strasbourg Cedex France, roquin@eost.u-strasbg.fr, ghienne@eost.u-strasbg.fr

*** Université de Poitiers - Faculté des Sciences, Institut International de Paléoprimatologie, Paléontologie Humaine: Évolution et Paléoenvironnements, CNRS UMR 6046 - IPHEP, 40, avenue du Recteur Pineau 86022 Poitiers Cedex France, mathieu.schuster@univ-poitiers.fr, patrick.vignaud@univ-poitiers.fr

**** Collège de France, Chaire de Paléontologie humaine, 3 rue d'Ulm 75231 Paris Cedex 05, michel.brunet@college-de-france.fr

***** Université de N'Djaména, Département de Paléontologie, BP 1117, N'Djaména, Tchad, MackayeTaisso@yahoo.com, Likius Andossa@yahoo.com

Le Chari draine la partie Sud-Est du bassin intracratonique du Tchad. Avec le Logone il constitue aujourd'hui la principale source en eau du lac Tchad en constante régression depuis les années cinquante. Le bassin lacustre est entièrement endoréique. La partie Nord du bassin est désertique. Le Chari se connecte au lac par l'intermédiaire d'un vaste delta dominé fleuve en partie mississipien. Sur les 80 kilomètres du cours terminal du fleuve (toute la partie en aval de la capitale N'Djaména), la plaine alluviale est marquée par une imbrication très serrée de barres de méandres anciennes, de bras morts, de méandres en cours d'avulsion ou d'abandon (Fig. 1A). Les nombreuses coupes de terrain (Fig. 1B) attestent de l'importante composante migration latérale de ce système à méandres.



Figure 1- Réseaux à méandres en aval de N'Djaména (A) et barres de méandre dans une carrière voisine (B).

Dans la partie amont de la confluence avec le Logone, près de N'Djaména, le réseau fluvial est caractérisé par des chenaux beaucoup plus rectilignes. Le chenal principal se charge de barres fluviales longitudinales ou transverses couvertes de rides, mégarides et rides géantes. Les méandres se font rares et n'apparaissent plus sur la plaine alluviale. N'Djaména semble se situer à la jonction entre plaine alluviale et plaine deltaïque, chacune présentant un type d'organisation morpho-sédimentaire particulier. Les architectures sédimentaires mises en évidence dans les carrières situées de part et d'autre de ce point témoignent du changement important de la dynamique du fleuve à cet endroit.



LE PLUS GRAND NID FOSSILE DE TERMITES AU MONDE (MIOCÈNE TCHAD. TOUTES LES ÉTAPES DE SA DÉCOUVERTE ET DE SON INTERPRÉTATION

Philippe DURINGER*, Mathieu SCHUSTER**, Jorge F. GENISE***, Michel BRUNET****, Patrick VIGNAUD**, Abdéramane MOUSSA*, Hassan Taisso MACKAYE*****, Andossa LIKIUS*****

* Université de Strasbourg (UDS), Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), Institut de Physique du Globe (IPGS), (CNRS/UDS UMR 7516), 1 rue Blessig 67084 Strasbourg Cedex France, duringer@eost.u-strasbg.fr, Moussa.Abderamane@eost.u-strasbg.fr

** Université de Poitiers - Faculté des Sciences, Institut International de Paléoprimatologie, Paléontologie Humaine: Évolution et Paléoenvironnements, CNRS UMR 6046 - IPHEP, 40, avenue du Recteur Pineau 86022 Poitiers Cedex France, mathieu.schuster@univ-poitiers.fr, patrick.vignaud@univ-poitiers.fr

*** CONICET, Museo Paleontologico Egidio Feruglio, Avenue Fontana 140 9100 Trelew, Chubut Argentina, jgenise@mef.org.ar

**** Collège de France, Chaire de Paléontologie humaine, 3 rue d'Ulm 75231 Paris Cedex 05,

michel.brunet@college-de-france.fr

***** Université de N'Djaména, Département de Paléontologie, BP 1117, N'Djaména, Tchad, MackayeTaisso@yahoo.com, LikiusAndossa@yahoo.com

Le nid géant découvert au Tchad est le plus grand et le plus complet jamais découvert à ce jour. Les plus grands couvrent une surface de plus de 1000 mètres carrés. Le nid comporte une unité centrale (calie) qui devait abriter roi et reine. Plusieurs sorties conduisent à des galeries droites de plusieurs dizaines de mètres de longueur connectées à des galeries secondaires terminées par des boules à base plate. Certaines de ces boules de 6-10 cm de diamètre contiennent des meules à champignons, base de l'alimentation des termites. Les autres étaient sans doute utilisées pour le stockage de la nourriture. Il s'agit également de la première description d'une meule à champignon fossile. Ces nids sont attribués à des termites champignonistes (Macrotermitinae). Ce sont les nids des genres actuels *Odontotermes* et *Microtermes* qui paraissent les plus proches des nids fossiles. Ils caractérisent des milieux de savanes arborées et/ou herbeuses.

DURINGER PH., SCHUSTER M., GENISE J.F., MACKAYE H.T., VIGNAUT P., BRUNET M. (2006) - New termite trace fossils: Galleries, nests and fungus combs from the Chad basin of Africa (Upper Miocene - Lower Pliocene). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 251, 323-353.



LE BASSIN DU LAC TCHAD D'HIER À AUJOURD'HUI: MORCEAUX CHOISIS.

Mathieu SCHUSTER*, Philippe DURINGER**, Jean-François GHIENNE**, Claude ROQUIN**,
Frédéric BOUCHETTE***, Pierre SEPULCHRE****, Abderamane MOUSSA**,
Hassan Taisso MACKAYE*****, Andossa LIKIUS*****, Patrick VIGNAUD*
& Michel BRUNET*/*****

* CNRS UMR 6046 – IPHEP, Université de Poitiers, UFR SFA, 40 avenue du Recteur Pineau, 86022 Poitiers.

** Université de Strasbourg (UDS), Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), Institut de Physique du Globe (IPGS), (CNRS/UDS UMR 7516), 1 rue Blessig 67084 Cedex

*** GEOSCIENCES-M, Université Montpellier II, CNRS UMR 5243, cc 60, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5

**** LSCE, CNRS UMR 1572, CEA Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette, France

***** Université de N'Djaména, Département de Paléontologie, BP 1117, N'Djaména, Tchad

***** Collège de France, Chaire de paléontologie humaine, 3 rue d'Ulm 75231 Paris Cedex

Le Lac Tchad actuel est marqué par des variations importantes de son extension, comme l'illustre la citation suivante de Tilho (1928): *«En 1908, sa superficie submergée était réduite de moitié, et je pouvais faire circuler mes convois de chameaux dans toute la partie de la cuvette où, quelques années auparavant, j'avais navigué en toute aisance, avec mon compagnon Audouin, à bord d'un chaland d'acier.»*

Le suivi hydrologique du Lac Tchad montre que son extension connaît des fluctuations rapides, à différentes échelles allant du siècle à la saison. Depuis les années 1960 par exemple, ce lac endoréique soumis à la forte variabilité climatique de l'Afrique tropicale a vu sa superficie diminuer drastiquement en passant de ~25000 km² (stade « grand-Tchad ») à ~5000 km² (stade « petit-Tchad »).

À l'échelle plurimillénaire (Holocène), diverses archives (sédimentologie, géomorphologie, paléontologie et archéologie) démontrent que le bassin du Tchad a connu un épisode lacustre majeur avec le Lac Méga-Tchad. Cet immense paléolac (> 350000 km²; de ~10° à ~18° Nord et de ~12° à ~19° Est) s'étendait alors profondément dans le Sahara, jusqu'au pied du massif du Tibesti.

Enfin, à l'échelle de plusieurs millions d'années (Mio-Pliocène), plusieurs récurrences lacustres alternant avec des phases arides sont documentées par les archives sédimentologiques et paléontologiques des sites à hominidés anciens de l'Erg du Djourab (Nord Tchad ; ca. 7 à 3 Ma).

Ainsi, de manière schématique, l'histoire du bassin du Tchad depuis au moins 7 Ma semble rythmée par des récurrences d'épisodes lacustres se produisant à différentes échelles de temps et d'espaces.



Figure. Lac Méga-Tchad holocène (~350000 km²), « grand-Tchad » (1960^{ies} ; ~25000 km²) et « petit-Tchad » actuel (~5000 km²).



HYDRODYNAMIQUE DU LAC MEGA-CHAD À L'HOLOCÈNE

Frédéric BOUCHETTE*, Mathieu SCHUSTER**, Jean-François GHIENNE***, Cléa DENAMIEL****, Claude ROQUIN***, Adbderamane MOUSSA*** & Philippe DURINGER***

* GEOSCIENCES-M et Institut de Mathématiques Appliquées de Montpellier. Université Montpellier II et CNRS, cc 60, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France. bouchette@gm.univ-montp2.fr

** Université de Poitiers UFR SFA, IPHEP - Institut International de Paléoprimatologie, Paléontologie Humaine: Évolution et Paléoenvironnements, CNRS UMR 6046, 40 avenue du Recteur Pineau, 86022 Poitiers, France. mathieu.schuster@univ-poitiers.fr

*** Institut de Physique du Globe de Strasbourg (CNRS / Université de Strasbourg, UMR 7516, EOST), 1, rue Blessig, 67084 Strasbourg, France.

**** HR-Wallingford Ltd. Howbery Park, Wallingford, OXON OX10 8BA, United Kingdom

Le Lac Mega-Chad à l'Holocène (LMC) a été la plus grande étendue d'eau d'Afrique de la fin du Quaternaire. Le développement originel de ce paleo-lac géant est en relation avec un décalage vers le Nord des isohyètes, interprété comme une preuve de prédominance de la Mousson (donc de Période Humide Africaine). De nombreuses morphologies sableuses particulièrement bien préservées ont été décrites le long de la zone littorale du LMC (Ghienne et al., 2002; Schuster et al., 2003; Schuster et al., 2005). Ces morphologies ont permis de caractériser, à partir de l'observation de terrain, les grandes tendances paleo-hydrodynamiques au sein et sur les bords de cette masse d'eau.

Dans le contexte particulier d'un bassin fermé de faible profondeur comme le LMC, l'hydrodynamique est avant tout contrôlée par les vents et la mer de vent. Nous utilisons un modèle hydrodynamique tri-dimensionnel bien validé de la communauté océanographique (SYMPHONIE; Marsaleix et al., 2008) pour simuler l'hydrodynamique sur l'ensemble du LMC forcée par les équivalents Holocène de l'Harmattan (vent du Nord-Est) et de la Mousson (vent du Sud-Ouest).

Une grande moitié Nord du LMC montre des morphologies paleo-littorales, notamment des flèches sableuses, qui correspondent à des circulations littorales très cohérentes avec celles obtenues par simulation sous un forçage de type Harmattan (Bouchette et al., accepted). La comparaison simulation/observation permet donc de caractériser comment l'Harmattan contrôle globalement l'hydrodynamique du LMC.

En certains points précis de la moitié Nord, d'éventuelles morphologies liées à un vent de type Mousson ont été suggérées (Drake & Bristow, 2006), mais leur interprétation reste sujet à débat. En outre, les structures sédimentaires dans l'extrémité Sud du LMC sont plus complexes à interpréter. Aussi, dans un second temps, on montre d'autres travaux de simulation numérique en cours (ROMS, WW3), engagés pour mieux contraindre la circulation sur certaines zones précises du LMC, notamment au Sud, et discuter le rôle ponctuel de la Mousson sur la paleo-hydrodynamique.

BOUCHETTE, F., SCHUSTER, M., GHIENNE, J.-F., DENAMIEL, C., ROQUIN, C., MOUSSA, A., MARSALEIX, P., DURINGER, PH. (accepted) Hydrodynamics in the Holocene lake Mega-Chad. *Quaternary Research*. Accepted for publication.

DRAKE, N., BRISTOW, CH. (2006) Shorelines in the Sahara: geomorphological evidence for an enhanced Monsoon from palaeo-lake Megachad. *The Holocene*, 16, 901-911.

GHIENNE, J.-F., SCHUSTER, M., BERNARD, A., DURINGER, PH., BRUNET, M. (2002) The Holocene giant Lake Chad revealed by Digital Elevation Models. *Quaternary International*. 87, 81-85.

MARSALEIX, P., AUCLAIR, F., FLOOR, J. W., HERRMANN, M. J., ESTOURNEL, C., PAIRAUD, I., ULSES, C. (2008) Energy conservation issues in sigma-coordinate free-surface ocean models. *Ocean Modelling*, 20, 61-89, doi:10.1016/j.ocemod.2007.07.005.

SCHUSTER, M., ROQUIN, C., BRUNET, M., DURINGER, PH., FONTUGNE, M., MACKAYE, H.T., VIGNAUD, P., GHIENNE, J.-F. (2005) Highlighting Holocene Lake Mega-Chad paleoshorelines from space. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1821-1827.

SCHUSTER, M., DURINGER, PH., GHIENNE, J.-F., VIGNAUD, P., BEAUVILAIN, A., MACKAYE, H.T., BRUNET, M. (2003) Coastal conglomerate around the Hadjer el Khamis inselbergs (western Chad, central Africa): new evidence for Lake Mega-Chad episodes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 1059-1069.

Surface geosciences (Palaeoenvironment)
Chad Basin: Paleoenvironments of the Sahara since the Late Miocene

Mathieu Schuster^{a,*}, Philippe Durringer^b, Jean-François Ghienne^b,
Claude Roquin^b, Pierre Sepulchre^c, Abderamane Moussa^{b,a},
Anne-Elisabeth Lebatard^a, Hassan Taisso Mackaye^d,
Andossa Likius^d, Patrick Vignaud^a, Michel Brunet^{e,a}

^a CNRS UMR 6046, IPHEP, université de Poitiers UFR SFA, institut international de paléoprimatologie, paléontologie humaine : évolution et paléoenvironnements, 40, avenue du Recteur-Pineau, 86022 Poitiers cedex, France

^b CNRS UMR 7516 IPGS, université de Strasbourg, institut de géologie, école et observatoire des sciences de la Terre, 1, rue Blessig, 67084 Strasbourg cedex, France

^c CNRS UMR 1572, laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, CEA Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette cedex, France

^d Département de paléontologie, université de N'Djaména, BP 1117, N'Djaména, Tchad

^e Chaire de paléontologie humaine, Collège de France, 75231 Paris cedex 05, France

Received 7 September 2008; accepted after revision 8 April 2009

Available online 4 June 2009

Written on invitation of the Editorial Board

Abstract

Since the mid 1990s, the *Mission paléoanthropologique francotchadienne* (MPFT) conducts yearly paleontological field investigations of the Miocene-Pliocene of the Chad Basin. This article synthesizes some of the results of the MPFT, with focus on the Chad Basin development during the Neogene. We propose an overview of the depositional paleoenvironments of this part of Africa at different scales of time and space, based on a multidisciplinary approach (sedimentary geology, geomorphology, geophysics, numerical simulations and geochronology). The Miocene-Pliocene paleoenvironments are examined through the sedimentary archives of the early hominids levels and the Holocene Lake Mega-Chad episode illustrates the last major paleoenvironmental change in this area. The sedimentary record of the Chad Basin since the Late Miocene can be schematized as the result of recurrent interactions from lake to desert environments. **To cite this article:** *M. Schuster et al., C. R. Geoscience 341 (2009).*

© 2009 Published by Elsevier Masson SAS on behalf of Académie des sciences.

Résumé

Bassin du Tchad : paléoenvironnements du Sahara depuis le Miocène supérieur. Depuis le milieu des années 1990, la Mission paléoanthropologique francotchadienne (MPFT) conduit chaque année des recherches paléontologiques de terrain dans le Mio-Pliocène du Bassin du Tchad. Cet article synthétise certains résultats de la MPFT concernant l'évolution du Bassin du Tchad au Néogène. Nous proposons un aperçu des paléoenvironnements de dépôt de cette partie de l'Afrique, à différentes échelles, à partir d'une approche multidisciplinaire (géologie sédimentaire, géomorphologie, géophysique, simulations numériques et géochronologie). Les paléoenvironnements du Mio-Pliocène ont été étudiés, notamment à partir des archives sédimentaires des séries à hominidés anciens, et le Lac Méga-Tchad holocène illustre le dernier changement paléoenvironnemental majeur dans cette région.

* Corresponding author.

E-mail address: mathieu.schuster@univ-poitiers.fr (M. Schuster).

L'enregistrement sédimentaire dans le Bassin du Tchad depuis le Miocène supérieur est schématiquement le résultat d'interactions récurrentes entre des environnements lacustres à désertiques. *Pour citer cet article : M. Schuster et al., C. R. Geoscience 341 (2009).*

© 2009 Publié par Elsevier Masson SAS pour l'Académie des sciences.

Keywords: Africa; Lake Mega-Chad; Early hominids; Miocene-Pliocene; Holocene; Sedimentary depositional environments

Mots clés : Afrique ; Lac Méga-Tchad ; Hominidés anciens ; Miocène-Pliocène ; Holocène ; Environnements sédimentaires de dépôt

1. Introduction

Since the middle 1990s, the *Mission paléanthropologique francotchadienne* (MPFT) conducts yearly field investigations of the Chad Basin. Four major fossiliferous areas of Neogene vertebrate fauna from the Djurab sand sea (*ca.* 600 km north-east of N'Djaména) are now published, ranging in age from 7 to 3 Ma: Toros-Menalla, Kossom Bougoudi, Kollé and Koro-Toro [6–10,65]. The outcrops are located in an area extending from about 16°N to 16.5°N and from about 17°E to 19°E.

Details about the tremendously rich vertebrate fauna (mammals, reptiles, birds, fishes) of these localities can be found in the publications of the MPFT team [2,3,23,24,37–41,47]. The study of the evolutive degree of the mammal fauna provides robust biochronological ages. An independent geochronological method, based on the cosmogenic nuclide dating (beryllium 10) of the sediments, recently confirmed the previous chronological framework [34]: Toros-Menalla, 7 Ma; Kossom Bougoudi, 5.2 Ma; Kollé, 4 Ma; Koro-Toro, 3.5 Ma.

Last, but not least, the research of the MPFT team has led to the discovery of two major early Hominids:

- *Australopithecus bahrelghazali* (nicknamed *Abel*; [6,7,30]) which is the first australopithecine found outside the classical early Hominids sites of eastern and southern Africa;
- *Sahelanthropus tchadensis* (nicknamed *Toumaï*; [11–13,29,67]) which is, at this time, the earliest known Hominid.

In this article, we present the results of the MPFT's geological investigations in the Chad Basin and examine the paleoenvironments of this area in terms of depositional processes at different scales of time and space. The Mio-Pliocene paleoenvironments of northern Chad Basin are presented with particular focus on the sedimentary archives of the early Hominid levels. The last major paleoenvironmental change that affected the whole area of the basin occurred during the Holocene and is illustrated by a giant paleolake, known as Lake Mega-Chad (Fig. 1).

2. Geological context

The Chad Basin is an intracratonic sag basin located in North Central Africa. The Neogene and Quaternary sediments [51,60] that accumulated in this basin are supposed to have a maximum thickness of *ca.* 500 m and a rough extension over an area of *ca.* 500 km in diameter [14]. Since the last marine episode at the end of the Eocene, the sedimentation in the Chad Basin is only represented by continental deposits; the Oligocene-Miocene time slice being referred to as the *Continental terminal* [33]. Lake deposits prevail in the sedimentary record since the Late Miocene [53,59]. Contrasting with the expansion of large lake environments during humid periods, recurrent desert episodes also developed in the northern Chad Basin [56].

The Chad Basin basement comprises a suite of crystalline rocks related to the Pan-African orogeny (*ca.* 750–550 Ma) [33] that are exposed and overlain by younger rocks in several remarkable topographic features marking the border of the basin [66]. To the north, the Cenozoic volcanic rocks of the Tibesti uplift represent the highest mountains in the Sahara (Emi Koussi: 3415 m). To the north-east, Cretaceous sandstones (known as the *Continental intercalaire* and related to the eastern Africa Nubian Sandstones) compose the tabular plateau of the Erdis (Korko, Dji, Fochimi and Ma; < 800 m). The eastern flank of the basin is bordered by the Paleozoic sandstones of the Ennedi mountains (Basso: 1450 m) and the Precambrian granitoid rocks of the Ouaddaï mountains (< 1100 m). To the South of the basin, the Adamaoua and the Mayo Kebi regions correspond to tectonically active areas related to the Cretaceous-Cenozoic rifting events that affected western and central Africa [28]. To the west, the Late Pleistocene dune field of the Kanem is the only remarkable geomorphic feature. Further afield, the Aïr massif (< 2200 m; Niger), the Darfour mountains (< 3100 m; Sudan), the Bongo massif (< 1500 m; Central African Republic) or the Jos plateau (< 2200 m; Nigeria) represent the extreme extensions of the hydrographic basin of the modern Lake Chad.

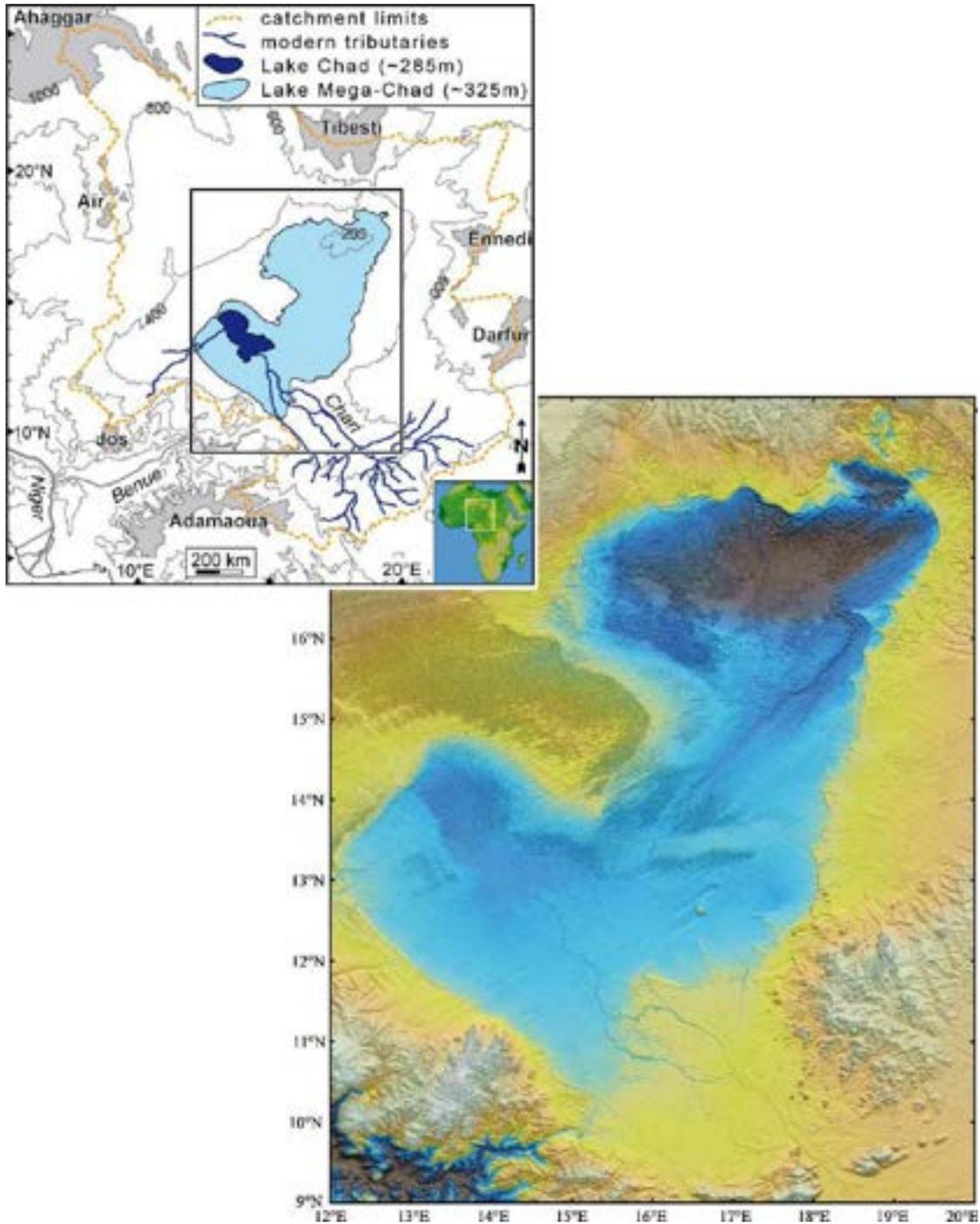


Fig. 1. Location maps showing the Chad Basin, the modern Lake Chad and the Holocene Lake Mega-Chad. Lake Chad is shown here at its largest extension reached during the past few decades. The shaded relief image of the Chad Basin derived from the SRTM3 DEM emphasizes the extension of Lake Mega-Chad (bluish: lacustrine area; yellowish: terrestrial area) and reveals outstanding coastal morphosedimentary features that clearly mark the paleoshorelines. (Image processing by C. Roquin).

Fig. 1. Cartes de localisation montrant le bassin du Tchad, le Lac Tchad actuel et le Lac Méga-Tchad. La scène issue du modèle numérique de terrain SRTM3 surligne l'extension du Lac Méga-Tchad (bleu : surfaces lacustres ; jaune : surfaces terrestres) et révèle les remarquables structures morphosédimentaires littorales qui ourlent le rivage du paléolac. (Traitement d'image par C. Roquin).

This hydrographic basin covers a very large area of *ca.* 2.5×10^6 km², extending approximately from 5°N to 25°N and 8°E to 24°E. This huge endoreic basin is partitioned into two sub-basins. The southern one corresponds to the present-day hydrologic basin of Lake Chad, and receives water mainly from the perennial Chari and the Logone rivers draining the humid tropics to the south. The northern sub-basin is presently dry and extends far into the desert. This sub-basin corresponds to a large wind-deflated depression [42] lying at more than 100 m below the deepest part of the southern sub-basin. There, ephemeral river systems originating from the peripheral topographic features (e.g., Ennedi and Tibesti) experience sporadic flash-floods that cannot reach the center of the basin [49]. Detailed descriptions of the modern Lake Chad (climate, hydrology, ecology, populations) can be found in recent publications [46,64]. This lake is very shallow (only a few meters deep) and covers a flat area, therefore, metric lake level variations can lead to lake surface variations of several thousands of square kilometers (e.g., observations of the last decades show that a lake level drop from *ca.* 284 to 280 m leads to a lake surface decrease from *ca.* 25,000 km² to less than 5000 km²). The modern lake level is less than 280 m. Above *ca.* 285 m, the lake water overflows from Lake Chad into the northern sub-basin via the Bahr el Ghazal valley. This presently dry valley can occasionally be flooded as shown by historical reports [44]. Such water inputs can lead to the development of palustrine-lacustrine environments in the northern sub-basin and, when maintained, to a giant water-body as was the case with the Holocene Lake Mega-Chad presented further in this paper [55].

3. Sedimentary geology of the Mio-Pliocene strata

The sedimentary deposits of the four major fossiliferous areas (Toros-Menalla, Kossom Bougoudi, Kollé, Koro-Toro) offer unique insights into the Mio-Pliocene paleoenvironments of the northern Chad Basin. Emerging out of the modern eolian cover, the outcrops consist of large surfaces and small hillocks that were completed by hand-made excavations and locally completed by light geophysical near-surface prospecting with a Ground Penetrating Radar (*PulsEKKO 1000* by *Sensors & Software*) [1,25]. Fig. 2 presents a synthesis of a number of recently published geological sections [10,18–21,52,65].

The sedimentary facies analysis allows distinct depositional environments to be recognized. The occurrence of desert environments is testified by giant

cross-stratified sands with grainflow and grainfall laminae preserved in foresets, typical of eolian dune deposits [56]. Open lacustrine environments are marked by laminated or massive deposits of green pelites with diatomite horizons. A transitional environment set between these two poles corresponds to the one where most of the fossil vertebrates are collected. It represents a perilacustrine area [65] where several types of environments of deposition are preserved. The major ones are:

- progressively fixed, vegetated and/or flooded dunes;
- paleosol developments with rizoliths and insect nests (see below);
- ephemeral ponds with pelites to pelitic sandstones;
- ephemeral river streams and flash-flooded areas marked by massive and matrix-supported pelitic sandstones with desiccation cracks, mud pebbles and erosive bases.

The diversity and dynamic of such depositional environments are mainly linked to climate-controlled fluctuations of the paleolake level. Changes in paleoenvironments in the Neogene of Chad Basin occur at different scales of time and space. First-order changes are evidenced at the scale of each of the geological columns by a recurrent elementary pattern showing climate-driven dry to wet transitions (geographic impact: regional to basin-scale; time duration: probably tens of thousand years and possibly *ca.* 20 ka if compared to similar sequences in the Quaternary of Chad [45]). Second-order changes are mainly evidenced from all the autocyclic interactions within the perilacustrine area (geographic impact: local to regional; time duration: ranging from a season to several decades, hundreds and even thousands of years).

The Mio-Pliocene terrestrial deposits are characterized by remarkable ichnofossils. These sedimentary structures are linked to biological activity in paleosols and include diverse rhizoliths and complex insect nests. Bioconstructions, such as termite nests and dung-beetle brood-balls, are well preserved and have been exhaustively studied [18,19,20,21,52]. The major results of these studies are:

- the identification of four new trace fossils of termites (two new ichnogenus and four new ichnospecies) [21];
- the attribution of the fossil termite nests to two extant termite families (i.e., Hodotermitidae and Macrotermitinae) [21,52];

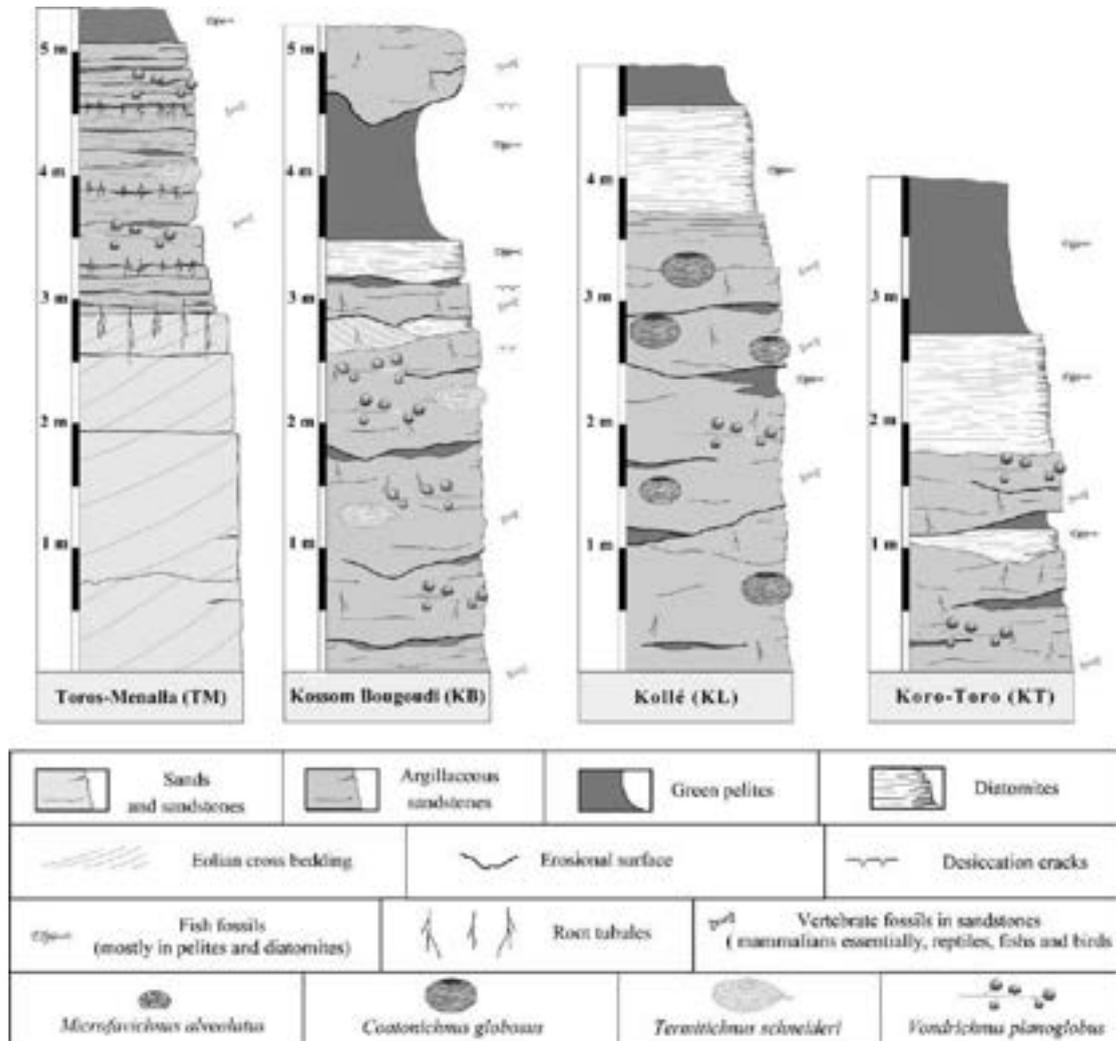


Fig. 2. Synthetic geological columns of the four Miocene-Pliocene fossiliferous areas from the northern Chad Basin.

Fig. 2. Coupes géologiques synthétiques des quatre secteurs fossilifères du Mio-Pliocène du nord du bassin du Tchad.

- the description of one of the largest insect trace fossils ever described [18,19,21];
- the study of the first fossil fungus gardens of Isoptera, that represent to date the oldest evidence of symbiotic termite fungiculture [20].

Abundant and various rhizoliths, generally associated with insects trace fossils, clearly mark ancient vegetated areas [21]. Root tubules are represented by tubes (diameter ranging from a few millimeters to a decimeter) of sandstones that generally come out of the outcrops through erosion because of differential cementation along paleoroots. These tubes are either vertical, branching and deeply penetrating or horizontal with concentric layers of cemented sandstones. The

coexistence of various types of rhizoliths could reflect plants growing in a seasonally wet and dry climate [5].

Finally, distant volcanic activity is recorded by the presence of in situ grey-blue tephra that accumulated in an area set down of the paleowinds relatively to the Tibesti. The Miocene ashes have a rhyolite mineralogical composition but for the moment, the collected samples were not adequate for absolute dating [32,34].

4. The Holocene Lake Mega-Chad

One of the most striking facets of Holocene climate change in Africa is the occurrence of lakes in the present-day Sahara desert. In the northern Chad Basin, the desert landscape is marked by the omnipresence of

lake archives, such as typical sedimentary deposits (laminated diatomites and pelites, coastal sandridges), remains of aquatic fauna (accumulations of freshwater mollusk shells, bones of fishes and crocodiles), or human artifacts (e.g., fishing tools [15]). Observable surfaces of preserved Quaternary lake deposits are estimated to be of *ca.* 115,000 km² [33]. The idea of a giant Quaternary paleolake in the Chad Basin raised in the beginning of the 20th century [63], developed during the following decades [22,27,43,48,50,61], but was then questioned [17] as presented in a recent publication [35]. The most complete synthesis of the Quaternary paleoclimate and paleoenvironments of this area has been published by Maley [45].

An original multidisciplinary approach combining remote sensing and fieldwork brought some new and decisive evidences for the existence of the Holocene Lake Mega-Chad [26,54,55], as confirmed by comparable studies [16,35,36]. With a paleosurface of more than 350,000 km², Lake Mega-Chad (LMC) was the largest Holocene paleolake of the Sahara. Considering its maximum water-level elevation of *ca.* 320–325 m (controlled by the Benue Trough outlet), its water depth, derived from present-day topography, exceeded 150 m at its deepest zone (i.e., central northern sub-basin) and was around 40 m in the area of the present-day Lake Chad. This large paleolake episode motivated numerical experiments with an Atmospheric General Circulation Model run at high resolution, that show that rainfall was strongly enhanced over the Chad basin at mid-Holocene [58]. Ongoing studies are aiming to unravel the separate roles played by changes in insolation, sea surface temperatures and continental surface conditions in enhancing local water recycling and the northward penetration of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ). Schuster et al. [55] identified many significant examples of major ancient coastal geomorphic features and highlighted a number of coastal sedimentary paleosystems distributed all around the LMC reflecting ancient wave-dominated conditions: those include wave-influenced to wave-dominated deltas (notably Chari and Angamma), beach ridges, spits (e.g., Goz Kerki) and wave-cut terraces (Kanem). In modern cases, the morphology of such coastal features is controlled by wind-driven hydrodynamics. As the LMC extended over an area that corresponds to the latitudinal fluctuations of the paleo-ITCZ, these paleoshoreline features represent original archives of paleowind regimes in central Africa. Numerical simulations will help to understand the impact of two contrasted seasonal paleowind regimes (i.e., Monsoon and Harmattan) on the global hydrodynamics in the LMC [4].

Fluctuations of the relative paleolake levels derived from diatoms studies as well as the dynamics of the vegetation derived from pollen studies at the Tjéri type-section (*ca.* 13°44' N, 16°30' E) show that lacustrine episodes began after the Last Glacial Maximum but that the highest relative lake levels occurred in the Chad Basin during the Middle Holocene from *ca.* 8500–6300 years Cal. BP [43,45,48,59,60,62]. The end of this major lacustrine episode is notably recorded by regressive sedimentary bodies in the northern Chad Basin (*ca.* 16°20' N, 19° E) at *ca.* 5 kiloyears Cal. BP [55].

5. Conclusion and perspectives

The Chad Basin, thanks to the outstanding preservation of the sedimentological and paleontological archives, is at this time the only place where the Mio-Pliocene continental paleoenvironments of the Sahara are well documented. It is therefore a unique site to investigate the paleoenvironments of early hominids at decisive steps of their evolution.

The sedimentary record of the Chad Basin since the Late Miocene can be schematized as the result of recurrent interactions between lake to desert environments. But, contrasting with this basic desert-lake pattern, the sedimentary environments of deposition and correlatively the paleoenvironments are very diverse and show important lateral and vertical variations (e.g., open lake, lake shorelines, water ponds, deltas, fluvial systems, soils, dune fields). The distribution and evolution through time and space of the sedimentary depositional environments are here mainly controlled by the climate and influenced by the geometry of the basin.

The major paleoenvironmental changes in the Sahara during the Holocene are the reactivation of river networks and the expansion of lakes. The hydrologic system of the Lake Mega-Chad is one of the most emblematic features of these changes.

Extending the field investigations of the team to the surrounding areas (e.g., Egypt, Libya, Sudan) and prospecting for Mio-Pliocene continental deposits have already started and represent very challenging activities [31,57].

Acknowledgements

We thank the Chadian Authorities (Ministère de l'Éducation Nationale de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche, Université de N'Djaména/Departement de Paléontologie, Centre National d'Appui à la Recherche (CNAR) : Dr. Baba El-Hadj Mallah), the Ministère

Français de l'Enseignement supérieur et de la Recherche (UFR SFA, Université de Poitiers, Agence Nationale de la Recherche – Projet ANR 05-BLAN-0235 ; Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) : Départements EDD, SDV and ECLIPSE), Ministère des Affaires Etrangères (DCSUR, Paris and Projet FSP 2005-54 de la Coopération franco-tchadienne, Ambassade de France à N'Djaména), the Région Poitou-Charentes, the NSF program RHOI and the Armée Française (Mission d'Assistance Militaire [MAM], dispositif Epervier). We thank all of the members of the Mission Paléanthropologique Franco-Tchadienne, all friends who participated in the field data acquisition and G. Florent and C. Noël for administrative guidance. We kindly thank M. Bano (U-Strasbourg, EOST, CNRS UMR 7516), J.-F. Girard (BRGM, ARN, Orléans) and M. Ferry (U-Evora, Centro de Geofisica) for use of the GPR facilities. We thank L. Foley-Ducrocq for helping us further review the English grammar. Finally, we thank A.-M. Lezine and J. Dercourt for the invitation to the *Académie des Sciences*.

References

- [1] M. Bano, P. Düringer, J.F. Ghienne, M. Schuster, Ground penetrating radar study of dry Aeolian environment, *Society of Exploration Geophysicists Expanded Abstracts*. 18 (1999) 586.
- [2] J.R. Boisserie, M. Brunet, A. Likius, P. Vignaud, Hippopotamids from the Djurab Pliocene faunas, Chad, Central Africa, *J. Afr. Earth Sci.* 36 (2003) 15–27.
- [3] L. de Bonis, S. Peigné, A. Likius, H.T. Mackaye, P. Vignaud, M. Brunet, The oldest African fox (*Vulpes riffautae* n. sp., Canidae, Carnivora) recovered in Late Miocene deposits of the Djurab desert, Chad, *Naturwissenschaften* 94 (2007): 575–580.
- [4] F. Bouchette, M. Schuster, J.F. Ghienne, C. Denamiel, C. Roquin, A. Moussa, P. Düringer, Hydrodynamics in the Holocene Lake Mega-Chad, Quaternary Research (submitted).
- [5] J.S. Bridge, Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record, Blackwell Publishing, 2003, pp. 491.
- [6] M. Brunet, A. Beauvilain, Y. Coppens, E. Heintz, A.H.E. Moutaye, D. Pilbeam, The first australopithecine 2500 kilometres west of the Rift Valley (Chad), *Nature*. 378 (1995) 273–275.
- [7] M. Brunet, A. Beauvilain, Y. Coppens, E. Heintz, A.H.E. Moutaye, D. Pilbeam, *Australopithecus bahrelghazali*, une nouvelle espèce d'Hominiidé ancien de la région de Koro Toro (Tchad), *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA* 322 (1996) 907–913.
- [8] M. Brunet, A. Beauvilain, D. Geraads, F. Guy, M. Kasser, H.T. Mackaye, L.M. Mac Latchy, G. Mouchelin, J. Sudre, P. Vignaud, Tchad : un nouveau site à Hominiidés pliocène, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA* 324 (1997) 341–345.
- [9] M. Brunet, A. Beauvilain, D. Geraads, F. Guy, M. Kasser, H.T. Mackaye, L.M. Mac Latchy, G. Mouchelin, J. Sudre, P. Vignaud, Tchad : découverte d'une faune de Mammifères du Pliocène inférieur, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA* 326 (1998) 153–158.
- [10] M. Brunet, MPFT, Chad: discovery of a vertebrate fauna close to the Mio-Pliocene boundary, *J. Vertebr. Paleontol.* 20 (2000) 205–209.
- [11] M. Brunet, F. Guy, D. Pilbeam, H.T. Mackaye, A. Likius, D. Ahounta, A. Beauvilain, C. Blondel, H. Bocherens, J.R. Boisserie, L. de Bonis, Y. Coppens, J. Dejax, C. Denys, P. Düringer, V. Eisenmann, G. Fanone, P. Fronty, D. Geraads, T. Lehmann, F. Lihoreau, A. Louchart, A. Mahamat, G. Merceron, G. Mouchelin, O. Otero, P. Campomanes, M. Ponce de Leon, J.C. Rage, M. Sapanet, M. Schuster, J. Sudre, P. Tassy, X. Valentin, P. Vignaud, L. Viriot, A. Zazzo, C. Zollikofer, A new hominid from the Upper Miocene of Chad, Central Africa, *Nature*. 418 (2002) 145–151.
- [12] M. Brunet, F. Guy, J.R. Boisserie, A. Djimdoumalbaye, T. Lehmann, F. Lihoreau, A. Louchart, M. Schuster, P. Tafforeau, A. Likius, H.T. Mackaye, C. Blondel, H. Bocherens, L. de Bonis, Y. Coppens, C. Denys, P. Düringer, V. Eisenmann, A. Flisch, D. Geraads, N. Lopez-Martinez, O. Otero, P. Peláez Campomanes, D. Pilbeam, M. Ponce de León, P. Vignaud, L. Viriot, A. Zazzo, C. Zollikofer, « Toumaï », Miocène supérieur du Tchad, le nouveau doyen du rameau humain, *C. R. Palevol.* 3 (2004) 275–283.
- [13] M. Brunet, F. Guy, D. Pilbeam, D. Lieberman, A. Likius, H.T. Mackaye, M. Ponce de Leon, C.P.E. Zollikofer, P. Vignaud, New material of the Earliest Hominid from the Upper Miocene of Chad, *Nature*. 434 (2005) 753–755.
- [14] K. Burke, The Chad Basin: an active intra-continental basin, *Tectonophysics*. 36 (1976) 197–206.
- [15] J. Courtin, Engins de pêche du nord Tchad, *Trav. Inst. Rech. Sahar. Alger* 26 (1967) 103–111.
- [16] N. Drake, C. Bristow, Shorelines in the Sahara: geomorphological evidence for an enhanced monsoon from palaeolake Megachad, *Holocene* 16 (2006) 901–911.
- [17] A. Durand, Geomorphological records of neotectonics in the Lake Chad Basin: the changes in drainage pattern and the pseudo shoreline of Lake Megachad in Kadzell, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA* 321 (1995) 223–229.
- [18] P. Düringer, A. Beauvilain, M. Brunet, Y. Cambefort, A. Likius, H.T. Mackaye, P. Vignaud, M. Schuster, Des boules de bousiers fossiles et leurs terriers dans les sites à Australopithecus du Pliocène tchadien, *Bull. Soc. Geol. France* 171 (2000) 259–269.
- [19] P. Düringer, M. Brunet, Y. Cambefort, A. Likius, H.T. Mackaye, M. Schuster, P. Vignaud, First discovery of fossil dung beetle brood balls and nests in the Chadian Pliocene Australopithecines levels, *Lethaia* 33 (2000) 277–284.
- [20] P. Düringer, M. Schuster, J.F. Genise, A. Likius, H.T. Mackaye, P. Vignaud, M. Brunet, The first fossil fungus gardens of Isoptera: oldest evidence of symbiotic termite fungiculture (Miocene, Chad basin), *Naturwissenschaften* 93 (2006) 610–615.
- [21] P. Düringer, M. Schuster, J.F. Genise, M. Brunet, P. Vignaud, New trace fossils of termites, nests and galleries, from the Chad Basin (Upper Miocene and Pliocene), *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 251 (2007) 323–353.
- [22] P. Ergenzinger, Das Gebiet des Enneri Misky im TibestiGebirge, République du Tchad. Erläuterungen zu einer Geomorphologischen Karte 1:200000, Berlin, Geogr. Abhandlungen, 1978, 71 p.
- [23] E. Fara, A. Likius, H.T. Mackaye, P. Vignaud, M. Brunet, Pliocene large-mammal assemblages from northern Chad: sampling and ecological structure, *Naturwissenschaften*. 92 (2005) 537–541.
- [24] D. Geraads, C. Blondel, A. Likius, H.T. Mackaye, P. Vignaud, M. Brunet, New Hippotragini (Bvidae, mammalia) from the Late Miocene of Toros-Menalla (Chad), *J. Vertebr. Paleontol.* 28 (2008) 231–242.

- [25] J.F. Ghienne, M. Bano, P. Düringer, M. Ferry, M. Schuster, Nature et origine des surfaces de discontinuités imagées par géoradar au sein d'une dune éolienne active, 7ème Congrès français de sédimentologie, Nancy 33 (1999) 169–170.
- [26] J.F. Ghienne, M. Schuster, A. Bernard, P. Düringer, M. Brunet, The Holocene giant Lake Chad revealed by Digital Elevation Models, *Quat. Int.* 87 (2002) 81–85.
- [27] A.T. Grove, R.A. Pullan, Some aspects of the Pleistocene palaeogeography of the Chad Basin, in: F.C. Howell, F. Bourlière (Eds.), *African ecology and human evolution*, Aldine Publishing Company Chicago, 1963, pp. 230–245.
- [28] R. Guiraud, J.C. Maurin, Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview, *Tectonophysics* 213 (1992) 153–168.
- [29] F. Guy, D.E. Lieberman, D. Pilbeam, M. Ponce de Leon, A. Likius, H.T. Mackaye, P. Vignaud, C. Zollikofer, M. Brunet, Morphological affinities of the *Sahelanthropus tchadensis* (Late Miocene hominid from Chad) cranium, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 102 (2005) 18836–18841.
- [30] F. Guy, H.T. Mackaye, A. Likius, P. Vignaud, M. Schmittbuhl, M. Brunet, Symphyseal shape variation in extant and fossil hominoids, and the symphysis of *Australopithecus bahrelghazali*, *J. Hum. Evol.* 55 (2008) 37–47.
- [31] M.A. Hamdan, A.N. El Barkooky, M. Schuster, O. Otero, E. Crubézy, M. Brunet, Preliminary report on a paleontological survey of the Neogene Qaret El-Muluk Formation (Wadi El-Natrun Depression, Egypt), 3rd International Conference on the Geology of the Tethys, Aswan, 2008, 53.
- [32] M. Jolivet, A.E. Lebatard, J.L. Reyss, D. Bourlès, H.T. Mackaye, F. Lihoreau, P. Vignaud, M. Brunet, Can fossil bones and teeth be dated using fission track analysis? *Chemical Geology* 247 (2008) 81–99.
- [33] I. Kusnir, H.A. Moutaye, Ressources minérales du Tchad : une revue, *J. Afr. Earth Sci.* 24 (1997) 549–562.
- [34] A.E. Lebatard, D. Bourlès, P. Düringer, M. Jolivet, R. Braucher, J. Carcaillet, M. Schuster, N. Arnaud, P. Monié, F. Lihoreau, A. Likius, H.T. Mackaye, P. Vignaud, M. Brunet, Cosmogenic nuclide dating of *Australopithecus bahrelghazali* and *Sahelanthropus tchadensis*: Mio-Pliocene Hominids from Chad, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 105 (2008) 3226–3231.
- [35] M. Leblanc, C. Leduc, F. Stagnitti, P.J. van Oevelen, C. Jones, L.A. Mofor, M. Razack, G. Favreau, Evidence for Megalake Chad, north-central Africa, during the Late Quaternary from satellite data, *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.* 230 (2006) 230–242.
- [36] M. Leblanc, G. Favreau, J. Maley, Y. Nazoumou, C. Leduc, F. Stagnitti, P.J. van Oevelen, F. Delclaux, J. Lemoalle, Reconstruction of Megalake Chad using Shuttle Radar Topographic Mission data, *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.* 239 (2006) 16–27.
- [37] T. Lehmann, A. Likius, H.T. Mackaye, P. Vignaud, M. Brunet, A sub-complete fossil aardvark from the Upper Miocene of Chad, *C. R. Palevol* 5 (2006) 693–703.
- [38] F. Lihoreau, J.R. Boissérie, L. Viriot, Y. Coppens, A. Likius, H.T. Mackaye, P. Tafforeau, P. Vignaud, M. Brunet, Anthracothere dental anatomy reveals a late Miocene Chado-Libyan bioprovince, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 23 (2006) 8763–8767.
- [39] A. Likius, M. Brunet, D. Geraads, P. Vignaud, Le plus vieux Camelidae (Mammalia, Artiodactyla) d'Afrique : limite Mio-Pliocène, Tchad, *Bull. Soc. Geol. France* 174 (2003) 187–193.
- [40] A. Louchart, C. Mourer-Chauvire, H.T. Mackaye, A. Likius, P. Vignaud, M. Brunet, Les Oiseaux du Pliocène inférieur du Djourab, Tchad, Afrique Centrale, *Bull. Soc. Geol. France* 175 (2004) 413–421.
- [41] H.T. Mackaye, M. Brunet, P. Tassy, *Selenetherium kolleensis* nov. gen. nov. sp. un nouveau Proboscidea (Mammalia) dans le Pliocène tchadien, *Geobios* 38 (2005) 765–777.
- [42] M. Mainguet, M.C. Chemin, Le Massif du Tibesti dans le système éolien du Sahara : réflexion sur la genèse du Lac Tchad, *Berlin. Geogr. Stud.* 30 (1990) 261–276.
- [43] J. Maley, Palaeoclimates of Central Sahara during the Early Holocene, *Nature* 269 (1977) 573–577.
- [44] J. Maley, Études palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30.000 ans à l'époque actuelle, *Trav. & Doc. ORSTOM* 129, 1981, 586 p.
- [45] J. Maley, Le bassin du Tchad au Quaternaire récent : formations sédimentaires, paléoenvironnements et préhistoire. La question des Paléotchads, in: J. Renault-Miskovsky, A.M. Semah (Eds.), *L'évolution de la Végétation depuis deux millions d'années*, Artcom - Errance, Paris, 2004, pp. 179–217.
- [46] J.C. Olivry, A. Chouret, J. Lemoalle, J.P. Bricquet, Hydrologie du lac Tchad, *ORSTOM*, Paris, 1996, pp. 266.
- [47] O. Otero, A. Likius, P. Vignaud, M. Brunet, A new polypterid fish: *Polypterus faraou* sp. nov. (Cladistia, *Polypteriformes*) from the Late Miocene, Toros Menalla, Chad, *Zool. J. Linn. Soc.* 146 (2006) 227–237.
- [48] J. Pias, E. Guichard, Origine et conséquences de l'existence d'un cordon sableux dans la partie sud-ouest de la cuvette tchadienne, *C. R. Acad. Sci. Paris* 244 (1957) 791–793.
- [49] M. Roche, Climat et hydrologie de l'Ennedi et du Mortcha, *Bull. Liaison Saharienne* 37 (1960) 41–51.
- [50] J.L. Schneider, Evolution du dernier lacustre et peuplement préhistorique aux Pays Bas du Tchad, *Bull. ASEQUA* 14/15 (1967) 203–215.
- [51] J.L. Schneider, Géologie et hydrogéologie de la République du Tchad, Thesis, Univ. Avignon, 1989, 738 p.
- [52] M. Schuster, P. Düringer, A. Nel, M. Brunet, P. Vignaud, H.T. Mackaye, Découverte de termitières fossiles dans les sites à Australopithèques du Pliocène tchadien : description, identification et implications paléoécologiques, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. Ila* 331 (2000) 15–20.
- [53] M. Schuster, P. Düringer, J.F. Ghienne, A. Bernard, M. Brunet, P. Vignaud, H.T. Mackaye, The Holocene Lake Mega-Chad: extension, dynamic and palaeoenvironmental implications since Upper Miocene, *EUG XI*, Strasbourg, Abstract book and CDROM, 2001, 177.
- [54] M. Schuster, P. Düringer, J.F. Ghienne, P. Vignaud, A. Beauvilain, H.T. Mackaye, M. Brunet, Coastal conglomerate around the Hadjer el Khamis inselbergs (western Chad, central Africa): new evidence for Lake Mega-Chad episodes, *Earth Surf. Process. Landf.* 28 (2003) 1059–1069.
- [55] M. Schuster, C. Roquin, M. Brunet, P. Düringer, M. Fontugne, H.T. Mackaye, P. Vignaud, J.F. Ghienne, Highlighting Holocene Lake Mega-Chad paleoshorelines from space, *Quat. Sci. Rev.* 24 (2005) 1821–1827.
- [56] M. Schuster, P. Düringer, J.F. Ghienne, P. Vignaud, H.T. Mackaye, A. Likius, M. Brunet, The age of the Sahara Desert, *Science* 311 (2006) 821.
- [57] M. Schuster, M.J. Salem, E. Metais, A.A. Bilal, P. Vignaud, J.J. Jaeger, M. Brunet, Geological and paleontological surveys of the Neogene formations in Libya (Western Murzuq and Northern Koufra Basins), 4th Symp. Geol. South. Libya, Tripoli (2008).
- [58] P. Sepulchre, M. Schuster, G. Ramstein, G. Krinner, J.F. Girard, F. Fluteau, P. Vignaud, M. Brunet, Simulating the Holocene Lake

- Mega Chad with an AGCM coupled with a lake model: a preliminary approach, *Glob. Planet. Change* 61 (2008) 41–48.
- [59] M. Servant, Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur, *Trav. & Doc. ORSTOM* 159 (1983) 573.
- [60] M. Servant, S. Servant-Vildary, L'environnement Quaternaire du Bassin du Tchad, in: M.A.J. Williams, H. Faure (Eds.), *The Sahara and the Nile*, Balkema, Rotterdam, 1980, pp. 133–162.
- [61] M. Servant, P. Ergenzinger, Y. Coppens, Datations absolues sur un delta lacustre quaternaire au Sud du Tibesti (Angamma), *C. R. Somm. Soc. Geol. France* 8 (1969) 313–314.
- [62] S. Servant-Vildary, Étude des Diatomées et paléolimnologie du Bassin Tchadien au Cénozoïque supérieur, *Trav. & Doc. ORSTOM* 84, 1978, 346 p.
- [63] J. Tilho, Sur l'aire probable d'extension maxima de la mer paléotchadienne, *C. R. Acad. Sci. Paris*. 181 (1925) 643–646.
- [64] UNEP, Lake Chad Basin, GIWA Regional assessment 43, M.P. Fortnam, J.A. Oguntola (Eds), University of Kalmar, 2004, 129 p.
- [65] P. Vignaud, P. Düringer, H.T. Mackaye, A. Likius, C. Blondel, J.R. Boisserie, L.L. de Bonis, V. Eisenmann, M.E. Etienne, D. Geraads, F. Guy, T. Lehmann, F. Lihoreau, N. Lopez-Martinez, C. Mourer-Chauviré, O. Otero, J.C. Rage, M. Schuster, L. Viriot, A. Zazzo, M. Brunet, Geology and Palaeontology of the Upper Miocene Toros Menalla hominid locality, Chad, *Nature* 418 (2002) 152–155.
- [66] J.P. Wolff, Carte géologique de la République du Tchad au 1/15000000^e, BRGM, Paris, 1964.
- [67] C.P.E. Zollikofer, M. Ponce de Leon, D. Lieberman, F. Guy, D. Pilbeam, A. Likius, H.T. Mackaye, P. Vignaud, M. Brunet, Virtual cranial reconstruction of *Sahelanthropus tchadensis*, *Nature*. 434 (2005) 755–759.

ANNEXES

II. Préparations des matériaux argileux

II.1 Localisation des charges - Méthode Hofman-Klémen (1950)

L'effet Hofman-Klémen correspond à la neutralisation de la charge octaédrique des argiles dioctaédriques par migration d'un cation de petite taille (le plus souvent Li) dans les cavités octaédriques vacantes sous l'action d'un chauffage compris entre 250 et 300 °C. En théorie, cet effet permet de quantifier séparément charges tétraédrique et octaédrique, car l'on doit poser un certain nombre de postulats : 1/ toutes les charges seront effectivement neutralisées par le cation (Li) qui va migrer ; 2/ la température et la durée de chauffage sont suffisantes pour assurer cette migration du cation dans les sites octaédriques vacants ; 3/ il n'y a pas de fixation irréversible du cation (Li) sur d'autres sites (telles que les cavités hexagonales par exemple), ce qui conduirait à la neutralisation irréversible de charges non octaédriques ; 4/ que la neutralisation de la charge soit contrôlée par diffraction des rayons X, au moyen des propriétés de gonflement, en admettant implicitement que seule la charge interfoliaire contrôle ces propriétés.

Pour la saturation Li d'une argile-Ca, il existe un risque important qu'une partie non négligeable de la charge soit composée de cations Ca^{2+} si la saturation du cation Li^+ n'est pas menée avec toutes les précautions nécessaires. Si la saturation Li^+ est incomplète, le Ca^{2+} présent ne migrant pas dans les cavités octaédriques vacantes, une partie de la charge octaédrique n'est pas neutralisée, ce qui conduit à surévaluer la charge tétraédrique.

D'un point de vue pratique, dans un tube de centrifugeuse on introduit 10 mg de fraction $< 2 \mu\text{m}$ auxquels on ajoute 1,5 ml de solution saturante LiCl 1N. Afin de disperser l'argile, la suspension est agitée au Vortex ou passée aux ultrasons puis laissée en contact pendant 4 heures minimum. Après ce délai, on centrifuge pendant 10 min à 4000 tr/min ou plus si la limpidité du surnageant est insuffisante en fin de cycle. Ces opérations sont réalisées 5 fois.

La saturation réalisée, le culot récupéré en fin du dernier cycle est lavage avec de l'éthanol selon la même procédure répétée également 5 fois. La fin de l'élimination des

lithiums excédentaires est contrôlée indirectement par un test au nitrate d'argent (AgNO_3) pour s'assurer de la disparition de tous les chlorures liés au lithium.

Après élimination du dernier surnageant de lavage, le tube de centrifugation est placé dans l'étuve ventilée à 60°C . Le culot sec est récupéré par grattage dans un creuset en porcelaine puis porté à 350°C . L'argile traitée thermiquement est récupérée puis redispersée dans 1,5 ml d'eau osmosée par ultrasonnage. La suspension obtenue est déposée sur une lame de verre et laissée sécher à l'air.

L'opération de glycolage est réalisée en phase vapeur dans un dessiccateur où sont placés les lames orientées et un réservoir d'éthylène-glycol. Un fois le système fermé le vide est effectué pendant une demi-heure à l'aide d'une petite pompe à membrane (≈ -2 bars). Le tout est enfin placé pendant une nuit dans un environnement chaud (30 à 40°C) pour favoriser le développement des vapeurs d'éthylène-glycol.

II.2 Feuilletts haute charge – feuilletts basse charge

Dans le principe, il s'agit de déterminer si la charge des feuilletts d'argiles à structure 2:1 est importante (haute) ou non (basse) pour une espèce donnée, et, dans le cas de mélange, d'estimer la proportion des deux types de feuilletts en présence, après avoir saturé l'espace interfoliaire en cations (d'état de valence et de rayon d'hydratation variable) présentant une plus ou moins forte affinité avec cette surface.

Les variations d'affinité des feuilletts basse ou haute charge pour tel ou tel type de cation, ici Ca^{2+} et K^+ , peuvent être analysées sur les diffractogrammes de lames d'argiles orientées suivant le déplacement des pics relatifs aux plans (001).

Le test est réalisé en trois temps étapes successives de saturation par des solutions de CaCl_2 1N et KCl 1N puis à nouveau CaCl_2 1N. Entre chaque étape l'excès de chlorure est éliminé par lavage, comme dans la procédure de saturation au lithium (cf. II.1), en remplaçant l'éthanol par de l'eau osmosée.

III Analyses minéralogiques

III.1 Diffractométrie de rayons X

La méthode de choix pour l'étude des systèmes cristallins est la diffraction par les rayons X. La diffraction par les neutrons et même par les électrons ont été aussi utilisées. En effet la longueur d'onde λ des radiations X est du même ordre de grandeur que les distances entre motifs dans un cristal.

Principe

Un faisceau de rayons X est envoyé sur le cristal. Les ondes sont en partie transmises et en partie diffusées par le cristal. Les ondes diffusées par tous les motifs d'un même plan ne sont en phase (donc interfèrent de façon constructive) que s'il y a réflexion de l'onde sur le plan, autrement dit que s'il y a égalité entre l'angle d'incidence et l'angle de diffusion.

En effet, soient deux rayons incidents parallèles diffusés par deux motifs adjacents, sur le même plan [figure 1] :

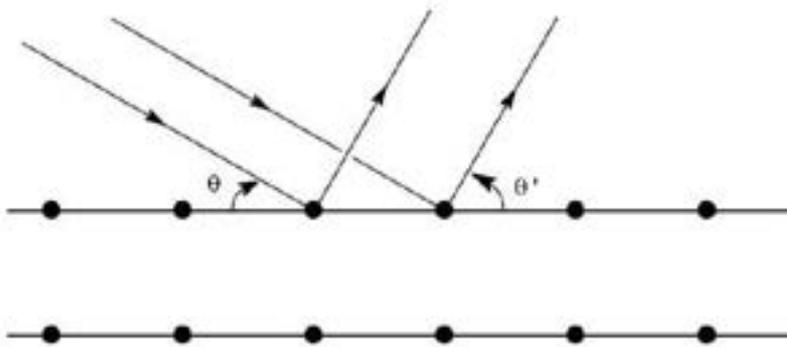


Figure 1

La différence de marche entre deux rayons parallèles est : $d = d \times (\cos\theta - \cos\theta')$ si d est la distance séparant deux motifs.

Pour que la différence de marche soit égale à $k \lambda$ quelle que soit la distance entre les deux motifs impliqués dans la diffusion, il faut que $\theta = \theta'$ et $k = 0$.

Les interférences constructives ont donc lieu dans une direction qui correspond à la réflexion du signal incident sur le plan réticulaire.

Désormais, considérons la réflexion de deux rayons incidents sur deux plans réticulaires parallèles [figure 2] distants de d .

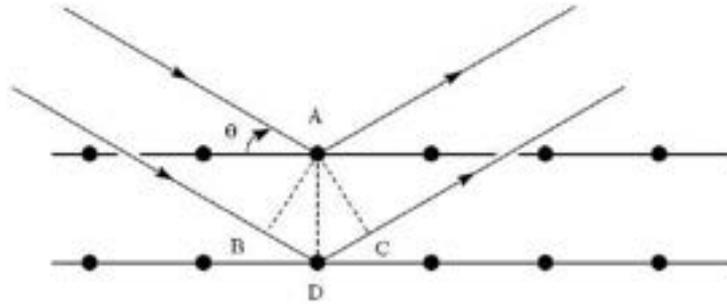


Figure 2

Par construction nous avons $\angle BAD = \angle DAC = \varphi$ (angles à côtés perpendiculaires). La différence de marche entre les deux rayons est : $d = BD + DC$ avec $BD = DC = d \sin \varphi$ soit : $d = 2d \sin \varphi$. Il y a interférences constructives si $d = k \lambda$ soit pour $2d \sin \varphi = k \lambda$. Cette relation traduit la relation de Bragg. Si $k = 1$ il s'agit d'une réflexion au premier ordre, si $k = 2$ au second ordre et ainsi de suite...

L'observateur mesure les angles correspondant aux intensités maximales sur la figure de diffraction et il peut en déduire les valeurs des distances entre les plans. La figure de diffraction diffère selon la méthode utilisée (méthode des poudres ou du cristal tournant).

Pour l'analyse totale du sédiment, les diffractogrammes ont été réalisés sur le matériau préalablement broyé, tamisé à $50 \mu\text{m}$ puis disposé sur un support de façon à obtenir une poudre dans laquelle les cristallites diffractants sont totalement désorientées. Les diffractogrammes obtenus permettent de caractériser les principaux minéraux (teneur massique supérieure à 5%) constituant l'échantillon, à partir de leurs réflexions (hkl) spécifiques. En ce qui concerne, l'étude de la fraction argileuse, les suspensions ont été déposées sur lame de verre puis séchées à l'air une nuit. Les préparations ainsi obtenues sont naturellement orientées selon le plan (001) des minéraux argileux.

Le diffractomètre utilisé est un PANalytical Xpert Pro équipé d'une anticathode au cuivre ($\lambda_{\text{CuK}\alpha} = 1,541838 \text{ \AA}$) et monté en configuration θ/θ Bragg-Brentano (fentes antidivergence $1/4^\circ 2\theta$ et anti-diffusion $1/2^\circ 2\theta$), système de fentes de Soller ($0,04 \text{ rd}$), porte-échantillon spinner (vitesse de rotation 4 tr/min) et filtre Ni). Le détecteur Xccelerator est de type détecteur solide permettant l'acquisition simultanée sur un secteur angulaire de $2^\circ 2\theta$.

Les conditions analytiques sont : 40 kV, 40 mA, filtre Ni, domaine angulaire 2,5 à 65°2θ (poudres), 2,5 à 35°2θ (préparations d'argiles orientées), temps de comptage de 30s/2°2θ , et 59 à 64°2θ, (réflexion [060]) avec un temps de comptage de 250s/2°2θ.

Pour l'analyse minéralogique semi-quantitative et le calcul du domaine cohérent, les mesures de surface des pics principaux et de largeur à mi-hauteur sont respectivement faites en cps.°2θ et en °2θ à partir du logiciel Xpert Data Viewer.

Le calcul semi-quantitatif est réalisé par une simple règle de proportionnalité de l'ensemble des surfaces de pics principaux des phases identifiées.

Le calcul du domaine cohérent (D), associé au nombre de feuillets empilés dans une particule ($D = N \cdot d_{hkl}$), est fait à partir de la largeur de pic principal à mi-hauteur en appliquant la formule de Scherrer :

$$D = K \cdot \lambda / \beta \cdot \cos\theta$$

où : K est une constante de valeur proche de l'unité qui dépend à la fois de la forme du cristallite et des conditions de détermination de β ; λ : la longueur d'onde utilisée ; β : la largeur à mi-hauteur (en radians) et θ la position angulaire (en degré) du maximum du pic.

III.2 Observation à la loupe binoculaire

La loupe binoculaire a été utilisée afin d'observer la morphologie des grains de quartz à un grossissement x20.

Des frottis sur lames ont été aussi réalisés sur beaucoup des échantillons.

III.3 Spectrométrie infrarouge à transformée de Fourier

Les spectres infrarouges à transformée de Fourier (FTIR) ont été enregistrés en transmission à l'aide d'un appareil NICOLET. 510 FT- IR, entre 4000 et 400 cm^{-1} pour les fractions inférieures à 2 μm des échantillons. Les échantillons sont préparés sous forme de pastilles de KBr de 2 cm de diamètre (150mg de KBr pour 2mg d'argile séchée à 110°C pendant une nuit).

IV Analyses chimiques

Les échantillons sont broyés à 1g puis dissouts par attaque acide (LiBO_2) dans une enceinte micro-ondes. La solution obtenue est ensuite analysée par ICP-MS. Cette technique permet d'acquérir en simultané 54 éléments dont les éléments majeurs dont les résultats sont donnés en poids d'oxydes, et les éléments mineurs et traces dont les teneurs sont communiqués en ppm d'élément.

Parmi les éléments traces, le spectre de la famille des terres rares (TR ou REE) donné après normalisation des valeurs par rapport aux chondrites.

L'analyse chimique multi-élémentaire des majeurs et traces a été faite au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimique de Nancy (CRPG). Ces analyses ont été faites sur les dix échantillons du forage de Bol qui ont été probablement datés.

La quantité minimale d'échantillon à fournir pour ces analyses est de 10g. Mais pour la préparation de l'échantillon 1g suffit pour faire l'analyse. La préparation : l'échantillon est fusionné au LiBO_2 et mise dans une solution acide. La limite de détermination de l'élément est de quelques pour cent (calculée comme étant 6 fois l'écart relative sur 100 mesures de blancs de préparation). Cette limite de détermination est variable pour chaque élément. L'incertitude sur la mesure est calculée pour 200mg d'échantillon préparé. Elle devient important ($> 25\%$) sur une plage de concentration située entre la limite de détermination et la plus faible concentration pour laquelle un pourcentage est indiqué. Pour certains éléments traces, certaines incertitudes peuvent être réduites de façon significative à l'aide d'une chromatographie liquide avant le passage à l'ICP-MS. L'appareil utilisé pour les analyses est l'ICP-MS. L'analyse par spectrométrie : la spectrométrie de masse est une technique instrumentale d'analyse reposant sur la séparation, l'identification et la quantification des éléments constitutifs d'un échantillon en fonction de leur masse. Elle est basée sur le couplage d'une torche à plasma générant des ions et d'un spectromètre de masse quadripolaire (dans le cas de l'ICP-MS ThermoFinnigan X7) qui sépare ces ions en masse.

L'infrastructure analytique du CRPG de Nancy est constituée d'une large gamme de spectromètres et de nombreux appareils accessoires voici en exemple quelques photos des appareils utilisés (figure 1).



Spectromètre d'émission (ICP-OES)
Thermo Elemental IRIS radial



Spectromètre de masse (ICP-MS)
Thermo Elemental X7



Spectromètre de masse (ICP-MS)
Perkin-Elmer Elan 6000



Spectrophotomètre d'absorptiométrie
Varian Cary 50

Figure 1. Voici quelques photos des instruments de mesures utilisés par le CRPG de Nancy (Photo CRGP de Nancy).

Annexe II

DONNEES COMPLEMENTAIRES CONERNANT LA DESCRIPTION DES ECHANTILLONS.

Liste des échantillons du forage de BOL

Profondeur (m)	N°	Descriptions sommaires	Minéraux	Âges	Argiles	Diatomées
71,5 (m)	Bol 1a	Argiles à lamines millimétriques de sables et diatomites (1mm)				
	Bol 1b	Argiles à lamines millimétriques de sables et diatomites (2 mm à quelque cm)				
	Bol 1c	Argiles à lamines millimétriques de sables et diatomites (1mm - 5mm)				
	Bol 1d	Argiles à lamines millimétriques de sables (1-2mm)				
	Bol 2c	Argiles à lamines millimétriques de sables et diatomites (2-4mm) parfois mélange de sables et diatomites				
	Bol 2d	Argiles à lamines de sables et lamines de diatomites (1mm)				
77,5 (m)	Bol 2e	Sable avec lamines millimétriques d'argiles				
	Bol 2f	Sables avec quelques grains de quartz éoliens				
	Bol 3	Absence des échantillons				
	Bol 4	Absence des échantillons				
90,8 (m)	Bol 5a	Diatomites avec raciness				
	Bol 5c	Diatomites avec raciness				
	Bol 5g	Diatomites avec racines et argiles à lits sableux (1cm)				
	Bol 5g	Diatomites avec racines et argiles à lits sableux (1cm)				
	Bol 5h	Diatomites avec racines				
	Bol 5j	Diatomites avec racines				
	Bol 5m	Diatomites avec racines et grumeaux de diatomites (paléosols)				
	Bol 5n	Diatomites				
	Bol 5r	Argiles				
	Bol 6b	Diatomites ? ou argiles silteuses				

	Bol 6c	Diatomites ?				
	Bol 6d	Argiles silteuses et diatomites ?				
	Bol 6f	Diatomites ? Argiles silteuses ?				
	Bol 6j	Microbrèches de diatomites (Diatomites plus diagenèse)				
2x	Bol 6g	Microbrèches de diatomites (Diatomites plus diagenèse)				
	Bol 6h	Microbrèches de diatomites (Diatomites plus diagenèse)				
	Bol 6k	Lits argileux et lits de diatomites (5 mm chaque)				
	Bol 6m	Diatomites				
	Bol 6n	Diatomites				
96 (m)	Bol 6p	Argiles diatomitiques ou diatomites argileuses				
99 (m)	Bol 7a	Argiles				
	Bol 7c	Argiles sableuses et racines				
	Bol 7c	Argiles sableuses et racines				
	Bol 7f	Argiles sableuses avec racines, gypse et un peu de sable				
	Bol 7j	Argiles sableuses avec racines, gypse et un peu de sable				
	Bol 7h	Argiles sableuses avec racines, gypse et un peu de sable				
	Bol 8a	Argiles sableuses avec racines et gypse et un peu de sable				
	Bol 8a	Argiles sableuses ,racines pas de gypse ni sable				
	Bol 8e	Argiles sableuses avec racines, gypse et un peu de sable				
	Bol 8g	Argiles sableuses avec racines , gypse et granules de diatomites				
	Bol 8j	Sables fins avec des gros grains éoliens				
105 (m)	Bol 8n	Argiles avec grains de diatomites et gypse (Remaniement ou diagènese)			2,44 ± 0,20 Ma	
108,3 (m)	Bol 9a	Argiles à gros grains de quartz et granules de diatomites (pollutions)				
	Bol 9c	Argiles plus ou moins sableuses (pollution lors de la remonté de l'échantillon)				
	Bol 9e	Argiles et lits (2-3cm) de diatomites				
	Bol 10a	Argiles et lits (4-6cm) de diatomites				

	Bol 10b	Argiles avec un peu de gypse				
114,3 (m)	Bol 10e	Diatomites				
117 (m)	Bol 11a	Argiles plus gypse				
	Bol 11d	Argiles plus ou moins sableuses avec présence de gypse				
	Bol 11h	Argiles plus ou moins sableuses				
	Bol 12b	Argiles (5cm) et lits de diatomites (5cm)				
	Bol 12f	Lits de sables (3-5 mm) et lits de diatomites (1-5mm)				
	Bol 12g	Diatomites				
	Bol 12k	Argiles avec lits millimétriques de diatomites				
123,4 (m)	Bol 12l	Lits d'argiles (mm) avec lits de sables (mm) présences de rides				
126,6 (m)	Bol 13a	Argiles sableuses (mélanges ?) avec présence de gypse				
	Bol 13e	Argiles plus ou moins sableuses et gypse		4,86 ± 0,38		
	Bol 13k	Argiles plus ou moins sableuses et gypse		Ma		
	Bol 13o	Argiles plus ou moins sableuses et gypse				
132,6 (m)	Bol 14b	Argiles plus ou moins sableuses et gypse				
136 (m)	Bol 15c	Diatomites				
	Bol 15e	Argiles avec lits de sables (2-4 mm)				
	Bol 15h	Argile avec présence de gypse				
	Bol 15o	Argile				
	Bol 16a	Diatomites				
	Bol 16c	Argiles à lits millimétriques de diatomites				
	Bol 16i	Argiles				
	Bol 16j	Argiles avec lits (mm) de diatomites, présence de gypse				
141,8 (m)	Bol 16p	Lits d'argiles (5-10 cm) plus lits diatomites (5-10cm)				
144,8 (m)	Bol 17a	Argiles plus ou moins sableuses				
	Bol 17e	Argiles avec présence de Gypse				

	Bol 17h	Argiles plus ou moins sableuses avec gypse		4,73 ± 0,38 Ma		
	Bol 18c	Argiles plus ou moins sableuses avec gypse				
151 (m)	Bol 18h	Lits d'argiles (5cm) plus lits de diatomites (5cm)				
154 (m)	Bol 19a	Argiles				
	Bol 19b	Diatomites				
	Bol 19e	Argiles				
	Bol 19j	Diatomites				
	Bol 19h	Argiles				
	Bol 19k	Diatomites blanches				
	Bol 19m	Sables argileux				
	Bol 20b	Argiles sableuses				
	Bol 20e	Sables argileux				
160,1 (m)	Bol 20h	Argiles sableuses				
166,3 (m)	Bol 21a	Argiles				
	Bol 21 e	Diatomites argileuses				
169,3 (m)	Bol 21j	Argiles sableuses		5,05 ± 0,40 Ma		
175,4 (m)	Bol 22a	Argiles sableuses				
	Bol 22f	Argiles plus ou moins sableuses				
	Bol 22g	Argiles plus ou moins sableuses				
178,4 (m)	Bol 22n	Argiles plus ou moins sableuses avec lamines (mm) de diatomites				
184,7 (m)	Bol 23a	Sables avec lamines (mm) d'argiles				
	Bol 23d	Argiles plus ou moins sableuses				
187,7 (m)	Bol 23g	Argiles à laminations (mm) discontinues de diatomites				

193,8 (m)	Bol 24a	Argiles sableuses				
	Bol 24f	Diatomites				
196,8 (m)	Bol 24n	Argiles sableuses				
203 (m)	Bol 25a	Argiles avec laminations (mm) de sables			4,48 ± 0,40 Ma	
206 (m)	Bol 25j	Argiles plus ou moins sableuses et petits grumeaux				
212,1 (m)	Bol 26a	Argiles diatomitiques				
215,1 (m)	Bol 26p	Diatomites				
221,3 (m)	Bol 27a	Argiles diatomitiques				
224,3 (m)	Bol 27n	Diatomites argileuses			5,16 ± 0,41	
230,5 (m)	Bol 28a	Diatomites				
233,5 (m)	Bol 28h	Argiles sableuses				
239,7 (m)	Bol 29a	Argiles plus ou moins sableuses				
242,7 (m)	Bol 29m	Argiles plus ou moins sableuses				
249 (m)	Bol 30a	Argiles				
251 (m)	Bol 30j	Argiles avec quelques rares lamines de diatomites			5,55 ± 0,47 Ma	
257,2 (m)	Bol 31a	Argiles avec lamines de diatomites				
260,2 (m)	Bol 31j	Argiles sableuses				
		METTRE LES GRAVIERS				
267,4 (m)	Bol 32a	Argiles sableuses				

270,4 (m)	Bol 32e	Argiles diatomitiques		7,30 ± 0,60Ma		
276,6 (m)	Bol 33a	Argiles plus diatomites				
	Bol 33a	Argiles et diatomites				
279,6 (m)	Bol 33e	Argiles avec lamines de diatomites				
285,7 (m)	Bol 34a	Argiles				
288,7 (m)	Bol 34e	Argiles				
294,2 (m)	Bol 35a	Argiles				
297,2 (m)	Bol 35e	Argiles (présence des granules d'argiles)		7,54 ±0,63Ma		

Les séries sédimentaires fluviatiles, lacustres et éoliennes du bassin du Tchad depuis le Miocène terminal.

Résumé

En Afrique et plus particulièrement dans le bassin du Tchad, la dynamique des paléoenvironnements durant le Mio-Pliocène a joué un rôle crucial dans l'histoire de l'émergence et de l'évolution des hominidés anciens.

Ce travail tente de reconstituer les environnements de dépôt du bassin du Tchad pendant les 7 derniers millions d'années et de faire le lien entre les faciès arénitiques de bordures et les faciès argileux au centre du bassin. Une attention particulière est accordée aux environnements et à la dynamique des sites à hominidés de la partie Nord du bassin localisés dans une zone clé qui a joué un rôle de tampon oscillant au gré des fluctuations hydroclimatiques. Il tente également de retracer l'histoire générale du lac Tchad depuis sa mise en place il y a au moins 7 millions d'années jusqu'au Quaternaire terminal avec une étude détaillée du dernier colmatage de la plaine alluviale du Chari. Les faciès décrits s'échelonnent du lacustre à l'éolien en passant par les faciès margino-littoraux deltaïques ou péri-lacustres. Pour la première fois, est donné l'âge de l'installation du système lacustre du bassin du Tchad.

Si la stratigraphie générale du bassin est connue depuis les années soixante, l'interprétation des faciès de ces séries sédimentaires n'a jusqu'à présent pas fait l'objet d'études spécifiques notamment en raison de mauvaises conditions d'affleurements et de la difficulté de corréliser les affleurements entre eux tant en âge qu'en faciès. Cette thèse est une contribution originale à la connaissance de séries sédimentaires du bassin du Tchad. Elle apporte de nouvelles données pour la compréhension des paléoenvironnements et des paléoclimats du Tchad, du Sahara et de l'Afrique depuis le Miocène terminal jusqu'à l'actuel.

Mots-clefs : Sédimentologie, lac Tchad, paléoenvironnement, fluviatiles, lacustres, éoliens, Chari, Miocène terminal.

Fluvial, lacustrine and eolian sedimentary deposits of Chad Basin since the late Miocene.

Abstract

In Africa, particularly in the Chad Basin, the dynamics of the paleoenvironment during Mio-Pliocene has played a critical role in the history of the emergence and evolution of early Hominids.

This work aims at the reconstruction of the depositional environment of Chad Basin during the last 7 Million years, and to define the link between the arenaceous facies at the basin boundaries and the argillaceous facies at the basin center. Particular attention has been given to the environments and dynamics of hominids sites in the northern part of the basin, in an important zone which played a buffer role swaying in hydroclimatic fluctuations. In addition the study aimed at retracing the general history of Chad lake since its origin, at least 7 Million years ago, until the end of Quaternary, with detailed analysis of the last clogging of the Chari alluvial plain. A wide spectrum of facies are described, ranging from lacustrine to eolian and including margino-littoral, deltaic or peri-lacustrine facies. For the first time, the age of formation of the lacustrine system in Chad basin has been determined.

Although the general stratigraphy was deciphered since the sixties, no study has been specifically dedicated to the facies interpretation for these sedimentary series, due to the poor outcrop occurrences and the difficulties arising in facies correlation and chronostratigraphic determinations. This study is an essential contribution to recognize the sedimentary series of the Chad Basin. It provides new data for the understanding of the evolution of paleoenvironments and paleoclimates of Chad, Sahara and Africa since the end of Miocene up to the present day.

Key-words: sedimentology, Chad Lake, paleoenvironment, fluvial, lacustrine, eolian, Chari, late Miocene.